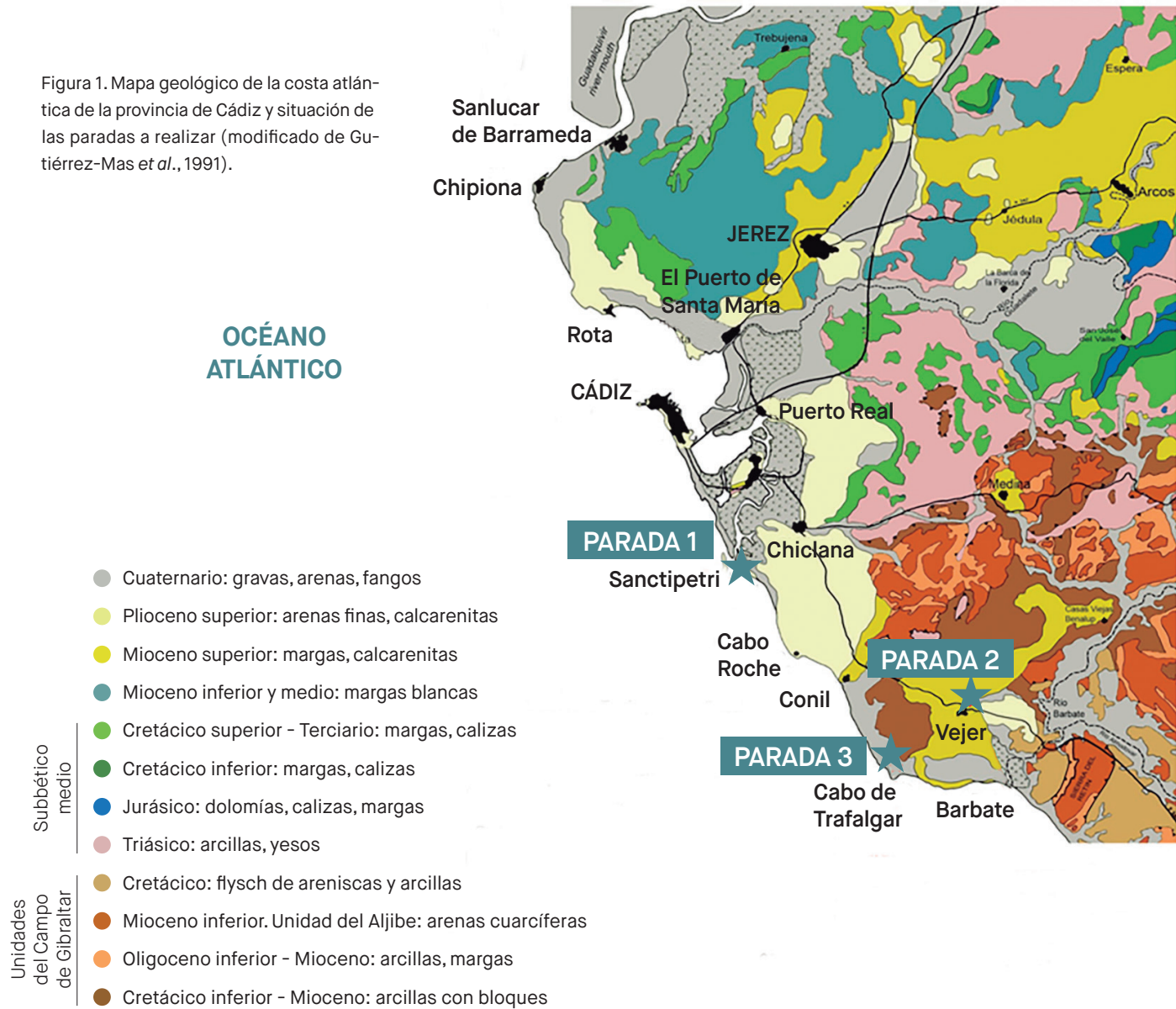


Figura 1. Mapa geológico de la costa atlántica de la provincia de Cádiz y situación de las paradas a realizar (modificado de Gutiérrez-Mas *et al.*, 1991).



RECORRIDO 1

Evidencias de cambios ambientales, variaciones del nivel del mar y tsunamis en la costa atlántica de Cádiz

José Manuel Gutiérrez Mas / Javier Gracia Prieto / Eduardo Molina Piernas /
Javier Martínez López / Ángel Sánchez Bellón

Introducción

Para comprender los cambios que se producen en la geología de una zona es necesario introducir, al menos resumidamente, tres conceptos clave en todo estudio geológico: la dimensión del tiempo geológico y los dos principios fundamentales de la Geología, el principio del uniformismo y el principio de superposición.

Tal y como hemos comentado en la Introducción General, el tiempo geológico es un marco temporal que permite el desarrollo de todo tipo de procesos, incluso de aquellos que se producen muy lentamente. Dicho de otro modo, hay tiempo de sobra para que suceda cualquier acontecimiento. La formación del Universo viene situándose cada vez más atrás en

el tiempo y la mayoría de los estudios proponen edades que superan los diez mil millones de años. La formación de nuestro planeta se estima que tuvo lugar hace más de 4.500 millones de años. Estas magnitudes de tiempo son muy distintas a las que manejamos habitualmente y debemos darnos cuenta de que, si comprimimos toda la historia de La Tierra en un año, el homo sapiens llevaría deambulando sobre la superficie de nuestro planeta tan solo un par de horas.

El principio del uniformismo propone que los procesos geológicos que se dan actualmente han sucedido de forma similar a lo largo de la historia geológica. Los rasgos que los procesos geológicos dejan hoy son iguales a los que encontramos en situaciones similares en el registro geológico a lo largo del tiempo. Por lo tanto, interpretando esos rasgos antiguos po-

demos reconocer lo que sucedió en el pasado, hace mucho tiempo, asimilándolos a los rasgos que producen los procesos geológicos actuales.

El principio de superposición nos permite ordenar los acontecimientos que se han venido dando a lo largo del tiempo, de tal modo que los más antiguos quedan recogidos en la parte baja del registro sedimentario y los más recientes en la parte alta del mismo. Este principio puede ampliarse a las estructuras geológicas de tal manera que una estructura que corta a otra es más reciente que la que es cortada.

En este primer itinerario propuesto (Fig. 1), aplicaremos estos conceptos y principios visitando una sucesión de formaciones pliocenas y pleistocenas representativas de los procesos y cambios climáticos, ambientales y de nivel del mar, incluidos eventos de alta energía, que tuvieron lugar hace entre 5 y 2 millones de años en la zona atlántica del actual litoral gaditano. También observaremos rasgos geológicos dejados por el maremoto de 1755 (terremoto de Lisboa) en el cabo de Trafalgar.

PARADA 1. CORTE DEL ACANTILADO NORTE DE LA PLAYA DE LA BARROSA

Coordenadas: 36°22'29.5"N, 6°11'30.0"O

Nota: es muy recomendable hacer la visita en marea baja.

El estudio de este afloramiento tiene por objeto reconocer los materiales de edad pliocena y pleistocena que se depositaron al SE de la depresión del Guadalquivir tras la orogenia alpina.

El recorrido se realiza por la zona intermareal en la base del acantilado, empezando por el promontorio de Punta Bermeja,

justo al norte de la playa de La Barrosa (Chiclana de la Frontera), accediendo a la playa por la avenida de La Barrosa, también conocida como *Primera Pista*, donde es fácil encontrar aparcamiento. El recorrido puede durar desde una hora a más de tres horas, si se hace con detenimiento. Es necesario consultar el anuario de mareas con objeto de elegir la hora más adecuada para que el recorrido coincida con la bajamar.

Los materiales que forman este acantilado son parte de los depósitos que rellenaron la depresión del Guadalquivir tras la apertura del estrecho de Gibraltar al final del Messiniense (Mioceno superior). Los materiales del Plioceno marino afloran al NO de la provincia de Cádiz, entre Jerez y Chipiona y hasta Vejer y Barbate (Fig. 1). Otros afloramientos se encuentran al SE de la provincia, en la zona de Sotogrande. También aparecen algunos episodios lacustres, como las arenas y calizas lacustres presentes en la zona de El Cuervo y Lebrija.

Los afloramientos están afectados por actividad neotectónica y se configuran como un conjunto de bloques afectados por estructuras con basculamientos, pliegues laxos y fallas normales. El afloramiento de la playa de La Barrosa, entre Punta Bermeja y Sanctipetri, está constituido por depósitos pliocenos y pleistocenos y el conjunto está basculado unos 12° al NNE.

PLIOCENO MARINO

La sedimentación pliocena (Neógeno reciente) se produce desde hace 5,3 millones de años (Ma) hasta hace 2,7 Ma, cuando se inicia el Pleistoceno (Cuaternario antiguo). Estos sedimentos se depositaron en medios neríticos y litorales, predominando en ellos las arenas limosas con fragmentos bioclásticos, areniscas calcáreas y conglomerados bioclásti-

cos. En general, las facies indican un régimen dominado por el oleaje y la acomodación y una baja tasa de aportes terrígenos.

En la sección estratigráfica (Fig. 2) se diferencian varias unidades sedimentarias que, desde la base al techo, son las siguientes:

Unidad 1. Unidad basal constituida por una alternancia de arenas bioclásticas y calcareníticas con estratificación cruzada (Fig. 3). Intercaladas en las arenas, hay abundantes *tempestitas* (*storm layers*) típicas de depósitos de plataforma continental (Fig. 2). La edad de esta unidad es de entre 5,6 a 4,6 Ma (Plioceno inferior basal) y su espesor visible de unos 7 a 10 m. De las características de facies se deduce que es un medio marino somero, ubicado entre la plataforma continental, y la zona de transición entre el frente litoral y la plataforma continental (*shoreface*).

Unidad 2. Arena fina limosa de color amarillo con intercalaciones calcareníticas de tamaño centimétrico a decimétrico. Espesor: 1 a 1,5 m.

Unidad 3. Alternancia de arena limosa bioclástica color ocre y calcarenitas de espesor variable. Espesor: 2,3 m.

Unidad 4. Conglomerado conchífero de base erosiva, con conchas de bivalvos y matriz arenoso-bioclástica (Fig. 3) y espesor variable entre 0,5 y 1 m. Por la mezcla de sedimentos y fósiles de diverso origen, la fuerte imbricación de las conchas, la forma ondulada de la base erosiva y otras estructuras sedimentarias, al depósito se le asigna un origen relacionado con flujos de alta energía, ya sea grandes olas de enormes temporales o tsunamis.

Unidad 5. Arena fina limosa con intercalaciones calcareníticas muy finas y bioturbación por galerías verticales que atraviesan las capas calcareníticas. Espesor: 1 a 2 m.

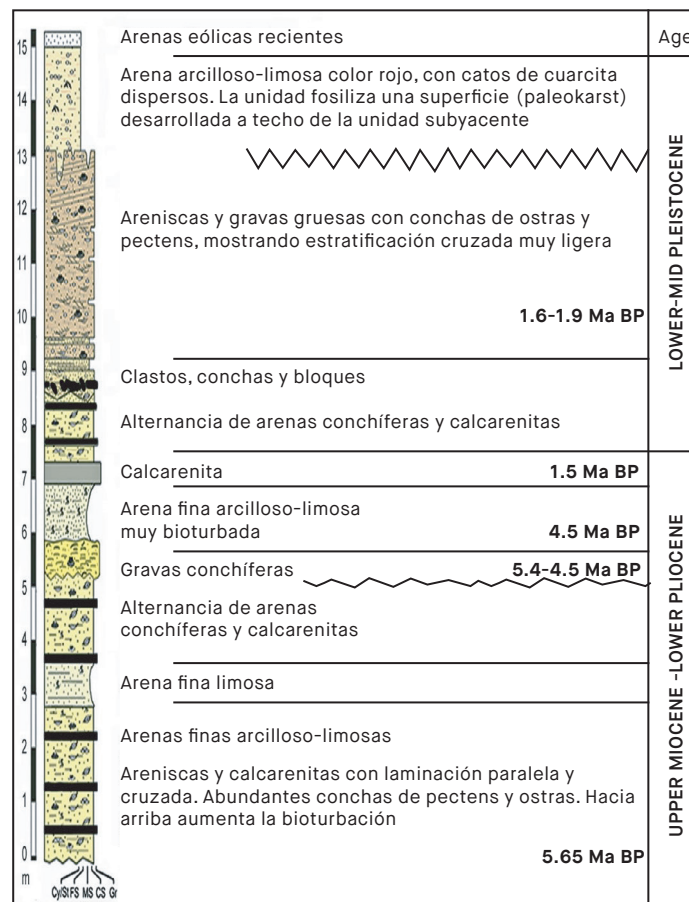


Figura 2. Sección estratigráfica sintética del acantilado norte de la playa de La Barrosa (Punta Bermeja-Sanctipetri (modificado de Gutiérrez-Mas et al., 1991 y Gutiérrez-Mas et al., 2013).

Herramientas de geólogo: martillo y lupa

La caracterización en el campo de un afloramiento de materiales, basada en la observación y la descripción litológica y estructural de los mismos, junto con las técnicas de cartografía geológica, forman parte del trabajo básico que se desarrolla para el conocimiento geológico de una determinada zona. Para ello, los geólogos utilizamos un conjunto de herramientas, que no por su sencillez, dejan de tener un valor fundamental en el trabajo realizado. Entre ellas, destacan sobremanera el martillo de geólogo, mazas y cinceles, una lupa, una brújula y un cuaderno de campo en el que anotar todas nuestras observaciones.

Martillos y cinceles. Son empleados para romper y extraer las muestras en un afloramiento, permitiendo una observación precisa de la roca sin alterar (fresca). Hay variantes de martillo con pico y con azadilla que se emplean para diferentes rocas duras o más blandas respectivamente (Fig. A, izquierda).

En ocasiones, dada la extrema dureza de algunos tipos de rocas, es preciso el uso de cinceles y mazas para este cometido. Estas herramientas están hechas de acero reforzado, forjadas en una sola pieza, y en el caso del martillo y la maza, están recubiertos de una empuñadura de nylon para reducir el impacto al golpear (Fig. 1, derecha).



Figura A. Izquierda: Martillo pico y martillo azadilla. Derecha: Maza y cinceles largo y corto

Lupa. La lupa de geólogo es pequeña y siempre ha de estar protegida para evitar que se raye. Está constituida por una, dos o tres pequeñas lentes de aumento superpuestas, con las que podremos ver la roca en detalle identificando los minerales constituyentes, así como algunos rasgos texturales y de color (Fig. B). También nos puede ayudar en el reconocimiento de algún fósil de tamaño diminuto u otro tipo de microestructuras que a simple vista pasarían desapercibidas.



Figura B. Izquierda: Lupa de 10 aumentos. Derecha: Visión aumentada de pequeño grano mineral

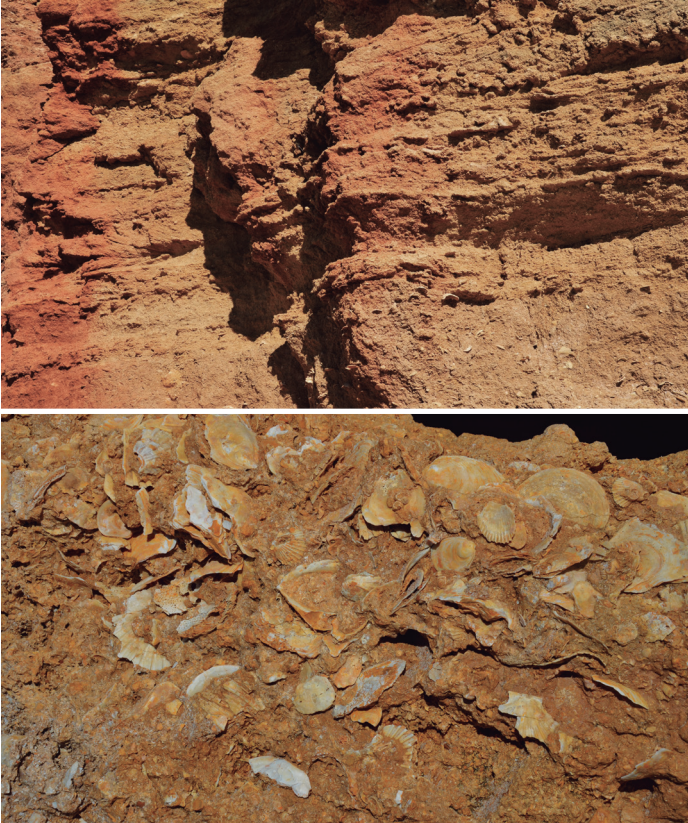


Figura 3. Arriba: Arenas con pectínidos con intercalaciones calcareníticas de la Unidad 1. Abajo: Conglomerado conchífero de matriz arenoso-bio-clástica (Unidad 4).

PLEISTOCENO MARINO

Son materiales depositados en medios someros como la zona submareal (*shoreface*) y las playas (*foreshore*) y que se encuentran en discordancia angular y erosiva sobre los depósitos pliocenos basculados, aunque en otros afloramientos también aparecen en discordancia margas miocenas u otros materiales.

Los depósitos son de composición más siliciclástica que los materiales pliocenos sobre los que generalmente están depositados, mostrando, además, un menor contenido en fósiles. La edad de los materiales pleistocenos presentes en este afloramiento es de entre 1,7 y 1,1 Ma (Pleistoceno inferior y medio).

Unidad 6. Nivel calcarenítico muy cementado de base irregular, con restos bioclásticos recristalizados y bioturbación por galerías y raíces. Espesor: 0,5 m.

Unidad 7. Alternancia de arenas y calcarenitas. Espesor: 2 m.

Unidad 8. Nivel de bloques biogénicos muy cementados y compactos, que se encuentra en discordancia erosiva sobre los depósitos subyacentes. Espesor variable, entre 0,15 y 0,5 m, aunque no es visible en algunos sectores debido a la erosión. También contiene cantos y conchas imbricadas. Se interpreta como un depósito de evento causado por un gran temporal u olas de tsunami.

Unidad 9. En discordancia angular y erosiva sobre los materiales subyacentes hay unos conglomerados y areniscas con cantos de cuarcita, valvas de moluscos, estratificación cruzada e intercalaciones arenosas. Su espesor máximo es de unos 6 m, aunque puede ser menor, incluso no aparecer, debido a que está muy erosionado. A techo de la unidad aparece una superficie erosiva muy marcada, fosilizada por arenas rojas (Fig. 4). Tal como muestran sus facies, se trata de sedimentos depositados en ambientes marinos poco profundos y afectados por olas de temporales estacionales y por corrientes mareales, como las zonas de transición (*shoreface*) y de playa (*foreshore*).

PLEISTOCENO CONTINENTAL

Unidad 10. Arenas arcillosas de color rojo vivo con cantos de cuarcita muy redondeados. Fosiliza una marcada superficie erosiva excavada a techo de la unidad anterior. Su origen está asociado a procesos fluvio-marinos simultáneos o posteriores a los procesos erosivos que afectaron a los depósitos subyacentes. Espesor de 4-5 m (Fig. 4). El origen y área fuente de los cantos de cuarcita es un asunto controvertido, ya que las cuencas fluviales localizadas en áreas cercanas no muestran afloramientos de rocas metamórficas (cuarcitas), que es la roca madre de estos cantos rodados, encontrándose los afloramientos más cercanos en la zona de Sierra Morena.

SÍNTESIS SEDIMENTARIA

Desde el final de la orogenia alpina, el área de Cádiz era una plataforma marina somera de aguas cálidas, perteneciente al dominio geológico de la depresión del Guadalquivir y abierta al Atlántico, donde se depositaban margas pelágicas y arenas bioclásticas de medios neríticos y litorales. Al inicio del Plioceno, los sedimentos se depositaron fundamentalmente en la plataforma continental, presentando los depósitos un alto contenido en componentes biogénicos de aguas cálidas y escaso aporte terrígeno. Las litofacias indican cambios en los medios de depósito, consecuencia en parte de la actividad neotectónica que causó el basculamiento de los depósitos, con levantamiento y emersión de unos sectores, hundimiento de otros y la subsecuente transformación de los medios sedimentarios y las condiciones ambientales de los mismos.

Al final del Plioceno e inicio del Pleistoceno, un enfriamiento de la superficie terrestre causó el enfriamiento del agua del mar y la desaparición de especies de aguas cálidas, lo que provocó la disminución de la diversidad biológica y la migración hacia el



Figura 4. Arriba: Conglomerados y areniscas con cantos, conchas y estratificación cruzada. Se observa la discordancia en la base del depósito y la superficie erosiva desarrollada a techo. Abajo: Vista de la unidad de arenas rojas con cantos que fosiliza a los depósitos de playa pleistocenos.

sur de algunas especies (Monegatti y Raffi, 2007), lo que podría significar el inicio del Cuaternario en la zona, representado por los depósitos marinos pleistocenos presentes en el afloramiento.

Por otra parte, tanto los depósitos pliocenos como pleistocenos, muestran intercalaciones de capas de muy alta energía, cuyo origen puede estar relacionado con la actividad neotectónica en la región mientras se producía el relleno sedimen-

tario. Sus facies son diferentes a las *tempestitas* típicas de la plataforma continental, siendo sus principales rasgos deposicionales: falta de continuidad en las secciones, base erosiva y mezcla de sedimentos y fósiles de diferente edad y origen.

PARADA 2. LA BARCA DE VEJER

Coordenadas: 36°15'14.7"N, 5°57'19.0"O

La observación de este afloramiento tiene por objeto el reconocimiento de los materiales postorogénicos de edad Mioceno superior depositados en el sector sur de la depresión del Guadalquivir tras las principales fases de plegamiento de la orogenia alpina (Figs. 5, 6 y 7). El afloramiento se encuentra en Vejer de la Frontera (Figs. 1 y 5), cerca de la antigua Casa de Postas, pudiéndose dejar el vehículo en el aparcamiento cercano. Las observaciones se hacen en la base del escarpe de la antigua carretera N-340 a su paso por Vejer, frente al puente viejo sobre el río Barbate y al inicio de la carretera que lleva a Barbate (Fig. 5).

Los materiales que constituyen el escarpe de la carretera forman parte de los depósitos postorogénicos que rellenaron la depresión del Guadalquivir tras las principales fases tectónicas que dieron lugar a la formación de la cordillera Bética. Terminada la orogenia, una transgresión marina generalizada causó la inundación de la depresión del Guadalquivir y otras cuencas intramontañosas, que se convirtieron en cuencas marinas donde se depositaban sedimentos pelágicos y neríticos, cuyos aportes sedimentarios procedían tanto de la cordillera Bética recién emergida como de los materiales paleozoicos (ígneos y metamórficos) del Macizo Ibérico (Fig. 5). Dado que

la actividad tectónica no cesó totalmente después de la formación de la cordillera, los afloramientos están afectados por esfuerzos neotectónicos de menor intensidad que los habidos durante la orogenia, pero que generaron basculamientos, pliegues laxos y fallas normales e inversas.



Figura 5. Afloramiento de calcarenitas post-orogénicas del Mioceno superior (Tortonense-Messiniense) en la Barca de Vejer. Está constituido por una sucesión de sets o estratos de calcarenitas depositadas en medios marinos someros, litoral y plataforma interna.

LITOFACIES Y MEDIOS DE DEPÓSITO

Los sedimentos miocenos postorogénicos reposan transgresivamente y en discordancia angular y erosiva sobre materiales preorogénicos de la cordillera Bética y sinorogénicos de la propia depresión del Guadalquivir. En el sector SE de la depresión del Guadalquivir, zona de Cádiz, estos materiales están constituidos por sedimentos marinos que aparecen bajo dos tipos de facies: margas azules y calcarenitas de edad Tor-

toniense-Messiniense (Fig. 6). Por el norte, afloran en Ronda y Setenil, en el valle del Guadalete (Bornos, Arcos y Jerez), en la bahía de Cádiz, sierra de San Cristóbal y Chiclana, en Medina y, al sur, en Conil, Vejer y Barbate, donde alcanzan la costa en forma de acantilados.

Benkhelil (1976) diferenció tres niveles (Fig. 6): a) margas azules, b) nivel intermedio constituido por una alternancia de areniscas y limos arcillosos de color gris azulado y c) calcarenitas con estratificación cruzada.

Las calcarenitas contienen restos de moluscos de medios marinos someros y por su mayor resistencia a la erosión, generan relieves sobresalientes como el Tajo de Arcos, sierra del Calvario (Bornos), sierra de San Cristóbal (Jerez-Puerto de Santa María), los escarpes de la Barca de Vejer y los acantilados de Barbate. Entre Jerez y la bahía de Cádiz, las calcarenitas cambian lateralmente a arcillas y margas azules, que afloran también al norte de la bahía de Cádiz y en los acantilados de las playas del Almirante y Las Redes, Camposoto (San Fernando), El Puerco (Chiclana) y Conil.

Si se tiene en cuenta la composición, contenido fósil y estructuras sedimentarias de las calcarenitas presentes en el acantilado de la Barca de Vejer, los depósitos debieron formarse en un medio marino somero, probablemente de plataforma interna cercana al litoral, como la *zona de transición (shoreface)* a una de profundidad por debajo del nivel de base del oleaje medio, es decir, olas de temporales estacionales de intensidad media, razón por la cual los sedimentos del fondo solo serían removilizados en el caso de temporales muy fuertes o eventos capaces de generar olas de una altura bastante superior a la media en la zona.

Dada la continuidad litológica y estratigráfica de los sedimentos presentes en este afloramiento y a tenor de las es-

tructuras sedimentarias observadas, estos depósitos debieron formarse en un medio marino somero entre el litoral y la plataforma interna, afectado por corrientes mareales suficientemente energéticas como para removilizar los sedimentos del fondo y crear formas de fondo (*bedforms*) de gran escala como *sandwaves* y *megaripples* y transportar los materiales a lo largo de la plataforma interna y de la zona sublitoral y litoral.

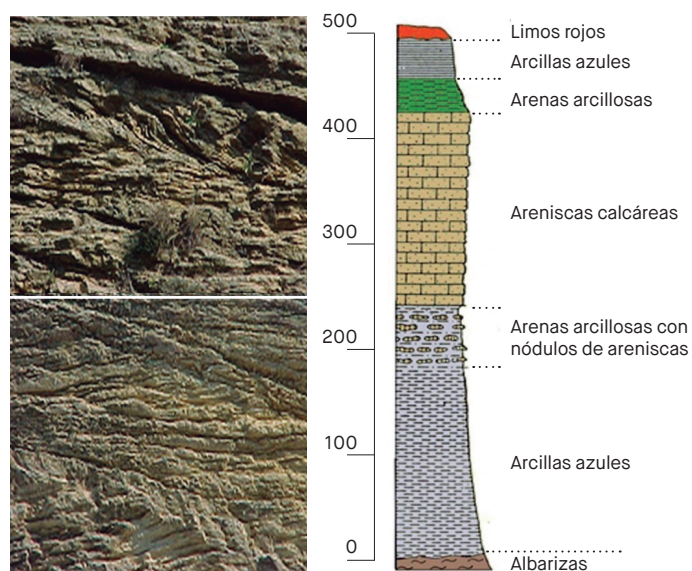


Figura 6. En el Mioceno superior en la depresión del Guadalquivir se depositan sedimentos pelágicos, neríticos y litorales, según un modelo plataforma-talud. Izquierda: Estratificación cruzada en el afloramiento de la Barca de Vejer. Derecha: Estratigrafía del Tortoniano-Messiniense (Mioceno superior) en la provincia de Cádiz (modificado de Viguiet, 1974; Benkhelil, 1976; Gutiérrez Mas *et al*, 1991).

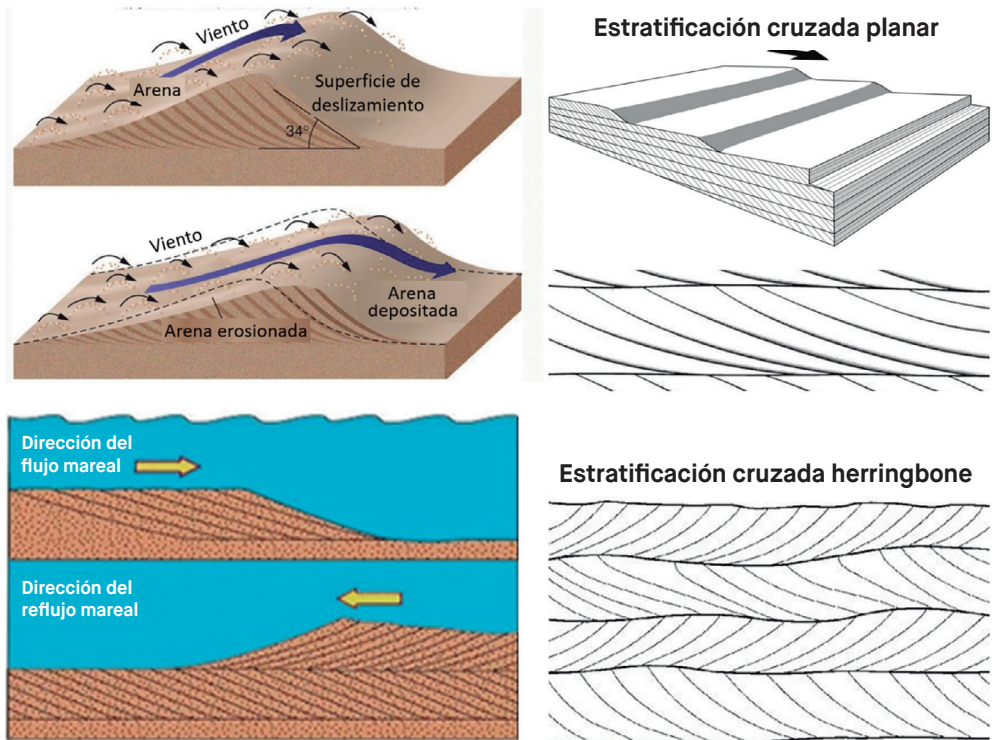
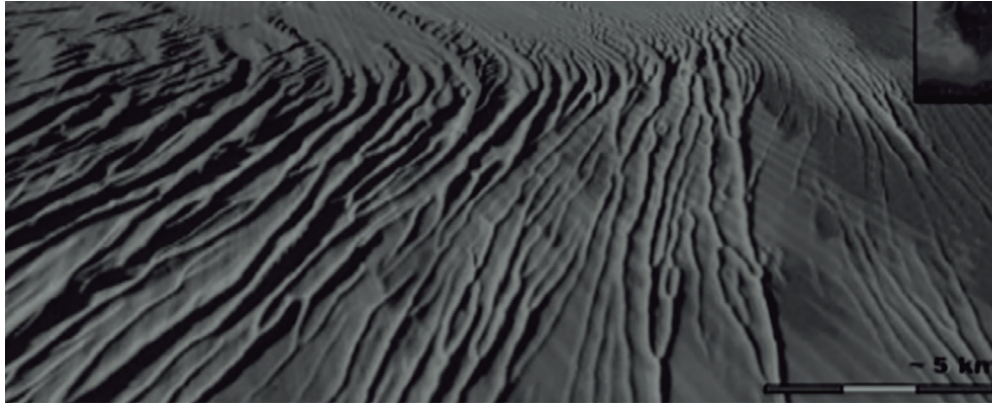


Figura 7. Arriba: Imagen multihaz del fondo de la plataforma atlántica. Abajo: El flujo ascendente transporta arena y forma megarripples y sandwaves. En el refluo, la corriente descendente erosiona las formas anteriores y genera formas similares que indican migración mar adentro (sintetizada a partir de datos de Allen (1963), Tanner (1967), Reineck y Singh (1973), Komar (1974), Selley (1978), Collinson y Thompson (1982), y Gilbert (1899)).

Entre las estructuras sedimentarias presentes en los estratos calcareníticos encontramos estratificación cruzada de gran escala, superficies de erosión y *herringbone* (Figs. 6 y 7), creadas a partir de la progradación de *formas de fondo* transversales como *ripples*, *megaripples* y *sandwaves* y que indican la acción de corrientes mareales rápidas con direcciones de flujo y reflujo contrapuestas.

La corriente de flujo (ascendente) generó formas de fondo transversales de diverso tamaño, con crestas perpendiculares a la dirección de la corriente, que desplazaron a los sedimentos como carga de fondo a modo de ondas de arena (*megaripples* y *sandwaves*) a lo largo de la plataforma, con sets de progradación que indican desplazamiento de los sedimentos hacia la costa, de un modo similar a como se indica en la figura 7.

Tras la pleamar e inicio del reflujo mareal, la corriente descendente, que normalmente es de mayor velocidad que la ascendente, erosionó las *formas de fondo* previamente originadas por el flujo ascendente, transportando los sedimentos aguas abajo en dirección hacia la plataforma externa, es decir, hacia zonas de mayor profundidad, generando además nuevas *formas de fondo* (*megaripples* y *sandwaves*) cuyos sets de progradación indican desplazamiento de los sedimentos mar adentro.

Durante el reflujo mareal las estructuras causadas por la corriente ascendente son erosionadas casi en su totalidad por la corriente descendente, de tal forma que en el afloramiento predominan los depósitos formados por la corriente de reflujo mareal.

No obstante, en aquellos casos en los que se ha conservado una parte de los depósitos generados por el flujo ascendente, y tras depositarse sobre estos los sedimentos transportados por la corriente descendente, se generan estructuras sedimentarias caracterizadas por la presencia de sets de

progradación contrapuestos, que asemejan a una espina de pez, conocida como estratificación cruzada en *herringbone* (Figs. 7 y 8 A), que es representante de ambas direcciones de la corriente mareal (flujo y reflujo).

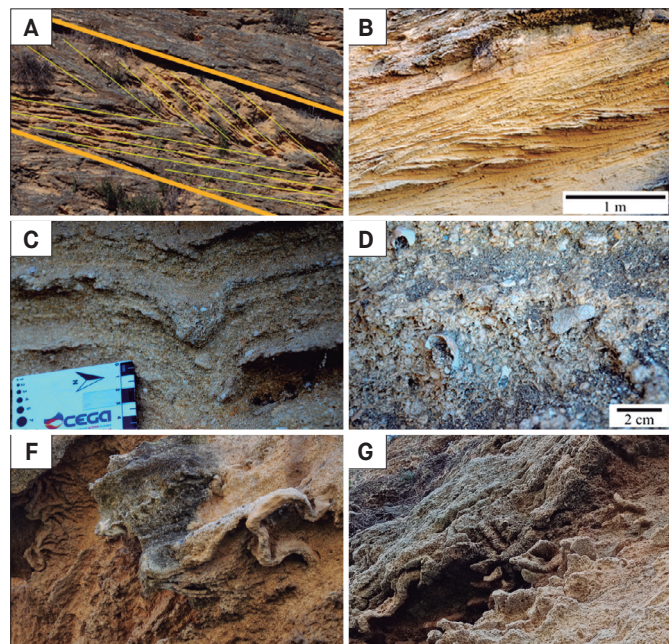


Figura 8. A: esquema de estratificación cruzada tipo espina de pez o *herringbone*. B: estratificaciones cruzadas en carretera a Barbate. C: estructura de escape de fluidos. D: fragmentos de organismos en calcarenitas. E y F: icnofósiles producidos por organismos sobre el sedimento, entre ellos erizos.

Observando en detalle los componentes y estructuras sedimentarias de estos materiales en los cortados verticales que hay a la derecha del tramo de inicio de la carretera que lleva

desde la N340 a Barbate (Fig. 8 B), podemos identificar algunos de los organismos que vivieron en el medio durante ese periodo, como son moluscos bivalvos o lamelibranquios, corales, erizos, briozoos, esponjas, etc. (Fig. 8 D).

Igualmente se pueden observar algunas estructuras que muestran pequeñas flexuras hacia abajo de la laminación y que probablemente sean consecuencia del escape de agua y fluidos contenidos en el sedimento que provoca la caída de partículas situadas encima por carga para ocupar el espacio dejado libre (Fig. 8 C).

Por último, mirando con detalle, podemos ver algunas trazas fosilizadas o icnofósiles dejadas por los organismos que deambulaban sobre los sedimentos o en su interior y que ahora dan formas que destacan, ya que esas trazas se han consolidado más que los materiales adyacentes y, por lo tanto, sobresalen como pequeños resaltes que han soportado mejor la erosión. Estas presentan formas lineales y curvadas, a veces bastante retorcidas, siguiendo el trayecto del recorrido de estos organismos. Así se pueden ver trazas de diferentes diámetros que en su mayoría corresponden posiblemente a erizos (Fig. 8 E y F).

PARADA 3. CABO DE TRAFALGAR

Coordenadas: 36°11'0.9"N, 6°01'56.1"O

Nota: es muy recomendable hacer la visita en marea baja.

La costa SW de la península ibérica es una de las zonas más expuestas a la acción de tsunamis en Europa y desde los años 90 se han estudiado muchos registros de tsunamis históricos, tanto en la costa portuguesa como en la española. El límite en-



Figura 9. Eolianita del cabo de Trafalgar. Arriba: Vista general de las areniscas laminadas. Abajo: Estructuras radicales verticales cortando las láminas.

tre las placas europea y africana está representado por la falla transformante de las Azores o de Gloria, que une la dorsal mesoatlántica con el Golfo de Cádiz y que presenta un movimiento de desgarre dextral. Al sur y SW de Portugal el movimiento

lateral se transforma en una compresión en dirección NW-SE y esta falla se divide en otras menores, de tipo inverso, muchas de ellas activas y que producen una continua sismicidad. Esta sismicidad es responsable de los tsunamis registrados históricamente en estas costas desde el Holoceno hasta nuestros días (Gutiérrez-Mas, 2011; Lario *et al.*, 2011; Gracia, 2016). De todos ellos el de 1755, asociado al terremoto de Lisboa, fue probablemente el mayor, produciendo importantes inundaciones en las costas de España, Portugal y Marruecos.

El cabo de Trafalgar es un doble tómbolo de alrededor de 1 km de longitud localizado entre Conil y Barbate (Fig. 1). La isla rocosa, de unos 20 m de altura, está constituida por un nivel basal de playa cuaternaria o *beachrock* formado por conglomerados cuarcíticos y areniscas, datado en 107.000 años (Zazo *et al.*, 1999) y ubicado en torno al nivel medio del mar actual. El depósito aparece fosilizado por una duna fósil o eolianita muy laminada (Fig. 9), que forma el cuerpo principal de la isla. El borde SE del cabo está limitado por una plataforma rocosa de unos 100 m de anchura modelada sobre la playa cuaternaria. La isla está conectada con tierra por dos barreras arenosas y una zona lacustre intermedia, actualmente semicolmatada con sedimentos finos.

El cabo de Trafalgar incluye distintos depósitos de tsunami a diferentes alturas, consistentes en acumulaciones de grandes bloques de hasta 80 t, no movilizables por el oleaje actual ni siquiera en situación de temporal marítimo (Fig. 10).

Los bloques de Trafalgar se asocian al episodio de 1755 y fueron citados por Scheffers y Kelletat (2003) y descritos por Alonso *et al.* (2004) y Gracia *et al.* (2006 a y b), aunque hay que destacar el detallado estudio llevado a cabo por Whelan y Kelletat (2003, 2005), que incluye una cartografía muy precisa elaborada con GPS (Fig. 11).



Figura 10. Grandes bloques dispersos sobre la plataforma rocosa del cabo de Trafalgar.

El borde superior de la plataforma rocosa está salpicado de unas estructuras anulares excavadas en la roca, de alrededor de 0,5 m de diámetro, de origen claramente antrópico relacionado con la extracción de elementos constructivos (elementos de columnas, ruedas de molino, etc.) supuestamente durante época medieval (Fig. 12, izda.). Algunos de los grandes bloques fosilizan estas marcas (Fig. 12, dcha.).

Además, se ha encontrado una rueda de molino antigua, en bastante buen estado (Gracia *et al.*, 2006 b), imbricada con los demás bloques (Fig. 13, izda.). Todo ello abogaría por un emplazamiento postmedieval de los bloques, asociado muy probablemente al tsunami de 1755.

Aparte de estos bloques dispersos por la plataforma rocosa, otros bloques de menor tamaño, más planares, se disponen

imbricados en la zona suroccidental del cabo, extendiéndose por una repisa que se sitúa a unos 8 m de altura (Fig. 13, dcha.). El tamaño de los bloques disminuye progresivamente conforme subimos en el relieve del cabo. Todos ellos proceden del *beachrock* o playa fósil que aparece en torno al nivel

del mar y que forma la plataforma rocosa del cabo. Whelan y Kelletat (2005) llegaron a identificar cantos de esta naturaleza en la cumbre del cerro, si bien el tamaño de los cantos era de apenas unos centímetros. Estos autores dedujeron con ello un ascenso de la rompiente (*wave run-up*) de hasta cerca de

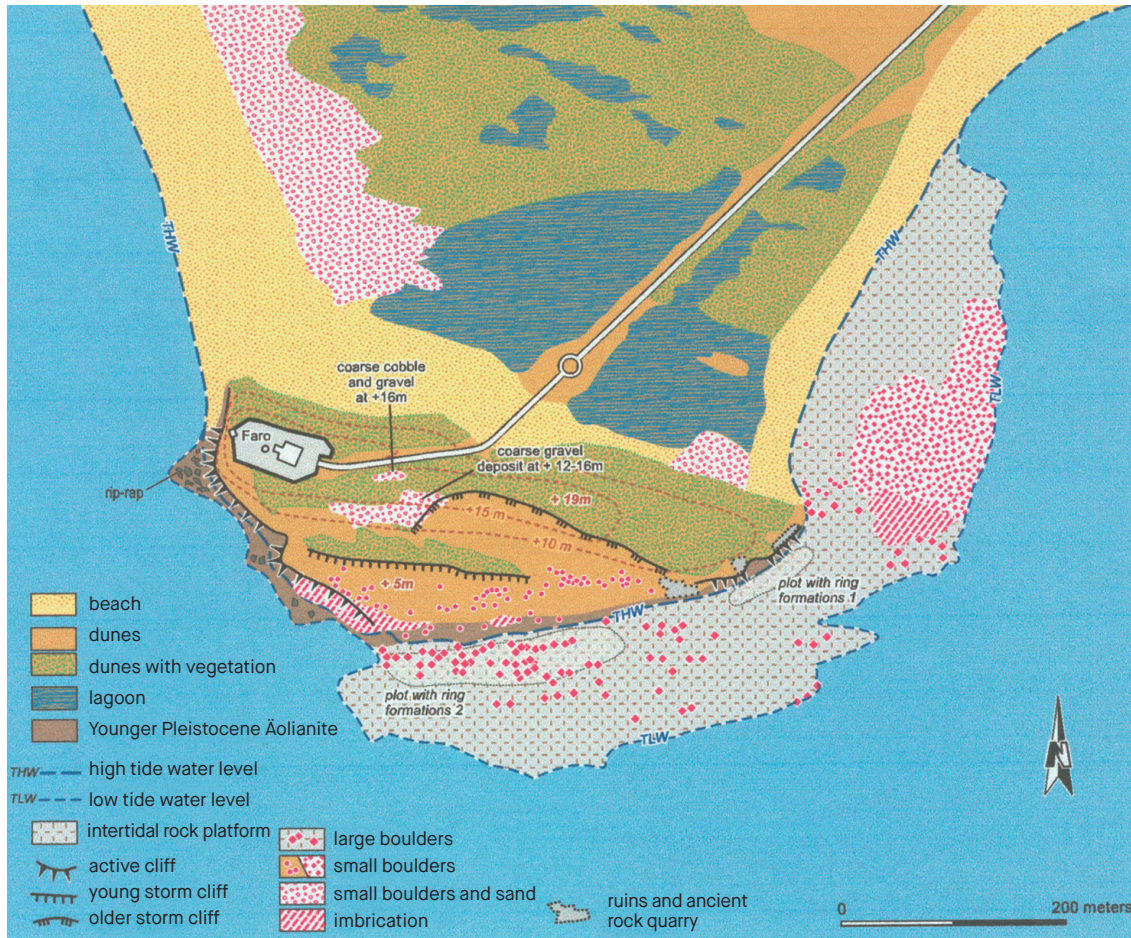


Figura 11. Cartografía de bloques asociados al tsunami de 1755 en el cabo de Trafalgar (Whelan y Kelletat, 2005).



Figura 12. Estructuras anulares en la plataforma rocosa del cabo de Trafalgar. Arriba: Asociación de estructuras cerca de la playa. Abajo: uno de los bloques depositados en la plataforma, fosilizando una de las estructuras circulares.



Figura 13. Arriba: Bloques imbricados en la cara SW del cabo de Trafalgar y sobre la repisa meridional del mismo, a unos 8 m de altura sobre el nivel del mar. Abajo: Rueda de molino imbricada con otros grandes bloques en cabo de Trafalgar.

20 m, lo que haría del cabo de Trafalgar el lugar de la costa de Cádiz donde las salpicaduras de las olas del tsunami de 1755 llegaron a una cota más alta.

En el sector nororiental del cabo aparece otro conjunto de bloques; por un lado, un extenso campo de pequeños bloques que forman varias orlas semicirculares marcando un flujo hacia el Este; por otro lado, un conjunto de grandes bloques imbricados, superpuestos a los anteriores y que marcan un flujo hacia el WNW (Fig. 14).

Estos últimos serían consecuencia de la refracción de las olas del tsunami alrededor del cabo, lo que llevaría a un impacto desde el ESE, inmediatamente posterior al emplazamiento del campo de pequeños bloques. Este es un ejemplo muy notable de cómo la distribución y geometría de los distintos bloques que aparecen en una costa afectada por tsunami permiten deducir la dirección de llegada de las olas y su comportamiento (Fig. 15). Los modelos matemáticos de propagación del tsunami aplicados a esta zona han confirmado la distribución y orientación de los bloques (Gracia *et al.*, 2009).

En resumen, los depósitos tsunamigénicos de Trafalgar constituyen un ejemplo espectacular de los efectos erosivos y sedimentarios que un tsunami puede ocasionar en una costa rocosa. Las estimaciones de altura de ola, propuestas a partir de la altitud a la que aparecen los bloques en el cabo, son las máximas registradas en la costa gaditana, donde el evento de 1755 produjo olas que, según los documentos y testimonios de la época (Campos, 1992), no superaron los 12 m en las demás zonas costeras (Fig. 16).

En otro orden de cosas, también destaca el cabo de Trafalgar por presentar otro conjunto de elementos de interés. La eolianita pleistocena presenta, en el sector oriental del cabo, un afloramiento costero muy cementado por carbonato cálcico



Figura 14. Grandes bloques imbricados en el sector oriental de la plataforma rocosa, indicando una dirección de flujo hacia el oeste.

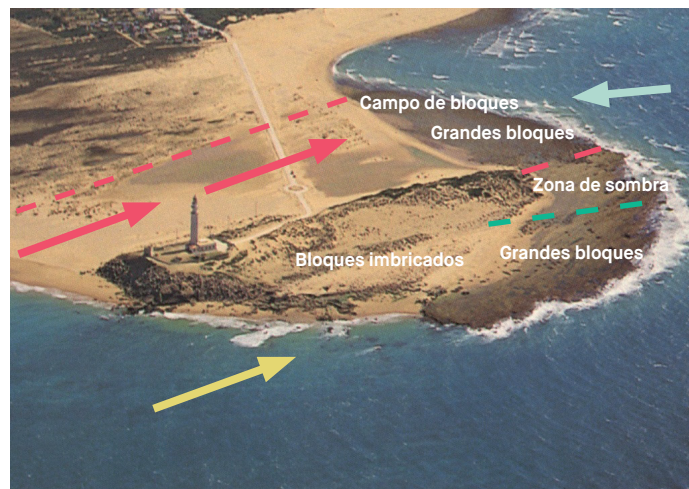


Figura 15. Síntesis de los bloques identificados en cabo de Trafalgar y direcciones principales de llegada de las olas responsables de su emplazamiento (Gracia *et al.*, 2006b).

que ha sufrido un proceso de disolución ligado a las salpicaduras del oleaje. Las formas resultantes, de carácter oqueroso y cavernoso, pueden considerarse como una forma específica y muy llamativa de lapiaz o microforma de meteorización por disolución (Fig. 17) única en la provincia gaditana.

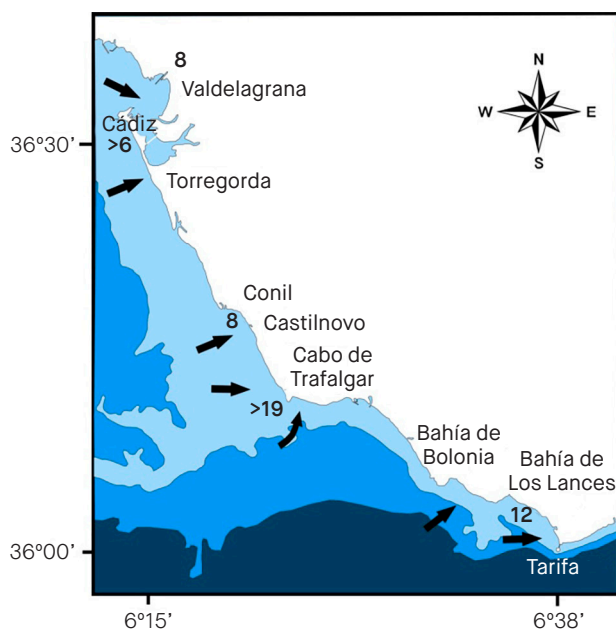


Figura 16. Principales direcciones de llegada de las olas del tsunami de 1755 a la costa atlántica de la provincia de Cádiz y altura máxima alcanzada por ellas según diversas fuentes (Gracia *et al.*, 2006 a).

Por otro lado, el istmo del tómbolo de Trafalgar también presenta un interés geoecológico ligado a la dinámica dunar y a su colonización vegetal. Hay una gran duna de levante desarrollada en el extremo septentrional de istmo, de muy probable

origen antrópico, tal y como sucede con otras grandes dunas de la costa del estrecho de Gibraltar (Gracia *et al.*, 2013). Los fuertes vientos de levante con frecuencia hacen avanzar la duna, provocando el corte de la carretera que lleva al faro del cabo (Fig. 18 izda.). En general, todo el istmo está compuesto como un complejo de dunas móviles de morfologías muy variadas, si bien abundan las formas embrionarias (Fig. 18 dcha.), colonizadas por vegetación psamófila pionera (barrón, cardo de mar, azucena marina, etc.) y frentes transversales al viento de levante.



Figura 17. Lapiaz cavernoso desarrollado sobre las eolianitas del cabo de Trafalgar por la salpicadura del oleaje.

También se han reconocido cerca del cerro que forma el cabo diversas formas erosivas como *knobs* (estructuras turriculadas residuales) y cubetas de deflación, asociadas a episodios de fuerte viento de levante, que apenas reciben alimentación de

arena en esa zona del istmo dada la estrechez de la playa cerca de los acantilados orientales del cabo (Gracia y Benavente, 2000; Gracia et al., 2011). La riqueza botánica de las dunas de Trafalgar llevó a su catalogación como Monumento Natural en 2001 por la Junta de Andalucía (Gracia, 2008). No obstante, en la actualidad este sistema dunar está expuesto a diversas fuentes de impacto y de deterioro, debido fundamentalmente

a la gran afluencia de visitantes en determinadas épocas del año, que pisan las plantas colonizadoras provocando su muerte. Este riesgo, si bien es inferior al que sufren otros sistemas dunares costeros de la provincia (García de Lomas et al., 2011), no debe ser desatendido, ya que se considera que el cabo de Trafalgar es uno de los reductos costeros con mayor diversidad de plantas psamófilas dunares de todo el litoral gaditano.



Figura 18. Dinámica dunar en el cabo de Trafalgar. Izquierda: Sucesión de plantas psamófilas colonizadoras de dunas embrionarias. Derecha: Rápido avance del frente dunar sobre la carretera que conecta con el faro.

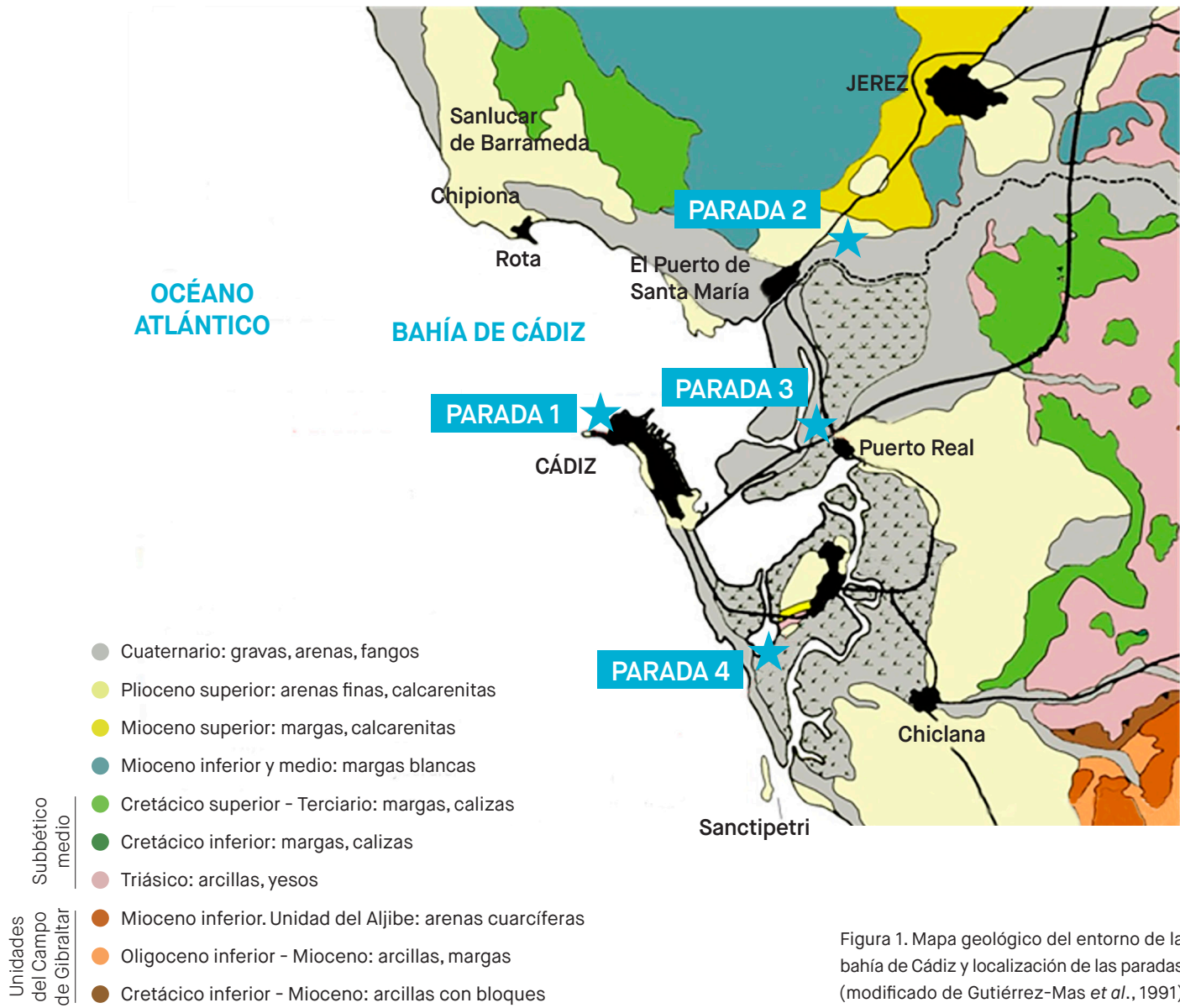


Figura 1. Mapa geológico del entorno de la bahía de Cádiz y localización de las paradas (modificado de Gutiérrez-Mas *et al.*, 1991).

RECORRIDO 2

Evolución de la bahía de Cádiz en el transcurso de los tiempos geológicos

Javier Gracia Prieto / José Manuel Gutiérrez Más / Salvador Domínguez Bella /
Carlos Alonso Villalobos / Ángel Sánchez Bellón

Introducción

A escala histórica (miles de años), la evolución morfológica de la línea de costa atlántica gaditana ha estado controlada por las oscilaciones del nivel del mar (también llamadas «eustáticas») y por los movimientos tectónicos recientes. Para periodos cronológicos de menor duración (cientos de años), los cambios costeros se ven condicionados por la influencia que las oscilaciones climáticas han tenido sobre los procesos físicos litorales (oleaje, corrientes, mareas, vientos, etc.) y continentales (erosión hídrica, aportes sedimentarios fluviales a la costa, etc.). En paralelo, no se pueden olvidar los efectos generados por la neotectónica local y, puntualmente, por fenómenos físicos de muy alta energía y de origen diver-

so, tanto climático (temporales marítimos) como geológico (tsunamis).

Un leve pero significativo cambio climático puede llegar a generar, además de una posible ligera variación en la posición del nivel del mar, una acusada modificación de la dinámica de vientos y corrientes litorales, desencadenando fuertes transformaciones en el paisaje costero. Una subida de apenas 30 cm en la posición de la lámina de agua marina provocaría la erosión y el retroceso de playas y cordones litorales arenosos, a la vez que una expansión de las zonas inundables de marismas (espacios de elevada vulnerabilidad), reduciendo la capacidad productora de estos ecosistemas incluso hasta

el punto de hacerlos inhabitables. Esta situación, y su inversa, han sido una constante a lo largo de los últimos miles de años.

Con este recorrido queremos mostrar algunas de las vicisitudes que ha sufrido la bahía de Cádiz a lo largo del tiempo. Se podrán ver directamente en el campo los rasgos producidos como consecuencia de este tipo de procesos geológicos mencionados más arriba. Así, se explica la evolución geológica que ha sufrido la ciudad de Cádiz en tiempos geológicos recientes, desde la parada de Doña Blanca se podrán observar y comprender los cambios acontecidos en la bahía. En la parada del río San Pedro se muestran los efectos de eventos de alta energía en el registro sedimentario y, finalmente, en San Fernando, comprenderemos las causas de las elevaciones producidas por fuerzas diapíricas asociadas a afloramientos de yesos y fallas asociadas.

ESTRUCTURACIÓN Y EVOLUCIÓN HISTÓRICA DE LA BAHÍA DE CÁDIZ

El origen de la bahía de Cádiz (Fig. 1) está en la formación de una depresión tectónica durante una fase de extensión en el Mioceno superior – Plioceno (hace unos 6 millones de años). La depresión inicial estuvo ocupada por un gran delta, que recibía los aportes de un río importante y cuyos sedimentos hoy día se conservan en forma de una unidad de conglomerados (roca ostionera, unidad 6 de la Fig. 2), rica en conchas de ostreidos u «ostiones». Durante el Plioceno medio y superior, los ambientes costeros estuvieron ligados a las oscilaciones del nivel del mar.

Ya a finales del Plioceno y especialmente a inicios del Cuaternario (Pleistoceno inferior, hace unos 2,5 millones de años), se produjo una fase tectónica que generó varias fallas con planos muy verticales y movimientos laterales de bloques (fallas

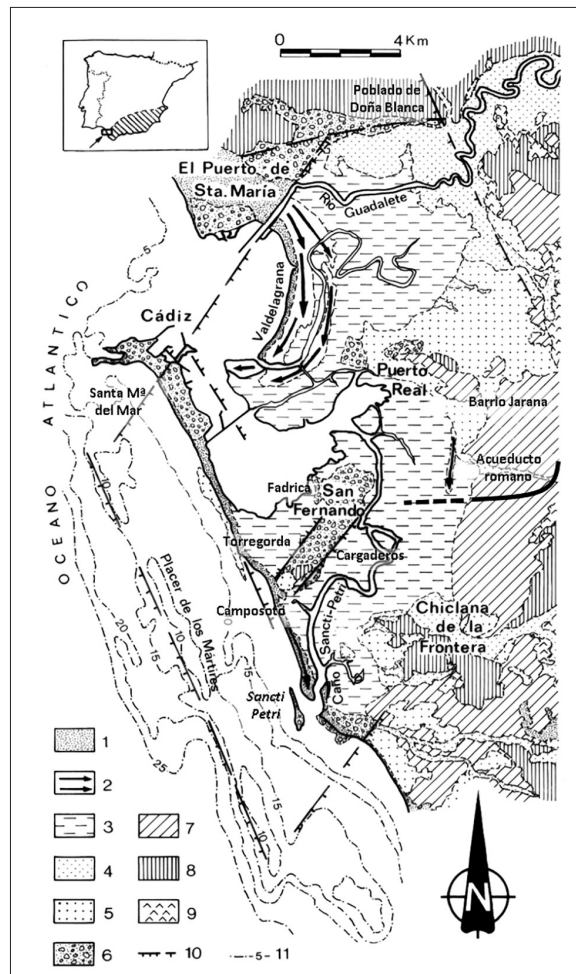


Figura 2. Mapa simplificado de las unidades geológicas y ambientes sedimentarios actuales de la bahía de Cádiz (Alonso *et al.*, 2004). Leyenda: 1, Playas, dunas. 2, Flechas litorales holocenas e históricas. 3, Marismas. 4, Depósitos aluviales holocenos. 5, Depósitos pleistocenos. 6, Depósitos litorales plio-pleistocenos (roca ostionera). 7, Arenas pliocenas. 8, Otras unidades terciarias. 9, Yesos y arcillas triásicas. 10, Falla en general. 11, Líneas de profundidad (isobatas, en metros).

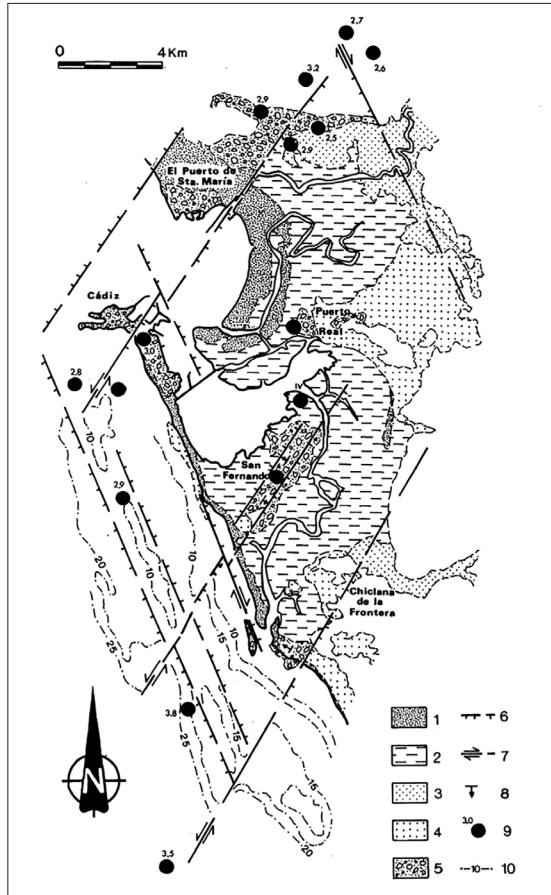


Figura 3. Esquema tectónico de la bahía de Cádiz (Gracia *et al.*, 2008). Leyenda: 1. Campos de dunas, playas y cordones arenosos históricos y actuales; 2. Marismas; 3. Depósitos aluviales del Holoceno; 4. Depósitos del Pleistoceno; 5. Roca ostionera (Plioceno superior – Pleistoceno inferior); 6. Falla normal con actividad en el Cuaternario. 7. Falla direccional con actividad en el Cuaternario; 8. Dirección en profundidad de la inclinación de depósitos cuaternarios deformados por fallas; 9. Epicentros de terremotos (los números y las letras se refieren a la magnitud y la intensidad, respectivamente); 10. Líneas de profundidad (isobatas, en metros).

direccionales), que básicamente se pueden agrupar en dos grandes familias, similares a las que se reconocen en otras zonas de la provincia de Cádiz (Fig. 3): unas fallas de dirección NE-SW, con movimientos levógiros o a izquierdas, y otras de dirección NW-SE, con movimientos dextrógiros o a derechas. Los desplazamientos horizontales que provocaron estas fallas a lo largo del Cuaternario inferior (Pleistoceno) superaron a menudo los 2 km, mientras que los movimientos verticales asociados apenas alcanzaron algunas decenas de metros. Estas fallas dividieron la bahía de Cádiz en un conjunto de bloques con movimientos relativos entre unos y otros.

A lo largo del Cuaternario, la distribución de ambientes en la bahía de Cádiz (Fig. 2) estuvo ligada a diversas oscilaciones eustáticas, alternando épocas de nivel del mar bajo, con desarrollo de llanuras aluviales, y épocas de nivel del mar alto, con la formación de depósitos litorales. Durante los episodios de alto nivel del mar, los actuales relieves costeros (bloques tectónicos) conformaban islas de diversa entidad, como las que ocupan las actuales ciudades de Cádiz (+ 14 m) y San Fernando (+ 29 m), o bien promontorios rocosos, como el de El Puerto de Santa María (Punta de Santa Catalina, + 10 m) o el de Puerto Real (Cerro de Ceuta, + 22 m).

Estas oscilaciones del nivel del mar provocaron cambios paisajísticos muy importantes. Así durante etapas de nivel del mar bajo, la línea de costa estaba desplazada varias decenas de kilómetros hacia el mar en comparación con la situación actual. La gran llanura costera gaditana en esas épocas fue surcada por los ríos Guadalquivir y Guadalete, siguiendo trazados que hoy día, con un nivel del mar más alto, yacen bajo el mar en forma de antiguos canales o depósitos de gravas típicamente fluviales. Un ejemplo de esta situación está en el antiguo trazado del río Guadalquivir que, según la hipótesis de

Gracia *et al.* (2010), llegó a pasar por el interior de la bahía de Cádiz en el Pleistoceno medio, hace unos 300.000 años (Fig. 4), coincidiendo con el descenso eustático correspondiente a la glaciación Riss. Muchas de las rocas que actualmente corta y erosiona el río Guadalquivir en su cuenca, como cuarcitas y rocas metamórficas, no aparecen en la cuenca gaditana del río Guadalete. Sin embargo, entre la costa de Chipiona y Rota, y en el interior de la bahía de Cádiz, aparecen depósitos de gravas de origen fluvial con esa composición cuarcítica y metamórfica. Si unimos todos esos depósitos obtenemos el trazado que tuvo el Guadalquivir durante uno de estos episodios de nivel del mar más bajo (Gracia *et al.*, 2010). Posteriormente, con una nueva subida del nivel del mar, el antiguo canal del Guadalquivir pasó a ser inundado por el mar y hoy día una parte de esos sedimentos se encuentran sumergidos. No obstante, el río Guadalquivir dejó otro tipo de huellas, de carácter erosivo, que todavía se reconocen en el paisaje actual de la bahía.

Más tarde, en el siguiente episodio de bajada del nivel del mar, hace unos 30.000 años (coincidiendo con la glaciación Würm), fueron cauces fluviales de la cuenca del Guadalete los que surcaron la nueva llanura costera que se extendía delante de la actual costa. Sus trazados, sinuosos y divagantes, eliminaron parte de los depósitos anteriores del Guadalquivir, mezclándolos con los suyos propios. Por otro lado, excavaron canales que, aunque hoy día están en buena parte sumergidos bajo el mar, todavía se pueden reconocer en algunos lugares. Uno de estos sitios es la propia ciudad de Cádiz, tal y como se menciona en la explicación de la parada 1, con la que damos comienzo a este recorrido en torno a la bahía de Cádiz, en el que además de la capital, visitaremos también lugares de las localidades de Puerto Real, El Puerto de Santa María y San Fernando.

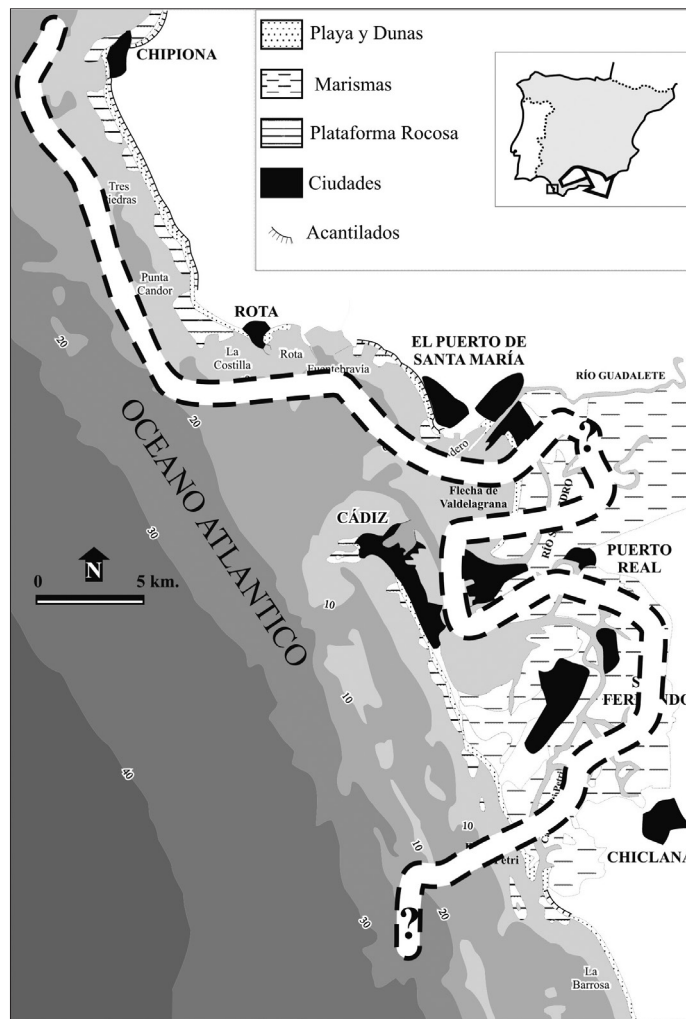


Figura 4. Trazado aproximado del río Guadalquivir por la bahía de Cádiz durante el Pleistoceno medio (Gracia *et al.*, 2010).

PARADA 1. LA CALETA

Coordenadas: 36°31'49.5"N, 6°18'21.2"O

Nota: es muy recomendable hacer la visita en marea baja.

EVOLUCIÓN GEOLÓGICA RECIENTE DE LA CIUDAD DE CÁDIZ

El substrato geológico de la ciudad de Cádiz presenta unos materiales rocosos, que, desde un punto de vista geológico, no tienen mucha antigüedad, ya que tienen cronologías comprendidas entre el Mioceno y el Holoceno. Fundamentalmente se trata de margas azules y conglomerados cementados, con ostras y pectínidos, los localmente conocidos como roca ostionera. Estos materiales aparecen además asociados a otras litologías como las arenas amarillas (Gutiérrez-Mas *et al.*, 1991; Domínguez-Bella, 2008).

Todos estos materiales forman una lengua de tierra que emerge algunos metros sobre el nivel actual del mar y que, posteriormente, ha sido cubierta por cordones litorales arenosos que forman un muro de separación entre el interior de la bahía y el mar abierto. Este muro coincidiría aproximadamente con una antifoma de materiales rocosos resistentes de edad Plioceno superior-Pleistoceno inferior, denominada por Vázquez *et al.*, 2000 y Llave, 1998, antifoma de Cádiz (Antón-López, 2005) (Fig. 5).

Tal y como hemos mencionado, hace entre 30.000 y 18.000 años, se produjo una regresión marina (mínimo regresivo de la glaciación Würm), el nivel del mar estaría a unos 120 m por debajo del actual (Dabrio *et al.*, 2000) y la línea de costa a unos 14 km mar adentro del límite actual. En esta situación, en toda el área del Golfo de Cádiz, con un paisaje muy diferente al presente y sobre la superficie erosiva previa y los depósitos existentes sobre ella, se produjo una fuerte incisión de los cauces fluviales de la zona, (Hernández-Molina *et al.*, 1996).

Según estos autores, la zona evoluciona hasta la transgresión flandriense (que tuvo lugar hace entre 14.000-6.800 años), de manera que los primeros sedimentos marinos aparecerían en el estuario de la bahía de Cádiz hace unos 10.000 años, llegándose con una subida relativamente rápida, hasta el 6500 BP. Desde entonces hasta la actualidad, los sedimentos fluviales procedentes de la desembocadura del río Guadalete han ido progradando y colmatando la bahía, lo que unido a la deriva litoral de la zona y a la sedimentación mareal, configuraron la evolución actual del entorno de la ciudad de Cádiz, con un conjunto de varias islas, cuya propuesta de evolución aparece en Arteaga *et al.* (2001a; 2001b) (Fig. 6). Esta propuesta se ha basado en los sondeos georquológicos realizados en diferentes puntos de la ciudad de Cádiz por Arteaga *et al.* (2008), especialmente en el casco antiguo, contrastando los datos geológicos con los registros arqueológicos disponibles (Arteaga *et al.*, 2008; Bernal, 2008).

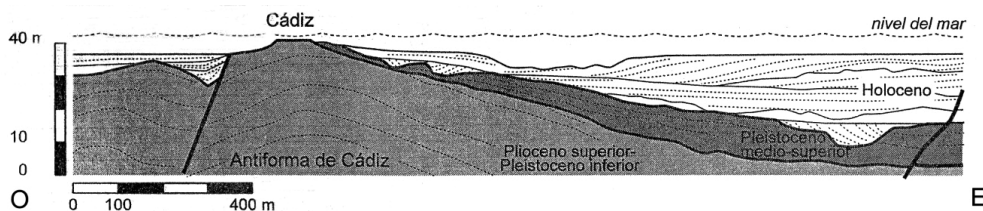


Figura 5. Esquema estratigráfico y estructura del área sumergida en la zona norte de la bahía de Cádiz, con las relaciones geométricas entre unidades (Antón-López, 2005).

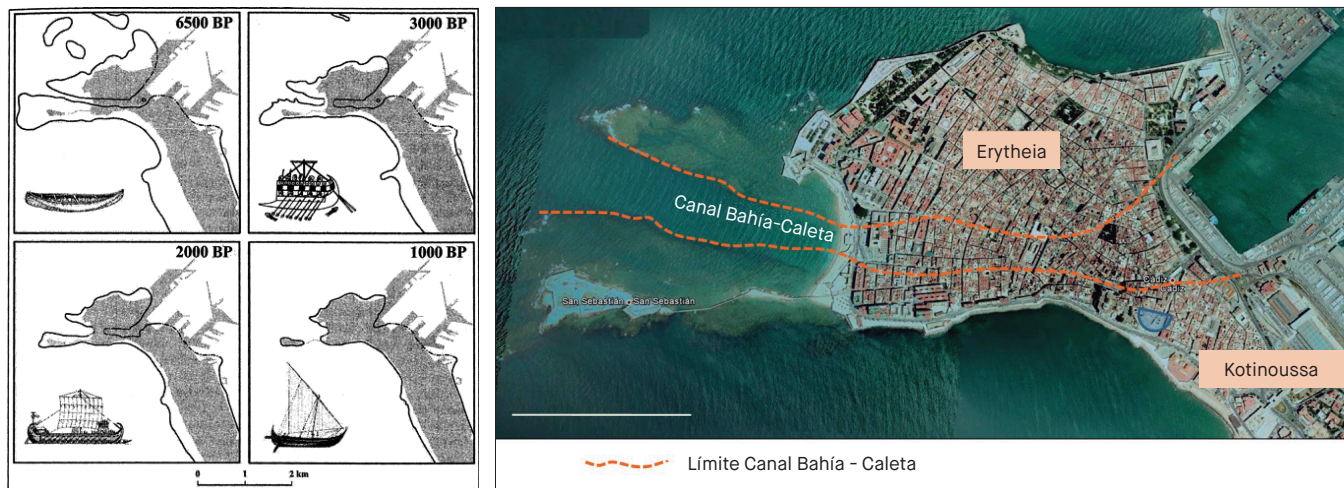


Figura 6. Izquierda: Reconstrucción de las islas gaditanas a lo largo de los últimos 6.500 años (según Arteaga *et al.*, 2008) con estadios en la prehistoria, época fenicia, romana y Edad Media. Derecha: Vista satélite actual del casco antiguo de la ciudad de Cádiz, con el trazado supuesto para el Canal Bahía-Caleta obtenido a partir de datos arqueológicos y de sondeos, y de las dos islas existentes en época romana (foto modificada de Google Earth®. Barra de escala = 600 m).

EL CANAL BAHÍA-CALETA

La ciudad de Cádiz estuvo emplazada sobre dos islas mayores (las llamadas Erytheia y Kotinoussa) (Fig. 6), cuyo substrato rocoso es, como ya se ha dicho, sobre todo de naturaleza conglomerática, de la denominada roca ostionera. Estas rocas se disponen asentadas sobre las arenas y areniscas con pecten y las arcillas y margas azules, siendo todos ellos materiales del Cenozoico.

En el casco antiguo de la actual ciudad de Cádiz podemos observar, como accidente más llamativo, una zona de forma alargada y deprimida que, como una estrecha banda, atraviesa en dirección E-O dicho casco histórico desde la playa de La Caleta hasta San Juan de Dios y la dársena del puerto.

Los estudios mediante geofísica de alta resolución realizados por Llave, 1998 y Llave *et al.*, 1999, proponen la teoría de que se trataba de un canal mareal, que atravesaba de este a oeste la plataforma rocosa de conglomerados sobre la que se asienta la actual ciudad de Cádiz y que puede ser la herencia de un paleocauce holoceno de la cuenca del río Guadalete, que estuvo activo entre hace 14.000 y 10.500 años.

A partir de estos estudios geofísicos, los citados autores diferenciaron cinco grandes unidades sísmicas en el relleno de sedimentos que ha sufrido la bahía de Cádiz durante el Cuaternario (Llave, 1998).

La morfología del citado canal fluvial sería asimétrica y se localizaría en las zonas oriental y occidental de la bahía exter-

na de Cádiz (Fig. 7A), a ambos lados de la ciudad, cruzándola de Este a Oeste, entre la actual plaza de San Juan de Dios y la playa de La Caleta, saliendo hacia el mar entre las plataformas rocosas de la Punta de la Nao y la Punta del Sur (Fig. 7B), en dirección hacia la plataforma continental. En estos estudios sísmicos, se comprueba que el basamento acústico está formado por la roca ostionera, es decir, los conglomerados bioclásticos con ostreas y pectínidos, de edad Pleistoceno.

En la bahía de Cádiz, estos materiales aparecen ligeramente plegados, con suaves formas anticlinales. A lo largo de uno de los anticlinales, de dirección aproximada NNO-SSE, se desarrollaría la península de Cádiz (Mediavilla *et al.*, 2004). Más tarde, habría sufrido diferentes fracturaciones e inclinaciones, que se debieron a la tectónica y sismicidad de la zona, que ha estado activa hasta la actualidad (Gracia *et al.*, 1999). Es posible que la génesis de este canal pueda encuadrarse dentro de la evolución geológica cuaternaria de la zona.

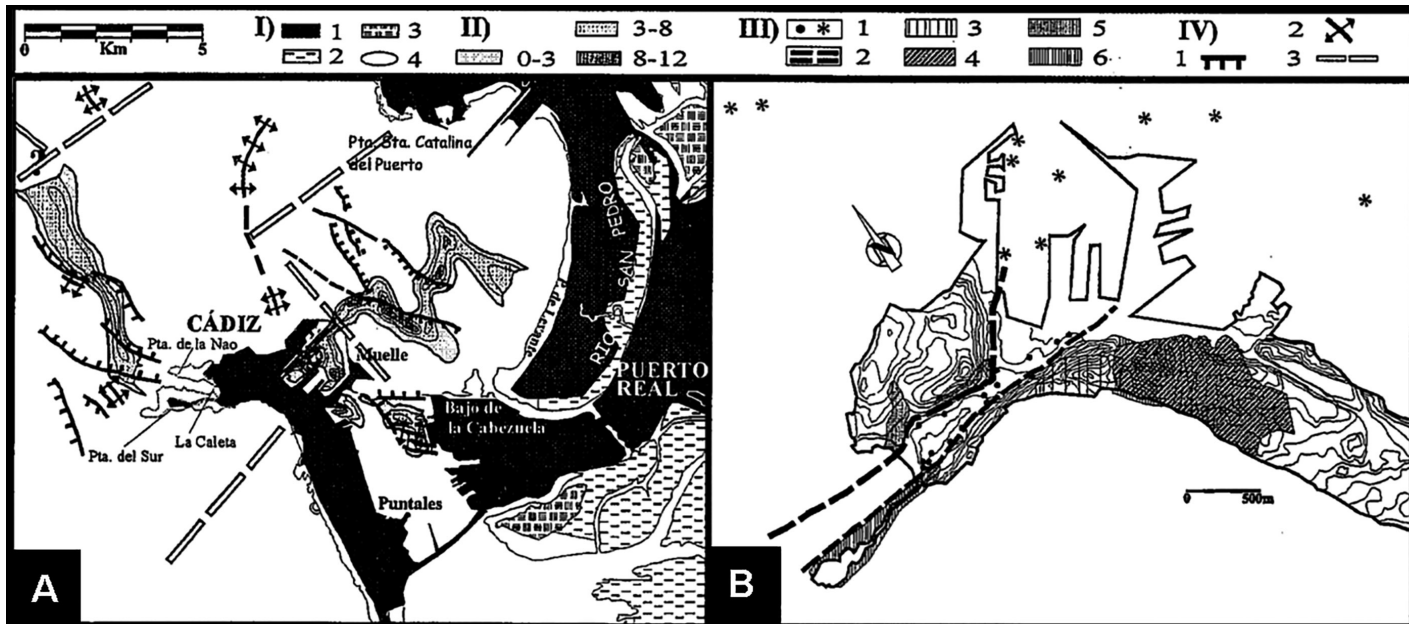


Figura 7. A: Mapa del trazado de los tramos de un paleocauce fluvial, detectados por geofísica (estratigrafía sísmica y secuencial) y sondeos (Llave *et al.*, 1999). B: Mapa de la ciudad de Cádiz, con el trazado supuesto para el Canal Bahía-Caleta, según datos de sondeos y arqueológicos (Llave *et al.*, 1999). LEYENDA (A): I. 1. Tierra firme; 2. Marismas; 3. Salinas; 4. Afloramientos intermareales de roca. IV. 1. Falla normal; 2. Anticlinal; 3. Direcciones morfoestructurales inferidas. LEYENDA (B): III. 1. Datos de sondeos en la ciudad (círculos) y la bahía de Cádiz (asteriscos); 2. Límites propuestos para el trazado del paleocanal; 3. Zona urbana romana; 4. Necrópolis; 5. Industrias de salazones; 6. Industrias líticas prehistóricas.

PARADA 2. YACIMIENTO DE DOÑA BLANCA

Coordenadas: 36°37'37.0"N, 6° 9'39.7"O

Nota: hacer la visita en horario de apertura del yacimiento.

Desde este punto singular y estratégicamente situado, podremos divisar una panorámica de la antigua bahía de Cádiz, que ocuparía su máxima extensión tras una rápida y continua subida del nivel del mar (la mencionada transgresión flandriense) que llegó a alcanzar su máximo hace unos 6.500 años, inundando las llanuras litorales y provocando el retroceso de la línea de costa y de la desembocadura del Guadalete, así como la progresiva transformación de los ambientes aluviales en medios costeros y, posteriormente, en ambientes claramente marinos. Esta gradación aparece bien reflejada en las columnas de los sondeos realizados en la mitad norte de la bahía. Estos muestran que hace unos 9.600 años BP se produjo el cambio de una sedimentación fluvial a un dominio transicional, dando paso a un ambiente claramente estuarino en torno a los 8.900 años BP y a un depósito de marisma asociado al máximo eustático entre los 6.500 y 6.200 años BP (Dabrio *et al.*, 2000). Este máximo dejó su huella en la bahía de Cádiz en forma de una serie de playas y depósitos marinos colgados a unos 2-4 m por encima del nivel del mar actual (como en Barrio Jarana y Puente Melchor, en Puerto Real; Gracia, 2008).

Con posterioridad a ese momento el nivel del mar registró varias oscilaciones leves favoreciendo el crecimiento de flechas litorales como la de Valdelagrana (al norte), la de Barrio Jarana (en Puerto Real) y la de la Punta del Boquerón o de Sancti-Petri (al sur de San Fernando). Según Zazo *et al.* (1996), la primera de estas flechas se desarrolló durante dos fases: una en época fenicia (hace unos 3.000 años) y otra romana (hace unos 2.050-1.820 años), si bien desde época medieval presenta una notable estabilización. La segunda se desarrolló

en épocas claramente prerromanas. El crecimiento y avance de estas flechas propició la formación de ambientes estuarinos y de marismas (Fig. 8) cuya colmatación sedimentaria se vio favorecida, posiblemente desde época romana, por el incremento del aporte sedimentario de los ríos debido a una intensa deforestación para el cultivo y uso de la madera con fines diversos y por un probable descenso leve del nivel del mar a finales de la época medieval (Alonso *et al.*, 2009). Así, al abrigo de estas flechas y de la propia isla gaditana comenzaron a desarrollarse, desde época muy temprana, ambientes estuarinos y marismas, conformándose desde entonces los dos tipos de paisajes que caracterizan la bahía: sistemas de marismas con predominio de procesos sedimentarios en el sector interior y sistemas de barreras arenosas generadas por la acción del oleaje y de las corrientes en la zona externa, más expuestas a los agentes marinos.

Debido a múltiples causas (variaciones en la tendencia climática, incremento demográfico, deforestación con fines agrícolas y de obtención de leña y madera para las florecientes industrias alfarera y de construcción naval, etc.), entre los siglos V y II a. C. debió producirse en la zona interior de la bahía una aceleración del proceso de colmatación (Figs. 8C y 9A). La existencia en el entorno de Camposoto (San Fernando) de centros de producción de ánforas activos durante los siglos VI y V a. C., el hallazgo junto a éstos de ánforas cargadas con pescado salado y preparadas para su transporte, o la presencia de restos anfóricos dispersos entre Camposoto y río Arillo sobre las contiguas marismas emergidas (Alonso *et al.*, 2004, 2009), son indicadores indiscutibles que confirman el avanzado estado de colmatación de esta zona en ese momento, así como la posible navegabilidad de la misma a través de una red de caños mareales que permitía la salida de los siempre pesados contenedores cerámicos empleados para la comercialización de las salazones.

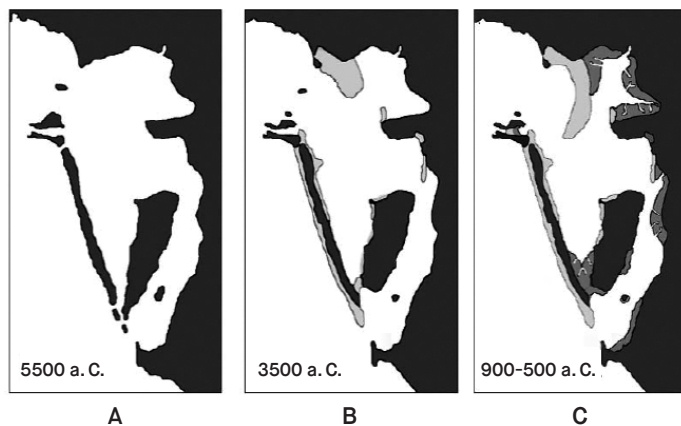


Figura 8. Evolución paleogeográfica esquemática de la bahía de Cádiz entre el 5.500 a. C. y el 500 a. C. (Alonso *et al.*, 2009). En color gris oscuro, tierras emergidas. En color gris medio, marismas y llanuras mareales. En color gris claro, playas y dunas.

En el siglo IX a. C., en el entorno del Poblado de Doña Blanca (El Puerto de Santa María), existía ya un importante asentamiento prerromano cuya actividad económica se relacionaba principalmente con el comercio marítimo entre oriente y occidente. Con anterioridad al siglo III a. C. el espacio próximo a este asentamiento fue, sin duda, navegable; así lo confirma la recuperación mediante sondeos mecánicos de fragmentos de cerámica griega a cinco metros de profundidad, en los niveles de relleno que colmataban una de las posibles ensenadas portuarias de este enclave. El abandono de Doña Blanca a finales del siglo III a. C. parece estar directamente relacionado, precisamente, con la pérdida de navegabilidad de este espacio.

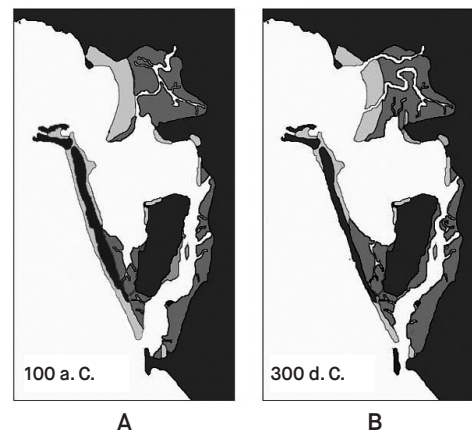


Figura 9. Evolución paleogeográfica esquemática de la bahía de Cádiz entre el 100 a. C. y el 300 d. C. (Alonso *et al.*, 2009). En color gris oscuro, tierras emergidas. En color gris medio, marismas y llanuras mareales. En color gris claro, playas y dunas.

Los indicadores geoarqueológicos conservados en el marco de la bahía gaditana dan testimonio histórico de la incidencia de dos procesos costeros contrapuestos claramente definidos espacialmente: la erosión y la sedimentación (Alonso *et al.*, 2009). A lo largo de los últimos 2.500 años se aprecian dos momentos en los que la colmatación de la bahía gaditana parece acelerarse (Fig. 9). Uno de estos se sitúa entre los siglos IV y II a. C. y el otro hacia el siglo XVI. En ambos casos, el origen de este proceso debe ponerse en relación tanto con cambios de la tendencia climática, como con el impacto que la actividad humana produjo sobre el medio natural, especialmente por deforestación y roturación de terrenos para el cultivo. Una gran cantidad de suelo vegetal fue a parar a la red hidrográfica, acumulándose en los espacios restringidos de las desembocaduras fluviales.

Finalmente, en el último siglo se han acentuado los dos procesos, por causas humanas. Por un lado, la proliferación de embalses en la cuenca del río Guadalete (Zahara, Bornos, Arcos, Hurones y Guadalcaén) ha provocado la retención de sedimentos de este río, que ya no llegan a la bahía de Cádiz. En consecuencia, el déficit sedimentario de arenas se ha traducido en una erosión importante y continua de las playas arenosas de toda la zona, especialmente durante los últimos 40 años. Por otro lado, la roturación de tierras en los alrededores de la bahía ha acentuado el arrastre de suelos por las escorrentías desde las campiñas que rodean a las marismas, aportando fangos a través del arroyo Zurraque y del río Iro, que están acelerando la colmatación sedimentaria de los ámbitos marismenos, especialmente en la bahía Sur, entre San Fernando y Chiclana.

PARADA 3. RÍO SAN PEDRO (PUERTO REAL)

Coordenadas: 36°31'56.6"N, 6°12'52.8"O

Nota: es muy recomendable hacer la visita en marea baja.

La visita al entorno natural del Río San Pedro (Puerto Real) (Fig. 10), tiene por objeto discutir los factores que controlaron la evolución de un medio costero protegido del oleaje, mediante la observación de depósitos recientes fijados por vegetación terrestre, pero que, en su momento, estuvieron afectados por procesos climáticos, eustáticos y sismotectónicos que los modificaron sustancialmente.

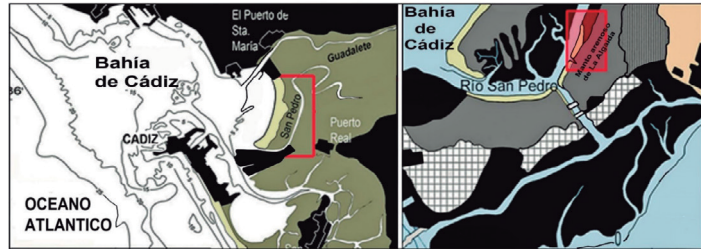


Figura 10. Mapa de la bahía de Cádiz y situación del caño mareal del río San Pedro.

La zona se encuentra en el margen izquierdo del caño mareal del río San Pedro, cerca de su desembocadura, en el centro geográfico de la bahía de Cádiz y en pleno parque natural, a espaldas de las facultades de Ciencias y de Ciencias del Mar y Ambientales, con acceso desde el campus universitario.

La distribución y fisiografía de los medios costeros actuales se debe al último gran ascenso de nivel del mar, la transgresión flandriense, sucedida tras el último máximo glacial y el inicio del periodo cálido holoceno, que comenzó hace unos 11.500 años. El calentamiento causó la fusión de los grandes glaciares continentales y un rápido ascenso de nivel del mar que provocó la inundación de la plataforma continental actual y los medios costeros preexistentes.

El máximo eustático se alcanzó en el periodo Óptimo Climático Holoceno, periodo durante el cual la temperatura media de la superficie terrestre era superior a la actual, hace unos 6.500 a 5.000 años (Dabrio *et al.* 1998, 2000; Lario *et al.* 2002, Gutiérrez-Mas, 2011). Esta etapa finalizó con un descenso generalizado de temperaturas que causó el avance de los glaciares y un descenso de nivel del mar (regresión post-flandriense), lo que dio lugar a la emersión de los depósitos costeros preexistentes.

TIPO DE SEDIMENTOS

Desde la orilla del caño mareal del río San Pedro se observan varios ambientes y subambientes como el cauce del caño mareal, llanuras mareales desarrolladas en su orilla, playas arenosas de morfología alargada y estrecha, el bosque mediterráneo, constituido por pinares y matorral, etc. Además de estos medios, destacan varios hechos:

- a) Existencia de un manto arenoso fijado por pinares y matorral mediterráneo, al que se ha denominado manto arenoso de la Algaida, constituido por arenas finas y muy finas fijadas por vegetación de tipo mediterráneo (Fig.11).
- b) Alternancia de llanuras mareales fangosas de morfología larga y estrecha, cubiertas por vegetación halófila y playas arenosas. Ambos medios limitan hacia tierra con un escarpe excavado en las arenas fijadas del manto de la Algaida (Fig. 11).
- c) Depósitos conchíferos intercalados en las arenas del manto de la Algaida, constituidos por valvas de *Glycymeris nummaria* y algún gasterópodo. Las conchas aparecen tanto en los depósitos conchíferos como dispersas en forma de pavimentos y derrubios (Fig. 12).

DISPOSICIÓN ESTRATIGRÁFICA Y EDAD DE LOS DEPÓSITOS

Desde los depósitos más antiguos a los más modernos, se diferencian varias unidades:

La base está constituida por arena fina con estratificación cruzada en surco, bioclastos y cantos dispersos. Espesor visible:

1 a 2 m (metros). Encima hay un nivel conchífero de unos 0,4 m de espesor con valvas de *Glycymeris* sueltas y articuladas cuya edad calendario 14C es 167 ± 34 a. C. (Fig. 12. 1a).

Sobre este depósito hay 2 m de arena con estratificación cruzada y encima una capa conchífera de 0,5 m y base erosiva, constituida por conchas de *Glycymeris* cuya edad es 89 ± 110 años a. C.



Figura 11. Arriba: llanura mareal desarrollada en la margen izquierda (aguas abajo) del caño mareal del río San Pedro. En segundo plano, el pinar de la Algaida. Abajo: escarpe excavado en la base del manto de la Algaida sobre las arenas fijadas y retroceso del pinar.

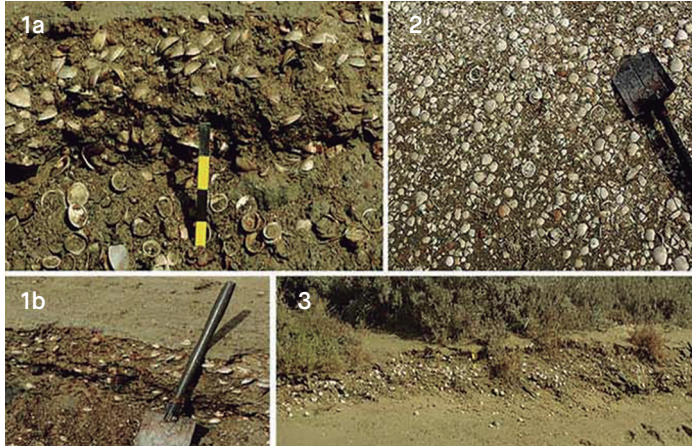


Figura 12. Fotos 1 y 3: niveles conchíferos intercalados en la parte inferior del manto arenoso de La Algaída. Foto 2: pavimento conchífero en la superficie del manto arenoso de la Algaída.

Sobre los depósitos anteriores hay 6 m de arena fina de aspecto masivo, con estratificación cruzada muy débil y algunas conchas. En discordancia sobre este nivel hay 2,5 m de arenas con conchas de *Glycymeris* y sobre estas, 0,4 m de grava-arenosa con conchas y otra de arena fina con conchas.

A techo del conjunto hay un depósito de 1 a 1,5 m de espesor de arena fina con conchas cuya edad es de 648 ± 108 d. C.

En discordancia con las unidades anteriores hay dos depósitos más modernos:

a) Uno continental, representado por el nivel edáfico de la zona de pinar y matorral mediterráneo, constituido por arena fina con escasa materia orgánica y algunos restos vegetales y pequeños organismos terrestres.

b) Otro marino, representado por sedimentos fangosos de origen mareal, depositados en la base del escarpe, cuya acumulación ha dado lugar a la formación de la actual llanura mareal. Los fangos presentan abundante bioturbación por galerías de crustáceos y están cubiertos por vegetación halófila.

ARENAS DEL MANTO DE LA ALGAIDA

Estas arenas muestran predominio de la fracción arena fina (casi el 100%), alta selección y ausencia de grava y fango (<1%). En algunos niveles se observa estratificación cruzada en surco, como la de las dunas costeras, así que debieron formar parte de un antiguo cordón dunar del que solo se conserva la parte fijada por el pinar.

En la orilla del canal mareal, la corriente ha excavado un escarpe que causa el retroceso del pinar y la formación de una playa cuyos aportes de arena proceden de la erosión de estas arenas relictas (Fig. 11).

LAS ACUMULACIONES CONCHÍFERAS

Por su proximidad al mar, estas acumulaciones debieron formarse por desbordamientos costeros (*washovers*) causados por olas y/o pleamares vivas que, tras superar la zona de playa, alcanzaron el cordón dunar y se depositaron. Sin embargo, la diferencia de altura entre la cota donde se encuentran los depósitos conchíferos más altos y la profundidad a la que habitan las poblaciones de *Glycymeris*, entre 15 y 40 m, supone un obstáculo a la hora de considerar la hipótesis de que estas acumulaciones de conchas se formaran por acción del oleaje y las mareas, o de ambas a la vez, lo que hace pensar que en este proceso también debieron de intervenir otros factores.

Un sedimento formado en un medio más profundo que aparece depositado sobre otro propio de un medio más somero o emergido, según la Ley de Walther indica un ascenso de nivel del mar. Pero, cuidado, si se acepta que hubo un ascenso de nivel del mar para explicar la posición de estos depósitos, también hay que aceptar que debió de haber un descenso de nivel del mar posterior, suficiente para dejar estos depósitos a varios metros sobre el nivel del mar actual, inaccesibles a la acción del oleaje y mareas actuales.

No obstante, aunque los cambios de nivel del mar parecen esenciales para explicar la posición de estos depósitos, también se pueden contemplar otras posibilidades. En este sentido, si se tienen en cuenta algunos rasgos deposicionales de los depósitos como conchas muy imbricadas, valvas sueltas y articuladas, mezcla de sedimentos, etc., que indican la acción de flujos unidireccionales muy energéticos, con alta capacidad de carga y enterramiento, tal vez tengamos otro mecanismo más para explicar la altura a la que se encuentran estas acumulaciones bioclásticas (Gutiérrez-Mas, 2011).

Esta posibilidad se apoya en la evidencia de tsunamis sucedidos en el golfo de Cádiz en tiempos históricos, cuya edad coincide con la de algunos depósitos (Dabrio *et al.*, 1998; Gutiérrez-Mas *et al.*, 2009a). Además, el efecto acumulado de sucesivos procesos de muy alta energía, pudo barrer el substrato fango-arenoso sobre el que vivían estos organismos y causar su disminución y/o posible extinción.

Finalmente, es posible aceptar que en la formación de estos depósitos conchíferos intervinieron varios procesos, desde ascensos y descensos sucesivos de nivel del mar a eventos de muy alta energía, sin descartar la intervención de los agentes marinos, olas de carácter estacional y mareas, cuya acción durante sucesivas etapas de alto o bajo nivel del mar, causó

la removilización de los sedimentos preexistentes y la dispersión parcial de los depósitos dejados por los eventos de alta energía, causando así una mayor homogeneización del terreno.

PARADA 4. EL ANTICLINAL DIAPÍRICO DE SAN FERNANDO

Coordenadas: 36°26'23.6"N, 6°12'46.7"O

Un diapiro es una estructura de deformación que se genera cuando una unidad geológica de baja densidad (como yesos, sales, margas, etc.) es cubierta por otra unidad geológica de densidad notablemente superior (como calizas, conglomerados, areniscas, etc.). El desequilibrio de densidades provoca que la unidad inferior ascienda deformando o incluso perforando la unidad superior, tal y como sucede con el aceite cuando es cubierto por agua. El diapirismo es un fenómeno geológico relativamente común y que, aunque en general es lento, puede llegar a provocar problemas a las viviendas, vías de comunicación, etc.

En la provincia de Cádiz existen diversos diapiros (tanto en tierra firme como bajo el mar) que deforman depósitos y unidades recientes, del Mioceno y del Cuaternario, como el que rodea a la Laguna de Medina (Rodríguez Vidal *et al.*, 1993). Los materiales que se movilizan son generalmente yesos, margas y arcillas del Triásico, que durante el Cuaternario fueron cubiertas por gravas y conglomerados de distinta naturaleza (terrazas del río Guadalete, antiguos depósitos de playas, etc.).

La ciudad de San Fernando se localiza sobre uno de estos diapiros, que está limitado por dos fallas paralelas de dirección NE-SW, que se continúan bajo el mar una distancia muy consi-