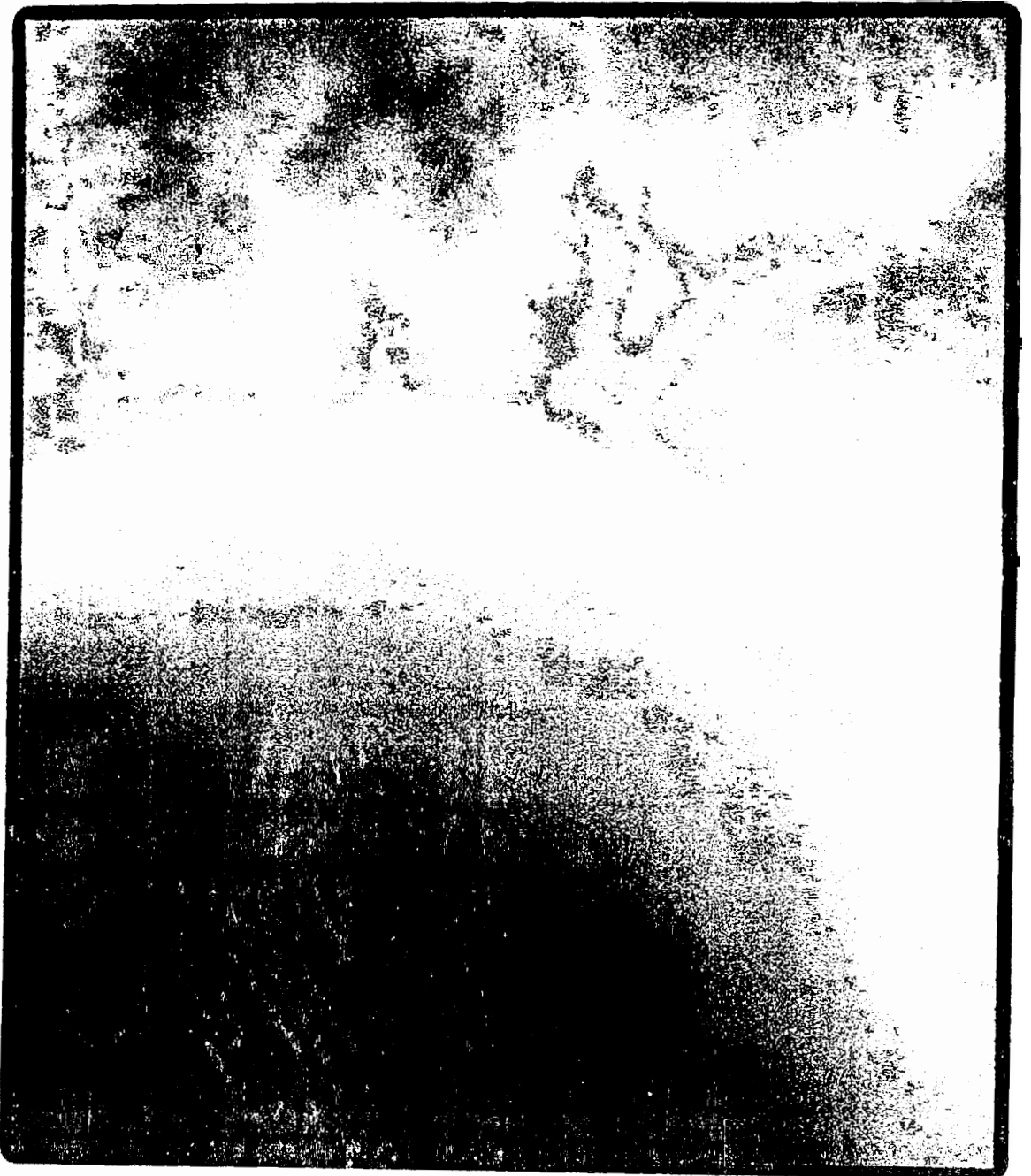




Reunión de Cuaternario Ibérico

GUÍA DE CAMPO



Ed.: J. Rodríguez Vidal

AEQUA, 1997
HUELVA



Paraje Natural de las Marismas del Odiel PICG-367. INQUA Shorelines Commission

Responsables

*Juan Carlos Rubio (Director del Paraje Natural) y
Francisco Borja (Universidad de Huelva)*

Colaboradores

*Juana Bedia, Luis M. Cáceres, Luis Clemente, Javier Lario,
M^a Carmen Morón y M. Ángeles Barral*

INTRODUCCIÓN

El objetivo general de la Excursión se cifra en el reconocimiento de los diferentes elementos que componen el medio fluvio-litoral del estuario del río Odiel y su interpretación en el contexto genético, evolutivo y ocupacional del Pleistoceno-Holoceno, así como la caracterización y el diagnóstico medioambiental del espacio natural protegido y sus problemáticas asociadas. Para ello, en el desarrollo de la presente excursión, tendremos ocasión de recorrer no sólo los sectores más representativos del *Paraje Natural de las Marismas del Odiel*, sino también parte de las *Reservas Naturales* de las *Marismas del Burro* e *Isla de Enmedio*, en él incluidas.

PARADA 1 *EL CONQUERO, HUELVA*

El itinerario previsto consta de seis paradas de campo, entre las que se cuenta un recorrido en barco por los caños de la marisma. La presentación general de los contenidos de la excursión se hará desde el mirador del Conquero (Huelva), en la margen izquierda de las marismas del Odiel. En este punto se plantearán también las grandes problemáticas de evolución del área durante el Cuaternario reciente, desde sus fases netamente estuarinas de la última gran inundación holocena, hasta

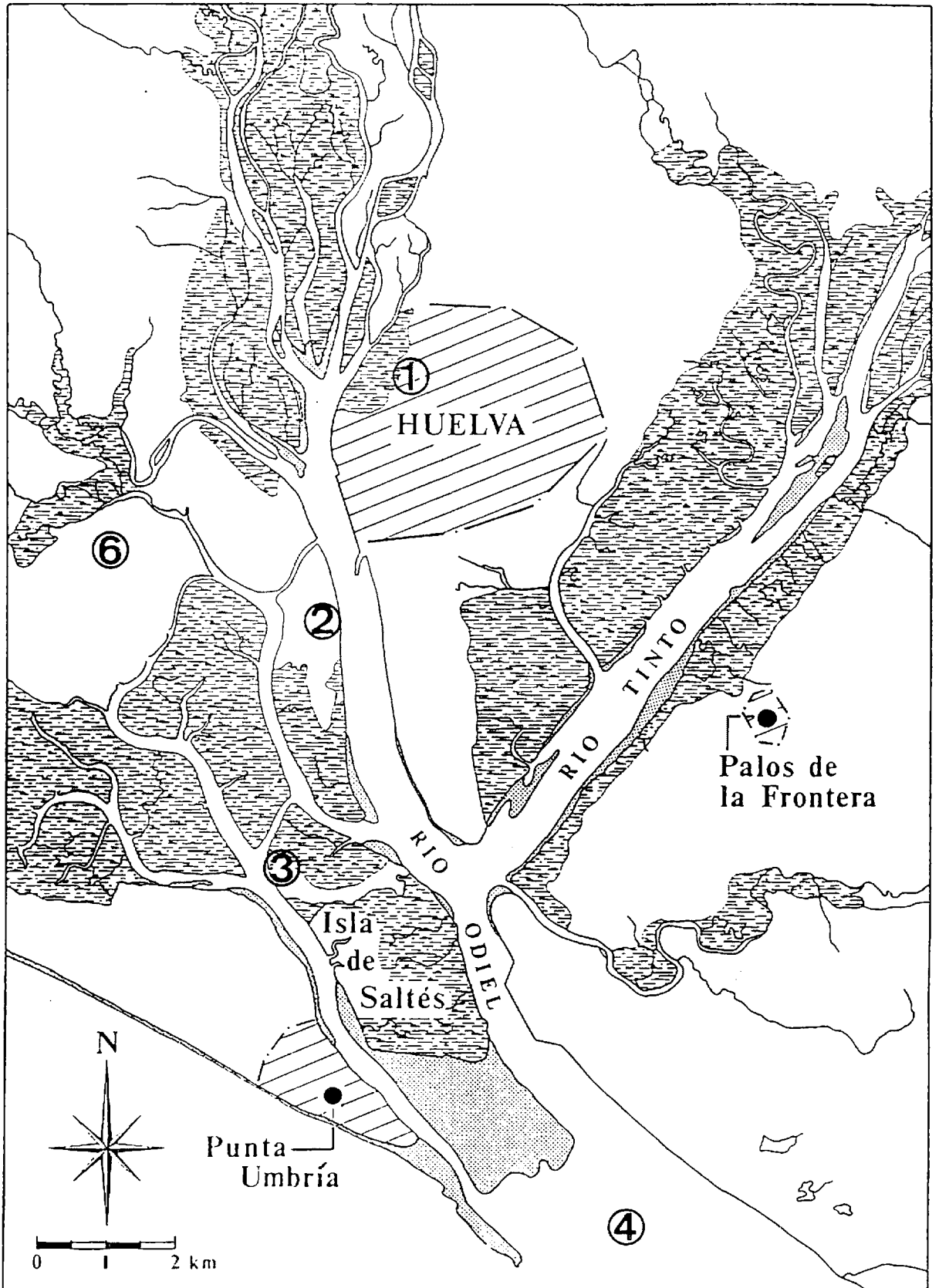


Figura 1.- Situación geográfica de las marismas del río Odiel en fechas previas a la construcción del dique Juan Carlos I. Indicación numérica de las paradas previstas en esta excursión.

su actual configuración como marismas mareales, cerrada al mar por el desarrollado sistemas de flechas litorales. Asimismo, se hará hincapié en la importancia ecológica del área, tanto desde el punto de vista de las particularidades florísticas, como desde el de su carácter de enclave imprescindible dentro de los circuitos euroafricanos de avifaunas migratorias. Desde el punto de vista de la conservación del patrimonio natural, se expondrán también los elementos básicos de la gestión del *Paraje*.

Los problemas de la gestión del patrimonio arqueológico en el seno de los espacios naturales, y en particular en el caso del Paraje Natural Marismas del Odiel, se abordarán en una tercera parada. Ésta se realizará en el entorno de la ciudad medieval de Saltés, la cual se ubica en la isla del mismo nombre. Este momento se aprovechará para retomar el proceso general de ocupación de este territorio y, específicamente, para conocer los datos de síntesis aportados por las estratigrafías urbanas excavadas y los diferentes métodos, puestos a punto durante las distintas intervenciones arqueológicas llevadas a cabo por los grupos de investigación que allí han trabajado.

Adentrándonos en el dique Juan Carlos I, tendremos ocasión de discutir acerca de la génesis y evolución de la flecha litoral de Punta Umbría, presentando para ello algunos de los últimos resultados de las investigaciones llevadas a cabo en este sistema costero. Los aspectos de uso público, derivados de la configuración de la nueva playa formada a poniente del espigón, durante la última década, serán igualmente analizados desde diversos puntos de vista.

La siguiente singladura, después de la visita del dique, se hará a borde de dos embarcaciones de recreo que nos permitirán alcanzar los rincones menos accesibles de la marisma. Aprovechando nuestra ubicación en este ámbito se comentarán los datos relativos a la evolución del estuario durante el Holoceno, así como a la configuración de las actuales marismas. De igual modo, nos encontraremos en una posición muy adecuada para la observación de las distintas colonias de aves más características de este medio natural acuático.

Tras el descanso para el almuerzo, que tendrá lugar en la localidad de Punta Umbría, la última parada prevista en nuestro itinerario se realizará en la periferia norte del *Paraje*. En ella se desarrollarán tres intervenciones: a) la primera estará destinada a los comentarios sobre el conjunto morfosedimentario aluvial pleistoceno que enmarca el complejo de marismas, b) la segunda a ofrecer algunos últimos datos geoarqueológicos sobre la ocupación Neolítico-Calcolítico de estas terrazas fluviales y los aluvionamientos holocenos constatados en sus márgenes, c) y la última para mostrar los resultados en la gestión de antiguas graveras que, como experiencia singular en materia de humedales y reforestación, se ha llevado a cabo desde el *Paraje*.

Los aspectos relacionados con la caracterización ambiental, la gestión y la conservación del espacio natural protegido, se irán desgranando en el conjunto de las seis paradas, aprovechando en cada momento la observación del motivo de los comentarios.

PARADA 2

CENTRO DE RECEPCIÓN DE CALATILLA

La ubicados en el centro de recepción de Calatilla, esta parada servirá para profundizar en la problemática ambiental del Paraje, insistiendo, por una parte, en la historia de las relaciones del hombre con esta marisma hasta la situación actual y, por otra, en los planes y proyectos en los que se encuentra inmersa la gestión actual de Espacio Natural. La visita a la exposición permanente en la sala de interpretación, junto con la proyección del diaporama y entrega de folletos, completan la información general que se ofrecerá sobre este ámbito protegido.

PARADA 3

ISLA DE SALTÉS Y CIUDAD ISLÁMICA

Situada hoy frente a Punta Umbría, en la orilla oriental de la ría del mismo nombre, la isla de Saltés forma parte de las marismas del Odiel y está compuesta por tres zonas de arenas consolidadas, rodeadas por depósitos limo-arcillosos: *El Almendral*, *El Acebuchal* y *la Cascajera*. Aunque es en El Almendral donde se documentan los vestigios arqueológicos más interesantes, no cabe duda de que otras zonas de la isla fueron ocupadas en la antigüedad, tal y como demuestran los restos de construcciones romanas localizadas en el extremo de la Cascajera.

Las prospecciones y excavaciones realizadas en los últimos años, en diferentes puntos de El Almendral, constatan la existencia de restos de ocupación en casi todo el espacio disponible. No obstante, el sector correspondiente a la *ciudad medieval* debe situarse al norte, en una zona de relieve casi llano, a excepción hecha del *castillo* o *alcazaba* que se eleva a nueve metros respecto a la marisma. El análisis de los restos documentados nos hablan de un hábitat urbano que arranca, al menos, del inicio del siglo X, siendo la última fase de ocupación -la correspondiente a fines del siglo XII e inicios del siglo XIII- la estudiada en extensión. Pero, aún así, existen elementos que nos sugieren una ocupación mucho más temprana del sector. Tanto en la superficie como en los cortes estratigráficos realizados se constatan niveles de habitación, fechables entre fines del siglo VIII a.C. y la primera mitad del siglo VI a.C, en un ambiente claramente orientalizante. No están tan claros los datos del período romano, que sólo aparecen bien representados en el reborde de la isla, al lado del *castillo*, en dirección a Punta Umbría, donde se han recuperado vestigios de varias piletas de salazón. De la misma época son también unos sillares sueltos, hallados en la orilla de la ría, posiblemente testimonio de un antiguo edificio (¿el templo dedicado a Hércules del que nos da noticias Estrabón?).

Según los autores árabes, la ciudad de Shalish no presentaba recinto fortificado y su tejido urbano era denso. Las excavaciones muestran que las casas, muy numerosas, se apoyan unas a otras ocupando ambos lados de calles y callejones,

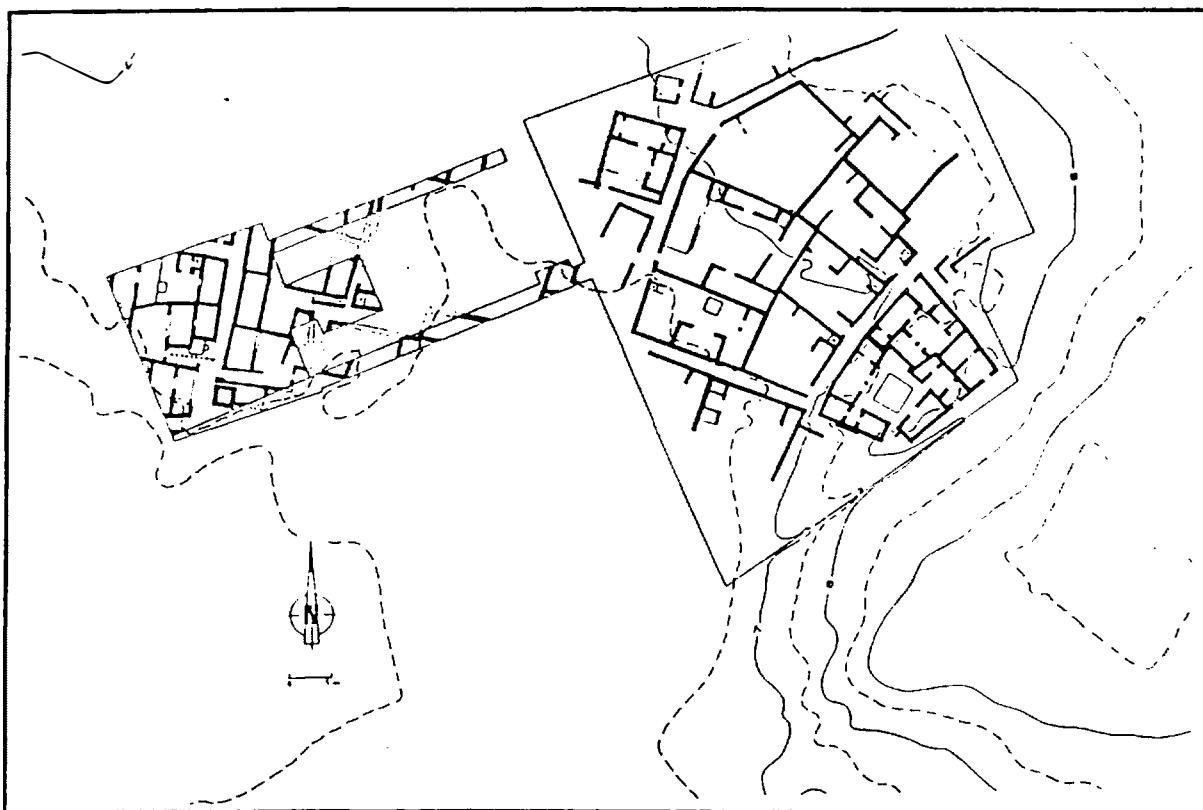


Figura 2.- Plano de los sectores excavados en la ciudad islámica de Shaltish (isla de Saltés).

de desarrollo subortogonal. A la ciudad principal, la medina, se le añadían varios arrabales, un puerto bien protegido y atarazanas. También, en este caso, las prospecciones han localizado con claridad la ubicación de los astilleros, el puerto y los talleres para la metalurgia del hierro y otros metales; todos ellos constituyen los elementos "industriales" más interesantes de Saltés. Su situación geográfica fue parte del motor para su desarrollo: además de contar con un puerto ideal, por encontrarse en la confluencia de itinerarios marinos y fluviales, la posición de Saltés hacía fácil el transporte del mineral y el combustible necesarios para su fundición y sus talleres, los cuales se localizaban en lugares donde los vientos dominantes (NO-SE) protegían a la población de humos sulfurosos.

Por todo ello, Saltés constituye uno de los yacimientos medievales claves para la comprensión de la historia económica del mundo hispano-musulmán de Al-Andalus y el mejor conocimiento de su cultura material. Las excavaciones en horizontal del yacimiento han permitido aproximarse, con provecho, a una serie de problemas de una gran importancia para la historia y la arqueología del mundo urbano andalusí, tales como el tránsito de la antigüedad tardía a la época medieval islámica, la presencia de un urbanismo ortogonal -que hace tan sólo unos años hubiera pasado por insólito en el mundo islámico-, la aproximación a la poli-metalurgia característica de esta zona, y la definición, en fin, de las particularidades del hábitat urbano de los siglos XII y XIII, no transformado en época cristiana.

Esta Parada es una contribución a la actividad del Museo de Huelva (1997).

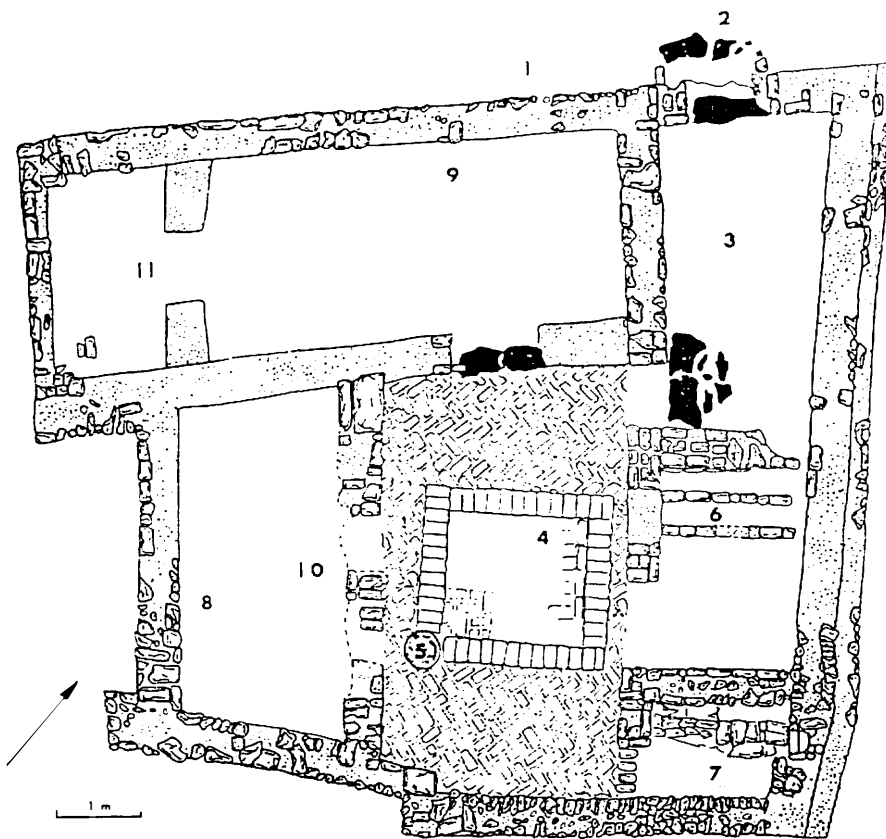


Figura 3.- Excavaciones en Shaltish (isla de Saltés). Plano de la casa 1B: 1. calle, 2. puerta, 3. zaguán, 4. patio o *wast al-dar*, 5. pozo de agua dulce, 6. cocina y alacena, 7. letrina, 8. y 9. habitaciones rectangulares, 10. doble puerta de acceso al patio n° 4, 11. alcoba.

PARADA 4 FLECHA DE PUNTA UMBRÍA Y DIQUE JUAN CARLOS I

4.1 Características de los sistemas de flechas litorales

En el área atlántica peninsular encontramos que, en general, los sistemas de flechas corresponden al modelo de barreras progradantes, caracterizadas por la existencia de múltiples cordones playeros y crestas de *foredune*. Representan la progradación costera que ocurre posterior al máximo eustático holoceno y se desarrollan asociadas a ríos activos en costas dominadas por el oleaje.

En algunos casos se han comportado como *headland spits*, con características similares a los anteriores, pero que han crecido predominantemente a lo largo de la línea de costa. Al igual que los sistemas mencionados, estos últimos necesitan un aporte de sedimentos y suficiente espacio para desarrollarse. El crecimiento progresivo a lo largo de la línea de costa de estas flechas está caracterizado por la curvatura de las crestas de playa en su extremo final.

Según Davies (1983), la progradación de los sistemas de flechas se produce bien en momentos de bajada del nivel del mar, o en momentos de subida del nivel del

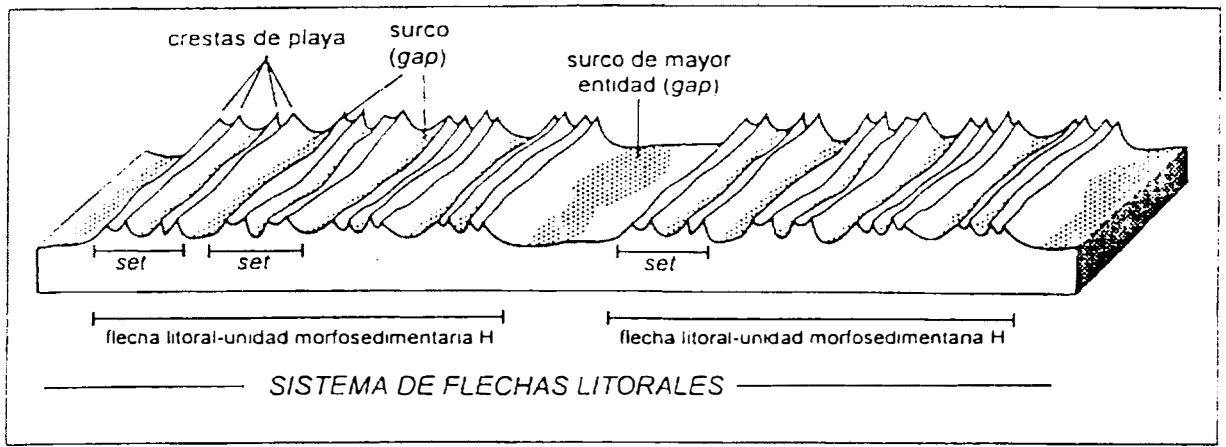


Figura 4.- Sección transversal simplificada de un sistema de flechas litorales, con indicación de las principales unidades citadas en el texto (modificado de Zazo et al., 1994a).

mar cuando la tasa de sedimentación es mayor que la tasa de subida del mar. Este último caso no parece favorable para el registro geológico del sistema y, de hecho, se ha observado que las condiciones favorables para la progradación ocurren sólo cuando el nivel del mar baja suavemente o se estabiliza (Roy et al., 1994). El estudio de numerosas barreras arenosas progradantes (caracterizadas principalmente por la presencia de acumulación de crestas de playa: Thom, 1984) muestra que, después del máximo eustático holoceno, se producen unas condiciones de progradación *post-stillstand* con desarrollo de barreras arenosas regresivas, en las que los tiempos de relajación necesarios para indicar cambios morfológicos son del orden de 10^3 años (Cowel y Thom, 1994).

Los sistemas estudiados aparecen como una serie de crestas y surcos playeros de extensión variable, que se agrupan formando flechas. En la descripción de los sistemas se utiliza la nomenclatura utilizada por Zazo et al. (1994a) y Lario (1996) para definir las características de estas unidades morfosedimentarias.

En una sección transversal (Figura 4) de un sistema de flechas litorales se observa que éste consiste en varias unidades de flechas (H) separadas por amplios surcos. Cada unidad consiste en conjuntos de crestas de playa (set) separados por surcos (gap) de menor entidad que los anteriores, o superficies de erosión que truncan las crestas y surcos de playas de unidades más antiguas. Cada set incluye varias crestas de playa, cada una de las cuales representa una unidad de playa progradante. Se ha observado que las crestas de playa se forman por subidas de la "línea de agua" del rango de 5 a 30 cm, que se mantienen por un intervalo de algunos años o épocas concretas (Tanner, 1995). El surco asociado se forma cuando la siguiente bajada del nivel del mar retorna a la zona de batida del oleaje, es decir, a su antigua posición, para restablecer el equilibrio.

De este modo, si bien la progradación de los sistemas se ha producido con una tendencia general de suave bajada del nivel del mar, el inicio de cada flecha se asocia con una situación momentánea de subida del nivel del mar de orden centimétrico. Estos períodos necesarios para la formación de una cresta de playa

han sido fijados entre 30 y 60 años, lo que parece demasiado largo para asociarlo con mareas astronómicas, tormentas o temporadas de tormentas, pero sí pueden indicar cambios en la temperatura y/o en la presión (Tanner, 1995).

4.2 Unidades Morfosedimentarias reconocidas en los sistemas de flechas litorales del sur peninsular

A partir de los trabajos realizados en las flechas litorales del sur peninsular (Zazo *et al.*, 1994a; Lario 1996; Rodríguez Ramírez, 1996; Rodríguez Ramírez *et al.*, 1996), han sido reconocidas 4 unidades morfosedimentarias principales: H₁, H₂, H₃ y H₄, separadas por un *gap* erosivo, que permite agruparlas en dos fases de progradación principal: Fase de Progradación I (incluye las unidades H₁ y H₂) y Fase de Progradación II (incluye las unidades H₃ y H₄). La unidad H₁, desarrollada entre ca.6.500 y 4.500 a. BP, sólo aparece en áreas con tendencia a la elevación o no asociadas con grandes ríos (Lario, 1996; Dabrio *et al.*, en prensa), como es el área de Roquetas (Mediterráneo), donde aparecen de manera continua sistemas de flechas litorales desde el Pleistoceno superior hasta la actualidad (Goy *et al.*, 1986; Somoza *et al.*, 1991; Zazo *et al.*, 1994b). En la zona atlántica hemos reconocido las unidades H₂, H₃ y H₄. La unidad H₂ se desarrolla entre 4.200 y 2.600 a. BP, la unidad H₃ se desarrolla entre 2.350 y 800 a. BP, y la unidad H₄ se desarrolla entre 500 a. BP y la actualidad (Goy *et al.*, 1996; Lario, 1996). En las distintas unidades han sido diferenciados diversos *sets*, separados entre ellos por pequeños *gaps*, representados por superficies de erosión que disectan parcialmente los *sets* anteriores.

Si se utilizan las edades calibradas se observa que las unidades se han desarrollado en unos intervalos de tiempo algo desplazados a los anteriores, pero que corresponderían a su duración real, ya que estas fechas son las que se ajustan al calendario solar. De este modo, la Unidad H₂ se desarrolla entre 4.400 y 2.700 CalBP, la Unidad H₃ se desarrolla entre 2.400 y 700 CalBP y la Unidad H₄ se desarrolla entre 550-500 CalBP y la actualidad. Se observa que la duración de cada unidad es cercana a 1.600 años, constando de 4 *sets* desarrollados cada 400 años. Si este patrón de formación de unidades es correcto, cabe pensar que la Unidad H₁ observada en Roquetas, estaría desarrollada entre ca.6.300 y 4.700 CalBP y la datación más antigua (7.320 CalBP) indicaría que existe una unidad anterior (H₀) generada antes de ca.6.600 CalBP (Lario, 1996).

4.3 Sistema de Punta Umbría

El Sistema de Punta Umbría está constituido por un complejo de flechas litorales y contraflechas de distintas morfologías que cierran parcialmente el estuario del Tinto y el Odiel, actualmente transformado en las Marismas del Odiel. Debido a la orientación de esta costa, su carácter mesomareal (rango mareal medio cercano a 2,1 m), el oleaje producido en momentos de tormenta y los vientos procedentes del suroeste, existe una deriva predominante del oeste hacia el este, que se curva hacia el sureste en el área de Cádiz, ajustándose a la dirección de la costa.

Los sedimentos disponibles provienen de la erosión de los materiales que forman los acantilados del sur peninsular, entre el Cabo de San Vicente y Cádiz.

Igualmente, existe un fuerte aporte de sedimentos que provienen de los ríos que desembocan en este área (Guadiana, Tinto-Odiel, Guadalquivir), si bien en el último siglo el aporte de sedimento se ha reducido drásticamente por la construcción de presas.

Desde el punto de vista de las características morfosedimentarias, el Sistema de Punta Umbría está constituido por varios subsistemas de distintas flechas litorales, actualmente separados entre sí, pero que evolucionaron de forma sincrónica. Estos son: el Sistema de Punta Umbría s.s., las flechas litorales de Isla Saltés y la contraflecha de Torre Arenilla (Figura 5). Si bien la contraflecha de Punta Arenilla podría haberse empezado a formar antes que las demás, tal como se ha interpretado, debido a su relación con el tránsito a *lagoon* de la laguna de Las Madres. Se deduce, por tanto, que debía estar formada hace ca.5.500 a. BP (Zazo et al., 1996). En cualquier caso, al menos las unidades observables actualmente sí se pueden correlacionar temporalmente.

El sistema de Punta Umbría se desarrolla en el margen occidental del estuario de los ríos Tinto y Odiel, en la zona conocida como el Portil, habiéndose desarrollado progradando hacia el ESE. El mismo "arranca" de una terraza fluvio-marina de posible edad de pleistoceno medio (Rodríguez Vidal, 1987). La continuación de este sistema se localiza en Isla Saltés, constituida por fangos mareales entre los que se sitúan varios cordones de arenas y gravas con morfología de "ganchos" (Rodríguez Vidal, 1987), que constituyen El Almendral, El Acebuchal, La Cascajera y Cabezo Alto.

En sus primeros estadios la flecha se desarrolla con las crestas y surcos en dirección O-E, curvándose hacia el NE en su extremo oriental, si bien progresivamente las flechas van adquiriendo una dirección en conjunto ONO-ESE. En El Almendral y El Acebuchal la continuación de las flechas de Punta Umbría siguen la misma dirección, con una ligera inclinación hacia el NE, mientras que en La Cascajera el cambio de dirección es más brusco, pasando del sentido general ONO-ESE a orientarse hacia el norte, claramente influenciado por la refracción del oleaje y la acción de las corrientes de marea (Borrego et al., 1992). Aunque la relación entre las flechas de Punta Umbría e Isla Saltés ha sido objeto de controversia, respecto a si eran las mismas en un principio (Rodríguez Vidal, 1987) o si se desarrollaron independientemente, actuando las últimas como islas-barrera con morfología de *ganchos* (Figuerola y Clemente, 1979; Borrego, 1992), parece obvio que los sectores de las flechas de Punta Umbría, actualmente a ambos márgenes del río de Punta Umbría, no presentan ninguna variación en dirección que se pudiera esperar si se hubieran desarrollado independientemente, con la ría ya formada, y estando sometidos a corrientes de flujo y reflujo mareales y descarga fluvial. Sólo es observable alguna desviación en las unidades finales de la Flecha de La Cascajera, con una incurvación de las crestas hacia el norte en su margen cercana al río de Punta Umbría, lo que podría indicar que para ese momento sí estaría separada la unidad del sistema principal de Punta Umbría. La flecha de Cabezo Alto se ha desarrollado independientemente de las demás, progradando en dirección ESE.

Al este de Isla Saltés se localiza la contraflecha de Torre Arenilla, adosada al margen oriental de la desembocadura del Odiel, y creciendo hacia el interior del estuario en sentido SE-NO, tratando de cerrar el pequeño estuario del estero Domingo Rubio.

A partir de las dataciones ^{14}C realizadas, así como de la información de distintos datos arqueológicos, se han podido correlacionar los sistemas de flechas con las unidades reconocidas a lo largo del litoral durante el Holoceno (Lario, 1996).

La primera flecha litoral de Punta Umbría, con dirección predominante O-E, se asocia a la unidad H₂, formada entre ca. 4.200-2.600 a. BP. Esto se confirma por la aparición de una ocupación humana en el área de El Eucaliptal (al N de Punta Umbría), con una cronología básica que se extiende desde el siglo I al IV AD, aunque se presenta por encima de un depósito antropizado de cronología pre-romana (Luzón, 1975; del Amo, 1976; Pérez et al., 1992; Campos et al., en prensa). En esta flecha se pueden reconocer tres de los sets de la unidad (H_{2-II}, H_{2-III} y H_{2-IV}). Esta misma unidad es la que está presente en El Almendral, donde también han sido encontrados restos arqueológicos protohistóricos, romanos y medievales, datando los más antiguos de los siglos VII a V a.C. (Bazzana y Bedia, 1990), y donde una datación realizada por Suárez Bores (1971) en conchas de los cordones playeros dió una edad de 3.200 a. BP, lo que indica que la flecha estaba formada antes de 2.600 a. BP. Restos de los sets finales de esta unidad (H_{2-IV}) son observables en La Cascajera, parcialmente cubiertos por la siguiente unidad. Igualmente, la contraflecha oriental de Torre Arenilla parece haberse formado en el mismo período y son también reconocibles varios sets (H_{2-III}, H_{2-II}, y probablemente H_{2-I}).

La siguiente unidad (H₃) se desarrolla cubriendo parcialmente la anterior, en sentido NO-SE, reconociéndose al menos dos sets en este sector (H_{3-III} y H_{3-IV}), confirmado con la aparición de una factoría de salazón romana, probablemente del año 40-50 AD. Estos sets son también visibles en Isla Saltés, donde incluso se han preservado más sets. En El Acebuchal encontramos un set correspondiente a H_{3-I} o H_{3-II}. En La Cascajera, sobreimpuestos a la anterior unidad (H₂), se localizan al norte un conjunto de cordones playeros correspondientes al set H_{3-II}, y al sur correspondientes al set H_{3-III}. En Torre Arenillas esta unidad cubre parcialmente la anterior, si bien no se han podido diferenciar conjuntos de sets debido a que la misma ha sido erosionada por el río Odiel y es reconocible tan sólo una pequeña parte de la misma.

La asociación del yacimiento de El Eucaliptal, con actividad pesquera vinculada a la ría de Punta Umbría, indica que la rotura de la flecha debe haberse producido antes del s. I AD, siendo lo más razonable el que se efectuara en el momento en el que se produce el *gap* encontrado entre 2.700-2.400 CalBP, asociado a una pulsación positiva del mar en momentos de inestabilidad climática.

La unidad H₄, formada en el último milenio, se adosa a la anterior y es reconocible en la flecha del Cabezo Alto, en Isla Saltés. La contraflecha localizada al este de la de Isla Saltés es correlacionable con todo este conjunto. De la rápida progradación ocurrida durante el desarrollo de esta unidad queda la constancia debido a la situación actual de Torre Umbría, situada a 430 m de la línea de la costa

actual y a 1.100 m de lo que era la Punta de La Canaleta en el siglo XVII, lo que indica unas tasas de progradación de 3 m/año en este período (de Mora Figueroa, 1981; Rubio García et al., 1985).

PARADA 5

ESTUARIO Y MARISMAS DEL ODIEL

(recorrido en barco)

5.1 Marismas del río Odiel

A partir de la interpretación de los datos de dos sondeos, ubicados en la desembocadura del Odiel, se ha realizado una columna de síntesis de los mismos y una interpretación paleoambiental (Figura 6) lo que, junto con las dataciones de ^{14}C realizadas, permite correlacionar estos depósitos con los estudiados en la desembocadura del Guadalete (Goy et al., 1996; Lario, 1996; Dabrio et al., en prensa).

En la base de los sondeos (38-35 m) se observan margas azuladas que han sido interpretadas como depósitos marinos de edad mio-pliocena. Sobre los mismos se depositan gravas, arenas y arcillas en secuencia granodecrecientes. En las arcillas se han observado restos de troncos y otros restos orgánicos que han permitido datar estos materiales entre ca.30.000-25.000 a. BP (Lario, 1996; Dabrio et al., en prensa), encontrándose por encima materiales similares que no han sido datados pero que, en base los datos del área, parecen haberse depositado hasta, al menos, ca.16.000 a. BP. La incisión fluvial producida en el Pleistoceno superior, observada a techo de estos depósitos, es la responsable de modelar la paleotopografía del valle donde se instaló el estuario holoceno.

A 22/24 m de profundidad (Sondeo SN-9) se localiza un nivel de arcillas con materia orgánica y restos vegetales, así como con fauna marina (*Donax trunculus*, *Cerastoderma* sp., *Gastrana* sp.), que ha sido datado en 8.340±105 a. BP (Lario, 1996; Dabrio et al., en prensa). Las dataciones de los sedimentos inmediatamente superiores a estos, hasta aproximadamente 12 m de profundidad, indican un predominio de los procesos de agradación durante este momento. Además, la fauna localizada en posición de vida a esta profundidad indica que el nivel del mar estuvo cercano a la misma hacia ca.6.500 a. BP, lo que sugiere que no se había alcanzado el máximo transgresivo en esa edad, tal como se ha observado en los depósitos del estuario del Guadalete. En el sondeo SN-11, debido a la paleotopografía generada en el Pleistoceno superior terminal, los sedimentos estuarinos más antiguos (-16 m) han sido datados en 6.715±115 a. BP, indicando el momento en el que el nivel del mar alcanzó dicha profundidad (la edad obtenida a la misma profundidad en el sondeo SN-9 es de 6.825 a. BP).

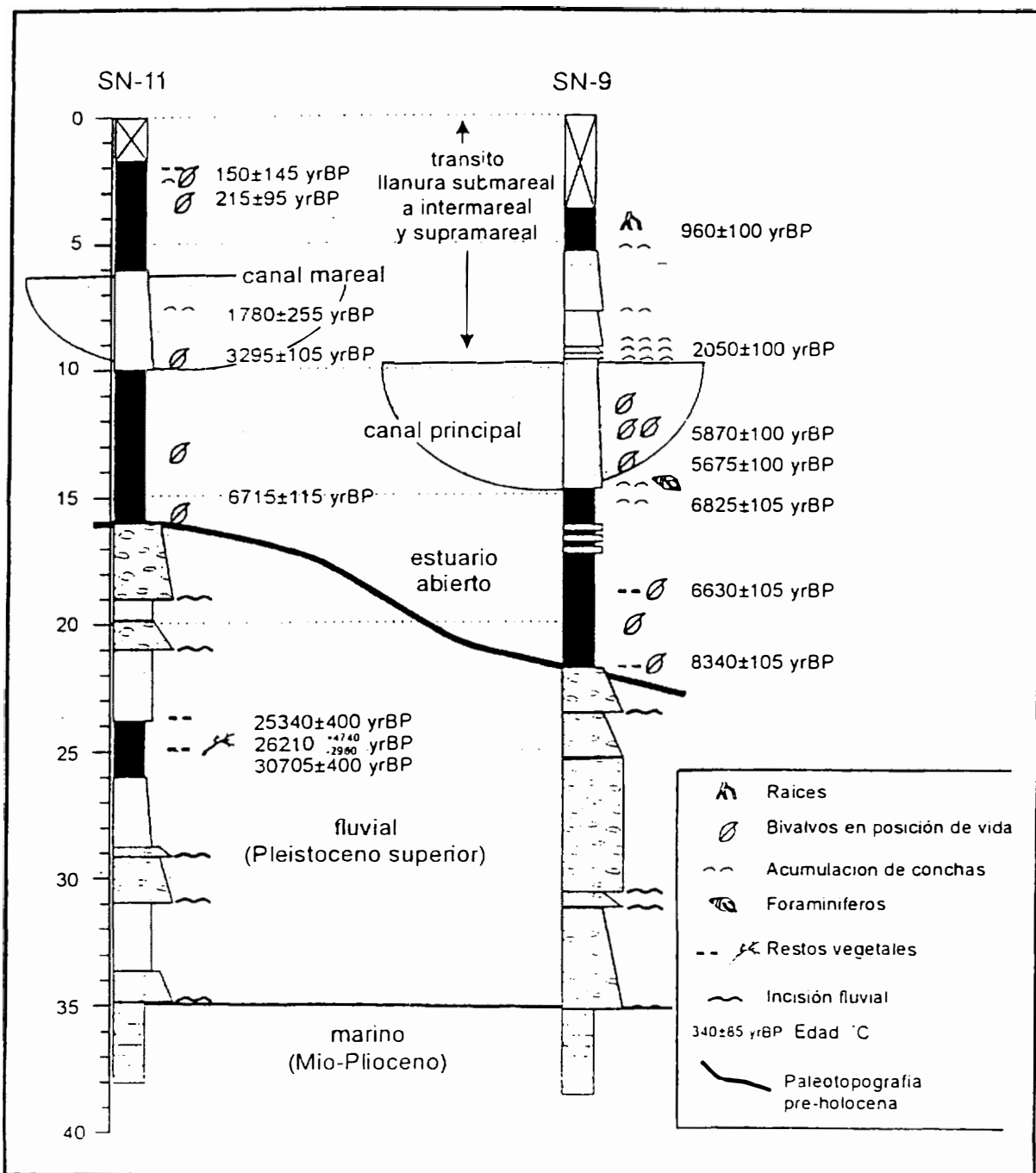


Figura 6.- Columnas litológicas de síntesis e interpretación paleoambiental de los sondeos SN-9 y SN-11 de la desembocadura del río Odiel (Lario, 1996).

La parte media del sondeo está compuesta de arenas que se han interpretado como de relleno del canal principal del estuario (Lario, 1996; Dabrio et al., en prensa), y correspondería con el observado en el estuario del Guadalete como paleocanal del río San Pedro. Su desarrollo se relaciona con un momento de bajada del nivel del mar, que allí ha sido datado entre 6.000 y 5.800 a. BP, pero que,

según los datos del sondeo SN-9, se extendería hasta al menos ca.5.600 a. BP, como se deduce de los fósiles datados (5.675±100 a. BP y 5.870±100 a. BP) que han sido interpretados como reciclados (Lario, 1996; Dabrio *et al.*, en prensa).

La parte superior (últimos 10 m) se ha interpretado como una secuencia que evoluciona de llanura submareal a llanura intermareal, pasando hacia techo a llanura supramareal, con arcillas bioturbadas y restos de plantas. La acumulación de sedimentos desde ca.2.000 a. BP (tasa de sedimentación cercana a 5 mm/año), indica una rápida colmatación del estuario durante los dos últimos milenios (Lario, 1996).

A falta de otros datos, todo parece indicar que la evolución del estuario del Odiel durante el Pleistoceno superior y Holoceno se correlaciona con lo observado en el estuario del Guadalete y del Guadalquivir para el mismo período (Lario, 1996; Dabrio *et al.*, en prensa), ajustándose, a nivel general, con el modelo propuesto por Stanley y Warne (1994), y Warne y Stanley (1995) para secuencias deltáicas en áreas subsidentes, así como para otras secuencias del Pleistoceno superior y Holoceno de borde de cuenca.

Sin considerar variaciones locales, el estudio de Warne y Stanley (1995) de secuencias del Pleistoceno superior-Holoceno de medios deltáicos y estuarinos en áreas subsidentes de todo el mundo sugiere que, dada la cronología y distribución de las unidades reconocidas en la mayoría de dichas secuencias, parece poder perfilarse un patrón general de variación del nivel del mar, que presenta un mínimo a ca.20.000-18.000 a. BP, empezando a ascender rápidamente entre 16.000 y 9.000 a. BP (Fairbanks, 1989). El índice de subida del nivel del mar sufre una deceleración entre ca.9.000 y 5.000 a. BP, para alcanzar su nivel actual a ca.5.000-4.000 a. BP (Lighty *et al.*, 1982). Un mayor ajuste de estos datos (Stanley, 1995) indica que, en general, se acepta la situación del nivel del mar a aproximadamente -125/-120 m del actual, a ca.18.000 a. BP (Fairbanks, 1989), produciéndose una rápida subida del nivel del mar hasta ca.8.000-6.500 a. BP; momento en el cual la tasa de subida de nivel del mar decrece significativamente. Igualmente, cambios en la curva del nivel del mar durante ca.11.500 a. BP han sido registrados en márgenes continentales y costas, relacionado con el evento Younger Dryas (Mayewski, 1994; Stanley, 1995).

En conjunto, este patrón obtenido en las secuencias definidas se ajusta a lo observado en el área atlántica, aunque con variaciones significativas debidas tanto a la situación geográfica como al clima, tectónica, aporte de sedimentos, dinámica costera y actividad antrópica (Lario, 1996).

Del estudio de estos estuarios, Lario (1996) propone un modelo de variaciones del nivel del mar para la secuencia Pleistoceno superior-Holoceno. A ca.18.000 a. BP la posición del mar se encontraba a unos -125/-120 m del nivel actual, comenzando a subir rápidamente aproximadamente a ca.16.000-14.000 a. BP, cuando se desplaza de aproximadamente -100 m hasta cerca de -20/25 m de profundidad, nivel que alcanza antes de 9.600 a. BP. Esta profundidad está marcada en la base de niveles orgánicos y turba de los sondeos del estuario del Guadalete y de la desembocadura del Odiel, así como en la reconstrucción realizada del

paleodelta del Guadalquivir, que comienza a formarse inmediatamente posterior a este momento. No obstante, se debe destacar que existe un margen de error, tanto en edad como en profundidad, debido a las dataciones realizadas en dichos niveles y a la subsidencia y compactación que ha afectado a los sedimentos.

A partir de 9.600 a. BP, y hasta al menos ca.8.000 a. BP, se produce una deceleración en la subida del nivel del mar, marcada por los depósitos de materia orgánica, turbas y *lags* de conchas encontrados en los citados sondeos. Si bien no existen criterios para confirmarlo, esta deceleración, que se registra al menos a 9.600 a. BP, debe estar relacionada con el evento Younger Dryas y con la parada que se ha registrado durante este evento a nivel global en, al menos, el Atlántico Norte (Mayewski, 1994; Stanley, 1995).

Posteriormente, a 8.000 a. BP, se produce una nueva aceleración en la tasa de subida del nivel del mar para, a ca.6.500-6.000 a. BP, alcanzar aproximadamente -12 m de profundidad. En ese momento se produce una nueva deceleración en la tasa de subida del nivel del mar, o incluso bajada, registrada tanto por el aporte de sedimentos fluviales como por los aportes de agua dulce, mostrados por los valores isotópicos.

En las zonas de estuario del área atlántica se alcanza la máxima extensión de los mismos, si bien el nivel del mar se situaba a unos 12 m por debajo del nivel actual. Este momento ha sido fijado entre 7.600 y 7.100 a. BP, aunque parece que se puede extender hasta ca.6.800-6.500 a. BP (Lario, 1996; Dabrio *et al.*, en prensa).

Una nueva aceleración en la subida del nivel del mar se produce posterior a ca.5.800 a. BP, alcanzando el máximo transgresivo a ca.5.000 a. BP (5.800 CalBP), manteniéndose este nivel hasta ca.4.500-4.200 a. BP. Es remarcable constatar que es a ca.5.000 a. BP cuando generalmente se asume que la subida glacio-eustática del nivel de mar se completa (Pirazzoli, 1991; Mörner, 1994, 1996) y que, igualmente, en el estudio de Pirazzoli (1991) de 594 curvas relativas del nivel del mar, el autor encuentra una subida del nivel del mar a 5.000 a. BP en, al menos, la mitad de las localidades estudiadas.

A partir de ca.4.200 a. BP se produce una pequeña bajada, que, junto con la dinámica sedimentaria del momento, favorece la formación y progradación de los sistemas de flechas litorales. Pequeñas pulsaciones positivas (del orden decimétrico), con una ciclicidad de ca.350-400 años, generan la formación de los distintos *sets* reconocidos en cada unidad morfosedimentaria. Subidas del orden decimétrico a métrico, generadas en momentos de inestabilidad climática, producen diferentes *gaps* erosivos que separan las distintas unidades a 4.500-4.200 a. BP, 2.600-2.350 a. BP y 800-500 a. BP, respectivamente. Estas subidas han quedado igualmente registradas como terrazas marinas entre +2/3 m, a ca.4.500 a. BP y ca.2.300 a. BP.

Igualmente, si bien estas tendencias están relacionadas con un patrón natural, al menos durante los últimos 2.000 a. BP, su reflejo en la morfología del litoral se ha visto influenciado por la actividad antrópica, más intensamente desde 500 a. BP hasta la actualidad.

PARADA 6 PUNTALES

6.1 Aluvionamientos en torno a las Marismas del río Odiel

Esta última parada se va a realizar sobre la superficie de un depósito fluvial correspondiente a la terraza T5 del río Odiel, en el borde de las marismas. El objetivo será pues hacer una breve introducción referente a la disposición, morfología, naturaleza y cronología del conjunto de terrazas relacionadas con este río, las cuales constituyen, en su mayor parte, el marco y el sustrato de las marismas del Odiel.

El complejo de terrazas del río Odiel se desarrolla, principalmente, en el sector más próximo a su desembocadura (aproximadamente en sus últimos 20 km). Este sector se corresponde además con el actual estuario del río y el área de marismas que en parte lo colmata.

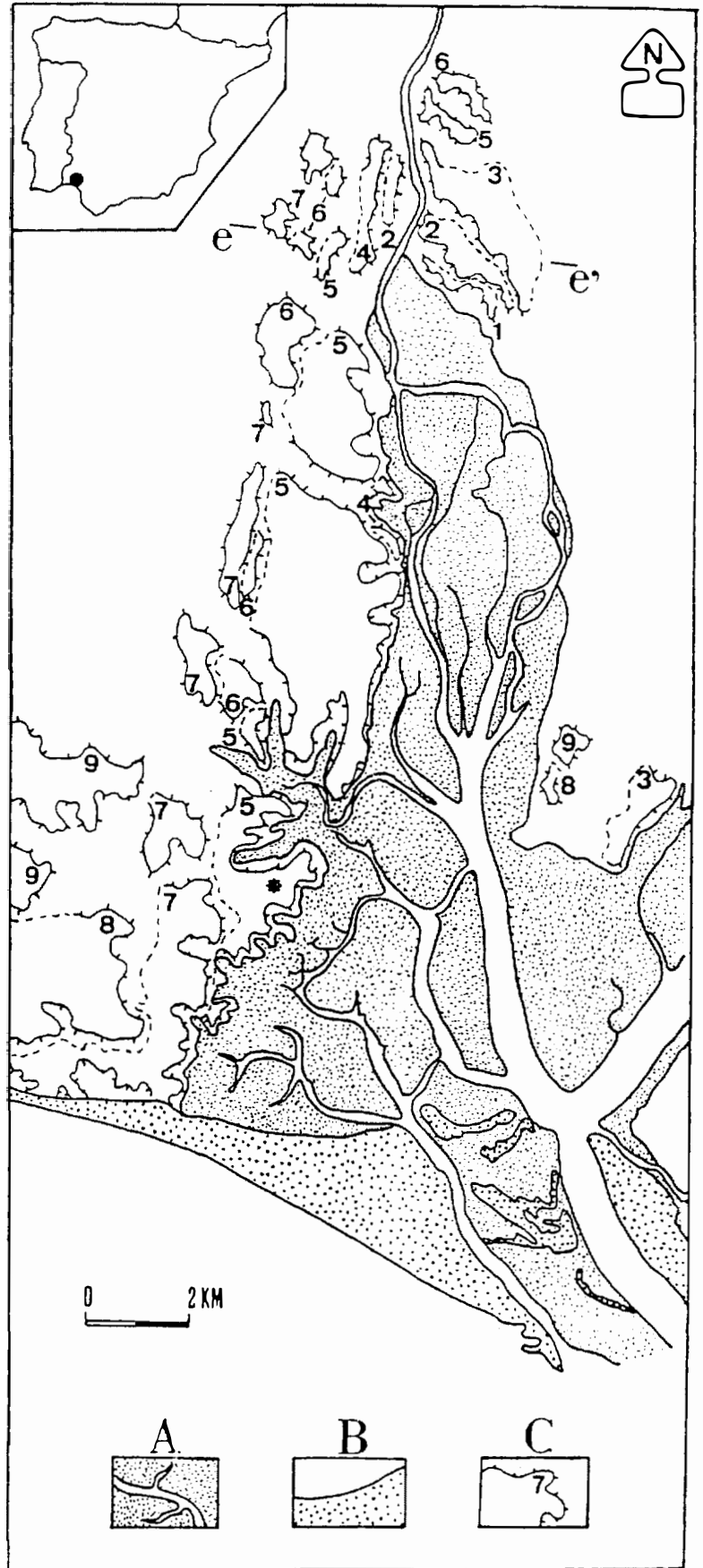


Figura 7.- Esquema cartográfico de las terrazas en torno al estuario del río Odiel (modificado de Cáceres, 1995). A. Depósitos de marismas, B. Formaciones litorales arenosas, C. Terrazas: el número indica el nivel al que corresponden, 1-T1, 2-T2, etc., (*). Localización de la parada 6.

La distribución de las terrazas en torno al estuario es irregular y asimétrica (Figuras 7 y 8). En su margen derecha tiene lugar un desarrollo más completo y continuo, mientras que en la margen izquierda estas terrazas se concentran en el sector más septentrional, que está formado por materiales neógenos de la Depresión del Guadalquivir. Solamente en el sector más meridional, en la población de Huelva, vuelven a aparecer restos de aluvionamientos más antiguos (Cabezos de Huelva) y otros más recientes pertenecientes al río Tinto.

En conjunto se han diferenciado hasta siete niveles de terrazas, claramente relacionadas con el río Odiel, cuya distribución se puede apreciar en la Figura 7. Las alturas en metros respecto al talveg actual del río (la referencia se toma al norte de la zona de marismas) son las siguientes (Cáceres, 1995):

T7	T6	T5	T4	T3	T2	T1
60-66	56	44	25-30	17-18	10-11,5	6,5-7,5

En la margen izquierda del río se han distinguido 5 niveles de terraza T1, T2, T3, T5 y T6, falta T4 y T7 aparece en un retazo menor no representable a la escala de la figura. Este conjunto se orienta entre N140-130E, marcando de esta forma un ensanchamiento del valle en este sector que aún hoy día es observable en el relleno del estuario.

Por su parte, en la margen derecha se han diferenciado 5 niveles, T2, T4, T5, T6 y T7, no aparecen T1 ni T3. En general, todos estos niveles presentan orientaciones N-S, prácticamente paralelas al curso actual del río. De todas ellas, sólo la superior alcanza su actual desembocadura, reorientándose algo antes a una dirección NE-SO. Esta morfología curvada, disponiéndose aproximadamente paralela a la línea de costa actual, fue interpretada en los primeros trabajos cartográficos de la zona como una terraza fluvio-marina (de Torres et al., 1975). Sin embargo, esta curvatura hacia direcciones próximas a las que traen las terrazas del Tinto, al otro lado del estuario, y que prácticamente se va a repetir para los niveles superiores, sería más propia de una confluencia de terrazas, resultado de la antigua confluencia en ese punto del Tinto y del Odiel (Cáceres, 1995). Los niveles superiores en este

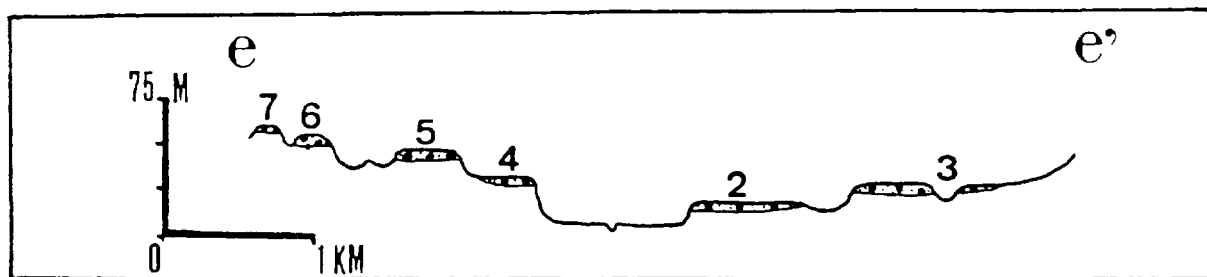


Figura 8.- Sección transversal (e-e') del valle del río Odiel en la cabecera del estuario (Cáceres, 1995). Su localización está en la Figura 7.

margen (T8 y T9) constituirían niveles de mayor envergadura y estarían más en relación con el Tinto, dada sus orientaciones NE-SO. Esta mayor extensión probablemente responda a que el Odiel pudiera confluir con el Tinto algo al NNO de la actual zona de desembocadura, con el consiguiente incremento del tamaño del cauce que esto representaría.

Para el resto de terrazas de esta margen, T6 se acuña aguas abajo entre los niveles inmediatamente superior e inferior y el resto desaparece progresivamente al ser ocultadas por las marismas. Esta situación implica un nivel de base actual muy elevado con respecto al existente durante la formación de los distintos niveles de terraza. Las mismas terrazas constituyen, por tanto, la base de los depósitos de marisma y de las formaciones litorales que tienden a cerrar el estuario, como son la flecha de Punta Umbría y los ganchos de Isla Saltés.

Respecto a la naturaleza de los materiales que constituyen estas terrazas, predominan los depósitos conglomeráticos silíceos, aunque aguas arriba se van haciendo más poligénicos, con fragmentos de pizarras, areniscas y otros materiales procedentes del zócalo paleozoico. En el mismo sentido, los cantos son más redondeados aguas abajo y algo más angulosos y aplanados aguas arriba. Se van a ordenar principalmente de forma masiva y horizontal (facies Gm de Miall, 1978) generalmente heterométricos, o con estratificación cruzada planar (Gp) o de base curva (Gt), mejor clasificados. También aparecen arenas, fundamentalmente cuar-cíticas, gruesas y muy gruesas, que se ordenan de forma masiva u horizontal (Sh), alternando con láminas de gravas estratificadas (Sp) y, en algunos sectores, con laminación menor perteneciente a *ripples* (Sr). De esta forma, predominan las facies de barras conglomeráticas (Gm y Gp), rellenos de canales (Gt) y algunos tramos arenosos asociados, que representarían barras arenosas (Sh y Sp), a veces con *ripples* (Sr).

En cuanto a la cronología de las terrazas existen pocos datos, y todos ellos relacionados con la aparición de material arqueológico en conexión con estos depósitos. Por un lado, T7 ha podido datarse como Pleistoceno medio, gracias al yacimiento de la Glorieta, situado en las proximidades de la desembocadura actual del río (Rodríguez Vidal *et al.*, 1988). Por otro lado, T3 se ha podido asignar al Pleistoceno superior, gracias al estudio del yacimiento del Grillito, en la margen izquierda del río (Castiñeira y García Rincón, 1987). Para el resto de terrazas no existen datos aunque, en conjunto, con lo mencionado anteriormente y por correlación con el sistema general del Tinto, se puede hacer la siguiente tentativa cronológica (Cáceres, 1995):

T7	T6	T5	T4	T3	T2	T1
Pleistoc. medio	?	?	Pleistoc. med.sup.	Pleistoc. superior	Final Pleist. sup.	Trans. Pleist-Hol.

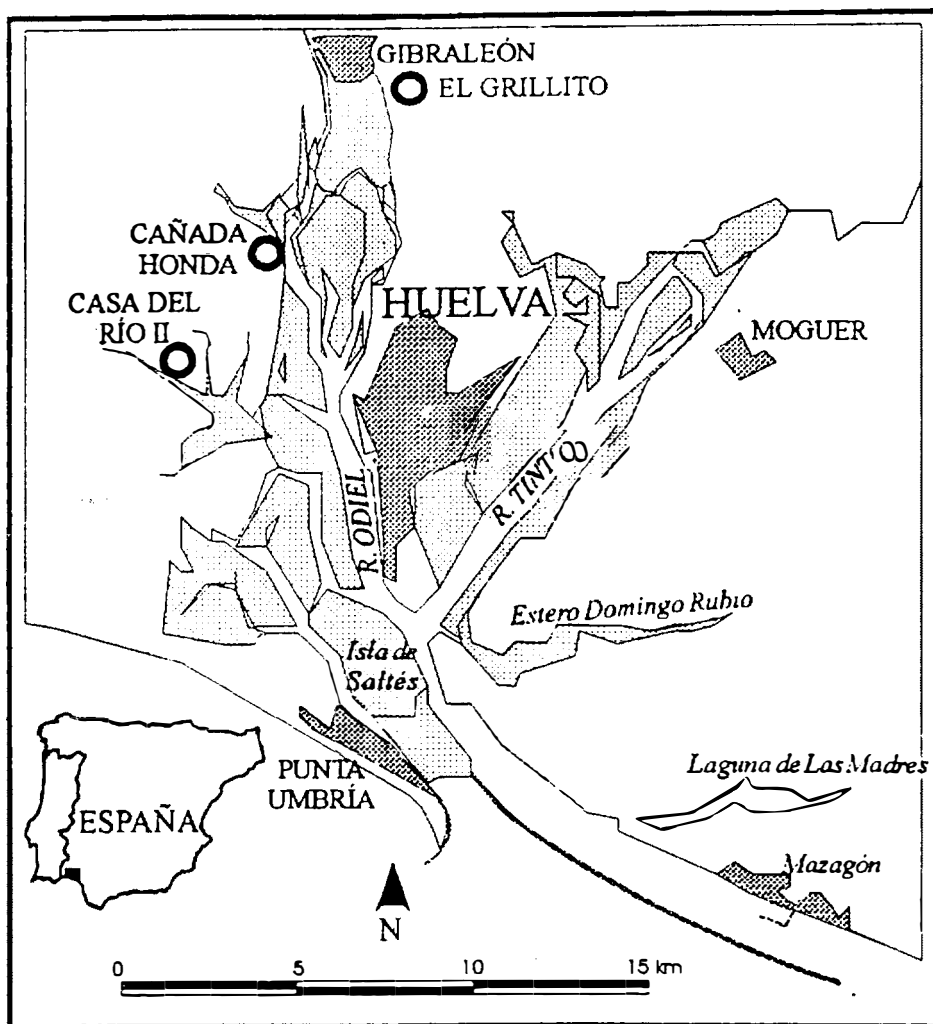


Figura 9.- Localización de los yacimientos de Casa del Río II, Cañada Honda y El Grillito, en el marco geográfico del estuario del Odiel.

próximo al estuario, sobre las que aparece labrado un escarpe. Esta proximidad posibilita que la interpretación geoarqueológica de manera conjunta de ambos concheros nos informe acerca de la evolución paleogeográfica del estuario para los momentos neolíticos.

Se han reconocido dos momentos ocupacionales, a los que se asocian distintos elementos elaborados por las comunidades (industria lítica, cerámica) o recolectados por ellas (malacofauna), sirviéndonos los primeros para establecer las cronologías del asentamiento y las segundas como indicadores paleoambientales de las condiciones imperantes en el entorno. La Unidad Inferior, solo reconocible en Cañada Honda, corresponde a una primera ocupación anterior al 3.000 BC y en la cual se ha recogido una malacofauna predominante de *Ostreas* y *Crassostreas*, especies habituadas a vivir sobre fondos duros y mar batiente. La Unidad Superior constituye una ocupación datada hacia el 2.500 BC, asociada a la cual se han encontrado especies malacológicas adaptadas a lechos abundantes en fangos y arenas como *Venerupis decussata*, *Cerastoderma edule*, *Tellina* sp. y *Solen* sp.

6.2 Geoarqueología de asentamientos neolíticos

Las márgenes del estuario del Odiel conocen un poblamiento Neolítico cuya caracterización corresponde a dos de las tres categorías de asentamiento establecidas para la Tierra Llana de Huelva. Se trata de los concheros de Cañada Honda y El Grillito y del poblado estable de Casa del Río II (Figura 9).

Los concheros se sitúan sobre la terraza de +8 m del Odiel, en su tramo más

La secuencia paleogeográfica que se extrae de esta caracterización permite datar, para momentos anteriores al 3.000 BC, una situación en el actual estuario del Odiel de ensenada abierta con mar batiente, en algún punto próximo a los concheros, mientras que para el 2.500 BC, ésta se encuentra ya en vías de colmatación, con aguas calmas y decantación de finos.

El poblado estable de Casa del Río II plantea una problemática diferente, asociada en mayor medida a los ámbitos fluvio-litorales próximos al estuario. El asentamiento se desarrolla en la margen izquierda del arroyo del Chorrillo y el análisis geoarqueológico de su estratigrafía permite observar cómo se produce de manera coetánea a la formación de la terraza +2-3 m del mismo. La secuencia levantada, a partir de diversos cortes en el sector de la actual urbanización Dehesa Golf, destaca la simultaneidad entre ambos procesos, lo cual hace corresponder la terraza fluvial a las cronologías dadas para el asentamiento, en torno a 6.000 a. BP. El análisis geomorfológico del área destaca la aparición en diversos puntos de este nivel de terraza, asociado a los diversos arroyos que confluyen en el sector conocido como Puntales y que quedan encajadas entre diversos niveles de terraza del Odiel.

BIBLIOGRAFÍA

- Amo, M. del** (1976). Restos materiales de la población romana de Onuba. *Huelva Arqueológica*, II, 24.
- Arteaga, O.; Hoffmann, G.; Schubert, H. y Schultz, H.** (1986). Investigaciones geológicas y arqueológicas sobre los cambios de la línea costera en el litoral de la Andalucía mediterránea. Informe preliminar. *Anuario Arqueológico de Andalucía 1985. II Actividades Sistemáticas*, 117-122.
- Aubet, M.E.** (1988). Cerro del Villar 1987. Informe de la primera campaña de excavaciones en el asentamiento fenicio de la desembocadura del río Guadalhorce (Málaga). *Anuario Arqueológico de Andalucía 1987. II Actividades Sistemáticas*, 310-316.
- Aubet, M.E. y Carulla, N.** (1986). El asentamiento fenicio del cerro del Villar (Málaga): Arqueología y paleogeografía del Guadalhorce y su hinterland. *Anuario Arqueológico de Andalucía 1985. II Actividades Sistemáticas*, 425-430.
- Bazzana, A. y Bedia, J.** (1990). Excavación de Saltés (Huelva). *Anuario Arqueológico de Andalucía/1990. Actividades Sistemáticas. Informes y memorias*. Consejería de Cultura y Medio Ambiente de la Junta de Andalucía. Dirección General de Bienes Culturales, 252-257.
- Borrego, J.** (1992). *Sedimentología del Estuario del Río Odiel*. Huelva. SW España. Tesis Doctoral, Universidad de Sevilla, 308 pp.
- Borrego, J.; Morales, J.A. y Pendón, J.G.** (1992). Elementos morfodinámicos responsables de la evolución reciente del estuario bajo del río Guadiana (Huelva). *Geogaceta*, 11, 86-89.
- Cáceres Puro, L.M.** (1995). *Geomorfología del sector occidental de la Depresión del Guadalquivir*. Tesis Doctoral, Universidad de Huelva, 292 pp.
- Castiñeira, J. y García Rincón, J.M.** (1985). Paleolítico inferior y medio en Huelva. *I Reunión de Cuaternario Ibérico*, II, 61-78.
- Dabrio, C.J.; Zazo, C.; Lario, J.; Goy, J.L.; Sierro, F.J.; Borja, F.; González, J.A. y Flores, J.A.** (en prensa). Holocene coastal evolution in the gulf of Cadiz (south Spain) deduced from filling of estuaries and connected spit bars. *Geol.Minj.*
- Davis, R.** (1983). *Depositional Systems. A genetic Approach to Sedimentary Geology*. Prentice-Hall, Inc. New Jersey.
- Díaz del Olmo, F. y Borja, F.** (1988). Geoarqueología de la costa mediterránea: La Plaza de la Marina (Málaga). *R.E.A.*, 11, 137-154.

- Fairbanks, R.G.** (1989). A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342, 637-642.
- Figueroa, M.E. y Clemente, L.** (1979). Dinámica geomorfológica del estuario de los ríos Tinto y Odiel (Huelva). Aplicación a la ordenación del territorio. *IV Reunión Nacional para el estudio del Cuaternario*, Bañolas.
- Goy, J.L. y Zazo, C.** (1986). Western Almeria (Spain). Coastline changes since the Last Interglacial. *Journal of Coastal Research*, 1, 89-93.
- Goy, J.L.; Zazo, C.; Dabrio, C.J. y Hillaire Marcel, C.** (1986). Evolution des systèmes de lagons-îles barrière du Tyrrhénien a l'actualité a Campo de Dalías (Almería, Espagne). Edit. de l'Orstom, *Coll. Travaux et Documents*, 197, 169-171.
- Goy, J.L.; Zazo, C.; Dabrio, C.J. y Lario, J.** (1994). Fault controlled shifting shorelines in the Culi of Cadiz since 20 KyBP. *1st Symposium on the Atlantic Iberian continental margin*, Lisboa, 1994. Abstr. vol. 24.
- Goy, J.L.; Zazo, C.; Dabrio, C.J.; Lario, J.; Borja, F.; Sierro, F. y Flores, J.A.** (1996). Global and regional factors controlling changes of coastlines in southern Iberia during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 15 (3-4), 1-8.
- Hoffmann, G.** (1988). *Holozänstratigraphie und küstenlinien-verlagerung an der andalusischen Mittelmeerküste*. Fachbereich Geo wissenschaften der Universität Bremen, 2, 173 pp.
- Lario, J.** (1996). *Ultimo y Presente Interglacial en el área de conexión Atlántico - Mediterráneo: Variaciones del nivel del mar, paleoclima y paleoambientes*. Tesis Doctoral, U.C.M., Madrid, 269 pp.
- Lario, J.; Zazo, C.; Dabrio, C.J.; Somoza, L.; Goy, J.L.; Bardají, T. y Silva, P.G.** (1995). Record of Recent Holocene Sediment Input on Spit Bars and Deltas of South Spain. En: Core, B. (ed.), *Holocene Cycles: Climate, Sea Levels, and Sedimentation*. *Journal of Coastal Research*, Special Issue, 17, 241-245.
- Lighty, R.G.; Macintyre, I.G. y Stuckenrath, R.** (1982). *Acropora palmata* reef framework: A reliable indicator of sea level in the western Atlantic for the past 10,000 years. *Coral Reefs*, 1, 125-130.
- Luzón, J.M.** (1975). Notas para una carta arqueológica de yacimientos romanos. *Huelva Prehistoria y Antigüedad*, Madrid, 303-320.
- Mayewski, P.A.** (1994). The Younger Dryas as viewed through the Summit Greenland ice cores. *PAGES: News Int. Paleosci. Commun.*, 2(2), 3-4.
- Miall, A.D.** (1978). Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In Miall, A.D. (Ed). *Fluvial Sedimentology*. *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, 5, 469-485.
- Mora Figueroa, L. de** (1981). *Torres de almenara de la costa de Huelva*. Exc. Dip. Prov. de Huelva. Instituto Padre Marchena.
- Mörner, N.A.** (1994). Recorded sea level variability in the Holocene and expected future changes. *Bull. INQUA Neotectonic Commission*, 17, 48-53.
- Mörner, N.A.** (1996). Sea Level Variability. *Z. Geomorph. N.F.*, 102, 223-232.
- Pérez, J.A.; Bazzana, A.; Cáceres, L.M. y García, J.M.** (1992). Arqueología del entorno de Punta Umbría. *Cuaderno Temático 4*, Huelva.
- Pirazzoli, P.** (1991). *World Atlas of Holocene Sea-Level Changes*. Elsevier Oceanogr. Ser., 58. Elsevier, Amsterdam, 300 pp.
- Rodríguez Ramírez, A.** (1996). *Geomorfología continental y submarina del Golfo de Cádiz (Guadiana-Guadalquivir), durante el Cuaternario reciente*. Tesis Doctoral, Universidad de Huelva, 370 pp.
- Rodríguez Ramírez, A.; Rodríguez Vidal, J.; Cáceres, L.; Clemente, L.; Belluomini, G.; Manfra, L.; Improta, S. y de Andres, J.R.** (1996). Recent coastal evolution of the Doñana National Park (S.Spain). *Quaternary Science Reviews*, 15, 803-809.

- Rodríguez Vidal, J.** (1987). Modelo de evolución geomorfológica de la flecha litoral de Punta Umbría, Huelva, España. *Cuaternario y Geomorfología*, 1, 247-256.
- Rodríguez Vidal, J.; Mayoral, E.; Castiñeira, J. y García Rincón, J.M.** (1988). Tránsito marino continental y aluvionamientos cuaternarios en los alrededores de Huelva. En: *Aluvionamientos cuaternarios en la Depresión Inferior del Guadalquivir*, AEQUA-Grupo Andaluz de Cuaternario, Sevilla, 7-35.
- Roy, P.S.; Cowell, P.J.; Ferland, M.A. y Thom, B.G.** (1994). Wave-dominated coasts. En: Carter, R.W.G.; Woodroffe, C.D. (eds.), *Coastal evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge Univ. Press, Great Britain, 121-186.
- Rubio, J.C.** (1995). Gestión y conservación de las Marismas del Odiel (Huelva) en la última década (1983-1993). En Montes, C. et al. (eds), *Bases ecológicas para la restauración de humedales en la Cuenca Mediterránea*. C.M.A. de la J.de A.
- Rubio, J.C.; Figueroa, M.E.; Fernández Palacios, J. y Clemente, L.** (1985). Dinámica geomorfológica actual de las marismas del Odiel (Huelva). I: tipología, desarrollo y evolución reciente. *I Reunión do Quaternário Ibérico*, Lisboa, 379-392.
- Somoza, L.; Zazo, C.; Goy, J.L. y Díaz del Río, V.** (1991). Sea-level fluctuation cycles in the Mediterranean spanish coast during the last 7,000 years. Applications as a forecasting model for future sea-level trend. En: *Meeting on the Ocean Change. Management Patterns and the Environment*. Huelva, Spain, Abstracts, 19-26.
- Stanley, D.J.** (1995). A global sea-level curve for the late Quaternary: the impossible dream?. *Marine Geology*, 125, 1-6.
- Stanley, D.J. y Warne, A.G.** (1994). Worldwide initiation of Holocene marine deltas by deceleration of sea-level rise. *Science*, 265, 228-231.
- Suárez Bores, P.** (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. Centro Est. y Exp. Obras Públicas, Madrid.
- Tanner, W.F.** (1995). Origin of beach ridges and swales. *Marine Geology*, 129, 149-161.
- Thom, B.G.** (1984). Transgressive and regressive stratigraphies of coastal sand barriers in eastern Australia. *Marine Geology*, 7, 161-168.
- Torres, T. de; Rincón, A.; Granados, L.; del Pan, T. y Leyva, F.** (1975). *Hoja Geológica MAGNA nº 999, Huelva-Los Caños*. IGME, Madrid.
- Warne, A.G. y Stanley, D.J.** (1995). Sea-Level Change as Critical Factor in Development of Basin Margin Sequences: New Evidence from Late Quaternary Record. En: Core, B. (ed.), *Holocene Cycles: Climate, Sea Levels, and Sedimentation*. *Journal of Coastal Research*, Special Issue, 17, 231-240.
- Zazo, C.; Goy, J.L.; Somoza, L.; Dabrio, C.; Belluomini, G.; Improta, S.; Lario, J.; Bardají, T. y Silva, P.G.** (1994a). Holocene sequence of relative sea level highstand-lowstand in relation to the climatic trends in the Atlantic-Mediterranean linkage coast: Forecast for future coastal changes and hazards. *Journal of Coastal Research*, 10(4), 933-945.
- Zazo, C.; Lario, J.; Goy, J.L.; Lézine, A.M.; Faure, H.; Dabrio, C.J.; Somoza, L. y Borja, F.** (1994b). Late-Pleistocene and Recent-Holocene rapid coastal changes in South Iberia. En: *Late Quaternary Coastal Records of Rapid Changes: Application to Present and Future Conditions*. IGCP Project 367, 1st Annual Meeting, Scotland, Sept.1994, Abstr.vol., 24.
- Zazo, C.; Lézine, A.M.; Borja, F.; Deneffe, M.; Dabrio, C.J.; Lario, J.; Rodríguez Vidal, J.; Goy, J.L.; Díaz del Olmo, F.; Cáceres, L.; Clemente, L.; Baeteman, C. y Rodríguez, A.** (1996). Holocene coastal progradation changes and peat bog development in SW Spanish Coast. *INQUA MBSS Newsletter*, 18, 13-17.