



PHICARIA

XII ENCUNTROS INTERNACIONALES DEL MEDITERRÁNEO

PAISAJES DEL AGUA:
LA INTERACCIÓN DEL HOMBRE
CON EL MEDIO EN EL
MEDITERRÁNEO CENTRO - OCCIDENTAL

PHICARIA

XII Encuentros Internacionales del Mediterráneo.

Paisajes del agua: la interacción del hombre con el medio en el Mediterráneo Centro – Occidental.

© de los textos y las imágenes:

Sus autores.

© de esta edición:

Universidad Popular de Mazarrón.

Concejalía de Cultura.

COORDINACIÓN EDITORIAL

José María López Ballesta.

EDICIÓN CIENTÍFICA

Sebastián F. Ramallo Asensio.

Benjamín Cutillas Victoria.

PORTADA

Muher.

IMPRIME

Quinta Impresión

ISBN: 978-84-09-87415-6

Depósito Legal: MU-832-2026

DOI: <https://doi.org/10.6018/10201/236401>

Estos Encuentros recogen parte de los resultados obtenidos en los proyectos:

ARQUETOPOS I y II. Carthago Nova: topografía y urbanística de una urbe mediterránea privilegiada (Mineco-HAR2011-29330 y HAR2014-57672)

ARQUETOPOS III. Carthago Nova desde su entorno litoral. Paleotopografía y evolución medioambiental del sector central del sureste ibérico. Dinámica poblacional y productiva (har2017-85726-c2-1-p), del Ministerio de Ciencia e Innovación (MICINN)/ Agencia Estatal de Investigación (AEI)/ 10.13039/501100011033/ y fondos FEDER: Una manera de hacer Europa.

AMECOPA. Análisis ambiental del entorno costero del SE Ibérico y su dinámica Poblacional Antigua (PID2021-123549NB-I00), financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación del Gobierno de España.

Impreso en España / Printed in Spain



ÍNDICE

MEDIOS LAGUNARES Y HÚMEDOS COSTEROS: PROBLEMÁTICAS TERMINOLÓGICAS, TIPOLOGICAS Y PERSPECTIVAS ARQUEOLÓGICAS.

Carlotta Lucarini 21

INVESTIGACIONES ARQUEOLÓGICAS MARÍTIMAS EN LA LAGUNA DE BUTRINTO, ALBANIA.

Stefano Medas

Enrico Giorgi

Federica Carbotti

Giacomo Sigismondo 41

LA LAGUNA DI VENEZIA IN ETÀ ROMANA. NUOVI DATI SULLO STUDIO DEI PAESAGGI SOMMERSI.

Carlo Beltrame

Paolo Mozzi 75

LAS ÁREAS LAGUNARES DE LA DESEMBOCADURA DEL RÓDANO Y LA REGIÓN DE NARBONA.

Corinne Rousse

Ferreol Salomon

Joe Juncker

Tiphaine Salel

Corinne Sánchez 93

PALEOPAISAJE Y POBLAMIENTO EN EL TERRITORIO DE EMPÛRIES (GIRONA).

Pere Castanyer

Ramón Juliá

Dirce Marzoli

Marc Bouzas

Marta Santos

Elisa Hernández

Joaquim Tremoleda 113

LA LLANURA ALUVIAL DE VALENCIA: HISTORIA Y ARQUEOLOGÍA DE LA RADICAL TRANSFORMACIÓN DEL ENTORNO Y DE LA TOPOGRAFÍA DE LA URBE.

Albert Ribera i Lacomba 127

LA ALBUFERETA DE ALICANTE. EVOLUCIÓN DE UN PARAJE HISTÓRICO.

Antonio Gilabert Mas

José Luis Menéndez Fueyo

Manuel Olcina Doménech

Eva Tendero Porras 151

PAISAJE, POBLAMIENTO Y GESTIÓN DEL AGUA ENTRE EL *SINUS SUCRONENSIS* Y EL *SINUS ILICITANUS*.

Ignacio Grau Mira

Jaime Molina Vidal

Pere Roselló Sendra

Felipe Poquet Doménech

Daniel Mateo Corredor 189

IMMENSA PALUS: ESTUDIO GEOFÍSICO Y ARQUEOLÓGICO DE LA LAGUNA DEL MAR MENOR Y SU LITORAL MEDITERRÁNEO.

Erwin Heine

Carlotta Lucarini

Benjamín Cutillas Victoria

Sebastián F. Ramallo Asensio 205

BIOMARCADORES LIPÍDICOS Y CONTAMINACIÓN POR METALES EN EL REGISTRO DEL HOLOCENO DE LA BAHÍA DE CARTAGENA (SURESTE DE ESPAÑA): HISTORIA AMBIENTAL, NATURAL Y ANTROPOGÉNICA COMBINADA EN LA ÉPOCA PÚNICA Y ROMANA.

José Eugenio Ortiz

Trinidad Torres

Yolanda Sánchez-Palencia

Milagros Ros Sala

Sebastián F. Ramallo Asensio

Ignacio López-Cilla

Luisa A. Galán

Ignacio Manteca

Tomás Rodríguez-Estrella

Ana Blázquez 221

EL REGISTRO PLEISTOCENO Y HOLOCENO DE LA CUENCA DE MAZARRÓN (SURESTE DE ESPAÑA).

Trinidad Torres

José Eugenio Ortiz

Yolanda Sánchez-Palencia

Milagros Ros Sala

Francisca Navarro Hervás

Ignacio López-Cilla

Luis A. Galán

Sebastián F. Ramallo Asensio

Tomás Rodríguez-Estrella

Ana Blázquez 239

LA COSTA DE ALMERÍA, SAN JUAN DE LOS TERREROS: CUANTIFICACIÓN DE LOS PROCESOS NATURALES Y ANTRÓPICOS DURANTE EL HOLOCENO.

Santiago Alejandro Romero García

Trinidad Torres

José Eugenio Ortiz

Yolanda Sánchez-Palencia 265

LA VILLA ROMANA DE LOS ALCÁZARES: UN GRAN COMPLEJO ARQUITECTÓNICO EN EL BORDE DEL MAR MENOR.

José Iborra Rodríguez

Sebastián F. Ramallo Asensio

Marcos A. Martínez Segura 285

EL REGISTRO PLEISTOCENO Y HOLOCENO DE LA CUENCA DE MAZARRÓN (SURESTE DE ESPAÑA)

TRINIDAD TORRES, JOSÉ E. ORTIZ, YOLANDA SÁNCHEZ-PALENCIA, MILAGROS ROS SALA, FRANCISCA NAVARRO HERVÁS, IGNACIO LÓPEZ-CILLA,
LUIS A. GALÁN, SEBASTIÁN F. RAMALLO ASENSIO, TOMÁS RODRÍGUEZ-ESTRELLA, ANA BLÁZQUEZ

<https://doi.org/10.6018/10201/236482>

EL REGISTRO PLEISTOCENO Y HOLOCENO DE LA CUENCA DE MAZARRÓN (SURESTE DE ESPAÑA)

TRINIDAD TORRES, JOSÉ E. ORTIZ, YOLANDA SÁNCHEZ-PALENCIA, MILAGROS ROS SALA, FRANCISCA NAVARRO HERVÁS, IGNACIO LÓPEZ-CILLA, LUIS A. GALÁN, SEBASTIÁN F. RAMALLO ASENSIO, TOMÁS RODRÍGUEZ-ESTRELLA, ANA BLÁZQUEZ

Resumen

Se reconstruye la evolución de la Cuenca de Mazarrón durante el Pleistoceno y el Holoceno. Se estudiaron 9 testigos de sondeo perforados por la Universidad de Murcia con el objetivo de: 1) definir un marco cronológico; 2) obtener datos sobre el paleoambiente; y 3) establecer la relación con la tectónica reciente. Se recuperaron un total de 158 muestras para datación por racemización de aminoácidos (AAR), 4 para datación por radiocarbono (^{14}C), 332 para determinación sedimentológica y paleontológica, y 110 para determinación del contenido mineralógico. Estos datos permitieron dilucidar las fases evolutivas del paleopaisaje de la Cuenca de Mazarrón, un graben controlado por fallas afectado por diversas fallas, principalmente las de Las Moreras y Rella. Las edades de los registros y la correlación de facies indican que la Falla de Las Moreras controló la sedimentación durante el Estadio Isotópico Marino (MIS) 7, mientras que la Falla de Rella estuvo fuertemente activa durante el Holoceno Medio. Durante el MIS7, se desarrolló una laguna salobre en la zona occidental, sobre depósitos de abanicos aluviales. Posteriormente, la zona se elevó, quedando expuesta a la erosión. La actividad de la Falla de Rella permitió la sedimentación en la parte occidental de la Cuenca de Mazarrón durante el Holoceno Medio, mientras que en el Holoceno Superior la sedimentación se produjo en la parte oriental. La transgresión del Holoceno se reflejó en una marisma temporalmente inundable en el interior, con condiciones de salinidad variables, desde aguas salobres hasta euhalinas. A lo largo del frente marítimo, la influencia marina fue evidente pero no dominante. Así, la Cuenca de Mazarrón durante el Holoceno fue de salobre a altamente euhalina, con una diversidad biológica variable vinculada a una comunicación estrecha y probablemente discontinua con el mar, con circulación restringida y largos tiempos de renovación, lo que se reflejó en la presencia significativa de halita. El registro finalizó con sedimentos aluviales/antrópicos recientes.

Palabras clave

Condiciones palaeoambientales, neotectónica, lagoon, Pleistoceno, Holoceno, SE Spain.

Abstract

The evolution of the Mazarrón Basin during the Pleistocene and Holocene is reconstructed. Nine core samples drilled by the University of Murcia were studied with the objectives of: 1) defining the chronological framework; 2) reconstruction of the paleoenvironmental conditions; and 3) establishing its relationship with recent tectonics. A total of 158 samples were recovered for amino acid racemization dating, 4 for radiocarbon dating, 332 for sedimentological and paleontological analysis, and 110 for mineralogical analysis. These data allowed for the elucidation of the evolutionary phases of the Mazarrón Basin paleolandscape, a fault-controlled graben affected by several faults, primarily the Las Moreras and Rella faults. The ages of the sedimentary record and facies correlation indicate that the Las Moreras Fault controlled sedimentation during Marine Isotope Stage (MIS) 7, while the Rella Fault was highly active during the Middle Holocene. During MIS 7, a brackish lagoon developed in the western area, overlying alluvial fan deposits. Subsequently, the area was uplifted, becoming exposed to erosion. Activity along the Rella Fault allowed sedimentation in the western part of the Mazarrón Basin during the Middle Holocene, while in the Late Holocene, sedimentation occurred in the eastern part. The Holocene transgression resulted in a temporarily floodable marshland inland, with varying salinity levels, from brackish to euhaline. Along the seafront, marine influence was evident but not dominant. Thus, during the Holocene, the Mazarrón Basin ranged from brackish to highly euhaline, with variable biological diversity linked to a close and probably discontinuous connection with the sea, restricted circulation, and long renewal times, reflected in the significant presence of halite. The record ended with recent alluvial/anthropogenic sediments.

Keywords

Palaeoenvironmental conditions, recent tectonics, lagoon deposits, Pleistocene, Holocene, SE Spain.

1. Introducción

Los humedales costeros, lagunas, marismas y salinas de la Península Ibérica registran los cambios ambientales durante el Cuaternario y constituyen la evidencia definitiva de las cuencas satélite que se desarrollaron tras la Orogenia Alpina. Se caracterizan por una influencia mixta y variable de aguas continentales y marinas, con condiciones de baja energía y fondos típicamente reductores. Estas características permiten la preservación de señales paleobiológicas (polen, ostrácodos y foraminíferos) y geoquímicas (biomarcadores), y proporcionan información valiosa sobre las condiciones paleoambientales y paleoclimatológicas (VIÑALS, 1995a; GILBERT, 2001; USERA *et al.*, 2002; 2006; TORRES *et al.*, 2014; CARRIÓN *et al.*, 2019). En la región mediterránea ibérica, las llanuras costeras presentan características favorables para las reconstrucciones paleoambientales debido a su carácter micromareal, la escasa frecuencia de huracanes y tormentas severas, y la baja incidencia de terremotos (tsunamis). Además, los depósitos costeros suelen estar vinculados a las variaciones del nivel del mar, de manera que los periodos de bajo nivel del mar se reflejan en discontinuidades estratigráficas, mientras que durante los periodos de sedimentación activa el registro

puede considerarse continuo, si bien también pueden producirse breves periodos de erosión (TORRES *et al.*, 2014, 2018; BLÁZQUEZ *et al.*, 2018). Los depósitos lagunares y de marisma aparecen a lo largo de la costa mediterránea de España, concretamente en Peñíscola (USERA *et al.*, 2006), Torreblanca (SEGURA *et al.*, 1997), Almenara (BLÁZQUEZ y RODRÍGUEZ-PÉREZ, 2013), Jávea (USERA *et al.*, 2002), Gandía y La Safor (VIÑALS, 1995a), Moraira (VIÑALS, 1995b), Albufereta (FERRER *et al.*, 2005) y Pego-Oliva (TORRES *et al.*, 2014), entre otros (Fig. 1).

Sin embargo, la historia paleoambiental de esta parte de la región mediterránea no se había abordado hasta hace poco. Los depósitos lagunares que afloran en la Cuenca de Mazarrón, actualmente cubierta por edificaciones, solo han sido estudiados por RODRÍGUEZ-ESTRELLA *et al.* (2011). Dicho estudio reveló que la compleja morfogénesis de la Cuenca de Mazarrón se ha visto afectada por un sistema de fallas recientes, que han controlado, junto con las variaciones eustáticas, el desarrollo de esta zona desde el Pleistoceno Medio y Tardío hasta el Holoceno. En este sentido, esta cuenca está controlada principalmente por dos fallas cuaternarias activas (GARCÍA-MAYORDOMO *et al.*, 2012). Según Navarro-Hervás *et al.* (2014), los factores

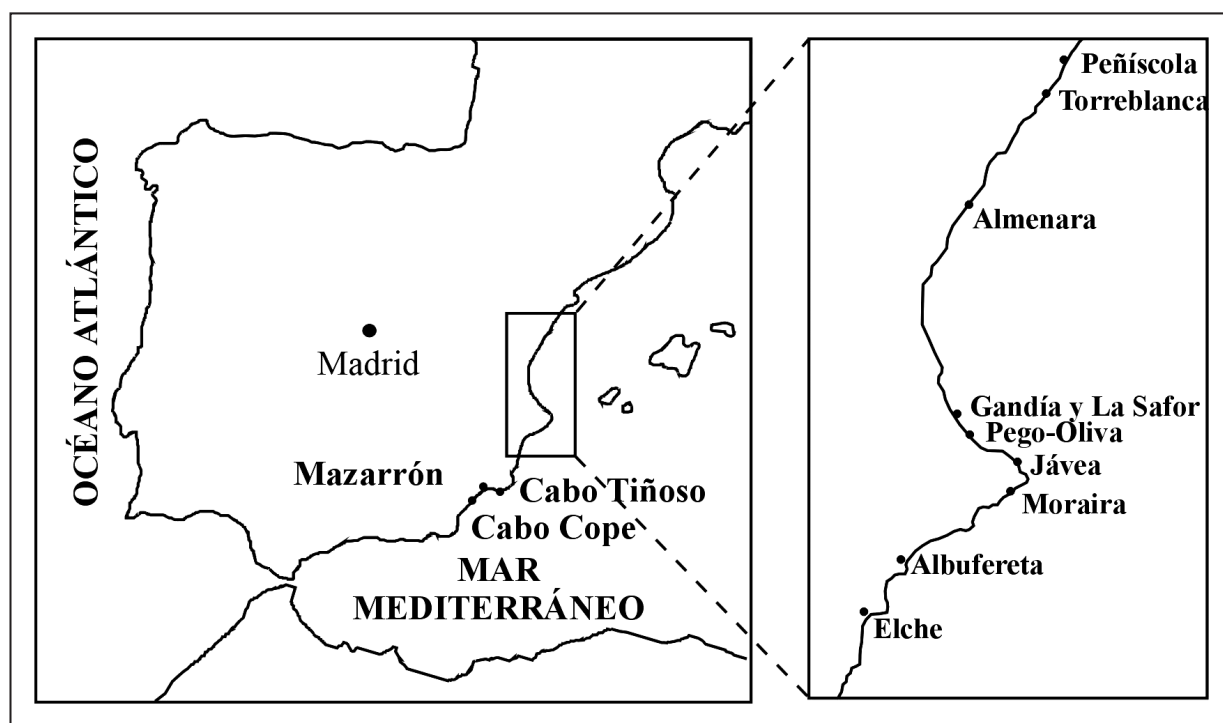


Figura 1. Ubicación geográfica de la Cuenca de Mazarrón. Se muestran otros depósitos lagunares y de marisma a lo largo de la costa mediterránea de España: Peñíscola, Torreblanca, Almenara, Gandía y La Safor, Pego-Oliva, Jávea, Moraira y Albufereta.

climáticos también pudieron haber contribuido a determinar las características sedimentarias de la cuenca durante el Holoceno. Además, el conocimiento paleobotánico de la zona se limita al trabajo reciente de Carrión *et al.* (2018). Este estudio, que proporciona el registro palinológico desde aproximadamente 7617 hasta 1569 años cal BP, reveló que esta zona ha sido vulnerable a cambios climáticos, específicamente a eventos de aridez y desertificación. En este sentido, nueve testigos de perforación revelaron la presencia de sedimentos ricos en materia orgánica (RODRÍGUEZ-ESTRELLA *et al.*, 2011) adecuados para un estudio multivariado de sedimentología, mineralogía y contenido fósil, lo que proporciona un mayor conocimiento paleoambiental de esta área. Además, se sabe que la riqueza de caparazones de crustáceos y moluscos (NAVARRO-HERVÁS *et al.*, 2009) es adecuada para la datación por racemización de aminoácidos.

La neotectónica influye en la geometría de la Cuenca de Mazarrón (RODRÍGUEZ-ESTRELLA *et al.*, 2011), aunque las nuevas dataciones permitirán un refinamiento considerable de la interpretación de estos procesos.

Por lo tanto, los principales objetivos de este estudio han sido: (1) establecer un marco cronológico de la Cuenca de Mazarrón mediante la datación por racemización de aminoácidos y radiocarbono de los depósitos lagunares; (2) correlacionar los depósitos lagunares, centrándonos en la información paleoambiental proporcionada por la sedimentología, la mineralogía y el contenido de macro y microfósiles; y (3) obtener información sobre la actividad tectónica reciente y su efecto en la sedimentación. Para este trabajo, utilizamos los testigos perforados previamente en la zona (RODRÍGUEZ-ESTRELLA *et al.*, 2011).

2. Situación geográfica y geológica

2.1 Geografía

La cuenca de Mazarrón se extiende sobre 12,9 km² en la provincia de Murcia (sureste de España) (Fig. 1). Durante los últimos siglos, la extensión de la zona de Mazarrón se ha reducido y actualmente está casi totalmente cubierta por edificaciones. Hoy en día, la zona alberga un gran complejo turístico y no quedan vestigios de la antigua área virgen. Hacia el oeste de la cuenca, la rambla de Las Moreras marca su límite, mientras que varios arroyos menores desembocan en el límite norte (BARDAJÍ *et al.*, 2009).

Esta zona ha sido estudiada en detalle con fines arqueológicos (GARCÍA-MARTÍNEZ *et al.*, 2008; Ros, 1993, 2008; Ros *et al.*, 2008). La cuenca de Mazarrón reviste especial interés para los estudios cuaternarios e históricos, ya que los ricos yacimientos de mineral metálico en

sus proximidades atrajeron la actividad minera desde el Calcolítico hasta el siglo XX, cuando dicha actividad fue abandonada. Una serie de poblados construidos durante las Edades del Cobre y del Bronce evidencian la presencia de poblaciones nativas y no nativas. La bahía de Mazarrón alberga el puerto, mientras que el pueblo de Mazarrón y las minas asociadas se encuentran a 5 km tierra adentro. En la época fenicia y romana, el puerto fue un centro de exportación, como lo atestiguan los restos de dos barcos fenicios. Las salinas y la actividad de salazón de pescado también se remontan a la época romana.

Estudios arqueológicos previos realizados por la Universidad de Murcia se centraron en un sitio singular: el promontorio costero de Punta de Los Gavilanes, que albergó comunidades pesqueras y metalúrgicas, y su interior, la cuenca de Mazarrón. Se ha documentado una ocupación casi continua del sitio de Los Gavilanes desde el período del Bronce inicial y medio de identidad argárica (Ros *et al.*, 2008). Los resultados de campañas arqueológicas y estudios geológicos se recogen en Ros (1987, 1993, 2010), García *et al.* (2008), Ros *et al.* (2008), Navarro Hervás *et al.* (2009, 2014), RODRÍGUEZ-ESTRELLA *et al.* (2011) y Carrión *et al.* (2018).

En el promontorio que marca el límite oriental de la cuenca, la entrada a la Cueva de Las Peñicas, donde se han recuperado herramientas líticas del Pleistoceno Medio (MONTES, 1987; ZILHÃO, VILLAVEDE, 2008), se abre a nivel del mar.

2.2 Geología

Entre Cabo Tiñoso y Cabo Cope, se encuentra una serie de promontorios formados por rocas duras, esquistos y dolomías pertenecientes al complejo de Malaguide (Figs. 1, 2). Estas se alternan con rocas blandas, areniscas y lutitas del Neógeno, que han favorecido el desarrollo de bahías y playas. Según el ITGE (1993a, b), la Bahía de Mazarrón es una cuenca tectónica controlada por fallas. La base de datos de Fallas Activas Cuaternarias de Iberia (QAFI) (GARCÍA-MAYORDOMO *et al.*, 2012) muestra dos fallas (Fig. 2), a saber, Las Moreras Sur (MF-S) y Las Moreras Norte (MF-N), ambas con dirección NO-ESE, lo que indica tectónica reciente. Una red de fallas deducidas puede considerarse, en la mayoría de los casos, fallas satélite de la Falla de Las Moreras (MF) (RODRÍGUEZ-ESTRELLA *et al.*, 2011). Aunque no se identifica en QAFI, la Falla de Rambla de las Moreras (FRM) parece haber influido en el curso de dicho cauce efímero.

Desde una perspectiva geomorfológica, la línea de costa actual de la Cuenca de Mazarrón comprende una serie de pequeñas barras de arena/playas flanqueadas por pequeños promontorios que separan la antigua zona pantanosa del mar. Existe una clara ausencia de entrada de agua, por lo que fue

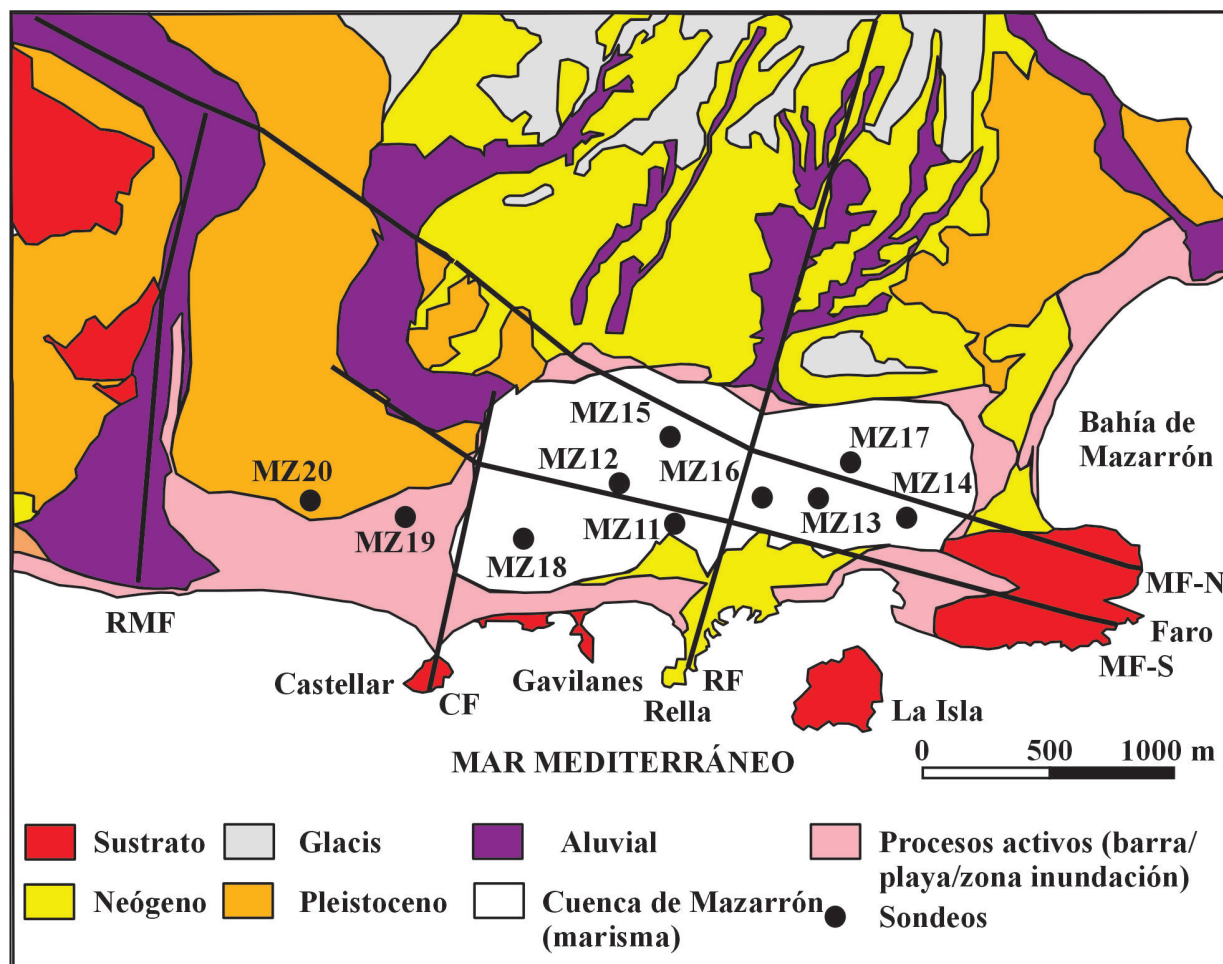


Figura 2. Mapa geológico de Mazarrón (modificado de Rodríguez-Estrella *et al.*, 2011) con la ubicación de los testigos. CF: Falla de Castellar, RMF: Falla de Rambla de las Moreras, RF: Falla de Rella, MF: Falla de Las Moreras (Sur-S y Norte-N).

necesario bombear el agua de mar para las históricas salinas que cubrían toda la zona pantanosa. El control tectónico de la geomorfología de la zona se ha descrito ampliamente en RODRÍGUEZ-ESTRELLA (2011).

En la zona vecina, no hay rastro de depósitos antiguos del Pleistoceno (VACCI *et al.*, 2016). De hecho, según Lillo Carpio (1984), los depósitos de playa antiguos del MIS5e *Strombus* se encuentran sumergidos bajo el nivel del mar actual, lo que imposibilita estimar las variaciones del nivel del mar ocurridas en el pasado.

3. Material y métodos

En la Cuenca de Mazarrón se perforaron previamente diez sondeos con recuperación continua de testigos (Fig. 2) (RODRÍGUEZ-ESTRELLA *et al.*, 2011), obteniéndose testigos

de entre 12 y 15 m de profundidad (106,9 m en total). Se analizaron nueve de estos testigos, ya que uno (MZ15) se había utilizado previamente para estudios palinológicos (CARRIÓN *et al.*, 2018) y ya no estaba disponible.

Los testigos se inspeccionaron visualmente y se registraron la litología, las estructuras sedimentarias, el contenido faunístico y el color. El criterio de muestreo fue tomar muestras de los testigos en función de los cambios de facies y la abundante presencia de restos de macrofauna. Se utilizaron un total de 332 muestras para el estudio de la sedimentología y el contenido fósil, 4 para datación por ¹⁴C, 158 para datación por racemización de aminoácidos y 110 para análisis de difracción de rayos X. Las muestras se referenciaron a los horizontes de los testigos según su profundidad (en m) de arriba abajo (p. ej., la muestra MZ14-9.3 se encuentra a 9,3 m en el testigo MZ14).

3.1 Sedimentología y paleontología

Para examinar el contenido sedimentológico y paleontológico, se secaron muestras de aproximadamente 100 g a temperatura ambiente. Posteriormente, se dispersaron en agua, se tamizaron con una malla de 63 μm y se secaron. El residuo se pesó para calcular la fracción de fango. El examen microscópico permitió determinar el contenido mineralógico y fósil. Los macrofósiles (moluscos) y microfósiles (ostrácodos) se identificaron a nivel de especie, y en ocasiones a nivel de género, para facilitar la interpretación paleoambiental. Para la identificación de las especies de moluscos, se utilizó Arduino y su página web (2016), así como datos de los estudios de Giannuzzi-Savily *et al.* (1977) y d’Angelo y Gargiullo (1987). Para la identificación de especies de ostrácodos, utilizamos los estudios de Carbonel (1985), Guillaume *et al.* (1985), Mazzini *et al.* (1999), Nachite *et al.* (2010) y Martínez-García *et al.* (2013).

3.2 Datación por radiocarbono

Cuatro muestras de diferentes profundidades de los testigos MZ14 y MZ20 (Tabla 1) se enviaron al Centro Nacional de Aceleradores (C.S.I.C., Sevilla, España) para su datación por radiocarbono. Tres de ellas consistían en hojas de plantas (MZ14-8.2, MZ20-7.8 y MZ20-11.6), y una contenía rodolitos calcáreos (MZ14-9.3). Los restos vegetales se presentaban como marañas voluminosas y los rodolitos formaban depósitos conspicuos. Los criterios de selección incluían evitar muestras compuestas de fibrillas vegetales aisladas, previniendo así la posibilidad de que se tratara de material retrabajado durante las operaciones de perforación. Las muestras se pretrataron con HCl diluido para eliminar el carbonato y con NaOH para eliminar los ácidos orgánicos secundarios. Finalmente, se enjuagaron con ácido para neutralizar la solución antes del secado. El carbono de las muestras se redujo a grafito (100%), cuyo contenido de 14C se determinó posteriormente mediante AMS. La edad radiocarbónica se calculó y

calibró utilizando el programa CALIB 7.0 (STUIVER *et al.*, 2014) con la curva de calibración INTCAL13 (REIMER *et al.*, 2013). Todos los valores de edad se expresan en años calibrados BP (cal BP).

3.3 Recemización de aminoácidos (AAR)

Se realizaron dataciones numéricas mediante la relación de aminoácidos (RAA) de las valvas de ostrácodos. El método de datación RAA se basa en la observación de que casi todos los seres vivos contienen únicamente la forma levógira de los aminoácidos (L-aminoácidos), que se transforman gradualmente en la forma dextrógira (D-aminoácidos) tras la muerte, en un proceso conocido como racemización/epimerización. Tras la muerte, la relación DL aumenta con el tiempo hasta alcanzar un valor de 1 (racemización). Por lo tanto, las relaciones DL de los aminoácidos pueden utilizarse para determinar la edad de una muestra.

El Laboratorio de Estratigrafía Biomolecular analizó lo siguiente: 24 valvas de ostrácodos procedentes de 5 niveles del sondeo MZ11; 5 valvas de 1 nivel del sondeo MZ18; 11 valvas de 3 niveles de MZ19; 49 valvas de 10 niveles de MZ12; 29 valvas de 11 niveles de MZ13; 17 valvas de 6 niveles de MZ16; Se analizaron 5 valvas de 2 niveles de MZ17 y 18 valvas de 4 niveles de MZ20. Las conchas de ostrácodos se sometieron a sonicación y limpieza con agua para eliminar el sedimento. Posteriormente, se dejaron durante 3 horas en peróxido de hidrógeno para eliminar la materia orgánica. De cada muestra, se seleccionaron únicamente conchas limpias y translúcidas de la especie *Cyprideis torosa* (Jones) (Tabla 2).

Las concentraciones de aminoácidos se cuantificaron mediante cromatografía líquida de alta resolución (HPLC) siguiendo el protocolo de preparación de muestras descrito en Kaufman y Manley (1998) y Kaufman (2000). Las muestras se inyectaron en un cromatógrafo líquido Agilent HPLC-1100 equipado con un detector de fluorescencia. Las longitudes de onda de excitación y emisión se programaron a 230 nm y 445 nm, respectivamente. Para el análisis se utilizó una columna de fase inversa Hypersil BDS C18 (5 μm; 250 x 4 mm de diámetro interno).

Para determinar la edad numérica de las muestras utilizadas para el análisis de aminoácidos, seleccionamos el ácido aspártico y el ácido glutámico, ya que representan un porcentaje significativo (> 50 %) del contenido de aminoácidos de la mayoría de las valvas de ostrácodos (KAUFMAN, 2000; BRIGHT y KAUFMAN, 2011; ORTIZ *et al.*, 2013). No se consideraron otros aminoácidos debido a sus bajas tasas de racemización. Los valores medios de D/L de estos dos aminoácidos en las valvas de *C. torosa* de los

Muestra	Sondeo	Prof. (m)	δ ¹³ C(V-PDB)	Edad BP	Años cal BP
CNA5047	MZ14	8.2	-14.2	4830±33	5636±45
CNA5048	MZ14	9.3	1.4	5624±34	6394±80
CNA5049	MZ20	7.8	-23.8	5186±31	5950±43
CNA5050	MZ20	11.6	-9.6	7310±33	8105±24

Tabla 1. Edad de radiocarbono (años BP) de niveles seleccionados de los núcleos MZ14 y MZ20 y edad calibrada (años cal BP) convertida utilizando el Programa de Calibración de Radiocarbono 7.0 (CALIB 7.0) (Stuiver *et al.*, 2014) con el conjunto de datos de calibración IntCal13 (Reimer *et al.*, 2013).

Sondeo	nivel	N	D/L Asp	D/L Glu	Edad (años cal BP)
MZ11	2.5	5	0.410±0.065	0.183±0.081	19000±91000
	3.5	4	0.421±0.087	0.221±0.108	22200±77000
	3.8	9	0.419±0.015	0.192±0.003	20900±79000
	4.4	5	0.396±0.033	0.226±0.113	20600±45000
MZ18	4.8	1	0.424	0.239	22500±31000
	3.4	5	0.373±0.041	0.211±0.049	18500±44000
MZ19	6.0	3	0.391±0.047	0.127±0.025	16200±45000
	6.6	5	0.413±0.006	0.140±0.014	18200±19000
	7.5	3	0.417±0.026	0.142±0.027	17800±42000
MZ13	3.0	3	0.153±0.002	0.043±0.002	3110±101
	5.3	1	0.174	0.036	3991
	5.8	4	0.173±0.014	0.050±0.008	3923±587
	6.0	4	0.193±0.019	0.061±0.025	4757±357
	6.8	4	0.187±0.018	0.054±0.017	4518±779
	8.0	3	0.198	0.048	4977
	10.0	2	0.204±0.010	0.044±0.003	5242±401
	12.0	2	0.213±0.008	0.053±0.001	5614±323
	13.8	2	0.216±0.003	0.053±0.002	5758±142
	14.0	2	0.225±0.007	0.057±0.002	6100±297
	14.3	2	0.229±0.008	0.054±0.007	6275±320
	2.8	5	0.240±0.009	0.072±0.008	6728±385
	3.3	4	0.247±0.020	0.072±0.016	7044±849
MZ12	3.6	5	0.243±0.020	0.075±0.020	6853±830
	3.9	5	0.232±0.021	0.062±0.016	6418±886
	4.4	5	0.232±0.009	0.080±0.008	6418±394
	4.6	5	0.249±0.037	0.075±0.024	7102±1532
	5.4	5	0.242±0.002	0.083±0.011	6839±75
	6.9	5	0.270±0.023	0.095±0.010	8002±965
	7.5	5	0.265±0.045	0.088±0.026	7811±1884
	7.8	5	0.237±0.022	0.064±0.012	6620±919
MZ16	4.6	1	0.185	0.054	4460
	5.1	3	0.184±0.006	0.058±0.004	4410±250
	5.9	2	0.206	0.065	5330
	6-11	3	0.206±0.019	0.059±0.002	4890±590
	6-11	3	0.211±0.008	0.061±0.002	5540±345
MZ17	6-11	5	0.239±0.014	0.082±0.032	6710±605
	10.8	3	0.224±0.019	0.039±0.041	6067±820
	11.0	2	0.271	0.119	8044
MZ20	5.6	5	0.246±0.010	0.068±0.005	6989±406
	5.8	5	0.241±0.016	0.060±0.009	6769±655
	6.6	5	0.235±0.009	0.055±0.007	6522±393
	7.8	3	0.229	0.062	6282

Tabla 2. Relaciones de racemización del ácido aspártico y ácido glutámico obtenidas en valvas de *C. torosa* procedentes de sondeos perforados en la Cuenca de Mazarrón.

estratos de los sondeos se muestran en la Tabla 2. Algunas muestras analíticas de MZ11 (1 muestra a una profundidad de 2,5 m, 1 a 3,5 m, 3 a 3,8 m y 2 a 4,4 m), MZ18 (2 muestras a 3,4 m), MZ19 (1 muestra a 6,0 m y 2 a 6,6 m), MZ12 (1 muestra a 3,6 m, 1 a 3,9 m, 1 a 5,2 m y 2 a 5,4 m), MZ13 (1 muestra a 3,0 m, 2 a 5,8 m, 1 a 6,0 m, 1 a 6,8 m y 2 a 8,0 m), MZ17 (1 muestra a 6,3 m, 1 a 9,3 m y 1 a 11,0 m), Las muestras MZ11, MZ18 y MZ19 (1 muestra a 5,6 m) no se consideraron, ya que las valvas mostraron valores de L-Ser/L-Asp superiores a 0,8, lo que indica contaminación por aminoácidos modernos (cf. KAUFMAN, 2006).

Para la datación de las muestras de ostrácodos de MZ11, MZ18 y MZ19, se aplicaron los algoritmos de cálculo de edad descritos por Ortiz *et al.* (2004) para muestras con valores de D/L de Asp y Glu superiores a 0,27 y 0,08, respectivamente. Para el cálculo de edad de los ostrácodos de MZ12, MZ13, MZ16, MZ17 y MZ20, utilizamos el algoritmo de cálculo de edad definido por Ortiz *et al.* (2015) para muestras con valores de D/L de Asp inferiores a 0,27

(muestras del Holoceno): edad (años) = 17,74 D/L Asp – 0,90. En este último caso, se consideró únicamente el ácido aspártico (Asp) porque es el aminoácido que racemiza más rápidamente y los valores de D/L de glutámico (Glu) no permiten diferenciar las edades del Holoceno (ORTIZ *et al.*, 2015).

Cabe destacar que el uso de muestras monogenéricas reduce la variabilidad taxonómicamente controlada en los valores de D/L (MURRAY-WALLACE, 1995; MURRAY-WALLACE y GOEDE, 1995). En este caso, todas las valvas de ostrácodos examinadas pertenecían a *C. torosa*, la misma especie utilizada para el desarrollo de los algoritmos de cálculo de edad (ORTIZ *et al.*, 2004, 2015).

3.4 Difracción de rayos X (DRX)

Se seleccionaron muestras representativas de estos sondeos y se pulverizaron hasta obtener un tamaño de partícula inferior a 10 µm. La mineralogía de 31 muestras de MZ11, 38 de MZ12 y 41 de MZ13 se determinó mediante un difractómetro de rayos X Rigaku MiniFlex 300/600. Se seleccionaron MZ11, MZ12 y MZ13 como representativas del Pleistoceno Medio, el Holoceno Inferior y el Holoceno Medio y Superior, respectivamente.

Como fuente de radiación se utilizó un tubo de rayos X con ánodo de cobre y un tubo blanco de Cu-Kα. La rendija divergente primaria fue de 0,625° y la rendija axial de Soller de 1,25°. Se realizaron barridos en un rango de 2θ de 10 a 110° con un tiempo de exposición total de 14 minutos. Para los polvos regulares, se utilizó un paso de 0,05° y un tiempo de conteo de 56,9 s/paso.

4. Resultados

4.1 Marco cronológico

Las edades obtenidas mediante el método de radiocarbono y AAR se muestran en la Tabla 1 y la Tabla 2, respectivamente. En general, las dataciones numéricas obtenidas fueron consistentes con la profundidad.

La edad de cada nivel se calculó como el promedio de las edades numéricas obtenidas para los valores de DL de Asp y Glu (MZ11, MZ18 y MZ19) o los valores de DL de Asp (MZ12, MZ13, MZ16, MZ17 y MZ20) medidos en las muestras (Tabla 2, Figs. 3 y 4). La incertidumbre de la edad se calculó como la desviación estándar de todos los valores obtenidos.

Los resultados revelaron dos grupos de edades marcadamente diferentes: los registros de MZ11, MZ18 y MZ19 se depositaron durante el Pleistoceno Medio (MIS7), mientras que MZ12, MZ13, MZ14, MZ16, MZ17 y MZ20

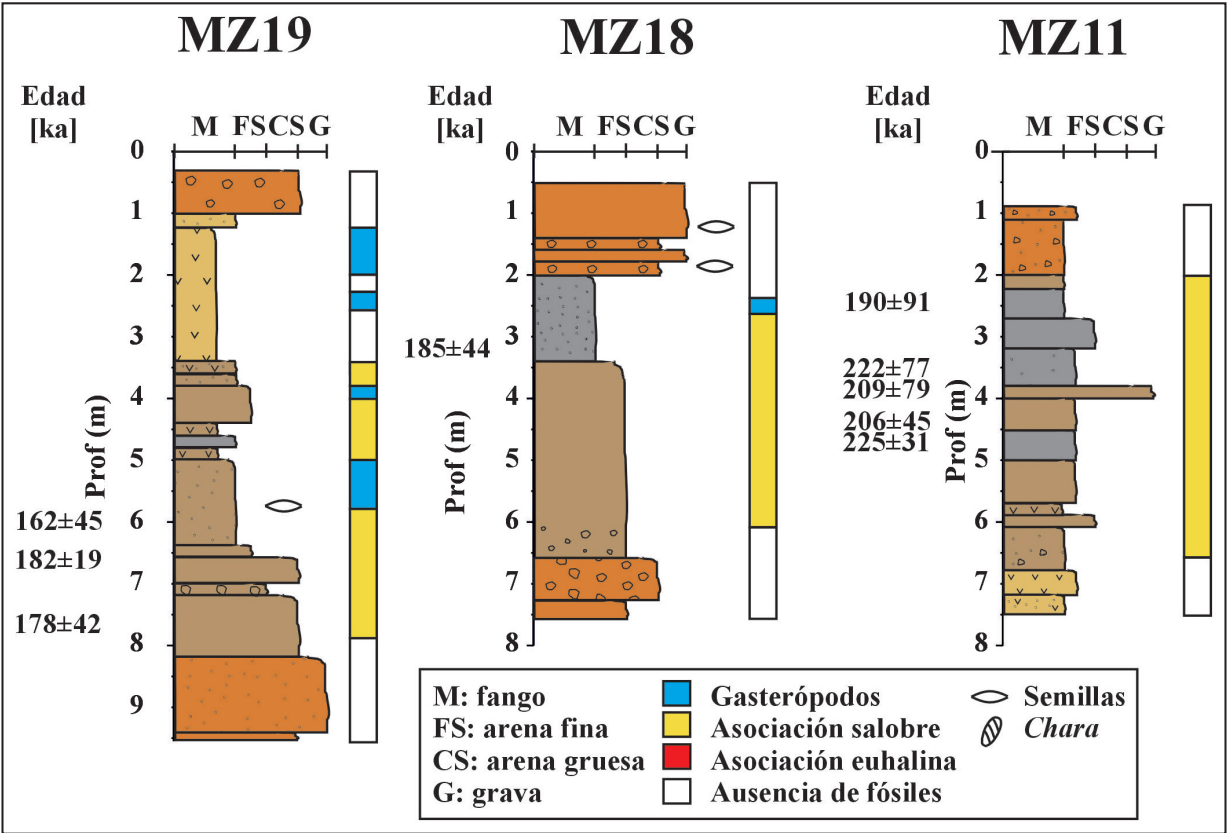


Figura 3. Secciones estratigráficas de los testigos del Pleistoceno (MIS7) con sus edades. Los colores representan los originales. Se incluye la interpretación ambiental basada en las asociaciones de ostrácodos y moluscos en cada testigo.

pertenecen al Holoceno (MIS1). En MZ19 se observa una edad de 162 ± 45 ka a 6,0 m, cercana a la de otros niveles datados en aproximadamente 180 ka. De acuerdo a los valores de la desviación estándar y considerando que el nivel del mar disminuyó notablemente durante el MIS 6, consideramos que este sondeo pertenecía al MIS 7. Por lo tanto, se descartó correlacionar los registros del Holoceno con unidades cronoestratigráficas climáticas (véase STARKEL *et al.*, 2012), que consideramos más adecuadas para las zonas septentrionales. En su lugar, utilizamos las etapas propuestas por Walker *et al.* (2012, 2018), que diferencian las etapas del Holoceno Inferior (11748-8300 años BP o Groenlandiano), Medio (8300-4200 años BP o Northgrippiano) y Superior (> 4200 años BP o Meghalayense). Por lo tanto, MZ12 y la mitad inferior de los sondeos MZ16 y MZ20 (en parte) pertenecían al Holoceno Medio (Northgrippiano), mientras que la parte principal de los registros de MZ13, MZ14, MZ17 y probablemente MZ15 representaban la etapa del Holoceno Superior (Meghalayense).

4.2 Sedimentología y mineralogía

Los sondeos presentaban fangos rojos, marrones y grises, con arenas y gravas amarillas, especialmente en el fondo. Las litologías identificadas fueron: grava, arena gruesa, arena fina, lodo y fragmentos de conchas. En general, el tamaño de sedimento más abundante era $< 63 \mu\text{m}$, aunque en algunos casos predominaba la arena de cuarzo de grano fino. En algunas muestras, predominaban las lenticulas de yeso de tamaño limo y arena. Estas deben considerarse el resultado de una diagénesis muy temprana en un ambiente caracterizado por la interacción de la escorrentía, el nivel freático de agua dulce y la intrusión de agua marina.

El contenido mineral estaba dominado por cuarzo, calcita, dolomita y micas, con cantidades significativas de yeso y halita también presentes en algunos niveles. Los minerales accesorios se presentaban en forma de lenticulas de yeso y pirita. Predominaban los sedimentos de grano fino con cantidades variables de materia orgánica bien conservada, lo que se reflejaba en una gradación de color: negro, gris, marrón y rojo. Los dos últimos indicaban

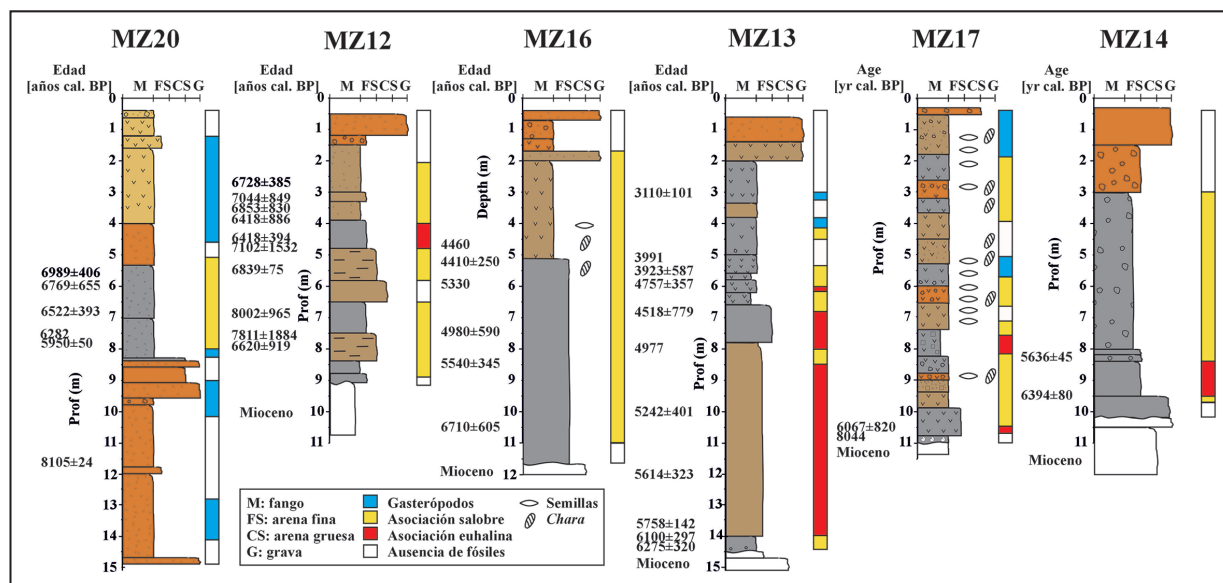


Figura 4. Secciones estratigráficas de los testigos del Holoceno con sus edades. Se incluye la interpretación ambiental basada en las asociaciones de ostrácodos y moluscos en cada testigo.

condiciones oxidantes, mientras que el gris y el negro se asociaban a condiciones reductoras.

El contenido de cuarzo disminuía progresivamente hacia arriba en MZ11. El contenido de yeso y halita era prácticamente insignificante y solo aparecía en algunos estratos situados por debajo de los 5,7 m. Por el contrario, predominaba el contenido de calcita y dolomita, principalmente en los primeros 4,6 m. Los minerales del grupo de la mica eran significativos a 4,8, 4,2, 3,4 m y entre 2,2 y 1,6 m.

En la parte inferior de MZ12 (9,2-8,4 m), los fangos presentaban grandes cantidades de calcita (en parte procedente de moluscos fósiles), con algo de yeso. El contenido de cuarzo fue significativo, representando hasta un 20%, mientras que el contenido de dolomita fue bajo y se encontraron trazas de halita. El siguiente intervalo (8,4-4,6 m), compuesto de arenas fangosas, mostró un claro predominio de cuarzo. La calcita y la dolomita eran frecuentes y se encontraron concentraciones muy bajas de halita y yeso. Los materiales siguientes (4,6-4,1 m) mostraron una clara disminución de cuarzo y un marcado aumento de calcita y minerales de mica, mientras que entre 4,1-2,2 m de profundidad, hubo una disminución en el contenido de partículas del tamaño de la arena hacia la superficie. El cuarzo fue abundante, al igual que la calcita (restos de moluscos) y los minerales del grupo de las micas. Por el contrario, no se encontraron minerales evaporíticos. En la parte superior del registro (2,2-0,5 m), los minerales

de calcita y mica continuaron siendo abundantes. Hubo un marcado crecimiento de dolomita y una disminución significativa de cuarzo. Cabe destacar que el yeso (lenticulas) era abundante en la parte central de este nivel (1,8-1,3 m).

El registro MZ13 estaba dominado por arenas finas yesíferas (14,0-6,6 m) y fangos grises/oscuros (14,5-14,0 m; 6,6-2,0 m) con contenido variable de yeso y halita. Estos últimos minerales representaban más del 30 % de la fracción mineral.

Las muestras de niveles arenosos (8,0-6,6 m) mostraron una presencia significativa de granos de cuarzo (aprox. 40 %) con dolomita (aprox. 30 %), y también se detectó yeso. En contraste, los lechos de lodo entre 14,6 y 8,0 m estaban dominados por carbonatos (calcita y dolomita), con porcentajes significativos de yeso y halita, y el contenido de granos de cuarzo oscilaba entre el 20 y el 30 %. En los niveles superiores de lodo (6,4-2,0 m), el yeso y la calcita fueron los minerales predominantes (40-80%). También se encontraron halita y cuarzo en bajas cantidades. En algunos horizontes se hallaron micas y minerales de la arcilla.

4.3 Asociaciones fósiles

El contenido paleontológico del registro del Pleistoceno no mostró una diversidad marcada y estuvo compuesto por el ostrácodo *C. torosa* y los siguientes gasterópodos: *Cerithium rupestre*, *Potamides conicus*, *Hydrobia* sp., *Jujubinus* sp. y *Rissoa acuta*, y los bivalvos: *Cerastoderma*

	Especies	Agua dulce	Agua salobre	Euhalinas
Ostrácodos	<i>Cytheretta</i> sp.			
	<i>Pontocythere</i> sp.			
	<i>Cyprideis torosa</i>			
	<i>Heterocypris salina</i>			
	<i>Loxoconcha elliptica</i>			
	<i>Xestoleberis rubens</i>			
	<i>Cytherois fischeri</i>			
	<i>Carinocythereis whitei</i>			
	<i>Aurila arborescens</i>			
	<i>Astrea rugosa</i>			
Gasterópodos	<i>Smaragdula viridis</i>			
	<i>Truncatella hamersmithi</i>			
	<i>Alvania montagui</i>			
	<i>Rissoa acuta</i>			
	<i>Bivonia triquetra</i>			
	<i>Caecum trachea</i>			
	<i>Potamides conicus</i>			
	<i>Cerithium rupestre</i>			
	<i>Gibberula milliaria</i>			
	<i>Cyclichna cylindracea</i>			
	<i>Granulina</i> sp.			
	<i>Rhettusa</i> sp.			
	<i>Dillwinella vitrea</i>			
	<i>Hydrobia</i> sp.			
	<i>Cerithium vulgatum</i>			
	<i>Jujubinus striatus</i>			
	<i>Granulina</i> sp.			
	<i>Cerastoderma glaucum</i>			
Bivalvos	<i>Scrobicularia plana</i>			
	<i>Acanthocardia tuberculata</i>			
	<i>Acanthocardia aculeata</i>			
	<i>Ostrea</i> sp.			
	<i>Loripes lacteus</i>			
	<i>Montacuta tenella</i>			
	<i>Parvicardium exiguum</i>			
	<i>Mytilaster minimun</i>			
	<i>Tellina incarnata</i>			
	<i>Gastrana fragilis</i>			
	<i>Dosinia</i> sp.			
	<i>Mysia undata</i>			
	<i>Abra tenuis</i>			
Foraminíferos	<i>Ammonia beccarii</i>			
Restos vegetales	<i>Chara</i> sp.			
	Seeds			

Tabla 3. Distribución de especies en los depósitos del Holoceno según sus requerimientos ambientales.

glaucum, *Gastrana fragilis*, Veneroidea y *Loripes lacteus*. Esta asociación es común en ambientes salobres.

A diferencia del registro del Pleistoceno de Mazarrón, los depósitos del Holoceno mostraron una rica biodiversidad de especies de moluscos (Tabla 3), si bien su presencia a lo largo de los distintos sondeos reveló una considerable variabilidad, lo que permitió diferenciar diversos paleoambientes en toda la cuenca y a lo largo del tiempo. Se observó la presencia puntual de otros restos, como espículas de esponjas y equinodermos o escamas de peces, que podrían haber sido transportados por el viento y no aportaron información relevante.

Los conjuntos fósiles permitieron definir dos ambientes de marisma: salobre y euhalino (Tabla 3). La asociación de marisma salobre incluyó Characeae y semillas, junto con los ostrácodos *Loxoconcha elliptica* y *C. torosa*, acompañados por *Xestoleberis rubens* y *Cytherois fischeri*, ambas especies altamente eurihalinas y euritéricas que colonizan ambientes lagunares y estuarinos (HORNE y BOOMER, 2000; NACHITE *et al.* 2010) y comunes en ambientes de agua salobre (PENNEY, 1987; MONTENEGRO y PUGLIESE, 1995;

MAZZINI *et al.*, 1999; RUIZ *et al.* 1997a,b; 2000a,b; 2002; SMITH y HORNE, 2002; NACHITE *et al.* 2010; MARTÍNEZ-GARCÍA *et al.* 2013). Los moluscos presentes con mayor frecuencia fueron *C. glaucum*, *C. rupestre* y *P. conicus*, todos comunes en ambientes supramareales y de aguas salobres (RICHARDS, 1985). Otras especies menos frecuentes fueron *Scrobicularia plana* e *Hydrobia* sp., características de un ambiente de aguas salobres (BROWN *et al.* 1975; SAXENA, 2005). *L. lacteus* es típico de fondos fangosos anóxicos ricos en azufre (ROSSI *et al.* 2013). Los análisis de foraminíferos revelaron la presencia de *Ammonia beccarii*, mientras que los representantes planctónicos estuvieron ausentes.

Estas asociaciones de especies indicaron, por lo tanto, un ambiente de aguas someras oligohalino o mesohalino bajo, probablemente en una masa de agua casi cerrada con influencia marina esporádica. La asociación de marisma euhalina incluyó muestras que contenían ostrácodos euhalinos (30-40 0/00) típicos de zonas costeras infralitorales, incluyendo *Carinocythereis whitei*, *Cytheretta* sp, *Pontocythere* sp. y *Aurila arborescens* (NACHITE *et al.* 2010; RUIZ *et al.* 1997a, c, 2003), y característicos de ambientes costeros fitales y perifitales (RUIZ *et al.* 1997a). Esta asociación, que apareció solo en los sedimentos fangosos de la parte inferior de MZ13 y el fondo de MZ17 y MZ14, también estuvo acompañada por la presencia de *C. torosa*, *Loxoconcha* spp. y *X. rubens*. En este sentido, la presencia de especies de ostrácodos autóctonos de áreas costeras fluviales o marinas es típica en lagunas (RUIZ *et al.* 2000a). *A. beccarii* también aparecía. Así, en algunas zonas lagunares, los ostrácodos autóctonos (p. ej. *Cyprideis*, *Loxoconcha*, *Xestoleberis*) pueden aparecer junto con los típicos marinos costeros (p. ej. *Pontocythere*, *Cytheretta*, *Aurila*), como en la laguna de Marano-Grado (MASOLI *et al.*, 1995), la cuenca de Malamocco (RUIZ *et al.*, 1999) y la cuenca del Lido (RUIZ *et al.*, 2000a), estas dos últimas en la laguna de Venecia. Además, en las desembocaduras de los estuarios, como las del Tahadart (NACHITE *et al.*, 2010) y el Guadiana (RUIZ *et al.*, 1997a, c, 2003), es común encontrar estos ostrácodos (PENNEY, 1987). Cabe destacar que Zaïdi *et al.* (2011) interpretaron el establecimiento de una laguna estuarina ampliamente abierta en la Sebkhia El-Guetiati de Skhira (Golfo de Gabes, Túnez) alrededor de 7460 años cal. BP, en base a los elevados valores de abundancia y diversidad de especies de ostrácodos, similares a los observados en Mazarrón. Por lo tanto, dadas estas consideraciones, la ausencia de foraminíferos planctónicos, las características de las especies de moluscos, junto con la presencia de lodos grises/negros, nos permitieron interpretar un ambiente de marisma euhalina.

También se identificaron una gran variedad de moluscos bivalvos: *Ostrea* sp., *L. lacteus*; *Montacuta*

tenella; *Parvicardium exiguum*; *Acanthocardia tuberculata*; *Mitylaster minimum*; *Acanthocardia aculeata*; *C. glaucum*; *Tellina incarnata*; *Gastrana fragilis*; *S. plana*; *Dosinia* sp.; *Mysia undata*; and *Abra tenuis*. Asimismo, se observaron los siguientes gasterópodos: *Astrea rugosa*; *Smaragdia viridis*; *Hydrobia* sp.; *Truncatella hammsmithi*; *Alvania montagui*; *Rissoa* sp.; *Bivonia triquetra*; *Caecum trachea*; *P. conicus*; *C. rupestre*; *Gibberula milliaria*; *Cyclidna cylindracea*; *Granulina* sp.; *Rhetusa* sp.; *Dillwynella vitrea*; y *Helicacea*.

C. glaucum tolera un amplio rango de salinidad (IVELL, 1979) y también es común en ambientes salinos atalásicos del Cuaternario (ANADÓN, 1989). Muchas conchas de *Cerithium* y otras especies de moluscos estaban gravemente rotas, mientras que las de *C. glaucum*, *L. lacteus* y *P. conicus* estaban intactas. La litología, es decir, fangos negros/marrones, descarta un ambiente de alta energía. En consecuencia, dicha rotura de conchas solo puede explicarse por la depredación, posiblemente por una especie de cangrejo (TURRA *et al.*, 2005). Según Moulton (1962) y Rohde y Sandland (1975), las especies de *Cerithium* tienden a agruparse en zonas intermareales muy someras y son presa de cangrejos e incluso aves. Estas especies están asociadas con *Loripes lacteus*, un bivalvo simbiótico (ROSSI *et al.* 2013).

5. Discusión

5.1 Modelo cronológico

Los valores D/L más altos obtenidos en *C. torosa* de MZ11, MZ18 y MZ19 mostraron una buena concordancia con los de otros ambientes lagunares de la costa mediterránea ibérica, como Pego (Torres *et al.* 2014), siendo superiores a los depósitos de edad MIS5 de Cartagena (Torres *et al.* 2018) y la laguna de Río Antas (Torres *et al.* 2015).

Cabe destacar la falta de correlación entre las edades numéricas obtenidas aquí y las edades de 14C reportadas por RODRÍGUEZ-ESTRELLA *et al.* (2011). De hecho, las edades de 14C reportadas por estos autores mostraron inconsistencias o distribuciones erráticas, lo que respalda una interpretación basada en fallas. Esta distribución probablemente estuvo relacionada con el tipo de muestra seleccionada: muestra global de carbono orgánico total. Estas muestras, que en algunos casos pueden dar resultados satisfactorios, suelen arrojar edades poco realistas debido a su susceptibilidad a la contaminación por compuestos orgánicos transportados por aguas subterráneas superficiales. En este sentido, Torres *et al.* (2015) dataron el registro de la laguna de Río Antas (Almería, sureste de España) —en el que dataciones previas de 14C arrojaron edades del Holoceno— como MIS5. De manera similar, en el extenso registro del Pleistoceno de

Pego (Alicante) (TORRES *et al.*, 2014), las edades de 14C medidas en muestras de COT produjeron resultados poco fiables.

Por lo tanto, la datación de muestras de sedimentos a granel de un ambiente de transición, como el de Mazarrón, presenta desafíos más evidentes que las de ambientes marinos propiamente dichos, para los que se han desarrollado ampliamente datos de corrección (por ejemplo, REIMER y McCORMAC, 2002). En sistemas de ambientes mixtos, este desafío cobra cada vez mayor relevancia, ya que resulta extremadamente difícil medir el efecto de reservorio (COLMAN *et al.* 1996; MONGE-SOARES y MAOS-MAINS, 2010; MISCHKE *et al.* 2013; TORRES *et al.* 2018). Además, debe considerarse la contribución de efectos relacionados con el “time averaging” (KIDWELL y BOSENCE, 1991) y la mezcla de sedimentos causada por la bioturbación (KOSNIK *et al.* 2007; TORRES *et al.* 2018). Aún más difícil es la identificación de la contaminación vinculada a sustancias húmicas que alcanzaron sedimentos más antiguos desde el nivel freático, produciendo una contaminación asociada al carbono moderno (WASSENAR *et al.* 1990).

En la zona de estudio, donde las salinas estuvieron activas probablemente desde la antigüedad, el fraccionamiento isotópico previo y posterior a las pruebas nucleares, seguido de filtraciones a través del fondo de las pozas de evaporación, podría reforzar esta interpretación.

5.2 Facies

Con base en las características litológicas y sedimentológicas de las muestras de los sondeos, así como en el contenido fósil, identificamos las siguientes facies: 1) llanura de fango salina; 2) llanura de fango aluvial; 3) marisma costera con presencia de agua salobre estable; 4) marisma costera con presencia de agua salobre efímera; 5) marisma/laguna euhalina; 6) playa lagunar; y 7) relleno antrópico.

La llanura de fango salina (SMF) se puede describir como una salina costera con crecimiento continuo de lenticulas de yeso intersticial. El contenido fósil era muy escaso, si lo había, y consistía en oogonios de *Chara* sp. y conchas de moluscos terrestres.

La llanura de fango aluvial (AMF) se caracterizaba por niveles de arenas y gravas amarillas con fangos rojizos/marrones. Estos niveles presentaban un espesor variable (de 0,5 a 2,0 m) y estaban cementados con carbonato de forma irregular. Al microscopio, las arenas aparecen como fragmentos de cuarzo de grano fino con escamas de mica. Los granos de cuarzo presentaban bajo redondeamiento. Las gravas estaban compuestas por clastos de carbonato y filita.

Las lutitas rojas y marrones mostraban granos de cuarzo diseminados y gravas. Se detectaron abundantes escamas de mica y otros minerales metamórficos. Estos materiales se caracterizaron por la ausencia de fósiles, con la excepción de conchas de moluscos terrestres.

Las facies de marisma/laguna mostraron un predominio de sedimentos de grano fino (fangos, arenas fangosas y arenas de grano fino) con restos de invertebrados y colores variables: negro (rico en materia orgánica), gris (condiciones reductoras) y marrón (condiciones oxidantes), en consonancia con la definición de marisma salina proporcionada por Adam (1993). Los restos vegetales (semillas y cutículas indeterminadas) eran especialmente comunes en los lechos fangosos negros y grises. Los lodos correspondían a un ambiente de baja energía (marsh o marjal), con fondos relativamente anóxicos y alta productividad (capas grises/negras). Sin embargo, en algunos casos, todo el conjunto se oxigenaba y aparecen capas marrones con salinidad variable.

Las arenas finas contenían granos de cuarzo, escamas de mica y fósiles, incluyendo restos de foraminíferos, micromoluscos y caparzones de ostrácodos, así como conchas de moluscos grandes, principalmente *Cerastoderma* spp. y *Cerithium* spp. Las asociaciones fósiles y el considerable aporte de biomarcadores derivados de plantas terrestres (ORTIZ *et al.* 2020) confirmaron la existencia de un humedal (ambiente de baja energía). En este sentido, la presencia de *C. glaucum* indica un ambiente protegido del oleaje (BOYDEN y RUSSELL, 1972). Con base en nuestras observaciones, interpretamos estos sedimentos como depositados en una marisma con salinidad variable: marisma costera/laguna con agua euhalina (ME), con taxones y diversidad faunística euhalinos; marisma costera/laguna con agua salobre estable (AS) —inundada—, con sedimentos que muestran tonalidades reducidas (grises) y fauna pauciespecífica; y marisma costera/laguna con presencia de agua efímera (ABE), que emergía con frecuencia, reflejada en los sedimentos marrones (oxidados), aunque la permanencia del agua parecía ser lo suficientemente prolongada como para permitir la colonización de moluscos (fauna similar a la de AS, pero los individuos solían ser juveniles). Los subambientes de la marisma se diferenciaron según el contenido paleontológico y el color de las muestras.

AS y ABE correspondieron a ambientes de baja energía y presentaron una pequeña variedad de géneros fósiles, considerados pauciespecíficos, dominados por *C. glaucum*, *S. plana* y, en algunos estratos, un gran número de *Cerithium* sp. La asociación de microfósiles estuvo dominada por *C. torosa* y *A. beccarii*.

EM correspondió a un ambiente con mayor productividad biológica y fondos relativamente anóxicos,

que podían oxigenarse durante periodos de emersión. Este ambiente de marisma/laguna mostró influencia de agua de mar, atestiguada por la presencia de fauna marina, aunque nunca se alcanzaron condiciones marinas completas (infralitorales). Estas conchas, de una amplia variedad de géneros, fueron arrastradas a la playa, erosionadas por las olas y finalmente transportadas a la zona protegida de la laguna durante fuertes tormentas (TORRES *et al.*, 2014). Además, la presencia de la fanerógama marina *Cymodocea nodosa* en algunos niveles evidenció la influencia marina. Por lo tanto, el aporte de aguas con alta salinidad habría llevado a que el agua salobre de la marisma/laguna se volviera euhalina. En algunos casos, este cambio no requirió la entrada directa de agua de mar al ambiente de marisma/laguna. Las sequías severas y el aporte de manantiales salinos podrían haber causado un aumento en la salinidad del pantano (CANN y DE DECKKER, 1981).

La playa de la laguna (BLG) se caracterizó por arenas muy finas en una matriz fangosa. Con base en análogos reales (TORRES *et al.*, 2015), identificamos estos episodios arenosos como depósitos de playa interna, vinculados a lagunas efímeras pero con un nivel de energía más alto que en los ambientes de pantano/laguna. Por lo tanto, estos sedimentos correspondían a un ambiente de trasbarrera: arenas de playa reelaboradas y bioclastos depositados en sedimentos ricos en materia orgánica.

El relleno antrópico reciente estaba presente en todos los testigos y se caracterizaba por un horizonte aluvial con sedimentos afectados por la actividad humana, que en ocasiones contenía fragmentos de cerámica. Este horizonte presentaba un espesor variable (0,5-2,0 m).

5.3 Evolución de la cuenca durante el Pleistoceno (MIS7)

Los testigos de los sondeos MZ19, MZ18 y MZ11, pertenecientes al Pleistoceno Medio (MIS7), se ubicaron hacia el sur de la cuenca, en el bloque inferior de la falla de desgarre activa de Las Moreras, y el área deposicional del Holoceno se restringió al bloque superior en un pequeño sistema de horst-graben (Fig. 2).

Para la reconstrucción paleogeográfica del registro pleistoceno de Mazarrón, se elaboró un diagrama de correlación (Fig. 6), en el que se representaron las litologías y facies. La correlación de los registros se realizó en función de las facies identificadas. Así, con los datos del análisis sedimentológico, mineralógico y paleontológico de MZ19, MZ18 y MZ11, se estableció el desarrollo de las facies de oeste (tierra) a este (mar). Se marcó el nivel del mar actual. Se observó una presencia abrumadora de sedimentos fangosos con cantidades variables de arena fina, de diversos colores y

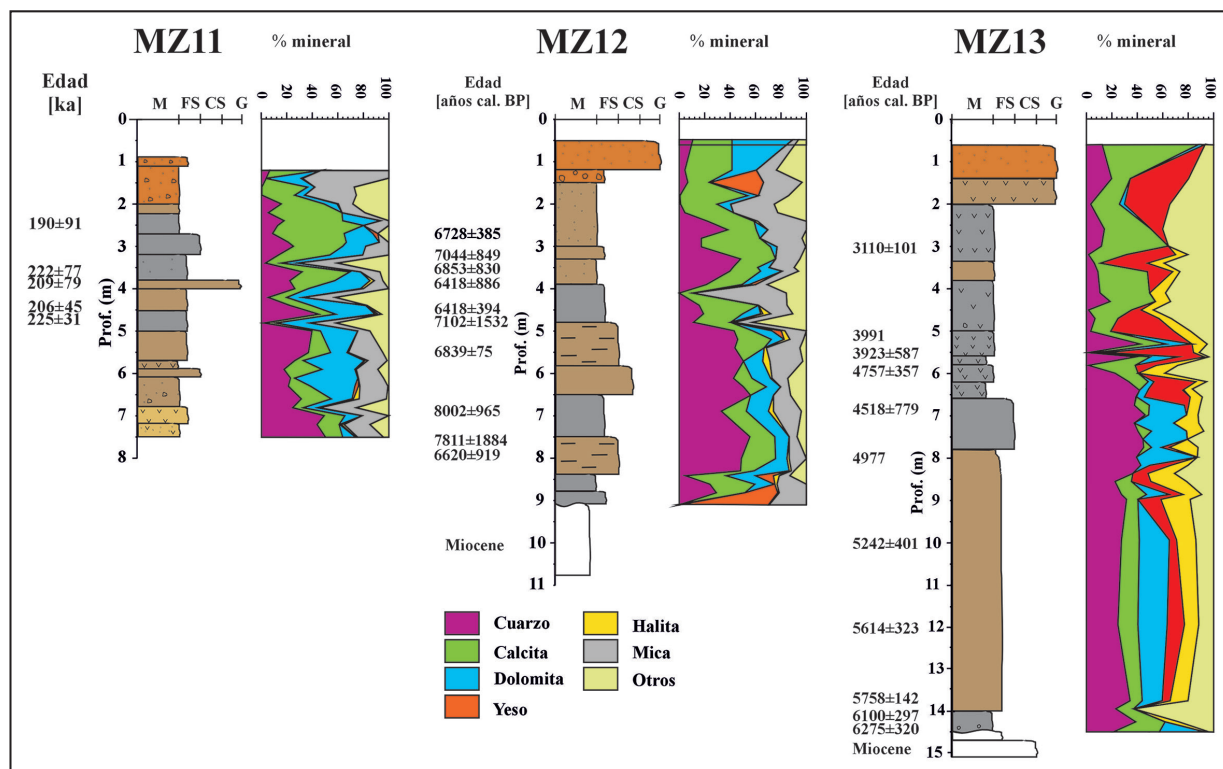


Figura 5. Perfiles de los componentes minerales predominantes en los testigos MZ11 (MIS7), MZ12 (Holoceno Medio a Superior) y MZ13 (Holoceno Superior).

contenido fósil, que representan depósitos de marisma que registran periodos alternos de inundación y desecación. Solo en la facies BLG predominaron los sedimentos más gruesos (arenas finas), lo que revela un ambiente más energético.

En todos los registros se encontró una presencia limitada de restos de moluscos, lo que indica una distribución pauciespecífica de especies en aguas salobres, dominada por *C. glaucum*, *Hydrobia* sp., *G. fragilis* (raro), conchas de *Cerithium* sp. depredadas y *P. conicus* (BROWN *et al.*, 1975; SAXENA, 2005; ROSSI *et al.*, 2013). Las especies de ostrácodos eran típicas de aguas salobres, siendo *C. torosa* la más abundante (PENNEY, 1987; MAZZINI *et al.* 1999; RUIZ *et al.*, 1997a,b; 2000, 2002; SMITH y HORNE, 2002; NACHITE *et al.*, 2010; MARTÍNEZ-GARCÍA *et al.*, 2013). Por lo tanto, a lo largo del MIS7, la Cuenca Mazarrón se caracterizó por el desarrollo de una marisma salobre.

Los sedimentos pardos identifican procesos de desecación. Además, el registro fósil atestiguó la presencia efímera de agua, que permitió la eclosión de *C. glaucum* y su desarrollo hasta la etapa juvenil avanzada. Sin embargo, no podemos descartar la persistencia de pequeñas charcas alimentadas por aguas pluviales o de tormenta, que pudieron haber servido como refugio para la especie y haberse

expandido durante el siguiente período húmedo.

MZ11 presenta diversas facies, probablemente debido a su proximidad a la antigua línea de costa, mientras que las otras, MZ18 y MZ19, representaron ambientes con menor influencia marina, donde los moluscos marinos/de agua salobre eran escasos. MZ11 reveló una presencia constante de cuarzo, calcita, dolomita y minerales del grupo de la mica (Fig. 5).

El contenido de cuarzo disminuyó progresivamente hacia arriba en MZ11, mientras que la calcita y la dolomita predominaron en la parte superior. La calcita podría tener un origen mixto detrítico/biogénico. En general, hubo una buena correspondencia entre la mineralogía y el tamaño de grano, ya que el cuarzo generalmente predominó en los niveles arenosos, mientras que la calcita, la dolomita y otros minerales fueron dominantes en los niveles fangosos.

La zona MZ18 estaba dominada por partículas de tamaño arena en una matriz fangosa, con la excepción del intervalo de 3,4 a 2,0 m, donde predominaban las partículas de tamaño fango, coincidiendo con conchas de moluscos bien conservadas —lo que indica un ambiente de agua salobre— y una menor gama de colores. La

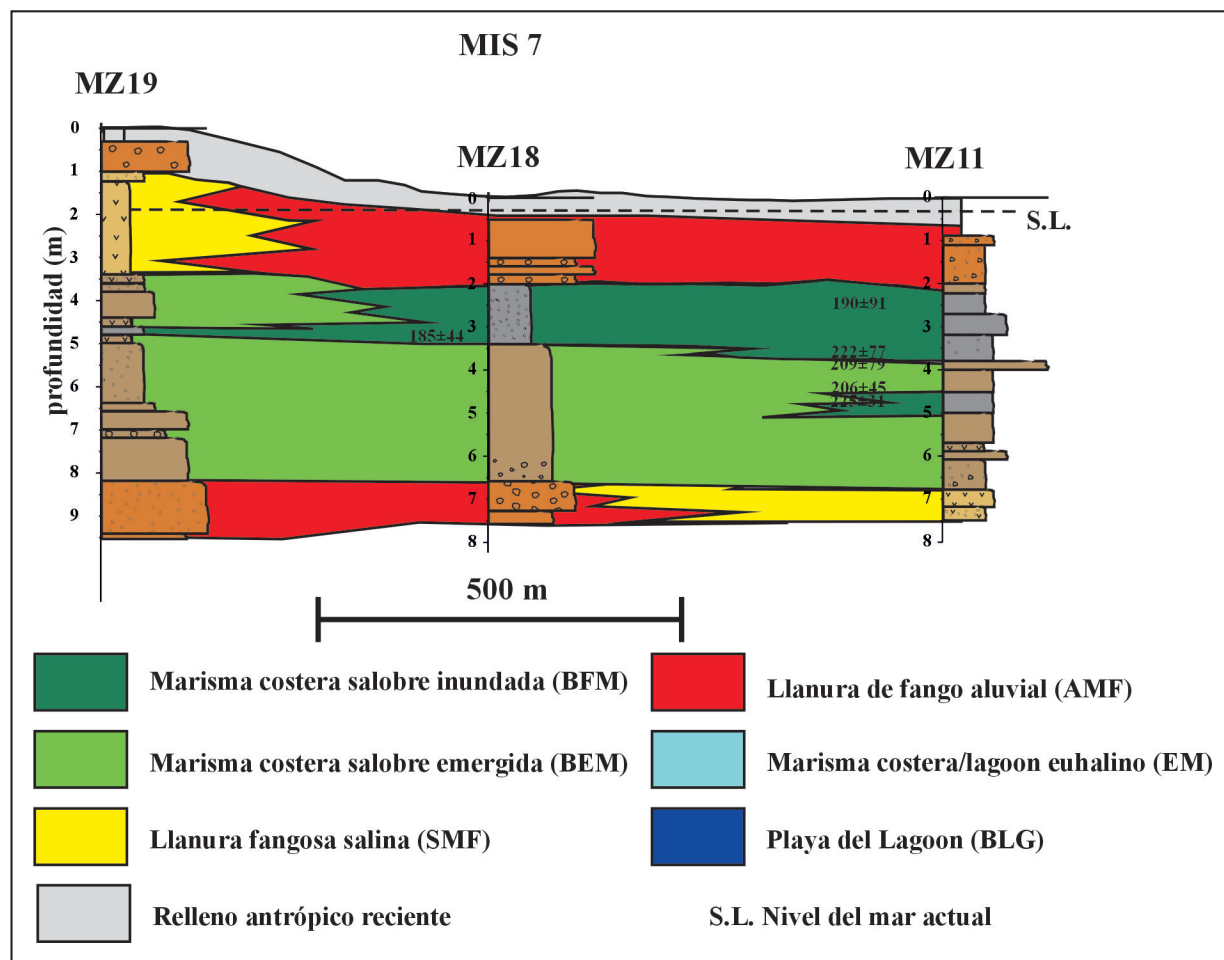


Figura 6. Panel de correlación de facies de los testigos pertenecientes al MIS7: MZ19, MZ18 y MZ11.

grava gruesa predominaba en la parte superior del registro (>1,8 m).

La dolomita tenía un claro origen detrítico, pero la calcita correspondía a una mezcla de residuos de caliza meteorizada (detrítica) y bioclastos calcíticos. Los bioclastos de moluscos marinos estaban profundamente erosionados y las escasas conchas de *Hydrobia* parecían “nuevas”. Las escamas de mica eran notablemente abundantes en el intervalo de 3,4 a 2,0 m. Los minerales arcillosos eran escasos.

La zona MZ19 mostraba condiciones más terrestres, con menor sedimentación ambiental de marisma. Así, según la correlación de la valla (Fig. 6), determinamos que el registro (MZ19, MZ18) comenzó con sedimentos aluviales (AMF) que evolucionaron hacia el mar en una llanura de fango salino (SMF) (MZ11) con gran cantidad de lenticulas de yeso.

En MZ11 y MZ18, la sedimentación culminó en un sistema de llanura aluvial (AMF) que (MZ19) evolucionó hacia tierra firme en una potente llanura fangosa salina (SMF), con abundantes lenticulas de yeso, carbón vegetal y conchas de moluscos terrestres. La serie finaliza con rellenos antrópicos recientes.

Como en otras zonas mediterráneas, la antigua zona pantanosa estaba protegida por una barra de arena, como ocurrió en la cuenca de Pego (TORRES *et al.*, 2014) y en Río Antas, donde esta barra aún es visible y, por lo tanto, la reconstrucción espacial fue sencilla (TORRES *et al.*, 2017). En Pego, la investigación geofísica marina identificó barras submarinas del Pleistoceno, lo que explica la resiliencia paleoambiental de esta zona, donde los ambientes pantanosos se mantuvieron estables durante largos periodos (EMODnet, 2019).

En la zona de Mazarrón, los paisajes sumergidos no revelan barras submarinas (EMODnet, 2019), que habrían protegido los depósitos de marisma del MIS7. La ausencia de estas antiguas morfologías sedimentarias podría estar relacionada con el abrupto escarpe de Mazarrón, controlado por fallas, situado en alta mar (ACOSTA *et al.*, 2013; MAESTRO *et al.*, 2013), que provocó la formación de una estrecha cornisa poco profunda hacia tierra firme, impidiendo el desarrollo y/o la preservación de barras más antiguas.

El panel de correlación indica que se desarrolló un espesor casi constante de marisma entre los depósitos aluviales, lo que mostró un claro gradiente este-oeste de disponibilidad de agua en el sistema, de manera que los depósitos de color gris-negro fueron relativamente frecuentes en el registro MZ11 y ausentes en el de MZ19.

Así, durante el MIS7, la Cuenca de Mazarrón puede definirse como un humedal salobre, distalmente conectado a abanicos aluviales en la parte norte. Los cambios en el nivel freático, vinculados a oscilaciones positivas del nivel del mar, habrían promovido el desarrollo de una marisma efímera, que posteriormente fue cubierta por arenas y gravas debido a la progradación del abanico aluvial, como ocurrió en otras zonas costeras mediterráneas (BARDAJÍ *et al.*, 1986, 1990; TORRES *et al.*, 2014).

5.4 Evolución de la cuenca durante el Holoceno (MIS 1)

El registro del Holoceno de la Cuenca de Mazarrón se puede dividir en Holoceno Medio (Northgrippiano) y Holoceno Superior (Meghalayense). Los sedimentos del Holoceno de los testigos MZ13, MZ14, MZ16 y MZ17 yacen discordantemente sobre sedimentos del Mioceno, datados en Tortoniense (BARDAJÍ *et al.*, 2009).

5.4.1 Holoceno medio

Los testigos MZ12 y MZ20 pertenecían al Holoceno Medio (Northgrippiano). Seleccionamos MZ12 para el estudio detallado de la mineralogía del Pleistoceno Medio porque presentaba el mayor registro de depósitos pantanosos/lagunares (Fig. 5).

El Holoceno Medio se asienta discordantemente sobre capas masivas de yeso que correspondían a rocas del Mioceno (Tortoniense) (BARDAJÍ *et al.*, 2009). La transgresión del Holoceno se caracterizó por el depósito de niveles con abundantes representantes de fauna de aguas salobres (8,8-4,1 m), donde los episodios de emersión (EEM), con condiciones oxidantes, parecían predominar sobre los periodos de inundación (EI), en los que se acumuló y conservó materia orgánica. En algunas capas, predominaban

arenas finas, compuestas principalmente de cuarzo. El tamaño del grano y la excelente clasificación pueden indicar un aporte eólico desde las dunas de barrera hacia la laguna (BLG) (BIRD, 2008). En la parte superior del registro se observó una transición hacia un ambiente de marisma/laguna euhalina o salobre, donde los episodios de emersión (BEM) predominaron claramente sobre los periodos de inundación (BFM), culminando en una llanura de fango salino (SMF) en la zona occidental. Los sedimentos ubicados en la parte superior del registro mostraron influencia antrópica.

En la base de MZ12 (9,2-8,4 m), los fangos presentan abundante calcita, proveniente en parte de moluscos fósiles. El intervalo siguiente (8,4-4,6 m), compuesto por arenas fangosas pertenecientes a las facies de marisma euhalina (EM) y playa lagunar (BLG), mostró un claro predominio de cuarzo. Los materiales suprayacentes corresponden a depósitos de marisma euhalina (EM) (4,6-4,1 m) mostrando una marcada disminución de cuarzo y un claro aumento de calcita y minerales de mica.

La sedimentación registrada en MZ20 se encontraba desconectada del ambiente marino y claramente controlada por la rambla de las Moreras. El registro comenzó con depósitos aluviales (AMF), que evolucionaron hacia una marisma costera salobre inundada (BFM), presumiblemente tras un cambio del curso de la rambla hacia el oeste. Esta marisma sufrió una progresiva sequía, transformándose en una llanura fangosa lodo salino (SMF). El examen al microscopio reveló un marcado carácter aluvial: lodos de color marrón rojizo dominados por cantidades variables de arena y, en el fondo, por grava. De hecho, eran comunes los fragmentos de carbón vegetal y las conchas de caracoles terrestres. Cabe destacar que MZ20 se encontraba a mayor altitud que los demás sondeos, lo que indica que se produjo un mecanismo de acumulación secundaria.

5.4.2 Holoceno Superior

Los sondeos MZ16, MZ13, MZ17 y MZ14 se dataron en el Holoceno Superior (Meghalayense). Seleccionamos MZ13 para la descripción detallada de la mineralogía del Pleistoceno Superior debido a que presentaba el registro más extenso y diversos cambios de facies.

En algunas muestras se observaron amasijos de hojas de plantas. Estos correspondían a una fanerógama marina, *C. nodosa*, que fue arrastrada hasta la línea de restos de playa y transportada a un ambiente cerrado (marisma/laguna) tras el desbordamiento de la barra de arena. Una vez en este ambiente, se asentaron en la barra de arena/playa y se desintegraron rápidamente, como ocurre en la actualidad.

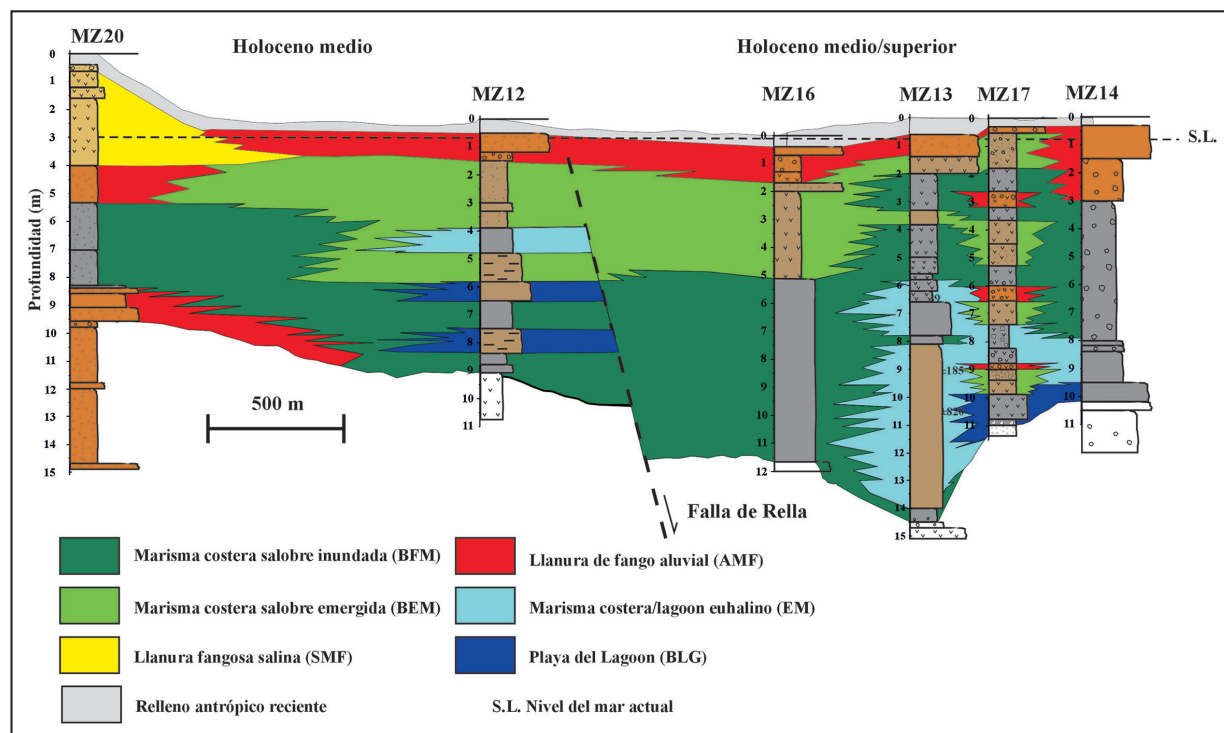


Figura 7. Panel de correlación de facies de los testigos del Holoceno: MZ20, MZ12, MZ16, MZ13, MZ17 y MZ14.

Este registro reveló que la sedimentación comenzó con un breve período de condiciones de laguna salobre inundada (BFM) (14,5-14,0 m), que cambiaron hacia arriba (aprox. 6,0 m) a condiciones euhalinas (EM), evolucionando posteriormente hacia una marisma con frecuentes alternancias de condiciones inundadas (BFM) y emergidas (BEM).

5.4.3 Evolución durante el Holoceno

Con base en la cronología del registro y la interpretación paleoambiental basada en el contenido fósil, la sedimentología y el análisis mineralógico, elaboramos un panel de correlación (Fig. 7).

Las condiciones redox de los sedimentos (de negro/gris a diversas tonalidades de marrón), así como la presencia de lenticulas de yeso, moldes de raíces y nódulos calcíticos, fueron determinantes para definir las condiciones de inundación/emersión.

El contenido faunístico permitió distinguir entre ambientes euhalinos y de marisma/laguna salobre. Se observó una mayor diversidad de moluscos en los ambientes lagunares euhalinos, mientras que los depósitos

de marisma salobre se caracterizaron únicamente por asociaciones pauciespecíficas (BROWN *et al.*, 1975; SAXENA, 2005; ROSSI *et al.*, 2013). Cabe destacar que la presencia de especies de ostrácodos de hábitats litorales (*A. arborescens*, *Cytheretta* sp., *C. whitei*, *Pontocythere* sp.) coincidió con la presencia de conchas de moluscos marinos erosionadas, que se interpretaron como transportadas por tormentas a la laguna. Además, hubo evidencia clara de actividad de tormenta que produjo invasiones marinas después de que la barra fuera desbordada durante tempestades, y las arenas de playa y dunas fueron reelaboradas, tal y como se interpreta en los depósitos del Holoceno Medio (MZ12). Los fangos y arenas de grano fino de los registros MZ12 y la presencia de los amasijos de *C. nodosa* confirmaron esta observación. De hecho, debe tenerse en cuenta la presencia efímera dominante de agua en la cuenca de Mazarrón. En este sentido, la cuenca experimentó cortos períodos de inundación, que descendieron rápidamente para exponer los sedimentos a la meteorización atmosférica y, por lo tanto, a la oxidación. Las facies aluviales (AMF) y de llanuras de lodo salino (SMF) contenían conchas de caracoles terrestres bien conservadas y, más raramente, conchas de *Hydrobia* sp. y *C. torosa*.

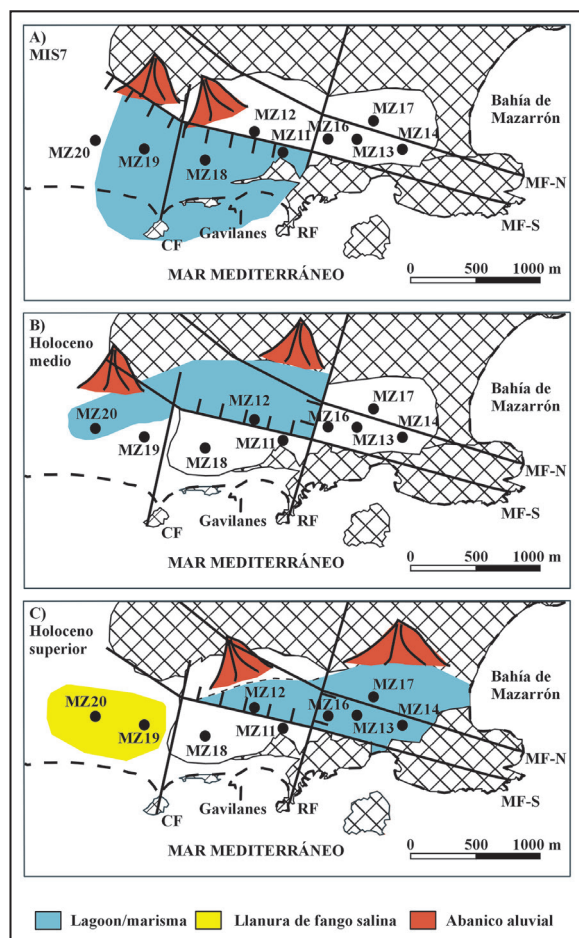


Figura 8. Escenarios paleogeográficos en Mazarrón con la distribución de facies durante: a) MIS7, b) Holoceno Medio y c) Holoceno Superior.

5.5 Escenarios paleogeográficos y tectónica reciente

Los factores que determinan el desarrollo de lagunas y marismas se pueden dividir en cuatro grupos principales (PIRAZZOLI, 2005): marinos globales, marinos locales, tectónicos recientes y paleoclimáticos.

Es evidente, desde un punto de vista global, que las transgresiones del Pleistoceno y el Holoceno fueron responsables del inicio de la sedimentación durante el MIS7 y el Holoceno Medio en la Cuenca de Mazarrón.

En cuanto a los aspectos marinos locales, no se encontraron rastros de la influencia de procesos de tsunami identificados en otros sitios (BENNINGER *et al.*, 1998; SABATIER *et al.*, 2008, 2010, 2012; DEZILEAU *et al.*, 2011; COSTA *et al.*, 2012; RAJI *et al.*, 2018). Además, el carácter micromareal (± 10 cm) del Mediterráneo occidental impidió la influencia del régimen mareal en el desarrollo

de la laguna de Mazarrón. El régimen de oleaje puede influir en la estabilidad de la barrera arenosa mediante cambios en la deriva litoral o la destrucción de la barrera durante marejadas ciclónicas y la formación de abanicos de desbordamiento. En el registro de Mazarrón, no se identificaron depósitos de abanicos de desbordamiento, aunque sí se transportaron sedimentos de arena fina a la cuenca. La presencia de marañas de hojas de una fanerógama marina que suele llegar a la línea de detritos en las playas actuales, sugiere que alcanzaron la laguna durante fuertes tormentas, pero sin la formación visible de abanicos de desbordamiento. El control climático de los periodos de tormenta fue interpretado por Sabatier *et al.* (2012), situando este periodo en el Holoceno Medio, cuando un enfriamiento general provocó una disminución de la temperatura superficial del mar, incrementando así el gradiente térmico. Solo Raji *et al.* (2018) ha ofrecido una interpretación dual, considerando tanto factores climáticos como tectónicos. Al parecer, las fuerzas relacionadas con los periodos de tormenta en la cuenca de Mazarrón dejaron huellas sutiles.

La tectónica reciente desempeñó un papel importante en el desarrollo de la cuenca, generando la estructura del área de sedimentación durante el MIS7 y su posterior preservación/erosión. Durante el Holoceno, la tectónica reciente también controló los cambios del centro de sedimentación. En este sentido, los datos de las correlaciones de vallas se pueden integrar en una serie de esquemas que permiten mostrar la evolución paleogeográfica de la cuenca de Mazarrón (Fig. 8).

Nuestro conocimiento de la evolución geomorfológica del área indica que se remonta al MIS7, caracterizado por un alto nivel del mar, con el desarrollo de una laguna salobre sobre depósitos de abanicos aluviales, ubicada exclusivamente en el área occidental (Fig. 8A).

Cabe destacar la escasez de registros sedimentarios del MIS5, dado que la bahía de Mazarrón es una fosa tectónica controlada por fallas (GARCÍA-MAYORDOMO, 2005; GARCÍA-MAYORDOMO *et al.*, 2012) y los sedimentos de esta época se encontraban sumergidos. Posteriormente, periodos erosivos eliminaron los depósitos anteriores. Solo quedó una cuña protegida por sedimentos en el bloque levantado de la falla de Las Moreras. Más tarde, la geometría de la falla de Las Moreras cambió y la zona del bloque inferior, que contenía los sedimentos del Holoceno, se hundió. En general, toda la bahía de Mazarrón era una fosa tectónica controlada por la falla de Las Moreras. En este sentido, la morfología costera mediterránea estaba vinculada a la tectónica alpina que dio origen a los sistemas repetitivos de cabos y bahías, los cuales fueron retocados localmente durante la neotectónica alpina tardía, estando muchas lagunas costeras asociadas a

estos procesos (LILLO CARPIO, 1987; LUQUE-RIPOLL, 2002). Al inicio del Northgrippiense (Holoceno Medio), entre 8740 y 8160 años cal BP, tras el colapso del manto de hielo Laurentino (BARBER *et al.*, 1999), se produjo un aumento general del nivel del mar (CLARKE *et al.*, 2004; TÖRNQVIST *et al.*, 2004; LAMBECK *et al.*, 2014). En general, las plataformas continentales se erosionaron e inundaron, posiblemente siguiendo geomorfologías preexistentes (SMITH *et al.*, 2011), lo que marcó el inicio de la sedimentación en la Cuenca de Mazarrón, como ocurrió en otras zonas del Mediterráneo (STORMS *et al.*, 2008; TORRES *et al.*, 2018). El lecho de rodolitos en la base de algunos testigos puede considerarse indicativo del inicio de la transgresión, tal como lo interpretaron Nelim *et al.* (2008) en otros depósitos costeros. Durante el Holoceno, la Cuenca de Mazarrón era salobre a altamente euhalina -hipersalina según Gilabert (2001)-, con productividad biológica variable y una comunicación muy estrecha y probablemente discontinua con el mar: un tipo de laguna de cierre con circulación restringida y largos periodos de renovación, según Kjerfve (1994).

El Holoceno Medio estuvo representado en la parte occidental de la Cuenca de Mazarrón (MZ12 y MZ20), y en la parte central predominaron los ambientes lagunares inundados entre episodios de marisma/laguna salobre y euhalina emergida y sumergida (Fig. 8B). Sin embargo, la actividad de la Falla de Rella (FR) provocó que los sedimentos del Holoceno Superior aparecieran a mayor profundidad que los del Holoceno Medio, presentando facies similares.

La sedimentación del Holoceno Superior (Fig. 8C) correspondió a una marisma salobre inundada a partir de pulsos aluviales locales y que, en conjunto, generalmente emergía hacia el oeste. El espesor de los depósitos del Holoceno superior fue mayor en la parte oriental de la cuenca debido a que la actividad de la Falla de Rella amplió el espacio de acomodación.

Así, la influencia tectónica en los depósitos depositados en la Cuenca de Mazarrón durante el Holoceno se dedujo a partir de la evidencia inequívoca de la actividad de la Falla de Rella. A partir de las edades de los registros y la correlación de facies, fue evidente que la Falla de Rella estuvo fuertemente activa durante el Holoceno Medio, en concordancia con RODRÍGUEZ-ESTRELLA *et al.* (2011).

Los factores climáticos también parecen haber jugado un papel importante en la deposición de sedimentos durante el Holoceno. De hecho, basándose en la presencia de una capa gruesa (>1 m) de halita en el sondeo del sondeo MZ17 a una profundidad de 7,3-8,3 m, Navarro-Hervás *et al.* (2014) interpretaron que puede correlacionarse con la crisis

de aridez del Holoceno Medio (DE MENOCAL *et al.*, 2000) en África y en los lagos alpinos (MAGNY, 2004). La presencia continua de halita (que suele representar más del 10 % de la fracción mineral) a lo largo de todo el registro MZ11 apunta a un máximo de aridez en un ambiente extremadamente seco donde la disminución de la profundidad de la cuña de intrusión de agua marina produjo la desecación frecuente del ambiente salino, destruyendo así los palinomorfos (CARRIÓN *et al.*, 2018). En este sentido, dichos autores informaron de un aumento de esporas de *Pseudoschizoea* en la parte superior de la secuencia, pero describieron su presencia a lo largo de todo el registro, lo que indica aridez.

Nuestros hallazgos (Fig. 5) refuerzan y extienden este fenómeno (aridez) en el tiempo, ya que casi todo el registro MZ13 presentó grandes cantidades de halita y yeso, este último en forma de lenticulas, como en MZ17. En contraste, MZ12 (Pleistoceno Medio) no contenía grandes cantidades de estos minerales evaporíticos. Por lo tanto, podemos concluir que hubo una disminución de la salinidad desde la bahía (MZ17) hasta el interior (MZ13). Esta disminución refuerza la noción de una interacción entre el nivel freático y la interfaz de la cuña de intrusión de agua marina, esta última favorecida durante los picos de aridez, lo que da lugar a la aparición frecuente de ambientes salobres-euhalinos. RODRÍGUEZ-ESTRELLA *et al.* (2011) describieron la salinización del suelo y del agua subterránea vinculada a la sobreexplotación de las aguas subterráneas, equivalente a la aridez natural. Recomendamos consultar a Greene *et al.* (2016) para una visión general.

El aumento del nivel del mar en la Cuenca de Mazarrón provocó la formación de gruesos niveles de halita, mientras que las crecidas repentinas propiciaron la recuperación de las condiciones anteriores. Un buen análogo de esta evolución se describe en Barberá *et al.* (2013) en la cercana laguna del Mar Menor. Las plumas de agua de mar podrían explicar, por lo tanto, la acumulación de halita en el registro MZ17, y la baja biodiversidad reflejó largos periodos de confinamiento (Badosa *et al.*, 2006). Sin embargo, el desarrollo de condiciones áridas y el aumento de la presencia de evaporitas provocaron una profunda modificación de la superficie activa del depósito, destruyendo el registro pristino derivado de la interacción biología-sedimentología (BROUWER *et al.*, 2000).

Hubo una presencia notable de yeso en el registro del Holoceno de la Cuenca de Mazarrón. Según Sanz *et al.* (1994), esto puede formarse como lenticulas desplazativas dentro del fango que, durante periodos de aumento del nivel del agua del lago, pueden ser suavemente removidas. Este proceso puede considerarse una formación de suelo hídrico/yesosuelo sobre una superficie anegada (FAO, 1974).

5.5.1 El evento final en la zona

Todas las secuencias del Pleistoceno y el Holoceno estaban cubiertas por depósitos aluviales recientes, a veces antropizados, que parecían sedimentos reelaborados del Mioceno. Predominaban los sedimentos fangosos, pero también eran comunes los lechos de grava fangosa. Se encontraron partículas de carbón vegetal, conchas de moluscos terrestres y frecuentes lenticulas de yeso. También se detectaron rizolitos rellenos de yeso o hidróxido de hierro.

Al parecer, al final del desarrollo del área de estudio, los cursos de agua efímeros (Las Moreras, Rella y Castellar) depositaban intermitentemente sedimentos clásticos, propensos a procesos edáficos durante los periodos secos. Este tipo de crecidas repentinas son comunes en la zona (RODRÍGUEZ-ESTRELLA *et al.*, 1992). El inicio de la Edad de los Metales (Calcolítico) y el pleno desarrollo de la metalurgia del plomo y la plata durante las épocas fenicia, cartaginesa y romana provocaron una grave deforestación de la cuenca, y la formación de arroyos causó inundaciones repentinas. La zona pantanosa quedó cubierta por sedimentos aluviales gruesos, pero el ambiente seco y salino se mantuvo inalterado, como lo atestiguan las lenticulas de yeso entremezcladas.

6 Conclusiones

El uso de la racemización de aminoácidos y las dataciones por ^{14}C nos permitieron establecer el marco cronológico de la evolución paleogeográfica de la Cuenca de Mazarrón desde el Pleistoceno Medio (MIS7) hasta el Holoceno (MIS1) y los efectos de la tectónica reciente.

Durante el Pleistoceno Medio, esta cuenca era un extenso humedal costero que se extendía hacia el norte y estaba controlado por fallas. Posteriormente, esta zona sirvió como umbral para la sedimentación durante el Holoceno.

Durante el MIS7, el nivel del mar pudo haber sido similar al actual, con el desarrollo de una laguna salobre en la zona occidental de la cuenca, controlada tectónicamente. Posteriormente, se produjo un largo periodo sin sedimentación hasta el Holoceno, debido tanto a la tectónica reciente como al descenso del nivel del mar.

Durante el Holoceno (aproximadamente 8000 años cal BP hasta la actualidad), el nivel del mar ascendió, alcanzando niveles casi iguales a los actuales. La sedimentología, la paleontología y el análisis mineralógico permitieron distinguir diversos paleoambientes en el registro del Holoceno: abanico aluvial, marisma salobre, marisma euhalina, llanura de lodo salina y relleno antrópico. El paisaje de la Cuenca Mazarrón estuvo dominado por

un ambiente de marisma/laguna afectado por la tectónica reciente a través de la actividad de las Fallas de Las Moreras y Rella, y localmente influido por sistemas aluviales que aportaron no solo sedimentos, sino también descargas de aguas subterráneas y esorrentía, especialmente en la parte superior del registro. La tectónica reciente produjo la sedimentación en la parte occidental de la cuenca durante el Holoceno Medio, mientras que el depocentro se desplazó hacia el oeste durante el Holoceno Superior.

Así, la evolución geomorfológica de la Cuenca de Mazarrón durante el Holoceno estuvo dominada por condiciones de marisma con escasa influencia marina, principalmente ligada a periodos de tormenta. Esta compleja evolución se produjo como resultado de la interacción entre el agua de mar y el agua dulce procedente de abanicos aluviales, así como por la considerable influencia de la tectónica reciente, junto con cambios paleoambientales (por ejemplo, crisis de aridez).

Agradecimientos

Este trabajo fue posible gracias a la financiación del proyecto del Ministerio de Ciencia e Innovación de España (MCIN/AEI/ 10.13039/501100011033) a través de los proyectos: Cambios ambientales y ocupación humana en el sector central del sureste ibérico (HAR2017-85726-C2-2-P) y Análisis ambiental del entorno costero del SE Ibérico y su dinámica Poblacional Antigua (PID2021-123549NB-I00).

Referencias

- ACOSTA, J., FONTÁN, A., MUÑOZ, A., MUÑOZ-MARTÍN, A., RIVERA, J., UCHUPI, E. (2013): "The morpho-tectonic setting of the Southeast margin of Iberia and the adjacent oceanic Algero-Balearic Basin", *Marine and Petroleum Geology*, 45, pp. 7-41.
- ADAM, P. (1993): *Saltmarsh ecology*, Cambridge University Press, Cambridge.
- ANADÓN, P. (1989): "Los lagos salinos interiores (atalásicos) con faunas de afinidad marina del Cenozoico de la Península Ibérica", *Acta Geologica Hispanica*, 24, pp. 83-102.
- ARDUINO, G., ARDUINO, M., NAPPO, A., NAPPO, S. (2016): *Conchiglie del Mediterraneo*, Available at: <http://www.conchigliedelmediterraneo.it/> (accessed 10 July 2016).
- BADOSA, A., BOIX, D., BRUCET, S., LÓPEZ, R., QUINTANA, X.D. (2006): "Nutrients and zooplankton composition and dynamics in relation to the hydrological pattern in a confined Mediterranean salt marsh (NE Iberian Peninsula)", *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 66, pp. 513-522.

BARBER, D.C., DYKE, A., HILLAIRES-MARCEL, H., JENNINGS, A.E., ANDREWS, J.T., KERWIN, M.W., BILODEAU, G., MCNEELY, R., SOUTON, J., MOREHEAD, M.D. (1999): "Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes", *Nature*, 400, pp. 344-348.

BARBERÁ, G.G., GARCÍA AROSTEGUI, J.L., GARCÍA PINTADO, J., MARTÍNEZ VICENTE, D. (2013): "Geophysical characterization of the complex dynamics of groundwater and seawater exchange in a highly stressed aquifer system linked to a coastal lagoon (SE Spain)", *Environmental Earth Sciences*, 70, pp. 2271-2282.

BARDAJÍ, T., CIVIS, J., DABRIO, C. J., GOY, J. L., SOMOZA, L. (1986): "Geomorfología y estratigrafía de las secuencias marinas y continentales cuaternarias de la Cuenca de Cope, Murcia, España", en López-Bermúdez, F., Thorne, J.B. (Eds.), *Estudios sobre Geomorfología del Sur de España*, Murcia: Publicaciones de la Universidad de Murcia, pp. 11-16.

BARDAJÍ, T., DABRIO, C. J., GOY, J. L., SOMOZA, L., ZAZO, C. (1990): "Pleistocene fan deltas in southeastern Iberian Peninsula: sedimentary controls and sea-level changes", *Special Publications of the International Association of Sedimentologists*, 10, pp. 129-151.

BARDAJÍ, T., SILVA, P., GOY, J.L., ZAZO, C. (2009): *Hoja Geológica MAGNA 976* (Mapa geomorfológico), ed. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

BENNINGER, L.K., SUAYH, J.B., STANLEY, D.J. (1998): "Manzala lagoon, Nile delta, Egypt: modern sediment accumulation based on radioactive tracers", *Environmental Geology*, 34, pp. 183-193.

BIRD, E. (2008): *Coastal Geomorphology*, John Wiley and Sons ed., Chichester, West Sussex, England.

BLAAUW, M., CHRISTEN, J.A. (2011): "Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process", *Bayesian Analysis*, 6, pp. 457-474.

BLÁZQUEZ, A.M., RODRÍGUEZ PÉREZ, A. (2013): "Micropaleontología y cambios ambientales en la marjal de Almenara (Castellón) durante los últimos milenios", en Baena, R., Fernández, J., Guerrero, I. (Eds.), *El Cuaternario Ibérico: investigación en el siglo XXI*, GTPEQ-AEQUA Universidad de Sevilla, Sevilla, pp. 103-107

BOYDEN, C.R., RUSSELL, P.J.C. (1972): "The distribution and habitat range of the brackish water cockle (*Cardium* (*Cerastoderma*) *glaucum*) in the British Isles", *Journal of Animal Ecology*, 41, pp. 719-734.

BRIGHT, J., KAUFMAN, D. S. (2011): "Amino acid racemization in lacustrine ostracodes, part I: effect of

oxidizing pre-treatments on amino acid composition", *Quaternary Geochronology*, 6, pp. 154-173.

BROWN, R.C., GILBERTSON, D.D., GREEN, C.P., KEEN, D.H. (1975): "Stratigraphy and environmental significance of Pleistocene deposits at Stone, Hampshire", *Proceedings of the Geologists' Association*, 86, pp. 349-363.

BROUWER, J.F.C., BJELIC, S., DE DECKERE, E.M.G.T., STAL, L.J. (2000): "Interplay between biology and sedimentology in a mudflat (Biezenlingse Ham, Westerschelde, The Netherlands)", *Continental Shelf Research*, 20, pp. 1159-1177.

CANN, J.H., DE DECKKER, P. (1981): "Fossil Quaternary and living foraminifera from thalassic (non-marine) saline lakes, southern Australia" *Journal of Palaeontology*, 55, pp. 660-670.

CARBONEL, P. (1985): "Néogène", en Oertli, H.J. (ed.), *Atlas des ostracodes de France*, Bulletin des Centres Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine, 9, pp. 311-335.

CARRIÓN, J.S., FIERRO, E., ROS, M., MUNUERA, M., FERNÁNDEZ, S., OCHANDO, J., AMORÓS, G., NAVARRO, F., RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T., MANZANO, S., GONZÁLEZ SAMPÉRI, P., MORENO, A. (2018): "Ancient Forests in European drylands: Holocene paleoecological record of Mazarrón, south Eastern Spain", *Proceedings of the Geologists' Association*, 129, pp. 512-525.

CITA, M.B., CAPODONTI, L., ASIOLI, A. (2005): "The Tyrrhenian stage in the Mediterranean: definition, usage and recognition in the deep-sea record, a proposal", *Rendiconti Fisiche Accademia Lincei*, 16, pp. 297-310.

CLARKE, G.K.C., LEVERINGTON, D.W., TELLER, J., DYKE, A.S. (2004): "Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200 BP cold event", *Quaternary Science Reviews*, 23, pp. 389-407.

COLMAN, S.M., JONES, G.A., RUBIN, M., KING, J.W., PECKS, J., OREM, W.H. (1996): "AMS radiocarbon analyses from Lake Baikal, Siberia; challenges of dating sediments from a large, oligotrophic lake", *Quaternary Science Reviews*, 15 (7), pp. 669-684.

COSTA, P.J., LEROY, S.A., DINIS, J.L., DAWSON, A.G., KORTEKAAS, S. (2012): "Recent high-energy marine events in the sediments of the Lagoa de Óbidos and Martinhal (Portugal): recognition, age and likely causes", *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12, pp. 1367-1380.

D'ANGELO, G., GARGIULO, S. (1987): *Guida alle conchiglie mediterranee: conoscerle, cercarle, collezionarle*, Fabbri Editori, Milano.

DE MENOCAL, P., ORTIZ, J., GUILDERSON, T., ADKINS, J., SARNTHEIN, M., BAKER, L., YARUSINSKY, M. (2000): "Abrupt onset and termination of the African Humid Period: Rapid climate responses to gradual insolation forcing", *Quaternary Science Reviews*, 19, pp. 347–361.

DEZILEAU, L., SABATIER, P., BLANCHEMANCHE, P., JOLY, B., SWINGEDOUW, D., CASSOU, C., VON GRAFENSTEIN, U. (2011): "Intense storm activity during the Little Ice Age on the French Mediterranean coast", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 299, pp.289-297.

DURÁN, R., LOBO, F.J., RIBÓ, M., GARCÍA, M., SOMOZA, L. (2018): "Variability of shelf Growth Patterns along the Iberian Mediterranean Margin: Sediment Supply and Tectonic Influences", *Geosciences*, 8, p. 168.

EMODnet, (2009): *The European Marine Observation and Data Network*. Available at: <https://www.emodnet-geology.eu/data-products/submerged-landscapes/> (accessed 2 March 2020).

FERRER, C., BLÁZQUEZ, A.M., ESQUEMBRE, M.A., ORTEGA, J.R. (2005): "Reconstrucción paleoambiental de l'Albufereta d'Alacant durante el período ibero-romano (500 a. C.-300 d. C.)", en Sanjaume, E., Mateu, J.F. (Eds.), *Geomorfologia litoral i Quaternari, Homenatge al professor Vicenç M. Rosselló i Verger*. Universitat de València, València, pp. 137-150.

GARCÍA MARTÍNEZ, M.S., GRAU ALMERO, E., ROS SALA, M. (2008): "El Paisaje vegetal pre- y protohistórico de la costa de Mazarrón (Murcia) según el antracoanálisis de punta de los Gavilanes", *Cuaternario y Geomorfología*, 22, pp. 107-120.

GARCÍA MARTÍNEZ, M.S., ROS SALA, M.M. (2010): "Gestión del combustible leñoso e impacto medioambiental asociados a la metalurgia protohistórica de Punta de los Gavilanes (Mazarrón, Murcia)", *Trabajos de Prehistoria*, 67, pp. 545-559.

GARCÍA-MAYORDOMO, J. (2005): *Caracterización y Análisis de la Peligrosidad Sísmica en el Sureste de España*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid.

GARCÍA-MAYORDOMO, J., INSUA-ARÉVALO, J.M., MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J., JIMÉNEZ-DÍAZ, A., MARTÍN-BANDA, R., MARTÍN-ALFAGEME, S., ÁLVAREZ-GÓMEZ, J.A., RODRÍGUEZ-PECES, M., PÉREZ-LÓPEZ, R., RODRÍGUEZ-PASCUA, M.A., MASANA, E., PEREA, H., MARTÍN-GONZÁLEZ, F., GINER-ROBLES, J., NEMSER, E.S., CABRAL, J., the QAFI Compilers Working Group, (2012): "The Quaternary Faults Database of Iberia (QAFI v.2.0)", *Journal of Iberian Geology*, 38, 285-302.

GIANNUZZI-SAVELLI, R., PUSATERI, F., PALMERI, A., EBREO, C. (1997): *Atlante delle conchiglie marine del Mediterraneo*,

Vol. 2, Caenogastropoda *parte 1*: Discopoda-Heteropoda, Edizioni de "La Conchiglia", Roma.

GILBERT, J. (2001): "Seasonal plankton dynamics in a Mediterranean hypersaline coastal lagoon: the Mar Menor", *Journal of Plankton Research*, 23, pp. 207-218.

GOLDBERG HEINE, J. (2008): "Age estimates of Sporolithon durum (Corallinales, Rhodophyta) from Rottneest Island, Western Australia, based on radiocarbon methods", *Journal of the Royal Society of Western Australia*, 91, pp. 27-30.

GREENE, R., TIMMS, W., RENGASAMY, P., ARSHAD, M., CRESSWELL, R. (2016): "Soil and Aquifer Salinization: Toward an Integrated Approach for Salinity Management of Groundwater", en Jakeman, A.J., Barreteau, O., Hunt, R.J., Rinaudo, J.D., Ross, A. (Eds.), *Integrated Groundwater Management*, Springer, Cham, Switzerland, pp. 377-412.

GUILLAUME, M.-C., PEYPOUQUET, J.-P., TETART, J. (1985): "Quaternaire et Actuel", en Oertli, H.J. (ed.), *Atlas des ostracodes de France*, Bulletin des Centres Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine, 9, pp. 337-377.

HORNE, D.J., BOOMER, I. (2000): The role of Ostracoda in saltmarsh meiofaunal communities, en Sherwood, B.R., Gardiner, B.G., Harris, T. (Eds.), *British Saltmarshes*. Linnean Society, London, pp. 181-202.

ITGE. (1993a): *Mapa Neotectónico, Sismotectónico y de Actividad de Fallas de la Región de Murcia* (Escala 1:200.000 y 1:100.000). ITGE. (1993b): *Fichero de Fallas del Mapa Neotectónico, Sismotectónico y de Actividad de Fallas de la Región de Murcia* (Escala 1:200.000 y 1:100.000).

IVELL, R. (1979): "The biology and ecology of the brackish lagoon bivalve, *Cerastoderma glaucum* Bruguiere, in lago Lungo, Italy". *Journal of Molluscan Studies*, 45, pp. 364-382.

KAUFMAN, D.S. (2000): "Amino acid racemization in ostracodes", en Goodfriend, G.A., Collins, M.J., Fogel, M.L., Macko, S.A., Wehmiller, J.F. (Eds.), *Perspectives in Amino Acids and Protein Geochemistry*, Oxford University Press, New York, pp. 145-160.

KAUFMAN, D.S. (2006): "Temperature sensitivity of aspartic and glutamic acid racemization in the foraminifera *Pulleniatina*", *Quaternary Geochronology*, 1, pp. 188-207.

KAUFMAN, D.S., MANLEY, W.F. (1998): "A new procedure for determining DL amino acid ratios in fossils using reverse phase liquid chromatography", *Quaternary Science Reviews*, 17, pp. 987-1000.

KIDWELL, S.M., BOSENCE, D.W. (1991): "Taphonomy and time-averaging of Marine Shelly Faunas of marine

shelly faunas”, en Allison, P.A., Briggs, E.G. (Eds.), *Taphonomy releasing the data locked in the fossil record Topics on Geobiology*, Plenum Press, New York, pp. 127-191.

KJERFVE, B. (1994): *Coastal lagoon processes*, Elsevier Oceanography Series, Amsterdam.

KOSNIK, M.A., JACOBSEN, G.E., KAUFMAN, D.S. (2007): “Sediment Mixing and stratigraphic disorder revealed by the age-structure of Tellina shells in Great Barrier reef sediment”, *Geology*, 35, pp. 811-814.

LAMBECK, L., ROUBY, H., PURCELL, A., SUN, Y., SAMBRIDGE, M. (2014): “Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene”, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111, pp. 15296-15303.

LILLO CARPIO, M. (1984): “Características geomorfológicas y actividad humana tradicional en la Ensenada de Mazarrón (Murcia)”, *Cuadernos de Geografía*, 35, pp. 129-152.

LILLO CARPIO M. (1987): “Observaciones sobre el origen y evolución de las lagunas costeras del litoral cartageno” en *Nuestra Historia. Aportaciones al curso sobre la Historia de la región de Murcia*, Ayuntamiento de Cartagena-CAM, Cartagena, pp. 9-18.

LUQUE-RIPOLL, L. (2002): *Cambios en los paleoambientes costeros del Sur de la Península Ibérica (España) durante el Holoceno*, Ph.D. Thesis Universidad Complutense de Madrid, Madrid.

MAESTRO, A., LÓPEZ-MARTÍNEZ, J., LLAVE, E., BOHOYO, F., ACOSTA, J., HERNÁNDEZ-MOLINA, F.J., MUÑOZ, A., JANÉ, G. (2013): “Geomorphology of the Iberian continental margin”, *Geomorphology*, 196, pp. 13-35.

MAGNY, M. (2004): “Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements”, *Quaternary International*, 113, pp. 65-79.

MANTECA, J.I., ROS, M., RAMALLO, S., NAVARRO, F., RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T., CEREZO, F., ORTIZ, J.E., TORRES, T. (2017): “Early metal pollution in Southwestern Europe: the former littoral lagoon of el Almarjal (Cartagena mining district S.E. Spain) A sedimentary archive more than 8000 years old”, *Environmental Science Pollution*, 24, pp. 10584-10603.

MARTÍNEZ-GARCÍA, B., PASCUAL, A., RODRÍGUEZ-LÁZARO, J., MARTÍN-RUBIO, M., ROFES, J. (2013): “The Ostracoda (Crustacea) of the Tina Menor estuary (Cantabria, southern Bay of Biscay): Distribution and ecology”, *Journal of Sea Research*, 83, pp. 111-122.

MASOLI, M., MELIS, R., MONTENEGRO, M.E., NEVIO, P. (1995): “Osservazioni sulle faune a ostracodi e foraminiferi delle lagune di Marano e Grado”, *Atti del Museo Geologico Paleontologico di Monfalcone*, Quaderno Speciale 3, pp. 155-162.

MAZZINI, I., ANADÓN, P., BARBIERI, M., CASTORINA, F., FERRELLI, L., GLIOZZI, E., MOLA, M., VITTORI, E. (1999): “Late Quaternary sea-level changes along the Tyrrhenian coast near Orbetello (Tuscany, central Italy): palaeoenvironmental reconstruction using ostracods” *Marine Micropaleontology*, 37, pp. 289-311.

MISCHKE, S., WEYNELL, M., ZHANG, C., WIECHERT, U. (2013): “Spatial variability of 14C reservoir effects in Tibetan plateau lakes”, *Quaternary International*, 313-314, pp. 147-155.

MONGE SOARES, A., MAOS-MAINS, (2010): Radiocarbon dating of marine samples from Gulf of Cadiz. The reservoir effect”, *Quaternary International*, 221, pp. 9-12.

MONTENEGRO, M.E., PUGLIESE, N. (1995): “Ostracodi della laguna di Orbetello: tolleranza ed oportunismo”, *Atti del Museo Geologico Paleontologico di Monfalcone*, Quaderno Speciale. 3, pp. 71-80.

MONTES, R. (1987): *El Paleolítico Medio en la costa de Murcia*. Ph.D. Universidad de Murcia, Murcia.

MOULTON, J.M. (1962): “Intertidal clustering of an intertidal gastropod”, *Biological Bulletin*, 123, pp. 170-178.

MUNUERA, M., CARRIÓN, J.S. (1991): “Palinología de un depósito arqueológico el en sureste ibérico: Cueva del Algarrobo (Mazarrón, Murcia)”, *Trabajos Neógeno-Cuaternario*, 5, pp. 107-118.

MURRAY-WALLACE, CV. (1995): “Aminostratigraphy of Quaternary coastal sequences in southern Australia an overview”, *Quaternary International*, 26, pp. 69-86.

MURRAY-WALLACE, C.V., GOEDE, A. (1995): “Aminostratigraphy and electron spin resonance dating of Quaternary coastal neotectonism in Tasmania and the Bass Strait islands”, *Australian Journal of Earth Science*, 42, pp. 51-67.

MURRAY-WALLACE, C. (2000): “Quaternary coastal aminostratigraphy: Australia data in a global context”, en Goodfriend, G.A., Collins, M.J., Fogel, M.L., Macko, S.A., Wehmiller, J.F. (Eds.), *Perspectives in Amino Acid and Protein Geochemistry*. Oxford University Press, New York, pp. 279-300.

NACHITE, D., RODRÍGUEZ-LÁZARO, J., MARTÍN-RUBIO, M., PASCUAL, A., BEKKALI, R. (2010): “Distribution et écologie des associations d'ostracodes récents de l'estuaire de Tahadart

(Maroc Nord-Occidental)", *Revue de Micropaléontologie*, 53, pp. 3-15.

NALIN, R., NELSON, C.S., BASSO, D., MASSARI, F. (2008): "Rhodolith-bearing limestones as transgressive marker beds: fossil and modern examples from North Island, New Zealand", *Sedimentology*, 55, 249-274.

NAVARRO-HERVÁS, F., ROS-SALA, M.M., RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T., FIERRO-ENRIQUE, E., CARRIÓN, J.S., GARCÍA-VEIGAS, J., FLORES, J.A., BÁRCENA, M.A., GARCÍA, M.S. (2014): "Evaporite evidence of a mid-Holocene (c. 4550–4400 cal. yr BP) aridity crisis in southwestern Europe and palaeoenvironmental consequences", *The Holocene*, 24, pp. 489-502.

NAVARRO-HERVÁS, F., RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T., CARRIÓN GARCÍA, J.S., ROS SALA, M.M., FERNÁNDEZ JIMÉNEZ, S., GARCÍA MARTÍNEZ, M.S., MANCHEÑO JIMÉNEZ, M.A., ÁLVAREZ ROGEL, Y. (2009): "Crisis de aridez a finales del V milenio BP en el litoral occidental del Puerto de Mazarrón (Murcia)" en Romero Díaz, A., Belmonte Serrato, F., Alonso Sarria, F., López Bermúdez, F. (Eds.), *Congreso Internacional sobre Desertificación, Advances in Studies on Desertification*, Murcia: Universidad de Murcia – Editum, pp. 355–357.

ORTIZ, J.E., TORRES, T., DELGADO, A., JULIÀ, R., LLAMAS, F.J., SOLER, V., DELGADO, J. (2004): "Numerical dating algorithms of amino acid racemization ratios analyzed in continental ostracodes of the Iberian Peninsula (Spain). Application to Guadix-Baza Basin (southern Spain)", *Quaternary Science Review*, 23, pp. 717–730.

ORTIZ, J.E., TORRES, T., PÉREZ GONZÁLEZ, A. (2013): "Amino acid racemization in four species of ostracodes: taxonomic, environmental, and microstructural controls", *Quaternary Geochronology*, 16, pp. 129-143.

ORTIZ, J.E., TORRES, T., RAMALLO, S.F., ROS, M. (2015): "Algoritmos de datación por racemización de aminoácidos de ostrácodos del Holoceno y Pleistoceno superior en la Península Ibérica", *Geogaceta*, 58, pp. 63-66.

ORTIZ, J.E., SÁNCHEZ-PALENCIA, Y., TORRES, T., ROS, M., NAVARRO, P., LÓPEZ-CILLA, J., GALÁN, L.A., RAMALLO, S., RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T., BLÁZQUEZ, A. (submitted): "Evolution of the Mazarrón Bay during MIS7 and MIS1 based on biomarkers" *Organic Geochemistry*.

PENNEY, D.N. (1987): "Application of Ostracoda to sea-level studies", *Boreas*, 16, pp. 237-247.

PIRAZZOLI, P. (2005): "A review of possible eustatic, isostatic and tectonic contributions in eight late-Holocene relative sea-level histories from the Mediterranean area", *Quaternary Science Reviews*, 24, pp. 1989-2001.

RAJI, O., DEZILEAU, L., TESSIER, B., NIAZI, S., SNOUSSI, M., VON GRAFENSTEIN, U., POUJOL, A. (2018): "Climate and tectonic-driven sedimentary infill of a lagoon as revealed by high resolution seismic and core data (the Nador lagoon, NE Morocco)", *Marine Geology*, 398, pp. 99-111.

REIMER, P.J., MCCORMAC, F.G. (2002): "Marine radiocarbon reservoir corrections for the Mediterranean and Aegean Seas", *Radiocarbon*, 44, pp. 159-166.

REIMER, P.J., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J.W., BLACKWELL, P.G., BRONK RAMSEY, C., BUCK, C.E., CHENG, H., EDWARDS, R.L., FRIEDRICH, M., GROOTES, P.M., GUILDERTSON, T.P., HAFLIDASON, H., HAJDAS, I., HATTÉ, C., HEATON, T.J., HOFFMANN, D.L., HOGG, A.G., HUGHEN, K.A., KAISER, K.F., KROMER, B., MANNING, S.W., NIU, M., REIMER, R.W., RICHARDS, D.A., SCOTT, E.M., SOUTHON, J.R., STAFF, R.A., TURNER, C.S.M., VAN DER PLICHT, J. (2013): "IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP", *Radiocarbon*, 55, pp. 1869-1887.

RICHARDS, G.W. (1985): "Fossil Mediterranean molluscs as sea-level indicators", *Geological Magazine*, 122, pp. 373-381.

RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T. (2003): *Situación de la intrusión Marina en la Cuenca del Segura. Evolución desde el TIAC'88. Tecnología de la intrusión del agua del mar en acuíferos costeros países mediterráneos*. IGME, Madrid, pp. 499-507.

RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T., LÓPEZ BERMÚDEZ, F., NAVARRO HERVÁS, F., ALBACETE CARREIRA, M. (1992): "El riesgo de inundabilidad y zonación para diferentes usos del llano de inundación de la rambla litoral de las Moreras. La avenida de Septiembre de 1989", en López Bermúdez, F., Conesa, C. y Romero, A. (Eds.), en *Estudios de Geomorfología de España*, II Reunión Nacional de Geomorfología, Sociedad Española de Geomorfología, Murcia, pp. 353-365.

RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T., NAVARRO, F.M., ROS, M., CARRIÓN, J., ATENZA, J. (2011): "Holocene morphogenesis along a tectonically unstable coastline in the Western Mediterranean (SE Spain)", *Quaternary International*, 243, pp. 231-248.

ROHDE, K.A., SANDLAND, R. (1975): "Factors influencing clustering in the intertidal snail *Cerithium moniliferum*", *Marine Biology*, 30, pp. 213-215.

ROS, M.M. (1987): "La Fuente Amarga: una aproximación a la entidad del Bronce final en el entorno prelitoral de Mazarrón (Murcia)", *Anales de Prehistoria y Arqueología*, 3, pp. 85-104.

ROS, M.M. (1993): "Minería y metalurgia de la plata en el asentamiento protohistórico de Punta de Los Gavilanes (Mazarrón, Murcia). I: estudio arqueológico" en Arana

Castillo, R Muñoz Amilibia, A.M., Ramallo Asensio, S.F. y Ros Sala, M.M. (Eds.), *Metallurgia en la Península Ibérica durante el primer milenio a.C: estado actual de la investigación*. Universidad de Murcia, Murcia, pp. 205-220.

Ros, M.M. (2008): *La Punta de Los Gavilanes: un asentamiento en el tiempo en el litoral de la Bahía de Mazarrón (Murcia)*. Memoria Arqueológica de las campañas de trabajo 1998-2004. Dirección General de Bienes Culturales y Museos de la CARM, Murcia.

Ros, M.M., CARRIÓN GARCÍA, J.S., NAVARRO HERVÁS, F., RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T., GARCÍA MARTÍNEZ, M.S., PRECIOSO ARÉVALO, M.L., PORTÍ DURÁN, M.E., DE MIGUEL IBÁÑEZ, M.P., MEDINA RUIZ, A.J., SÁNCHEZ GONZÁLEZ, M.J., GÓMEZ CARRASCO, J.G., ATENZA JUÁREZ, J., CASTILLA WANDOSSELL, A. (2008): "Estudio integral del yacimiento Punta de Los Gavilanes (Puerto de Mazarrón, Murcia) y su entorno inmediato. Proyecto Gavilanes 2007", *XIX Jornadas de Patrimonio Cultural de la Región de Murcia*, Editorial Tres Fronteras, Murcia, pp. 57-62.

ROSSI, F., COLAO, E., MARTÍNEZ, M.J., KLEON, J.C., CARCAILLET, F., CALLIER, M.D., CARO, A. (2013): "Spatial distribution and nutritional requirements of the endosymbiotic bearing bivalve *Loripes lacteus* (sensu Poli, 1791), in a Mediterranean *Nanozostera Noltii* (Hornem) meadow", *Journal of Experimental Marine. Biology and Ecology*, 440, pp. 108-115.

RUIZ, F., RODRÍGUEZ-RAMÍREZ, A., CÁCERES, L.M., RODRÍGUEZ VIDAL, J., YÁÑEZ, C., CLEMENTE, L., GONZÁLEZ-REGALADO, M.L., ABAD, M., DE ANDRÉS, J.R. (2002): "Cambios paleoambientales en la desembocadura del río Guadalquivir durante el Holoceno reciente", *Geogaceta*, 31, pp. 167-170.

RUIZ, F., GONZÁLEZ-REGALADO, M.L., BACETA, J.I., MENEGAZZO-VITTURI, L., PISTOLATO, M., RAMPAZZO, G., MOLINAROLI, E. (2000a): "Los ostrácodos actuales de la laguna de Venecia", *Geobios*, 33, pp. 447-454.

RUIZ, F., GONZÁLEZ-REGALADO, M.L., MENEGAZZO, L., RAMPAZZO, G., PISTOLATO, M., MOLINAROLI, E. (2000b): "Los ostrácodos de la Cuenca del Lido (Laguna de Venecia, NE Italia)", *Geogaceta*, 27, pp. 151-154.

RUIZ, F., GONZÁLEZ-REGALADO, M.L., MENEGAZZO, L., RAMPAZZO, G. (1999): "Distribución ecológica de los ostrácodos de la Cuenca de Malamoco (Laguna de Venecia, NE de Italia)", *Revista Española de Paleontología*, 14, pp. 59-65.

RUIZ, F., GONZÁLEZ-REGALADO, M.L., MORALES, J.A. (1997b): "Ecología de ostrácodos en medios estuarinos:

el subsistema Carreras (río Guadiana, SO de España)", *Estudios Geológicos*, 53, pp. 249-262.

SABATIER, P., DEZILEAU, L., CONDOMINES, M., BRIQUEU, L., COLIN, C., BOUCHETTE, F., BLANCHEMANCHE, P. (2008): "Reconstruction of paleostorm events in a coastal lagoon (Hérault, South of France)", *Marine Geology*, 251, pp. 224-232.

SABATIER, P., DEZILEAU, L., BARBIER, M., RAYNAL, O., LOFI, J., BRIQUEU, L., JORDA, C. (2010): "Late-Holocene evolution of a coastal lagoon in the Gulf of Lions (South of France)", *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181, pp. 27-36.

SABATIER, P., DEZILEAU, L., COLIN, C., BRIQUEU, L., BOUCHETTE, F., MARTINEZ, P., VON GRAFENSTEIN, U. (2012): "7000 years of paleostorm activity in the NW Mediterranean Sea in response to Holocene climate events", *Quaternary Research*, 77, pp. 1-11.

SANZ, M.E., RODRÍGUEZ-ARANDA, J.P., CALVO, J.P., ORDOÑEZ, S. (1994): "Tertiary detrital gypsum in the Madrid basin, Spain: Criteria for interpreting detrital gypsum in continental evaporitic sequences", en Renault, R.W., Last, W.M., Scholle, P.A. (Eds.), *Sedimentology and geochemistry of modern and ancient saline lakes*: SEPM Special Publication 50, pp. 217-228.

SAXENA, S. (2005): *Text Book of Mollusca*, Discovery Publishing house, New Delhi.

SEGURA, F., PARDO, J., SANJAUME, E. (1997) "Evolución cuaternaria de la albufera de Torreblanca, *Cuaternario y Geomorfología*, 11, pp. 3-18.

SMITH, A.J., HORNE, D.J. (2002): ECOLOGY OF MARINE, MARGINAL MARINE AND NONMARINE OSTRACODES, en HOLMES, J.A., CHIVAS, A.R. (Eds.), *The Ostracoda: Applications in Quaternary Research*, American Geophysical Union, Washington D.C, pp. 37-64.

SMITH, D.E., HARRISON, S., FIRTH, C.R., JORDAN, J.T. (2011): "The early Holocene sea rise", *Quaternary Science Reviews*, 30, pp. 1846-1860.

STARKEL, L., MICHZYNSKA, D., KRAPIEC, M., MARGIELEWSKI, W., NALEPA, D., PAZDUR, A. (2012): "Progress in the Holocene chrono-climatostratigraphy of Polish territory", *Geochronometria*, 40, pp. 1-21.

STORMS, J.E.A., WELTJE, G.J., TERRA, G.J., CATTANEO, A., TRINCARDI, F. (2008): "Costal dynamics under conditions of rapid sea-level rise: Late Pleistocene to Early-Holocene evolution of barrier-lagoon on the northern Adriatic shelf (Italy)", *Quaternary Science Reviews*, 27, pp. 1107-1121.

STUIVER, M., REIMER, P.J., REIMER, R.W. (2017): CALIB 7.1 [WWW program] at <http://calib.org>, accessed 2017-1-10.

TORNQVIST, T.E., BICK, S.J., GONZÁLEZ, J.L., VAN DER BORG, K., DE JONG, A.M.R.F. (2004): "Tracking the sea-level signature of the 8.2 cooling event: new constraints from the Mississippi delta", *Geophysical Research Letters*, 31, pp. L23309, doi: 10.1029/2004GL021429.

TORRES, T., ORTIZ, J.E., MARTÍN-SÁNCHEZ, D., ARRIBAS, I., MORENO, L., BALLESTEROS, B., BLÁZQUEZ, A., DOMÍNGUEZ, J.A., RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T. (2014): "The long Pleistocene record from the Pego-Oliva marshland (Alicante-Valencia, Spain)", en Martini, I.P., Wanless, H.R. (Eds.), *Sedimentary Coastal Zones from High to Low Latitudes: Similarities and Differences*, Geological Society, Special Publications, London, 388, pp. 429-452.

TORRES, T., ORTIZ, J.E., BLÁZQUEZ, A.M., RUIZ ZAPATA, B., GIL, M.J., MARTÍN, T., SÁNCHEZ-PALENCIA, Y. (2015): "The MIS 5 palaeoenvironmental record in the SE Mediterranean coast of the Iberian Peninsula (Río Antas, Almería, Spain)", *Climate of the Past*, 11, pp. 3897-3936.

TORRES, T., RAMALLO, S., SÁNCHEZ-PALENCIA, Y., ROS, M., ORTIZ, J.E., NAVARRO, F., CEREZO, F., RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T., MANTECA, I. (2018): "Reconstructing human-landscape interactions in the ancient Mediterranean harbour of Cartagena (Spain)", *The Holocene*, 28, pp. 879-894.

TORRES, T., ORTIZ, J.E., MARTÍN-SÁNCHEZ, D., ARRIBAS, I., MORENO, L., BALLESTEROS, D., BLÁZQUEZ, A., DOMÍNGUEZ, A., RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T. (2013): "The long Pleistocene record from the Pego-Oliva marshland (Alicante-Valencia, Spain)", *Geological Society, Special Publications*, London, 388, pp. 429-452.

TURNER, C.S.M., BROWN, H. (2007): "Catastrophic early Holocene sea level rise, human migration and the Neolithic transition in Europe", *Quaternary Science Reviews*, 26, pp. 2036-2041.

TURRA, A., DENADAI, M.R., LEITE, F.P.P. (2005): "Predation of gastropods by shell-breaking crabs: effects on Shell availability to hermit crabs", *Marine Ecology Progress Series*, 286, pp. 279-291.

USERA, J., BLÁZQUEZ, A.M., GUILLEM, J., ALBEROLA, C. (2002): "Biochronological and paleoenvironmental interest of foraminifera lived in restricted environments: application to the study of the western Mediterranean Holocene", *Quaternary International*, 93-94, pp. 139-147.

USERA, J., BLÁZQUEZ, A.M., GUILLEM, J., ALBEROLA, C. (2006): "Evolución holocena de la Marjal de Peñíscola (Castellón, España) deducida del estudio de sus foraminíferos

fósiles", *Revista Española de Micropaleontología*, 38, pp. 381-393.

VACCHI, M., MARRINER, N., MORHANGE, C., SPADA, G., FONTANA, A., ROVERE, A. (2016): "Multiproxy assessment of Holocene relative sea-level changes in the western Mediterranean: Sea-level variability and improvements in the definition of the isostatic signal", *Earth Science Reviews*, 155, pp. 172-197.

VIÑALS, M.J. (1995a): "Secuencias estratigráficas y evolución morfológica del extremo meridional del Golfo de Valencia (Cullera-Dénia)", en Grup Valencià Quaternari (Ed.), *El Cuaternario del País Valenciano*, Universidad de Valencia, Valencia, pp. 163-167. VIÑALS, M.J. (1995b): "Formaciones litorales fósiles en la costa de Moraira (Alicante)" en Grup Valencià Quaternari (Ed.), *El Cuaternario del País Valenciano*, Universidad de Valencia, Valencia, pp. 187-192.

WALKER, M.J.C., BERKELHAMMER, M., BJÖRK, S., CWYNAR, L.C., FISHER, D.A., LONG, A.J., LOWE, J.J., NEWHAM, R.M., RASMUSSEN, S.O., WEISS, H. (2012): "Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a discussion paper by a working group of INTIMATE (Integration Group of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommission of Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy)", *Journal of Quaternary Science*, 27, pp. 649-659.

WALKER, M., HEAD, M.J., BERKELHAMMER, M., BJÖRCK, S., CHENG, H., CWYNAR, L., FISHER, D., GIKINIS, V., LONG, A., LOWE, A., NEWHAM, R., RASMUSSEN, S.O., WEISS, H. (2018): "Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/ Epoch (Quaternary System/Period): two new Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and three new stages/ subseries", *Episodes*, 41 (4), pp. 213-223.

WASSENAR, L., ARAVENA, R., FRITZ, P., BARKER, J. (1990): "Isotopic composition (C-13, C-14, H-2) and geochemistry of aquatic humic substances from groundwater", *Organic Geochemistry*, 15, pp. 383-396.

ZAÏDI, C., CARBONEL, P., KAMOUN, F., AZRI, C., KHARROUBI, A., KALLEL, N., JEDOU, Y., MONTACER, M., FONTUGNE, M. (2011): "Évolution du trait de côte à l'Holocène supérieur dans la Sebkh El-Guettiate de Skhira (Golfé de Gabès, Tunisie) à travers sa faune d'ostracodes et de foraminifères", *Geobios*, 44, pp. 101-115.

ZILHÃO, J., VILLAVARDE, V. (2008): "The Middle Paleolithic of Murcia", *Treballs. d'Arqueologia*, 14, pp. 229-248.

LISTADO DE PARTICIPANTES

LISTADO DE PARTICIPANTES EN EL VOLUMEN

Dr. Albert Ribera i Lacomba. Institut Català d'Arqueologia Clàssica.

Dra. Ana Blázquez. Instituto Universitario de Medio Ambiente y Ciencias Marinas, Universidad Católica de Valencia.

D. Antonio P. Guilabert Mas. Museo Arqueológico de Alicante (MARQ).

Dr. Benjamín Cutillas Victoria. Departamento de Prehistoria, Historia Antigua y Arqueología. UCM.

Dr. Carlo Beltrame. Dipartimento di Studi Umanistici. Università Ca'Foscari, Venezia,

Dra. Carlotta Lucarini. Dipartimento di Studi Umanistici. Università Ca'Foscari, Venezia -

Dra. Corinne Rousse. Aix Marseille Université, CNRS, Centre Camille Jullian, Aix-en-Provence, France.

Dra. Corinne Sanchez. CNRS, Laboratoire Archéologie des Sociétés Méditerranéennes, Montpellier, France).

Dr. Daniel Mateo Corredor. Instituto de Arqueología y Patrimonio Histórico – (INAPH). Universidad de Alicante.

Dra. Dirce Marzoli. Instituto Arqueológico Alemán.

Dña. Elisa Hernández Pastor. Museu d'Arqueologia de Catalunya, Empúries.

Dr. Enrico Giorgi. Dipartimento di Storia Culture Civiltà. Università di Bologna.

Dr. Erwin Heine. BOKU University, Vienna.

Dña. Eva Tendero Porras. Museo Arqueológico de Alicante (MARQ).

Dra. Federica Carbotti. Dipartimento di Storia Culture Civiltà. Università di Bologna-Università del Salento.

D. Felipe Poquet Domenech. Instituto de Arqueología y Patrimonio Histórico. (INAPH). Universidad de Alicante.

Dr. Ferréol Salomon. CNRS, Université de Strasbourg, LIVE, Strasbourg, France.

Dra. Francisca Navarro Hervás. Departamento de Geografía, Universidad de Murcia

D. Giacomo Sigismondo. Dipartimento di Beni Culturali–Università di Bologna-Università del Salento.

Dr. Ignacio Grau. Instituto de Arqueología y Patrimonio Histórico (INAPH.). Universidad de Alicante.

D. Ignacio López-Cilla. Departamento de Infraestructura Geocientífica y Servicios, IGME. Madrid.

Dr. Jaime Molina Vidal. Instituto de Arqueología y Patrimonio Histórico (INAPH). Universidad de Alicante.

Dr. Joaquim Tremoleda i Trilla. Museu d'Arqueologia de Catalunya, Empúries.

Dr. Joé Juncker. CNRS, Université de Strasbourg, LIVE, Strasbourg, France.

Dr. Jose Eugenio Ortiz Menéndez. Laboratorio de Estratigrafía Biomolecular, E.T.S.I. Minas y Energía de Madrid, Universidad Politécnica de Madrid.

D. José Iborra Rodríguez. Arqueólogo posgrado Col.4437 CDLRM

Dr. José Luis Menéndez Fueyo. Museo Arqueológico de Alicante (MARQ).

D. Luis A. Galán de Frutos. Departamento de Infraestructura Geocientífica y Servicios, IGME. Madrid.

Dr. Manuel Olcina Domenech. Museo Arqueológico de Alicante (MARQ).

Dr. Marc Bouzas Sabater. Departament Història i Història de L'art . Universitat de Girona.

Dña. Marta Santos Retolaza. Museu d'Arqueologia de Catalunya, Empúries.

Dra. Milagros Ros Sala. Departamento de Prehistoria, Arqueología, Historia Antigua Historia Medieval y Ciencias y Técnicas Historiográficas, Universidad de Murcia.

Dr. Paolo Mozzi. Dipartimento di Geoscienze. Università degli studi di Padova.

D. Pere Rosello Sendra. Instituto de Arqueología y Patrimonio Histórico – INAPH. Universidad de Alicante

Dr. Pere Castanyer i Masoliver. Museu d'Arqueologia de Catalunya, Empúries.

Dr. Marcos A. Martínez Segura. Depto. Geodesia, E. Minas. Universidad Politécnica de Cartagena.

Dr. Ramon Julià Brugués. Grup de Recerca SERP. Universitat de Barcelona.

D. Santiago A. Romero. Laboratorio de Estratigrafía Biomolecular, E.T.S.I. Minas y Energía de Madrid, Universidad Politécnica de Madrid.

Dr. Sebastián F. Ramallo Asensio. Departamento de Prehistoria, Arqueología, Historia Antigua Historia Medieval y Ciencias y Técnicas Historiográficas, Universidad de Murcia.

Dr. Stefano Medas. Dipartimento di Beni Culturali .Università di Bologna.

Dra. Tiphaine Salel. Université Montpellier Paul-Valéry, Laboratoire Archéologie des Sociétés Méditerranéennes, Montpellier, France.

Dr. Tomás Rodríguez-Estrella. Departamento de Ingeniería Minera, Geológica y Cartográfica, Universidad Politécnica de Cartagena.

Dr. Trinidad Torres Pérez Hidalgo. Laboratorio de Estratigrafía Biomolecular, E.T.S.I. Minas y Energía de Madrid, Universidad Politécnica de Madrid.

Dra. Yolanda Sánchez-Palencia. Laboratorio de Estratigrafía Biomolecular. E.T.S.I. Minas y Energía de Madrid, Universidad Politécnica de Madrid.

Medios lagunares y húmedos costeros: problemáticas terminológicas, tipológicas y perspectivas arqueológicas.

Carlotta Lucarini.

Investigaciones arqueológicas marítimas en la laguna de Butrinto, Albania.

Stefano Medas, Enrico Giorgi, Federica Carbotti y Giacomo Sigismondo.

La laguna di Venezia in età romana. Nuovi dati sullo studio dei paesaggi sommersi.

Carlo Beltrame y Paolo Mozzi.

Las áreas lagunares de la desembocadura del Ródano y la región de Narbona.

Corinne Rousse, Ferreol Salomon, Joe Juncker, Tiphaine Salel y Corinne Sánchez.

Paleopaisaje y poblamiento en el territorio de Empúries (Girona).

Pere Castanyer, Ramón Juliá, Dirce Marzoli, Marc Bouzas, Marta Santos, Elisa Hernández y Joaquim Tremoleda.

La llanura aluvial de Valencia: historia y arqueología de la radical transformación del entorno y de la topografía de la urbe.

Albert Ribera i Lacomba.

La albufereta de Alicante. Evolución de un paraje histórico.

Antonio Gilabert Mas, José Luis Menéndez Fueyo, Manuel Olcina Doménech y Eva Tendero Porras.

Paisaje, poblamiento y gestión del agua entre el *sinus sucronensis* y el *sinus ilicitanus*.

Ignacio Grau Mira, Jaime Molina Vidal, Pere Rosselló Sendra, Felipe Poquet Doménech y Daniel Mateo Corredor.

Inmensa Palus: estudio geofísico y arqueológico de la laguna del Mar Menor y su litoral mediterráneo.

Erwin Heine, Carlotta Lucarini, Benjamín Cutillas Victoria y Sebastián F. Ramallo Asensio.

Biomarcadores lipídicos y contaminación por metales en el registro del holoceno de la bahía de Cartagena (Sureste de España): historia ambiental, natural y antropogénica combinada en la época púnica y romana.

José Eugenio Ortiz, Trinidad Torres, Yolanda Sánchez-Palencia, Milagros Ros Sala, Sebastián F. Ramallo Asensio, Ignacio López-Cilla, Luis A. Galán, Ignacio Manteca, Tomás Rodríguez-Estrella y Ana Blázquez.

El registro pleistoceno y holoceno de la cuenca de Mazarrón (Sureste de España).

Trinidad Torres, José Eugenio Ortiz, Yolanda Sánchez-Palencia, Milagros Ros Sala, Francisca Navarro Hervás, Ignacio López-Cilla, Luis A. Galán, Sebastián F. Ramallo Asensio, Tomás Rodríguez-Estrella y Ana Blázquez.

La costa de Almería, San Juan de los Terreros: cuantificación de los procesos naturales y antrópicos durante el holoceno.

Santiago Alejandro Romero García, Trinidad Torres, José Eugenio Ortiz y Yolanda Sánchez-Palencia.

La villa romana de Los Alcázares: un gran complejo arquitectónico en el borde del Mar Menor.

José Iborra Rodríguez, Sebastián F. Ramallo Asensio y Marcos A. Martínez Segura.