



**CRONOESTRATIGRAFÍA Y PROCESOS GEODINÁMICOS
DEL REGISTRO DEL PLEISTOCENO SUPERIOR
DEL TOSSAL DE LA ROCA
(VALL D'ALCALÀ, ALICANTE, ESPAÑA)**

*Chronostratigraphy and geodynamic processes of the Upper Pleistocene
record of Tossal de la Roca (Vall d'Alcalà, Alicante, Spain)*

J. F. Jordá Pardo(1) y C. Cacho Quesada(2)

(1) *Laboratorio de Estudios Paleolíticos. Dpto. de Prehistoria y Arqueología, Facultad de Geografía
e Historia. Universidad Nacional de Educación a Distancia. Senda del Rey, 7. E-28040-Madrid
jjorda@geo.uned.es*

(2) *Dpto. de Prehistoria. Museo Arqueológico Nacional. Serrano, 13. E-28001-Madrid
carmen.cacho@mcu.es*

Resumen: El Tossal de la Roca (Vall d'Alcalà, Alicante, España) es un abrigo rocoso que contiene una importante secuencia sedimentaria del Pleistoceno superior y Holoceno con restos arqueológicos desde el Magdaleniense al Mesolítico. Los estudios geoarqueológicos realizados en el sector interior del abrigo han permitido definir una secuencia formada por varias unidades litoestratigráficas. Además se han identificado los diferentes procesos geodinámicos que han actuado en la formación y posterior evolución de los depósitos arqueológicos, destacando la gelifración y los procesos hídricos de variada energía. La secuencia se ve afectada por actividad tectónica reciente, responsable de la formación de una falla con pliegue de arrastre. Las diecinueve dataciones radiocarbónicas obtenidas proporcionan un marco cronológico de indudable valor para el Tardiglacial del Mediterráneo de la Península Ibérica, permitiendo situar las distintas ocupaciones magdalenienses y epipaleolíticas/mesolíticas entre 20960 y 13580 cal BP, incluyendo desde el estadal GS 2b hasta el interestadial GI 1c. La actividad tectónica detectada tuvo lugar con posterioridad al intervalo calibrado comprendido entre 13780 y 13580 cal BP (2σ).

Palabras clave: abrigo rocoso, procesos sedimentarios, neotectónica, geoarqueología, radiocarbono, cronoestratigrafía, Pleistoceno superior, Holoceno.

Abstract: Tossal de la Roca (Vall d'Alcalà, Alicante, Spain) is a rockshelter that contains an important sedimentary record of Upper Pleistocene and Holocene with archaeological remains from Magdalenien to Mesolithic. The archaeological excavations carried out in its internal sector and the latest geoarchaeological researches performed in its



J. F. Jordá Pardo & C. Cacho Quesada (2008). Cronoestratigrafía y procesos geodinámicos del registro del pleistoceno superior del Tossal de la Roca (Vall d'Alcalà, Alicante, España). *Rev. C. & G.*, 22 (3-4), 11-29.

deposits reveal a sedimentary sequence composed of several lithostratigraphic units. In addition the different geodynamic processes that have acted in the formation and later evolution of the archaeological deposits have been identified, emphasizing gelifraction and hydric processes of varied energy. The sequence is affected by tectonic activity recent, responsible for the formation of a fault with fold of drag. Nineteen radiocarbon dates obtained from some levels of the sequence given a chronological framework of incredible value about the Iberian Mediterranean Late Glacial. These dates allow to locate the different magdalenien and epipaleolithic/ mesolithic occupations in the temporary bracket between 20960 and 13580 cal BP, including the Greenland Stadial GS 2b up to the Greenland Interstadial GI 1c. This sequence is affected by recent tectonic activity occurred after the calibrated interval 13780 - 13580 cal BP (2σ).

Keywords: rock shelter, sedimentary processes, neotectonics, geoarchaeology, radiocarbon, chronostratigraphy, Upper Pleistocene, Holocene.

1. Introducción

El yacimiento arqueológico del Tossal de la Roca está situado (Huso 30; x = 736.084,93; y = 4.296.994,12) en la comarca de la Marina Alta (Vall d'Alcalà, Alicante) a una altitud de 640 m y a una distancia de unos 20/25 km en línea recta de la costa mediterránea actual (Fig. 1). Ha sido estudiado desde el punto de vista cronoestratigráfico y cultural en diversas publicaciones (Cacho, 1987; Cacho *et al.*, 1983, 1995; Cacho, 2001a, 2001b). El Tossal tiene una secuencia discontinua que abarca desde el Magdaleniense Superior hasta el Epipaleolítico con geométricos, a la que hay que añadir unos vestigios, escasos y en superficie, del Neolítico. Esta secuencia ha sido documentada en dos zonas del abrigo: el sector interior que contiene varios niveles del Magdaleniense, y el sector exterior que comprende diversas ocupaciones del Mesolítico (Epipaleolítico antiguo y Epipaleolítico con geométricos) (Cacho y Jordá, en prensa).

El objetivo de este artículo es presentar de una manera sintética los principales resultados de los trabajos geoarqueológicos y arqueométricos realizados en el sector interior durante 1999. Los nuevos datos obtenidos modifican en algún caso la información proporcionada por anteriores campañas, pero sobre todo la completan, además de permitir matizar ciertas cuestiones y, en definitiva, valorar de una manera más precisa el importante papel que juega este sitio en el panorama del Tardiglaciario del Mediterráneo peninsular. Los trabajos de campo realizados se centraron en el sector

interior del abrigo, donde todo parecía indicar que la estratigrafía era más completa y que se trataba, además, de la zona principal de ocupación de este asentamiento.

2. Secuencia litoestratigráfica

El abrigo rocoso del Tossal de la Roca, así como el yacimiento y su entorno, han sido ya objeto de un completo estudio geológico realizado por la malograda M^a Pilar Fumanal. Esta investigadora establece una secuencia litoestratigráfica para el sector interior articulada en cuatro unidades sedimentarias (de muro a techo: IV, III, II y I). Su génesis se atribuye a procesos crioclásticos para los niveles IV, III y II, y con momentos de arroyadas poco competentes en el II, que adquieren una mayor intensidad en el nivel I (Fumanal, 1986; Cacho *et al.*, 1995). La secuencia continúa en el sector exterior del yacimiento, en donde está pendiente la realización de un nuevo estudio geoarqueológico.

Para la obtención de la secuencia litoestratigráfica de sector interior del Tossal de la Roca que presentamos aquí hemos utilizado las secciones ofrecidas por la excavación, siguiendo como referencia las secciones N de las cuadrículas de ese sector (Fig. 1). A partir de esos perfiles hemos realizado en 1999 el trabajo de campo y la toma de muestras, posteriormente sometidas a los pertinentes análisis de laboratorio. Hemos de hacer constar nuestra preferencia por utilizar una seriación

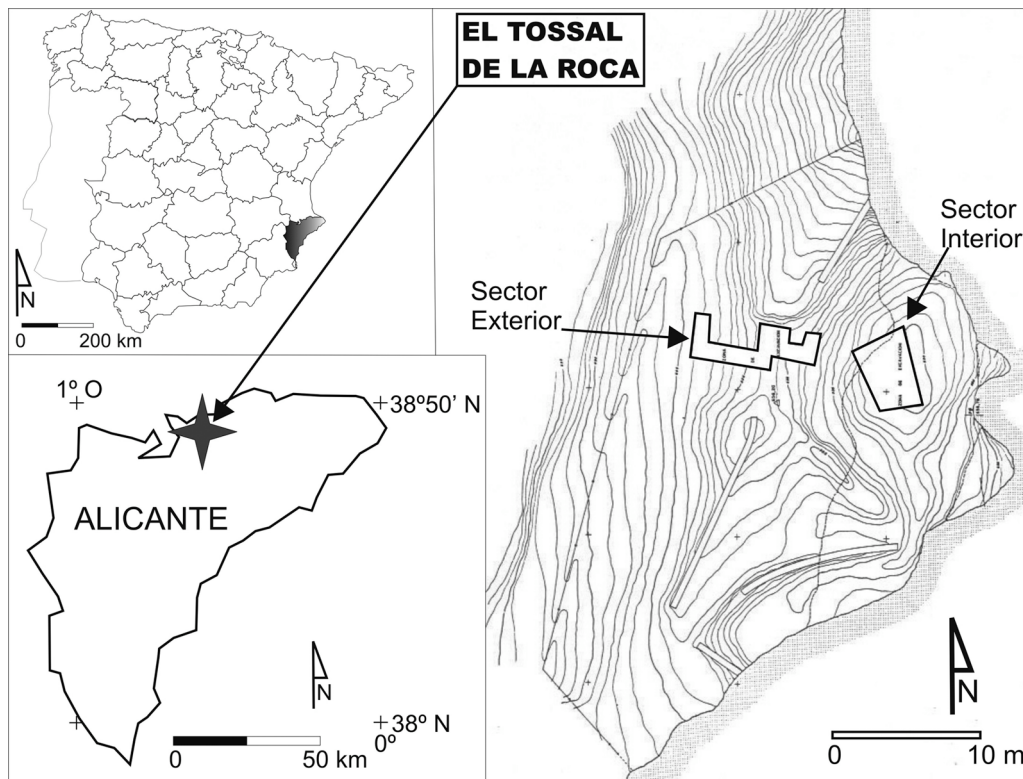


Figura 1. Localización geográfica del Tossal de la Roca (Vall d' Alcalá, Alicante) y planta del abrigo con indicación de los sectores citados en el texto.

Figure 1. Geographical location of Tossal de la Roca (Vall d' Alcalá, Alicante) and rockshelter plane with indication of sectors mentioned in the text.

numérica ascendente de muro a techo a la hora de definir las unidades litoestratigráficas de la sección estudiada. Además hemos podido localizar la roca del sustrato, dato con el que posiblemente no contaba M^a Pilar Fumanal cuando hizo su estudio del yacimiento, por lo que optó por el orden inverso al de la sedimentación siguiendo criterios arqueológicos. La base de la secuencia descansa directamente sobre la roca caliza del sustrato. Las unidades litoestratigráficas que la componen (Fig. 2) alcanzan su mayor espesor hacia el O y de muro a techo son:

- Unidad TR.0: Alteración de la roca del sustrato, de color gris-verdoso que alcanza una potencia máxima visible de 40 cm. Está constituida mayoritariamente por bloques, cantos y gravas de caliza autóctona alterada (centil 30 cm, media 2 cm) con la porosidad intergranu-

lar rellena por una escasa proporción de pelitas (70% carbonatos) y arenas carbonatadas. Se dispone rellenando la paleotopografía del fondo del abrigo por lo que su geometría es irregular e internamente se encuentra muy desorganizada. En ocasiones presenta intrusiones del nivel suprayacente. En su momento fue definido como nivel arqueológico IV.

- Unidad TR.1: En contacto normal sobre la anterior y con una potencia comprendida entre 110 y 130 cm, está constituida mayoritariamente por materiales detríticos autóctonos incluyendo tanto cantos como plaquetas, con un centil de 12-13 cm y una media de 1 cm que varía a lo largo de la vertical de la unidad. La base está marcada por bloques calizos desprendidos del techo junto con cantos alóctonos redondeados (centil 15 cm). Geométricamente

camente esta unidad se dispone en forma de cuña, apoyándose directamente en la roca en su parte apical, mostrando una pendiente deposicional hacia el SO ceñida a la paleotopografía del suelo del abrigo, adquiriendo los niveles que la componen una mayor horizontalidad al ascender en la vertical al ir colmándose el abrigo. El techo de esta unidad, subhorizontal y aparentemente con una doble pendiente hacia el interior y exterior del abrigo con un umbral en la zona de la visera, es muy irregular, presentando cubetas de erosión. Internamente presenta un cierto ordenamiento que se manifiesta de muro a techo por una sucesión de niveles continuos o lenticulares de diferente granulometría:

- TR.1.1: 20 cm de cantos y plaquetas angulosos de caliza (centil 4 cm, media 0,2-0,4 cm) con una matriz muy fina constituida por arenas carbonatadas y pelitas (69% carbonatos), de color ocre claro con pasadas ligeramente anaranjadas. Contiene restos de sílex, fragmentos óseos y materia orgánica carbonizada.
- TR.1.2: 10 cm de cantos y plaquetas angulosos de caliza (centil 12 cm, media 2 cm) y matriz similar a la anterior, con un 61 % de carbonatos en la fracción pelítica. Contiene restos de sílex, fragmentos óseos y materia orgánica carbonizada.

Estas dos subunidades alcanzan una potencia superior hacia el Este que oscila en torno a 60 cm. Se corresponden con el nivel III de la estratigrafía arqueológica.

- TR.1.3: 30 cm de cantos y plaquetas angulosos de caliza (centil 5 cm, media 1-0,5 cm) ordenados en niveles centimétricos con límites bien marcados y continuos. Matriz arenosa con limos y arcillas (61.5% carbonatos), de color beige oscuro con abundante materia orgánica carbonizada, fragmentos óseos y sílex.
- TR.1.4: 15 cm de bloques y cantos angulosos de caliza (centil 14 cm, media 2 cm) con abundantes plaquetas (centil 14 cm y 2 cm de espesor) así como restos óseos y carbones. La matriz es muy escasa, arenoso - arcillosa (60.5 % carbonatos).
- TR.1.5: 10 cm de cantos y gravas angulosos de caliza (centil 6 cm, media 1,5 cm) con

abundante matriz arenosa de color ocre claro con arcillas y escasos limos (75% carbonatos).

- TR.1.6: 14 cm bloques y cantos angulosos de caliza (centil 11 cm, media 3 cm) con algún canto rodado alóctono y apenas matriz arenoso - arcillosa (70% carbonatos). Fragmentos óseos, materia orgánica carbonizada y sílex abundantes.
- TR.1.7: Nivel de geometría lenticular de 18 cm de potencia máxima integrado por laminaciones de gravas (centil 1 cm, media 0,5) que pasan a cantos hacia el techo (centil 6 cm, media 0,5 cm). La matriz es abundante, con predominio de arenas y arcillas (62% carbonatos) sobre los limos. Contiene restos óseos y materia orgánica carbonizada con carbones centimétricos. Hacia el S termina con 5 cm de clastos de mayor tamaño, algunos bien redondeados y alóctonos (centil 10 cm, media 0,5) con una geometría canalizada.
- TR.1.8: 2 - 4 cm de materia orgánica carbonizada dispuesta sobre el nivel infrayacente con una geometría lenticular, que contiene abundantes carbones y fragmentos óseos.

Estas seis subunidades alcanzan una potencia menor hacia el Este que oscila en torno a 20-30 cms. Se corresponden con el nivel II de la estratigrafía arqueológica.

- Unidad TR.2: Se dispone en contacto netamente erosivo sobre la unidad anterior, con una potencia comprendida entre 100 y 120 cm. Está constituida por alternancias de niveles arenoso-pelíticos, detríticos gruesos y medios así como lentejones de materia orgánica carbonizada. Las capas de finos están formadas por arenas y pelitas (78% carbonatos) de color gris con clastos angulosos de caliza autóctona (centil 36 cm, media 0,5 cm) y plaquetas esporádicas dispuestas horizontalmente, así como cantos alóctonos redondeados (centil 20 cm). Los detríticos gruesos y medios corresponden a pasadas masivas de clastos calizos de pequeño formato (gravas y cantos, centil 4 cm, media 0,4 cm). Estos son tanto ligeramente angulosos como redondeados y con matriz arenoso-pelítica (75.5 % carbonatos). Finalmente se observan acumulaciones localizadas de materia orgánica carbo-

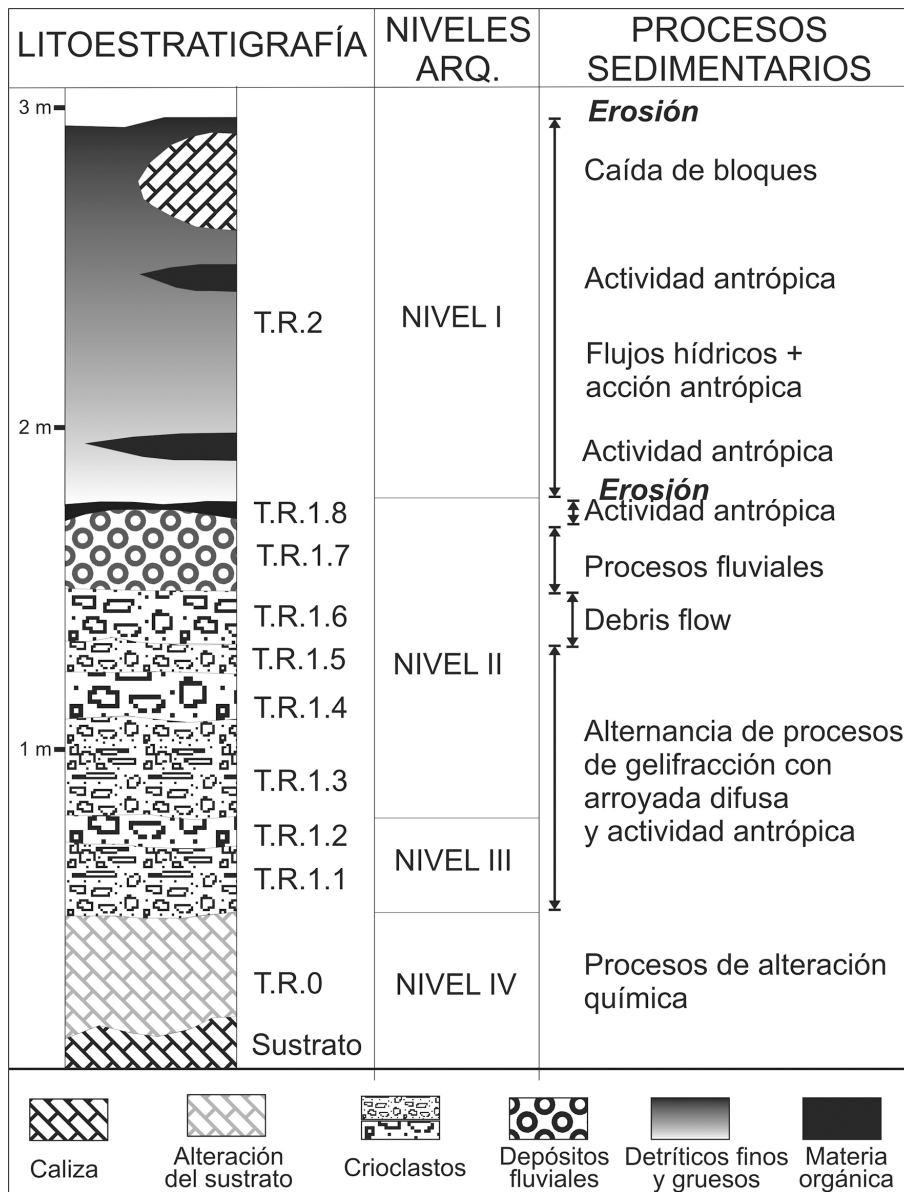


Figura 2. Secuencia litoestratigráfica del sector interior del Tossal de la Roca.
 Figure 2. Lithostratigraphic sequence of interior sector of Tossal de la Roca.

nizada, formando cuerpos de geometría lenticular. En general, son abundantes los restos de sílex, los fragmentos óseos, los gasterópodos terrestres y la materia orgánica carbonizada. El techo, fundamentalmente pelítico, presenta una carbonatación que confiere al sedimento un aspecto muy pulverulento. También hacia

el techo se detectan grandes bloques de caliza autóctona (60 cm), como el situado hacia el centro de la sección estudiada. La geometría de esta unidad corresponde a un cuerpo lenticular internamente estratificado, que buza hacia el SO y que hacia el techo parece tener doble pendiente deposicional con el punto de

umbral en la vertical de la visera del abrigo. Esta unidad se encuentra decapitada en esta zona del abrigo por procesos erosivos y en su superficie se ha desarrollado una cubierta edáfica de escasa penetración. Esta unidad alcanza una potencia menor hacia el Este que oscila en torno a 70 cm. Se corresponde con el nivel I de la estratigrafía arqueológica.

El sector interior del Tossal de la Roca ofrece, desde el punto de vista de la Neotectónica, una particularidad de gran interés. Algunos niveles de su relleno, en concreto las subunidades TR.1.3 a TR.1.8 y la unidad TR.2, se encuentran afectadas por una deformación tectónica que se manifiesta mediante una falla y pliegue de arrastre en la sección N del sector interior (Fig. 3). La falla produce el plegamiento y cizallamiento de los tramos lutíticos y de materia orgánica de TR.2 (nivel I), mientras que las capas de cantos y gravas se deforman plásticamente, plegándose y dando lugar a la redistribución interna de los materiales detríticos y llegando a cizallarse al alejarse del tramo lutítico. Se trata de una falla inversa de dirección aparente N 210 E cuyo plano buza 40 O. El nivel orgánico inferior de TR.2 sirve de referencia, mostrando un salto vertical de 19 cm, si bien este nivel carbonoso se ve laminado a lo largo del plano de falla. El desplazamiento horizontal aparente, debido al cabalgamiento producido por la falla inversa medido en el plano O-E de la excavación, es de 28 cm. La falla y pliegue monoclinas asociado es la respuesta de los sedimentos que rellenan el abrigo ante un esfuerzo compresivo de dirección N 120 E.

3. Cronoestratigrafía y paleoambiente

Con objeto de situar con precisión en la escala cronoestratigráfica global del Pleistoceno superior final y Holoceno los diferentes procesos que han dado lugar a la secuencia litoestratigráfica y tecnocultural del Tossal de la Roca, hemos calibrado las 19 fechas radioacarbónicas obtenidas hasta el momento (Cacho, 1986, 1988; Cacho *et al.*, 1995; Cacho Quesada *et al.*, 2001a, 2001b) mediante la curva de calibración CalPal2005-SFCP incluida en la versión de 2006 del *software* CalPal (Weninger *et al.*, 2006) (Tabla 1). Esta herramienta, además de calibrar las fechas radiocarbónicas

convencionales, permite realizar una comparación de las curvas de probabilidad acumulada de las fechas con diferentes *proxies* paleoclimáticos globales que cubren el Pleistoceno superior y el Holoceno (Fig. 4). Para esa comparación, hemos utilizado las curvas de variación de los isótopos del oxígeno ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) obtenidas de los archivos de hielo procedentes de los sondeos de los casquete glacial de Groenlandia GISP2 (Grootes *et al.*, 1993; Meese *et al.*, 1994; Sowers *et al.*, 1993) y GRIP (Dansgaard *et al.*, 1989, 1993; GRIP members, 1993; Grootes *et al.*, 1993; Johnsen *et al.*, 1997), que han permitido obtener una escala cronológica muy precisa para el Último Máximo Glacial (LGM) y la Última Deglaciación (Björk *et al.*, 1998), seguida actualmente como marco de referencia temporal (Álvarez y Jöris, 1998; Cacho *et al.*, 1999, 2001; Sánchez Goñi *et al.*, 2002; Sánchez Goñi y d'Errico, 2005; Corchón, 2000, 2002; Corchón y Cardoso, 2005; Jöris y Álvarez, 2002; Jöris y Weninger, 2000a, 200b; Jouzel, 2003; Ravazzi, 2003; Rivera, 2004). Además y con la finalidad de enmarcar la secuencia del Tossal en el contexto paleoclimático del Mediterráneo occidental, hemos comparado los resultados de la calibración con la curva de variación de la temperatura de la superficie del Mar de Alborán obtenida a partir del análisis de las alquenonas del sondeo MD95-2043 situado en el Mar de Alborán, al S de Málaga (Cacho *et al.*, 1999, 2001).

Finalmente, con el fin de situar la secuencia del Tossal de la Roca en el contexto cronoestratigráfico y arqueológico del Pleistoceno superior final e inicios del Holoceno del marco regional configurado por el Mediterráneo oriental de la Península Ibérica, hemos integrado nuestras fechas en el conjunto de dataciones radiocarbónicas procedentes de otros yacimientos de similar cronología (entre *circa* 18000 y 8000 años cal BP), para lo cual hemos elaborado un catálogo que incluye un total de 68 dataciones (19 del Tossal de la Roca y 49 de otros 11 yacimientos) que hemos sometido a calibración mediante la curva CalPal2005-SFCP (Weninger *et al.*, 2006), obteniendo así una curva de probabilidad acumulada regional, que hemos desglosado en dos grupos de cara a la comparación de las fechas del Tossal de la Roca con las de los restantes yacimientos (Fig. 5) y comparado con la curva de

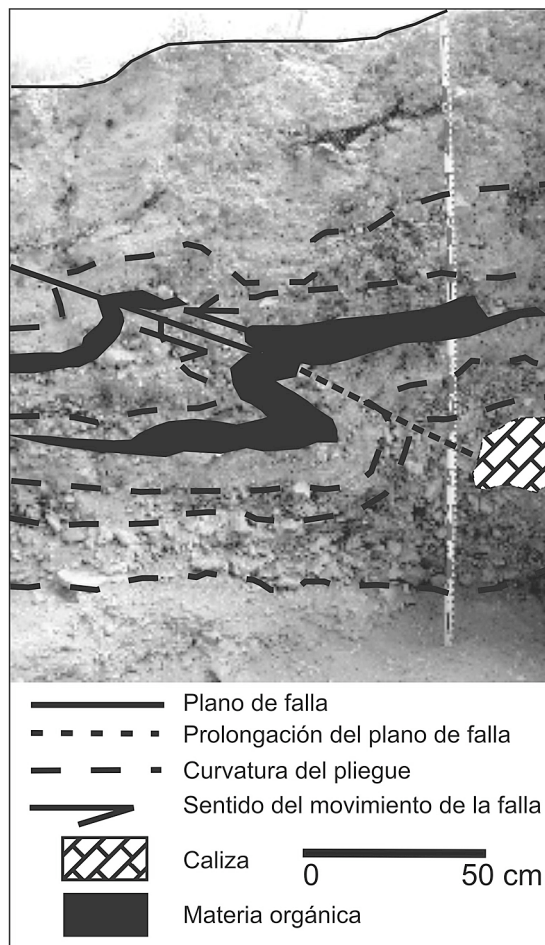


Figura 3. Esquema sobre fotografía de la falla y pliegue de arrastre del sector interior del Tossal de la Roca.

Figure 3. Photographic scheme of the fault and fold of dragging of interior sector of Tossal de la Roca.

variación de la temperatura de la superficie del mar del sondeo MD95-2043 (Fig. 6). Las fechas consideradas proceden de yacimientos de la vertiente oriental del Mediterráneo peninsular: Molí del Salt (Vimbodí) (Vallverdú y Carrancho, 2004; Vaquero, 2004) y Filador (Margalef de Montsent) (García-Argüelles *et al.*, 2002, 2005), en Tarragona, Matutano (Vilafamés) (Olaria, 1999, 2001; Olaria y Gusi, 1999) en Castellón, Malladetes y Parpalló (Gandía) (Villaverde *et al.*, 1998) en Valencia, Santa Maira (Castell de Castells) (Aura *et al.*, 2000, 2006; Aura, 2001a),

Falguera (Alcoi) (García Puchol y Molina, 2005; García Puchol y Aura Tortosa, 2006), Peña del Comptador (Alcoi) (Aura, 2001b, 2001c; Aura Tortosa y Jordá Pardo, 2006), El Collado (Oliva) (Aparicio, 1990; Martí y Juan-Cabanilles, 1997) y Cendres (Teulada-Moraira) (Villaverde *et al.*, 1999; Villaverde, 2001), en Alicante, y Caballo (Cartagena) (Villaverde *et al.*, 1998), en Murcia. Del conjunto de fechas de radiocarbono recopiladas, casi el 60 % proceden de ocupaciones magdalenienses y sólo el resto al Epipaleolítico/Mesolítico.

Centrados ya en la cronoestratigrafía del Tossal de la Roca, tanto las características arqueológicas de los depósitos como las dataciones radiocarbónicas convencionales y calibradas (Tabla 1) sitúan claramente su secuencia estratigráfica en los últimos momentos del Pleistoceno superior final y el primer tercio del Holoceno, incluyendo los momentos finales del OIS 2 y el inicio del OIS 1 (Fig. 6).

La fecha más antigua obtenida en el Tossal de la Roca (Tabla 1) corresponde al llamado nivel IV del sector interior (Cacho *et al.*, 1995), actualmente reinterpretado como unidad TR.0 de la secuencia litoestratigráfica redefinida por Cacho Quesada *et al.* (2001a), que corresponde a la alteración de la roca del sustrato. No obstante, durante su excavación permitió recuperar una muestra de carbones que fueron datados obteniendo una fecha que presenta una baja precisión (UGRA-130) y que podría corresponder a una intrusión en la alteración del sustrato de materiales carbonizados del nivel suprayacente o de una combustión anterior a este. Esta indeterminación en cuanto a la posición de la muestra y la gran imprecisión que ofrece la fecha obtenida nos obliga a considerarla con mucha cautela, teniendo en cuenta que la información que proporciona no es de gran calidad. No obstante, el intervalo de edades calibradas con la máxima probabilidad que ofrece esta datación, 20960 – 16320 cal BP (2σ) (Tabla 1), permite situar los carbones recuperados del nivel en cuestión en un momento frío pero no riguroso del estadio GS 2b que antecede al último Evento Heinrich del Pleistoceno (H1), detectado con precisión en el Mar de Alborán por un descenso de su temperatura superficial (Cacho *et al.*, 1999, 2001) (Fig. 6) que se sitúa en torno a los 13° C. La falta de asociación

de la muestra con un nivel arqueológico claro y la ausencia de sincronía de la misma con un acontecimiento preciso de la actividad humana en el abrigo, nos impiden asociar a ese momento cronológico un poblamiento prehistórico concreto. Pero, al fin y al cabo, la materia orgánica carbonizada datado es el exponente de un proceso de combustión, de origen indeterminado (natural o antrópico), que sucedió en los primeros momentos durante los que el sector interior del abrigo comenzó a rellenarse.

A escala regional, existen evidencias arqueológicas datadas por radiocarbono que permiten reconocer un poblamiento en estos momentos que ocuparía lugares inmediatos a la línea de costa, como es el caso de Cendres, yacimiento que ofrece niveles en una horquilla temporal que con la máxima probabilidad se extiende entre 19440 y 17870 cal BP (2σ), dentro del estadio GS 2b, justo antes del evento frío H1, con restos tecnológicos del Magdaleniense superior (Figs. 4, 5 y 6).

A partir del nivel III contamos ya con información cronológica de mejor resolución (Tabla 1), con cinco dataciones AMS (procedentes de las subunidades TR.1.1 y TR.2 de la secuencia litoestratigráfica del sector interior) agrupadas en el intervalo 17200-16310 cal BP (2σ) (Fig. 4), coincidiendo con la etapa fría que culmina con un máximo representado por el Evento Heinrich H1, dentro del estadio GS 2a del Último Máximo Glacial (GS 2 o LGM), con temperaturas en la superficie del Mar de Alborán entre 10 y 12° C (Cacho *et al.*, 1999, 2001) (Fig. 6). Estas fechas, que en años calibrados suponen un lapso de tiempo de 890 años, presentan una gran agrupación, lo que nos permite verificar, como ya apuntábamos en anteriores publicaciones (Cacho Quesada *et al.*, 2001a) que el nivel III se depositó de forma continua y relativamente rápida, sin interrupciones, por procesos claramente indicativos de clima frío con dos pulsaciones de gelifracción bien marcadas. En consonancia con estos procesos, las características climáticas derivadas de los archivos polínicos del sondeo MD95-2043 (Cacho *et al.*, 1999, 2001) indican unas condiciones frías y secas para esos momentos, con valores de precipitación y temperatura media del mes más frío (MTCO: *Mean Temperature of the Coldest Month*) que pudieron

descender unos 400 mm y entre 6 y 13° C, respectivamente, en relación a los actuales (Sánchez Goñi *et al.*, 2002; Sánchez Goñi y d'Errico, 2005).

En cuanto al poblamiento humano responsable de las ocupación del nivel III del sector interior del Tossal de la Roca, las fechas calibradas nos permiten establecer una correlación con los eventos poblacionales definidos por Gamble *et al.* (2004) en Europa para el último episodio glacial, de tal forma que en los momentos representados por este nivel la ocupación se relaciona con el Evento Poblacional 2 que corresponde al inicio de la expansión de la población por Europa con carácter ocupacional de tipo colonizador, representado en el Tossal por grupos humanos que portan tecnologías del Magdaleniense superior con arpones o Magdaleniense superior B (Cacho Quesada *et al.*, 2001a; 2001b).

Para los momentos representados por el nivel III existen numerosos paralelos arqueológicos a escala regional, desde Tarragona hasta Alicante (Matutano, Cendres, Parpalló y Santa Maira), que cubren el estadio GS 2a, desde sus inicios, marcados por la pulsación fría situada *ca.* 17500 cal BP hasta el comienzo del interestadial definido por el ciclo de Dansgaard/Oeschger DO 1 (Bond *et al.*, 1993; Dansgaard *et al.*, 1993) (Figs. 5 y 6), anterior al *Oldest Dryas*. Los niveles datados de estos yacimientos contienen restos tecnológicos del Magdaleniense superior mediterráneo, al igual que ocurre en el Tossal.

Entre las fechas de este nivel (III) y las del nivel siguiente (II) existe un mínimo solapamiento, lo que nos indica una cierta continuidad en la sedimentación entre ambos niveles, pudiendo existir una breve interrupción de la sedimentación apenas perceptible, representada por la ligera inflexión que presenta la curva de probabilidad acumulada de las dataciones radiocarbónicas en los momentos templados anteriores al antiguo *Oldest Dryas* coincidiendo con el inicio del interestadial marcado por la oscilación de Dansgaard/Oeschger DO 1 (Bond *et al.*, 1993; Dansgaard *et al.*, 1993) (Fig. 6). El hecho de que no exista una superficie de erosión entre los niveles III y II, y en ausencia de una datación ¹⁴C en el tramo superior del nivel III (subunidad TR.1.2), nos inclina a pensar en una cierta continuidad de la

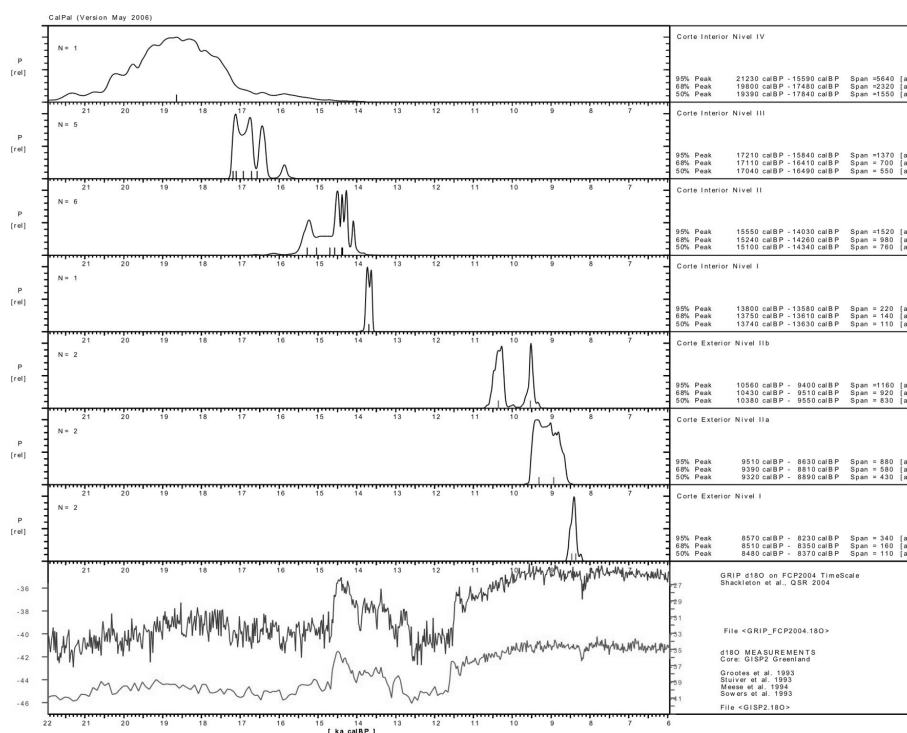


Figura 4. Curvas de probabilidad acumulada por niveles obtenidas a partir de la calibración (2σ) de las fechas radiocarbónicas del Tossal de la Roca realizada mediante la curva de calibración CalPal2005-SFCP (CalPal mayo 2006: Weninger *et al.*, 2006), y su comparación con las curvas de variación de los isótopos del oxígeno ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) obtenidas en los sondeos de los hielos de Groenlandia GISP2 (Grootes *et al.*, 1993; Meese *et al.*, 1994; Sowers *et al.*, 1993) y GRIP (Dansgaard *et al.*, 1989, 1993; GRIP members, 1993; Grootes *et al.*, 1993; Johnsen *et al.*, 1997).

Figure 4. Accumulated probability curves grouped by levels obtained from the calibration (2σ) of the ^{14}C dates of Tossal de la Roca by CalPal2005-SFCP calibration curve (CalPal may 2006: Weninger *et al.*, 2006), and its comparison with the variation of the isotopes of the oxygen curves ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) from the Greenland ice cores GISP2 (Grootes *et al.*, 1993; Meese *et al.*, 1994; Sowers *et al.*, 1993) and GRIP (Dansgaard *et al.*, 1989, 1993; GRIP members, 1993; Grootes *et al.*, 1993; Johnsen *et al.*, 1997).

sedimentación entre III y II, con un momento corto de ausencia de ocupación humana en el abrigo.

Este mínimo en la curva de probabilidad acumulada del Tossal de la Roca tiene su paralelo en la curva elaborada para las fechas de los yacimientos del marco regional considerado (Figs. 4, 5 y 6), observándose una ausencia de fechas para el periodo de tiempo situado momentos anteriores al *Oldest Dryas*.

La sedimentación continua con el nivel II (subunidades TR.1.3 a TR.1.8 de la secuencia litoestratigráfica del sector interior) del que contamos con seis dataciones (tres AMS de gran precisión y 3 convencionales ligeramente menos precisas pero representativas, Tabla 1) que sitúan la sedimentación del mismo en la horquilla

15550–14040 cal BP (2σ) (Fig. 4), representando este nivel de muro a techo un lapso de 1510 años. Estas fechas presentan también una buena agrupación, si bien la duración temporal del periodo que representan es mayor por lo que la sedimentación de este nivel tuvo lugar de manera más lenta que el anterior, detectándose en la secuencia litoestratigráfica cuatro fases crioclásticas (TR.1.3 y TR.1.6) con momentos de actividad hídrica procedente del exterior, que afecta a los materiales del último pulso crioclástico (TR.1.6) con desarrollo de flujos densos, y que cobra mayor intensidad hacia el techo, hasta generar un nivel fluvial (TR.1.7), culminando la unidad (TR.1.8) con un predominio de los aportes de origen antrópico bien datados (Beta-134876 y

Beta-134881) (Tabla 1). Esta sedimentación tuvo lugar durante los momentos finales del estadio GS 2a, representados por los tramos inicial del nivel II (subunidades TR.1.3 y TR.1.6) de marcado carácter frío, que corresponderían al antiguo *Oldest Dryas*, con temperaturas en la superficie del Mar de Alborán en torno a los 12/13° C (Cacho *et al.*, 1999, 2001) (Fig. 6) y características de precipitación y MTCO similares a las apuntadas para el nivel infrayacente. El resto de subunidades que componen el nivel II (subunidades TR.1.7 y TR.1.8) se depositaron en la primera pulsación templada/cálida (GI 1e o *Bölling*) del inicio del interestadio Tardiglacial o GI 1 (antiguo interestadio *Bölling-Alleröd*), con progresivo aumento de humedad reflejado en el abrigo y con temperaturas en la superficie del Mar del Alborán entre 13 y 16° C (Cacho *et al.*, 1999, 2001) (Fig. 7). Este hecho aparece igualmente reflejado en el sondeo citado del Mar de Alborán, cuyos archivos polínicos denotan un clima húmedo con temperaturas suaves para el SE peninsular (Sánchez Goñi *et al.*, 2002; Sánchez Goñi y d'Errico, 2005).

El poblamiento humano responsable de este nivel está en relación con el evento poblacional 3.1 de carácter expansivo, caracterizado por una presencia humana de tipo residencial con hábitats dispersos y territorios de captación regionales (Gamble *et al.*, 2004), dispersión que vendría condicionada por la mejoría experimentada en las circunstancias climáticas detectadas tanto en el Tossal como en la región del SE peninsular. La ocupación del abrigo corresponde a grupos humanos responsables de tecnologías del Magdaleniense superior C (Cacho Quesada *et al.*, 2001a; 2001b).

Una marcada discontinuidad estratigráfica separa el nivel II del I, si bien en la cronología calibrada no aparece representada por la existencia de un pequeño solapamiento entre las fechas del techo del nivel II y la única existente del nivel I. (unidad TR.2 de la secuencia litoestratigráfica del sector interior), la cual proporciona un intervalo muy estrecho, 13780 – 13580 cal BP (2σ) (Fig. 4), para un hogar situado en la parte alta de este nivel. El momento que separa los niveles II y I se corresponde claramente con la primera pulsación fría del GI 1, denominada GI 1d o antiguo *Older*

Dryas, cuyo final vendría marcado por el deshielo que daría lugar a la escorrentía de aguas por la visera del abrigo, responsable de la interrupción sedimentaria que separa los niveles II y I (unidades litoestratigráficas 1 y 2), en los inicios de la siguiente pulsación templada, GI 1c o *Alleröd* inicial, como ya se señalaba anteriormente (Cacho Quesada *et al.*, 2001a), momento en el que se detecta un máximo en las temperaturas de la superficie del Mar de Alborán, cercana a los 16° C (Cacho *et al.*, 1999, 2001) (Fig. 6) que se traduciría en unas condiciones climáticas húmedas con temperaturas suaves en el territorio del abrigo.

El poblamiento humano de este nivel, con el que finaliza el registro pleistoceno del Tossal, se correlaciona con el evento poblacional 4 caracterizado por presentar un máximo y una estabilización, con unos asentamientos de agregación en núcleos que difieren de la dispersión del evento anterior (Gamble *et al.*, 2004). Este tipo de poblamiento estaría relacionado con la existencia de un clima benigno que permitirían el desarrollo de una cubierta vegetal con una mayor biomasa frente a etapas anteriores, capaz de soportar una mayor presencia de herbívoros susceptibles de ser cazados por los grupos humanos establecidos en zonas concretas, sin que se vieran obligados a extender sus territorios de caza a zonas más alejadas. La ocupación del abrigo responde a la presencia en el mismo de grupos portadores de complejos litotécnicos del Magdaleniense Final (Cacho Quesada *et al.*, 2001a).

Esta expansión del poblamiento humano, representada en el Tossal por los niveles II y I del sector interior, se observa a escala regional por el máximo que ofrece la curva de probabilidad acumulada de las dataciones recopiladas en varios de los yacimientos considerados (Figs. 4, 5 y 6), tanto de interior como costeros (Moli del Salt, Matutano, Cendres, Santa Maira y Caballo), que presentan niveles con industrias del Magdaleniense Superior con arpones y Magdaleniense Superior final.

A partir de este momento, el registro radiocarbónico y arqueológico del Tossal de la Roca presenta un vacío que comprende el estadio frío del GS 1, conocido también como *Younger Dryas*, al final del Pleistoceno superior, y gran

parte del Preboreal, ya en el Holoceno. A partir de estos momentos, la secuencia del Tossal de la Roca no tiene continuidad en el sector interior, sino que prosigue en el sector exterior, donde se produce una sucesión de eventos sedimentarios ligados a procesos de gravedad-vertiente con momentos de cierta influencia fluvial. El nivel más antiguo (nivel IIb) de este sector se encuentra fechado (Tabla 1), en el intervalo 10550–9410 cal BP (2σ) (Fig. 4), si bien la curva de probabilidad acumulada de las dos fechas obtenidas presenta una clara inflexión en su parte media, presentando la fecha más reciente una mejor agrupación con las del nivel IIa (Fig. 4). Considerando las dos fechas como representativas del nivel IIb, este se extendería durante el final del Preboreal y el inicio del Boreal, momento en el que la temperatura de la superficie del Mar de Alborán alcanzó su máximo durante el Holoceno, cerca de los 20° C (Cacho *et al.*, 1999, 2001) (Fig. 6), desarrollándose en el Tossal un clima fresco y contrastado (Cacho *et al.*, 1995). Del nivel IIa contamos con otras dos fechas (Tabla 1) que calibradas ofrecen el intervalo 9510 – 8640 cal BP (2σ) (Fig. 5) situado en pleno periodo Boreal (Fig. 6), con unas características paleoclimáticas que en el Tossal se manifestarían por un aumento en la humedad.

Finalmente, las dos fechas del nivel superior (nivel I) del sector exterior (Tabla 1) corresponden a la horquilla calibrada 8560 – 8230 cal BP (2σ) (Fig. 4), durante el inicio del periodo Atlántico, en el que las temperaturas de la superficie del Mar de Alborán experimentan un ligero descenso hasta los 18° C (Cacho *et al.*, 1999, 2001) (Fig. 6), manifestándose en el Tossal un clima contrastado con precipitaciones fuertes y estacionales (Cacho *et al.*, 1995). En general, la sedimentación de los depósitos del sector exterior parece corresponder a unos episodios muy continuos en el tiempo, aspecto este determinado por la agrupación de las fechas, con una curva de probabilidad acumulada con tres máximos separados por dos inflexiones, la segunda de las cuales parece corresponder a la separación entre los niveles IIa y I.

El poblamiento humano responsable de los niveles del sector exterior derivaría de los núcleos de población generados a partir de la contracción de población representada por el evento 5, cuyo desarrollo en Europa occidental es inmediatamente

anterior a las fechas que nos ofrecen los niveles de este sector del Tossal (Gamble *et al.*, 2004), que contienen elementos característicos del Mesolítico con geométricos (Epipaleolítico geométrico) (Cacho Quesada *et al.*, 2001a).

Al contrario de lo que ocurre en el Tossal, a escala regional se observa una presencia humana durante el estadio frío del GS 1 y los comienzos del Preboreal representada por ocupaciones con industrias del Epipaleolítico microlaminar de facies aziloide en unos casos y *sauveterroides* en otros, según los autores, en yacimientos tanto de interior como próximos a la costa (Filador, Molí del Salt, Malladetes, Peña del Comptador y Santa Maira) cuyas cronologías calibradas (Figs. 4, 5 y 6) enlazan con las de los niveles IIb y IIa del Tossal de la Roca, al finalizar el Preboreal y durante los inicios del Boreal. Finalmente, la ocupación correspondiente al nivel I del Tossal tiene una buena correlación cronoestratigráfica con los niveles de varios yacimientos de la zona de Alicante, tanto de interior como de costa (Falguera y El Collado) con restos tecnológicos atribuidos al Mesolítico con geométricos de tipo *tardenoide* y desarrollo durante el final del Boreal y el comienzo del Atlántico.

4. Procesos geodinámicos

A partir de los datos geológicos obtenidos por nosotros en 1999 y de los publicados (Fumanal, 1986; Cacho *et al.* 1995), podemos plantear para el sector interior del Tossal de la Roca la siguiente secuencia de procesos geológicos (Fig. 2), que situamos en la escala cronoclimática utilizada en la actualidad para el Tardiglacial (Fig. 6) (Björk *et al.*, 1998; Cacho Quesada *et al.*, 2001):

- Alteración de la roca del sustrato, produciendo los materiales finos, y bloques autóctonos de origen gravitacional, que rellenan el paleo-relieve existente en el fondo del abrigo rocoso. Estos materiales, que constituyen la unidad TR.0 (nivel IV), ocasionalmente, tienen intrusiones de la unidad suprayacente, de donde procede una datación ^{14}C cuya calibración, 20960-16320 cal BP (2σ), permite situar los carbones datados en un momento frío pero no riguroso del estadio GS 2b que antecede al último Evento Heinrich del Pleistoceno (H1).

Tabla 1. Dataciones radiocarbónicas del Tossal de la Roca calibradas (2σ) mediante la curva CalPal2005-SFCP (CalPal mayo 2006: Weninger *et al.*, 2006). Las fechas radiocarbónicas fueron obtenidas en los siguientes laboratorios: Laboratorio de Datación por Carbono 14, ahora Servicio de Datación radiométrica y Geología isotópica (UGRA) de la Universidad de Granada (España), Beta Analytic Inc. (Beta) de Miami (Florida, EE.UU.) y Centre de Faibles Radioactivités (Gif) del CNRS-CEA de Gif-sur-Yvette (Francia).

Table 1. Radiocarbon dates from Tossal de la Roca calibrated (2σ) by CalPal2005-SFCP calibration curve (CalPal may 2006: Weninger *et al.*, 2006). Analyses performed in Laboratorio de Datación por Carbono 14, now Servicio de Datación radiométrica y Geología isotópica, Universidad de Granada (UGRA, Spain), Beta Analytic Inc. (Florida, EE.UU.) and Centre de Faibles Radioactivités (Gif), CNRS-CEA de Gif-sur-Yvette (France).

Sector	Año de muestreo	Nivel Arqueológico	Unidades Litoestratigráficas	Muestra	Procedimiento	Código Laboratorio	Fecha ¹⁴ C (BP)	Fechas cal BP (2σ ; 95 % prob.)	Referencia
Exterior	1984/1985	I	-	Huesos	Convencional	Gif-6897	7560±60	8470-8270	Cacho, 1988
	1984/1985	I	-	Huesos	Convencional	Gif-6898	7660±60	8590-8350	Cacho, 1988
	1984/1985	IIa	-	Carbones	Convencional	Gif-7061	8050±120	9310-8550	Cacho, 1988
	1984/1985	IIa	-	Carbones	Convencional	Gif-7062	8350±120	9610-9010	Cacho, 1988
	1984/1985	IIIb	-	Carbones	Convencional	Gif-7063	8530±90	9670-9390	Cacho, 1988
	1984/1985	IIIb	-	Carbones	Convencional	Gif-7064	9150±100	10580-10140	Cacho, 1988
Interior	1999	I	TR.2 (hogar superior)	Carbones	AMS	Beta-134880	11820±40	13830-13550	Cacho <i>et al.</i> , 2001a
	1999	II	TR.1.8	Carbones	AMS	Beta-134881	12290±40	14640-14080	Cacho <i>et al.</i> , 2001a
	1999	II	TR.1.8	Carbones	AMS	Beta-134876	12310±40	14670-14110	Cacho <i>et al.</i> , 2001a
	1982	II	TR.1.8	Carbones	Convencional	UGRA-120	12390±250	15450-13690	Cacho, 1986
	1982	II	TR.1.8	Carbones	Convencional	UGRA-119	12480±210	15480-13920	Cacho, 1986
	1993	II	TR.1	Carbones	Convencional	Gif-9817	12640±190	15780-14300	Cacho <i>et al.</i> , 2001a
	1999	II	TR.1.3	Carbones	AMS	Beta-134882	12800±40	15480-15080	Cacho <i>et al.</i> , 2001a
	1993	III	TR.1.2	Carbones	AMS	Gif.A-95594	13360±110	17310-16110	Cacho <i>et al.</i> , 2001a
	1993	III	TR.1.2	Carbones	AMS	Gif.A-95595	13460±120	17280-16560	Cacho <i>et al.</i> , 2001a
	1999	III	TR.1.1	Carbones	AMS	Beta-134878	13240±40	16990-16150	Cacho <i>et al.</i> , 2001a
	1999	III	TR.1.1	Carbones	AMS	Beta-134875	13550±40	17200-17000	Cacho <i>et al.</i> , 2001a
	1999	III	TR.1.1	Carbones	AMS	Beta-134877	13690±50	17270-17110	Cacho <i>et al.</i> , 2001a
	1982	IV	TR.0	Carbones	Convencional	UGRA-130	15360±1100	20960-16320	Cacho, 1986

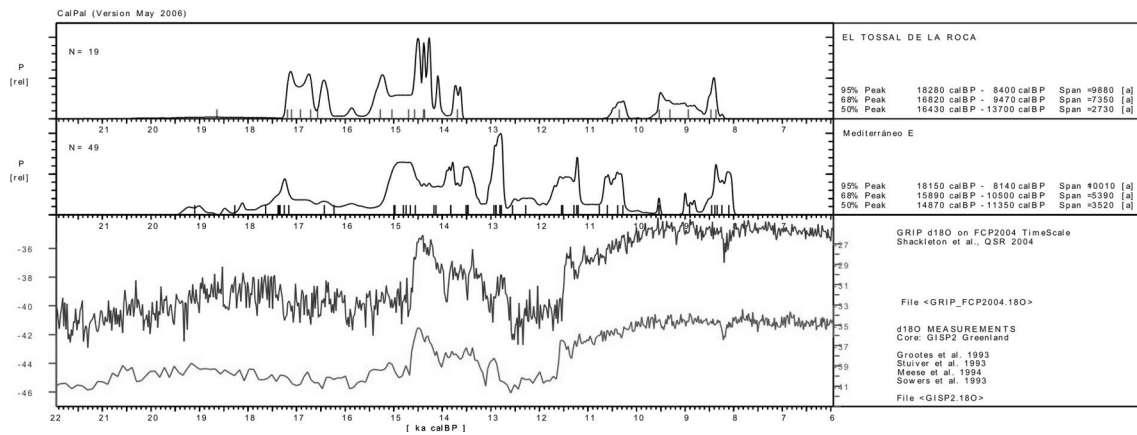


Figura 5. Curvas de probabilidad acumulada obtenidas a partir de la calibración (2σ) de las 19 fechas del Tossal de la Roca y de otras 49 fechas procedentes de otros 11 yacimientos de similar cronología (entre *circa* 18.000 y 8.000 años cal. BP) de la vertiente oriental del Mediterráneo peninsular, correspondientes a niveles magdalenenses y epipaleolíticos, realizada mediante la curva CalPal2005-SFCP incluida en la versión de mayo de 2006 del programa CalPal (Weninger *et al.*, 2006), y comparación con las curvas de variación de los isótopos del oxígeno ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) obtenidas en los sondeos de los hielos de Groenlandia GISP2 (alta resolución) (Grootes *et al.*, 1993; Meese *et al.*, 1994; Sowers *et al.*, 1993) y GRIP (Dansgaard *et al.*, 1989, 1993; GRIP members, 1993; Grootes *et al.*, 1993; Johnsen *et al.*, 1997).

Figure 5. Accumulated probability curve obtained from the calibration (2σ) of the ^{14}C dates of Tossal de la Roca and others 49 ^{14}C dates from 11 Spanish eastern Mediterranean sites (including Tossal) of similar chronology (*circa* 18.000 and 8.000 years cal. BP) by CalPal2005-SFCP calibration curve (CalPal may 2006; Weninger *et al.*, 2006), and its comparison with the variation of the isotopes of the oxygen ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) from the Greenland ice cores GISP2 (Grootes *et al.*, 1993; Meese *et al.*, 1994; Sowers *et al.*, 1993) and GRIP (Dansgaard *et al.*, 1989, 1993; GRIP members, 1993; Grootes *et al.*, 1993; Johnsen *et al.*, 1997).

- Sedimentación autóctona por caída gravitacional de clastos angulosos de las paredes y techo del abrigo debida a procesos de crioclásticos responsables de la mayor parte de la sedimentación de la unidad TR.1. Se detectan al menos seis episodios de sedimentación crioclástica, alguno de los cuales presenta una reiteración claramente atribuible a ciclos de hielo-deshielo estacional, separados por niveles producidos por arroyada difusa durante la estación cálida, siendo el momento más frío el correspondiente a la subunidad TR.1.4. Los sedimentos finos que aparecen entre los clastos autóctonos son atribuidos a procesos de arroyada de muy baja energía, producidos en épocas templadas posteriores a los momentos fríos. Estos proceden del desmantelamiento de las margas situadas aguas arriba del barranco sobre el que se encuentra el abrigo. Hacia el techo de esta sedimentación autóctona aparecen aportes laterales procedentes del exterior depositados mediante flujos densos de tipo “debris flow” que pueden incorporar a los

clastos autóctonos materiales de origen fluvial (TR.1.6). Esta sedimentación hídrica, que se hace más intensa hacia el techo con desarrollo de canales fluviales con detríticos alóctonos, está asociada a la actividad del citado barranco. Sobre los depósitos fluviales y en ausencia de sedimentación natural se desarrolla una intensa ocupación antrópica responsable de la acumulación de lentejones de materia orgánica (hogares). La unidad litoestratigráfica TR.1 comprende los niveles arqueológicos III (Magdaleniense Superior B) y II (Magdaleniense superior C). En ella parece existir una breve ruptura sedimentaria entre TR.1.2 y TR.1.3, marcada por la distribución de las fechas radiocarbónicas calibradas, lo que nos permitiría hablar de dos tramos equivalentes a los niveles arqueológicos III y II. Las cinco edades calibradas (AMS) procedentes de TR.1.1 y TR.1.2 (nivel III) están agrupadas en el intervalo 17200–16310 cal BP (2σ), coincidiendo con la etapa fría que culmina con un máximo representado por el Evento Heinrich

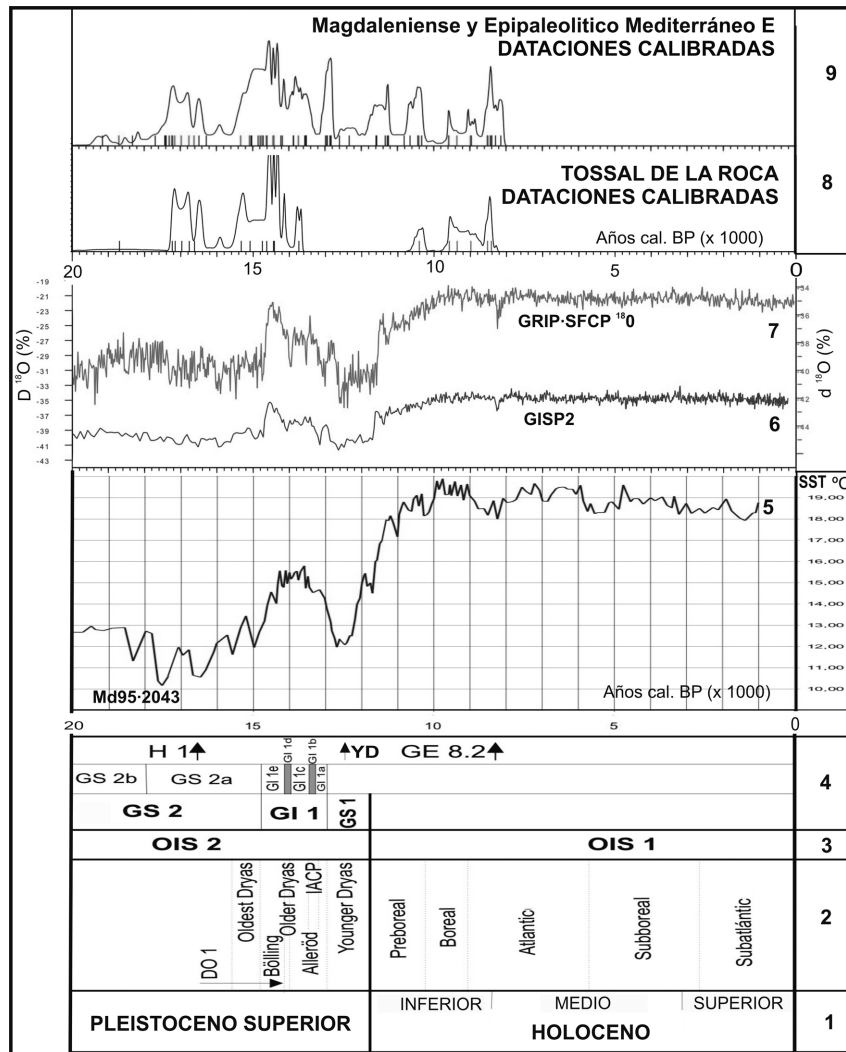


Figura 6. Cronología del Magdalenense y Epipaleolítico del Mediterraneo oriental español. Leyenda:

- 1, Cronoestratigrafía: series y subseries; 2, Divisiones climato-estratigráficas del Pleistoceno superior final y Holoceno;
- 3, Estadios Isotópicos del Oxígeno (OIS); 4, Estadios paleoclimáticos a partir de las curvas de variación del ^{18}O en los sondeos groenlandeses GRIP y GISP2 (Björk *et al.*, 1998), adaptados a la curva de temperaturas de la superficie del mar del sondeo MD95-2043 (Cacho *et al.*, 1999, 2001). 5, Curva de variación de la temperatura de la superficie del mar (SST) obtenida en el sondeo MD95-2043 del Mar de Alborán (Cacho *et al.*, 1999, 2001); 6, Curva $\delta^{18}\text{O}$ del sondeo GISP2 (Grootes *et al.*, 1993; Meese *et al.*, 1994; Sowers *et al.*, 1993); 7, $\delta^{18}\text{O}$ curva del sondeo GRIP (Dansgaard *et al.*, 1989, 1993; GRIP members, 1993; Grootes *et al.*, 1993; Johnsen *et al.*, 1997); 8, Curva de probabilidad acumulada obtenida a partir de la calibración (2σ) de las dataciones radiocarbónicas del Tossal de la Roca: 9, Curva de probabilidad acumulada obtenida a partir de la calibración (2σ) de 68 dataciones radiocarbónicas procedentes de niveles magdalenenses y epipaleolíticos de 12 yacimientos (incluido el Tossal) de la vertiente oriental del Mediterráneo peninsular.

Figure 6. Chronology of Spanish eastern Mediterranean Magdalenian and Epipaleolithic. Legend: 1, Chronostratigraphy: series and subseries; 2, Climatic-stratigraphic divisions of Late Pleistocene and Holocene; 3, Oxigene Isotopic Stages (OIS); 4, Palaeoclimatic stages from the variation of the isotopes of the oxygen curves ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) from the Greenland ice cores GISP2 and GISP2, adapted to surface sea temperatura curve of Alboran Sea MD95-2043 core (Cacho *et al.*, 1999, 2001). 5, Surface sea temperatura (SST) curve of Alboran Sea MD95-2043 core (Cacho *et al.*, 1999, 2001); 6, $\delta^{18}\text{O}$ curve from GISP2 (Grootes *et al.*, 1993; Meese *et al.*, 1994; Sowers *et al.*, 1993); 7, $\delta^{18}\text{O}$ curve from GRIP (Dansgaard *et al.*, 1989, 1993; GRIP members, 1993; Grootes *et al.*, 1993; Johnsen *et al.*, 1997); 8, Accumulated probability curve obtained from the calibration (2σ) of the ^{14}C dates of Tossal de la Roca: 9, Accumulated probability curve obtained from the calibration (2σ) of 68 ^{14}C dates from 12 Spanish eastern Mediterranean sites (including Tossal) of similar chronology (circa 18.000 y 8.000 years cal. BP).

H1, dentro del estadio GS 2a del LGM. Las seis dataciones (3 AMS y 3 convencionales) de TR.1.3 a TR.1.8 (nivel II) sitúan su sedimentación en la horquilla 15550-14040 cal BP (2σ), durante el final del estadio GS 2a, representada por los tramos iniciales del nivel II (subunidades TR.1.3 a TR.1.6) de marcado carácter frío, mientras que el resto de las subunidades que componen el nivel II se depositaron en la primera pulsación templada/cálida (GI 1e) del inicio del interstadio Tardiglacial o GI 1. Además, las dataciones radiocarbónicas convencionales de la unidad TR.1 (niveles III y II) nos permiten estimar la velocidad de sedimentación entre TR1.1 y TR1.8 en casi un mm por año (entre 0.79 y 0.95 mm/año, para un espesor comprendido entre 110 y 130 cm), tomando como referentes cronológicos 13690 \pm 50 BP (Beta-134877) y 12310 \pm 40 BP (Beta-134876). La lentitud de la sedimentación observada en el yacimiento ha quedado cuantificada gracias a las fechas de ^{14}C convencionales. No obstante este dato hay que considerarlo como meramente indicativo, teniendo en cuenta que la sedimentación en abrigos rocosos no es continua, sino que tiene lugar por impulsos con momentos de ausencia de sedimentación y momentos de acumulación preferente.

- El techo de la unidad TR.1 sufre una erosión por caída gravitacional de agua desde la visera del abrigo en un momento húmedo, en el que no se produce sedimentación. Esta discontinuidad se verifica observando las curvas de probabilidad acumulada de las fechas calibradas, que permite detectar una ruptura entre la subunidad superior de TR.1 y la siguiente unidad TR.2.
- Prosigue la sedimentación rellenando las irregularidades producidas por la erosión en el techo de TR.1 y tiene lugar el emplazamiento de la siguiente unidad litoestratigráfica TR.2 (nivel I). Su génesis se relaciona con flujos hídricos de diferente intensidad y naturaleza (coladas de clastos, arroyada difusa, flujos laminares de baja energía, desbordamientos del barranco) que aportan materiales alóctonos de la cabecera del valle. Si bien se detectan clastos cuyo origen estaría relacionado con procesos gravitacionales ligados a la

acción del hielo-deshielo, la influencia del frío desaparece paulatinamente en esta unidad. Hay una mayor presencia de procesos propios de condiciones húmedas y atemperadas, con desarrollo de importantes flujos en el barranco que a veces se hacen notar en el abrigo. Esta sedimentación no es continua, sino que se ve sometida a interrupciones temporales que son aprovechadas por grupos humanos con tecnologías del Magdaleniense Superior Final para ocupar el abrigo y dar lugar a importantes acumulaciones de materia orgánica carbonizada. La única fecha radiocarbónica del techo de esta unidad corresponde al intervalo 13780-13580 cal BP (2σ), situado en la pulsación templada GI 1c.

- Con posterioridad a la sedimentación de la unidad TR.2 (nivel I) se produce un evento tectónico que genera la estructura descrita que la deforma. Esta deformación tiene su origen en la actividad sísmica del dominio externo de las Cordilleras Béticas, donde desde el punto de vista estructural se encuentra situado el Tossal. Los esfuerzos compresivos, como el que da lugar a la falla inversa de este yacimiento, no son raros en la zona durante el Cuaternario reciente, manifestándose actualmente en el arco mediterráneo y Cordilleras Béticas (Galindo-Zaldivar *et al.*, 1998). El episodio de deformación que generó la estructura descrita tendría lugar con posterioridad a *ca.* 13600 cal BP (2σ). Por el momento no se puede precisar más su cronología dado que en la zona donde se observa la falla, no se han identificado unidades estratigráficas que la sellen. La localización de la estructura tectónica descrita en el sector exterior del yacimiento, donde existen niveles más recientes, fechados por ^{14}C , permitirá una datación más ajustada de este evento neotectónico.
- Posteriormente, la unidad TR.2 es parcialmente desmantelada, arrasándose el pequeño relieve configurado por el levantamiento del terreno producido por la deformación y desarrollándose estructuras edáficas incipientes.
- Finalmente y tras un largo hiato, la sedimentación continua en el sector exterior del Tossal con desarrollo de procesos de gravedad-vertiente que alternan con momentos de cierta influencia fluvial.

5. Conclusiones

El abrigo rocoso del Tossal de la Roca contiene una importante secuencia sedimentaria que resulta fundamental a la hora de estudiar los últimos momentos del Pleistoceno superior y el comienzo del Holoceno en la zona oriental de la Península Ibérica. Los resultados de los diferentes estudios llevados a cabo sobre los restos arqueológicos recuperados durante las excavaciones en él realizadas junto con los de las dataciones radiocarbónicas obtenidas permiten un exhaustivo conocimiento de su registro, que se ha dado a conocer en varias publicaciones. El estudio geoarqueológico y crono-estratigráfico presentado en este trabajo completa los realizados con anterioridad, estableciendo una secuencia de procesos bien situada en el tiempo para los depósitos del sector interior.

La interpretación paleoclimática derivada de la identificación de los procesos geodinámicos responsables de la génesis del registro permite observar que a lo largo de la secuencia se suceden una serie de cambios muy significativos. Así, en el sector interior, la situación en la escala cronoestratigráfica de las unidades TR.1 (niveles III y II) y TR.2 (nivel I) y del hiato intermedio es clara: los procesos que las han generado han tenido lugar en los últimos momentos del Pleistoceno superior, entre 20960 y 13580 años cal BP (2σ), incluyendo desde el estadal GS 2b hasta el interestadial GI 1c. En la unidad TR.1, a una sedimentación originada por procesos crioclásticos, de marcado carácter frío, desarrollada durante el estadio GS 2a del LGM, siguen unos depósitos generados durante la primera pulsación templada/cálida (GI 1e) del inicio del interestadio Tardiglaciario o GI 1. Tras una discontinuidad erosiva, continua la sedimentación (unidad TR.2) durante el Tardiglaciario en condiciones templadas, como refleja la única fecha radiocarbónica disponible situada en el techo de esta unidad que correspondería a la pulsación templada GI 1c. Posteriormente tiene lugar un evento tectónico que deforma las unidades TR.1 y TR.2, evento que tuvo lugar con posterioridad al intervalo calibrado comprendido entre 13780 y 13580 cal BP (2σ). Por el momento no se puede precisar más dado que en la zona donde se observa la falla, ésta no se ve fosilizada por niveles no afectados por ella. Una búsqueda de esta estructura

hacia la zona exterior del yacimiento, donde existen niveles más recientes, permitiría una datación del evento neotectónico más ajustada. Posteriormente, procesos erosivos dismantelan de forma parcial el techo de la unidad TR.2, existiendo una laguna sedimentaria que comprende el GS 1 o *Younger Dryas* y gran parte del Preboreal, en el paso del final del Pleistoceno superior al inicio del Holoceno. A partir de este momento, la sedimentación, continúa en el sector exterior del Tossal durante el final del Preboreal, el Boreal y el inicio del periodo Atlántico.

A escala regional se observa un claro paralelismo entre los datos cronológicos proporcionados por el Tossal con los procedentes de los otros once yacimientos considerados, situados todos ellos en la franja mediterránea oriental de la Península Ibérica, pudiendo relacionar las curvas de probabilidad acumulada de las fechas radiocarbónicas calibradas con las pulsaciones de las curvas paleoclimáticas utilizadas (Fig. 6). De esta forma el descenso en las curvas de probabilidad situado hacia 16000 cal BP puede correlacionarse con el evento H1, coincidiendo con las temperaturas mínimas de la superficie del mar de Alborán (Fig. 6), mientras que los máximos observados en las curvas de probabilidad de las fechas calibradas, tanto en el Tossal como en el resto de yacimiento, coincide con el interestadio Tardiglaciario o GI 1. Por el contrario, durante el GS 1 o *Younger Dryas* y comienzos del Preboreal, el Tossal carece de registro sedimentario y arqueológico, mientras que en los restantes yacimientos del Mediterráneo, la curva muestra de una probabilidad moderada. Finalmente, las dos curvas vuelven a mostrar coincidencias desde el final Preboreal hasta la parte media del periodo Atlántico, momentos antes del evento GE 8.2.

Agradecimientos

Este trabajo se ha llevado a cabo en el marco del proyecto *El poblamiento de la Cuenca Alta del Duero durante el Paleolítico Superior y Epipaleolítico: Reconstrucciones paleoambientales del Cuaternario a partir de estudios en medio kárstico*, financiado por un Contrato de

Investigación “Ramón y Cajal” del Ministerio de Educación y Ciencia del Gobierno de España, dirigido por J. F. Jordá Pardo. Los análisis granulométricos fueron realizados en el Laboratorio de Sedimentología del Museo Nacional de Ciencias Naturales; desde estas líneas agradecemos al Dr. José López Ruiz y a M^a Ángeles Fernández su interés y disposición a la hora de autorizar y realizar respectivamente los citados análisis.

Referencias bibliográficas

- Álvarez, E. & Jöris, O. (1998). El significado cronológico de algunas especies de fauna fría durante el Tardiglaciario en la Península Ibérica. *Zephyrus*, 51, 61-86.
- Aparicio, J. (1990). Yacimientos arqueológicos y evolución de la costa valenciana durante la Prehistoria. *Academia de Cultura Valenciana, Serie Histórica*, 5, 26-40.
- Aura, J. E., Seguí, J., Pérez Ripoll, M., Verdasco, C., Cotino, F., Pérez Herrero, C. I., Soler, B., García Puchol, O., Vidal, S., Carballo, I. & Nebot, B. (2000). Les Coves de Santa Maira (Castell de Castells, la Marina Alta, Alacant): primeros datos arqueológicos y cronológicos. *Recerques del Museu d'Alcoi*, 9, 75-84.
- Aura Tortosa, J.E. (2001a). Cova de Santa Maira (Castell de Castells, la Marina Alta, Alcant). En: *De Neandertales a Cromañones. El inicio del poblamiento humano en las tierras valencianas* (V. Villaverde, ed.). Universitat de València, València, 429-432.
- Aura Tortosa, J.E. (2001b). La Peña del Comptador. *Actuaciones Arqueológicas en la provincia de Alicante*. Alicante (edición en CD-ROM).
- Aura Tortosa, J.E. (2001c). Cazadores emboscados. El Epipaleolítico en el País Valenciano. En: *De Neandertales a Cromañones. El inicio del poblamiento humano en las tierras valencianas* (V. Villaverde, ed.). Universitat de València, València, 219-238.
- Aura Tortosa, J.E., Carrión Marco, Y., García Puchol, O., Jardón Giner, P., Jordá Pardo, J.F., Molina Balaguer, Ll., Morales Pérez, J.V., Pascual Benito, J.Ll., Pérez Jordá, G. Pérez Ripoll, M., Rodrigo García, M.J. & Verdasco Cebrián, C. (2006). Epipaleolítico – Mesolítico en las comarcas centrales valencianas. En: *El Mesolítico de muescas-denticulados en la Cuenca del Ebro y el Litoral Mediterráneo peninsular* (A. Alday Ruiz, Coords.). Memorias de Yacimientos Alaveses, 11, Diputación Foral de Álava, Vitoria-Gasteiz, 65-120.
- Aura Tortosa, J.E. & Jordá Pardo, J.F. (2006). La Prehistoria. En: *Historia de Alcoy* (J.Ll. Santonja Cardona & J.M. Segura Martí, eds.). Ayuntamiento de Alcoy, Editorial Marfil, Centre Alcoià d'Estudis Històrics i Arqueològics, Alcoi, 55-69.
- Björck, S., Walker, M.J.C., Cwynar, L.C., Johnsen, S., Knudsen, K.L., Lowe, J.J., Wohlfarth, B. & Intimate-Members (1998). An Event Stratigraphy for the Last termination in the North Atlantic Region Based on the Greenland Ice-core Record: a Proposal by the INTIMATE Group. *Journal of Quaternary Science*, 13, 283-292.
- Bond, G.C., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J. & Bonani, G. (1993). Correlation between climate record from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, 365 (6442), 143-147.
- Cacho, C. (1986). Tossal de la Roca. *Arqueologia de Alicante: 1976-1986*. Instituto de Estudios Juan Gil Albert, Diputación Provincial de Alicante, Alicante, 19-21.
- Cacho, C. (1986). Tossal de la Roca. *Memories Arqueològiques a la Comunitat Valenciana 1984-1985*. Conselleria de Cultura, Educació i Ciència, Generalitat Valenciana, València, 105-111.
- Cacho, C. (1987). La structuration du Magdalénien dans l'Espagne Méditerranéenne. En: *Le Magdalénien en Europe* (J.Ph. Rigaud, org.). Actes du Colloque de Mayence. ERAUL, 38, Liège, 459-473.
- Cacho, C., Fumanal, P., López, P. & López, N. (1983). Contribution du Tossal de la Roca à la chronostratigraphie du Paléolithique Supérieur Final dans la région de Valencia. *Rivista di Scienze Preistoriche*, XXXVIII (1-2), 69-90.
- Cacho, C., Fumanal, M.P., López, P., Pérez Ripoll, M., Martínez Valle, R., Uzquiano, P., Aranz, A., Sánchez Marco, A., Sevilla, P., Morales, A., Roselló, E., Garralda, M.D., & García-Carrillo, M. (1995). El Tossal de la Roca (Vall d'Alcalà, Alicante). Reconstrucción paleoambiental y cultural de la transición del Tardiglaciario al Holoceno inicial. *Recerques del Museu d'Alcoi*, 4, 11-101.
- Cacho Quesada, C., Jordá Pardo, J.F., de la Torre Sáinz, I. & Yravedra Sáinz De Los Terreros, J. (2001a). El Tossal de la Roca (Alicante). Nuevos datos sobre el Magdaleniense mediterráneo de la Península Ibérica. *Trabajos de Prehistoria*, 58 (1), 71-93.
- Cacho Quesada, C., Jordá Pardo, J.F. & de la Torre Sáinz, I. (2001b). Tossal de la Roca (Vall d'Alcalà, Alacant). En: *De Neandertales a Cromañones. El inicio del poblamiento humano en las tierras valencianas* (V. Villaverde, ed.). Universitat de València, València, 419-424.
- Cacho Quesada, C. & Jordá Pardo, J.F. (en prensa). The transition from Pleistocene to Holocene on the mediterranean watershed of the Iberian peninsula (SW Europe). *Journal of Anthropological Research*.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A. & Shackleton, N. (1999). Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography*, 14, (6), 698-705.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Canals, M., Saffi, L., Shackleton, N.J., Schönfeld, J. & Zahn, R. (2001). Variability of the western Mediterranean Sea surface temperature during the last 25.000 years and its connection with the Northern Hemisphere climate changes. *Paleoceanography*, 16 (1), 40-52.
- Corchón, M.S. (2000). Solutrense y Magdaleniense del Oeste de la Cornisa Cantábrica: Dataciones 14C (Calibradas) y marco cronológico. *Zephyrus*, 52, 3-32.
- Corchón, M.S. (2002). El Tardiglaciario y la transición al Postglaciario en la Meseta española: una visión de síntesis. *Zephyrus*, 55, 85-142.

- Corchón, M.S. & Cardoso, (2005). Reflexiones sobre el Solutrense portugués: a propósito de la industria Paleolítico Superior de Correio-Mor (Loures). *Zephyrus*, 58, 89-110.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjørnsdóttir, A.E., Jouzel, J. & Bond, G.C. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364, 218-220.
- Dansgaard, W., White, J.W.C. & Johnsen, S.J. (1989). The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. *Nature*, 339, 532-533.
- Fumanal García, M.P. (1986). *Sedimentología y clima en el País Valenciano. Las cuevas habitadas en el Cuaternario reciente*. Serie de Trabajos Varios, Servicio de Investigación Prehistórica, 83. Valencia.
- Galindo-Zaldivar, J.; Jabaloy, A.; Serrano, I.; Morales, J.; González-Loderiro, F. & Torcal, F. (1998). Esfuerzos recientes en el sector sudoriental de la Depresión de Granada (Cordillera Bética central). *Geogaceta*, 24, 127-130.
- García-Argüelles, P., Nadal, J. & Fullola, J.M. (2002). Vint anys d'excavacions a l'abric del Filador (Margalef de Montsant, Priorat, Tarragona). *Tribuna d'Arqueologia*, 1998-1999, 71-96.
- García-Argüelles Andreu, P., Nadal i Lorenzo, J. & Fullola I Pericot, J.M. (2005). El abrigo del Filador (Margalef de Montsant, Tarragona) y su contextualización cultural y cronológica en el nordeste peninsular. *Trabajos de Prehistoria*, 62 (1), 65-83.
- García Puchol, O. & Molina, L.I. (2005). La secuencia prehistórica de l'abric de la Falguera (Alcoi, Alacant). Las ocupaciones del mesolítico reciente y del Neolítico. En: P. Arias, R. Ontañón y C. García-Monçó (Eds.), *III Congreso del Neolítico en la Península Ibérica*, Universidad de Cantabria, Santander, 893-901.
- García Puchol, O. & Aura Tortosa, J.E. (Coords)(2006). *El Abric de la Falguera (Alcoi, Alacant). 8000 años de ocupación humana en la cabecera del riu d'Alcoi*. Diputación de Alicante, Ayuntamiento de Alcoy y Caja de Ahorros del Mediterráneo, Alcoy.
- Gamble, C., Davies, W., Pettit, P. & Richarda, M. (2004). Climate change and evolving diversity in Europe during the last glacial. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. (B)*, 359, 243-254.
- GRIP Members (1993). Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. *Nature*, 364, 203-207.
- Grootes, P.M., Stuiver, M., White, J.W.C., Johnsen, S. & Jouzel, J. (1993). Comparison of Oxygen Isotope Records from the GISP2 and GRIP Greenland Ice Core. *Nature*, 366, 552-554.
- Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Andersen, U., Andersen, K.K., Hvidberg, C.S., Dahl-Jensen, D., Steffensen, J.P., Shoji, H., Sveinbjørnsdóttir, A.E., White, J.W.C., Jouzel, J. & Fisher, D. (1997). The $\delta^{18}\text{O}$ record along the Greenland Ice Core Project deep ice core and problem of possible Eemian climatic instability. *Journal of Geophysical Research*, 102, 26397-26410.
- Jörís, O. & Álvarez Fernández, E. (2002). Algunas precisiones sobre la terminología empleada en la segunda parte del Tardiglacial en Europa Central y el problema de su aplicación en el SW de Europa. *Zephyrus*, 55, 313-322.
- Jörís, O. & Weninger, B. (2000a). Radiocarbon Calibration and the Absolute Chronology of the Late Glacial. En B. Valentí, P. Bodu et M. Christensen (Eds.): *L'Europe centrale et septentrionale au Tardiglaciaire. Confrontation des modèles régionaux de peuplement*, Coll. Nemours 1997, Mem. Musée de Préhistoire d'Ille-de-France, 7: 19-54. Nemours.
- Jörís, O. & Weninger, B. (2000b). ^{14}C -Alterskalibration und die Absolute Chronologie des Spätglazials. *Archäologisches Korrespondenzblatt*, 30 (4), 461-471.
- Jouzel, J. (2003). Les enregistrements climatiques du Groënland et de l'Antarctique au cours du dernier cycle climatique. En: *Chronologies géophysiques et archéologiques du Paléolithique Supérieur* (F. Widemann e Y. Taborin, eds.). *Comptes-rendus du Colloque international de Ravello (3-8 mai 1994)*, Archeologia, Storia, Cultura, 3, Centre de Recherche et de Restauration des Musées de France – Centro Universitario Europeo per i Beni Culturali, Edipuglia, Ravello, 401-409.
- Martí Oliver, B. & Juan-Cabanilles, J. (1997). Epipaleolíticos y neolíticos: población y territorio en el proceso de neolitización de la Península Ibérica. *Espacio, Tiempo y Forma, Serie I, Prehistoria y Arqueología*, 10, 215-264.
- Meese, D., Alley, R., Gow, T., Grootes, P.M., Mayewski, P., Ram, M., Taylor, K., Waddington, E & Zielinski, G. (1994). Preliminary depth-age scale of the GISP2 ice core. *CRREL Special Report*, 94-1. Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, New Hampshire, 66 pp.
- Olària, C. (1999). Cova Matutano (Vilafamés, Castellón). Un modelo ocupacional del magdaleniense superior-final en la vertiente mediterránea peninsular. *Monografies de Prehistòria i Arqueologia Castellonenses*, 5, Diputació de Castelló, Castelló.
- Olària, C. (2001). Cova Matutano (Vilafamés, la Plana Alta, Castelló): las últimas comunidades magdalenienses del tardiglacial en el Mediterráneo peninsular. En: *De neandertales a cromañones. El inicio del poblamiento humano en las tierras valencianas* (V. Villaverde, ed.), Universidad de Valencia, 415-418.
- Olària, C. & Gusi, F. (1999). Aproximació al paleoambient d'un hàbitat magdalena superior-final a través de les anàlisis sedimentològiques i arqueològiques: Cova Matutano, Vilafamés. Castelló. *Geoarqueologia i Quaternari litoral. Memorial Maria Pilar Fumanal*, Universidad de Valencia, 193-203.
- Ravazzi, C. (2003). An overview of the Quaternary continental stratigraphic units based on biological and climatic events in Italy. *Il Quaternario – Italian Journal of Quaternary Sciences*, 16 (Ibis) Volumen Speciale INQUA, 11-18.
- Rivera Arrizabalaga, A. (2004). Paleoclimatología y cronología del Würm reciente: Un intento de síntesis. *Zephyrus*, 57, 27-53.
- Sánchez Goñi, M.F., Cacho, I., Turon, J.-L., Guot, J., Sierro, F.J., Peyrouquet, J.-P., Grimalt, J.O. & Shackleton, N.J. (2002). Synchronicity between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during

- the last glacial period in the Mediterranean region. *Climate Dynamics*, 19, 95-105.
- Sánchez Goñi, M.F. & d'Errico, F. (2005). La historia de la vegetación y el clima del último ciclo climático (OIS5-OIS1, 140.000-10.000 años BP) en la Península Ibérica y su posible impacto sobre los grupos paleolíticos. En: *Neandertales cantábricos, estado de la cuestión* (R. Montes Barquín y J.A. Lasheras, eds.). Museo Nacional y Centro de Investigación de Altamira, *Monografías*, 20, 115-129.
- Sowers, T., Bender, M., Labeyrie, L., Martinson, D., Jouzel, J., Raynaud, P., Pichon, J.J. & Korotkevich, A. (1993). A 135.000 year Vostok-Speccomap common temporal framework. *Paleoceanography*, 8, 737-766.
- Vallverdú Poch, J. & Carrancho, A. (2004). Estratigrafía del Molí del Salt. En: *Els darrers caçadors-recol·lectors de la Conca de Barberà: El jaciment del Molí del Salt (Vimbodí). Excavacions 1999-2003* (M. Vaquero, ed.). *Publicacions del Museu*, 5, Museu –Arxiu de Montblanc i Comarca, Montblanc, 61-68.
- Vaquero, M. (Ed.) (2004). *Els darrers caçadors-recol·lectors de la Conca de Barberà: El jaciment del Molí del Salt (Vimbodí). Excavacions 1999-2003. Publicacions del Museu*, 5, Museu –Arxiu de Montblanc i Comarca, Montblanc.
- Villaverde, V. (2001). Cova de les Cendres (Teulada-Moraira, Alacant). En: *De Neandertales a Cromañones. El inicio del poblamiento humano en las tierras valencianas* (V. Villaverde, ed.). Universitat de València, València, 411-414.
- Villaverde, V., Aura, J.E. & Barton, C.M. (1998). The Upper Paleolithic in Mediterranean Spain: A Review of Current Evidence. *Journal of World Prehistory*, 12 (2), 121-198.
- Villaverde, V., Martínez, R., Badal, E., Guillem, P.M., García, R. & Menargues, J. (1999). El Paleolítico superior de la Cova de les Cendres (Teulada-Moraira, Alicante). Datos proporcionados por el sondeo efectuado en los cuadros A/B-17. *Archivo de Prehistoria Levantina*, XXIII, 9-65.
- Weninger, B., Jöris, O. & Danzeglocke, U. (2006). Glacial radiocarbon age conversion. Cologne radiocarbon calibration and palaeoclimate research package <CALPAL> User manual. Universität zu Köln, Institut für Ur- und Frühgeschichte. Köln.