

EVOLUCION DE LA COSTA ATLANTICA ONUBENSE (SO ESPAÑA) DESDE EL MAXIMO FLANDRIENSE A LA ACTUALIDAD.

Por A. RODRIGUEZ-RAMIREZ (*), J. RODRIGUEZ-VIDAL (*), L. CACERES (*), L. CLEMENTE (**),
M. CANTANO (*), G. BELLUOMINI (***), L. MANFRA (****) y S. IMPROTA (*****)

R E S U M E N

El máximo transgresivo holoceno, datado sobre los 6.900 años BP, dió lugar inicialmente, en este sector de la costa suratlántica ibérica, a una costa recortada con amplios entrantes estuarinos y prominentes salientes continentales. Estas áreas estuarinas van a ser las correspondientes a los tramos bajos de las principales vías fluviales (Guadiana, Piedras, Tinto-Odiel y Guadalquivir).

La relativa estabilidad del nivel del mar, que llega hasta nuestros días, ha favorecido la regularización del perfil costero, con retroceso de los salientes continentales y génesis de acantilados. En las áreas estuarinas se han desarrollado formas acumulativas litorales que progradaron en el sentido de la corriente de deriva dominante (hacia el este). Dado que en la desembocadura del Guadalquivir es donde se presentan las formaciones sedimentarias más extensas y mejor conservadas, es aquí donde podemos establecer con mayor exactitud cronológica los diferentes ciclos holocenos de progradación y retrogradación, corroborándose geomorfológicamente en los otros estuarios.

Gracias fundamentalmente a la cartografía geomorfológica realizada, dataciones de ¹⁴C y evidencias arqueológicas, se establecen para este sector costero una serie de fases progradantes. La primera de ellas debió producirse hace 6.900-4.500 años BP, aunque no existen aún datos fiables. La segunda fase entre los 4.200-2.600 años BP, la tercera entre los 2.300-1.100 años BP y la cuarta, y última, entre los 1.000 años BP y la actualidad. Estas fases progradantes se encuentran separadas por otras erosivas, entre 4.500-4.200 años BP, 2.600-2.300 años BP y 1.100-1.000 años BP. Se establece una velocidad de progradación para la flecha litoral de Doñana de 2-4 m/año para los últimos 1.800 años.

Palabras clave: Geomorfología costera, Cambio climático, Holoceno, Océano Atlántico, SO de España.

A B S T R A C T

The maximum Holocene Transgression, dated as around 6,900 years BP, gave rise initially, in this area of the Iberian south Atlantic coast, to an irregular coastline with wide inlets (estuaries) and prominent continental capes. These estuarine areas would become the lower stretches of the main fluvial systems (Guadiana, Piedras, Tinto-Odiel and Guadalquivir).

The relative stability of the sea level (which continues today) has aided the straightening out of the coastline, with retreat of the continental promontories and the formation of cliffs. Littoral accumulative landforms have developed in the estuarine areas, prograding in the direction of the prevailing drift current (eastwards). Since the Guadalquivir mouth shows the most extensive and best conserved sedimentary formations, we can establish there with the greatest chronological accuracy the different Holocene cycles of progradation and retrogradation, with geomorphological corroboration from the other estuaries.

Thanks basically to geomorphological mapping, ¹⁴C dating, and archaeological evidences, a series of prograding phases can be established for this coastal area. The first of these must have taken place 6,900-4,500 years BP, although there are not yet

(*) Departamento de Geología, Universidad de Huelva, Campus de La Rábida, 21819 Palos de la Frontera, Huelva, España.

(**) Instituto de Recursos Naturales y Agrobiología (CSIC), Apartado 1052, 41080 Sevilla, España.

(***) Centro di Studio per il Quaternario e l'Evoluzione Ambientale del CNR-Dipartimento di Scienze della Terra-Università "La Sapienza". Roma 00185, Italia.

(****) Dipartimento di Scienze della Terra-Università "La Sapienza". Roma 00185, Italia.

(*****) Dipartimento di Fisica, Università "La Sapienza". Roma 00185, Italia.

reliable data. The second phase was between 4,200 and 2,600 years BP, the third between 2,300 and 1,100 years BP, and the fourth - and last - between 1,000 and the present. There were separations of successive erosional phases between 4,500-4,200 years BP, 2,600-2,300 years BP, and 1,100-1,000 years BP. A progradation rate of 2-4 m/yr for the last 1,800 years has been established for the littoral spit of Doñaña.

In the prograding phases, sea level was stable or decreased slightly, with domination of the fluvial medium and greater filling with sediments, so restricting estuarine geometry. During the retrograding phases, sea level increased slightly, implying marine domination in the estuary, and greater erosive activity on the cliffs.

Key words: Coastal landform, Climatic change, Holocene, Atlantic ocean, SW Spain.

1. INTRODUCCION

El litoral suratlántico ibérico se caracteriza en la actualidad por la sucesión de amplias zonas de influencia mareal asociadas a las desembocaduras de los ríos principales, lo que se ve favorecido por el crecimiento de flechas litorales e islas-barrera que tienden a cerrar dichas desembocaduras (figura 1).

Las circunstancias que han dado lugar a una costa de dichas características son varias. En primer lugar, el ascenso del nivel marino después del Último Glacial (transgresión Flandriense), cuyo máximo se alcanzó en este sector en torno

a los 6.900 años BP (ZAZO et al., 1994). Este dominio de los medios marinos supuso la invasión de la zona baja de los valles fluviales (estuarios y bahías) y la configuración de las áreas interfluviales como salientes costeros (promontorios y cabos), en cuyos frentes se elaboraron acantilados. En segundo lugar, y a partir de alcanzarse el máximo transgresivo, han sido los agentes dinámicos externos como la corriente de deriva, el oleaje, la marea, la arroyada y el viento, los que han modelado este tramo costero; todo ello favorecido por el lábil sustrato arenoso neógeno y cuaternario.

Las corrientes litorales de deriva han circulado

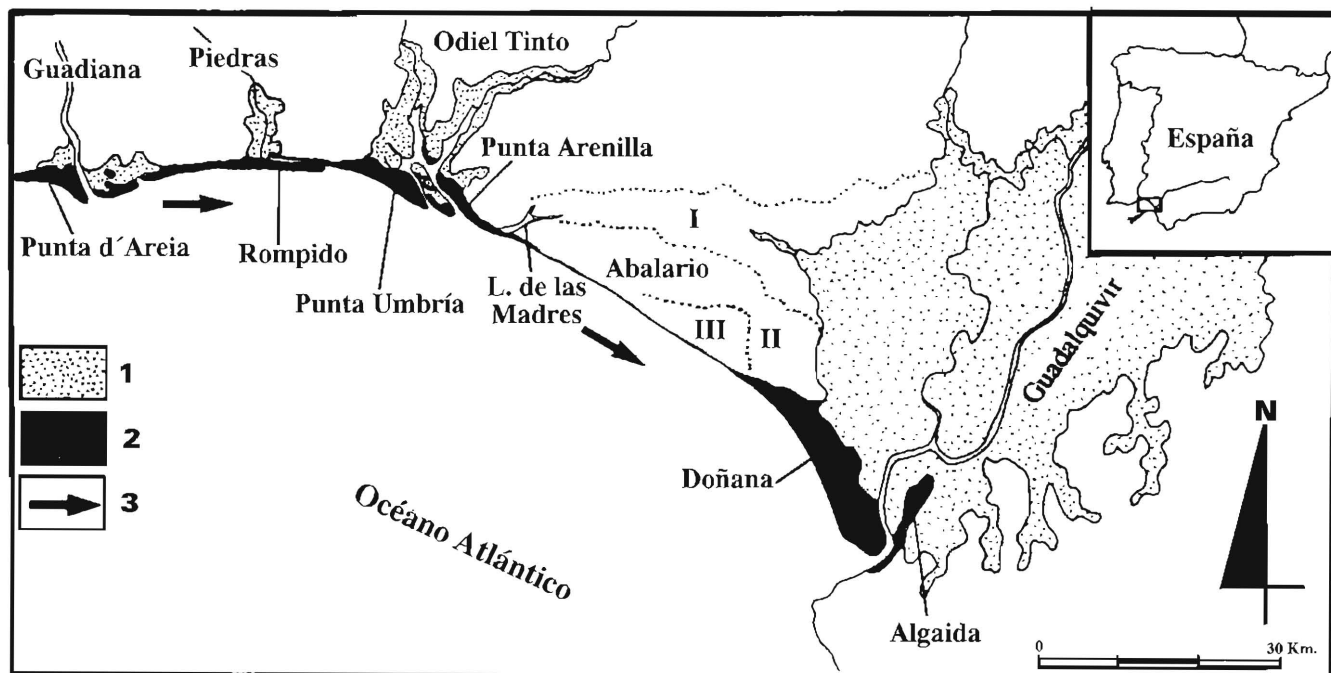


Figura 1.- Localización geográfica y síntesis geomorfológica del área de estudio. I-III: Secuencia de dunas estabilizadas cuaternarias, 1. marismas, 2. formaciones litorales, 3. corriente de deriva litoral.

hacia el este en todo este tramo costero siguiendo la orientación de la línea de costa. De esta manera, han favoreciendo el crecimiento de las barreras arenosas en este sentido. La intensidad de esta corriente aumenta en este sector, motivada por la mayor entrada de "agua atlántica" en el Mediterráneo, lo que responde al dominio de períodos anticiclónicos (anticiclón de las Azores). Por su parte, la marea va a determinar el modelado y relleno de las zonas protegidas del mar abierto, como los estuarios, que están condicionados además por los aportes sedimentarios fluviales. Por último, los vientos dominantes del SO han favorecido y favorecen el desarrollo de extensos sistemas dunares.

En este trabajo se pretende establecer la evolución espacio-temporal, con los datos actualmente disponibles, del tramo costero definido por la desembocadura del Guadiana y la del Guadalquivir desde el máximo Flandriense a la actualidad, así como de las posibles modificaciones de los diferentes factores que la condicionan, como son el clima, la dinámica marina y las variaciones del nivel de mar, a las que hay que añadir en los últimos cientos de años la actividad antrópica. Con este objetivo se ha realizado una cartografía geomorfológica detallada y, a partir de ella, análisis morfosedimentario y dataciones calibradas (^{14}C) así como arqueológicas (CACERES, 1995; RODRIGUEZ-RAMIREZ, 1996).

2. SISTEMAS MORFOGENETICOS

Desde el máximo Flandriense a la actualidad, en las formaciones sedimentarias desarrolladas en las desembocaduras de las principales vías fluviales, desde el punto de vista geomorfológico, se diferencian tres sistemas morfogénéticos: litoral, estuarino y eólico.

El sistema litoral lo forman las diversas flechas y barreras arenosas que tienden a cerrar los diferentes estuarios en su desembocadura (figuras 1 y 2). En la margen derecha se suelen disponer el sistema de flechas de mayor extensión, que han crecido hacia el E y SE. En la margen izquierda se disponen formaciones de menor entidad, producidas por corrientes del NO y NNE, originadas por olas de levante, refracción de olas de poniente, diferente orientación de la línea de

costa, flujo-reflujo mareal (BORREGO, 1992; BORREGO et al., 1993; MORALES, 1993; RODRIGUEZ RAMIREZ, 1996).

El sistema estuarino está constituido por las marismas que rellenan el amplio sector situado tras las flechas litorales. Las situadas entre el Guadiana y el Tinto-Odiel presentan una clara influencia mareal, mientras que en las marismas del Guadalquivir los procesos mareales son prácticamente nulos, dominando los fluviales.

El sistema eólico lo constituyen las formaciones dunares, de amplia distribución continental y litoral. En base a la cartografía geomorfológica, se han diferenciado cinco secuencias de dunas: las tres más antiguas se encuentran estabilizadas, mientras que las dos más modernas son activas actualmente (figura 1) (RODRIGUEZ RAMIREZ, 1996).

3. MORFOLOGIA COSTERA EN EL MAXIMO TRANSGRESIVO

El rápido ascenso del nivel del mar, con posterioridad a la última fase glacial cuaternaria, dió lugar en todo este sector del litoral suratlántico ibérico a una costa recortada con amplios salientes y entrantes (figura 3A). Esto generó importantes procesos de erosión en los salientes continentales dando lugar a una elevada disponibilidad de detríticos, transportables a lo largo del litoral, cuyos principales sumideros han sido los estuarios, los campos dunares y las zonas sumergidas de la plataforma continental. Esto se ha producido, de forma paulatina, durante los últimos 6.900 años, con la consecuente reducción de áreas inundadas.

Los tres sistemas eólicos estabilizados del Abalarío corresponden a esta fase final de ascenso marino y máximo transgresivo. Estos se asientan sobre capas de turba datadas en 11.090 ± 400 años BP (BORJA y DIAZ DEL OLMO, 1992). Por lo que se puede estimar una génesis del primero en torno a los 10.000-11.000 años BP. Estos migraron hacia el continente con una dirección de desplazamiento OSO, según retrocedía la línea de costa (figura 1) (RODRIGUEZ RAMIREZ, 1996).

4. PRIMERA FASE DE PROGRADACION

Una vez alcanzado el máximo transgresivo, la dinámica generada a partir de estos momentos, favorecida por la relativa estabilidad del nivel del mar, dió lugar a una serie de fases progradantes tendentes a la regularización del perfil costero, interrumpidas por eventos erosivos. Así se favoreció el relleno o sellado de los entrantes estuariños y la erosión de los salientes.

La evidencia más antigua del inicio de la progradación costera, en este sector suratlántico ibérico, viene dado por los primeros depósitos de turba que se acumularon en los lagoones costeros (p.e. laguna de las Madres), con edades más antiguas de 4.500 años BP (MENENDEZ y FLORSCHÜTZ, 1964) y ca. 4.000 años BP (ZAZO et al., 1996a). Estos datos reflejan, ya por entonces, una regularización del perfil costero, con la existencia de barreras litorales que cerraban los entrantes, sobre todo en los valles de ríos menores, que quedaron a modo de lagunas litorales. Muchos de estos primeros depósitos de turba han sido erosionados, como consecuencia del importante retroceso de la línea de costa.

El análisis polínico de los niveles turbosos (FREIJEIRO y ROTHEMBERG, 1981 y STEVENSON, 1984) reflejan unas condiciones paleoclimáticas templado-húmedas, en el tránsito de los episodios Atlántico y Subboreal.

Las formaciones litorales más antiguas, detectables gracias a la cartografía geomorfológica, corresponden a los cordones de Carrizosa-Veta la Arena, en el área que ocupa la actual desembocadura del río Guadalquivir (figura 2). Las dataciones de ¹⁴C realizadas sobre conchas, revelan una edad calibrada de 4.735 años BP (tabla I). Esta edad tal vez sea algo más reciente, debido al posible retrabajamiento de la muestra, y nos situaría dentro del primer evento erosivo (4.000 años BP) definido por ZAZO et al. (1994) para el sur de España.

La disposición geomorfológica de estas formaciones litorales, perpendicular a la dirección de las barreras principales, y sus pequeñas dimensiones, constituyen la evidencia de un evento erosivo de elevada intensidad y corto período, que destruyó una antigua barrera arenosa.

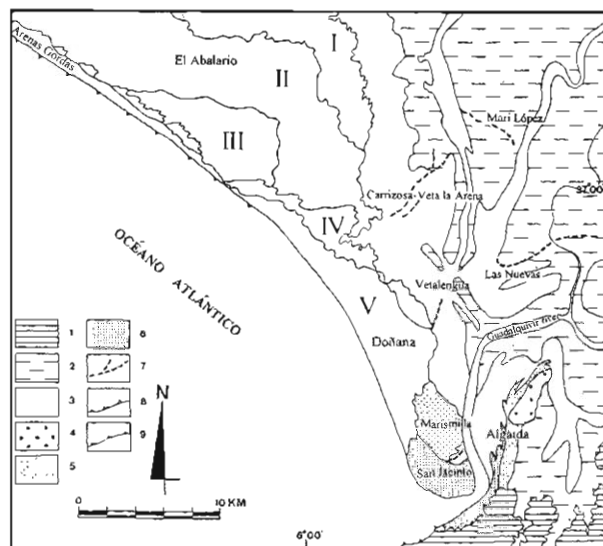


Figura 2.- Síntesis geomorfológica del estuario del Guadalquivir: I-V: Secuencia de dunas cuaternarias, 1. sustrato neógeno, 2. marisma alta, 3. marisma baja, 4. segunda fase progradante, 5. tercera fase progradante, 6. cuarta fase progradante, 7. cordones litorales, 8. acantilado inactivo, 9. acantilado activo.

Tabla I. Muestras y edades de la desembocadura del Guadalquivir.

Localización	Muestras	¹⁴ C Edad Convencional (± BP)	¹⁴ C Edad Calibrada (95%)	Edad (± BP)
Flecha litoral de Doñana	R-2205*	2185 ± 50	80 AD-270 AD	1775
	R-2185*	1860 ± 50	440 AD-655 AD	1402
	R-2210*	2010 ± 50	270 AD-470 AD	1590
	R-2204*	1490 ± 50	830 AD-1020 AD	1025
	R-2187*	1790 ± 50	530 AD-700 AD	1335
	R-2188*	1850 ± 50	440 AD-660 AD	1400
	R-2271	2641 ± 47	392 BC-339 BC	2315
	R-2282	1620 ± 34	736 AD-815 AD	1175
	R-2286	1353 ± 31	1028 AD-1069 AD	902
	R-2287	1518 ± 36	859 AD-948 AD	1047
Flecha litoral de La Algaída	R-2262	1865 ± 35	530 AD-608 AD	1380
	R-2263	1800 ± 40	591 AD-662 AD	1325
	R-2272	1972 ± 40	400 AD-475 AD	1515
	R-2284	2233 ± 29	93 AD-158 AD	1825
	B-88018**	1600 ± 60	1222 BP-1071 BP	1146
	B-88019**	1340 ± 60	931 BP-804 BP	867
	B-88020**	1450 ± 70	1055 BP-918 BP	986
	B-88021**	1530 ± 70	1153 BP-978 BP	1065
B-88022**	2487 ± 70	2487 BP-2322 BP	2404	
Carrizosa-V la Arena	R-2273	4548 ± 59	2870 BC-2697 BC	4735
Vetalengua	R-2283	2171 ± 36	147 AD-248 AD	1753
	B-88016**	2230 ± 60	1879 BP-1738 BP	1808
Cordón estuario	R-2278	2284 ± 39	28 AD-119 AD	1877
	R-2279	3679 ± 48	1680 BC-1553 BC	3567
	R-2280	3694 ± 61	1716 BC-1562 BC	3589
	B-88017**	3460 ± 90	3421 BP-3219 BP	3320

* ZAZO et al. (1994)

Laboratorios: Centro di Studio per il Quaternario e l'Evoluzione Ambientale del CNR-Dipartimento Scienze della Terra-Università "La Sapienza" (Roma, Italia).

** Beta Analytic INC, Miami, Florida. USA.

La dirección principal de progradación fué hacia el NE; es decir, hacia el interior del estuario del Guadalquivir. Se disponen con un espesor de unos 2 m, apoyándose sobre anteriores depósitos de marisma, a una cota de +2 m, y nos sirven para delimitar el trazado del antiguo paleoestuario, con una importante porción de marisma continentalizada ya por entonces. De igual modo, esta morfología define un ligero ascenso relativo del nivel del mar.

A nivel regional, la primera fase de depósitos progradantes se sitúa entre 6.900 y 4.000 años BP (fase H, de ZAZO et al., 1994). En el área de estudio no existen evidencias absolutas de formaciones correspondientes a esta fase, aunque serán necesarios un mayor número de dataciones radiométricas para confirmar este hecho. En la desembocadura del Guadalquivir, este episodio ha sido dismantelado por el evento erosivo definido por los cordones de Carrizosa-Veta la Arena, sus restos se encuentran ocultos bajo las formaciones estuarinas y eólicas transgresivas. La zona de raíz de esta primera flecha litoral se localizaba en el borde oeste de la desembocadura y se apoyaba en el saliente costero del Abalarío, más prominente que en la actualidad.

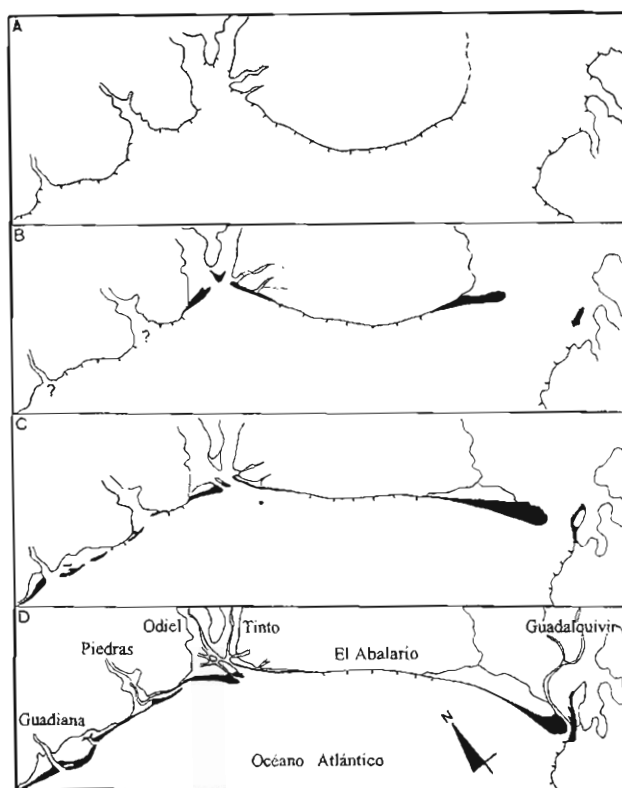


Figura 3.- Evolución del perfil costero del tramo Guadiana-Guadalquivir. A.- Máximo Flandriense (6.500 a. BP), B.- segunda fase progradante (4.200-2.600 a. BP), C.- tercera fase progradante (2.300-1.100 a. BP), D.- cuarta fase progradante (1.000 a. BP-Actualidad).

5. SEGUNDA FASE DE PROGRADACION

Esta fase de progradación, que aísla del mar a los respectivos estuarios, conlleva una disminución de la influencia marina en su interior y, por el contrario, un dominio de los ambientes continentales (figura 3B).

En el estuario del Guadalquivir, la colmatación se favorece por el intenso aporte sedimentario fluvial a modo de pequeños aparatos deltáicos digitados, tipo "pie de pajar", de los principales afluentes fluviales. Se estima un avance de estos deltas en esta fase, a partir de los datos cartográficos y dataciones radiométricas, del orden de unos 2-3 m/año de media.

El cierre del estuario trae consigo una progresiva continentalización con menor influencia marina. La dinámica generada en su interior da lugar a acumulaciones importantes en los márgenes, de tal manera que se pasa de cordones constituidos por barras de arena silíceas y fauna de mar abierto

a cordones constituidos por restos de malacofauna estuarina (especialmente el género *Cerastoderma*) con escaso o nulo aporte arenoso, situados en los márgenes del paleoestuario. Estas importantes acumulaciones están provocadas por un dominio de las condiciones continentales, en detrimento de las marinas. Las dataciones efectuadas en los restos de estos depósitos de conchas, tanto en los cordones de Carrizosa-Veta la Arena como Mari López (figura 2) proporcionan una edad calibrada de 3.567, 3.589 y 3.320 años BP (tabla I), marcando un posible inicio de la progresiva progradación de las barreras litorales, que disminuyen el tamaño de las aperturas que comunican el mar con el estuario. De todos modos, este hecho habría de ser confirmado con la datación de los organismos situados en posición de vida en el lecho del paleoestuario. Las disposiciones de estos depósitos, junto con los cordones de Carrizosa-Veta la

Arena, marcan una paleocosta que evidencian una marisma emergida con anterioridad a este evento.

En la margen derecha de la desembocadura del río Guadalquivir (flecha litoral de Doñana), los restos de esta fase progradante se presentan muy erosionados por la dinámica fluvial y están ocultos bajo las láminas de dunas activas, que avanzan hacia el NE.

El que se ha definido como IV sistema eólico (figura 2) está asociado a esta fase progradante, generándose al inicio de ésta. Este sistema eólico se extiende en todo el sector costero y ha sido erosionado por el retroceso del acantilado, así como cabalgado por los sistemas eólicos más recientes. En el tramo de costa con tendencia retrogradante presenta una morfología de dunas parabólicas imbricadas, mientras que en el sector progradante de la flecha litoral de Doñana, su morfología pasa a trenes más o menos continuos lateralmente, de dunas parabólicas no imbricadas, muy menguadas por el desplazamiento y el escaso aporte arenoso.

En la margen izquierda del río, los primeros vestigios de depósitos que se han podido determinar cartográficamente se localizan en la flecha de La Algaida (figura 2). Sobre ellos se han encontrado asentamientos y restos arqueológicos prerromanos del siglo VII a II a.C. (MENANTEAU, 1979).

Los rasgos morfológicos de esta flecha litoral indican que existió una progradación hacia el NE, sin poder precisar si había en ese momento unión con el continente o no; es decir, si morfológicamente era una flecha o una isla.

Los salientes continentales, situados a ambas márgenes de la desembocadura del Guadalquivir, debían ser originalmente más prominentes, y su erosión y consiguiente retroceso estuvieron ligados a la evolución de esta segunda fase progradante.

Tanto en las formaciones arenosas de la margen derecha como izquierda, esta fase progradante es interrumpida por un evento erosivo, con una elevación del nivel del mar. Este evento dió lugar a un mayor dominio marino dentro del estuario, definiéndose nuevas líneas de costa.

En el área de la desembocadura del Guadalquivir, esta ruptura está reflejada por los cordones de Vetallengua-Las Nuevas (figura 2), que se prolongan hacia el NE, en el interior del estuario, definiendo los paleomárgenes de éste. En la flecha de La Algaida se produjo un fenómeno similar, con la erosión de la formación arenosa preexistente, quedando una isla con morfología ovalada y rodeada por dos brazos de mar: uno de gran anchura (unos 6 km), situado entre Doñana y La Algaida, y otro entre ésta y el continente, de menor tamaño.

Datos geográficos aportados por **Estrabón** en su obra *Geographica*, escrita entre el 29 y 7 a.C., nos hablan de este estuario como de una laguna interior, a la que llamó *Lago Ligustinus*, con una doble desembocadura al mar; situando entre ambos canales una isla donde, según la tradición oral, se habla de la existencia de una ciudad con el mismo nombre del río, *Tartessos*.

A pesar de estas referencias históricas, los datos aportados en este trabajo no permiten estimar con certeza el inicio de este episodio erosivo. Las dataciones efectuadas en los cordones definidos en esta fase erosiva aportan una edad de 1.753, 1.808 y 1.877 años BP (tabla I).

En el estuario definido por los ríos Tinto-Odiel, los primeros vestigios de los que se tiene constancia absoluta, a través de dataciones radiométricas y arqueológicas, de formaciones correspondientes a esta fase se sitúan en la flecha litoral de Punta Umbría. SUAREZ BORES (1971) realizó dataciones absolutas, mediante ^{14}C , en muestras de conchas, que indicaban una edad de 3.200 y 2.700 años BP para los cordones más antiguos. De igual modo, se han encontrado restos arqueológicos datados como pre-romanos (ALMAGRO et al., 1975). El tránsito hacia la siguiente fase progradante se realiza a través de una superficie erosiva, que separa la secuencia de cordones más antiguos, progradantes hacia el ENE, con respecto a otros progradantes hacia el ESE. Este evento está datado, por RODRIGUEZ VIDAL (1987), sobre los 2.500-2.000 años BP.

La influencia marina en este estuario ha sido clara a lo largo de su evolución. Hay constancia de esto, hasta al menos 3.000 años BP, como parece confirmar la aparición de un depósito de

armas correspondientes al Bronce final (750 a.C.) en una capa de arenas gruesas con conchas situada entre 8 y 9,5 m de profundidad (ALMAGRO et al., 1975). Otras referencias históricas apuntan al escaso relleno del estuario, como es la existencia de un puerto fenicio (s. VIII-V a.C.) en su interior (Aljaraque) y el hecho de conocerse el entrante, durante este período fenicio, como Laguna *Erebea* o *Estigia*.

Tanto en el estuario del río Piedras como en el del Guadiana, no se han encontrado aún evidencias geomorfológicas claras que puedan confirmar formaciones sedimentarias correspondientes a esta fase. Las dataciones absolutas tampoco ayudan a confirmar este hecho (figura 3B).

6. TERCERA FASE DE PROGRADACION

Esta nueva fase progradante dió lugar a un importante crecimiento de las formaciones litorales y eólicas, retroceso de acantilados y al progresivo cierre de los estuarios (figura 3C).

En el Guadalquivir, la disminución de la bocana del antiguo estuario romano (Lago Ligustinus) favoreció una mayor influencia fluvial. El delta del río Guadalquivir se extendía dentro del estuario, con digitaciones superficiales del sistema deltáico. Esto favoreció una mayor continentalización provocando un cese de aportes de mar abierto y, por contra, generando acumulaciones del material detrítico originado dentro del estuario, restos de malacofauna principalmente. De este modo, se pasa de unos cordones litorales iniciales, constituidos por arena silíceo y restos de fauna marina, a acumulaciones de malacofauna típica estuarina (*Cerastoderma*) en las riberas del paleoestuario, con una edad calibrada de 1.753, 1.808 y 1.877 años BP, que reflejan el inicio de la progradación.

En Doñana esta fase dió lugar a los cordones de La Marismilla (figura 2), con una dirección de progradación hacia el SSE. Este episodio sedimentario está marcado por una fuerte alternancia de crestas y surcos de playa, con una edad para la cresta más antigua muestreada de 1.775 años BP (tabla I, ZAZO et al., 1994). Teniendo en cuenta el número de crestas cartografiadas (unas 21) y los datos cronológicos de su génesis, se puede

estimar una periodicidad estimada, en el crecimiento de cada cresta y surco de unos 50 años. Igualmente se estima un valor medio de avance de la línea de costa del orden de 3-4 m/año. Una leve fase erosiva marca una ruptura en la disposición morfológica de estas crestas, en torno a los 1.400 años BP. Inicialmente aparecen incurvadas al sur, para posteriormente a partir de este evento hacerlo al este.

En la Algaida, esta nueva fase progradante se muestra por una serie de crestas y surcos de playa de orientación NE, que envuelven al cuerpo sedimentario más antiguo, con una edad calibrada de 2.404 años BP (tabla I), para la cresta más antigua. Su configuración morfológica pasó así de ser una isla, a una flecha unida al continente.

A su vez, los cordones litorales de la Marismilla, al otro lado de la bocana, crecieron con rapidez y llegaron a provocar una disminución de la sedimentación en la Algaida. Esta contraflecha fué quedando, por tanto, aislada de la dinámica marina hasta su total pérdida de funcionalidad dentro del estuario. A partir de ese momento, se ha visto rodeada por depósitos de marisma.

Respecto de las fechas obtenidas en la formación arenosa de Doñana, convendría indicar que no fueron hechas sobre las crestas de playa más antiguas y, por tanto, es de suponer que el inicio de la progradación sería algo anterior a las edades ya indicadas.

Las formaciones arenosas de este episodio se truncan con un nuevo evento erosivo, que se manifiesta en Doñana por unos cordones que avanzan hacia el NE y que separan las unidades progradantes de la Marismilla y de San Jacinto (figura 2). Su edad calibrada es de 1.175 años BP (tabla I). En la flecha de la Algaida este evento es menos patente, pues sus depósitos están protegidos en el interior del estuario, sufriendo en menor medida la acción de la dinámica marina.

En el estuario del Tinto-Odiel esta fase progradante presenta, tanto en la flecha de Punta Arenilla como en la de Punta Umbría, un gran desarrollo y aislaría, en gran medida, el estuario del mar. En Punta Umbría se generaron una serie de cordones con una dirección de progradación

hacia el ESE. En éstos se encuentran restos de una factoría de salazón (AMO, 1976), con una fecha de fundación 40-50 d.C. También aparecen restos de una necrópolis romana del siglo III-IV d.C. (CARRERO, 1979). En el interior del estuario, la marea llegaba hasta la base de los "cabezos" de Huelva, al menos, hasta época romana, como parecen demostrar restos de dos fábricas de salazón (s. III a.C.-IV d.C. y I-II d.C.) en el casco urbano. Sería a partir del siglo II d.C., con la intensificación de la explotación minera, asociada al desbroce y cultivo, cuando se aceleraría el proceso de colmatación del estuario (CLEMENTE et al., 1985).

En la playa actual, situada frente a la laguna de Las Madres, afloran unos niveles de turba (CACERES, 1995) situados a -0,5 m de profundidad, de edad 1.900 y 1.790+180 años BP, relacionados con una posición más avanzada de la línea de costa y un posible nivel del mar más bajo que el actual (de -0,5 m. a -1,0 m.).

En el estuario del Piedras los datos cronológicos más antiguos corresponden a esta fase progradante (ZAZO et al., 1994), constituyendo el sector más occidental de la flecha del Rompido.

Para el estuario del Guadiana no existen datos cronológicos que sirvan para establecer su evolución en esta fase. Las primeras referencias históricas, dadas por Avieno (siglo IV d.C.) y basadas en escritos del siglo VI a.C., hacen mención a la existencia de varias islas arenosas en la desembocadura del Guadiana, probablemente los primeros ganchos de Isla Canela e Isla Cristina, y con la existencia de restos de un mausoleo tardorromano sobre las formaciones arenosas más septentrionales. Por tanto, sólo podemos afirmar, a falta de estudios más detallados, que estas islas ya existían en esta fase de progradación, aunque no podemos precisar si su formación corresponde a esta fase o es anterior.

Esta tercera fase progradante se caracteriza por unos sistemas dunares muy importantes, en la que se inició el quinto sistema eólico que perdura hasta la actualidad. Sus edificios arenosos son de gran relevancia morfológica, distribuyéndose con mayor profusión en el Abalarío y Doñana (figura 2) y, en menor medida, en las flechas lito-

rales del estuario del Tinto-Odiel, siendo muy escasas en el Guadiana y Piedras.

En el sector retrogradante del Abalarío las dunas se presentan imbricadas, reflejando el máximo retroceso del acantilado en este sector. Se han diferenciado cartográficamente cuatro episodios eólicos principales de dunas parabólicas, cuyos ejes de simetría indican la orientación media del viento dominante en cada momento. El análisis estadístico de estas direcciones (RODRIGUEZ VIDAL et al., 1993) muestra un cambio paulatino en los dos últimos milenios, desde vientos procedentes del OSO hasta otros del SO, significativo de las variaciones en la circulación atmosférica regional. Este mismo sistema presenta en Doñana una morfología diferente, debido al carácter progradante costero, de tal manera que se disponen como sucesivos trenes de dunas parabólicas de gran continuidad lateral.

7. CUARTA FASE DE PROGRADACION

La última fase progradante en este sector costero reduce, de forma muy considerable, la influencia marina en el estuario (figura 3D). En Doñana se manifiesta en los cordones litorales de San Jacinto (figura 2). En la flecha litoral de La Algaída los ganchos más meridionales están relacionados con esta última fase progradante. Los datos cronológicos evidencian un inicio de la progradación en torno a los 1.000 años BP, con un avance de la línea de costa en el sector más meridional de unos 2 m/año, para este último milenio.

El importante retroceso costero de los salientes continentales persiste en esta fase. El sector costero con un mayor retroceso es el del Abalarío, reflejándose en las acumulaciones eólicas más recientes y en la destrucción de las edificaciones costeras del siglo XVI (torres de Almenara). Según esto, se puede estimar un retroceso máximo en este sector de 1,2 m/año en los últimos 240 años.

En el estuario del Tinto-Odiel, este episodio se manifiesta tanto en la flecha de Punta Arenilla como en la de Punta Umbría. En esta última, se suceden una serie de cordones progradantes hacia el SE, en contraposición a los de la fase

anterior que progradaban hacia el ESE. Ambos sistemas se encuentran separados por una clara superficie de erosión, sin poder precisar una cronología absoluta. Si tenemos en cuenta que este evento erosivo es el establecido en Doñana para el inicio de esta fase, se puede establecer una velocidad de progradación costera en Punta Umbría, para los últimos 1.000 años, de 2 m/año. La dinámica y evolución natural de este sector se ha visto fuertemente modificada a partir de la construcción de los diques artificiales, ésto ha llevado a un aumento en la velocidad de colmatación del sector, con avance rápido de las unidades emergidas, principalmente de playas progradantes en las caras expuestas de los diques.

La flecha del Rompido, en la desembocadura del río Piedras, se caracteriza por un espectacular crecimiento hacia el este en este período progradante. Según BORREGO et al. (1993), el crecimiento de esta flecha se produjo como consecuencia de la interacción de las corrientes mareales interna y externa al estuario, que generaron una zona de sombra dinámica donde se depositaron los sedimentos. Las modificaciones mayores en el perfil de esta formación litoral tuvieron lugar en los últimos 1.000 años, con un crecimiento espectacular hacia el este, fundamentalmente en los últimos 100 años, con más de 5 km desde 1873 hasta 1956, y más de 1 km desde aquí hasta la actualidad.

Esta formación forma parte de un antiguo sistema de islas-barrera, hoy unidas y adosadas al continente. A partir de mediados del siglo XIX, se constituyó la flecha litoral a partir de la desaparecida isla-barrera, por disminución del prisma mareal y dominio del oleaje (BORREGO et al., 1993). Los acantilados del sector interfluvial Piedras-Guadiana dejaron de ser activos desde el siglo XVI (OJEDA, 1988), como consecuencia de la progradación litoral.

En el estuario del Guadiana, en cuanto a la evolución más reciente de este sector (siglo XVI-actualidad), existen estudios detallados en base a la documentación cartográfica existente (OJEDA, 1988 y MORALES, 1993). Es a partir del siglo XIX cuando tiene lugar el crecimiento y unión de las diversas islas-barrera que configuraban este sec-

tor del litoral, dando lugar a un tramo continuo hasta el extremo este de la flecha del Rompido. Este tránsito de una costa con numerosas y pequeñas islas-barrera, separadas por caños mareales (*tidal inlets*), a una costa con escasas y largas islas-barrera, supone el cambio de un dominio de las mareas, como agente morfodinámico principal, a un dominio del oleaje (MORALES, 1993).

Con la formación de islas-barrera largas y continuas tuvo lugar la colmatación de los espacios situados entre ellas y el continente, constituyéndose marismas mareales plenamente funcionales en la actualidad.

Geomorfológicamente los cordones litorales formados en esta fase, en los diferentes cuerpos progradantes de este litoral, presentan el desarrollo de un importante manto eólico, especialmente significativos en las formaciones litorales del Guadalquivir y Tinto-Odiel. Estas parecen reactivarse con mayor fuerza a partir del siglo XVI, tal como lo demuestran las últimas fases de acreción litoral. Esto puede estar relacionado por una mayor coalescencia de crestas de playa en disminución de los surcos, por aumento de la corriente de deriva.

La intensificación de la deriva litoral afecta, en la actualidad, de diverso modo a las formaciones sedimentarias, según su orientación frente los trenes de olas dominantes del SO. En el tramo occidental, de dirección E-O, tiene lugar un crecimiento rápido hacia el oeste (flecha del Rompido). En el tramo más oriental, la línea de costa se sitúa de forma más transversal (NO-SE), por lo que se produce un menor crecimiento y formación de cordones que se incurvan hacia el NE, adentrándose en el estuario.

Este proceso es similar al ocurrido en los eventos erosivos precedentes y puede estar provocado por la tendencia al ascenso del nivel marino actual. En este sentido, DABRIO et al. (1993) estiman, a partir de datos cronoestratigráficos y sedimentológicos, una ligera elevación hasta el año 2.050 A.D.

La colmatación de los estuario en esta última fase ha sido especialmente significativa, debido a la actividad antrópica. Es durante este período

cuando en estos valles fluviales se produjo una mayor extensión de la agricultura, con la consiguiente deforestación y erosión.

8. CONCLUSIONES

La evolución del relieve costero, tras el último ascenso postglacial del nivel marino, ha acausado importantes cambios ambientales en todos los sistemas naturales de la costa suratlántica ibérica.

La cartografía geomorfológica ha permitido establecer relaciones temporales entre las distintas formaciones sedimentarias y los procesos erosivos. Las evidencias arqueológicas y las dataciones calibradas de ¹⁴C sobre conchas fósiles han ayudado a establecer una cronología absoluta.

Los sistemas de flechas litorales cartografiados se han construido durante cuatro fases progradantes. La primera establecida a nivel regional entre el máximo flandriense (6.900 años BP) y 4.500 años BP, de la cual no existen evidencias directas en este sector. La segunda entre 4.200 años BP y 2.600 años BP, la tercera entre 2.300 años BP y 1.100 años BP y la cuarta, y última, entre 1.000 años BP y la actualidad. Con separaciones de sucesivas fases erosivas entre 4.500-4.200 años BP, 2.600-2.300 años BP y 1.100-1.000 años BP (figura 4).

De esta manera se establecen ciclos mayores sedimentarios, con ligero descenso y posterior

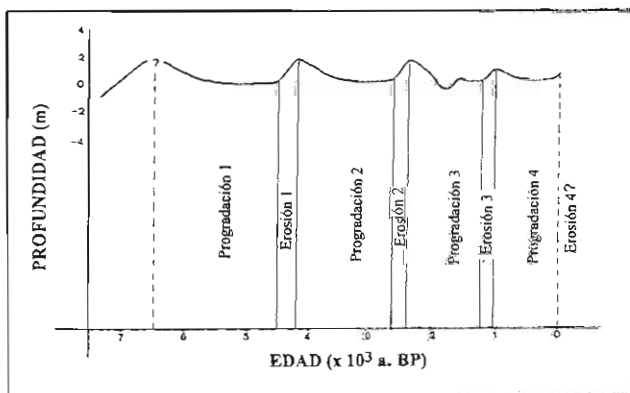


Figura 4.- Curva regional postflandriense de las oscilaciones relativas del nivel del mar, inducida de la posición y morfología de los sucesivos cuerpos sedimentarios.

estabilidad del nivel marino, en los que dominan las construcciones de barreras litorales y la génesis de amplias llanuras mareales que disminuyen el tamaño de los estuarios. Estas fases sedimentarias se interrumpen con rápidos ascensos del nivel del mar (figura 4), que erosionan las barreras litorales previamente construidas, hacen retroceder los acantilados, provocan la migración hacia el continente de edificios dunares, con frecuentes láminas imbricadas, y aumentan la influencia marina dentro de los estuarios.

Los cambios ambientales holocenos que hemos podido constatar han sido generados, por tanto, por cambios en la circulación atmosférica y en las corrientes marinas. Actualmente nos encontramos en una situación anticiclónica dominante, controlada por el movimiento del giro semipermanente de las Azores, que favorece en el litoral las corrientes de deriva, la progradación de las barreras arenosas y altas tasas de sedimentación.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido subvencionado por los proyectos de la DGICYT PB91-0622-C03-01 y PB94-1090-C03-01 y por el II Plan Propio de Investigación de la Universidad de Huelva. Es una contribución al Proyecto 367 del IGCP.

REFERENCIAS

- ALMAGRO, M.; AMO, M.; BELTRAN, A.; BLANCO, A.; CERDAN, C.; FERNANDEZ-MIRANDA, M.; GARRIDO, J.P.; LEISNER, G. P.; LUZON, J. y ORTA, E.M. (1975). *Huelva. Prehistoria y Antigüedad*. Ed. Nacional, Madrid, 320 p.
- AMO, M. DEL (1976). Restos materiales de la población romana de Onuba. *Huelva Arqueológica*, II, Publ. Museo Huelva e Inst. Onub. "Padre Marchena". Excma. Dip. Huelva, 200 p.
- BORJA, P. y DIAZ DEL OLMO, F., (1992). Sector oriental del acantilado del Asperillo (litoral de Huelva. SO de España): Formaciones y cronologías. *Mediterranean and Black sea Shorelines (INQUA) Newsletter*, 14: 87-93.
- BORREGO, J. (1992). *Sedimentología del Estuario del Río Odiel. Huelva. SO España*. Tesis Doctoral. Universidad de Sevilla. 308 p.
- BORREGO, J.; MORALES, J. A. y PEDON, J.G., (1993). Holocene filling of an estuarine lagoon along the mesotidal

Coast of Huelva: The Piedras river mouth, Southwestern Spain. *Journal of Coastal Research*, 8, 321-343.

CACERES PURO, L.M. (1995). *Geomorfología del sector occidental de la Depresión del Guadalquivir*. Tesis Doctoral. Universidad Huelva, 292 p.

CARRERO, J. (1979). *Historia de Punta Umbría*. Imp. Jiménez S.L., Huelva.

CLEMENTE, L.; MENANTEAU, L. y RODRIGUEZ VIDAL, J. (1985). Los depósitos holocenos en el estuario de los ríos Tinto y Odiel (Huelva, España). *Actas I Reunión del Cuaternario Ibérico*, I. Lisboa, 339-353.

DABRIO, C.J., ZAZO, C. y GOY, J.L. (1993). Litoral y riesgos geológicos. *V Reunión Nacional de Geología Ambiental y Ord. Territ.*, Murcia. T. I, 93-114.

FREIJEIRO, A. y ROTHENBERG, B. (1981). *Exploración Arqueometalúrgica de Huelva*. Ed. Labor. Huelva. 312 p.

MENANTEAU, L. (1979). *Les Marismas du Guadalquivir. Exemple de transformation d'un paysage alluvial au cours du Quaternaire récent*. Thèse 3è cycle, Univ. Paris-Sorbonne. 154 p.

MENENDEZ, J. y FLORSCHÜTZ, F. (1964). Resultados del análisis paleobotánico de una capa de turba en las cercanías de Huelva (Andalucía). *Estudios Geológicos*, 20, 183-186.

MORALES, J.A. (1993). *Sedimentología del Estuario del Río Guadiana. (SO España-Portugal)*. Tesis Doctoral. Universidad de Huelva, 300 p.

OJEDA, J. (1988). *Aplicaciones de la teledetección espacial a la dinámica litoral (Huelva): geomorfología y ordenación litoral*. Tesis Doctoral. Universidad de Sevilla, 409 p.

RODRIGUEZ RAMIREZ, A. (1996). *Geomorfología continental y submarina del Golfo de Cádiz (Guadiana-Guadalquivir), durante el Cuaternario reciente*. Tesis Doctoral. Universidad de Huelva. 370 p.

RODRIGUEZ VIDAL, J. (1987). Modelo de evolución geomorfológica de la flecha litoral de Punta Umbría, Huelva, España. *Cuaternario y Geomorfología*, 1, 247-256.

RODRIGUEZ VIDAL, J., CACERES, L., RODRIGUEZ RAMIREZ, A. and CLEMENTE, L. (1993). Coastal dunes and postflandrian shoreline changes. Gulf of Cadiz (SW Spain). *Mediterranean and Black sea Shorelines (INQUA) Newsletter*, 15, 12-15.

STEVENSON, A.C. (1984). Studies in the vegetational history of SW. Spain. III Palynological investigations at El Asperillo, Huelva. *Journal of Biogeography*, 11, 527-551.

SUAREZ BORES (1971). Determinación de la edad mediante medidas del contenido carbono-14, en muestras de conchas procedentes de los litorales de Huelva y Valencia. *Gabinete de Aplicaciones Nucleares a Obras Públicas*, Madrid.

ZAZO, C., GOY, J.L., SOMOZA, L., DABRIO, C.J., BELLUOMINI, G., IMPRONTA, S., LARIO, J., BARDAJI, T. and SILVA, P.G. (1994). Holocene sequence of sea-level fluctuations in relation to climatic trends in the Atlantic-Mediterranean linkage coast. *Journal of Coastal Research*, 10 (4), 933-945.

ZAZO, C.; LEZINE, A.M.; BORJA, F.; DENEFFLE, M.; DABRIO, C.J.; LARIO, J.; RODRIGUEZ-VIDAL, J.; GOY, J.L.; BARDAJI, T.; DIAZ DEL OLMO, F.; CACERES, L.M.; CLEMENTE, L.; BAETEMAN, C. and RODRIGUEZ-RAMIREZ, A. (1996). Holocene coastal progradation changes and peat bog development in SW spanish coast. *Mediterranean and Black sea Shorelines (INQUA) Newsletter*, 18, 13-17.

Original recibido: Septiembre de 1996.

Original aceptado: Abril de 1997.