



**Actas de las Jornadas de Historia
sobre el Descubrimiento de América
Tomo V**

**Jornadas XV, XVI, XVII y XVIII — 2019, 2020, 2021 y 2022
Casa Martín Alonso Pinzón — Palos de la Frontera**

Paleobiología de Palos de la Frontera: Una historia de millones de años

Francisco Ruiz, Luis Miguel Cáceres, María Luz González-Regalado
y Verónica Romero

Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Huelva

1. Introducción

El municipio de Palos de la Frontera abarca una superficie de 49,12 km² que conforma un triángulo entre el río Tinto, su unión con el río Odiel en la Punta del Sebo y la playa de Mazagón (Figura 1, A). Hacia el este y el noreste, está compuesto por suaves lomas y cabezos de hasta 50 m de altura, que limitan hacia el oeste con las marismas del río Tinto y son atravesados por el estero Domingo Rubio en dirección suroeste-noreste. Su extremo suroeste está formado por la flecha de Punta Arenillas, un cuerpo arenoso sobre el que se dispone el polígono industrial Nuevo Puerto y que se expande hacia el sureste hasta alcanzar las proximidades de la playa de Mazagón.

La geología de este municipio está compuesta por formaciones sedimentarias que se depositaron en los últimos 7,5 millones de años (Figura 1, B) y que atestiguan los profundos cambios paleogeográficos que ha sufrido esta zona durante este periodo. Desde finales de la década de los 70, los estudios realizados por las universidades de Salamanca, Sevilla y Huelva en secciones expuestas y testigos profundos han permitido identificar sus características principales, entre las que se incluye su patrimonio paleontológico, y efectuar una reconstrucción evolutiva de los habitantes que la han poblado tanto en medios marinos como continentales.

En este capítulo, se realizará una síntesis de estas formaciones geológicas y de su contenido fósil, fiel reflejo de los avances y retrocesos en la batalla entre el mar y la tierra durante millones de años, con una etapa final dominada por la dinámica fluvial que deja su impronta en la actual topografía del municipio. Todo ello irá acompañado de mapas paleogeográficos del sur de España, que servirán como marco para comprender el devenir de los acontecimientos en el entorno de Palos de la Frontera a nivel más local.

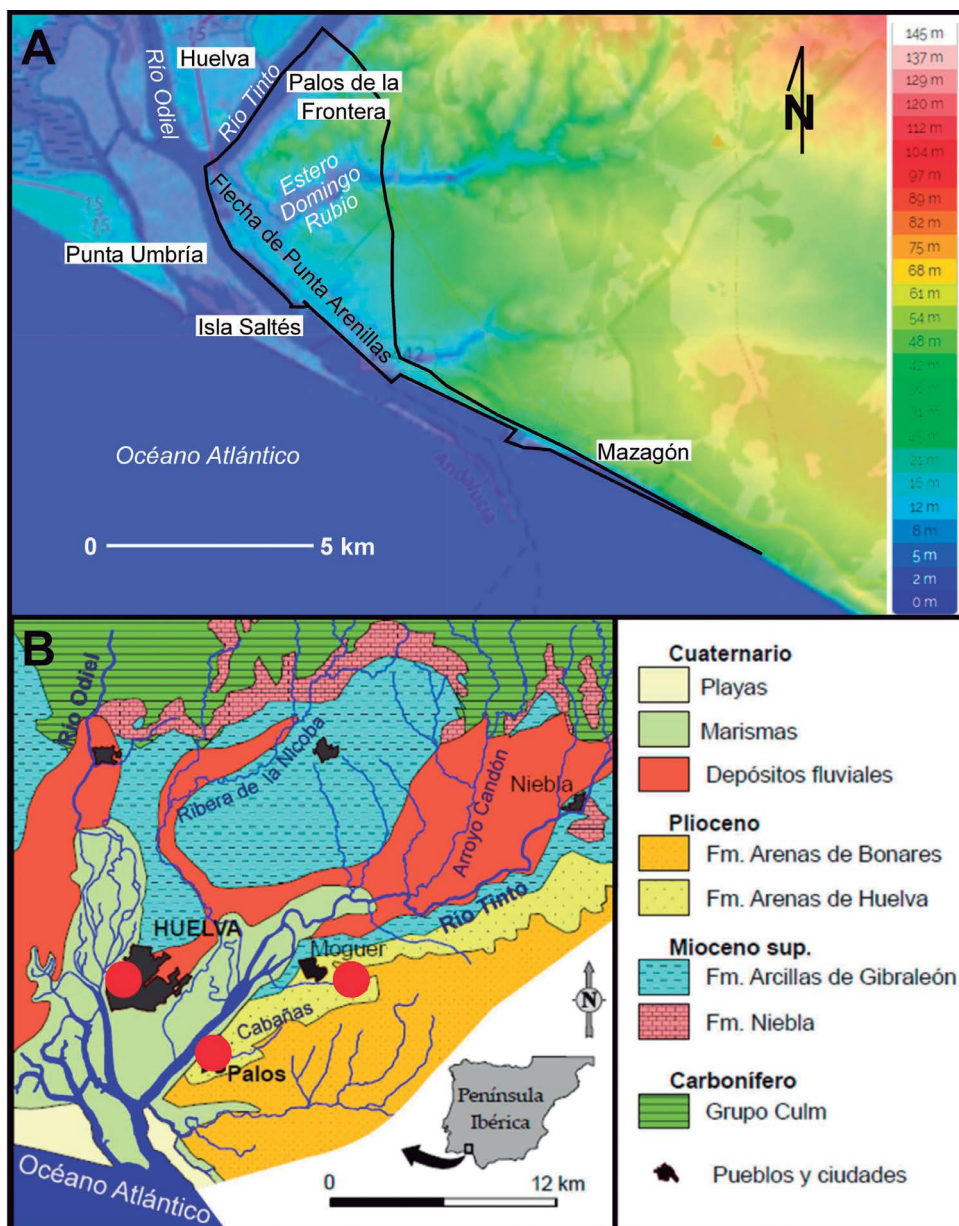


Figura 1. A. Mapa topográfico del municipio de Palos de la Frontera y sus alrededores. B. Mapa geológico de Palos de la Frontera y su entorno. Círculos rojos: sondeos.

2. Una historia de millones de años

Las siguientes secciones ofrecen una perspectiva sintética de la evolución paleoambiental de Palos de la Frontera y su entorno, así como de sus habitantes durante diferentes periodos geológicos.

2.1. El Tortoniense Superior (8-7,24 millones de años –Ma–)

Durante este periodo, el territorio ocupado por el actual municipio de Palos de la Frontera se encontraba sumergido y formaba parte del Estrecho Norbético, una de las vías de conexión entre el océano Atlántico y el mar Mediterráneo junto con el Estrecho Rifeño, que discurría por el norte de Marruecos y Argelia (Figura 2, A). Se situaba cerca de su margen pasivo septentrional y en este fondo marino somero se depositó la Formación Niebla (Baceta y Pendón, 1999), constituida por calcarenitas, areniscas y conglomerados que llegan a alcanzar los 25 m de potencia. Esta formación aflora a lo largo de todo este margen desde Gibraleón hasta Niebla (Figura 1, B), si bien en las proximidades de Palos de la Frontera solo se localiza en testigos, a profundidades variables entre algo más de 260 m en Moguer y unos 215 m en Huelva (Larrosaña et al., 2008).

Estas calcarenitas (Figura 2, B) están compuestas principalmente por algas coralináceas (Figura 2, C), briozoos (Figura 2, D) y grandes foraminíferos del género *Heterostegina* (hasta 2 cm; Figura 2, E), una asociación indicativa de aguas claras, poco profundas (< 25 m), con aporte suficiente de nutrientes y protegidas de la acción de fuertes olas y corrientes (Clauss y González-Regalado, 1993). La macrofauna estaba dominada por los bivalvos, con la presencia de *Isognomon* (Figura 2, F) y grandes pectínidos y ostreidos (hasta más de 30 cm). También eran frecuentes grandes erizos del género *Clypeaster* (Figura 2, G).

A finales de este periodo, se produce una profundización del medio, con el depósito de los primeros metros de la Formación “Arcillas de Gibraleón” (Civis et al., 1987), caracterizados por la presencia de unos limos glauconíticos que denotan un periodo de escasa tasa de sedimentación.

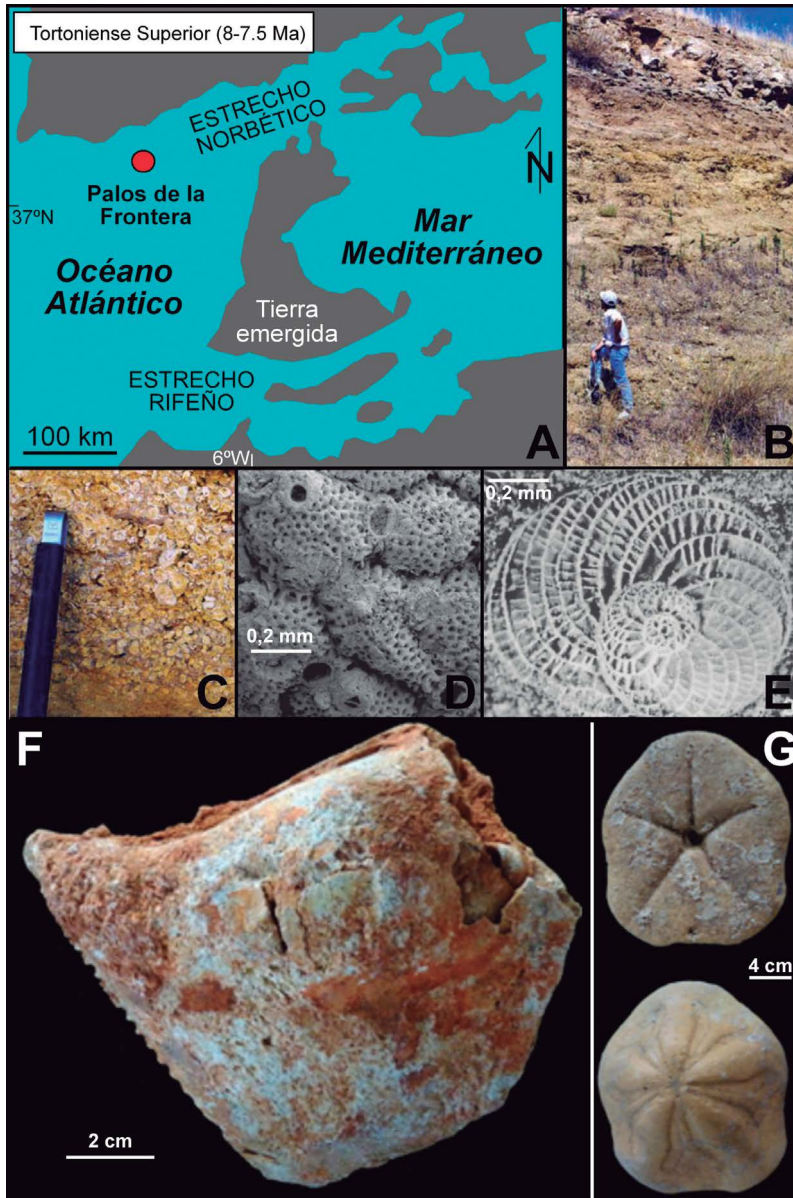


Figura 2. A. Reconstrucción paleogeográfica del sur de España y norte de Marruecos durante el Tortoniense Superior (modificado de Martín et al., 2009); B. Foto de la Formación Niebla; C. Algas coralináceas en corte fresco; D. Briozoos; E. *Heterostegina*; F. *Isognomon*; G. *Clypeaster*.

2.2. El Messiniense (7,24-5,33 Ma)

Durante la primera parte de este periodo, se cierra progresivamente el Estrecho Norbético, quedando limitada la circulación septentrional entre el océano Atlántico y el mar Mediterráneo al estrecho Corredor del Guadalhorce (Figura 3, A; Martín et al., 2009). La conexión a través del Estrecho Rifeño también sufre una paulatina restricción, hasta que ambas masas oceánicas quedan aisladas entre los 5,96 Ma y 5,33 Ma. Este intervalo está marcado por una fuerte desecación de las cuencas profundas del mar Mediterráneo, que ocasionará el depósito de potentes paquetes de evaporitas desde el sureste de España hasta Chipre.

En el suroeste de la actual Depresión del Guadalquivir, se produce un aumento de la profundidad del medio en una primera etapa (~7-6 Ma), que llega a alcanzar más de 150 m, para posteriormente posteriormente a medios más someros de plataforma externa (-6-5,33 Ma). En este escenario de talud continental-plataforma externa se depositaron los limos arcillosos de la Formación “Arcillas de Gibrleón” (Civis et al., 1987). Son sedimentos finos, muy compactos, que actualmente pueden observarse en la base del cabezo sobre el que se asienta Palos de la Frontera y otros cabezos próximos, así como en la ribera del río Tinto y zonas colindantes (Figura 1, A). Tienen unas tonalidades azules a grises (Figura 3, B) y constituyen la base impermeable de los niveles acuíferos de la zona. La potencia de esta formación aumenta hacia el sureste, pasando de unos 25 m en Gibrleón a más de 1.000 m en sondeos efectuados en el Parque Nacional de Doñana y el Golfo de Cádiz.

La macrofauna de estos sedimentos finos es escasa. Son frecuentes las valvas y los ejemplares completos del bivalvo *Amussium cristatum* (Figura 3, C), y se forma esporádica pueden hallarse piezas dentarias de tiburones y rayas. Entre ellos, destacan los dientes de *Otodus megalodon* (Figura 3, D), que pueden alcanzar más de 10 cm de altura. Este tiburón extinto llegaba a medir 16 m de longitud, tenía una cabeza de más de 4,5 m, una aleta dorsal que superaba los 1,5 m de altura y una cola de casi 4 m de alto (Cooper et al., 2020).

La gran riqueza paleobiológica de esta formación se encuentra en la microfauna. Se han descrito más de 300 especies de foraminíferos bentónicos y planctónicos, cuya densidad puede superar los 5.000 ejemplares por gramo de sedimento. Dos de las especies más abundantes de foraminíferos bentónicos son *Planulina ariminensis* (Figura 3, E) y *Uvigerina*

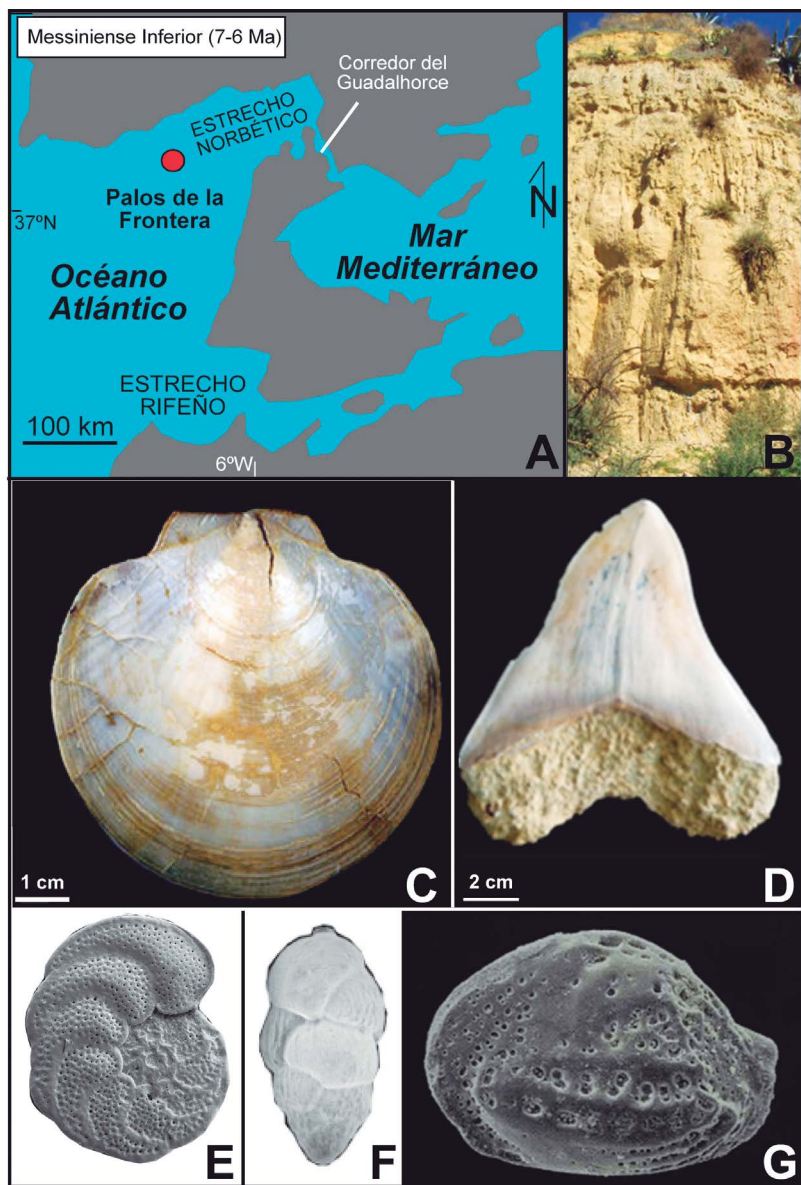


Figura 3. A. Reconstrucción paleogeográfica del sur de España y norte de Marruecos durante el Messiniense Inferior (modificado de Martín et al., 2009); B. Foto de la Formación Arcillas de Gibraleón; C: *Amussium cristatum*; D. Diente de *Otodus megalodon*; E. *Planulina ariminensis*; F. *Uvigerina striatissima*; G. *Buntonia sublatissima dertonensis*.

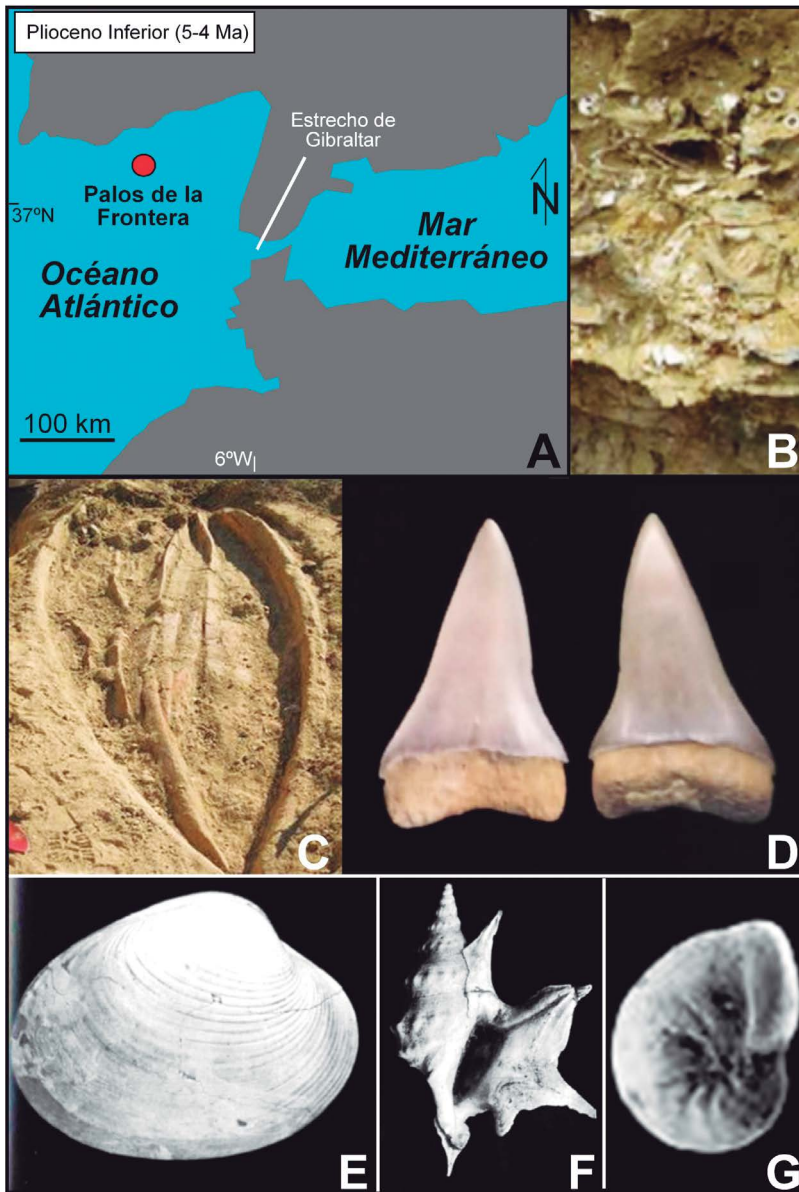


Figura 4. A. Reconstrucción paleogeográfica del sur de España y norte de Marruecos durante el Plioceno Inferior (modificado de Martín et al., 2009); B: Niveles tempestíticos de la Formación “Arenas de Huelva”; C. Mandíbula de ballena; D. *Cosmopolitodus hastalis*; E. *Callista itálica*; F. *Aporrhais pespelecani*; G: *Nonion fabum*.

striatissima (Figura 3, F), en tanto que *Buntonia sublatissima dertonensis* (Figura 3, G) es un ostrácodo frecuente en estos limos.

2.3. El Plioceno (5,33-2,58 millones de años)

El cierre del Estrecho Norbético creó una amplia bahía, coincidente en gran medida con el sector occidental de la actual Depresión del río Guadalquivir, que comprendía parte de las provincias de Huelva, Sevilla, Córdoba y Cádiz (Figura 4, A). En esta zona marina somera (< 50 m de profundidad), se depositaron los limos y arenas de la Formación “Arenas de Huelva” (Civis et al., 1987). Esta formación se caracteriza por la presencia de un nivel basal de limos glauconíticos que precede a una alternancia de limos bioturbados y niveles bioclásticos acumulados por la acción periódica de tormentas (Figura 4, B).

Los restos paleobiológicos son extremadamente abundantes en esta formación. Entre ellos, se pueden destacar: i) estructuras óseas de ballenas, como mandíbulas (Figura 4, C) o vértebras; ii) dientes de tiburones, como *Cosmopolitodus hastalis* (Figura 4, D); iii) más de 200 especies de bivalvos, como *Callista itálica* (Figura 4, E); iv) más de 200 especies de gasterópodos, como *Aporrhais pespelecani* (Figura 4, F); o v) varios centenares de especies de microorganismos (foraminíferos, ostrácodos, nanoplancton calcáreo), como el foraminífero *Nonion fabum* (Figura 4, G).

Ya en el Plioceno Medio-Superior, se produce la transición paulatina a medios litorales, que forman la base de la Formación “Arenas de Bonares” (Mayoral y Pendón, 1986), caracterizados por una importante bioturbación. La parte superior de esta formación, la más extensa en el municipio de Palos de la Frontera (Figura 1, B), coincide con el dominio inicial de la dinámica fluvial.

2.4. El Pleistoceno (2,58 millones de años-11.700 años)

Durante una parte sustancial de este periodo, el nivel marino se encontraba por debajo de su situación actual, llegando a situarse a -120 m hace unos 20.000 años, durante la última etapa glacial. El actual entorno de Palos de la Frontera se encontraría alejado de la línea de costa y sometido al dominio de la dinámica fluvial. Esta etapa ocasionará la creación de una compleja red fluvial, compuesta por numerosos arroyos que vierten al río Tinto o al estero Domingo Rubio (Fi-

gura 5, A). Su acción erosiva conllevará el desmantelamiento de una parte sustancial de los materiales depositados en los periodos anteriores, de forma que han desaparecido más de 40 m de limos miocenos y limos y arenas pliocenas en sectores como la ensenada de La Fontanilla (Figura 5, A). Los depósitos fluviales pleistocenos se disponen en unos 15 niveles de terrazas (Figura 5, B), agrupados

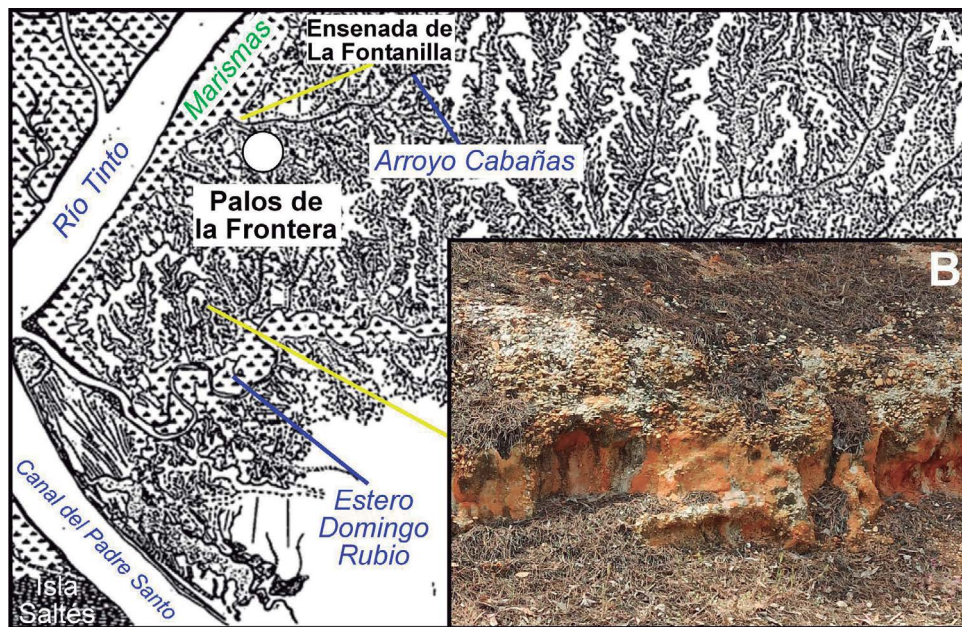


Figura 5. A. Red fluvial y depósitos asociados de Palos de la Frontera (modificado de Cáceres, 1995); B. Detalle de una terraza fluvial.

como Alto Nivel Aluvial (Rodríguez Vidal y Pendón, 1986; Cáceres, 1995). No se han encontrado fósiles en estos depósitos, ya que su granulometría grosera y su fuerte gradiente dinámico son factores negativos para su preservación.

2.5. El Holoceno (11.700 años-actualidad)

El análisis de numerosos testigos obtenidos en el estuario de los ríos Tinto y Odiel ha permitido reconstruir su evolución paleogeográfica durante el Holo-

ceno (Figura 6; Dabrio et al., 2000). Durante el tránsito Pleistoceno Superior-Holoceno, el nivel del mar aún se situaba por debajo de su situación actual, de forma que tanto el proto-Odiel como el proto-Tinto desembocaban mar adentro en relación a la actual línea de costa. La acción erosiva fluvial pleistocena-holocena excavará los valles de ambos ríos, así como de sus tributarios, como el arroyo de Cabañas, que dará lugar a la actual ensenada de La Fontanilla.

La progresiva subida del nivel del mar ocasionó la inundación de sus valles, con un máximo avance hace unos 6.500 años. Las colinas o cabezos actuales, como sobre el que se sitúa hoy Palos de la Frontera, quedarían como frentes acantilados. Los aportes marinos quedarían reflejados en la creación de bajíos arenosos en la cuenca central del estuario (Figura 6). En los últimos 6.500 años, se ha producido una intensa colmatación de este estuario, con la progresiva restricción de los aportes mareales por el crecimiento de las flechas litorales de Punta Umbría y Punta Arenillas, así como por la creación de numerosos cuerpos de marismas e islas-barrera, como la isla de Saltés (Figura 1, A). Esta evolución geológica y los cambios paleobiológicos asociados han quedado registrados en diversos testigos obtenidos en la ensenada de La Fontanilla.

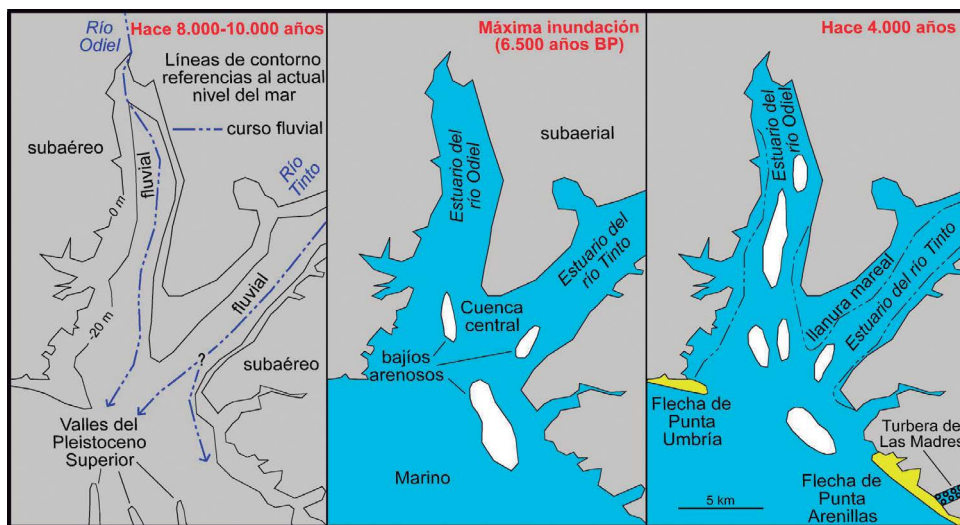


Figura 6. Evolución paleogeográfica del estuario de los ríos Tinto y Odiel durante el Holoceno Inferior y Medio (modificado de Dabrio et al., 2000).

En estos testigos, se pueden diferenciar hasta 9 fases, esquematizadas en la Figura 7:

- Fase 1. La base de estos testigos está constituida por los sedimentos finos de la Formación “Arcillas de Gibraleón”, a profundidades superiores a los 15 m. Estos sedimentos se depositaron en un medio de plataforma externa y talud continental durante el Mioceno (ver sección 3.2), con una abundante microfauna de los foraminíferos *Bulimina elongata*, *Fursenkoina acuta* y *Nonion commune*.
- Fase 2. Es una fase subaérea que se desarrolla a finales del Pleistoceno e implica una nueva erosión de estos sedimentos miocenos. En su conjunto, la acción fluvial pleistocena ocasionará el dismantelamiento de más de 20 m de las formaciones “Arcillas de Gibraleón”, “Arenas de Huelva” y “Arenas de Bonares”, que constituyen hoy el cabezo sobre el que se sitúa Palos de la Frontera.
- Fase 3. Esta acción fluvial se intensifica cerca del tránsito Pleistoceno-Holoceno, con el depósito de gravas fluviales.
- Fase 4 (Holoceno Inferior). La ensenada de La Fontanilla quedaría cubierta por depósitos aluviales procedentes de la acción de la arroyada sobre sus laderas.
- Fase 5 (6.500-5.400 años BP). Coincide con el máximo transgresivo holoceno y la inundación del estuario previamente indicada. En la zona externa de la ensenada, abundarían las praderas de fanerógamas, donde fue muy abundante el gasterópodo *Bittium reticulatum*, en tanto que las zonas mesolitorales internas, con prolongados periodos de exposición subaérea, estarían dominadas por el gasterópodo *Peringia ulvae*.
- Fase 6 (5.400-4.000 años BP). Se inicia la colmatación de esta ensenada, con la expansión de las marismas, surcadas por canales mareales. En estos canales, eran muy abundantes los berberechos (*Cerastoderma edule* y *Cerastoderma glaucum*), así como los foraminíferos *Ammonia inflata*, *Haynesina depressula* y *Haynesina germanica*. A veces, zonas deprimidas quedaban aisladas de la acción mareal, constituyendo pequeñas lagunas de aguas dulces o salobres.
- Fase 7 (4.000-2.000 años BP). Los márgenes septentrionales de la ensenada, así como parte de su sector oriental, son ocupados por marismas.

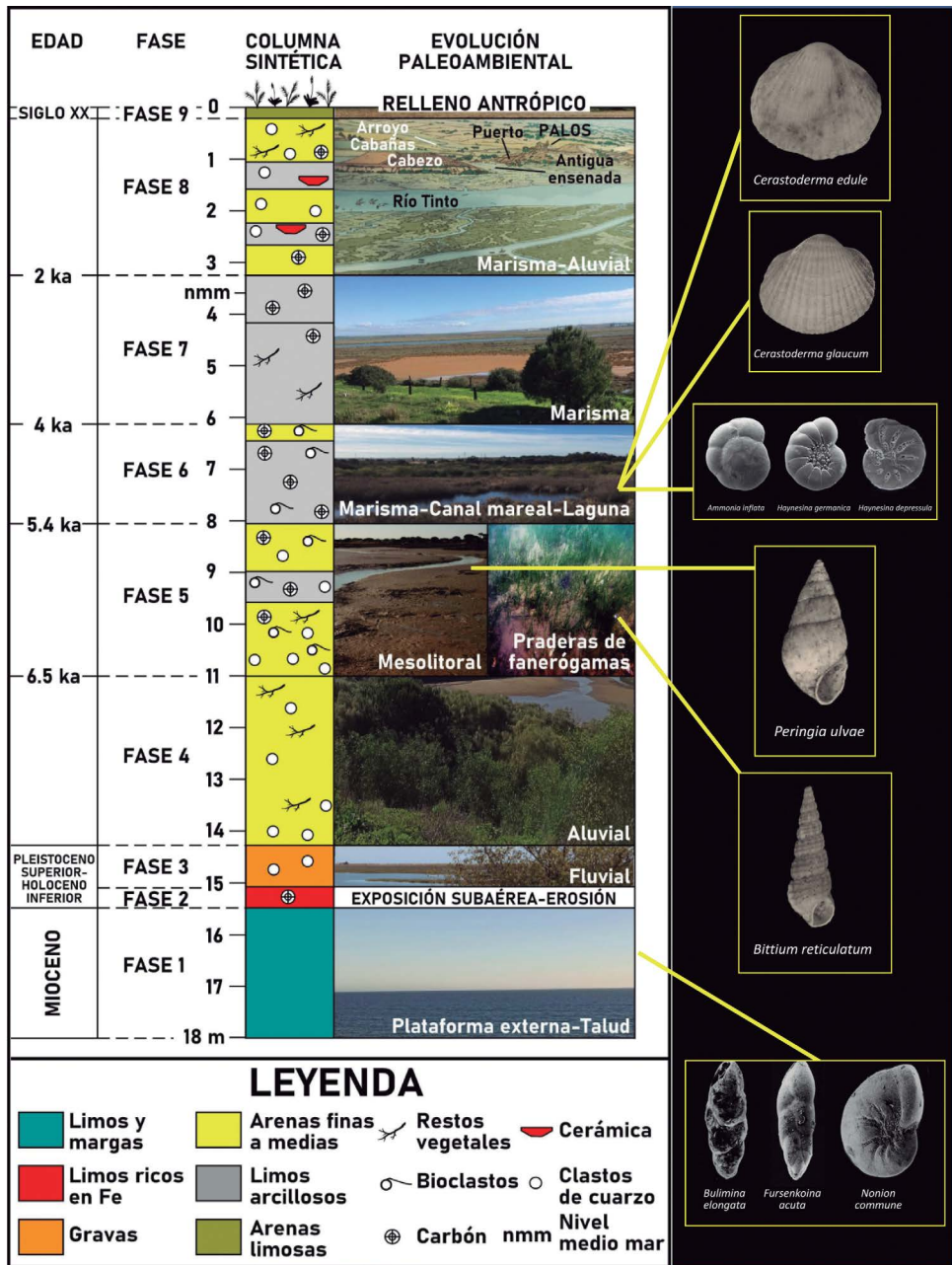


Figura 7. Evolución paleoambiental de la ensenada de La Fontanilla.

- Fase 8 (2.000 años BP-siglo XX). Continúa la expansión de las marismas, que son inundadas durante los periodos de tormenta o de grandes arroyadas. La zona sumergida más profunda se limitaría cada vez más al sector occidental, donde se situaría el puerto de Palos de la Frontera, con profundidades comprendidas entre los 2 y los 4 m en función de los rangos mareales (Arroyo et al., 2021).
- Fase 9 (siglos XX-XXI). La parte superior de los testigos está constituida por un relleno antrópico, que procede de los cabezos colindantes y contiene una microfauna muy similar a la descrita en la Formación “Arenas de Huelva”.

3. Síntesis final

El registro paleobiológico de las formaciones geológicas que constituyen el municipio de Palos de la Frontera reflejan los profundos cambios paleogeográficos y paleoambientales que ha sufrido este sector del estuario del río Tinto durante los últimos 8 millones de años. Durante el Tortoniense y parte del Messiniense, esta zona se encontraba en un medio marino que formaba parte del Estrecho Norbético que conectaba el océano Atlántico con el mar Mediterráneo. El cierre de este estrecho creó una amplia bahía durante el Plioceno, donde las tormentas contribuyeron a la acumulación de numerosos niveles fosilíferos, de una diversidad excepcional. El Pleistoceno marcará el tránsito a los medios terrestres, con un dominio fluvial acusado que ocasionará una fuerte erosión de los sedimentos marinos previos. Durante el Holoceno Inferior, esta acción fluvial quedará también patente, a menor escala, en el depósito de arenas aluviales. Posteriormente, este estuario será invadido por el mar durante el máximo transgresivo holoceno, quedando el cabezo de Palos de la Frontera como una zona acantilada que dominaría la ensenada de La Fontanilla. En los últimos 4.000 años, esta ensenada se fue colmatando, con un aumento de las marismas especialmente en sus sectores septentrionales y orientales, para finalizar esta evolución con un relleno antrópico en las últimas décadas.

Referencias

Juan Ignacio Baceta, José Gabriel Pendón, “Estratigrafía y arquitectura de facies de la Formación Niebla, Neógeno Superior, sector occidental de la cuenca del Guadalquivir”, en *Revista de la Sociedad Geológica de España*, vol. 12 (1999), pp. 419-438.

- Luis Miguel Cáceres, *Geomorfología del sector occidental del Guadalquivir*, Tesis Doctoral, Universidad de Huelva, 1995.
- Jorge Civis, Francisco Javier Sierro, José Ángel González-Delgado, Inmaculada Andrés, Jaime de Porta, María Filomena Valle, “El Neógeno marino de la Provincia de Huelva: Antecedentes y definición de sus unidades litoestratigráficas”, en Jorge Civis (ed.): *Paleontología del Neógeno de Huelva (W Cuenca del Guadalquivir)*. Salamanca: Universidad de Salamanca, 1987, pp. 5-16.
- Federico Luis Clauss, María Luz González-Regalado, “Caracterización de las microfácies carbonatadas en la Formación Calcarenita de Niebla”, en *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural* vol. 88, (1993), pp. 5-16.
- Jack A. Cooper, Catalina Pimiento, Humberto G. Ferrón, Michael J. Benton, “Body dimensions of the extinct giant shark *Otodus megalodon*: a 2D reconstruction”, en *Scientific Reports*, vol. 10 (2020), 14596.
- Cristino José Dabrio, Caridad Zazo, José Luis Goy, Francisco Javier Sierro, Francisco Borja, Javier Lario, José Ángel González-Delgado, José Abel Flores, “Depositional history of estuarine infill during the last postglacial transgression Gulf of Cadiz, Southern Spain”, en *Marine Geology*, vol. 162 (2000), pp. 381-404.
- Juan Cruz Larrasoaña, José Ángel González-Delgado, Jorge Civis, Francisco Javier Sierro, Gaspar Alonso-Gavilán, Joao Pais, “Magnetobiostratigraphic dating and environmental magnetism of Late Neogene marine sediments recovered at the Huelva-1 and Montemayor-1 boreholes (lower Guadalquivir basin, Spain)”, en *Geotemas*, vol. 10 (2008), pp. 1175-1178.
- José Manuel Martín, Juan Carlos Braga, Julio Aguirre, Ángel Pug-Bernabéu, “History and evolution of the North-Betic Strait (Prebetic Zone, Betic Cordillera): A narrow, early Tortonian, tidal-dominated, Atlantic–Mediterranean marine passage”, en *Marine Geology*, vol. 216 (2009), pp. 80-90.
- Eduardo Mayoral, Gabriel Pendón, “Icnofácies y sedimentación en zona costera. Plioceno superior (?), litoral de Huelva”, en *Acta Geológica Hispánica*, vol. 21- 22 (1996), pp. 507-513.
- Marta Arroyo, Francisco Ruiz, Juan Manuel Campos, Javier Bermejo, María Luz González-Regalado, Joaquín Rodríguez Vidal, Luis Miguel Cáceres, Manuel Olías, Manuel Abad, Tatiana Izquierdo, Paula Gómez, Antonio Toscano, Verónica Romero, Gabriel Gómez, “Where did Christopher Columbus start?: The estuarine scenario of a historical date”, en *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, vol. 250 (2021), 107162.