

El registro costero de los cambios del nivel del mar en el litoral mediterráneo español durante los periodos interglaciares de los últimos 450ka.

The coastal record of sea-level changes during the interglacials of the last 450ka in the Spanish mediterranean coasts

Caridad Zazo¹, José Luis Goy², Teresa Bardají^{3*}, Cristino-José Dabrio⁴, Javier Lario⁵, Sergio Sánchez-Moral¹

¹ Departamento de Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC. 28006-Madrid.
<https://orcid.org/0000-0002-1756-7586>; <https://orcid.org/0000-0002-7382-3441>

² Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca. 37008-Salamanca.
<https://orcid.org/0000-0001-8304-1091>

³ Departamento de Geología, Geografía y Medio Ambiente, Facultad de Ciencias, Universidad de Alcalá. 28871-Madrid.
<https://orcid.org/0000-0003-2988-8077>

⁴ Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Geología, Universidad Complutense. 28840-Madrid. <https://orcid.org/0000-0002-4156-0704>

⁵ Departamento de Ciencias Analíticas, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional de Educación a Distancia, UNED. 28040-Madrid. <https://orcid.org/0000-0002-2582-5354>

* Correspondencia: teresa.bardaji@uah.es

RESUMEN

Se analiza el registro de los cambios del nivel del mar a lo largo de los interglaciares ocurridos en los últimos 450 ka, correspondientes a los MIS-5, MIS-7, MIS-9 y MIS-11. A partir del conocimiento obtenido a lo largo de los últimos 40 años, se comparan las secuencias estudiadas en el litoral mediterráneo peninsular e insular, con las curvas del nivel del mar establecidas, lo que permite calcular tasas de movimiento vertical para cada zona. La comparación de estas tasas con las obtenidas en otras zonas de la península ibérica indica que las mayores tasas de levantamiento se registran en el estrecho de Gibraltar disminuyendo tanto hacia el este como hacia el oeste, con un nuevo máximo en el Cabo de San Vicente. Esta tendencia al levantamiento está condicionada por la cercanía al límite entre la microplaca ibérica y la nubia. Las mayores tasas de levantamiento en la costa mediterránea se registran en secuencias afectadas localmente por fallas activas asociadas a la zona de desgarre de las béticas orientales y, en concreto, a sus aperturas terminales meridional y septentrional. Las tasas calculadas en las costas mediterráneas peninsulares para los MIS-5, 9 y 11 muestran un levantamiento moderado, con máximos que nunca sobrepasan los 0,1 mm/año. Los valores calculados para el MIS-7 por lo general muestran valores más altos (<0,2 mm/año) incongruentes con los calculados para cada secuencia. Las tasas calculadas para Mallorca (Campo de Tiro, Cala Blava) muestran un ligero levantamiento o estabilidad.

Palabras clave: Terrazas marinas, cambios del nivel del mar, litoral mediterráneo, tasas de movimiento vertical.

Recibido el 27 de febrero de 2025; Aceptado el 31 de marzo de 2025; Publicado online el 21 de enero de 2026.

Cómo citar: Zazo, C., Goy, J.L., Bardají, T., Dabrio C.-J., Lario, J. y Sánchez-Moral, S. (2025). El registro costero de los cambios del nivel del mar en el litoral mediterráneo español durante los periodos interglaciares de los últimos 450ka. *Estudios Geológicos*, 81(2), 1133. <https://doi.org/10.3989/egeol.45715.1133>

Copyright: ©2025 CSIC. This is an open-access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution 4.0 International (CC BY 4.0)

ABSTRACT

The record of sea-level changes during the interglacials of the last 450 ka, (MIS-5, MIS-7, MIS-9 and MIS-11) is analyzed. Based on the knowledge obtained over the last 40 years, the sequences studied on the peninsular and insular Mediterranean coast are compared with the established sea level curves, allowing the calculation of vertical movement rates for each area. The comparison of these rates with those obtained in other areas of the Iberian Peninsula indicates that the highest uplift rates are recorded in Gibraltar, decreasing both eastwards and westwards, with another maximum at Cape San Vicente. This higher uplift trend is conditioned by the proximity to the boundary between the Iberian and Nubian microplate. The highest uplift rates on the Mediterranean coast are recorded in sequences locally affected by active faults associated to the Eastern Betic Shear Zone, and specifically to its southern and northern terminal splays. The rates calculated on the peninsular Mediterranean coasts for MIS-5, 9 and 11 show a moderate uplift with maxima never exceeding 0.1 mm/yr. The values calculated for MIS-7 generally show higher values (<0.2mm/yr) incongruent with those calculated for each sequence. The calculated rates for Mallorca (Campo de Tiro, Cala Blava) show a slight uplift or stability.

Keywords: Marine terraces; Sea-level changes; Mediterranean littoral; Vertical movement rates.

Introducción

Los cambios del nivel del mar forman parte de la historia de nuestro planeta más allá del Cuaternario, aunque es a lo largo de este período cuando disponemos de un registro más amplio y con mejor control cronológico. Estos cambios implican no solo cambios en el volumen de agua en los océanos (cambios glacio-eustáticos) sino también cambios en la densidad y/o temperatura del agua (cambios estéricos), cambios en la configuración del geoide, ajustes isostáticos, cambios en la distribución de las corrientes oceánicas (cambios dinámicos), cambios en el volumen de las cuencas (cambios tecto-eustáticos), etc. (Dabrio & Polo, 2015; Dendy et al., 2017; Rovere et al., 2016). La suma de estos condicionantes hace que los cambios del nivel del mar no puedan considerarse globalmente simultáneos y de igual signo, tal y como se definía inicialmente la eustasia (Fairbridge, 1961), sino relativos y diferentes. Estas diferencias se evidencian al analizar las diferentes curvas del nivel del mar publicadas para los últimos 400ka con variaciones que pueden ser de más de 40 m de altura para algunos interglaciares como MIS-11c, o incluso más de 60 m para el MIS-5a (Caputo, 2007).

El estudio de los cambios relativos del nivel del mar requiere un análisis de indicadores y su control cronológico para su correlación con la curva del nivel del mar que más se ajuste a la zona de estudio. Este análisis permite conocer cómo se comportó el nivel del mar durante interglaciares pasados tan o más cálidos que el actual, como pueden ser el MIS-5e y el MIS-11 (Kopp et al., 2009; Dutton et al., 2015a; 2015b; Otto-Bliesner et al., 2018; Wilcox et al., 2020; Christ et al., 2023; Hu et al., 2024). En zonas tectónicamente activas como el sur de la península ibérica, la identificación de estas antiguas posiciones del nivel del mar permite establecer tasas de movimiento vertical (Zazo et al., 1999; 2003; Galve et al., 2020; Goy et al., 2024).

En este trabajo se parte del conocimiento obtenido a lo largo de más de 40 años de estudio en el litoral Mediterráneo español, tanto peninsular como insular, de los depósitos marinos correspondientes a los MIS-5 a MIS-11. Este conocimiento permite analizar las secuencias estudiadas desde el punto de vista de los movimientos verticales en cada zona, mediante su comparación con diferentes curvas del nivel del mar.

Marco geodinámico

La península ibérica se sitúa en el dominio septentrional del límite de convergencia entre las placas euroasiática y nubia (Fig. 1A) caracterizado por una actividad tectónica baja a moderada desde el Plioceno (Azañón & Cabral, 2020; Sanz de Galdeano et al., 2020). La distribución de fallas activas es muy heterogénea y se concentra preferentemente en zonas donde se desarrolló la orogenia alpina, aunque no exclusivamente (Sanz de Galdeano et al., 2020). Como resultado de esta interacción se generan diferencias notables en el patrón de deformación y en el registro de los cambios relativos del nivel del mar en el Cuaternario y en particular durante los últimos 450.000 años.



Figura 1.— A) situación de la península ibérica en el contexto geodinámico general de límite entre la microplaca ibérica y la placa nubia; B) Marco geodinámico del litoral mediterráneo español.

Dentro del marco compresivo general, las Béticas orientales (Fig. 1B) se caracterizan por la denominada Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (*EBSZ, Eastern Betics Shear Zone*), consecuencia del empuje del Arco de Águilas (Montenat et al., 1987; Coppier et al., 1989; Silva et al., 1993). Hacia el norte la EBSZ se abre formando una apertura terminal septentrional (*Northern Terminal Splay*, Silva et al., 1993) de carácter transtensional, y hacia el sur conforma la apertura terminal meridional (*Southern Terminal Splay*, Silva et al., 1993) de carácter transpresivo. Este marco geodinámico condiciona la distribución de zonas en elevación y/o subsidencia y, consecuentemente, el desarrollo y disposición geomorfológica de las terrazas marinas (Zazo et al. 1999; 2003; Galve et al., 2020).

Materiales y Métodos

Indicadores del nivel del mar

Para estimar la posición del nivel del mar es necesario utilizar indicadores geológicos y geomorfológicos, biológicos y arqueológicos, lo más precisos posible del *datum* (± 0 m) (Dabrio et al., 1985; Laborel & Laborel-Deguen, 1994; Ginés et al., 2012; Evelpidou & Pirazzoli, 2015; Kelsey, 2015; Rovere et al., 2016; 2023). Los indicadores geológicos y geomorfológicos (Fig. 2) dan información precisa sobre la posición ± 0 m, conservándose y perdurando a lo largo del tiempo. Entre ellos están el escalón playero (*plunge step*, Fig. 2A-A'), que marca el límite entre el *foreshore* y el *shoreface* (± 0 m) (Dabrio et al., 1985; De Giorgio et al., 2023); las terrazas marinas (Fig. 2B), que representan momentos de altas paradas del nivel del mar en el pasado (*highstands*) (Rovere et al., 2016); los espeleotemas freáticos (Fig. 2C-C') que se forman en sistemas kársticos como consecuencia de la precipitación de carbonato a ± 0 m que, en cuevas litorales, es el nivel del mar, y que tienen una alta precisión de cota y gran calidad de las dataciones isotópicas (Tuccimei et al., 2009; Ginés et al., 2012); las formas erosivas como socaves del oleaje (*tidal notch*) y plataformas de abrasión (*wave-cut platform*) (Fig. 2D-D'), buenos indicadores pero con gran dificultad de datación (Moura et al., 2017).



Figura 2.— Indicadores geológicos y geomorfológicos del nivel del mar. A) Escalón playero (*plunge step*) actual, A') Escalón playero fósil; MIS 5e Cope (Murcia), B) Terraza marina con indicación del máximo transgresivo (*inner edge*), Cope, C) Espeleotemas freáticos, C') Espeleotemas freáticos actuales (Fotos de Antoni Cirer y Miquel Àngel Perelló, por cortesía de J. J. Fornós), D) Indicadores erosivos: socave del oleaje (*tidal notch*) y plataformas de abrasión, D') Socave del oleaje (*notch*) fósil, MIS 5e Barbados.

Curvas del nivel del mar

En los últimos 450ka se han sucedido cuatro períodos interglaciares con un nivel del mar alto, en tres de ellos más alto que el actual, que se identifican como los estadios isotópicos marinos (MIS, por sus siglas en inglés) MIS-5, MIS-7, MIS-9 y MIS-11 (Fig. 3). En este trabajo aplicamos la cronología de Lisiecki & Raymo (2005) para los estadios y subestadios isotópicos. Para la denominación de estos últimos seguimos la nomenclatura de Railsback et al. (2015) que aplica letras minúsculas, siguiendo

la propuesta Emiliani (1955) y Shackleton (1969), siempre que estos subestadios se identifiquen en el LR04 *stack* de Lisiecki & Raymo (2005). Como excepción a este criterio general, y por coherencia con los datos de campo y las dataciones realizadas en el litoral mediterráneo español, para el MIS-5e hemos seguido la propuesta cronológica de Hearty et al., (2007).

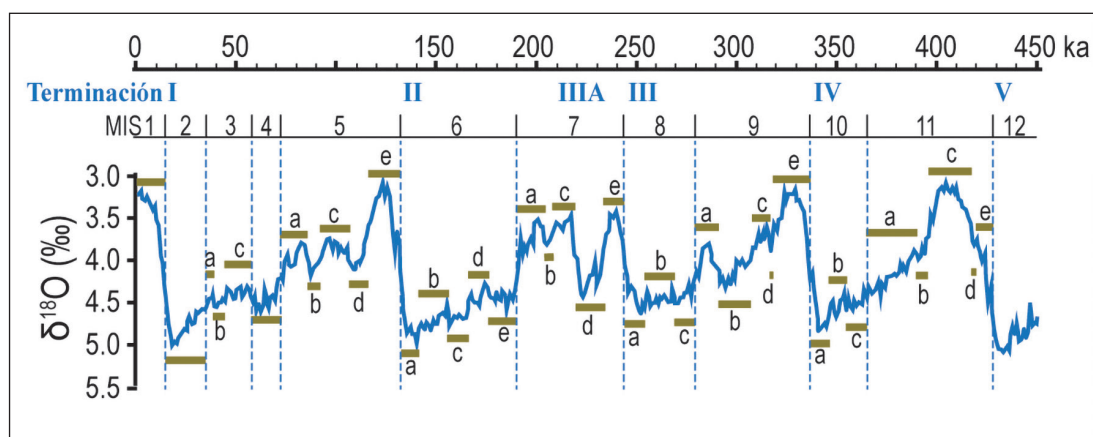


Figura 3.— Estadios y subestadios isotópicos marinos (MIS) de los últimos 450 ka en según el *stack* LR04 (Lisiecki y Raymo, 2005). Las barras horizontales indican la duración de cada subestadio (mod. de Bardají y Lario, 2022, según Railsback et al. 2015).

Entre las curvas elaboradas para los últimos 450ka, solo la establecida en Barbados para la última deglaciación se construyó a partir de observaciones directas (Fairbanks, 1989). El resto se basa en la transformación del registro del $\delta^{18}\text{O}$ (foraminíferos de sedimentos oceánicos profundos) a volumen de agua en los océanos según diferentes modelos empíricos (Shackleton & Opdyke, 1973; Shackleton, 2000; Waelbroeck et al., 2002; Rohling et al., 2014), estimándose que un cambio de 10 m del nivel del mar alteraría el $\delta^{18}\text{O}$ en un 0,08-0,11‰. Este $\delta^{18}\text{O}$ está condicionado por variaciones latitudinales, o de temperatura y salinidad en profundidad (Adkins et al., 2002; Murray-Wallace, 2007; Elderfield et al., 2010; 2012; Raymo et al., 2018) por lo que no existe una curva que pueda considerarse de referencia global. Esto es importante al utilizar el registro de terrazas marinas para el cálculo de tasas de movimiento vertical, ya que las estimaciones del nivel del mar durante un *highstand*, así como su cronología, pueden variar mucho según la curva utilizada (Caputo, 2007; de Gelder et al., 2020). Estas diferencias pueden llegar a ser de más de 30 m para el MIS-11c (ca. 400 ka), 20 m para el MIS-5e (ca. 128 ka) e incluso más de 40 m para el MIS-5a (ca. 85 ka), con variaciones de hasta 20 ka en su cronología (Fig. 4). En este estudio se considera adecuada la cronología de los MIS-5 a 11 según el LR04-*stack* de Lisiecki & Raymo (2005) (Tabla 1), que compila el registro isotópico bentónico de 57 sondeos oceánicos profundos globalmente distribuidos. Respecto a la posición del nivel del mar en cada *highstand* analizado, hemos considerado los valores que, tras el análisis de campo, más se ajustan a la casuística concreta del litoral mediterráneo español (Tabla 2).

Tabla 1. Edades de los estadios isotópicos de los últimos 450 ka (Lisiecki y Raymo, 2005; Murray-Wallace y Woodroffe, 2014).

Estadio isotópico	Edad (ka)
MIS 5	71 - 130
MIS 7	191 - 243
MIS 9	300 - 337
MIS 11	374 - 424

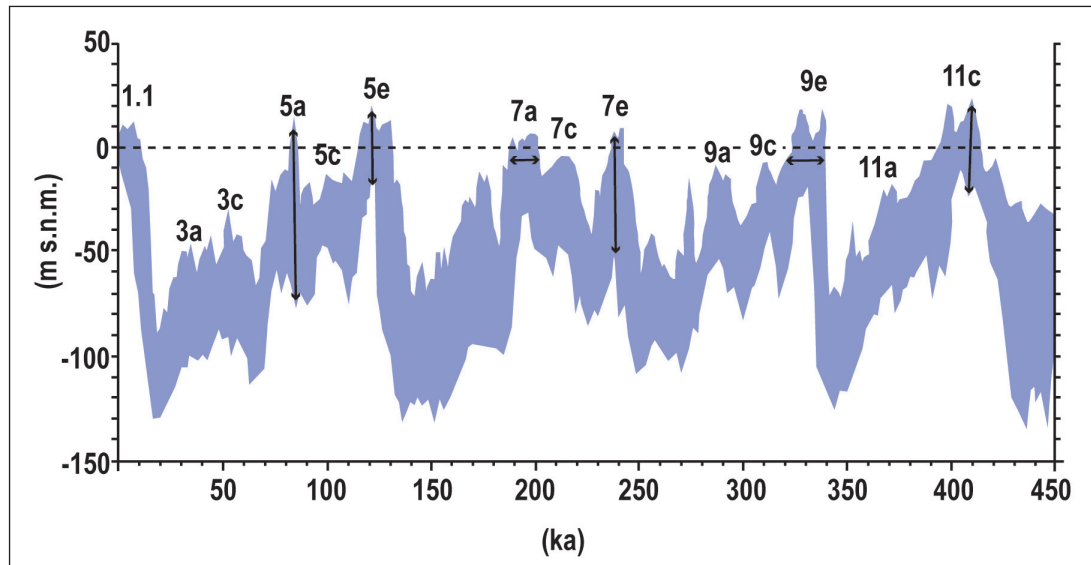


Figura 4.— Síntesis de las curvas del nivel del mar para los últimos 450 ka (mod. de Caputo, 2007). Las flechas ilustran la variabilidad tanto temporal como de altura del nivel del mar de los diferentes subestadios isotópicos.

Tabla 2. Valores de edad (A) y altura del paleo-nivel del mar (e) de los diferentes subestadios isotópicos utilizados para el cálculo de las tasas de movimiento vertical.

Subestadio isotópico	A Edad (ka)	A' Edad del pico (ka)	e corrección eustática (m)	Fuente
MIS 5a	72-86	82	-10,5 – +5,5	(1, 6)
MIS 5c	91-107	96	-9,4 – +5,3	
MIS 5e1	118-120	119	+2,5 ± 1	(2)
MIS 5e2	120-125	123	+3 – +4	
MIS 5e3	125-132	128	+6 – +9	
MIS 7a	190-200	193±2	-8 ± 12	(1, 3, 5)
MIS 7c	208-219	215±6		
MIS 7e	232-243	240±6		
MIS 9a	280-291	286	3 ± 2	(1, 4)
MIS 9e	309-318	315		
MIS 9c	319-337	330		
MIS 11a	364-390	381	--	(1)
MIS 11c	398-418	405	6 – 13	(1, 4)

Fuentes: 1. Lisiecki & Raymo, 2005; 2. Hearty et al., 2007; 3. Thompson & Goldstein, 2006; 4. Raymo & Mitrovica, 2012; 5. Murray-Wallace & Woodroffe, 2014; 6. Crevelling et al., 2017.

Cálculo de las tasas de movimiento vertical

Para el cálculo de las tasas de movimiento vertical, asumiendo tasas constantes para el periodo analizado, se ha aplicado la ecuación clásica de Lajoie (1986), [1].

$$[1] V=(E-e) / A$$

En la que 'E' es la cota a la que se encuentra en la actualidad el indicador del nivel del mar a analizar, 'e' es la altura a la que se encontraba el nivel del mar en el momento analizado, denominada

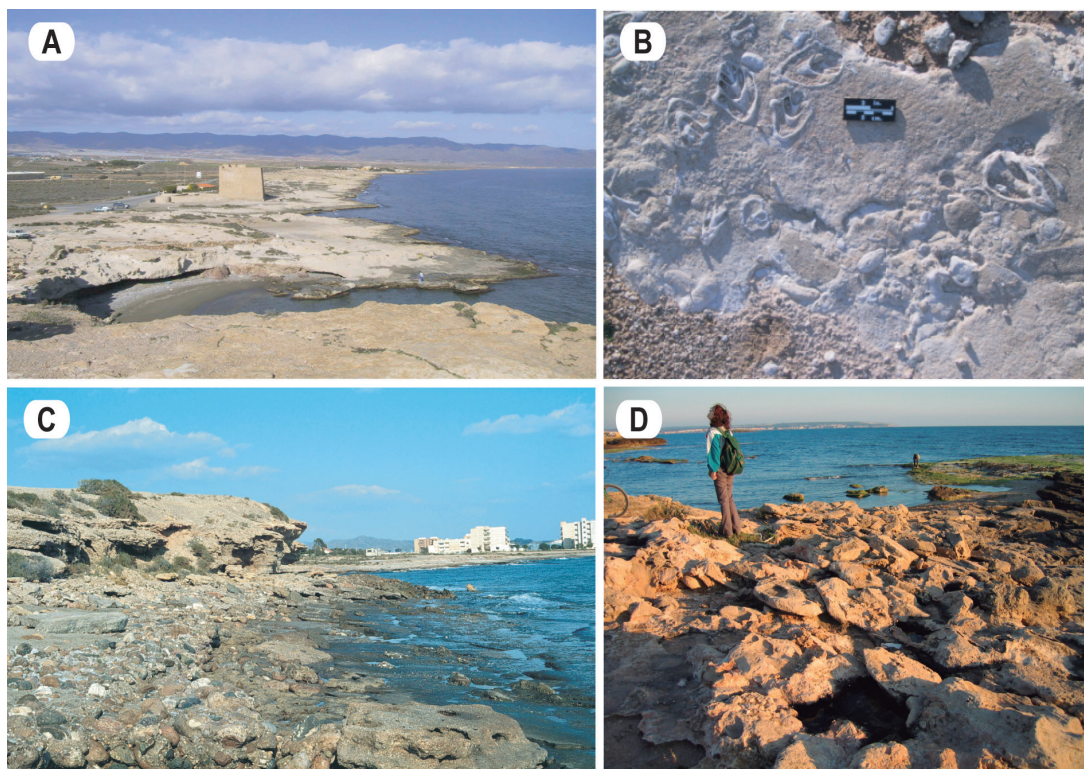


Figura 5.— Facies sedimentarias representativas de los diferentes *highstands* del MIS 5e en el litoral mediterráneo español. A) Sistema playa-duna oolítica (MIS 5e3; Cope, Murcia); B) Playa oolítica con *T.latus* (MIS 5e3; La Marina, Alicante); C) Facies de alta energía del MIS 5e1 (Águilas, Murcia); D) Depósito de bloques imbricados, MIS 5e1 (Campo de Tiro, Mallorca).

corrección eustática; y A es la edad de la unidad a analizar. Los valores utilizados de e y A para el cálculo de estas tasas están incluidos en la Tabla 2.

Resultados

El registro de los cambios del nivel del mar a lo largo del litoral mediterráneo es discontinuo e irregular, condicionado por la tendencia tectónica en cada zona (Galve et al., 2020). Se han seleccionado aquellas zonas del litoral mediterráneo (Fig. 1), en las que se tiene un registro amplio de terrazas marinas de los últimos 450ka o en donde las dataciones realizadas permiten establecer el marco cronológico con mayor precisión.

MIS-5

El MIS-5 presenta un extenso registro a lo largo de todo el Mediterráneo, estando su altura directamente relacionada con la tendencia tectónica de cada sector (Tabla 3). El MIS-5 se caracteriza por la presencia de fauna cálida senegalesa, cuyo principal representante es el *Thetystrombus latus* (Gmelin, 1791)¹. Muchos autores reducen la presencia de esta especie exclusivamente al MIS-5e (Mahmoudi et al., 1987; Jedoui et al., 2003a, b; Ferranti et al., 2006) aunque las dataciones publicadas sugieren una presencia anterior y posterior a este subestadio (Stearns & Thurber, 1965; Mauz, 1999; Dumas et al.,

¹ Denominación actual de la especie previamente conocida como *Strombus bubonius* (Lamarck, 1792) y *Persististrombus latus* (Gmelin, 1791), (WoRMS, 2024).

2005). Cerrone et al. (2021) consideran posible su presencia al menos a lo largo de los diferentes subestadios del MIS-5. En el litoral mediterráneo español no solo se ha identificado la presencia de *T. latus* en subestadios más recientes (MIS-5a y MIS-5c), sino también en interglaciares más antiguos (Hillaire-Marcel et al., 1986; Zazo et al., 2003; 2013; Bardají et al., 2009).

Aunque el registro sedimentario de los subestadios MIS-5a, MIS-5c y MIS-5e, a lo largo del SE peninsular e islas Baleares, es bastante irregular y discontinuo presenta unas características comunes que sintetizamos a continuación.

MIS-5e

El MIS-5e se caracteriza por el desarrollo de hasta tres altas paradas del nivel del mar o *highstands* (5e1, 5e2 y 5e3) datadas en Campo de Tiro (Mallorca) entre 136ka y 117ka (Hillaire-Marcel et al., 1986). De estos tres *highstands*, el más antiguo (5e3) se caracteriza por una mayor presencia de *T. latus* así como por el desarrollo de facies oolíticas (Fig. 5A, B) en aquellos lugares en los que las condiciones fisiográficas lo permitieron (Bardají et al., 2009). El segundo *highstand* (MIS-5e2) registra una mayor altura relativa del nivel del mar en alguna de las secuencias estudiadas (La Marina, Dabrio et al., 2011; Campo de Tiro, Silva et al., 2005), aunque en otras es el primer *highstand* el que registra una mayor altura relativa (Cope, Zazo et al., 2003). Este segundo *highstand* está caracterizado en el SE peninsular por el desarrollo de sistemas de playa-duna similares a las del MIS5e3, pero con carácter siliciclástico (Zazo et al., 2003; Bardají et al., 2009; Dabrio et al., 2011; Zazo et al., 2013). En La Marina (Alicante) se han identificado hasta seis oscilaciones de menor escala temporal (mileniales) separadas por superficies erosivas (*lowstands*) en este segundo *highstand* del MIS5e (Dabrio et al., 2011).

Los espeleotemas freáticos estudiados en las cuevas litorales de Mallorca (Tuccimei et al. 2009; Ginés et al., 2012), registran como mínimo dos *highstands* durante el MIS5e, el primero entre 130 y 140ka, y el segundo entre 110 y 125ka, con un *lowstand* intermedio durante el cual el nivel del mar parece situarse a 14 m de profundidad (Fig. 6).

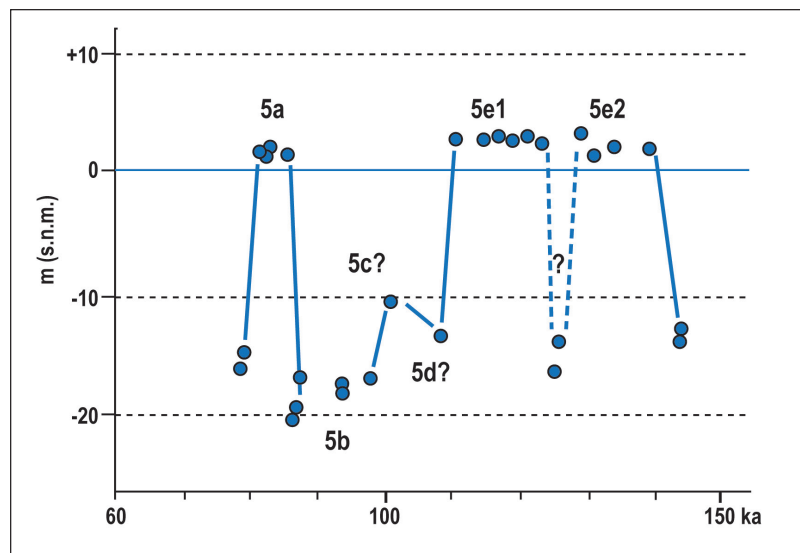


Figura 6.— Curva eustática del MIS 5 basada en dataciones U/Th en espeleotemas freáticos de Mallorca (mod. de Ginés et al., 2012, según datos de Tuccimei et al., 2006 y Dorale et al., 2010).

Respecto al *highstand* más reciente (MIS-5e1) sus características sedimentarias (Bardají et al., 2009; Dabrio et al., 2011) indican condiciones meteorológicas muy diferentes a las de los *highstands* previos. El MIS-5e1 presenta facies de mayor energía, con gravas y bloques generalmente empastados en una matriz arcillosa (Fig. 5C, D), y con presencia de *T. latus*, especie que desaparece en

Baleares. Estas facies sedimentarias marcan un deterioro climático con intensificación de tormentas al final del MIS-5e.

MIS-5c/MIS-5a

El MIS-5c ha sido identificado por criterios de campo, al aparecer encajado en las unidades del MIS-5e, y por las dataciones realizadas. Las primeras unidades asignadas al MIS-5c fueron descritas en Almería (Hillaire-Marcel et al., 1986), donde diferentes dataciones por series de uranio sobre *T. latus* dieron edades de 98-100ka, asimilables al MIS-5c. En Campo de Tiro (Hillaire-Marcel et al., 1996) también se registra una unidad más reciente que las unidades descritas más arriba del MIS-5e, cuya datación da una edad de ~100ka, compatible por tanto con el MIS-5c. No obstante, Silva et al. (2005) prefieren asignar esta unidad al MIS-5c/5a, dada la falta de correspondencia con un nivel del mar alto durante el MIS-5c en estas islas. En La Marina una unidad más reciente, encajada en las unidades correspondientes al MIS-5e, también ha sido asignada al MIS-5c/5a (Dabrio et al., 2011).

Los espeleotemas freáticos estudiados por Ginés et al., (2012) en cuevas litorales de Mallorca, registran el MIS-5c a una profundidad de ~10,5 m (Fig. 7), aunque han sido igualmente referenciados espeleotemas de esta edad a +1,5 /+2,5 m (Vesica et al., 2000). También con espeleotemas se ha registrado una alta posición del nivel del mar (aprox. +1m) durante el MIS-5a (Vesica et al., 2000; Dorale et al., 2010).

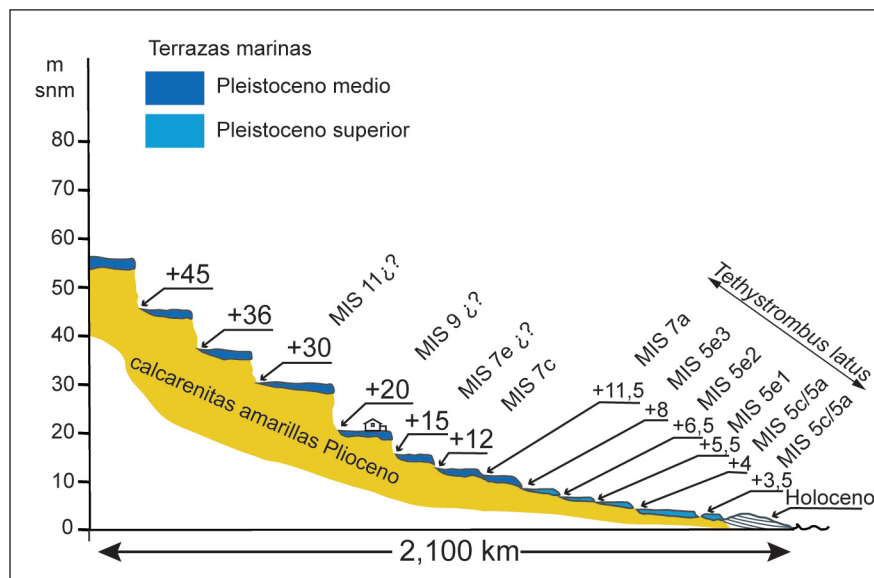


Figura 7.— Secuencia de terrazas marinas del Pleistoceno medio y superior en Loma del Viento (Campo Dalías, Almería), (mod. de Zazo et al., 2003)

Estos datos sugieren que el nivel del mar durante el MIS-5c no llegó a superar el nivel actual, como proponen diversas curvas del nivel del mar (Fig. 4), encontrándose por encima solo en zonas tectónicamente activas sometidas a levantamiento (Galve et al., 2020), mientras que durante el MIS-5a el nivel del mar en esta zona del Mediterráneo sí pudo alcanzar una altura similar o ligeramente superior al actual.

MIS-7

En el litoral Mediterráneo peninsular se ha identificado una unidad previa al MIS-5e, a una altura ligeramente inferior, conteniendo también *T. latus*, y cuyas dataciones son compatibles con el MIS7 (180±20ka; Hillaire-Marcel et al., 1986; Causse et al., 1993; Goy et al., 1993; Zazo et al., 2013). En La Marina (Alicante, Fig. 1) las dataciones mediante series de uranio realizadas en una unidad sedimentaria

previa al MIS-5e, con *T. latus* y *Cladocora caespitosa* (Linnaeus, 1767), confirman su edad, así como la presencia de esta fauna cálida en el MIS-7. Las observaciones de campo indican un nivel estimado del mar muy similar al del MIS-5e (≤ 4 m, Zazo et al., 2013).

En las zonas sometidas a un mayor levantamiento tectónico como es El Campo de Dalías (Almería, Fig. 1), el desarrollo de una secuencia de terrazas marinas escalonadas en Loma del Viento (Fig. 7) permite identificar tres terrazas del MIS-7, correlacionadas con el MIS-7a (+11,5m, con *T. latus*), MIS-7c y MIS-7e (+12 m - +15 m; sin *T. latus*), (Zazo et al., 2003). En Guardias Viejas (Almería, Fig. 1), por encima de las asignadas al MIS-5, se desarrolla una terraza a +17,5m, probablemente del MIS-7 (Zazo et al., 2013).

MIS-9/MIS-11

Dada su dificultad de datación, la asignación de unidades al MIS-9 y MIS-11 se establece por correlación con secuencias más recientes y bien datadas, es decir por datación relativa. Las características de estos dos interglaciares, como son un clima más cálido y un nivel del mar por encima del actual, y también por encima del alcanzado durante el MIS-7 (Waelbroeck et al., 2002; Murray-Walace & Woodroffe, 2014; Spratt & Lisiecki, 2016) ha ayudado a identificar estos dos estadios isotópicos en las secuencias estudiadas. De los dos, el de mayor duración, así como más cálido y estable, y con un nivel del mar más elevado, es el MIS-11 (Loutre & Berger, 2003; Rohling et al., 2010; Murray-Wallace & Woodroffe, 2014).

Las zonas donde se registran mejor estos estadios isotópicos son aquellas en las que el levantamiento tectónico ha favorecido el desarrollo de amplias secuencias de terrazas marinas escalonadas

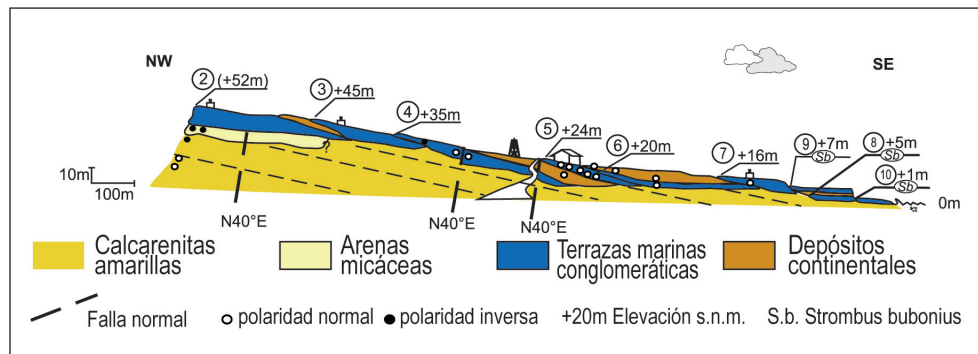


Figura 8.— Secuencia de unidades sedimentarias en la sección de Casa de Renco (Cuenca de Cope, Murcia), (mod. de Zazo et al., 2013)

(Campo Dalías, Fig. 7) o en *offlap* (Cope, Fig. 8).

En Loma del Viento (Almería, Fig. 1), entre las terrazas desarrolladas por encima de las del MIS-7 (Fig. 7) destaca, por su mayor altura relativa y por su extensión lateral, la situada a +30m, habiéndola asignado tentativamente al MIS-11, por lo que la de +20 m correspondería al MIS-9. En la secuencia de Guardias Viejas (Almería, Fig. 1) por encima de la terraza del MIS-7 se desarrolla una terraza a +29 m, asignada al MIS-9, y otra por encima de ella (+40 m) correlacionada con el MIS-11.

En la cuenca de Cope (Murcia, Fig. 1) se desarrolla una amplia secuencia de terrazas en *offlap* que registran gran parte del Pleistoceno inferior y medio, en la que se encajan las unidades más recientes del MIS-7 y MIS-5e (Fig. 8). En esta secuencia se registran tres unidades previas al MIS-7, la primera de ellas a +16 m podría corresponder al MIS-9. Las dos anteriores (+20 y +24 m), son mucho más extensas y están separadas por una ligera superficie erosiva, pero sin desarrollo de depósitos continentales entre ellas, por lo que pueden ser correlacionadas con el MIS-11 (Zazo et al., 2013).

En la Sierra del Molar-La Marina (Alicante, Fig. 1) la configuración geodinámica condiciona el registro de las unidades sedimentarias en los últimos 450ka. El levantamiento de la Sierra del Molar, así como la reactivación de fracturas de dirección E-O, propició el desarrollo de terrazas marinas

escalonadas (Zazo et al., 2013) la más reciente de las cuales es la terraza compleja de La Marina-El Pinet, que incluye el MIS-5 y MIS-7. Las dos terrazas inmediatamente anteriores, y sobre las que se encaja, se sitúan a +28 m y +21 m, pudiéndose correlacionar con los MIS-11 y MIS-9 respectivamente (Fig. 9).

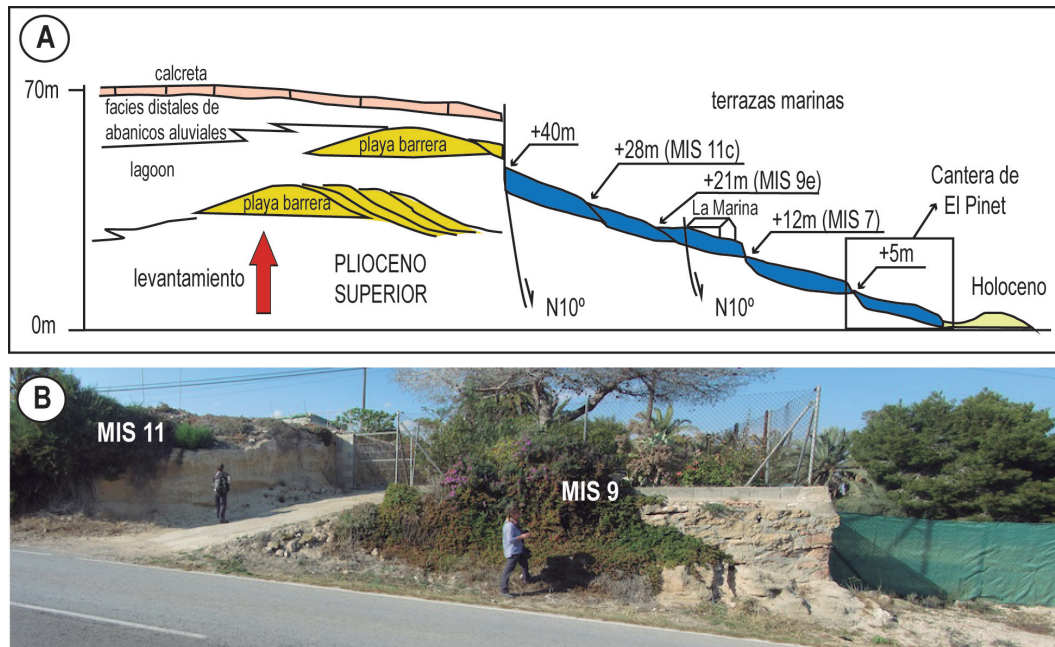


Figura 9.— A) Secuencia sedimentaria general de El Molar – La Marina (mod. de Zazo et al., 2003); B) Terrazas correspondientes al MIS 9e y MIS 11c junto a La Marina.

Al sur de la Bahía de Palma (Mallorca) en Cala Blava (Fig. 10), se registra una secuencia de seis terrazas marinas, entre +10 y +0,75m. La similitud de facies sedimentarias y contenido faunístico permite correlacionar las tres más recientes con las descritas en Campo de Tiro, datadas en el MIS-5e. Las terrazas situadas a +4 y +6,5 m (Fig. 10) han sido asignadas al MIS-7 y MIS-9 (Zazo et al., 2003). La terraza más alta (+10 m) se correlaciona lateralmente con otra terraza descrita en Cap Orenol, situada a +11 m y en la que Cuerda (1989) identificó abundante fauna senegalesa, incluyendo *T. latus*, por lo que inicialmente se adscribió al MIS-5e. No obstante, la relación sedimentaria y geomorfológica entre las tres secciones estudiadas, así como su contenido faunístico, llevó a Zazo et al., (2003) a asignar una edad MIS-11 para la terraza más alta, constituyendo por tanto el estadio isotópico más antiguo en el que se registra la presencia de *T. latus* de todo el Mediterráneo.

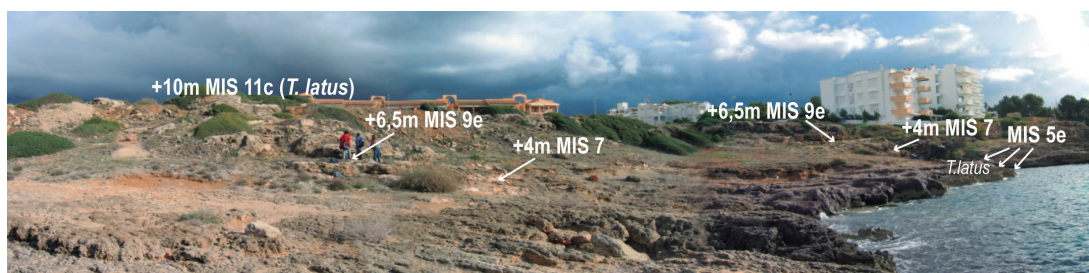


Figura 10.— Secuencia sedimentaria de Cala Blava (Mallorca), (mod. de Zazo et al., 2003)

Tasas de movimiento vertical

Para el cálculo de las tasas de movimiento vertical se han seleccionado aquellas zonas que presentan un registro amplio de terrazas marinas de los últimos 450 ka (Loma del Viento, Guardias Viejas, Cuenca de Cope o Cala Blava) o un mejor control cronológico y mayor detalle para el MIS-5 (Rambla Amoladeras, La Marina o Campo de Tiro) estas dos últimas refuerzan además la cronología de las secuencias de El Molar y Cala Blava respectivamente. Se han considerado los máximos y mínimos de las correcciones eustáticas según los diferentes autores (Tabla 2), calculándose tasas máximas y mínimas según dichos valores (Tabla 3).

Tabla 3. Tasas de movimiento vertical calculadas para las secuencias estudiadas

MIS	altura (m)	Edad (ka)	e máx (m)	e min. (m)	Tasa min. (mm/a)	Tasa máx. (mm/a)	e (mallorca)	Tasa 2 (mm/a)
Loma del Viento (Campo Dalías, Almería)								
5c	+4	96	+5,3	-9,4	-0,014	0,14		
5e1	+5,5	119	+3,5	+1,5	0,017	0,034		
5e2	+6,5	123	+4	+3	0,020	0,028	+2,75	0,030
5e3	+8	128	+9	+6	-0,008	0,016	+2,25	0,045
7a	+11,5	193	+4	-20	0,039	0,163		
7c	+11,5	215	+4	-20	0,035	0,147		
7e	+11,5	240	+4	-20	0,031	0,131	+2	0,040
9e	+15	330	+5	+1	0,030	0,042		
11c	+20	405	+13	+6	0,017	0,035		
Guardias Viejas (Almería)								
5e1	+3	119	+3,5	+1,5	0,021	0,038		
5e2	+6	123	+4	+3	0,081	0,089	+2,75	0,026
5e3	+14	128	+9	+6	0,039	0,063	+2,25	0,092
7a	+17,5	193	+4	-20	0,070	0,194		
7c	+17,5	215	+4	-20	0,063	0,174		
7e	+17,5	240	+4	-20	0,056	0,156	+2	0,065
9e	+29	330	+5	+1	0,073	0,085		
11c	+40	405	+13	+6	0,067	0,084		
Rambla Amoladeras (Almería)								
5a	+1	82	+5,5	-10,5	-0,055	0,140		
5c	+8	96	+5,3	-9,4	0,028	0,181		
5e3	+11	128		+6	0,016	0,039		
Cuenca de Cope (Murcia)								
5e2	+1	123	+4	+3	-0,024	-0,018	+2,75	-0,014
5e3	+7	128	+9	+6	-0,016	0,008	+2,25	0,037
7a	+5	193	+4	-20	0,005	0,130		
7c	+5	215	+4	-20	0,005	0,116		
7e	+5	240	+4	-20	0,004	0,104	+2	0,13
9e	+16	330	+5	+1	0,033	0,045		
11c	+20	405	+13	+6	0,017	0,035		

Tabla 3 (cont.). Tasas de movimiento vertical calculadas para las secuencias estudiadas

MIS	altura (m)	Edad (ka)	e máx (m)	e mín. (m)	Tasa mín. (mm/a)	Tasa máx. (mm/a)	e (mallorca)	Tasa 2 (mm/a)
e máx./e mín.: corrección eustática Tabla 2; e (Mallorca): corrección eustática según espeleotemas Mallorca (Ginés et al., (2012))								
La Marina – El Pinet								
5a	+1,8	82	+5,5	-10,5	-0,045	0,150	+1,6	0,02
5c	+1,8	96	+5,3	-9,4	-0,036	0,117		
5e1	+2,5	119	+3,5	+1,5	-0,008	0,008		
5e2	+3,5	123	+4	+3	-0,004	0,004	+2,75	0,06
5e3	+1,5	128	+9	+6	-0,059	-0,035	+2,25	-0,06
7a	+0,5	193	+4	-20	-0,018	0,106		
La Marina - El Molar (Alicante)								
7c	+12	215	+4	-20	0,037	0,149		
7e	+12	240	+4	-20	0,033	0,133	+2	0,042
9e	+21	330	+5	+1	0,048	0,061		
11c	+28	405	+13	+6	0,037	0,054		
Campo de Tiro (Mallorca)								
5a	+1	82	+5,5	-10,5	-0,055	0,140	+1,6	-0,007
5c	+1	96	+5,3	-9,4	-0,045	0,108		
5e1	+1,5	119	+3,5	+1,5	-0,017	0,000		
5e2	+3	123	+4	+3	-0,008	0,000	+2,75	0,002
5e3	+1	128	+9	+6	-0,063	-0,039	+2,25	-0,010
Cala Blava (Mallorca)								
5e1	+0,75	119	+3,5	+1,5	-0,023	-0,006		
5e2	+2,5	123	+4	+3	-0,012	-0,004	+2,75	-0,002
5e3	+1,5	128	+9	+6	-0,059	-0,035	+2,25	-0,006
7a	+4	193	+4	-20	0,000	0,124		
7c	+4	215	+4	-20	0,000	0,112		
7e	+4	240	+4	-20	0,000	0,100	+2	0,008
9e	+6,5	330	+5	+1	0,005	0,017		
11c	+10	405	+13	+6	-0,007	0,010		
e máx./e mín.: corrección eustática Tabla 2; e (Mallorca): corrección eustática según espeleotemas Mallorca (Ginés et al., (2012))								

El cálculo se ha realizado para cada secuencia estudiada teniendo en cuenta la altura del nivel relativo del mar en cada estadio isotópico con el fin de comparar tasas a lo largo del tiempo en una misma localidad. En el caso del MIS-7, cuando no se puede identificar el subestadio concreto, los cálculos se han realizado utilizando la misma altura de campo y la misma corrección eustática, pero variando solo la edad de cada subestadio, con el fin de analizar si hay diferencias notables en las tasas resultantes, o si se ajustan a las tasas calculadas para otros estadios isotópicos en la misma secuencia. En el caso de los MIS-9 y 11, se ha asumido que las unidades asignadas a estos estadios se correlacionan con los subestadios MIS-9e y MIS-11c, ya que son los que registran una posición del nivel del mar más alta según las diferentes curvas (Fig. 4).

Los resultados obtenidos para el MIS-5a y el MIS-5c (sombreado en azul en la Tabla 3) dan valores muy dispares, desde un levantamiento importante hasta una subsidencia considerable (Tabla 3). Una posible causa de esta disparidad puede ser que, en el Mediterráneo occidental, el nivel del mar se

encontrase entre los valores máximos y mínimos establecidos por Crevelling et al. (2017), más cercano a los propuestos para la isla de Mallorca de +1/+1,5 m (Vesica et al., 2000; Ginés et al., 2012). Un problema similar lo encontramos en las tasas calculadas para el MIS-5e3 que resultan excesivamente bajas en comparación con las tasas generales de cada secuencia, llegando incluso a alcanzar valores negativos (subsistencia) en zonas cuyo patrón geomorfológico (terrazas escalonadas o en *offlap*) evidencia un levantamiento (Loma del Viento, Cope). Estas incongruencias parecen indicar que el nivel del mar en el Mediterráneo occidental no llegó a alcanzar los valores inicialmente utilizados como referencia en este trabajo (Hearty et al., 2007) sino que se encontraba significativamente más bajo.

Para establecer un escenario del nivel del mar durante el MIS-5 más congruente con la tendencia tectónica y la disposición geomorfológica de las secuencias estudiadas, se han calculado las tasas de movimiento vertical incluyendo como corrección eustática (e Mallorca en Tabla 3) las posiciones medias del nivel del mar (MIS-5 y MIS-7) registradas mediante espeleotemas freáticos en la isla de Mallorca (Vesica et al., 2000; Tuccimei et al., 2006; Ginés et al., 2012). Los resultados obtenidos (Tasa 2, Tabla 3) parecen más congruentes con los calculados para estadios isotópicos previos en cada secuencia, parece confirmar una posición del nivel del mar en el Mediterráneo occidental más baja que la propuesta por Hearty et al. (2007).

Otra singularidad es el valor obtenido para el MIS-7 (Tabla 3) con unas tasas calculadas, independientemente del subestadio que consideremos, anómalamente altas en relación con las calculadas para los estadios isotópicos previos y posteriores, no pareciendo congruente que la tasa de levantamiento se acelere justo en el MIS-7. Lo más probable es que en el Mediterráneo occidental el nivel del mar durante el MIS-7 estuviese más cerca del valor de la corrección eustática máxima (+4m), tal y como proponen Vesica et al. (2000) en base a un espeleotema freático datado en 232 ± 28 ka y situado a +4,9m.

Hay que destacar el grado de influencia que estas tasas tienen sobre el patrón geomorfológico desarrollado por las terrazas marinas (Zazo et al., 1993; Galve et al., 2020). Las mayores tasas de levantamiento (0,05-0,09 mm/año) favorecen el desarrollo de terrazas marinas escalonadas (Guardias Viejas, Loma del Viento y El Molar), mientras que tasas con valores ligeramente más bajos (0,03-0,05 mm/año) condicionan el desarrollo de secuencias de terrazas en *offlap* (Cope, Murcia).

Cabe reseñar que los valores obtenidos en La Marina, Campo de Tiro y Cala Blava, presentan por lo general tasas de levantamiento muy bajas ($<0,008$ mm/año) o incluso de hundimiento. Esto puede estar relacionado o bien con el hecho de que alguna de estas zonas sí está experimentando una subsidencia real (tasas <1 mm/año) o bien son zonas más o menos estables (tasas $=0,0$ mm/año).

Interpretación y Discusión

El análisis geomorfológico, sedimentológico y paleontológico de los estadios isotópicos MIS-5 a MIS-11 en el litoral mediterráneo español permite establecer un registro tanto de los cambios del nivel del mar como de los climáticos de los últimos 450 ka, cuyas características pueden extrapolarse al Mediterráneo occidental.

Registro de los cambios del nivel del mar

La disposición geomorfológica de las secuencias estudiadas (*offlap* o encajamiento) evidencia un grado de levantamiento tectónico que favoreció el registro de un mayor número de terrazas. Las dataciones realizadas para el MIS-5 permiten establecer un marco cronológico más ajustado.

En el MIS-5e se han identificado hasta tres *highstands* y la presencia de materiales sedimentarios continentales entre los dos más antiguos (Campo de Tiro) evidencia un *lowstand* más importante que entre los dos más recientes. Las edades obtenidas (136ka, 117ka, y 117ka; Hillaire-Marcel et al., 1996) permiten proponer que los dos *highstands* más recientes se sucedieron en muy corto tiempo, siendo insuficiente la resolución del método para diferenciarlos cronológicamente. La cronología no difiere mucho de las establecidas por otros autores para los diferentes *highstands* del MIS-5e (ver discusión en

Hearty et al., 2007), ni tampoco el número de *highstands*, que por lo general se establece en tres con un marcado *lowstand* entre los dos primeros. La principal diferencia es que en nuestras secuencias el nivel más alto del mar se registra en el segundo o tercer *highstand* mientras que el tercero (el más alto según Hearty et al., 2007) representa un cambio rápido con un nivel del mar más bajo.

En cuanto a los subestadios más recientes, tanto el MIS-5c como el MIS-5a, han sido identificados y datados en diferentes puntos del litoral. Edades compatibles con el MIS-5c (ca. 98-100ka) han sido obtenidas en secuencias de Almería y Alicante (Hillaire Marcel et al., 1986; Goy et al., 1993; Silva et al., 1993) a una altura inferior que el MIS-5e, pero por encima del nivel del mar actual. Esto podría ser consecuencia de un levantamiento local o regional, pero las tasas calculadas suponiendo un nivel del mar a -20 m serían excesivamente altas y totalmente disonantes con las tendencias calculadas para el resto de las secuencias (Tabla 3). No obstante, y dada la posición por debajo del nivel del mar actual (~-10,5m) detectada en espeleotemas freáticos de la isla de Mallorca y asignada tentativamente al MIS-5c (Ginés et al., 2012), se ha optado por identificarlos como 5a/5c, ya que, aunque las edades sí podrían ser compatibles con el MIS-5c, la altura relativa del nivel del mar es más congruente con una edad MIS-5a, (Ginés et al., 2012; Dorale et al., 2010; Crevelling et al., 2020).

Los registros obtenidos indican que al menos durante el MIS-5a, y probablemente también durante el MIS-5c, el nivel del mar estuvo por encima del actual, aunque por debajo del alcanzado durante el MIS-5e2. El MIS-5e3, se caracteriza por el desarrollo de sistemas de playa-duna con facies oolíticas en diversos puntos del litoral (Bardají et al., 2009) y abundante fauna cálida senegalesa.

En muchos puntos del litoral, se han identificado terrazas marinas correspondientes al MIS-7, en la mayoría de los casos con *T. latus* (Hillaire Marcel et al., 1986; Goy et al., 1993; Zazo et al., 2003; 2013; Dabrio et al., 2011, etc.), lo que sugiere una posición del nivel del mar congruente con la establecida en Mallorca en base a espeleotemas freáticos (+4,9 m; Vesica et al., 2000) y muy diferente a la referida en otros lugares del Mediterráneo (-18 m, Dutton et al., 2009; -18 a -9 m, Bard et al., 2002).

En lo que se refiere al MIS-9 y MIS-11, la posición del nivel del mar se establece a unas alturas de máximas +5 m y +13 m respectivamente (Murray-Wallace & Woodroffe, 2014). En nuestros litorales se han identificado como unas terrazas amplias, sobre todo la asignada al MIS-11.

La distribución de la fauna cálida senegalesa tanto espacial como cronológicamente en el Mediterráneo occidental, nos permite analizar los cambios en el patrón de distribución de dicha especie. La presencia de *Tethystrombus latus* está ligada a unas condiciones de temperatura y salinidad superficial del agua del mar no presentes en el Mediterráneo actual (Bardají et al., 2009; Zazo et al., 2013) por lo que su presencia y/o ausencia permite establecer cambios en las condiciones superficiales del agua del mar y en la configuración de las corrientes superficiales de entrada, ya que esta especie migra en estado larvario arrastrada por dichas corrientes. *T. latus* entra por primera vez en el Mediterráneo durante el MIS-11, aunque su presencia es escasa. Vuelve a entrar en el MIS-7, expandiéndose por todo el Mediterráneo durante el MIS-5e y superviviendo localmente a lo largo del MIS-5c y 5a. En el resto del Mediterráneo su presencia está restringida al MIS-5e (Italia: Ferranti et al., 2006; Túnez: Paskoff & Sanlaville, 1980; Mahmoudi et al., 1987; Jedoui et al., 2003 a, b), aunque los datos de campo parecen evidenciar entradas sucesivas.

Tasas de movimiento vertical

El cálculo de las tasas de movimiento vertical es relativo, ya que se parte de una posición del nivel del mar y una cronología muy dispar según la curva y los datos que se apliquen (Caputo, 2007; de Gelder et al., 2020). Este trabajo utiliza valores máximos y mínimos para la corrección eustática según diferentes autores, y la cronología del LR04 *stack* para los estadios isotópicos (Lisiecki & Raymo, 2005), (Tablas 2 y 3).

La península ibérica tiene una actividad tectónica baja a moderada (Azañón & Cabral, 2020), que disminuye hacia el norte según nos vamos alejando del límite de placas, y que se refleja en las tasas de movimiento vertical. Las mayores tasas de levantamiento se registran en Gibraltar (Zazo et al., 1999; Galve et al., 2020) donde en base a la máxima altura de los depósitos marinos correspondientes al

MIS-5c (+11m) y MIS-5e (+20m), se han calculado unas tasas que varían entre un mínimo de 0,085 mm/año y un máximo 0,138 mm/año para el MIS-5e, y de 0,030 mm/año para el MIS-5c. A partir de estos valores máximos de levantamiento, las tasas van disminuyendo hacia el este y hacia el oeste, variando en función de la tectónica local. En algunas zonas como p.ej. Málaga, las tasas calculadas muestran una cierta estabilidad tectónica o ligera subsidencia desde el MIS-5 (0,00 a -0,008 mm/año; Lario, 1996; Galve et al., 2020). Más hacia el este, la actividad tectónica está directamente controlada por la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (*EBSZ, Eastern Betics Shear Zone*; Montenat et al., 1987; Coppier et al., 1989; Silva et al., 1993), alternándose zonas en levantamiento con zonas en hundimiento. La actividad tectónica local es la que promueve el desarrollo de secuencias escalonadas (Guardias Viejas y Loma del Viento, Almería) donde la presencia de fallas activas ha condicionado su desarrollo (Zazo et al., 2003), alcanzándose tasas medias de elevación de 0,070-0,080 mm/año y 0,034-0,040 mm/año respectivamente. Otro caso similar es Cope (Murcia) donde una importante actividad sismotectónica en el MIS-5 (Bardají et al., 2015) condiciona la distribución de las diferentes unidades sedimentarias. El movimiento relativo de bloques estructurales limitados por fallas activas, ha condicionado que unidades de la misma edad alcancen alturas diferentes a lo largo de la cuenca, p.ej. de +2 m a +9 m para el MIS-5e (Zazo et al., 2003; Bardají et al., 2015). La secuencia general muestra un patrón geomorfológico en *offlap* consecuencia de una tasa moderada de levantamiento (Tabla 3).

En la apertura terminal septentrional de la EBSZ (Fig. 1), el desarrollo de antiformal de dirección ENE-OSO y fallas NO-SE (Silva et al., 1999) condiciona la creación de zonas subsidentes como p.ej. el Mar Menor, donde se alcanzan tasas de hundimiento de entre -0,031 mm/año y -0,085 mm/año, según la corrección eustática utilizada (Galve et al., 2020). Este patrón geodinámico es también el que condiciona las alturas de las unidades descritas en El Molar-La Marina (levantamiento) y La Marina-El Pinet (ligera subsidencia - estabilidad), (Tabla 3).

Los resultados obtenidos sobre las tasas de movimiento vertical (Tabla 3) muestran unas tendencias ligeramente incongruentes en el tiempo, al pasar en algunos casos de levantamiento moderado (MIS-11 – MIS-9) a subsidencia (MIS-5) (Tabla 3). Esto puede ser debido a la aplicación de correcciones eustáticas muy alejadas de los valores reales, sobre todo en los interglaciares más recientes. Aplicando los datos obtenidos en espeleotemas freáticos (Ginés et al., 2012) estas tasas adquieren unos valores más congruentes a lo largo del tiempo (Tabla 3). Estas tasas contrastan con las publicadas para el Cabo de San Vicente (SO de Portugal) en donde se ha descrito una secuencia de terrazas erosivas, algunas recubiertas por sedimentos de playa del MIS-5, a aprox. +120 m (Figueiredo et al., 2013), lo que permite establecer una tasa de elevación de 0,1-0,2 mm/año, equivalente a las máximas calculadas para Gibraltar (0,138 mm/año). Esta distribución de tasas marca un mayor levantamiento, originado por el empuje de la placa africana, en el Cabo San Vicente que disminuye hacia el norte, hasta la Falla de Alentejo-Plasencia moderándose en el Bajo Alentejo, donde las tasas relativamente bajas (Goy et al., 2024) pueden ser debidas a la actividad reciente de fallas paralelas al litoral. Por otra parte, en el litoral astur-cántabro (área de El Pindal; Goy et al., 2023) el elevado número de terrazas marinas cuaternarias escalonadas (14) y la altura que alcanzan (+220m) parecen sugerir unas altas tasas de elevación tentativamente atribuibles al choque entre la microplaca Ibérica con la placa Euroasiática.

Conclusiones

El registro de los cambios del nivel del mar en el litoral mediterráneo español muestra el desarrollo de tres *highstands* durante el MIS-5e, sugiriendo una mayor altura del nivel del mar durante el segundo de ellos. Estos registros sugieren una posición del nivel del mar ligeramente más alta que la actual durante los MIS-7, MIS-5c y MIS-5e, lo que contrasta con la mayoría de las curvas del nivel del mar propuestas para los últimos 450 ka. En las secuencias más completas analizadas, se identifican terrazas marinas correspondientes a los MIS-9 y MIS-11, caracterizadas por su amplio desarrollo.

Del cálculo de tasas de movimiento vertical se desprende la dificultad de aplicar una curva determinada para las unidades correspondientes a los interglaciares de los últimos 450ka (MIS-5 a MIS-11). Las

tasas calculadas muestran ligeras incongruencias, ya sea con el patrón geomorfológico o con las calculadas para otros períodos interglaciares de la misma secuencia sedimentaria. Estas incongruencias pueden estar relacionadas con la aplicación de alturas del nivel del mar (corrección eustática) durante los interglaciares analizados muy diferentes a las que debieron darse en el Mediterráneo occidental.

CONFLICTOS DE INTERÉS

Los/as autores/as de este artículo declaran no tener conflictos de intereses financieros, profesionales o personales que pudieran haber influido de manera inapropiada en este trabajo.

FINANCIACIÓN

Esta publicación es parte de los proyectos de I+D+i PID 2023-146299OB-C21 y PID 2021-123510OB-I00 financiados por MICIN AEI/10.13039/501100011033/. Es una contribución al IAG WG on Coastal Geoarqueology.

AUTORÍA CRediT

Caridad Zazo: Conceptualización, Investigación, Metodología, Supervisión; **José Luis Goy:** Conceptualización, Investigación, Metodología, Supervisión, Validación; **Teresa Bardají:** Conceptualización, Investigación, Metodología, Visualización, Redacción - borrador original, Redacción - revisión y edición; **Cristino J. Dabrio:** Conceptualización, Investigación, Metodología; **Javier Lario:** Conceptualización, Investigación, Metodología, Redacción - revisión y edición; **Sergio Sánchez Moral:** Administración del Proyecto, Redacción - revisión y edición.

Referencias

- Adkins, J.F., McIntyre, K. & Schrag, D.P. (2002). The salinity, temperature, and $\delta^{18}\text{O}$ of the Glacial Deep Ocean. *Science* 298, 1769–1773. <https://doi.org/10.1126/science.1076252>
- Azañón, J.M. & Cabral, J. (2020). Active Processes in Iberia: An Introduction. In C. Quesada & J. T. Oliveira (Eds.), *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach* (pp. 1–3). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-030-10931-8_1
- Bard, E., Antonioli, F. & Silenzi, S. (2002). Sea-level during the penultimate interglacial period based on a submerged stalagmite from Argentarola Cave (Italy). *Earth and Planetary Science Letters*, 196, 135-146. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00600-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00600-8)
- Bardají, T., Goy, J. L., Zazo, C., Hillaire-Marcel, C., Dabrio, C. J., Cabero, A., Ghaleb, B., Silva, P. G. & Lario, J. (2009). Sea level and climate changes during OIS 5e in the western Mediterranean. *Geomorphology*, 104, 22-37. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.05.027>
- Bardají, T., Cabero, A., Lario, J., Zazo, C., Silva, P. G., Goy, J. L. & Dabrio, C. J. (2015). Coseismic vs. climatic factors in the record of relative sea level changes: an example from the Last Interglacials in SE Spain. *Quaternary Science Reviews*, 113, 60-77. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.10.005>
- Bardají, T. & Lario, J. (2022). Estadios isotópicos marinos. Estratigrafía de los isótopos del oxígeno. *Cuaternario y Geomorfología*, 36(3-4), 143-154. <https://doi.org/10.17735/cyg.v36i3-4.94172>
- Caputo, R. (2007). Sea-level curves: Perplexities of an end-user in morphotectonic applications. *Global and Planetary Changes*, 57, 417-423. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.03.003>
- Causse, Ch., Goy, J. L., Zazo, C. & Hillaire-Marcel, C. (1993). Potentiel chronologique (Th/U) des faunes Pléistocènes méditerranéennes: Exemple des terrasses marines des régions de Murcie et Alicante (Sud-Est de l'Espagne). *Geodinamica Acta*, 6, 121–134. <https://doi.org/10.1080/09853111.1993.11105242>
- Cerrone, C., Vacchi, M., Fontana, A. & Rovere, A. (2021) Last Interglacial sea-level proxies in the western Mediterranean. *Earth System Science Data*, 13, 4485–4527. <https://doi.org/10.5194/essd-13-4485-2021>
- Coppier, G., Griveaud, P., Larouziere, F. D., Montenat, Ch. & Ott d'Estevou, P. (1989). Example of Neogene tectonic indentation in the Eastern Betic Cordilleras: The Arc of Aguilas (Southeastern Spain). *Geodinamica Acta*, 3, 37–51. <https://doi.org/10.1080/09853111.1989.11105173>

- Christ, A. J., Rittenour, T. M., Bierman, P. R., Keisling, B. A., Knutz, P. C., Thomsen, T. B., Keulen, N., Fosdick, J. C., Hemming, S. R., Tison, J. L., Blard P. H., Steffensen, J. P., Caffee, M. W., Corbett, L. B., Dahl-Jensen, D., Dethier, D. P., Hidy, A. J., Perdrial, N., Peteet, D. M., Steig, E. J. & Thomas, E. K. (2023). Deglaciation of northwestern Greenland during Marine Isotope Stage 11. *Science*, 381, 350-335. <https://doi.org/10.1126/science.ade4248>
- Creveling, J. R., Mitrovica, J. X., Clark, P. U., Waelbroeck, C. & Pico, T. (2017). Predicted bounds on peak global mean sea level during marine isotope stages 5a and 5c. *Quaternary Science Reviews*, 163, 193-208. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.03.003>
- Cuerda, J. (1989). *Los tiempos cuaternarios de las Baleares*. Conselleria de Cultura, Educació i Esports Govern Balear.
- Dabrio, C. J. & Polo, M. D. (2015). Cambios del nivel del mar. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 23(2), 171-179.
- Dabrio, C. J., Goy, J. L. & Zazo, C. (1985). A model of conglomeratic beaches in tectonically active areas (Late Pleistocene-actual Almería, Spain). *Proceedings 6th European Regional Meeting, I.A.S. International Association of Sedimentologists*, 104-107.
- Dabrio, C. J., Zazo C., Cabero, A., Goy, J. L., Bardají, T., Hillaire-Marcel, C., González-Delgado J.A., Lario, J. Silva, P. G., Borja, F. & García-Blázquez A. M. (2011). Millennial/submillennial-scale sea-level fluctuations in western Mediterranean during the second highstand of MIS-5e. *Quaternary Science Reviews*, 30, 335-346. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.11.014>
- De Gelder, G., Jara-Muñoz, J., Melnick, D., Fernández-Blanco, D., Rouby, H., Pedoja, K., Husson, L., Armijo, R. & Lacassin, R. (2020). How do sea-level curves influence modeled marine terrace sequences?. *Quaternary Science Reviews*, 229, 106132. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.106132>
- De Giorgio, V., Sabato, L. & Tropeano, M. (2023). Gravelly beach deposits as a proxy for relative sea-level changes in microtidal wave-dominated shoreline systems: examples from the hinterland of the Taranto gulf (middle Pleistocene, Basilicata, southern Italy). *Water*, 15, 3631. <https://doi.org/10.3390/w15203631>
- Dendy, S., Austermann, J., Creveling, J. R. & Mitrovica, J. R. (2017). Sensitivity of Last Interglacial sea-level high stands to ice sheet configuration during Marine Isotope Stage 6. *Quaternary Science Reviews*, 171, 234-244. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.06.013>
- Dorale, J. A., Onac, B. P., Fornós, J. J., Ginés, J., Ginés, A., Tuccimei, P. & Peate, D. W. (2010). Sea level highstand 81.000 years ago in Mallorca. *Science*, 327, 860-863. <https://doi.org/10.1126/science.1181725>
- Dumas, B., Guérémy, P. & Raffy, J. (2005). Evidence for sea-level oscillations by the «characteristic thickness» of marine deposits from raised terraces of Southern Calabria (Italy). *Quaternary Science Reviews*, 24, 2120–2136. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.12.011>
- Dutton, A., Bard, E., Antonioli, F., Esat, T. M., Lambeck, K. & McCulloch, M. T. (2009). Phasing and amplitude of sea-level and climate change during the penultimate interglacial. *Nature Geoscience*, 2, 355-359. <https://doi.org/10.1038/ngeo470>
- Dutton, A., Carlson, A. E., Long, A. J., Milne, G. A., Clark, P. U., DeConto, R., Horton, B. P., Rahmstorf, S. & Raymo, M. E. (2015a). Sea-level rise due to polar ice-sheet mass loss during past warm periods. *Science*, 349, aaa4019. <https://doi.org/10.1126/science.aaa4019>
- Dutton, A., Webster, J. M., Zwart, D., Lambeck, K. & Wohlfarth, B. (2015b). Tropical tales of polar ice: evidence of Last Interglacial polar ice sheet retreat recorded by fossil reefs of the granitic Seychelles islands. *Quaternary Science Reviews*, 107, 182-196. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.10.025>
- Elderfield, H., Greaves, M., Barker, S., Hall, I.R., Tripathi, A., Ferretti, P., Crowhurst, S., Booth, L. & Daunt, C. (2010). A record of bottom water temperature and seawater $\delta^{18}O$ for the Southern Ocean over the past 440 kyr based on Mg/Ca of benthic foraminiferal *Uvigerina* spp. *Quaternary Science Reviews*, 29(1–2), 160–169. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.07.013>
- Elderfield, H., Ferretti, P., Greaves, M., Crowhurst, S., McCave, N., Hodell, D. & Piotrowski, A. (2012). Evolution of ocean temperature and ice volume through the Mid-Pleistocene climate transition. *Science*, 10, 704–709. <https://doi.org/10.1126/science.1221294>
- Emiliani, C. (1955). Pleistocene Glacial and Interglacial Ages from Foraminifera and Carbonate Cycles. *Journal of Geology*, 63(4), 538-554.
- Evelpidou, N. & Pirazzoli, P. A. (2015). Sea Level indicators. In C. W. Finkl & C. Makowski (Eds.), *Environmental Management and Governance: Advances in Coastal and Marine Resources* (pp. 291-311), Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-319-06305-8_12

- Fairbanks, R. G. (1989). A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342, 637–642. <https://doi.org/10.1038/342637a0>
- Fairbridge, R. W. (1961). Eustatic Changes in Sea Level. *Physics and Chemistry of the Earth*, 4, 99–185. [https://doi.org/10.1016/0079-1946\(61\)90004-0](https://doi.org/10.1016/0079-1946(61)90004-0)
- Ferranti, L., Antonioli, F., Mauz, B., Amorosi, A., Dai Para, G., Mastronuzzi, G., Monaco, C., Pappalardo, M., Radtke, U., Renda, P., Romano, P., Sansó, P. & Verrubbi, V. (2006). Markers of the Last Interglacial Sea level highstand along the coast of Italy: tectonic implications. *Quaternary International*, 145–146, 30–54. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2005.07.009>
- Figueiredo, P. M., Cabral, J. & Rockwell, T. K. (2013). Recognition of Pleistocene marine terraces in the Southwest of Portugal (Iberian Peninsula): evidences of regional Quaternary uplift. *Annals of Geophysics*, 56(6), S0672. <https://doi.org/10.4401/ag-6276>
- Figueiredo, P.M., Rockwell, T.K., Cabral, J. & Ponte, L.C. (2019). Morphotectonics in a low tectonic rate area: Analysis of the southern Portuguese Atlantic coastal region. *Geomorphology*, 326, 132–151. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.02.019>
- Galve, J. P., Pérez-Peña, J. V., Azañón, J. M., Insua Pereira, D. M., Cunha, P. P., Ortuño, M., Viaplana-Muzas, M., Gracia Prieto, F. J., Remondo, J., Bardají, T., Silva, P. G., Lario, J., Zazo, C., Goy, J. L., Dabrio, C. J. & Cabero, A. (2020). Active landscapes of Iberia. In C. Quesada & J. T. Oliveira (Eds.), *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach* (pp. 77–124). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-030-10931-8_5
- Ginés, J., Ginés, A., Fornós, J. F., Tuccimei, P., Onac, B. O., & Gràcia, F. (2012). Phreatic Overgrowths on Speleothems (POS) from Mallorca, Spain: Updating forty years of research. In A. Ginés, J. Ginés, L. Gómez-Pujol, B. P. Onac & J. J. Fornós (Eds). *Mallorca: a Mediterranean Benchmark for Quaternary Studies* (pp. 111–146). Societat d’Història Natural de les Balears.
- Goy, J. L., Zazo, C., Hillaire-Marcel, Cl. & Causse, Ch. (1986). Stratigraphie et chronologie (U/Th) del Tyrrhénien de SE de L’Espagne. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 62, 71–82.
- Goy, J. L., Zazo, C., Bardají, T., Somoza, L., Causse, Ch. & Hillaire-Marcel, C.I. (1993). Eléments d’une chronostratigraphie du Tyrrhénien des régions d’Alicante-Murcie, Sud-Est de l’Espagne. *Geodinamica Acta*, 6, 103–119. <https://doi.org/10.1080/09853111.1993.11105241>
- Goy, J. L., Zazo, C., Elez, J., Martínez-Graña, A. Cañaveras, J. C., Dabrio, C. J., Duarte, E., De Bustamante, I. & Sánchez Moral, S. (2023). Geomorphological evolution and mapping of the littoral of Asturias and Cantabria (Northern Spain) in the Area of El Pindal cave: relations between coastline and karstic morphologies. *Journal of Maps*, 19(1), 2196447. <https://doi.org/10.1080/17445647.2023.2196447>
- Goy, J. L., Roquero, E., Zazo, C., Moura, D., Dabrio, C. J., Boski, T., Martínez-Graña, A. M., Lario, J. & Bardají, T. (2024). Paleolandscape evolution along the coasts of the Baixo Alentejo (Portugal) during the Quaternary. *Quaternary International*, 706, 60–75. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2024.07.006>
- Hearty P. J., Hollin, J. T., Neumann, A. C., O’Leary, M. J. & McCulloch, M. (2007). Global sea-level fluctuations during the Last Interglaciation (MIS-5e). *Quaternary Science Reviews*, 26, 2090–2112. doi:10.1016/j.quascirev.2007.06.019
- Hillaire-Marcel, Cl, Carro, O., Causse, Ch., Goy, J. L. & Zazo, C. (1986). Th/U dating of Strombus bubonius-bearing marine terraces in southeastern Spain. *Geology*, 14, 613–616. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1986\)14<613:T-DOSBM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1986)14<613:T-DOSBM>2.0.CO;2)
- Hillaire-Marcel, Cl, Gariépy, Cl, Ghaleb, B., Goy, J. L., Zazo, C. & Cuerda, J. (1996). U-series measurements in Tyrrhenian deposits from Mallorca. Further evidence for two Last Interglacial high sea-levels in the Balearic Islands. *Quaternary Science Reviews*, 15, 53–62. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(95\)00079-8](https://doi.org/10.1016/0277-3791(95)00079-8)
- Hu, H. M., Marino, G., Pérez-Mejías, C., Spötl, C., Yokoyama, Y., Yu, J., Rohling, E., Kano, A., Ludwig, P., Pinto, J. G., Michel, V., Valensi, P., Zhang, X., Jiang, X., Mii, H. S., Chien, W. Y., Tsai, H. C., Sung, W. H., Hsu, C. H., Starnini, E., Zunino, M. & Shen, C. C. (2024). Sustained North Atlantic warming drove anomalously intense MIS-11c interglacial. *Nature Communications*, 15, 5933. <https://doi.org/10.1038/s41467-024-50207-1>
- Jedoui, E., Davaud, H., Ismaïl, B. & Reyss, J. L. (2003a). Analyse sédimentologique des dépôts marins pléistocènes du Sud-Est tunisien: mise en évidence de deux périodes de haut niveau marin pendant le sous-stade isotopique marin 5e (Eémien, Tyrrhénien). *Bulletin Société Géologique du France*, 173, 63–72.

- Jedoui, Y., Reyss, J. L., Kallel, N., Montacer, M., Ismail, H. B. & Davaud, E. (2003b). U-series evidence for two Last Interglacial sea levels in southern Tunisia. *Quaternary Science Reviews*, 22, 343–351. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(02\)00133-6](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(02)00133-6)
- Kelsey, H. M. (2015). Geomorphological indicators of past sea levels. In I. Shennan, A. J. Long & B. P. Horton (Eds). *Handbook of Sea-Level Research* (pp. 66-82). Wiley & Sons Ltd. <https://doi.org/10.1002/9781118452547.ch5>
- Kopp, R. E., Simons, F. J., Mitrovica, J. X., Maloof, A. C. & Oppenheimer, M. (2009). Probabilistic assessment of sea level during the last interglacial stage. *Nature*, 462, 863-867. <https://doi.org/10.1038/nature08686>
- Laborel, J. & Laborel-Deguen, F. (1994). Biological indicators of relative sea-level variation and of co-seismic displacements in the Mediterranean area. *Journal of Coastal Research*, 10(2), 395-415.
- Lajoie, K.R. (1986). Coastal tectonics. In N. A., Press, (Ed.), *Active Tectonics* (pp. 95–124). National Academic Press.
- Lario, J. (1996). *Último y Presente Interglacial en el área de conexión Atlántico-Mediterráneo: variaciones del nivel del mar, paleoclima y paleoambientes* [Doctoral dissertation]. UCM. <http://hdl.handle.net/10261/250268>
- Lisiecki, L. & Raymo, M. (2005). A Pliocene – Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20, 17. <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>
- Loutre, M. F. & Berger, A. (2003). Marine Isotope Stage 11 as an analogue for the present interglacial. *Global and Planetary Change*, 36, 209–217. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(02\)00186-8](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(02)00186-8)
- Mahmoudi, M., Purser, B. H & Plaziat, J. C. (1987). *Quaternary shallow marine carbonates in the eastern coast of Tunisia*. Excursion Guide Book IAS 8th Regional Meeting of Sedimentology, Tunis, Tunisia, 129–172.
- Mauz, B. (1999). Late Pleistocene records of littoral processes at the Tyrrhenian coast (Central Italy): depositional environments and luminescence chronology. *Quaternary Science Reviews*, 18, 1173–1184. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(98\)00071-7](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(98)00071-7)
- Montenat, C., Ott D’Estevou, P. & Masse, P. (1987). Tectonic-sedimentary characters of the Betic Neogene basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). *Bulletin du Centre de Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 11, 1-22.
- Moura, D., Oliveira, S., Horta, J., Gomes, A. & Nascimento, A. (2017). Último interglacial: terraços na costa rochosa do Algarve central sector. *Abstracts IX Reunión de Cuaternario Ibérico, Faro (Portugal)*, 90–91.
- Murray-Wallace, C. V. (2007). Eustatic Sea-Level Changes Since the last Glaciation. In S. A. Elias (Ed.) *Encyclopedia of Quaternary Science* (pp. 3024-3034). Elsevier.
- Murray-Wallace, C. & Woodroffe, C. (2014). *Quaternary sea Level: A Global Perspective*. Cambridge University Press.
- Otto-Bliesner, B. L., Rosenbloom, N., Stone, E. J., McKay, N. P., Lunt, D. J., Brady, E. C. & Overpeck, J. (2018). How warm was the last interglacial? New model–data comparisons. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, A371, 20130097. <https://doi.org/10.1098/rsta.2013.0097>
- Paskoff, R. & Sanlaville, P. (1980). Le Tyrrhénien de la Tunisie: essai de stratigraphie. *Compte Rendu Académie Science Paris*, 290, 393–396.
- Railsback, L. B., Gibbard, P. L., Head, M. J., Voarintsoa, N. R. G. & Toucanne, S. (2015). An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quaternary Science Reviews*, 111, 94-106. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.01.012>
- Raymo, M. E., Kozdon, R., Evans, D., Lisiecki, L. & Ford, H. L. (2018). The accuracy of mid-Pliocene $\delta^{18}\text{O}$ -based ice volume and sea level. *Earth Science Reviews*, 177, 291-302. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.11.022>
- Rohling, E. J., Braun, K., Grant, K., Kucera, M., Roberts, A. P., Siddall, M. & Trommer, G. (2010). Comparison between Holocene and Marine Isotope Stage-11 sea-level histories. *Earth and Planetary Science Letters*, 291, 97-105. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.12.054>
- Rohling, E. J., Foster, G. L., Grant, K. M., Marino, G., Roberts, A. P., Tamisiea, M. E. & Williams, F. (2014) Sea-level and deep-sea-temperature variability over the past 5.3 million years. *Nature*, 508, 477-482. <https://doi.org/10.1038/nature13230>
- Rovere, A., Raymo, M. E., Vacchi, M., Lorscheid, T., Stocchi, P., Gómez-Pujol, L., Harris, D. L., Casella, E., O’Leary, M. J. & Hearty, P. J. (2016): The analysis of Last Interglacial (MIS-5e) relative sea-level indicators: Reconstructing sea-level in a warmer world. *Earth Science Reviews*, 159, 404–427. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.06.006>

- Rovere, A., Pappalardo, M. & O'Leary, M. J. (2023). Geomorphological indicators. In S. A. Elias & C.J. Mock (Eds.) *Encyclopedia of Quaternary Science (Third edition) vol. 6*, (pp. 140-151). <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-99931-1.00050-7>
- Sanz de Galdeano, C., Azañón, J. M., Cabral, J. & Ruano, P. (2020). Active faults of Iberia: Introduction. In C. Quesada & J. T. Oliveira (Eds.), *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach* (pp. 34–35). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-030-10931-8_4
- Shackleton, N. J. (1969). The Last Interglacial in the marine and terrestrial records. *Proceedings of the Royal Society, London*, B174, 135-154. <https://doi.org/10.1098/rspb.1969.0085>
- Shackleton, N. J. (2000). The 100,000-year ice-Age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. *Science*, 289 (5486), 1897-1902. <https://doi.org/10.1126/science.289.5486.189>
- Shackleton, N. J. & Opdyke, N. D. (1973). Oxygen Isotope and Palaeomagnetic Stratigraphy of Equatorial Pacific Core V28-238: Oxygen isotope temperatures volumes on a 105 year and 106 year scale. *Quaternary Research*, 3, 39-55. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(73\)90052-5](https://doi.org/10.1016/0033-5894(73)90052-5)
- Silva, P.G., Goy, J. L., Somoza, L., Zazo, C. & Bardají, T. (1993). Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings: Quaternary tectonics and basin formation in the eastern Betics, southeast Spain. *Tectonophysics*, 224, 289–303. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90034-H](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90034-H)
- Silva, P. G., Goy, J. L., Zazo, C., Giménez J., Fornós, J., Cabero, A., Bardají, T., Mateos, R., González Hernández, F. M., Hillaire-Marcel, Cl. & Bassam, G. (2005). Mallorca Island: Geomorphological Evolution and Neotectonics. *Sixth International Conference on Geomorphology, Field Trip Guides 2*, 433-472.
- Spratt, R. M. & Lisiecki, L. E. (2016). A Late Pleistocene sea level stack. *Climate of the Past*, 12, 1079-1092. <https://doi.org/10.5194/cpd-11-3699-2015>
- Stearns, Ch. & Thurber, D. (1965). 230Th/234U dates of late Pleistocene marine fossils from the Mediterranean and Moroccan littorals. *Quaternaria*, 7, 29–41. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(65\)90056-X](https://doi.org/10.1016/0079-6611(65)90056-X)
- Tuccimei, P., Soligo, M., Fornós, J. J., Ginés, A., Ginés, J., Onac, B. P. & Villa, I. M. (2009). Precipitation of phreatic overgrowths at the water table of meteoric-marine mixing zones in coastal cave systems: a useful tool in sea level change reconstruction. *Proceedings 15th International Congress on Speleology*, 1, 554-560.
- Vesica, P. L., Tuccimei, P., Turi, B., Fornós, J. J., Ginés, A. & Ginés, J. (2000). Late Pleistocene paleoclimates and sea-level changes in the Mediterranean as inferred from stable isotope and U-series studies of overgrowths on speleothems, Mallorca, Spain. *Quaternary Science Reviews*, 19, 865-879. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00026-8](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00026-8)
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J. C., McManus, J. F., Lambeck, K., Balbon, E. & Labracherie, M. (2002). Sea-level and deep-water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews*, 21, 295-305. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00101-9](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00101-9)
- Wilcox, P. S., Honiat, C., Trüssel, M., Edwards, R. L. & Spötl, C. (2020). Exceptional warmth and climate instability occurred in the European Alps during the Last Interglacial period. *Communications Earth & Environment*, 1, 57. <https://doi.org/10.1038/s43247-020-00063-w>
- WoRMS (2024). *World Register of Marine Species*. <https://www.marinespecies.org/>; acceso [24 de noviembre de 2024].
- Zazo, C., Goy, J. L., Dabrio, C. J., Bardají, T., Somoza, L. & Silva, P.G. (1993) The Last Interglacial as a model for the present Interglacial. *Global Planetary Change*, 7, 109–117. [https://doi.org/10.1016/0921-8181\(93\)90043-N](https://doi.org/10.1016/0921-8181(93)90043-N)
- Zazo, C., Silva, P. G., Goy, J. L., Hillaire-Marcel, Cl., Ghaleb, B., Lario, J., Bardají, T. & González, A. (1999). Coastal uplift in continental collision plate boundaries: data from the Last Interglacial marine terraces of the Gibraltar Strait area (south Spain). *Tectonophysics*, 301, 95-109. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00217-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00217-0)
- Zazo, C.; Goy, J. L., Dabrio, C. J., Bardají, T., Hillaire-Marcel, Cl., Ghaleb, B., González-Delgado, A. & Soler, V. (2003). Pleistocene raised marine terraces of the Spanish Mediterranean and Atlantic coasts: records of coastal uplift, sea-level highstands and climate changes. *Marine Geology*, 194, 103-133. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00701-6](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00701-6)
- Zazo, C.; Goy, J. L., Dabrio, C. J., Lario, J., González-Delgado, J. A., Bardají, T., Hillaire-Marcel, Cl., Ghaleb, B., Borja, F., Silva P.G., Roquero & E., Soler, V. (2013). Retracing the Quaternary history of sea-level changes in the Spanish Mediterranean–Atlantic coasts: Geomorphological and sedimentological approach. *Geomorphology*, 196, 36-49. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.10.020>