



El Periodo Cuaternario: La Historia Geológica de la Prehistoria

The Quaternary Period: The Geological History of the Prehistory

Silva, P.G.⁽¹⁾; Bardají, T.⁽²⁾; Roquero, E.⁽³⁾; Baena-Preysler, J.⁽⁴⁾;
Cearreta, A.⁽⁵⁾; Rodríguez-Pascua, M.A.⁽⁶⁾; Rosas, A.⁽⁷⁾;
Cari Zazo⁽⁸⁾; Goy, J.L.⁽¹⁾

⁽¹⁾ Pablo G. Silva. Dpto. Geología, Universidad de Salamanca, Escuela Politécnica Superior. Ávila. pgsilva@usal.es.

⁽²⁾ Teresa Bardají. U.D. Geología. Universidad de Alcalá. teresa.bardaji@uah.es

⁽³⁾ Elvira Roquero. Dpto. Edafología. E.T.S.I. Agrónomos, Universidad Politécnica de Madrid. elvira.roquero@upm.es

⁽⁴⁾ Javier Baena. Dpto. Prehistoria y Arqueología. Universidad Autónoma de Madrid. javier.baena@uam.es

⁽⁵⁾ Alejandro Cearreta. Dpto. Estratigrafía y Paleontología. Universidad del País Vasco. UPV/EHU. alejandro.cearreta@ehu.eus

⁽⁶⁾ Miguel A. Rodríguez-Pascua. Instituto Geológico y Minero de España, IGME. Madrid. ma.rodriguez@igme.es

⁽⁷⁾ Antonio Rosas. Dpto. Paleobiología. Museo Nacional de Ciencias Naturales-CSIC. Madrid. arosas@mncn.csic.es

⁽⁸⁾ Caridad Zazo. Dpto. Geología. Museo Nacional de Ciencias Naturales-CSIC. mcncz65@mncn.csic.es

⁽¹⁾ José Luis Goy. Dpto. Geología. Universidad de Salamanca. joselgoy@usal.es

Resumen

Este trabajo presenta una síntesis de la estratigrafía y geocronología del Periodo Cuaternario tras la actualización cronoestratigráfica aprobada por la Comisión Internacional de Estratigrafía (ICS-IUGS) y la Unión Internacional para el Estudio del Cuaternario (INQUA). Se aportan los datos más recientes sobre estratigrafía, cronología y paleoclimatología de este periodo en la Península Ibérica, así como los esquemas o fuentes bibliográficas más clásicas. Se da una visión general de la Prehistoria enmarcándola dentro de los episodios o eventos climáticos más característicos del Pleistoceno final, Holoceno y Antropoceno. Esta síntesis pretende ser una guía resumida de la cronología cuaternaria para todos aquellos investigadores que, trabajando en el Periodo Cuaternario, no poseen una formación científica adecuada al respecto.

Palabras clave: Cuaternario; Pleistoceno; Holoceno; Antropoceno; Prehistoria.

Abstract

This work presents a synthesis on the stratigraphy and geochronology of the Quaternary Period after the chronological updating ratified by the International Commission on Stratigraphy (ICS-IUGS) and the International



Union for Quaternary Research (INQUA). We show the more recent (updated) stratigraphic, chronologic and paleoclimatic data regarding to the Iberian Peninsula, as well as the classical approaches and bibliography for these subjects. We offer a general view on the Prehistory in the framework of the more characteristic climatic episodes or events in the environs of the Iberian Peninsula during the upper Pleistocene, Holocene and Anthropocene. This synthesis wants to be a summarized guide of the Quaternary chronology for all those people working in the Quaternary Period without a proper scientific knowledge on the topic.

Keywords: Quaternary; Pleistocene; Holocene; Anthropocene; Prehistory.

1. Introducción

El Cuaternario es la última subdivisión de la escala de tiempo geológico (Periodo Cuaternario) que cubre aproximadamente los 2,58 últimos millones de años (Ma) hasta la actualidad (Fig. 1). Su status y duración dentro de la escala cronoestratigráfica global ha estado en debate recientemente (Lourens, 2008; Silva *et al.*, 2009; Ogg *et al.*, 2016). En Junio de 2009, la *International Union of Geological Sciences (IUGS)* ratificó la propuesta de la Subcomisión de Estratigrafía del Cuaternario de la Internacional *Commission on Stratigraphy (ICS)*, quedando fijada la base del Cuaternario en 2,58 millones de años (Gibbard y Head, 2009; Cohen y Gibbard, 2011).

El Periodo Cuaternario se encuentra subdividido en dos épocas, o series estratigráficas, el Pleistoceno y el Holoceno (últimos 11.700 años), a las que próximamente se podrá sumar el Antropoceno, todavía en debate. Este último representa la época cuaternaria más reciente en la cual el ser humano ha modificado los procesos químicos, físicos y biológicos fuera de su variabilidad natural de forma global, teniendo su reflejo inequívoco en el registro estratigráfico. Se ha propuesto el periodo comprendido entre los años 1945 y 1952, cuando se realizaron los primeros ensayos con armas nucleares, como posible inicio de este nuevo "tiempo geológico" (Cearreta, 2015).

El Cuaternario es el periodo más corto, y aparentemente más complejo, de la Escala de Tiempo Geológico, que se subdivide según criterios cronoestratigráficos, geocronológi-

cos y bioestratigráficos. Los periodos Triásico, Jurásico y Cretácico (que constituyen la Era Mesozoica) se extendieron a lo largo de unos 185 Ma, los periodos Paleógeno y Neógeno (que componen junto al Cuaternario la Era Cenozoica) representan unos 63 Ma, pero el Periodo Cuaternario tan sólo unos 2,5 Ma. ¿Cuál es la causa de esta drástica reducción en la duración temporal de los periodos geológicos? Pues primero hay que saber que el origen de la subdivisión del tiempo en geología respondió inicialmente al registro fósil contenido en los estratos (bioestratigrafía), de manera que las grandes eras geológicas se encuentran formalmente relacionadas con grandes extinciones, sustituciones masivas de unos grupos faunísticos por otros y/o apariciones notorias de grupos faunísticos nuevos. Así el Paleozoico, que significa literalmente "*faunas antiguas*", termina con la gran extinción pérmica hace unos 252 Ma. El Mesozoico ("*faunas intermedias*") es el imperio de los dinosaurios y culmina como es sabido con el impacto meteorítico que acabó con éstos hace unos 66 Ma. La desaparición de la práctica totalidad de los grupos de dinosaurios fue una oportunidad para la diversificación de los mamíferos, que constituyen las "*faunas nuevas*" que dominaron la Era Cenozoica. En los inicios de la Geología, Charles Lyell en su obra "*Elementos de Geología*" publicada en 1832 denomina a estos periodos como Primario, Secundario y Terciario. A estos les sigue el "*Cuaternario*", introducido en la literatura geológica por Desnoyers en 1829 (Jordá Pardo, 1995). Es también Lyell el que subdivide el Cuaternario en dos estadios, el glacial o Pleistoceno y el postglacial u Holoceno (Jordá Pardo, 1995). Está claro, por tanto, que esta

división temporal no es regular, sino que tiene el valor de aportar un sentido ambiental y práctico a los materiales sedimentarios que nos rodean y sobre los que vivimos.

De toda la nomenclatura de las antiguas eras geológicas tan solo ha pervivido hasta nuestros días la denominación del Periodo Cuaternario. Pero ¿qué pasó hace 2,58 Ma para que esta minúscula fracción de tiempo geológico siga firme como un periodo geológico propio y con denominación de origen? Sencillamente, entre otros muchos sucesos, apareció el género *Homo* en África Oriental, abriendo así la escala de tiempos geológicos a la Prehistoria.

Homo habilis, la especie más antigua del género (en sentido amplio incluyendo también a *Homo rudolfensis*), habitó África Oriental entre 2,5 y 1,44 Ma, conviviendo durante algún tiempo con diversos grupos de *Australopithecus* y *Paranthropos*, los cuales sobrevivieron hasta hace unos 1,1 Ma (Rosas, 2016). *Homo habilis* es el primer homínido al que se le asocia directamente con la fabricación de industria lítica (paleolítica) aunque es controvertida la asociación directa de los restos fósiles más antiguos de esta especie y líticos (Fig. 1). Algunos autores creen que estos restos líticos más antiguos se encuentran en aparente asociación con restos de *Australopithecus garhi* que presentan una antigüedad de unos 2,63 Ma (Rice y Moloney, 2005). Más recientemente se ha documentado industria lítica “in situ” de factura muy antigua y en asociación espacio-temporal con homínidos pliocenos (*Australopithecus s.l.*) de 3,3 Ma (Harmand *et al.*, 2015). Estos autores proponen la revisión del periodo comprendido entre c. 3,5 y 2,5 Ma como la fase en que apareció la utilización de industria lítica por parte de homínidos previos al género *Homo*. A pesar de la polémica, la presencia de “industria lítica” y fósiles del género “*Homo*” en los estratos (yacimientos arqueológicos) es una característica cuya generalización parece exclusiva del Periodo Cuaternario. De forma paralela al estudio geológico del Cuaternario, se desarrolló lo que denominamos Paleontología humana,

la Paleoantropología y el estudio de la industria lítica (Prehistoria y Arqueología).

De esta manera surge otra escala temporal, con los periodos Paleolítico, Mesolítico y Neolítico subdividida a su vez en periodos tecno-culturales tales como el Olduvayense, Achelense, Musteriense, Auriñaciense, Solutrense, etc., que con sus diferentes fases se desarrollan a lo largo de todo el Pleistoceno (Fig. 1; Jordá Pardo, 1995) y cuyas denominaciones varían según el ámbito geográfico en el que nos movamos (p. ej. en América se suelen usar los periodos Lítico, Arcaico y Formativo). Estas subdivisiones responden a la escala de tiempos que utiliza la Arqueología para analizar la Prehistoria. Como veremos, la prehistoria humana se desarrolló durante todo el Pleistoceno y se adentró en el Holoceno hasta el comienzo de la Edad de Bronce, hace unos 5.000 años antes del presente. Así pues, el registro geológico y geomorfológico del Periodo Cuaternario constituye el sustrato imprescindible sobre el que construir el relato histórico de la “*prehistoria de la humanidad*”. Al contrario que los relatos históricos convencionales, la historia de la prehistoria se encuentra escrita en las rocas, los sedimentos y el paisaje. Se trata por tanto, de una historia geológica, que precisa además de un análisis geológico muy especial, casi únicamente al alcance del Periodo Cuaternario (Rodríguez Vidal y Silva, 1999).

La exclusividad del Periodo Cuaternario no solo radica en la presencia de homínidos que fabricaban útiles líticos, sino que su estudio geológico es también especial, muy distinto al que se utiliza clásicamente para los otros periodos geológicos más antiguos. En el Cuaternario se ha preservado la “*morfología*” de las formaciones geológicas que lo componen, pudiéndose hablar de “*Geología y Geomorfología del Cuaternario*”. Podemos observar terrazas fluviales, terrazas marinas, dunas, morrenas glaciares, es decir, ver el resultado del modelado del terreno por los agentes geológicos externos e internos. Esto es, paisajes y paleopaisajes, que nos permiten reconstrucciones ambientales bastante detalladas,

sobre todo si se consideran los fósiles vegetales y animales preservados o asociados a tales elementos geomorfológicos. También se puede ver el impacto en el paisaje de los procesos geológicos internos como terremotos (escarpes de falla) y volcanes (edificios volcánicos, cráteres, etc.). Por lo demás, hasta incluso podemos estudiar lo que no se puede ver, lo que falta, y que en la mayor parte de los casos está fuera del alcance del análisis de otros periodos geológicos anteriores (Rodríguez Vidal y Silva, 1999). Así, el análisis geomorfológico nos permite deducir las características y naturaleza de los periodos de erosión y denudación a través del estudio de las formas erosivas como acantilados costeros, cañones fluviales, sistemas kársticos, escarpes de erosión, relieves estructurales, estrías glaciares, etc.

Por último, otra de las características diferenciadoras y “fundamentales” asociadas al Periodo Cuaternario es el progresivo deterioro climático que comienza de forma fehaciente hace 2,58 Ma. Este deterioro, iniciado en el Piso Gelasiense, es consecuencia del crecimiento y asentamiento definitivo del escudo glaciario antártico que comenzó poco antes, hace unos 3,4 Ma (Ruddiman, 2001), y del cierre definitivo del istmo de Panamá hace unos 2,7 Ma (Bartoli *et al.*, 2005). Como consecuencia los climas tropicales, las faunas cálidas y los niveles del mar altos (hasta +70 m con respecto al actual) que dominaron el planeta durante la parte final del Periodo Neógeno (Mioceno y Plioceno) fueron sustituidos progresivamente por faunas más frías. El nivel del mar descendió progresivamente a medida que el hielo se acumulaba en los casquetes glaciares continentales. El deterioro climático culmina con la alternancia de periodos glaciares (fríos) e interglaciares (cálidos) asociada a los “Ciclos orbitales de Milankovitch” que, como veremos, determinan los cambios ambientales cíclicos que caracterizan el Periodo Cuaternario (Figs. 1 y 2). El impacto más importante se produce durante lo que se denomina la “*Middle Pleistocene Transition*” (MPT), entre 1,1 y 0,7 Ma, a partir de la cual los ciclos climáticos se intensifican y se puede

hablar de la clásica alternancia de Periodos Glaciares e Interglaciares que caracterizan el Pleistoceno (Clark *et al.*, 2006).

2. Estratigrafía del Cuaternario

El Periodo (Sistema) Cuaternario se subdivide actualmente en dos Épocas (o Series) el Pleistoceno y el Holoceno. El Pleistoceno se subdivide clásicamente en diferentes subseries conocidas como Pleistoceno inferior, medio y superior que, hasta la fecha, no se encuentran formalmente definidas. Las series, y consecuentemente los periodos geológicos, se encuentran formalmente definidos mediante lo que se denominan “*Secciones y Puntos Estratotipo Globales*”, en inglés “*Global Stratotype Section and Points (GSSP)*”. Dos de ellos dividen el Periodo Cuaternario en las ya mencionadas series (o épocas) Pleistoceno y Holoceno. La figura 1 ilustra la estratigrafía del Cuaternario que se explica en los siguientes apartados. La Tabla 1 indica todos los detalles estratigráficos de las series y subseries cuaternarias, tal y como las define en la actualidad la Comisión Internacional de Estratigrafía.

2.1. El Inicio del Cuaternario

Desde finales de la década de 1940 existe el “*Consenso Científico*” de que el inicio del Cuaternario tiene que relacionarse de forma directa con la primera evidencia significativa de enfriamiento climático capaz de desencadenar un periodo glacial. Este fue el fundamento para situar el inicio del Cuaternario en los sedimentos marinos de la base de la sección de Vrica (Calabria, Italia) definida por Aguirre y Passini (1985) en c. 1,8 Ma. Esta proposición quedaba definida por el registro de las primeras faunas marinas frías en los sedimentos del Mar Mediterráneo. En la actualidad es sabido que los procesos de enfriamiento de carácter global tuvieron lugar con anterioridad a los últimos 2,5 Ma (Cita, 2008). El cierre del istmo de Panamá comenzó hace 3,2 Ma y culminó hace 2,7 Ma, suponiendo la separación defi-

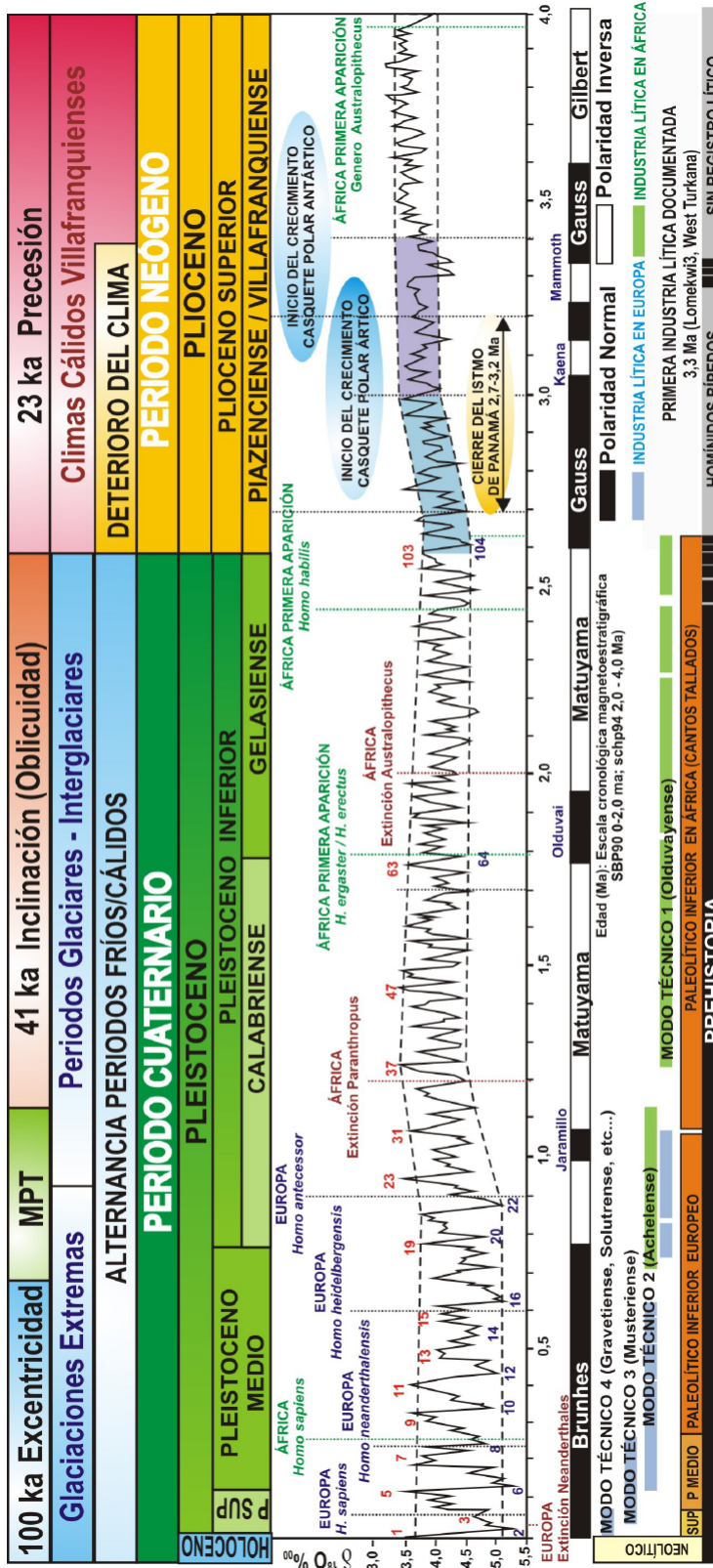


Figura 1. Composición de la estratigrafía del Periodo Cuaternario y Neógeno final escalada en relación al registro isotópico marino ($\delta^{18}\text{O}$) de los sondeos V19-30, ODP-667 y ODP-846 (Shackleton, 1995) y la escala magnetoestratigráfica convencional recopilados en Zazo (2015). Se ilustra su relación con los ciclos orbitales de Milankovitch (arriba) y con los periodos tecno-culturales en los que se subdivide tradicionalmente la prehistoria (abajo). Se indican también los procesos climáticos y aparición/desaparición de especies de homínidos más relevantes.

Figure 1. Composition of the stratigraphy of the Quaternary period and Late Neogene scaled in relation to the marine isotopic record ($\delta^{18}\text{O}$) of cores V19-30, ODP-667 and ODP-846 (Shackleton, 1995) as well as the conventional magnetostratigraphic scale compiled in Zazo (2015). The relationships with the Milankovitch's orbital cycles (upper bar) and with the traditional prehistoric techno-cultural periods (down bar) are also illustrated. Main climatic processes/events and the apparition/extinction of the most relevant hominids are also indicated in the graph.

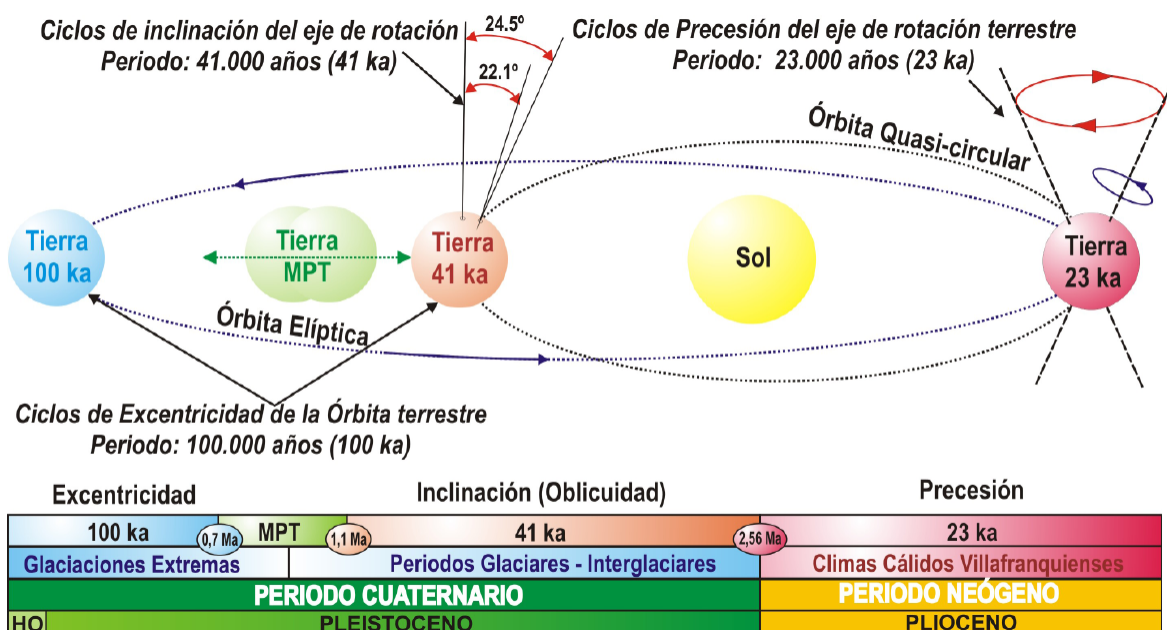


Figura 2. Relación de los ciclos orbitales de Milankovitch (arriba) con la subdivisión del Cuaternario y episodios climáticos más importantes (ver Fig. 1).

Figure 2. Relationships among the Milankovitch's orbital cycles, the stratigraphic divisions of the Quaternary period and more relevant climatic episodes.

nitiva de las aguas del Pacífico y del Atlántico y la restructuración significativa de la circulación oceánica y atmosférica en el Hemisferio Norte (Bartoli *et al.*, 2005). Esto causó un aumento de las precipitaciones en latitudes altas, el enfriamiento progresivo del Océano Ártico, el crecimiento de la capa de hielo marino alrededor de Groenlandia (Lunt *et al.*, 2007), así como los cambios ambientales que se registran en el límite Plio-Pleistoceno. El cierre definitivo del istmo de Panamá provocó un reforzamiento de la Corriente Cálida del Golfo y una mayor llegada de vapor de agua al hemisferio norte, favoreciendo el crecimiento de un gran casquete de hielo, desembocó en el aumento del enfriamiento del hemisferio norte. El progresivo enfriamiento culminó en la alternancia de periodos fríos y cálidos que caracterizan el modelo climático Cuaternario durante los últimos 2,58 Ma (Gibbard *et al.*, 2011).

El GSSP para la base del Cuaternario se encuentra en la sección de Monte San Nicola (Si-

cilia, Italia), donde se define de manera formal la base del Pleistoceno y del piso Gelasiense (Fig. 3), registrando el primer deterioro climático hacia un clima más frío (Gibbard y Head, 2009). Se sitúa en la base de una capa margosa inmediatamente suprayacente a la capa de Sapropel conocida como "Nicola Bed" que se asigna al nivel de Mediterranean Precession-Related Sapropel MPRS-250 con una edad astronómica de 2,588 Ma, coincidente con el estadio isotópico marino MIS 103 (Gibbard *et al.*, 2011). Así pues, el comienzo del Periodo Cuaternario viene precedido por un cambio paleogeográfico de primer orden en el hemisferio norte (cierre del istmo de Panamá) y por el comienzo del crecimiento y expansión del casquete polar antártico en el hemisferio sur.

2.2. El Pleistoceno

La subdivisión del Pleistoceno se establece clásicamente en tres subseries, Pleistoceno inferior (2,558 – 0,781 Ma), Pleistoceno me-



Figura 3. Base del piso Gelasiense (Gelasian) en el Monte San Nicola, Sicilia (Italia). Estratotipo o GSSP (golden spike) de la Base del Cuaternario ratificado por la International Union of Geological Sciences (IUGS) a propuesta de la Subcomisión de Estratigrafía del Cuaternario. <http://www.quaternary.stratigraphy.org.uk/>

Figure 3. Cliff section at Monte San Nicola (Sicily, Italy) hosting the GSSP ('golden spike') of the base of the Gelasian Stage. This GSSP now defines the base of the Quaternary and Pleistocene as ratified by the International Union of Geological Sciences (IUGS) after its proposal by the Quaternary Stratigraphy Sub-commission. <http://www.quaternary.stratigraphy.org.uk/>

dio (781 – 126 ka) y Pleistoceno superior (126 – 11,7 ka). La base del Pleistoceno inferior queda fijada dentro del Estadio Isotópico Marino MIS 103 y prácticamente coincide con la inversión paleomagnética Gauss-Matuyama, coincidiendo con la base del Piso Gelasiense, que anteriormente se consideraba como el piso más alto dentro del Plioceno (Tabla 1).

El Pleistoceno inferior se encuentra subdividido en dos pisos, el Gelasiense y el Calabriense cuyo límite se establece en 1,8 Ma en el GSSP de la Sección Tipo de Vrica (Calabria, Italia), coincidiendo con el antiguo límite Plio-Pleistoceno definido por Aguirre y Pasini (1985) vigente hasta el año 2009. El límite Gelasiense-Calabriense se sitúa prácticamente al final del subchron paleomagnético de polaridad normal de Olduvai (C2n; Cita y Pillans, 2010), coincidiendo así con una significativa inversión magnética. En detalle, el GSSP del Calabriense se sitúa en la base de una capa de arcilla suprayacente al nivel de Sapropel Mediterráneo MPRS 176 con una edad astronómica de 1,806 Ma coincidente

con el tránsito de los estadios isotópicos marinos MIS 65 – MIS 64 (Cita y Pillans, 2010). Como ya indicaban Aguirre y Pasini (1985), este nivel se caracteriza por la entrada de fauna fría de origen ártico en el Mediterráneo, con la aparición de los foraminíferos planctónicos *Neoglobobulimina pachyderma* (patrón de enrollamiento siniestro característico de faunas frías), *Gephyrocapsa oceanica* y *Globigerinoides tenellus*, el foraminífero bentónico *Hyalinea balthica* y el molusco *Artica islandica*.

Los límites Pleistoceno inferior-medio y Pleistoceno medio-superior, así como la definición y denominación de sus pisos se encuentra actualmente en proceso de debate dentro de la Comisión Internacional de Estratigrafía (ICS). No obstante, se consideran provisionalmente las denominaciones de Ioniense y Tarantiense propuestas por Cita (2008) para el Pleistoceno medio y superior respectivamente (Tabla 1). A pesar de ello el límite Pleistoceno inferior-medio se sitúa clásicamente en la inversión paleomagnética Matuyama-Brunhes datada en 0,781 Ma (Fig. 1). No obstante, se considera un periodo de transición prolongado entre 1,1 Ma y 0,7 Ma donde se produce este tránsito que anteriormente hemos denominado MPT (Clark *et al.*, 2006).

Durante el Pleistoceno medio se acentúan las alternancias climáticas que caracterizan el Cuaternario. Estas ya dan lugar al registro de periodos glaciares e interglaciares (Fig. 1), provocando cambios ambientales, faunísticos y en la cobertura vegetal de carácter cíclico y significativo. Durante esta subserie se producen las antiguas glaciaciones en que se subdividía el Pleistoceno y que son reconocibles por sus depósitos y formas en los valles alpinos y pirenaicos. Según la antigua terminología alpina, referida a los afluentes del Danubio, tendríamos las glaciaciones del *Günz*, *Mindel* y *Riss* definidas por Penck y Bruckner en 1909 (Jordá Pardo, 1995). No obstante, la más importante, la última glaciación (el *Würm*) tiene ya lugar durante el Pleistoceno superior. Esta última subserie pleistocena abarca el último interglaciar, denominado antiguamente "Ti-

Tabla 1. Subdivisión cronoestratigráfica del Cuaternario y principales GSSP ratificados por la Comisión de Estratigrafía de la IUGS. Edades actualizadas tomadas de “A Concise Geologic Time Scale” 2016 (Ogg et al., 2016).

Table 1. Chronostratigraphic subdivision of the Quaternary Period and main GSSP presently ratified by the IUGS Commission on Stratigraphy (International Union of Geological Sciences). Dates updated from “A Concise Geologic Time Scale 2016” (Ogg et al., 2016).

Periodo	Serie	Piso	Edad (Ma)	Localización GSSP y Status	Nivel límite	Eventos
CUATERNARIO	HOLOCENO	Antropoceno (desde 1950 AD). En discusión: Será propuesto de manera formal próximamente				
		Holoceno	0,0117	Testigo hielo NorthGRIP Groenlandia Central Ratificado en 2008 (Walker et al., 2009)	1492,45m de profundidad en el testigo de hielo NGRIP2 (Universidad de Copenhague)	Climático – Fin del episodio frío del Younger Dryas, reflejado en variaciones rápidas de isótopos del oxígeno y un incremento en los valores de deuterio.
	PLEISTOCENO SUPERIOR	Tarantiense	0,126	Taranto (Golfo de Taranto) Sur de Italia, en discusión (Cita, 2008)	63,5 m por debajo de la superficie del terreno	Climático – Base del episodio interglacial Eemiense (Tirreniense) que representa el inicio del estadio Isotópico Marino MIS 5 (5e)
	PLEISTOCENO MEDIO	Ioniense	0,773	Secciones candidatas en Italia (Montalbano Jorica; Valle di Manche) y Japón (Chiba) Anticipado 2010		Magnético – inversión Brunhes-Matuyama (base del Chron 1n)
	PLEISTOCENO INFERIOR	Calabriense	1,806	Vrica, Calabria, Italia Ratificado en 1985 (Aguirre y Passini, 1985)	Base del nivel de arcillas marinas que se encuentran por encima del nivel marcador de sapropel 176 (Nivel de Sapropel Mediterráneo relacionado con los ciclos orbitales de precesión: MPRS 176).	Magnético - Techo del subcron magnético de polaridad normal de Olduvai (C2n) se encuentra 8 m por encima del GSSP
		Gelasense	2,58	Monte San Nicola (Gela) Sicilia, Italia, Ratificado en 2009 (Gibbard et al., 2009)	Base del nivel de margas que se encuentra por encima del Nivel de Sapropel Mediterráneo MPRS 250	Magnético – inversión Gauss Matuyama (límite C2r/C2An). Se encuentra 1m por debajo del GSSP. El nivel que contiene el GSSP level se encuentra dentro del Estadio Isotópico Marino MIS 103.
NEOGENO	PLIOCENO	Piacenziense	3,60	Punta Piccola, Sicilia, Italia. Ratificado en 1997	Base del nivel de margas beiges del ciclo carbonático de pequeña escala 77 correspondiente con el Nivel de sapropel Mediterráneo MPRS 347	Magnético — inversión Gauss— Gilbert (límite C2An/C2Ar). Se registra inmediatamente por encima del GSSP.

reniense” en el Mediterráneo (Mar Tirreno) y el último periodo glacial (*Würm*).

El Último Interglacial comienza hace 130-126.000 años antes del presente (126 ka BP) y se extiende hasta hace unos 75 ka BP (Bardají et al., 2009), que es cuando comienza el Último periodo Glacial. El máximo glacial representa la máxima extensión de los hielos en ambos hemisferios, situándose a nivel global en 24-19 ka BP (Schneider et al., 2000), denominándose Último Máximo

Glacial (Last Glacial Maximum: LGM). En la Península Ibérica la máxima extensión del hielo en los glaciares del Sistema Central se registra un poco antes, sobre los 27-24 ka BP, comenzando el retroceso glacial (deglaciación) en torno a los c. 20-18 ka (Carrasco et al., 2013; 2015). Toda esta terminología de periodos glaciares e interglaciares ha sido sustituida por los denominados Estadios Isotópicos Marinos (MIS) o Estadios Isotópicos del Oxígeno (OIS; $\delta^{18}\text{O}$), de los que nos ocuparemos más adelante.

2.3. El Holoceno

Esta época representa los últimos 11.700 años y es el presente periodo interglaciar. El GSSP para el límite Pleistoceno-Holoceno se ha definido a los 1429,45 metros de profundidad dentro del testigo de sondeo en hielo North-GRIP (NGRIP) realizado en el año 2003 en la zona central del casquete polar de Groenlandia a 75,10° N de latitud y 42,32°W de longitud (Walker *et al.*, 2009) y actualmente conservado en la Universidad de Copenhague. El mencionado nivel corresponde a la evidencia más profunda (y antigua) en el sondeo de calentamiento climático rápido asociado al final del *Younger Dryas* o Fase Fría “*Greenland Stadial 1*”. Este evento climático se encuentra

claramente representado en unas variaciones muy rápidas de los valores de $\delta^{18}\text{O}$, concentración de polvo, diferentes elementos químicos (deuterio) y espesor de las láminas anuales de hielo (Fig. 4). Una escala temporal basada en el conteo multiparamétrico de láminas de hielo anuales, calibrada por diferentes niveles de tefra (cenizas volcánicas), arroja una edad de 11.700 años b2k (Before AD 2000) para la base del Holoceno (Walker *et al.*, 2009).

3. Factores y estructura climática del periodo Cuaternario

3.1. Cambios ambientales y parámetros orbitales

Los grandes cambios ambientales ocurridos durante el Cuaternario tienen origen climático y, en último término, astronómico, ligado a las variaciones cíclicas de los parámetros orbitales del planeta Tierra que determinan el grado de insolación de la superficie terrestre. Desde mediados del siglo XX la comunidad científica está de acuerdo en que es la Teoría o “*Ciclos de Milankovitch*” los que determinan tales variaciones. Estos parámetros son: a) la excentricidad de la órbita terrestre (1 ciclo cada 100.000 años); b) los movimientos de inclinación (22,1 a 24,5°; 1 ciclo cada 41.000 años); y c) los movimientos de precesión (2.4°; 1 ciclo cada 23.000 años) del eje de rotación terrestre (Ruddiman, 2001; Fig. 2).

Estos parámetros orbitales son fáciles de extrapolar en el tiempo, ya que responden a ajustes gravitatorios de la órbita terrestre que han funcionado desde los inicios del Sistema Solar de manera similar. Paradójicamente “*la gravedad*”, una de las cuatro fuerzas físicas del universo, controla tales parámetros orbitales, y está detrás de la historia de nuestro clima. Así, es posible el desarrollo de modelos matemáticos que permiten calcular la ciclicidad de tales parámetros tanto para el futuro como para el pasado. La figura 4 representa el modelo de BER78 (Berger, 1978) que simula el grado de insolación para una localidad situada a una latitud de 65°N en el solsticio de

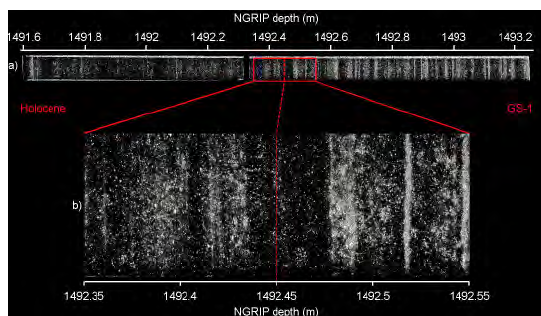


Figura 4. Estratigrafía visual del Sondeo de hielo NGRIP entre los 1491,6 and 1493,25 metros de profundidad (Walter *et al.*, 2009). Las tonalidades de la imagen están invertidas de manera que el hielo más puro aparece en negro, mientras que las bandas con mayor número de impurezas (en su mayoría partículas micrométricas de polvo) aparecen en tonos más claros. La estratigrafía responde a variaciones estacionales y revela un bandeo anual (verano-invierno) en el hielo. Este GSSP es muy especial y se conserva en las instalaciones de la Universidad de Copenhague. Tomado de: <http://www.quaternary.stratigraphy.org.uk/>.

Figure 4. The visual stratigraphy of the NGRIP core between 1491.6 and 1493.25 m depth obtained using a digital line scanner (Walter *et al.*, 2005). In this photograph, the image is 'reversed' so that clear ice shows up black, whereas the cloudy bands, which contain relatively large quantities of impurities (in particular micrometer-sized dust particles from dry area in eastern Asia) appear white. The visual stratigraphy is essentially a seasonal signal and reveals annual banding (summer – winter) in the ice. This GSSP is “exceptional” and is preserved in the ice-laboratories of the Copenhagen University. Taken from: <http://www.quaternary.stratigraphy.org.uk/>.

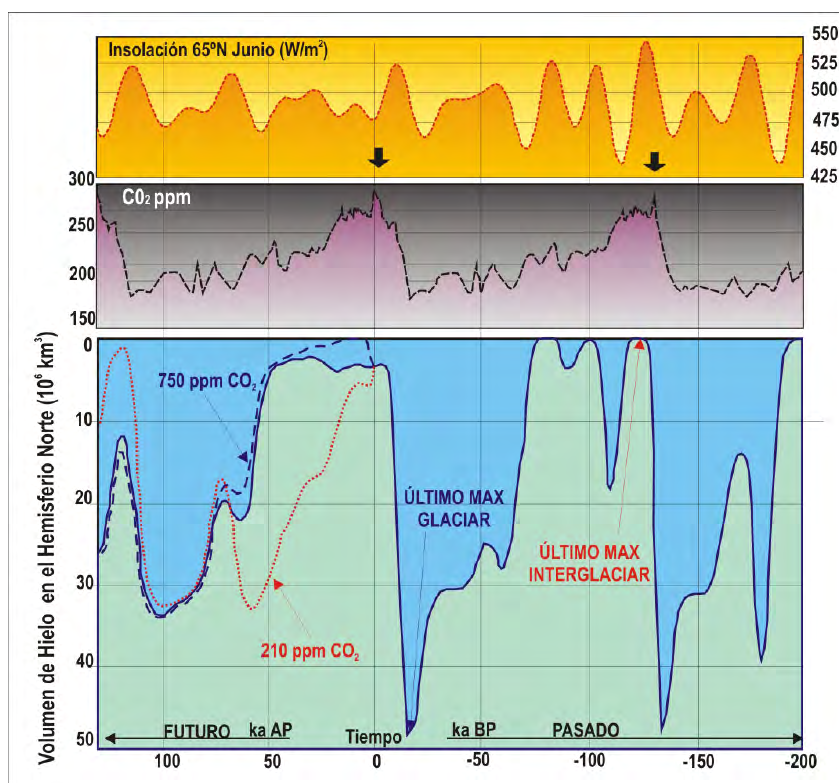


Figura 5. Simulación del volumen de hielo acumulado en el hemisferio norte en función de los parámetros de insolación y concentración de CO_2 entre 200 ka BP (pasado) y 130 ka AP (futuro) calculados por el modelo de parámetros orbitales BER78 (Arriba). La concentración de CO_2 propuesta por el modelo BER78 origina la línea continua en la simulación de volumen de hielo acumulado. La línea punteada roja se origina asumiendo una concentración de 210 ppm, y la línea a trazos azul representa la evolución ante una concentración máxima de 750 ppm. 210 y 750 ppm representan los escenarios mínimos y máximos de concentración de CO_2 previstos por el protocolo de Kioto en 1992. Se observa como emisiones mínimas de 210 ppm (algo superiores a las actuales) no incidirían drásticamente sobre el volumen de hielo a largo plazo (100 ka) pero provocarían el advenimiento de un periodo glaciario en algo más de 50 ka. El escenario máximo (750ppm) produciría un calentamiento a corto plazo, desencadenando la fusión total de los casquetes glaciares en el hemisferio norte que no se regularizaría hasta dentro de 50 ka.

Figure 5. Simulation of ice volume accumulated in the northern hemisphere based on insolation parameters and resulting theoretical CO_2 concentration between 200 ka BP (past) and 130 ka AP (future) computed from the BER78 Orbital parameter's model (up). CO_2 concentration resulting from the BER78 model creates the continuous line illustrating the ice volume accumulated in the northern hemisphere. The pointed red-line represent the ice-volume originated from an actual atmospheric CO_2 concentration of 210 ppm, whilst the blue dashed line originates from an initial CO_2 concentration of 750 ppm (maximum and minimum CO_2 values considered in the Kyoto Protocol 1992). It can be observed as minimum concentrations of 210 ppm (over the present ones) did not produce relevant changes in the accumulated ice volumes at long-term (100 ka), but will trigger the onset of a new glacial period in around 50 ka time. On the contrary, the 750 ppm scenario will trigger a short-term global warming leading the total fusion of the polar ice sheets in the northern hemisphere.

verano durante los últimos 200 ka y su extrapolación al futuro durante los próximos 130 ka en función de las variaciones de tales parámetros orbitales (Ruddiman, 2001). El grado de insolación determina el grado de calen-

tamiento de la superficie y la atmósfera terrestres, y su efecto sobre la concentración relativa de gases invernadero tales como el CO_2 que acentúan o disminuyen el calentamiento terrestre (efecto invernadero).

En la figura 5 se observa como la insolación muestra picos a 120 y 6,5 ka BP (máximos interglaciares) y mínimos a 85 y 18 ka BP (máximos glaciares). Obviamente, los cambios ambientales se encuentran ligados a la expansión – retracción de los casquetes glaciares en ambos hemisferios, el volumen de hielo almacenado en ellos y a sus consecuencias sobre las subidas y bajadas del nivel del mar, cambios en la vegetación (transiciones de bosques a estepas), faunísticos (faunas cálidas y frías), así como sucesivas adaptaciones evolutivas y tecno-culturales del género *Homo*.

Actualmente se tiene un registro más o menos detallado de lo sucedido en los dos últimos ciclos glaciares (Riss y Würm) en base a estudios isotópicos (p. ej. isótopos de oxígeno, carbono, etc.) en sedimentos oceánicos profundos y hielo glaciar, análisis polínicos (antigua vegetación), paleontológicos (faunas cálidas/frías) y geomorfológicos. Estos últimos se centran fundamentalmente en el estudio de morrenas glaciares, lagos de montaña, loess y espeleotemas como indicadores paleoclimáticos. Sin embargo, son las terrazas marinas, fluviales y, en mayor medida, las cavidades kársticas las que poseen los mayores yacimientos de industria lítica y fauna cuaternaria. En España cabe reseñar como los yacimientos más representativos de paleontología humana, los de Atapuerca (Burgos), con poblaciones de *Homo antecessor* y *Homo heidelbergensis* (Aguirre, 2002) y el Sidrón (Asturias) con una interesante población de *Homo neanderthalensis* (Rosas *et al.*, 2016).

3.2. Los estadios isotópicos marinos del oxígeno

Hoy en día, la antigua terminología alpina de los periodos glaciares o la mediterránea de los interglaciares ha sido sustituida por los denominados Estadios Isotópicos Marinos, convencionalmente “*Marine Isotopic Stages*” (MIS). Los diferentes estadios isotópicos del oxígeno se encuentran definidos por los cambios en los valores de la función $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (Emiliani, 1955; Shackleton, 1967). Esta función es la relación de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de la muestra y su es-

tándar de referencia (1), que para el hielo es SMOW (Standard Mean Ocean Water) y para los sedimentos del fondo oceánico, con los que se definieron los MIS, es el PDB (Pee Dee Belemnite), que es un Belemnite de la Fm. Pee Dee, de Carolina del Norte (este estándar se agotó y ahora se usa otro VPDB).

Así, durante un **periodo glaciar (clima frío)** el isótopo ligero del oxígeno (^{16}O) es el que preferentemente se evapora de los océanos y se concentra posteriormente en los casquetes glaciares (nieve), de manera que el agua oceánica se enriquece proporcionalmente en el isótopo pesado (^{18}O). Los organismos marinos (micro y macro) acumulan el oxígeno en la proporción isotópica existente en el agua oceánica en cada momento para la síntesis del CaCO_3 de sus exoesqueletos (caparazones). De esta manera, las variaciones de la abundancia relativa de ^{18}O frente a ^{16}O ($\delta^{18}\text{O}\text{‰}$) en los caparazones de organismos marinos (extraídos en sondeos oceánicos) pueden ser tomadas como indicadoras de primer orden de las variaciones de la temperatura del agua oceánica, así como del volumen relativo de hielo acumulado en los casquetes polares y, en consecuencia, de las variaciones del nivel del mar (Hays *et al.*, 1976; Shackleton, 1995).

Las moléculas de agua que contienen el isótopo ligero del oxígeno (^{16}O) tienden a evaporarse a mayor ritmo que las que poseen ^{18}O , que es aproximadamente un 12% más pesado, y este hecho se acentúa en periodos con temperaturas bajas. Así durante los periodos glaciares, debido a la mayor abundancia de ^{18}O en el agua oceánica y en los exoesqueletos de organismos marinos, la relación $\delta^{18}\text{O}$ es alta. De la misma forma, el hielo acumulado en los casquetes polares y las precipitaciones (nieve) que lo han generado se enriquecen proporcionalmente en el isótopo ligero del oxígeno (^{16}O), presentando unos valores bajos de la relación $\delta^{18}\text{O}$. Durante los periodos interglaciares ocurre lo contrario, el deshielo de los casquetes glaciares provoca la liberación de aguas enriquecidas en ^{16}O que, al llegar a los océanos, se mezcla con la masa de agua existente disminuyendo la relación $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 6).

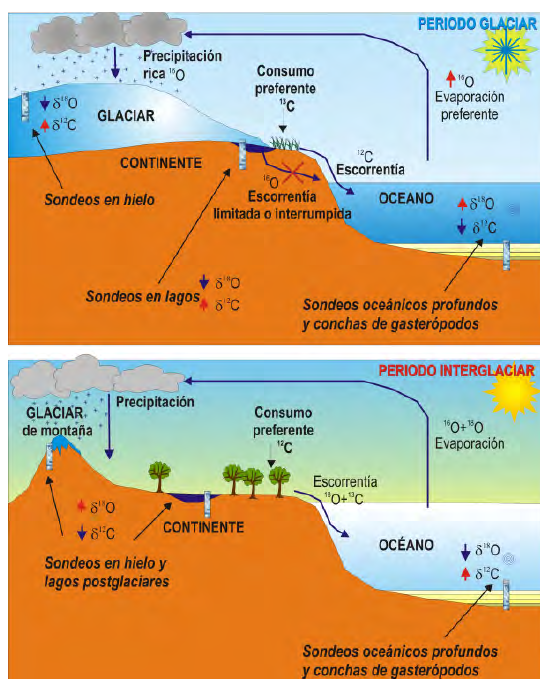


Figura 6. Relaciones de concentración de isótopos del Oxígeno y del Carbono en continentes, océanos y casquetes glaciares durante periodos glaciares e interglaciares.

Figure 6. Relationships among the relative concentration of Oxygen and Carbon isotopes in continental and oceanic waters and glaciers during glacial and interglacial periods.

Otros isótopos también registran los cambios climáticos, siendo el Carbono el más significativo ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}\%$). Ambos isótopos están presentes en el CO_2 atmosférico, aunque el ^{12}C es el más abundante. Durante los periodos fríos, las masas forestales son reemplazadas por vegetación herbácea y arbustiva de tipo estepa, ocurriendo lo contrario durante los interglaciares. Taigas y estepas constituyen un reservorio de carbono más pequeño ya que tienen menor volumen de materia vegetal que las masas forestales interglaciares. Por consiguiente, durante los periodos cálidos interglaciares los bosques van a almacenar ^{12}C en mayor volumen (mayores reservorios), lo que hará que el océano aumente la proporción de ^{13}C y al contrario en los periodos glaciares (Fig. 6).

De este modo también existen variaciones significativas en la relación $\delta^{13}\text{C}$ ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}\%$)

de los sedimentos acumulados en los fondos oceánicos, sedimentos lacustres y en el hielo glaciar. Las sustituciones de las masas forestales (bosques) por grandes extensiones de herbáceas (estepas y tundras) tiene su correspondiente registro polínico en sedimentos lacustres y marinos fundamentalmente. No obstante, en la Península Ibérica situada a una latitud media de unos 40°N los cambios de la vegetación no fueron tan importantes, ni tan duraderos, como los registrados en regiones situadas más al norte. Para la parte central de la Península se estima que las variaciones de temperatura (media) no superaron los $3 - 7^\circ\text{C}$ y las precipitaciones entre $240 - 400 \text{ mm/año}$ durante la alternancia de los periodos cálidos/secos y húmedos/fríos que afectaron a las dos mesetas (Blain *et al.*, 2012).

El análisis de las relaciones isotópicas $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en sondeos oceánicos profundos da lugar a una curva con aspecto de sierra que refleja las variaciones relativas de las relaciones isotópicas del oxígeno (Fig. 1) y carbono en las aguas oceánicas y/o continentales. En particular, la relación $\delta^{18}\text{O}$ se utiliza para definir los estadios o pisos isotópicos marinos. Los estadios (MIS o OIS) de número impar designan los periodos cálidos interglaciares (valores de $\delta^{18}\text{O}$ bajos), excepto el 3 que representa un interestadial del Würm. Los de número par reflejan periodos de temperaturas más bajas (valores de $\delta^{18}\text{O}$ mayores) correspondientes a los periodos glaciares y/o estadales. Actualmente se encuentran definidos 106 estadios isotópicos que registran las oscilaciones climáticas ocurridas durante los últimos 2,6 Ma (Lisiecki y Raymo, 2005), de ellas las 103 primeras corresponden al periodo Cuaternario (MIS 1- 103). Curvas dentadas similares aparecen al analizar estos mismos isótopos en otro tipo de registros geológicos recientes, como los sedimentos lacustres, espeleotemas y hielo glaciar (casquetes y glaciares de montaña) principalmente. Como ya se ha comentado anteriormente, estas curvas obtenidas en zonas continentales serían las imágenes reflejadas de las curvas obtenidas en los sondeos oceánicos.

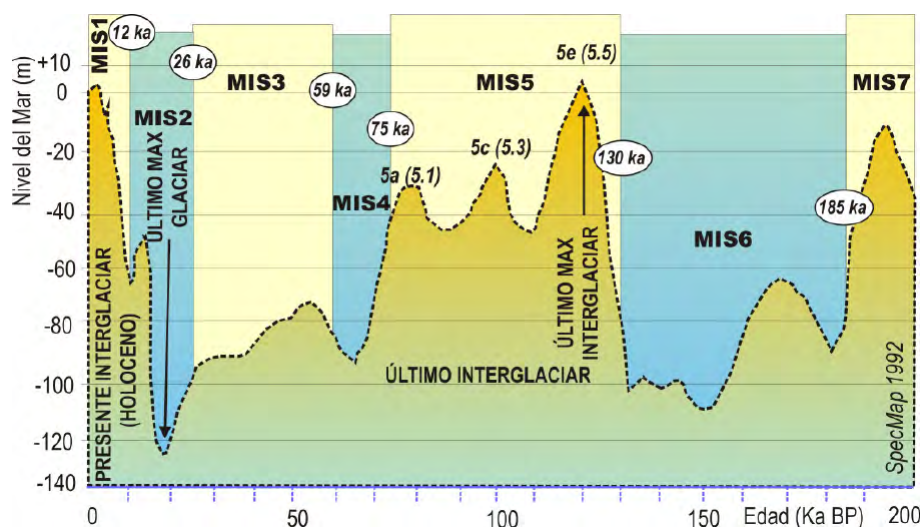


Figura 7. Curva del nivel del mar y estadios isotópicos marinos (MIS) definidos por la variabilidad de la relación isotópica $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ en los sedimentos de los sondeos marinos Specmap (1992) para los últimos 200.000 años. Modificado de Shackleton (1995). Nótese la terminología de los subestadios isotópicos del MIS 5, donde recientemente se usa 5.5, 5.3, 5.1 para referirse a los subestadios 5e, 5c y 5a respectivamente (Zazo, 2015).

Figure 7. Sea-level curve and marine isotopic stages (MIS) defined by the isotopic relation $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ in the sediments of the marine core Specmap (1992) for the last 200,000 years. Modified from Shackleton (1995). Note the terminology for the isotopic substages of MIS 5, for which is now common the use of 5.5, 5.3 and 5.1 to refers to the isotopic substages 5e, 5c and 5a respectively (Zazo, 2015).

3.3. El registro de los periodos cálidos y fríos pleistocenos

El Estadio Isotópico MIS 1 (últimos 11.700 años) corresponde al Holoceno o *Presente Interglaciario* (PI). Los estadios isotópicos 2-4 (75 – 11,7 ka) representan el Würm o Último Periodo Glaciario, cuyo máximo se sitúa hace c. 19.000 años BP (LGM) se corresponde con el MIS 2. El MIS 5 (130 -75 ka) representa el *Último Interglaciario* (Zazo *et al.*, 2013), cuyo máximo se sitúa en España en 125-128 ka (Hillaire-Marcel *et al.*, 1996). No obstante, dentro de este estadio se distinguen al menos 3 subestadios isotópicos indicadores de climas más cálidos y niveles del mar más altos (Zazo *et al.*, 2003): 5e (c.116 ka) 5c (c. 100 ka) y 5a (c. 82ka). Los subestadios 5b y 5d representan climas más fríos con niveles del mar algo más bajos (Fig. 7). En España los subestadios isotópicos del MIS 5 han servido como referencia para establecer la cronoestratigrafía litoral en el Mediterráneo y el Atlántico (Bardají *et al.*, 2009). Ésta se caracteriza por la presencia

de fauna cálida senegalesa con el gasterópodo *Strombus bubonius* como elemento más representativo en el Mediterráneo (Fig. 8). Así, todos los estadios impares se resuelven en distintos picos con periodos más cálidos y nivel del mar más alto, como ocurre de forma clara en el MIS 7, MIS 9, MIS 11, etc.

En particular, el MIS 11 representa el periodo interglaciario más largo y más cálido de los últimos 500 ka. Entre otras cosas, este estadio se caracteriza por una de las relaciones más bajas de $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$, un incremento generalizado de la temperatura superficial del agua marina a nivel global, una fuerte circulación termohalina, la expansión de los sistemas de arrecifes de coral y fundamentalmente por un nivel del mar muy alto, que algunos autores consideran que se situó entre un mínimo de +6m y un máximo de +21 m, coincidiendo con la deglaciación total de los casquetes árticos y un colapso significativo de los antárticos (Olson y Hearty, 2009; Reyes *et al.*, 2014). El máximo calentamiento se registró entre 410 y 400 ka, aunque este esta-

dio isotópico casi dobló en duración a los interglaciares más comunes, prolongándose desde los 425 hasta 375 ka (Lisiecki y Raymo, 2005). Se puede poner en relieve que es a partir de este largo episodio cálido cuando empiezan a ser patentes y significativas las poblaciones de homínidos “*heidelbergensis*” indiscutiblemente asociados a yacimientos de industria lítica Achelense en los registros fluviales europeos (Bridgland *et al.*, 2006).

Las síntesis realizadas por Santonja *et al.* (2016) y Rubio-Jara *et al.* (2016) indican que con anterioridad al MIS 11 los registros líticos y fósiles son más escasos en las terrazas fluviales. No obstante, en las terrazas más altas (> +70-100m) de las cuencas del Duero y del Tago es característica la presencia de industrias pre-achelenses sobre lasca y sin macroutillaje (Rubio-Jara *et al.*, 2016) e incluso “choppers” de gran formato en el valle del Guadalquivir (Baena *et al.*, 2005), como parte de lo que en contextos africanos se denomina LCT (Large Cutting Tools). Este tipo de industrias representaría el denominado Olduvayense (Modo técnico 1) en la Península Ibérica. Las faunas más características en los yacimientos del Pleistoceno inferior de la península registran la entrada de faunas más frías como *Mammuthus meridionalis* o caballos de pequeño tamaño como *Equus stenonis* (Aguirre, 1989). En la Península Ibérica se registran, hasta la fecha, los homínidos fósiles más antiguos de Europa occidental: a) el *Estrato Aurora* del yacimiento de Atapuerca (Burgos) contiene parte de una mandíbula de *Homo antecessor*, fechado en una edad superior a 960 ± 140 ka (Berger *et al.*, 2008); b) el Yacimiento de Barranco León (Orce, Granada) registra un molar de “homínido” (sin clasificar) fechado en c. 1.4 Ma (Toro-Moyano *et al.*, 2013). En cualquier caso, la mayor parte de todos estos hallazgos se concentran en torno al subchron normal de Jaramillo entre 0,99 y 1,07 Ma, que se sitúa entre el MIS 30 y 28 (fases finales del piso Calabriense). Así, el yacimiento de La Boella (Tarragona), presenta industria de tipo achelense muy arcaica (Modo técnico 2), que constituye la más antigua en la Península y Europa fechada en c. 0.9 Ma (Vallverdú *et al.*,

2014). Registros cuaternarios faunísticos, líticos y humanos anteriores a estas fechas (MIS 30) son muy raros o inexistentes en el interior de la Península Ibérica (Brigland *et al.*, 2006; Rubio-Jara *et al.*, 2016).

A partir del MIS 11 se documenta una convivencia de conjuntos industriales claramente achelenses (bifaces hendedores, triedros y algunos útiles retocados sobre lasca), junto a otros en los que domina la producción de útiles sobre lasca, que algunos han considerado como un Paleolítico medio antiguo (PMA) y otros autores como el resultado de la evolución de los conjuntos olduvayenses previos. Ejemplos serían los casos de la Cueva de Bolomor o Cuesta de la Bajada. Todo ello lleva a pensar que el poblamiento de la Península Ibérica podría ser el resultado de migraciones diversas y diacrónicas de diversos grupos humanos con tradiciones industriales diferentes que interactuaron de manera compleja en nuestro territorio.

Los principales yacimientos achelenses del Pleistoceno Medio se encuentran en las terrazas fluviales del centro de la Península Ibérica a partir del MIS 11, prolongándose hasta el final del MIS 6 (c. 126 ka), esto es durante toda la parte final del Pleistoceno medio. Estos yacimientos se caracterizan en su conjunto por la presencia de bifaces de mediano y gran formato, con mucha frecuencia elaborados sobre grandes lascas, de factura achelense (Modo Técnico 2). En muchos casos estos conjuntos líticos se encuentran asociados a yacimientos paleontológicos con fauna de características cálidas como son el elefante de defensas rectas (*Palaeoloxodon antiquus*), rinocerontes (*Stephanorhinus hemiothecus*), hipopótamos (*Hippopotamus amphibious*) y grandes cérvidos (*Cervus elaphus*) en niveles de terrazas fluviales situados entre +45 y +18-20 m sobre los cauces actuales de los ríos (Silva *et al.*, 2017).

4. El Último Interglaciario: MIS 5

Los periodos interglaciares se preservan estratigráficamente en los depósitos litorales dejando su registro preferentemente en forma de terrazas marinas. Dependiendo de los sistemas

litorales dominantes, elementos geomorfológicos tales como, socaves y depósitos basales de acantilados, cuñas playeras (parte interna), bermas, escalones playeros y arrecifes de coral, cuando son elevados, pueden quedar preservados en las antiguas terrazas marinas indicándonos las antiguas posiciones del nivel del mar. Los dos registros más completos de este tipo se encuentran en Barbados (Atlántico) y Papúa Nueva Guinea (Pacífico Occidental), donde se han preservado unas excelentes secuencias de terrazas marinas escalonadas formadas por arrecifes de coral fósiles.



Figura 8. Terraza marina del último interglaciador en Fuerteventura (Playa-Blanca), donde se conserva uno de los yacimientos más significativos del gasterópodo “*Strombus bubonius*” (Foto P.G. Silva). Esta especie constituye el elemento más característico de la fauna cálida de origen senegalés (abajo) que caracteriza el MIS 5 en las costas españolas (insulares y peninsulares) atlánticas y mediterráneas (Zazo et al. 2013). No obstante este y otros diferentes elementos de este cortejo faunístico cálido procedente del África Tropical ingresaron en el Mediterráneo durante periodos interglaciares anteriores como el MIS 11 y MIS 7.

Figure 8. Last interglacial marine terrace at Fuerteventura (Playa Blanca), where is located one of the most relevant paleontological sites for the gastropod “*Strombus bubonius*” (Photo P.G. Silva). This particular specie represents the more characteristic fossil of the Senegalese warm-fauna (down) featuring the MIS 5 in the Atlantic and Mediterranean Spanish coasts (insular and peninsular ones). However, this fossil with other elements of the tropical faunal assemblage coming from Atlantic African littoral penetrated into the Mediterranean during previous warm isotopic stages such as MIS 11 and MIS 7 (Zazo et al., 2013).

Dataciones isotópicas de Th/U en el CaCO_3 constituyente de los corales indican un registro de máximas alturas del nivel del mar a 60 ka, 82 ka, 105 ka, 125 ka, 170 ka y 230 ka en Barbados (Bloom et al., 1974), y a 60 ka, 82ka, 103ka y 124 ka en Nueva Guinea (Bender et al., 1979). La concordancia de fechas en estos lugares situados tan distantes en la superficie terrestre, permitió suponer que los cambios registrados son de naturaleza global. De hecho, todas estas fechas coinciden con las de los estadios y subestadios isotópicos impares más recientes (interglaciares) registrados en sondeos marinos, cuando el nivel del mar ocupó sus posiciones más altas. Los episodios de 230 ka y 170 ka registrados en Barbados corresponden a los subestadios isotópicos MIS 7c y 7a respectivamente. Los correspondientes a los episodios de 125-124ka, 105-103 ka, y 82 ka registrados en ambos son respectivamente los subestadios isotópicos del Último Interglaciador, MIS 5e, 5c y 5a (Hearty et al., 2007). El de 60 ka corresponde al Estadio Isotópico 3, un interestadial ocurrido durante la Última Glaciación (Würm).

En España, los registros más completos se sitúan en las costas de Alicante-Almería, Baleares y Málaga-Gibraltar. Los datos más fiables corresponden al Último Interglaciador (MIS 5) que en el Mediterráneo, está caracterizado por la presencia de fauna cálida tropical y en particular del gasterópodo *Strombus bubonius* (Fig. 8), especie que desapareció durante la Última Glaciación, y que actualmente sobrevive sólo en mares tropicales (Cabo Verde y Caribe). Estudios basados en la datación isotópica por Th/U de dichos gasterópodos encontrados en playas fósiles (Zazo et al., 1993; 2013) presentan un registro de niveles máximos del mar a 82 ka (5a), 95 ka (5c), 128 ka (5e) y 168 ka (7a).

En definitiva, durante el Último Interglaciador s.l (128 – 75 ka) se verifican los siguientes hechos:

- 1) Aumento de la temperatura, fusión casi total del casquete polar ártico y ascenso global del nivel del mar de hasta c. +6 m (5e) y c. +2 m (5c/5a).

- 2) Ingreso de fauna cálida senegalesa (*Strombus bubonius*) en el Mar Mediterráneo.
- 3) Desarrollo de terrazas marinas elevadas tectónicamente entre +5 a +21 m en el litoral del Estrecho de Gibraltar, Almería, Murcia, Alicante y Baleares.
- 4) Formación de suelos rojos característicos de climas mediterráneos de tipo Haploxeralf típico o Haploxeralf cálcico, que en zonas más áridas del SE de la península, están representados por calcretas, Xerochrept petrocálcico (Soil Survey Staff, 2014).
- 5) Dominio de faunas cálidas con la presencia de los últimos ejemplares de *Palaeoxodon antiquus* (elefante de defensas rectas), *Hippopotamus amphibius* (hipopótamo africano) y *Stephanorhinus hemitoechus* (rinoceronte de sabana).
- 6) Durante el final del último interglaciar se produce el tránsito entre el Paleolítico inferior y Paleolítico medio. Es decir las industrias primitivas de tradición Achelense (Modo técnico 2) de gran formato son paulatinamente sustituidas por conjuntos volcados en la producción de utillaje sobre lasca de tipo Musteriense (Modo técnico 3), aunque estos métodos de talla complejos ya se comenzaron a producir a partir del MIS 9 (Baena *et al.*, 2015). Las primeras están talladas preferentemente en cuarcita y las segundas aparecen talladas preferentemente en materiales más versátiles como el sílex y son de menor formato.

Este importante cambio tecno-cultural se encuentra ligado a la sustitución de las antiguas poblaciones de homínidos *heidelbergensis* (tipo Atapuerca) que dominan el Pleistoceno medio por nuevas poblaciones de *H. neanderthalensis* (tipo Cueva del Sidrón) que dominan la primera parte del Pleistoceno superior. En las terrazas de los grandes ríos atlánticos de la Península este tránsito se registra en las terrazas a +18-20m, situándose crono-estratigráficamente en torno a los 100 – 80 ka (Silva *et al.*, 2017; Rubio-Jara *et al.*, 2016). Por es-

tas mismas fechas (finales del MIS 5) *Homo sapiens* ya ha poblado la totalidad del continente africano. El yacimiento de la Cueva de Blombos (Sudáfrica) presenta claras evidencias acerca del desarrollo temprano (80 – 75 ka) de un patrón cognitivo moderno (arte, utilización de ocre, elementos decorativos, técnicas sofisticadas de talla, útiles en hueso, etc.) que aparecerán mucho más tarde en Europa (c. 35 – 20 ka) durante el Paleolítico superior. Todas estas innovaciones se presentan junto con una explotación intensiva de recursos marinos, como marisco, peces, moluscos, focas, leones marinos, delfines, etc. (Stringer *et al.*, 2008; Cortés Sánchez *et al.*, 2011). Muchos autores atribuyen al consumo de productos marinos en las costas sudafricanas el desarrollo de la mente humana moderna (Henshilwood *et al.*, 2002).

5. El Último Glaciar: MIS 4 – MIS 2

El último periodo glaciar cubre los estadios isotópicos MIS 4 al MIS 2, caracterizándose por el enfriamiento más pronunciado del clima terrestre durante el Cuaternario y el crecimiento de importantes casquetes glaciares en todo el hemisferio norte (Escandinavia, Gran Bretaña, Norteamérica, Siberia). Se prolonga desde c. 75 ka hasta 15 ka, que es cuando comienza la deglaciación. Durante los últimos periodos glaciares pleistocenos se calcula que los casquetes polares alcanzaron espesores máximos de más de 3.000 metros, almacenando más de 100 billones de metros cúbicos de agua sobre los continentes en forma de hielo y vaciándose proporcionalmente los océanos. El Último Máximo Glaciar (LGM) tuvo lugar a nivel global entre 24 y 19 ka BP (Schneider *et al.*, 2000), correspondiéndose con el MIS 2. Durante este periodo el nivel medio de los océanos se situó a un máximo de c. 120 m por debajo del nivel actual, quedando grandes zonas de la plataforma continental en exposición subaérea, y el frente polar (línea máxima de hielos oceánicos) se situó a los 40°N de latitud (aproximadamente a la altura de Lisboa). Por otro lado, según el registro de sondeos en hielo realizados en

Groenlandia la edad máxima del hielo actualmente acumulado supera escasamente los 80.000 años, lo cual indica que durante el “Último Interglaciario” se redujo drásticamente (casi desapareció) el casquete polar del hemisferio norte, y permite estimar que el nivel del mar ascendió un máximo de 6 m por encima del actual. A nivel global, el último periodo glacial supuso la sustitución de las grandes extensiones de bosques interglaciares por casquetes glaciares rodeados de grandes extensiones del ecosistema estepa-tundra compuesta por vegetación herbácea y zonas desérticas periglaciares dominadas por el depósito de grandes acumulaciones de limos eólicos, denominados loess. En Europa occidental tales acumulaciones de loess prácticamente sepultaron el Valle del Rin. En la Península, este tipo de depósitos aparecen como formaciones secundarias de carácter relictivo y muy a menudo retrabajadas (por procesos fluviales) siendo más significativas durante el MIS 3.

Durante el último ciclo glacial en la Península Ibérica se verifican los siguientes hechos significativos:

- 1) La máxima extensión de los glaciares durante el Último Máximo Glacial (LGM) se registra hace 26 - 22 ka (Carrasco *et al.*, 2015) en los sistemas glaciares del Centro de la Península Ibérica (MIS 2).
- 2) La formación de grandes sistemas de glaciares de valle en Pirineos, Cordillera Cantábrica, Ibérica, Gredos-Guadarrama y Sierra Nevada (los glaciares más meridionales de Europa).
- 3) La sustitución de las faunas cálidas por faunas frías como mamuts con defensas curvas (*Mamuthus primigenius*), rinocerontes lanudos (*Coelodonta antiquitatis*), bisontes (*Bison priscus*), etc. comunes en toda la mitad norte de la Península hasta los valles fluviales de la Región de Madrid. Muchos de ellos durante el MIS4, pero también durante el MIS 2 (Gracia y Arsuaga, 2003; Altuna, 2002).

4) La entrada del *Homo sapiens* (c. 40 ka), primeras pinturas rupestres (Arte paleolítico de Altamira; c. 22 ka) y registro de importantes yacimientos arqueológicos en toda la Cordillera Cantábrica y el Levante peninsular (Altuna, 2002).

5) Como consecuencia, se produce el tránsito Paleolítico medio-superior y la industria neandertal musteriense es sustituida por nuevos complejos tecno-culturales más avanzados como el Aurignaciense, Gravetense, Solutrense y Magdaleniense (Modo técnico 4), desde hace unos 40 - 37 ka (MIS 3), como se registra por ejemplo en la Cueva del Castillo (Cantabria).

6) El Modo técnico 4 incorpora un utillaje muy especializado, como puntas de sílex y todo tipo de elementos de pequeño formato elaborados con este material, que en fases avanzadas llega a ser microlítico. Se produce una diversificación instrumental con el uso de útiles elaborados en hueso, madera, espinas de pescado, etc., característica de *H. sapiens*.

7) Extinción de las últimas poblaciones de neandertales en el continente europeo y el norte de la Península en torno a los 41 – 39 ka (Rosas, 2010), mientras que en el Sur de la Península (Málaga – Gibraltar) y Portugal parecen sobrevivir poblaciones relictas para algunos autores hasta los c. 30 ka BP. Todo ello acreditaría un solapamiento de neandertales y sapiens en Europa occidental de entre 2.600 a 5.600 años.

El Último Ciclo Glacial culmina hace 11,7 ka, con el comienzo del Holoceno que supone el inicio de un nuevo ciclo cálido (Presente interglaciario). No obstante, durante toda la última fase glacial se registran una serie de eventos de calentamiento global muy rápidos que producen la reducción de los casquetes polares en el hemisferio norte y la liberación masiva de icebergs. Estos eventos se denominan Eventos Heinrich (Heinrich, 1988; Bond *et al.*, 1993) y se identifican en sondeos oceánicos por la aparición de detritos (gravas y cantos) arrastrados y liberados por los icebergs en zo-

nas oceánicas profundas de latitudes medias (ice-rafted debris). Se han diferenciado hasta seis Eventos Heinrich (Hemming, 2004) dados en c. 60 ka (H6), 44 ka (H5), 38 ka (H4), 31 ka (H3), 24 ka (H2) y 16.8 ka (H1). Estas fechas pueden tener un error de hasta ± 2 ka, pero todos ellos fueron eventos muy rápidos, con una duración media de unos 750 años, y de aparición súbita reducida a unos pocos años (Maslin *et al.*, 2001). En el sector central de la Península Ibérica los eventos Heinrich más recientes (H4 – H1) parecen controlar la sedimentación fluvial asociada al desarrollo de los niveles de terraza más bajos ($< +15$ m), asociados en su mayor parte a industria del Paleolítico medio (Musteriense) y fauna fría (Silva *et al.*, 2017). El evento H4 (24 ± 2 ka) podría estar relacionado con el inicio de la deglaciación al menos en la zona centro de la Península (Sistema Central).

El último episodio climático del Pleistoceno superior se denomina “*Dryas reciente*” (Younger Dryas). Este representa un breve episodio de enfriamiento extremo de 1.300 ± 70 años de duración, entre 12,9 y 11,7 ka (Berger y Loutre, 1991). Supuso el regreso de las condiciones climáticas glaciares, durante el periodo de deglaciación que había comenzado inmediatamente después del LGM (c. 19 ka a nivel global), y dio lugar a un importante periodo de sequía en la región mediterránea. Algunos autores, relacionan este episodio climático con el nacimiento incipiente de la agricultura en el Creciente Fértil y, por tanto, con el final del Paleolítico y el tránsito hacia el Neolítico a través de diferentes culturas Mesolíticas (Epipaleolítico) con diferente duración en diferentes regiones. En España, este episodio provocó el aumento de hasta 4 km de longitud de los glaciares alpinos del Pirineo, así como el crecimiento de numerosos glaciares de circo y glaciares rocosos en la Cordillera Cantábrica y sistemas montañosos de la mitad norte de la península (García-Ruiz *et al.*, 2016). Sin embargo, en Sierra Nevada la única actividad se centró únicamente en el desarrollo de pequeños glaciares rocosos.

El Dryas Reciente se registra preferentemente en el hemisferio norte y su origen se relaciona con una interrupción de la corriente termohalina del Atlántico Norte (Corriente del Golfo) debido al aumento repentino de agua dulce y fría procedente de la deglaciación (Broecker, 2006). No obstante, hipótesis recientes consideran que este aumento repentino de agua dulce pudo producirse como consecuencia del impacto de un cometa sobre América del Norte hace unos 12,9 ka (Buchanan *et al.*, 2008; Pinter *et al.*, 2011). Este es el denominado “Cometa Clovis”, que según propone la mencionada hipótesis: a) provocó el “Evento frío” del Dryas reciente (Younger Dryas) como consecuencia de un “invierno nuclear” a escala planetaria; b) acabó con la Cultura Clovis, desarrollada por las poblaciones de paleoindios durante el último estado tecno-cultural del Paleolítico superior en América del Norte; y c) provocó la extinción definitiva de las megafaunas en América del Norte, como mamuts, rinocerontes lanudos, tigres dientes de sable, etc., tal y como documenta el renombrado yacimiento del Rancho La Brea (Los Ángeles, California). Datos más actualizados han revisado 18 secuencias sedimentarias que contienen el límite inferior del Dryas reciente en América, Europa y Asia y en todas ellas aparecen abundantes microesferulitos metálicos procedentes de un evento de fusión de alta temperatura (Bunch *et al.*, 2012). Estos autores encuentran además en dos localidades de Norteamérica (Pensilvania y Carolina del Sur) y una en Siria (Abu Hureyra) escorias vesiculares silíceas de alta temperatura, geoquímicamente similares a las que se encuentran en el Barringer Crater (Arizona) o a las que se producen durante ensayos nucleares. Estos nuevos datos apuntan a una o varias explosiones atmosféricas de baja altura o al impacto de uno o varios cometas, capaces de generar la fusión de elementos metálicos y rocosos que cubrió una distancia de al menos 12.000 km (Norteamérica, Europa y Asia, un tercio de la circunferencia terrestre, certificando que se trató de un evento de escala casi planetaria. No obstante, esta nueva teoría está todavía sujeta a un fuerte debate, aunque varios equipos independientes han

encontrado evidencias en yacimientos paleontológicos, prehistóricos norteamericanos y sondeos de hielo en Groenlandia (Bunch *et al.*, 2012).

6. El Presente Interglaciario: El Holoceno (MIS 1)

Como vimos en el apartado de “Estratigrafía del Cuaternario” el interglaciario actual corresponde al Holoceno (últimos 11,7 ka). Dentro de él se registra el calentamiento climático que caracteriza esta época, así como el aumento relativo del nivel del mar hasta su posición actual. No obstante, este nivel es alcanzado y ligeramente sobrepasado durante el denominado Óptimo Climático Holoceno, que en la Península Ibérica se data hace unos 7,0 - 6,5 ka (4.500 – 5.000 AC), situándose aproximadamente +1m por encima de su nivel actual, evento conocido clásicamente como “*Transgresión Flandriense*” (Goy *et al.*, 2003; Zazo, 2015). Es a partir de este interglaciario cuando se produce el crecimiento y desarrollo definitivo de todos los sistemas deltaicos, barras litorales, estuarios, rías, lagunas litorales, etc., que conocemos en la actualidad. Se alcanza una paleogeografía costera similar a la actual como consecuencia de la rápida subida del nivel del mar. Miles de kilómetros cuadrados de antiguas zonas litorales quedan sumergidas y con ellas importantes yacimientos arqueológicos, que en la actualidad comienza a rescatar la arqueología submarina. Importantes zonas continentales quedaron aisladas como, por ejemplo, las islas de Gran Bretaña, Indonesia y Nueva Guinea y fueron foco de procesos evolutivos y tecno-culturales particulares o propios.

El Holoceno se subdivide clásicamente en diferentes fases climáticas determinadas por los registros polínicos y sedimentológicos europeos (Font Tullot, 1988, Jordá Pardo, 1995). Las especies arbóreas preservadas en tales registros indican la alternancia de periodos más o menos húmedos con otros de recrudescimiento térmico y de una aridez (fundamentalmente hídrica) muy acusada. La Tabla

2 resume los datos más significativos de estas diferentes fases así como su cronología.

Durante el Holoceno se han registrado fluctuaciones climáticas de importancia (Ciclos o Eventos Bond) que se repiten cada aproximadamente 1.500 años (1470 ± 500 años). Se han identificado ocho de estos eventos de calentamiento basándose principalmente en las variaciones de los detritos rocosos transportados por los icebergs que registran los sondeos marinos en el Atlántico Norte (Bond, 1997). Los Eventos Bond representan por tanto periodos más cálidos en los que los glaciares árticos sufren un calentamiento más rápido y desprenden icebergs que, a medida que van derivando hacia el sur, van descongelándose y liberando los detritos que llevan en su interior. Estas rápidas oscilaciones climáticas se encuentran influenciadas por ciclos solares y su incidencia en la circulación termohalina del Atlántico Norte y, en la actualidad, se reconocen en glaciares y sondeos en hielo, además de los marinos.

Se han identificado ocho Eventos Bond, el primero de ellos (Bond 8) hace unos 11,1 ka coincide con el fin del Dryas Reciente, el comienzo del Holoceno, el comienzo del Neolítico y de las primeros complejos culturales megalíticos como Göbekli Tepe (Turquía), datado en unos 11,3 ka antes del presente (c. 8.000 AC; Scham, 2008). Este complejo megalítico es particularmente interesante ya que se trata del primer (hasta el momento) centro ceremonial generado por sociedades de cazadores-recolectores anteriores al Neolítico y puede considerarse como la primera civilización de la humanidad. El quinto evento (Bond 4), se registra hace unos 5,9 ka y propicia el nacimiento de las hasta ahora consideradas primeras civilizaciones en Sumeria y Egipto, así como el Calcolítico en el continente Euroasiático. El penúltimo de estos eventos (Bond 2) corresponde a hace unos 2,8 ka (años 800 a 300 AC), coincide con el colapso de la Edad de Bronce en el Mediterráneo, el inicio la Edad del Hierro, y el comienzo del dominio de Roma sobre toda la región mediterránea. De hecho, durante época romana se alcanza el denominado Óptimo Climático Ro-

Tabla 2. Cronología de las fases climáticas durante el Holoceno resaltando los eventos más determinantes y la descripción de las características más significativas durante cada una de ellas. Basada en datos de Font Tullot (1988), Menéndez Fernández (2013), Álvarez Sanchis y Hernando (2010) y diversos autores.

Table 2. Chronology for the different climatic phases occurred during the Holocene, illustrating the more relevant events and the description of the more relevant features for each one of the phases. Based on data from Font Tullor (1988), Menéndez Fernández (2013), Álvarez Sanchis y Hernando (2010) and other authors.

Periodo	Piso	Edad (años)	Localización GSSP y Status Nivel límite	Eventos
ANTROPOCENO Desde c. 1950 AD			En discusión , será propuesto formalmente en fechas próximas. Su inicio coincidiría con la fecha de los primeros ensayos nucleares que invalidan las dataciones ¹⁴ C.	Prueba Nuclear Trinity en 1945 (EEUU)
HOLOCENO	SUBATLÁNTICO	2.800 BP (800 AC)	Etapla climática más húmeda y templada que se prolonga hasta la actualidad. Coincide en sentido amplio con el comienzo de la Civilización Clásica Greco-Romana (siglos VII AC– V DC), la Edad del Hierro y Colonización Fenicia y Griega del Mediterráneo. Fundación de Gades	Pequeña Edad de Hielo (Siglos XVII – XVIII DC) Óptimo Climático Ibero-Romano (S. V AC – II DC)
	SUBOREAL	4.300 BP	Deterioro climático hacia condiciones más frías y secas, que desembocan en una crisis de aridez y una importante reducción de la masa forestal, también influida por la creciente actividad humana (agricultura y ganadería). Determina el fin de las civilizaciones del Bronce y durante un periodo comprendido entre el 1.200 y 900 AC se produce la “Época Oscura” de la que no se tiene constancia de la construcción de ciudades o monumentos.	Colapso de las civilizaciones del Bronce (c. 1.200 AC)
	ATLÁNTICO	7.500 BP	Constituye la fase más cálida y húmeda del Holoceno. Coincide con el momento de máxima extensión de los bosques y con el Óptimo Climático Holoceno (7,0 – 6,5 ka BP), situándose el nivel del mar a +1 m con respecto al actual (Transgresión Flandriense). Comienza el fenómeno de la “Neolitización” en Europa.	Primeras Civilizaciones (Sumeria y Egipto Antiguo) c. 3.800 AC Aparece la Metalurgia c. 6.000 AC
	BOREAL	8.800 BP	Periodo más cálido y árido que el anterior, los árboles pioneros (pinos y abedules) son sustituidos por especies clímax (más resistentes) como la encina o el roble.	Fin del Epipaleolítico o Mesolítico en la Península Ibérica (hacia el final de esta fase)
	PREBOREAL	11.700 BP	Aumento de la temperatura, de la humedad y expansión de los bosques en toda Europa, en su mayoría de especies pioneras como los pinos y los abedules. También comporta la retirada definitiva hacia el norte de las especies faunísticas frías (reno, bisontes) o la extinción de algunas de ellas (mamuts o rinocerontes lanudos).	Aparece la Agricultura y la Cerámica. c. 10.300 BP. Templos de Cazadores-Recolectores: Göbekli Tepe (Turquía). 11.300 BP Comienza el Epipaleolítico
PLEISTOCENO	DRYAS RECIENTE	12.900	Episodio frío durante el que prácticamente se retorna a las condiciones climáticas del Último Máximo Glaciar (LGM)	Final del Paleolítico Superior (Magdalenense)

mano (Ibero-Romano), que permitió la expansión del Imperio a prácticamente toda Europa, alcanzando Gran Bretaña, donde el clima era tan benigno que podía cultivarse la vid (Font Tullot, 1988). En función de los datos aportados por Goy *et al.* (2003) y Bardají *et al.* (2011), en la Península Ibérica los Eventos Bond más significativos son los de 8,2 ka, 5,9 ka y 1,4 ka BP, dando lugar a fases más áridas que provocan el inicio (o reactivación) de los sistemas dunares holocenos más significativos. En la Meseta sur de la Península, los asentamientos de las poblaciones de Bronce e Ibero-Romanas, se encuentran claramente separados por las fases de aridez relacionadas con los dos penúltimos Eventos Bond 2 y 3 (Santesteban *et al.*, 2016).

Durante el periodo histórico reciente también se han registrado variaciones climáticas significativas. La más importante de ellas fue la denominada “Pequeña Edad de Hielo” o “Little Ice Age” (LIA: 1550-1700 AD). En el Norte y zona central de Europa se extendió desde 1480 a 1850 AD, alcanzándose las temperaturas mínimas durante el periodo 1675-1715 AD, denominado “Mínimo Maunder” (Font Tullot, 1988). Este “mínimo” se refiere a un mínimo en la actividad solar, reflejado en el número de manchas solares que se desarrollan sobre la superficie del Sol (Eddy, 1976). Cuantas menos manchas solares aparezcan menor es la actividad del campo magnético solar y, consecuentemente, la cantidad de radiación solar y el grado de

insolación terrestre, condicionando temperaturas más bajas. En este mínimo las temperaturas fueron entre 1 y 1,5°C inferiores a las medias del Siglo XX (Eddy, 1983). Durante la PEH se reactivaron algunos de los glaciares alpinos e incluso pirenaicos (Fig. 9), pero tuvo un impacto inapreciable sobre el nivel del mar. Con posterioridad se ha experimentado una recuperación térmica, alimentada por la Revolución Industrial desde finales de siglo XIX y principios del siglo XX. Durante este último siglo se produce lo que se denomina la “*Gran Aceleración (industrial)*” que culmina con la propuesta de una nueva época o serie cuaternaria denominada *Antropoceno* que comenzaría entre los años 1945-1952 con los primeros ensayos nucleares y el registro sedimentario de sus isótopos radiactivos (Zalasiewicz *et al.*, 2015).

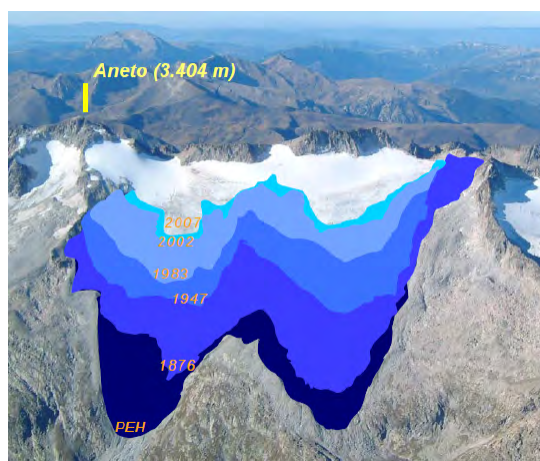


Figura 9. Retroceso del Glaciar de Monte Perdido (Aneto) desde la pequeña edad de Hielo (LIA) hasta la actualidad. Tomada del Informe 2008 Programa ERHIN (Los Glaciares Españoles: Evolución reciente y situación actual). Web del Ministerio de Agricultura, Pesca, Alimentación y Medio Ambiente (MAPAMA). <http://www.mapama.gob.es/en/agua/temas/evaluacion-de-los-recursos-hidricos/ERHIN/>

Figure 9. Retreat of the Monte Perdido Glacier (Aneto) since the Little Ice Age (LIA) to the present days. Illustration from the 2008 Report of ERHIN Program (The Spanish Glaciers; Recent Evolution and Present State). Web page of the Spanish Ministry of Agriculture, Fisheries, Food and Environment (MAPAMA) <http://www.mapama.gob.es/en/agua/temas/evaluacion-de-los-recursos-hidricos/ERHIN/>

7. El Antropoceno

Como ya se mencionó en la introducción, este intervalo es una propuesta del Anthropocene Working Group (AWG) de la Comisión Internacional de Estratigrafía de la ICGS Subcomisión de Estratigrafía del Cuaternario para la creación de una nueva época/serie dentro del Cuaternario que identifique el impacto de la actividad humana sobre los procesos físicos, químicos y biológicos de los sistemas terrestres y marinos, así como sus consecuencias sobre el paisaje y los ecosistemas. El Antropoceno fue propuesto inicialmente por Crutzen y Stoermer (2000), y comenzó a ser considerado estratigráficamente a partir de Zalasiewicz *et al.* (2008).

La actividad humana ha dejado huellas significativas desde incluso antes del Holoceno y más intensamente desde el inicio del Neolítico con la introducción de la agricultura y la ganadería. Sin embargo, tal y como se ha reconocido recientemente en el Congreso Geológico Internacional celebrado en Sudáfrica (Cearreta, 2016), los cambios sustanciales, con carácter global, se han intensificado claramente desde la aceleración industrial y tecnológica experimentada a partir de mediados del siglo XX, coincidiendo con una serie distinguible de signos y elementos (isótopos radiactivos, plásticos, aluminio, elementos tecnológicos metálicos, etc.) en la estratigrafía reciente. El Antropoceno es un paradigma muy efectivo para expresar que la humanidad está cambiando el modo en que el planeta funciona.

Si el Antropoceno fuera adoptado como una Época, esto significaría que el Holoceno habría terminado, pero que aún permaneceríamos dentro del Periodo Cuaternario y la Era Cenozoica (Tabla 1). Los cambios más importantes que caracterizan al Antropoceno se encuentran marcados por: 1) una significativa aceleración de los procesos de erosión y desertificación; 2) alteraciones importantes en los procesos de sedimentación fluvial y litoral (construcción de presas, puertos, espigones, etc.); 3) una perturbación química a gran es-



Figura 10. En la playa cementada de Tunelboca puede verse con claridad un estrato de siete metros de sedimentos, restos de escorias de fundición de altos hornos, ladrillos y otros materiales industriales vertidos entre 1902 y 1995 frente a la costa en la desembocadura de la Ría de Bilbao. Hoy es una prueba geológica indiscutible de la huella del ser humano en el planeta. Es una de las localidades analizadas para establecer el GSSP del Antropoceno (Foto A. Cearreta).

Figure 10. In the cemented beach of "Tunelboca" (Vizcaya, Spain) it is possible to observe a seven meters thick strata of littoral sediments replete with iron scoria from the Altos Hornos (Blast Metallurgic Furnace), bricks, and a variety of industrial materials poured between the years 1902 and 1955 in the outlet of the Bilbao Ría. This outcrop constitutes a manifest geological evidence of the impact of the human activity on the planet earth. This locality has been checked for the establishment of the Anthropocene GSSP (Photo A. Cearreta).

cala de los ciclos del carbono, del nitrógeno y del fósforo entre otros elementos; 4) la introducción de elementos radiactivos en los sistemas sedimentarios y anulación de las edades de radiocarbono; 5) el cambio significativo del clima a nivel global (calentamiento) y del nivel del mar; 6) los cambios bióticos como los niveles sin precedentes de invasión de especies (alóctonas y extinción); 7) las alteraciones del paisaje a gran escala (Cearreta, 2015). El crecimiento explosivo de la población humana desde la "Gran Aceleración" ha venido acompañado de un incremento en la velocidad de la evolución tecnológica y la globalización ha expandido los nuevos artefactos humanos por todo el planeta. Los objetos preservables a corto plazo (décadas o siglos) pueden ayudar a la geología actual a caracterizar los depósitos antropocenos, mientras que los tecnofósiles que se preservan a escala geológica

(millones de años) contribuirán a identificar la Época Antropocena en un futuro lejano.

El inicio del Antropoceno podría ser definido por una Convención de Edades Absolutas (GSSA), es decir, una edad numérica que pueda ser expresada como un año de calendario, por ejemplo 1945 AD. De un modo más convencional, podría ser definido por una Sección y Punto Estratotipo Global (GSSP) que es un lugar de referencia tangible en los estratos de un afloramiento cuidadosamente seleccionado. De entre las diferentes localidades que se barajan para este GSSP se encuentran los afloramientos litorales de las playas de Tunelboca y Gorrondatxe (Getxo, Vizcaya). Se trata de unos depósitos de playa de espesor comprendido entre 7 y 10 m y cementados que poseen abundantes tecnofósiles (Fig. 10), como ladrillos, plásticos, vidrios y literalmente toneladas de escorias procedentes de las fundiciones de los cercanos Altos Hornos (Cearreta, 2015).

8. La Prehistoria

El registro geocronológico de la prehistoria abarca muchos miles de decenas de años. En realidad el poblamiento en Europa y la Península Ibérica no está constatado hasta hace poco más de un millón de años. El denominado *Homo antecesor* de Atapuerca y los restos de homínidos fósiles de Orce constituyen hasta la fecha los primeros elementos humanos fósiles en el continente Europeo (Aguirre, 2002; Berger *et al.*, 2008; Toro-Moyano *et al.*, 2013).

A nivel global la prehistoria, o la prehistoria humana, comprende el periodo desde que aparecen las primeras industrias líticas, asociadas espacio-temporalmente a especímenes del género *Homo* (hace unos 2,6 Ma en África), hasta que comienza la historia escrita de la humanidad. Así, la civilización Sumeria, con su escritura cuneiforme es la primera que deja constancia escrita de la historia de la humanidad hacia el 3.300 AC (c. 5.500 BP; Fig. 11). Muchas otras civilizaciones vendrían des-

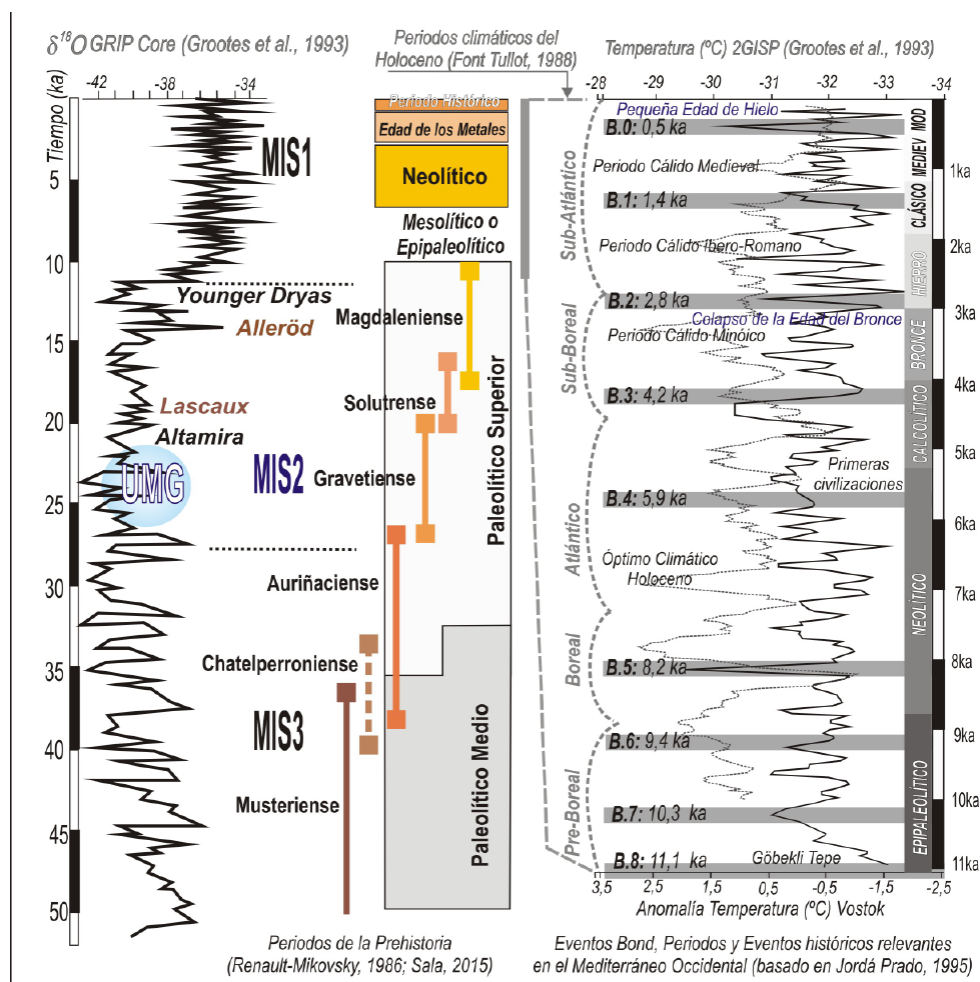


Figura 11. Geocronología de la Prehistoria reciente en la Península Ibérica y su relación los diferentes eventos climáticos del Pleistoceno superior final y el Holoceno. Se ilustran los Eventos Bond, los Estadios climáticos holocenos (basados en palinología) y los periodos históricos en la Península Ibérica. Basado en múltiples autores (ver referencias bibliográficas).

Figure 11. Geochronology of the recent prehistory in the Iberian Peninsula and its relationships with the more relevant climatic events occurred during the Late Upper Pleistocene and the Holocene. Are also illustrated the Bond Events, Holocene climatic stages (based on palinological data) and the earlier historical periods occurred in Spain. Based on multiple authors (see list of references at the end of the paper).

pués, pero apenas sabemos mucho de las que muy probablemente existieron antes, como Göbekli Tepe en Turquía, cuyas construcciones megalíticas se remontan hasta c. 11.300 BP (Scham, 2008; Fig. 11). El fin de la prehistoria y el comienzo de la “historia”, así como los propios periodos tecno-culturales de la prehistoria, son algo que no tienen ni “fecha fija” ni un “estratotipo” (o GSSP) y depende

del continente o región del continente en que estemos. El caso de los Mayas es muy ilustrativo, no entraron en “la historia” hasta que no se descifraron fonéticamente sus glifos. Antes de comprender su escritura, el periodo clásico Maya era entendido como prehistórico (Fullola y Nadal, 2005), y eso nos situaría en el 200 AC. Pues con todos los periodos históricos o tecno-culturales previos ocurre exacta-

mente lo mismo. Nos centraremos en Europa, o Europa occidental más exactamente.

Las subdivisiones en la prehistoria europea son bastante clásicas (Jordá Pardo, 1995), así pues tenemos un Paleolítico, Neolítico, Epipaleolítico (Mesolítico) y Edad de los Metales (Fig. 11), que se distribuyen a lo largo de todo el Cuaternario (Renault-Minkowsky, 1986). El Paleolítico se divide a su vez clásicamente en Paleolítico inferior, medio y superior (Sala, 2005). Estas subdivisiones, contemplaban los siguientes conjuntos líticos: a) el Olduvayense (industrias de lascas y cantos tallados) y Achelense (LCT como bifaces, triedros, hendedores, etc.) como Paleolítico inferior; b) Musteriense (técnicas levallois, discoidales y laminares en sílex) como Paleolítico medio; y c) los tecnocomplejos del Paleolítico superior, como el Auriñaciense, Gravetiense, Solutrense, Magdalenense, etc. como expresiones industriales del Paleolítico superior, que desde sus inicios, incorporan una creciente industria en hueso y asta en su repertorio de útiles (Menéndez Fernández *et al.*, 2006). Siguiendo este esquema tendríamos los siguientes conjuntos líticos (Fig. 12):

- 1) Olduvayense: industrias de lascas de producción unipolar, bipolar y ortogonal junto a cantos tallados, generalmente de gran formato (África y Europa meridional fundamentalmente).
- 2) Achelense: bifaces de gran formato en conjuntos de tipo LCT y producción de lascas a partir de núcleos ortogonales, discoides, kombewa, etc., normalmente en cuarcita (en África, Europa y parte de Asia).
- 3) Musteriense: bifaces, raederas, hendedores y lascas con métodos de talla levallois, discoide, laminar y quina de menor formato y en general a partir de materiales de mejor calidad como el sílex. Estos conjuntos se presentan desde el norte de África hasta Siberia. En el ámbito africano estos conjuntos representan la “Middle Stone Age” (MSA: c. 280 – 30 ka BP) que hacia la mitad de su desarrollo muestran patentes similitudes con lo que será el Paleolítico

superior europeo, en asociación con las primeras poblaciones de *sapiens*. Ello indica que los ritmos de cambio cultural son bastante distintos según qué áreas geográficas consideremos.



Figura 12. Representación sintética de los modelos de útiles más representativos de los tecnocomplejos líticos de la prehistoria. Se indican los materiales más comúnmente utilizados en la Península Ibérica. Imágenes extraídas de distintas fuentes en internet, posterizadas y modificadas para el presente trabajo.

Figure 12. Synthetic illustration of the more representative tools for the different prehistoric techno-complexes in the Iberian Peninsula. The more commonly used stone lithologies (quartzite, chert, etc.) are indicated as well. Original images compiled from different web-sites, modified and digitized for this paper.

Dado que estas diferentes manifestaciones culturales se dan en diferentes momentos temporales, para estructurar de manera simplificada los cambios en la industria lítica, algunos autores han propuesto el esquema de modos tecnológicos (Clark 1977). Estos se denominan Modo técnico 1 (Olduvayense); Modo técnico 2 (Achelense); Modo técnico 3 (Musteriense) y Modo técnico 4 que abarca todas las fases culturales del Paleolítico superior (Auriñaciense, Solutrense, Gravetiense, Magdalenense, etc.). La figura 1 muestra la distribución de estos diferentes modos técnicos en el entorno de la Península Ibérica y la figura 12 ilustra los elementos líticos más característicos de cada uno de ellos en la Península Ibérica.

Por último indicar que los recientes hallazgos de industria lítica muy arcaica de talla unipo-

lar de 3,3 Ma (Lomekwi 3; Kenya) en relación espacio-temporal con homínidos pliocenos anteriores a la aparición al género *Homo* han hecho que se proponga la diferenciación de un nuevo tipo de conjunto lítico: El “*Lomekwikense*” (Harmand *et al.*, 2015). Este nuevo conjunto lítico supondría un nuevo inicio para el registro arqueológico, unos 700.000 años anterior al Olduvayense, pero no significaría un salto hacia el pasado en la prehistoria humana ya que estos artefactos los producirían homínidos no pertenecientes al género *Homo*, seguramente Australopitecos.

8.1. La Prehistoria antigua del Pleistoceno inferior (Modo Técnico 1)

En Europa se producen al menos dos fases de poblamiento en relación a los Modos técnicos 1 y 2, entre las cuales parece producirse un hiato arqueológico. Los datos más antiguos que atestiguan la presencia humana en la península, se encuentran en torno a los 1,5 a 1,25 Ma (Toro-Moyano *et al.*, 2013; Sala *et al.*, 2014) relacionados con yacimientos de Orce en Guadix-Baza (Barranco León 5 y Fuente Nueva 3) y Atapuerca (Sima del Elefante y Estrato Aurora de TD). Estos elementos líticos pertenecerían a un “*Paleolítico inferior arcaico*”, correspondiente con el Olduvayense o Modo Técnico 1 (Fig. 12), en el que básicamente aparecen industria sobre lasca y cantos tallados sobre materias líticas muy variadas y en ocasiones poco seleccionadas. Dentro de este episodio de poblamiento se incluye la industria achelense primitiva del yacimiento de La Boella (Tarragona) de unos 0,9 Ma de antigüedad (Vallverdú *et al.*, 2014). Este episodio se prolonga hasta c. 780 ka BP (tránsito Pleistoceno inferior - medio) coincidiendo con los cantos tallados que aparecen en la Terraza T6 del río Guadalquivir (Baena *et al.*, 2005).

8.2. Paleolítico inferior: El Achelense (Modo técnico 2)

Tras este periodo se produce un vacío arqueológico que afecta a prácticamente todo el

continente europeo. Las siguientes industrias paleolíticas a parecen en el registro europeo a partir de hace unos 620 – 550 ka BP durante los estadios isotópicos MIS 16 y MIS 15 (Bridgland *et al.*, 2006). Esta nueva industria, asociada ya a *Homo heidelbergensis*, se corresponde con lo que en España se denomina el “*Paleolítico inferior clásico*”. Esta constituye la clásica industria de LCT (bifaces, hendedores, triedros, etc.) con un utillaje cada vez más técnicamente elaborado y con mayor número de elementos y lascas retocadas, que se corresponde al Achelense o Modo técnico 2 (Fig. 12).

La evolución tecnológica que se produce durante el Achelense permite subdividir este tecnocomplejo (Modo técnico 2) en diferentes fases que tradicionalmente se denominaron Achelense inferior, medio, superior y Achelense final, o Micoquiense. Con frecuencia, la industria Achelense peninsular emplea cantos de cuarcita (cuya calidad es comúnmente menor al sílex). Esto ocurre especialmente en sistemas de terrazas fluviales, lo que confiere a la industria en cuarcita un aspecto más tosco y arcaico que las de yacimientos donde el dominio litológico aporta sílex de buena calidad como sucede en el centro peninsular, la Dordoña francesa o el sur de Inglaterra. Por ello, los rasgos estéticos no son el mejor criterio para la periodización de estos conjuntos. No obstante, la evolución de los conjuntos industriales durante esta fase podría presentar los siguientes rasgos y cronologías (Sala *et al.* 2014):

(1) **Achelense arcaico e inferior:** MIS 14 – MIS 11 (c. 781 ka – 400 ka BP). En sus inicios convive con producciones de rasgos olduvayenses. Cuenta con yacimientos como Cueva Negra (Murcia) o Sima del Elefante TE18 (Atapuerca), entre otros (Tabla 3). Estos presentan conjuntos líticos de talla de tipo multipolar y posteriormente centripeta, con piezas triédricas, bifaces espesos tipo LCT (*Large Cutting Tools*) e irregulares. Más escasamente, estos conjuntos también presentan hendedores de tipo sencillo (habitualmente tallados sobre lascas corticales), cantos tallados y/o núcleos,

así como porcentajes bajos de útiles retocados sobre lasca de tipologías variadas (denticulados, muescas, lascas con retoque, etc.). Aunque esta fase se extiende hasta el fin de MIS 11, algunos conjuntos pueden presentar estos mismos rasgos en cronologías más recientes del MIS 10 e incluso inicios del MIS 9 (c. 300 ka BP).

(2) **Achelense medio o pleno:** MIS 11 –MIS 8 (c. 400 – 200 ka BP). Se registra con abundancia en las terrazas medias de los valles fluviales del sector central de la Península Ibérica, como los yacimientos de los areneros de Madrid (San Isidro, Áridos, etc.), La Maya II (Salamanca) y Pinedo (Toledo), aunque también en los yacimientos kársticos de Gran Dolina 10-11 y Galería (Atapuerca), entre otros (Tabla 3). Esta industria presenta bifaces y hendedores de forma más regular y un mayor repertorio de útiles a partir de lascas retocadas. Este Achelense de rasgos más clásicos convive con conjuntos en los que la producción de

macroutillaje (LCT) y, en especial, de bifaces es nula o muy escasa, y el repertorio industrial es dominado por productos sobre lasca. Ejemplos son los yacimientos de Cova del Bolomor niveles XVII-XV (Valencia) o Cuesta de la Bajada (Teruel), que han sido definidos por algunos autores como tecnocomplejos del Paleolítico medio antiguo (PMA).

(3) **Achelense superior y final (Miconquiense):** MIS7 – MIS 5e (c. 200 – 120 ka). Constituye la última fase del Achelense peninsular, encontrándose representados por yacimientos como Arriaga (Madrid), Lezetxiki (Vizcaya) o Cueva del Castillo (Cantabria) entre otros muchos (Tabla 3). Estas industrias se caracterizan por un uso significativo de talla de tipo discoide/levallois y en algunos casos la presencia de bifaces muy elaborados y retocados con percutores orgánicos (¿madera?) en ocasiones, hendedores con retoque bifacial y coexistencia de utillaje sobre lascas variado y cada vez más similar al del Paleolítico medio. Aunque

Tabla 3. Algunos de los principales yacimientos del Paleolítico inferior y medio en el entorno de la Península Ibérica diferenciando por regiones y fases culturales.

Table 3. Some of the more relevant Paleolithic (Lower and Middle) sites around the Iberian Peninsula. Data presented for different regions and cultural phases.

	Zonas o Regiones/ Conjuntos líticos	Zona cantábrica y NO peninsular	Pirineo y NE peninsular	Centro peninsular y Portugal	Sur, SE peninsular y Norte de África
PALEOLÍTICO INFERIOR	Producción lascas y Olduvayense >850 ka		Valparadis (TA)	Sima del Elefante (BU; Atapuerca)	Barranco de León 5 y Fuente Nueva 3 (GR); T6 Carmona (SEV).
	Achelense Arcáico (Inferior) c. 850 – 400 ka		Barranc de la Boella, Cansa-ladeta (TA)	La Maya III (SA); Espinar (TO); Sima del Elefante TE18 y Sima de los Huesos (BU; Atapuerca)	Cueva Negra (Murcia)
	Achelense Medio (Pleno) c. 400 -250 ka	Porto Maior y O Cabrón (PONT); Cabo Busto, La Verde (CANT)	Cuesta de la Bajada (TE)	San Isidro, Áridos, Tafesa, Orcasitas, y Valdocarros II (MAD); Pinedo y Puente Pino (TO); La Maya II (SA); Ambrona y Torralba (SO); Gran Dolina y Galería (BU; Atapuerca); Santa Ana 2 (CAC).	Solana de Zamborino (GR); Cueva de Bolomor (VAL)
	Achelense Superior y Final c. 200 – 120 ka	Arlampe y Lezetxiki (VIZ); N23 Cueva del Castillo (CANT)	Urbasa (NA)	Arriaga I, Oxígeno, Charco Hondo I (MAD); Basalito (SA); Porzuna (CR) Atapuerca TD11 y G11 (BU)	Cueva del Ángel (CO)
PALEOLÍTICO MEDIO	Musteriense c. 300 – 40 ka	El Sidrón (AST); El Esquileu, Cobalejos (CANT); Axlor (VIZ); Conde, Sopeña (AST)	Abric Romani, Teixonerres (BCN); Ermitons (GI); Cova de l'Estret de Trago (LLE); Cueva de los Moros I (HU); Abauntz (NA)	Cañaveral, Pinilla del Valle, Preresca (MAD); TD10 y TD8 (BU; Atapuerca); Jarama VI (Guadalajara); San Quirce (PAL).	El Salt (ALIC); Cova Negra, Abrigo de la Quebrada y Cueva de Bolomor (VAL); Cueva Antón o Aviones (MU); La Carrihuela y Zafarraya (GR); Gorham's Cave (GB) y Benzú (CEUTA)

aparece la talla de tipo levallois, muchos investigadores consideran ésta como rasgo propio del Musteriense (Modo técnico 3) y, por tanto, que parte de estos conjuntos “Achelenses finales” son una expresión meridional propia del Paleolítico medio (¿Micoquiense, Musteriense de Tradición Achelense?). Este Micoquiense sólo se documenta durante el subestadio isotópico 5e (c. 126 – 118 ka BP) correspondiente al último Máximo Interglacial (UMI). Este tipo de expresión técnica, mal definida y reconocida en la Península, se caracteriza por un utillaje sobre lasca evolucionado de rasgos musterienenses con abundantes raederas, bifaces micoquienses (delgados y lanceolados) y frecuentemente un alto grado de reciclaje en los útiles.

8.3. Paleolítico medio: Musteriense (Modo técnico 3)

Si bien la generalización de este tecnocomplejo se presenta como un proceso gradual, lo que parece clara es su adscripción a un nuevo tipo humano; el *Homo neanderthalensis*. Parece que las primeras industrias claramente musterienenses posiblemente estén representadas en niveles CB del yacimiento de Cuesta de la Bajada (Teruel), datados probablemente en 320-250 ka, (MIS 9 u 8.) o en la Fase II del yacimiento de la Cueva del Bolomor (Valencia) correspondiente a los niveles arqueológicos XIV y XIII, datados entre 240 -185 ka (Menéndez Fernández *et al.*, 2006).

Los conjuntos líticos musterienenses se caracterizan por una clara ausencia de LCT (bifaces, hendedores, triedros...) si bien algunos tipos cordiformes de pequeño tamaño perduran en lo que se conoce como Musteriense de tradición Achelense (MTA). Igualmente, también es característico el dominio de útiles sobre lasca obtenidos a partir de métodos de talla y sistemas de producción muy estandarizados y, en especial, el de talla levallois. También, al contrario que en la industria Achelense, la Musteriense se caracteriza por un uso mayor y más generalizado de litologías de buena calidad lo que hace que el sílex se emplee

más que la cuarcita (Fig. 12). El stock básico de este modo tecnológico son la producción de: (1) raederas frecuentemente convexas, en algunas expresiones con un tipo muy característico que es el de raederas tipo “quina”; (2) lascas denticuladas y lascas con muescas; y (3) puntas musterienenses, todas ellas caracterizadas por numerosos y complejos retoques. No obstante, también aparecen en algunos casos elementos de fases anteriores como cantos tallados, hachereaux y bifaces, aunque en general de menor formato y mayor simetría. Bordes (1961) definió distintas facies dentro del musteriense (de denticulados, típica, quina, etc.), que hoy en día han quedado diluidas en favor del concepto de tecnocomplejo. Este nuevo esquema asume la presencia de distintos sistemas de producción: levallois, discoide, quina, SSDA (o débitage alternante), trifacial, bifacial, así como la producción laminar musteriense, dependiendo del lugar y el momento en que se realizan actividades concretas.

Existe más de un centenar de yacimientos musterienenses por toda la Península Ibérica, muchos de ellos situados en la Cordillera Cantábrica (Asturias, Cantabria, Euskadi), las estribaciones del Pirineo Catalán, la Cordillera Bética, Gibraltar y con menos profusión en el interior de la Península (Tabla 3). De todos ellos, el de El Sidrón (Asturias), aunque con un conjunto lítico muy reducido, posee numerosos restos fósiles humanos (al menos de trece individuos) que han permitido analizar anatómica y genéticamente a las poblaciones neandertales del norte de la Península Ibérica durante el Musteriense final (c. 50 – 40 ka BP; Rosas *et al.*, 2016). Este Musteriense podría caracterizarse por una relativa regionalización de las producciones en especial en los momentos de transición hacia el Paleolítico superior. En el resto de Europa este proceso da paso a conjuntos transicionales muy variados como los denominados Chatelperronien- se, Uluzziense, Altmühliense, Bohuniciense, Szeletien- se, etc.

El fin de las poblaciones neandertales en Europa, y por tanto del Musteriense, tiene como

escenario la Península Ibérica, y todavía continúa siendo un tema de debate (Maroto *et al.*, 2012; Wood *et al.*, 2013). Si bien en el SO de Francia y en toda la franja norte de la Península su desaparición tiene lugar en torno a los 40 ka BP, en el resto de la Península podría haberse prolongado hasta los c. 38 ka BP y en zonas refugio quizá hasta más tarde, ya durante el estadio isotópico MIS 3 (Baena *et al.*, 2012). Todo ello coincide con la entrada y progresiva expansión de *Homo sapiens* en la Península y la progresiva sustitución de las poblaciones neandertales que subsistieron quizá en ámbitos montañosos del sur y norte peninsular como podrían documentar los yacimientos de La Carihuela, Zafarraya o Bajondillo (Andalucía), Gorham (Gibraltar) o Cueva de El Esquilieu (Cantabria).

8.4. Paleolítico superior (Modo técnico 4)

Los nuevos conjuntos líticos que sustituyen a los Musterienses (Modo técnico 3) se resumen en lo que se denomina Paleolítico superior (Modo técnico 4; Fig. 12). Estos conjuntos incorporan progresivamente elementos novedosos (incluyendo el arte rupestre) como los que ya aparecieran en Sudáfrica durante el final del último Interglaciario (c. 80 ka BP) en yacimientos tales como la Cueva de Blombos.

El **Paleolítico superior** se liga a la llegada de *Homo sapiens* al continente europeo que se propaga por el mismo de forma muy rápida (40 – 35 ka BP), sustituyendo progresivamente a las poblaciones autóctonas neandertales. Al paso de los humanos por Europa las poblaciones neandertales intentarían imitar los utensilios de los nuevos pobladores generando tecno-complejos transicionales como el denominado Chatelperroniense (Menéndez Fernández *et al.*, 2006) que podrían entremezclarse con los primeros conjuntos Auriñacienses (Fig. 11). En España estos complejos transicionales solo se documentan por el momento en yacimientos kársticos de la Cornisa Cantábrica y Cataluña y se extiende desde c. 40 ka a 36,5 ka (Morín en Cantabria, Labeko Koba en Vizcaya, l'Arbreda en Girona; Tabla

4). A partir de estos tecno-complejos de transición se suceden vertiginosamente los conjuntos líticos del **Auriñaciense** (c. 39 – 27 ka BP) y **Gravetiense** (c. 27 – 20 ka BP) y demás tecnocomplejos del Paleolítico superior.

8.4.1. Auriñaciense (c. 39 – 27 ka BP)

En general se caracteriza por una industria laminar, sobre hojas y hojitas (p. ej. *Hojitas Dufour* propias del Auriñaciense) y elementos de pequeño formato a partir de esquemas operativos de tipo discoide como buriles, raspadores, etc., así como la aparición y secuenciación de azagayas o puntas óseas de base hendida, entera y biselada. En general, existe una tendencia creciente al empleo de elementos laminares como soportes para otros útiles configurados mediante retoques simples o marginales. Existen yacimientos tanto en el Norte de la Península como en la zona mediterránea, tales como Morín, Aizbitarte, l'Arbreda o Cova Beneito entre otros (Tabla 4). En el *Gravetiense* se introduce la producción de puntas pedunculadas o de dorso rebajado (p. ej. Puntas de Font-Robert o "*Gravettes*"), hojas con un retoque marginal continuo y buriles diminutos denominados de "*Noailles*" en yacimientos como Vale Boi, Nerja, Peña Capón, Aizbitarte III, Antoliñakoba, Garma A, etc. Estos conjuntos incorporan en una cantidad significativa útiles elaborados en asta y hueso, fundamentalmente anzuelos y azagayas.

8.4.2. Gravetiense (c. 27 – 20 ka BP)

El Gravetiense se desarrolla enteramente durante la fase más fría del último periodo glaciario, es decir durante el Último Máximo Glaciario (LGM) que en el Centro de la Península (Sierra de Gredos) tiene lugar entre c. 26 y 22 ka BP (Carrasco *et al.*, 2015). Asociados a estos yacimientos, en los yacimientos de la cornisa Cantábrica, como Cueva del Castillo, Lezetxiki, Labeko Koba (Tabla 4), aparecen las faunas frías de tipo *Mammuthus primigenius* (Mamuts lanudos), *Coelodonta antiquitatis*

(rinocerontes lanudos) y diversas especies de rebecos (Gracia y Arsuaga, 2003; Menéndez Fernández *et al.*, 2006). Según estos autores, durante el Gravetiense en Cantabria también aparecen los primeros vestigios de la explotación del litoral con presencia cada vez más numerosa de conchas (*Patella*) y bígamos (*Littorina*). Por último, durante esta última fase del Gravetiense también se producen las primeras representaciones de Arte paleolítico en la Cueva de Altamira (Fig. 11), alrededor de los 22 ka BP (Altuna, 2002).

8.4.3. Solutrense (c. 21 – 16 ka BP)

Constituye uno de los periodos más enigmáticos y poco comprendidos en la Península Ibérica. La distribución de yacimientos muestra una alta concentración de enclaves en la zona cantábrica y la mediterránea (p.ej l'Arbreda, Cueva del Parpalló, Cueva de Nerja) que se complementan con un poblamiento en el centro peninsular aún por estudiar (Tabla 4). Las dataciones más antiguas sitúan la industria de esta fase en torno a los 20 - 19,5 ka, aunque en la región mediterránea llegan hasta 21,7 ka BP (Menéndez Fernández *et al.*, 2006). El fin de esta fase se sitúa en torno a los 17-16 ka BP en plena deglaciación. Las características más distintivas de esta fase tecnológica del Paleolítico superior es que en su conjunto la industria lítica presenta unas dimensiones algo más reducidas con respecto al Gravetiense y la laminaridad de los soportes retocados es mayor respecto a ese periodo. En sus estadios finales se producen las "*puntas solutrenses*" de retoques planos invasores siguiendo una clara tipología desde los tipos de cara plana, hojas de laurel o sauce.

En el levante y sur peninsular aparecen sorprendentes puntas de muesca y de pedúnculo, así como las de aletas de retoque plano "*tipo Ambrosio*". Por otro lado, eclosiona una industria ósea más variada con azagayas, barrillas, barrillas decoradas y, en las fases finales, aparece (como elemento más novedoso) la aguja. En el solutrense final, como indicativo del dominio sobre los materiales, se do-

cumenta el tratamiento térmico del sílex, se diversifica el uso de materiales líticos reapareciendo el uso de la cuarcita como materia prima, aunque existen fases con presencia de cierto arcaísmo en la producción de útiles líticos (Menéndez Fernández *et al.*, 2006). En la Península Ibérica aparece el "*arte mueble*", representado entre otros conjuntos por las plaquetas de la Cueva de Parpalló (Valencia) que constituye el yacimiento paleolítico de arte mueble más significativo de la Península (cinco mil obras de arte en placas de piedra con pinturas o grabados).

8.4.4. Magdaleniense (c. 17,5 – 11,5 ka BP)

Constituye la última fase del Paleolítico superior y se desarrolla entre c. 17,5 ka y los 11,5 ka BP. Así, contamos con dataciones entre el 12.8 y el 11.6 para el final del Magdaleniense en diversos yacimientos de la región cantábrica y mediterránea (Tabla 4). El inicio de esta fase responde al "*interestadio Lascaux*" y se caracteriza por el abandono de los útiles de retoque plano y las puntas líticas, para desarrollar una industria ósea muy profusa y estandarizada y una industria lítica de tendencia microlítica (Menéndez Fernández *et al.*, 2006). Durante este periodo se producirá la explosión del "*Arte paleolítico*" en la Península Ibérica con ejemplos maravillosos como los policromos de Altamira, Tito Bustillo, La Garma, Ekain y Santimamiñe, claros exponentes de la complejidad de estos grupos humanos (Fig. 11). Así, el conjunto de policromos de Altamira (bisontes) ha sido datado en $13,13 \pm 1,2$ ka BP (Bisonte nr.16 Gif A96067) si bien los testimonios abarcan en esta cavidad casi una veintena de miles de años (García-Díez y Saura, 2014). En el Magdaleniense Mediterráneo, aparecen las primeras manifestaciones del arte rupestre esquemático que caracteriza el SE de la Península Ibérica, y que posteriormente caracterizarán el arte esquemático levantino (Menéndez Fernández, 2013). Las principales innovaciones de este periodo aparecen en sus estadios finales y se centran en la explotación intensiva de los recursos marinos (concheros), apareciendo el arpón para

Tabla 4. Algunos de los principales yacimientos del Paleolítico superior y Mesolítico (Epipaleolítico) en el entorno de la Península Ibérica diferenciando por regiones y fases culturales

Table 4. Some of the more relevant Upper Paleolithic and Mesolithic sites around the Iberian Peninsula. Data presented for different regions and cultural phases.

	Zonas o Regiones/ Conjuntos líticos	Zona cantábrica y NO peninsular	Pirineo y NE peninsular	Centro peninsular y Portugal	Sur, SE peninsular y Norte de África
	Chatelperroniense c. 40 – 26,5 ka	Morín (CAN); LabekoKoba (VIZ)	Cova de L'Arbreda (GI)		
PALEOLÍTICO SUPERIOR	Auriñaciense c. 39 – 27 ka	Morín, El Ruso, Cueto de La Mina (CAN); Hornos de la Peña y Cueva del Conde (AST)	Cova de L'Arbreda (GI);	Cueva Maltravieso (CAC)	Cova Beneito y Bajondillo (ALC)
	Gavetiense c. 27 -20 ka Altamira (Arte Paleolítico)	Cueva del Castillo, Pendo (CAN); Garma A,Aitzbiarte III, Antoliñako Koba, Lezetzi (VIZ); Gatzarria (GUI); Vale Boi, Lapa do Anecrial, Lagar Velho, Caldeirão (POR)	Roc de la Meccla, Cova de L'Arbreda (GI); Bolinokoba (GUI); Cueva de Isturitz (FRA)	Peña Capón (GUD);	Cueva de Nerja (MA); Cueva del Parpalló y Cueva de Barranc Blanc (VA), Cueva del Serrón y Cueva de Zajara II (ALM), Les Mallaetes (AL),
	Solutrense c. 20 -16 ka Parpalló (Arte Mueble)	Cueva de Las Caldas, Cueva Chufin, Cueva de la Mina, El Castillo, Hornos de la Peña, Ruso I, Mazo (CAN)	Cova de L'Arbreda, Cau de les Goges (GI); Cueva de Isturitz (FRA)	Delicias, Sotillo, Areneros de Madrid (MAD); Peña Capón(GU); Abrigo Palomar (VAD)	Cueva del Serrón; Cueva de Nerja (MA);Cueva Ambrosio (ALM); Les Mallaetes, Cueva del Parpalló (VAL)
	Magdaleniense c. 17 – 11,5 ka Altamira (Arte paleolítico)	Cueva del Mirón, Tito Bustillo (AST); Las Caldas, Cueto de La Mina Cueva de la Pila, Cudón, Hornos de la Peña, Pasiega, Garma, Pendo (CAN)	Zatoya (NA); Laminak II, Urriaga, Ekain, Berroberria, Santimamiñe (PV) Peña del Diablo (ZA)	Estebanvela (SEG;), Abrigo Buendía, Verdelpino (CU); Valdesotos, Jarama I (GUD); Villalba (SO); El Reguerillo, Abrigo del Monte (MAD)	Cueva de Nerja (MA); Matutano y Cendrés (VAL); Hoyo de la Mina
	Mesolítico c. 11,5 – 7,5 ka	Anxoste, Kampa-noste (ÁLV);Mendandia (Treviño); Garma A (CAN); Mazaculos II, Canes, Los Azules (AST)	La Draga (GI); Forcas (HU), Font del Ros, Cingle Vermell (BCN), Botiqueria, ElsSecans (TE), Zatoya (NA)	Parque Darwin (MAD); Montes de Baixo, Amoreira y do Sebastiao (POR).	Chaves, Balma de Guilanyá (LL);Tossal de la Roca (AL); Cova Fosca (CAST); Les Mallaetes (VAL); Cueva del Nacimiento (JAEN)

la pesca de grandes presas marinas y muchos investigadores creen que se fabricaron las primeras embarcaciones de la historia con troncos y maderas (aunque no se ha conservado ninguna).

8.5. La Prehistoria reciente: Mesolítico y Neolítico (Modo técnico 5)

El **Mesolítico** recoge la transición en Europa de los conjuntos finales Magdalenienses a los ya propiamente atribuibles al Neolítico. Constituyen sociedades de cazadores-recolectores adaptados a un cambio en el aprovechamiento de los recursos que anteceden los

modos de producción agrícolas y ganaderos. El Mesolítico comienza inmediatamente tras la deglaciación y conlleva la instalación de sociedades paleolíticas con una cierta ubicación territorial (poblados). El yacimiento de Göbekli Tepe (c. 11,3 ka BP; Norte de Turquía) documenta las primeras manifestaciones megalíticas (Templos circulares) realizadas por sociedades cazadoras-recolectoras relacionadas con el inicio de este tránsito hacia el Neolítico (Scham, 2008; Fig. 11).

Desde el punto de vista lítico el Mesolítico/Epipaleolítico se caracteriza por una clara diversificación de las expresiones industriales tales como: (1) la continuidad, la acentuación

del microlitismo; (2) la aparición de conjuntos expeditivos; y (3) la paulatina incorporación del utillaje pulimentado (abrasionado), que se generalizarán posteriormente durante el Neolítico. Esto ocurre en la Península Ibérica desde hace unos 8.000 años BP. No obstante, el Neolítico (*sensu stricto*) no se instala en la Península Ibérica hasta aproximadamente el 5.500 AC. Durante este periodo se produce una clara regionalización de las expresiones industriales, resultado de una diversidad de aprovechamientos. Un ejemplo es el Aziliense, que presenta una clara continuidad respecto al Magdaleniense, o el denominado Mesolítico de muescas y denticulados o Macrolítico (Fig. 11), cuya expresión industrial dominada por cepillos, muescas y denticulados rompe claramente con las tradiciones del Paleolítico superior final y antecede claramente al Neolítico (Álvarez Alonso, 2008). En este periodo se documenta la presencia de hachas, azuelas, molinos, microlitos en laminillas y lascas, una reducción de los útiles en hueso y la aparición de una panoplia de nuevos elementos en madera y fibras vegetales tales como el arco y la flecha bien documentados en yacimientos como La Draga en Girona (Palomo *et al.*, 2014).

El **Neolítico**, supondrá la asunción de los estilos de vida aldeano en todo su significado (Rojo *et al.*, 2012). Se producirán cambios a nivel tecnológico (ya anunciados durante el Mesolítico), como el utillaje relacionado con la urdimbre, la agricultura y la tala de arbolado, el trabajo de la madera, etc. En este periodo se identifica el comienzo de las economías de producción como la agricultura o la ganadería, en un lento proceso de domesticación de especies vegetales y animales, la navegación (constatada) y fundamentalmente la aparición y desarrollo de la alfarería. En la Península Ibérica, el Neolítico se desarrolla entre c. 7.500 BP y 5.000 BP (Menéndez Fernández, 2013), siendo el primer punto de penetración la costa mediterránea y en concreto el NE, también posiblemente a través de los Pirineos. A partir del 6000 BP (c. 4.000 AC) tiene lugar la fase que se denomina el Neolítico Pleno, y se extienden las técnicas de pro-

ducción neolíticas (agricultura y ganadería) al interior de la Península, fundamentalmente a lo largo del valle del Ebro. Se forman nuevos asentamientos, y ya verdaderos poblados en las dos mesetas. Los asentamientos ya no se sitúan en zonas montañosas, sino en tierras fértiles y llanas, se abandonan progresivamente las cuevas, se forman verdaderos poblados y se construyen las primeras necrópolis. Este Neolítico final antecede las primeras manifestaciones megalíticas y la paulatina jerarquización de los grupos sociales. Ejemplos los tenemos a lo largo de toda la cornisa cantábrica y estribaciones de Pirineos. En el sur resaltan los ejemplos en de los Dólmenes de Menga (Málaga) o Los Millares (Almería). En Portugal existen más de 2000 ejemplos, aunque en la zona centro peninsular los ejemplos son algo más escasos (Fig. 13).

Después de este periodo comienza la **Edad de los metales** y con ella el **Calcolítico**, con el que empiezan a desarrollarse las primeras concentraciones de carácter verdaderamente protourbano. Este es el caso de Los Millares en Almería, que se desarrolla entre aproximadamente 5.100 y 4.200 BP (3.100 - 2.200 AC) y en sus últimas fases introduce la cultura del Vaso Campaniforme (Fullola y Nadal, 2005). En el centro de La Península, entre otros grandes poblados, tendríamos el ejemplo del Camino de las Yeseras (Madrid) fechado entre el 4600 y el 3900 BP. La **Edad del Bronce** se desarrolla a partir de aproximadamente el 3.700 BP y en todo el SE de la Península se desarrolla la cultura “Argárica”, en el centro el denominado “Bronce Manchego” o en Baleares la cultura “Talayótica”. El Bronce culmina con una gran crisis climática y de población alrededor de finales del segundo milenio antes de Cristo (c. 1.100 AC). Todo ello es el germen del surgimiento de las élites, de la segmentación política peninsular, y del aumento de las concentraciones urbanas que se producen durante la posterior **Edad del Hierro** (Fig. 11). Todo este proceso se solapa con el comienzo de la colonización de las costas de la Península por fenicios, romanos y cartagineses (fundación de Cádiz; Gades, c.1140 AC) y el desarrollo de las culturas Tartésica, Íbera y Celta en la Pe-

nínsula. Durante este periodo (c. 800 AC) se introduce la metalurgia del hierro en la Península por parte de los pueblos colonizadores. Esta Edad del Hierro en la Península comienza en el 800 AC y finaliza en el 218 AC con la colonización romana de Hispania (Segunda Guerra Púnica). A partir de este momento se entra en el periodo propiamente histórico de la Península Ibérica y finaliza la prehistoria, que cuenta con alternancia de periodos cálidos (Cálido Ibero-Romano y Cálido Medieval) y periodos fríos, como la Pequeña Edad de Hielo (Fig. 11).

9. El Periodo Cuaternario en la Península y la instalación de la red de drenaje

El Periodo Cuaternario en la Península Ibérica se caracteriza por la instalación definitiva de la red de drenaje fluvial actual. Los ríos Ebro, Tajo, Duero, Guadiana, Guadalquivir y Miño excavan sus valles. En el caso de los ríos Ebro, Tajo y Duero la instalación de la red fluvial ocasiona el drenaje y apertura de las antiguas cuencas neógenas (de carácter lacustre) que ocupaban el interior de la Península. En la mayoría de las cuencas neógenas, el tránsito del endorreísmo al exorreísmo se asocia a los extensos piedemontes aluviales denominados “Rañas” o formaciones similares (Martín Serrano, 1991). La síntesis de datos geocronológicos sobre terrazas fluviales en el sector central de la Península (cuencas del Tajo y Duero) realizada por Silva *et al.* (2017), indica que la formación de la “Raña” finalizó a inicios del Gelasense, hace aproximadamente unos 2,4 Ma (Fig. 13). El encajamiento de la red de drenaje en estos piedemontes produce los primeros sistemas de terraza, derivados de la propia raña, denominados rañizos, que se sitúan entre los +200 y +155 m (5 terrazas encajadas) sobre el cauce actual de los ríos en la Cuenca del Tajo. Este proceso se prolonga hasta hace 1,9 – 2,1 Ma (pre-Olduvai) cuando se produce la captura efectiva de las antiguas cuencas lacustres neógenas por parte de la red de drenaje atlántica como consecuencia de la progresiva bajada del nivel del mar con la que se inicia el Cuaternario (Silva

et al., 2017). De esta forma el inicio del Cuaternario en el interior de la Península Ibérica responde a la formación y disección inicial de las rañas (Fig. 13), formaciones antiguamente consideradas como plio-pleistocenas (Martín Serrano, 1991; Bardají *et al.*, 2000).

A partir del Calabriense, la sucesión de periodos cálidos y fríos, con las correlativas bajadas y subidas del nivel del mar, da lugar a la generación de valles y terrazas fluviales “sensu stricto” (post-rañizos) que se prolonga durante todo el Pleistoceno (Fig. 13). En las cuencas del Tajo y Duero se registran un número máximo de 17 terrazas fluviales s.s. desde los +145 m hasta las llanuras de inundación actuales, que junto con los rañizos (entre +200 y +155 m), completan un número máximo de 22 niveles de encajamiento fluviales y aluviales (Silva *et al.*, 2017). Éstas constituyen el archivo más importante donde se registran las industrias líticas y restos de vertebrados fósiles más representativos del Periodo Cuaternario en el interior de la Península (Panera *et al.*, 2014; Silva *et al.*, 2017). Otros archivos fósiles excepcionales los constituyen el conjunto de cavidades kársticas (cuevas y simas) que jalonan las cordilleras Cantábrica e Ibérica, así como otros muchos relieves calizos que se reparten por nuestra geografía. En la cuevas, además, se ha producido la conservación de excepcionales restos fósiles del género *Homo*, como es el caso del *H. antecessor* y *H. heidelbergensis* en el Sistema de Yacimientos de la Sierra de Atapuerca (Burgos; Aguirre, 2002) o del *H. neanderthalensis* en las cuevas de El Sidrón (Asturias; Rosas *et al.*, 2016) y las cavidades del Peñón de Gibraltar (Finlayson *et al.*, 2006). En los sistemas kársticos que se reparten a lo largo de la Cordillera Cantábrica aparecen además excelentes testimonios de fósiles humanos correspondientes a *H. sapiens* (hombre moderno), ligados a industrias del Paleolítico superior en general correspondientes al Auriñaciense, Gravetiense y Solutrense (Jordá Pardo, 1995; Aguirre 2002). Ligados a estos mismos sistemas kársticos aparecen además excelentes testimonios del arte rupestre paleolítico, como el caso de la Cueva de Altamira (Santander), considerada

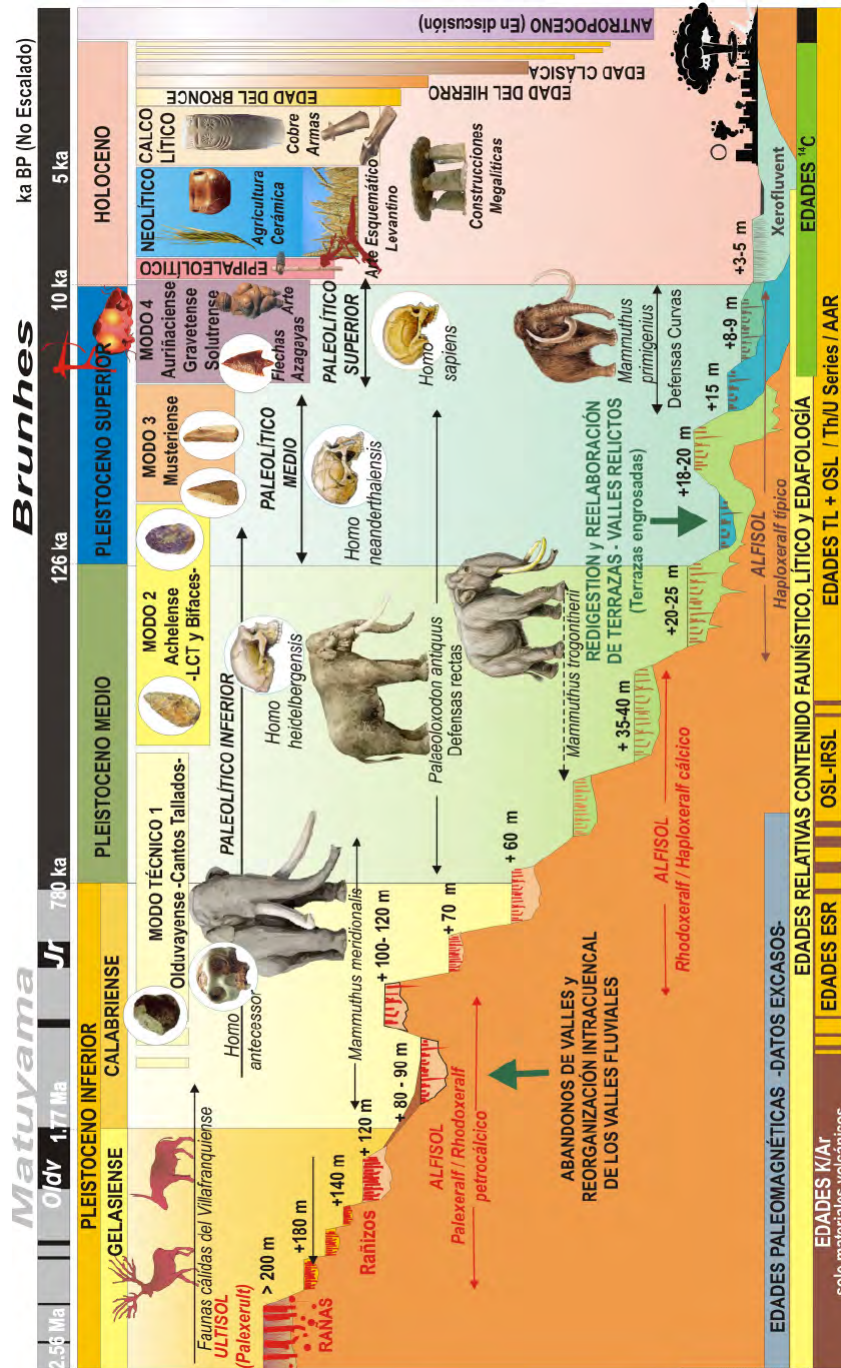


Figura 13. Síntesis del registro geológico, geomorfológico, edafológico, faunístico, lítico y paleoantropológico del Periodo Cuaternario en los valles del centro de la Península Ibérica. En la zona superior se muestran la escala paleomagnética y los periodos prehistóricos convencionales. En la parte inferior se muestra el rango de los métodos de datación más comunes utilizados para establecer las cronologías durante el Periodo Cuaternario. AAR (Amino Acid Racemization); ESR (Electro Spin Resonance); OSL (Optical-Stimulated Luminescence); IRSL (Infrared Stimulated Luminescence); C^{14} (Carbono 14; solo en carbonatos orgánicos — conchas — huesos y materia vegetal fosilizada, como carbonos). Th/U (Series Uranio/Torio; solo en carbonatos, corales, gasterópodos, espeleotemas, calcretes); K/Ar (Potasio/Argón; solo en materiales volcánicos y niveles de ceniza volcánica) (Roquero et al., 2015).

Figure 13. Chart summarizing the geological, geomorphological, pedological, faunal, prehistorical (lithics) and paleoanthropological records of the Quaternary Period within the main river valleys at Central Spain. The upper zone of the chart display the paleomagnetic scale and the conventional prehistorical periods. The lower zone of the chart illustrate the usual temporal ranges of the most common dating methods using for the establishment of the Quaternary geochronology: AAR (Racemization of Amino Acids); ESR (Electro Spin Resonance); OSL (Optical Spin Resonance); IRSL (Infrared Stimulated Luminescence); TL (Thermoluminescence); ^{14}C (Radiocarbon; only for organic carbonates —shells—, bones and carbonized organic matter —charcoal, ashes—). Th/U (Thorium/Uranium series; only for carbonates, corals, gastropods, speleothems, calcretes); K/Ar (Potassium/Argon; only for volcanic materials and volcanic ash levels) (Roquero et al., 2015).

la “*Capilla Sixtina*” del arte rupestre en Europa (Fig. 13).

El tránsito Pleistoceno inferior-medio se identifica por la inversión magnética Matuyama-Brunhes (c. 0.78 Ma) en los niveles de terraza de los valles fluviales más importantes. En la zona central de la Península esta se ubica en los niveles de terraza de + 60-64 m (Pérez González *et al.*, 2013), mientras que en la Depresión del Guadalquivir se registra en niveles fluviales algo más altos de c. + 80 m (Baena *et al.*, 2005).

Durante el Pleistoceno medio, los periodos glaciares cuaternarios esculpieron impresionantes valles y circos glaciares en los sistemas montañosos más importantes de la Península, siendo los Pirineos, Cordillera Cantábrica y Sistema Central los lugares donde se desarrollan los paisajes glaciares pleistocenos más significativos de nuestro territorio. En la Cordillera Bética (Sierra Nevada, Granada) se registra el sistema glaciar más meridional del continente europeo. Las formas y depósitos glaciares mejor conservados y con una extensa distribución geográfica datan de la Última Glaciación (Würm), cuyo máximo tuvo lugar, aproximadamente, hace entre 26.000 y 22.000 años BP en el sector central de la Península (Carrasco *et al.*, 2015). En las zonas litorales, las diferentes subidas y bajadas del nivel del mar durante el Cuaternario han dejado su registro en diferentes sistemas de terrazas marinas (antiguas playas elevadas), socaves y en los espeleotemas freáticos desarrollados en las cuevas litorales. Su estudio en el litoral del Sur y Sureste de la Península, Islas Baleares y Canarias ha servido para el establecimiento de variaciones climáticas y del nivel del mar ocurridas a lo largo del Cuaternario, dentro de un marco cronológico apoyado no sólo en la estratigrafía sino también en los datos obtenidos mediante el uso de varios métodos de datación (Zazo, 2015). De especial importancia son los resultados conseguidos en relación con los cambios bruscos y rápidos del nivel del mar y climáticos que se sucedieron durante el último periodo interglaciar (126 – 77 ka BP) que han servido para

indicar cómo dichos cambios no son exclusivos de periodos glaciares, sino que también suceden de forma natural durante los periodos “cálidos” interglaciares.

Frente a la costa peninsular, el registro sedimentario obtenido a partir de los sondeos oceánicos profundos en el Margen Ibérico, Golfo de Cádiz y Mar de Alborán permite correlacionar las variaciones climáticas (atmosféricas y oceánicas) con aquellas registradas en los sondeos en hielo y oceánicos en las altas latitudes del hemisferio norte (p. ej. Roucoux *et al.*, 2006). Estos datos climáticos se refieren fundamentalmente a la parte final del Pleistoceno superior y Holoceno, generalmente los últimos 300 ka. Estudios de similares características en áreas lacustres postglaciares en zonas montañosas (Pirineos, Sanabria, etc.; González-Sampériz *et al.*, 2016) y en la Meseta (Tablas de Daimiel, Campos de Calatrava; Vegas *et al.*, 2010; Santiesteban *et al.*, 2016) permiten un análisis más detallado de tales variaciones climáticas durante la parte final del Pleistoceno superior y Holoceno en base a su comparación con sondeos marinos y en hielo de referencia. Más recientemente, el estudio de las fases de crecimiento de espeleotemas permite estudios de alta resolución de tales variaciones climáticas para periodos temporales muy cortos.

10. La Estratégica posición de La Península y los registros litorales

La Península Ibérica por su especial situación geográfica, a caballo entre África y Eurasia y zona de conexión Atlántico-Mediterránea, se ofrece como una inmejorable área estratégica, sensible a las repetidas oscilaciones climáticas cuaternarias, donde llevar a cabo el estudio del periodo más reciente de la historia geológica de nuestro Planeta. Una faceta particular de la geología y geomorfología del Cuaternario en España es la extensión y diversidad de ambientes litorales a lo largo de sus aproximadamente 8.000 km de línea de costa en la Península y Archipiélagos Balear y Canario (Gutiérrez *et al.*, 2013). Como

se ha mencionado anteriormente, un hecho significativo es la presencia de secuencias de terrazas marinas y abanicos aluviales bien preservadas afectadas por procesos de elevación tectónica y actividad tectónica reciente. Estos constituyen unos excelentes registros de las variaciones del nivel del mar durante el Pleistoceno medio y superior, representando valiosos marcadores de la actividad tectónica cuaternaria (p. ej. Zazo *et al.*, 1993; 2013; Silva *et al.*, 2003; Rodríguez-Vidal *et al.*, 2004).

La geomorfología del litoral mediterráneo peninsular y balear se encuentra particularmente determinada por las áreas que han sufrido procesos de elevación o subsidencia tectónica y el carácter micromareal (rango inferior a los 50 cm) del mismo. Las áreas subsidentes están caracterizadas por la presencia de lagos litorales y lagoons asociados a sistemas de barras, flechas litorales, sistemas dunares desarrollados desde la denominada transgresión flandriense (c. 6,5 ka) en relación con sistemas progradantes de cordones de playa y eólicos (Goy *et al.*, 2003; Bardají *et al.*, 2011). Los sectores donde predomina la elevación tectónica se encuentran dominados por secuencias escalonadas de terrazas marinas y abanicos aluviales, muy a menudo asociados a acantilados rocosos de diferente entidad. En estas costas también es característico el desarrollo de deltas relacionados con la progradación de los sistemas fluviales a partir de la transgresión flandriense (Gutiérrez *et al.*, 2013). Por el contrario, en las costas atlánticas del Golfo de Cádiz se desarrollan importantes estuarios y marismas asociadas a los sistemas fluviales más importantes (Guadalquivir, Guadiana, Tinto, Odiel, etc.), parcialmente cerrados por flechas litorales de importantes dimensiones (c. hasta 30 km de longitud), como las de Doñana, Isla Cristina, El Rompido, etc. (Borja *et al.*, 1999; Zazo *et al.*, 2013; Zazo, 2015). Por último, las costas atlánticas del litoral gallego y cantábrico se encuentran caracterizadas por el desarrollo de “rías” (antiguos valles fluviales sumergidos) y estuarios separados por acantilados rocosos, que en muchas ocasiones desarrollan secuencias escalonadas de “rasas” (Pagés-Valcarlos,

2000; Flor y Flor Blanco, 2006). Las rasas se interpretan como plataformas de abrasión costeras, elevadas y colgadas sobre el nivel del mar desde unas pocas decenas hasta algunas centenas de metros (Álvarez-Marrón *et al.*, 2008). Seguramente se encuentran elevadas como consecuencia del proceso de descarga isostática erosiva del conjunto de la Cordillera Cantábrica, a cuyo pie se adosan a modo de piedemonte litoral a menudo cubierto por una fina capa de depósitos aluviales o eólicos. En particular, es a lo largo de esta costa donde aparecen los yacimientos paleoantropológicos y pinturas rupestres más importantes y numerosos de la Península Ibérica, y es también en esta costa donde se sitúa uno de los lugares seleccionados para situar el estratotipo del Antropoceno, la última y más reciente época del Cuaternario (Cearreta, 2016).

11. Los registros recientes de tectónica y vulcanismo cuaternarios en España

Pero el Periodo Cuaternario en España no ha sido una simple sucesión de cambios climáticos globales, sino que otros procesos geológicos de carácter energético han modelado el paisaje e influido en su evolución. Vulcanismo y Sismicidad (terremotos) han salpicado el Periodo Cuaternario en la Península aunque concentrados en regiones geográficas muy específicas. La sismicidad cuaternaria, como la actual, tuvo especial repercusión a lo largo de la Cordillera Bética y, en menor medida, en Pirineos. La Paleosismología, ciencia arraigada en los estudios del Cuaternario, descifra la actividad de las fallas cuaternarias con visos a establecer su comportamiento a largo plazo (periodos de recurrencia de terremotos) y el impacto de las mismas sobre las zonas montañosas y sectores litorales a los que afectaron (Silva y Rodríguez-Pascua, 2016). La Península Ibérica registra el único tsunami histórico reciente de envergadura catastrófica del que se tiene noticia en Europa: El Terremoto-Tsunami de Lisboa de 1755 AD. Este tsunami devastó las costas del Golfo de Cádiz (litorales de Huelva y Cádiz donde las olas alcanzaron un máximo de 9-10 m (Lario y Bardají, 2016). La

actividad volcánica cuaternaria se concentra en las regiones de Murcia y Almería al inicio del Cuaternario, aunque manifestaciones más recientes (c. 1 Ma) han dejado paisajes volcánicos significativos en las zonas de Olot (Girona) y Campos de Calatrava (Ciudad Real).

No obstante, el territorio volcánico español por excelencia lo constituyen las siete islas del Archipiélago Canario. La mayor de todas ellas, Tenerife, posee la cumbre de España, que no es otra que el Pico del Teide (3.718 m de altitud), un impresionante estratovolcán de edad enteramente cuaternaria. Las islas más occidentales, La Palma y El Hierro, emergieron y evolucionaron enteramente durante el Periodo Cuaternario, la última tan sólo hace unos 800.000 años. La actividad volcánica en estas islas es importante y muy reciente; el volcán del Teneguía (Sur de La Palma) se formó durante una erupción en el año 1971 AD, la última erupción volcánica importante registrada en nuestro territorio, aunque, más recientemente asistimos a la erupción volcánica submarina de la Isla de El Hierro durante los años 2011-2012 (Pérez-Torrado y Carracedo, 2016). Un paseo por cualquiera de las islas mencionadas nos puede dar una idea del poder de los procesos geológicos en el modelado del paisaje durante el Periodo Cuaternario. Profundos barrancos, deslizamientos en masa gigantes, tsunamis, erupciones volcánicas y cambios del nivel del mar se han conjugado con los cambios climáticos globales para formar en esas islas laboratorios geológicos excepcionales en los cuales estudiar los procesos cuaternarios.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución de la Asociación Española para el Estudio del Cuaternario (AEQUA) para la difusión de los conocimientos, en mayor o menor medida, actualizados sobre algunas de las diversas ciencias que aglutina el estudio del Periodo Cuaternario. La confección del presente “trabajo de revisión” ha sido parcialmente financiada por los proyectos de investigación MINECO-FEDER:

CGL2015-67169-P (USAL); CGL2015-69919-R (UAH); HAR2013-48784-C3-3-P y HAR2016-76760-C3-2-P (UAM); CGL2016-75109-P (MNCN-CSIC); CGL2013-41083-P y Ayuda Grupos de Investigación del Gobierno Vasco IT976-16 (UPV/EHU). Los autores están agradecidos a tres revisores anónimos, cuyas sugerencias y comentarios han ayudado a mejorar el manuscrito original de este trabajo.

Bibliografía

- Aguirre, E. (1989). Vertebrados del Pleistoceno continental. En: *Mapa del Cuaternario de España Escala 1:1.000.000*. (Pérez-González, A., Cabra, P., Martín-Serrano, A., Eds.). Instituto Tecnológico Geominero de Madrid, ITGE, Madrid, pp. 47-69.
- Aguirre, E. (2002). Human Fossils (The Quaternary). En: *Geology of Spain* (W. Gibbons, T. Moreno, Eds.). Geol. Soc. London, London UK. pp. 358 -366.
- Aguirre, E.; Pasini, G. (1985). The Pliocene-Pleistocene boundary. *Episodes*, 8, 116-120.
- Altuna, J. (2002). Los animales representados en el arte rupestre de la Península Ibérica. Frecuencias de los mismos. *Munibe (Antropología-Arkeología)*, 54, 21-33.
- Álvarez Alonso, D. (2008). La cronología del tránsito Magdaleniense/Aziliense en la región cantábrica. *Complutum*, 19 (1), 67-78.
- Álvarez-Marrón, J.; Hetzel, R.; Niedermann, S.; Menéndez, R.; Marquinez, J. (2008). Origin, structure and exposure history of a wave-cut platform more than 1 Ma in age at the coast of Northern Spain: a multiple cosmogenic nuclide approach. *Geomorphology*, 93, 316-334. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.03.005>
- Álvarez Sanchís, J.R.; Hernández, A. (2010). *Apuntes de Prehistoria*. UCM, Madrid, 24 pp.
- Baena, R.; Fernández, J.J.; Guerrero, I. (2005). Secuencia paleomagnética y paleolítica del cuaternario del bajo Guadalquivir: Actualización y nuevos resultados. En: *Cuaternario Mediterráneo y Poblamiento de homínidos* (J. Rodríguez-Vidal et al., Eds.). Actas VI Reunión de Cuaternario Ibérico. AEQUA, Gibraltar Museum. pp 35 - 37.
- Baena, J.; Carrión, E.; Cuartero, F.; Fluck, H. (2012). A chronicle of crisis: The Late Mousterian in north Iberia (Cueva del Esquilieu, Cantabria, Spain). *Quaternary International*,

- 247, 199-211. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.07.031>
- Baena, J.; Ortiz, I.; Torres, C.; Báñez, S. (2015). Recycling in abundance: re-use and recycling processes in the lower and middle paleolithic contexts of the central Iberian Peninsula. *Quaternary International*, 361, 142-154. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.07.007>
- Bardají, T.; Goy, J.L.; Zazo, C. (2000). El Límite Plio-Pleistoceno en España: un debate todavía abierto. *Cuaternario y Geomorfología*, 14 (1-2), 77-92.
- 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 the OIS 5 in the western Mediterranean (Spain). *Geomorphology*, 104, 22 - 37. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.05.027>
- Bardají, T.; Zazo, C.; Lario, J.; Goy, J.L.; Cabero, A.; Dabrio, C.J.; Silva, P.G. (2011). Las Dunas costeras del Presente y último Interglaciario en Málaga, Almería y Murcia. En: *Las Dunas en España* (E. Sanjaume; F.J. Gracia, Eds.). SEG, Madrid, pp.331-357.
- Bartoli, G.; Sarnthein, M.; Weinelt, M.; Erlenkeuser, H.; Garbe-Schönberg, D.Y.; Lea, D. (2005). Final closure of Panama and the onset of northern hemisphere glaciations. *Earth and Planetary Science Letters*, 237, 33-44. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.06.020>
- Bender, M.L.; Fairbanks, R.G.; Taylor, F.W.; Matthews, R.K.; Goddard, J.G.; Broecker, W.S. (1979). Uranium-series dating of the Pleistocene reef tracts of Barbados, West Indies. *Geological Society of America Bulletin*, 90 (1), 577-594. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1979\)90<577:UDOTPR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1979)90<577:UDOTPR>2.0.CO;2)
- Berger, A. (1978). Long-Term variations of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements. *Quaternary Research*, 9, 139-167. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(78\)90064-9](https://doi.org/10.1016/0033-5894(78)90064-9)
- Berger, A.; Loutre M.F. (1991). Insolation values for the climate of the last 10 million of years. *Quaternary Sciences Review*, 10, 297-317. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(91\)90033-Q](https://doi.org/10.1016/0277-3791(91)90033-Q)
- Berger, G.W.; Pérez-González, A.; Carbonell, E.; Arsuaga, J.L.; Bermúdez de Castro, J.M.; Ku, T.L. (2008). Luminescence chronology of cave sediments at the Atapuerca paleoanthropological site, Spain. *Journal of Human Evolution*, 55, 300 - 311. <https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2008.02.012>
- Blain, H. A.; Panera, J.; Uribe Larrea, D.; Rubio-Jara, S.; Pérez-González, A. (2012). Characterization of a rapid climate shift at the MIS 8/7 transition in central Spain (Valdecarros II, Madrid) by means of the herpetological assemblages. *Quaternary Science Reviews*, 47, 115-134. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.05.021>
- Bloom, A. L.; Broecker, W.S.; Chappel, J.M.; Mathews, R.K.; Mesolella, K.J. (1974). Quaternary Sea Level Fluctuations on a Tectonic Coast: New 230Th/234U Dates from the Huon Peninsula, New Guinea. *Quaternary Research*, 4, 185-205. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(74\)90007-6](https://doi.org/10.1016/0033-5894(74)90007-6)
- Bond, G. (1997). A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science*, 278, 1257-1266. <https://doi.org/10.1126/science.278.5341.1257>
- Bond, G.; Broecker, W.S.; Johnsen, S.J.; McManus, J.; Labeyrie, L.; Jouzel, J.; Bonami, G. (1993). Correlations between Climate Records from North Atlantic Sediments and Greenland Ice. *Nature*, 365, 143-47. <https://doi.org/10.1038/365143a0>
- Bordes, F. (1961). *Typologie du Paléolithique ancien et moyen*. Imprimeries Delmas, Burdeos (France). 266 pp.
- Borja, F.; Zazo, C.; Dabrio, C.J.; Díaz del Olmo, F.; Goy, J.L.; Lario, J. (1999). Holocene eolian phases and human settlements along the Atlantic coast of southern Spain. *The Holocene*, 9, 333-339. <https://doi.org/10.1191/095968399668924476>
- Bridgland, D.R.; Antoine, P.; Limondin-Lozouet, N.; Santisteban, J.I.; Westaway, R.; White, M.J. (2006). The Palaeolithic occupation of Europe as revealed by evidence from the rivers: data from IGCP 449. *Journal of Quaternary Science*, 21, 437-455. <https://doi.org/10.1002/jqs.1042>
- Broecker, W.S. (2006). Was the Younger Dryas Triggered by a Flood?. *Science*, 312 (5777), 1146-1148. <https://doi.org/10.1126/science.1123253>
- Buchanan, B.; Collard, M.; Edinborough, K. (2008). Paleoindian demography and the extraterrestrial impact hypothesis. *Proceedings National Academy of Sciences USA*, 105 (33), 11651-4. <https://doi.org/10.1073/pnas.0803762105>
- Bunch, T. E.; Hermes, R.B.; Moore, A.M.T.; Kennett, D.J.; Weaver, J.C.; Wittke, J.H.; DeCarli, P.S.; Bischoff, J.L.; Hillman, G.C.; Howard, G. A.; Kimbel, D.R.; Kletetschka, G.; Lipo, C.P.; Sakai, S.; Revay, Z.; West, A.; Firestone, R.B.;

- Kennett, J.P. (2012). Very high-temperature impact melt products as evidence for cosmic airbursts and impacts 12,900 years ago. *Proc. Nat. Acad. Sciences (PNAS)*, 109 (28), E1903-E1912. <https://doi.org/10.1073/pnas.1204453109>
- Carrasco, R.M.; Pedraza, J.; Domínguez-Villar, D.; Villa, J.; Willenbring, J.K. (2013). The plateau glacier in the Sierra de Bejar (Iberian Central System) during its maximum extent. Reconstruction and chronology. *Geomorphology*, 196, 83-93. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.03.019>
- Carrasco, R.M.; Pedraza, J.; Domínguez-Villar, D.; Willenbring, J.; Villa, J. (2015). Sequence and chronology of the Cuerpo de Hombre paleo-glacier (Iberian Central System) during the last glacial cycle. *Quaternary Science Reviews*, 129, 163-177. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.09.021>
- Cearreta, A. (2015). La definición geológica del Antropoceno según el Anthropocene Working Group (AWG). *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 23, 263-271.
- Cearreta, A. (2016). El Antropoceno y los pasos necesarios para su posible formalización tras el 35º Congreso Geológico Internacional (2016). *Cuaternario y Geomorfología*, 29 (3-4), 5-8.
- Clark, G. (1977): *World Prehistory in new perspective* (3rd Edition). Cambridge University Press. Cambridge (UK). 157 pp.
- Clark, P.U.; Archen, D.; Pollard, D.; Blum, J.D.; Rial, J.A.; Brovkin, V.; Mix, A.C.; Pisisas, N.G.; Roy, M. (2006). The mid-Pleistocene transition: characteristic mechanisms and implications for long-term changes in atmospheric pCO₂. *Quaternary Science Reviews*, 25, 3150-3184. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.07.008>
- Crutzen, P.J.; Stoermer, E.F. (2000). The Anthropocene. *Global Change Newsletter*, 41, 17-18.
- Cita, M.B. (2008). Summary of Italian marine stages of the Quaternary. *Episodes*, 31, 251-254.
- Cita, M.B.; Pillans, B. (2010). Global stages, regional stages or no stages in the Plio/Pleistocene. *Quaternary International*, 219, 6-15. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2009.07.030>
- Cohen K.M.; Gibbard, P. (2011). *Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years v. 2011*. Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy), Cambridge, England. Disponible en <https://quaternary.stratigraphy.org/charts/>
- Cortés-Sánchez, M.; Morales-Muñiz, J.; Simón-Vallejo, M.D.; Lozano-Francisco, M.C.; Vera-Peláez, J.L.; Finlayson, C.; Rodríguez-Vidal, J.; Delgado-Huertas, A.; Jiménez-Espejo, F.; Martínez-Ruiz, F.; Martínez-Aguirre, F.; Pascual-Granged, A.J.; Bergadá-Zapata, M.M.; Gibaja-Bao, J.F.; Riquelme-Cantal, J.A.; López-Sáez, J.A.; Rodrigo-Gámiz, M.; Sakai, S.; Sugusaki, S.; Finlayson, G.; Fa, D.; Bicho, N.F. (2011). Earliest known use of marine resources by Neanderthals. *PLoS ONE*, 6(9), e24026. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0024026>
- Eddy, J. A. (1976). The Maunder Minimum. *Science*, 192. 1189-1202. <https://doi.org/10.1126/science.192.4245.1189>
- Eddy, J. A. (1983). The Maunder Minimum, a reappraisal. *Solar Physics*, 889. 195 - 207. <https://doi.org/10.1007/BF00211962>
- Emiliani, C. (1955). Pleistocene temperatures. *Journal of Geology*, 63, 538-578. <https://doi.org/10.1086/626295>
- Flor, G.; Flor-Blanco, G. (2006). Morphodynamic processes in the estuarine barrier of Guernica (Northern of Spain): problems and solutions for their management. *Journal of Coastal Research*, 48, 41-48.
- Font Tullot, I. (1988). *Historia del Clima en España: Cambios climáticos y sus causas*. Instituto Nacional de Meteorología. Madrid. 297 pp.
- Fullola, J.M.; Nadal, J. (2005). Introducción a la prehistoria. La evolución de la cultura humana (1ª Ed.). Ed. UOC. Barcelona. 65 pp.
- Finlayson, C.; Giles-Pacheco, F.; Rodríguez-Vidal, J.; Fa, D.A.; Gutiérrez-López, J.A.; Santiago, A. et al. (2006). Late survival of Neanderthals at the southernmost extreme of Europe. *Nature*, 443, 850-853. <https://doi.org/10.1038/nature05195>
- García-Díez M.; Saura P (2014). Palaeolithic art in the north of the Iberian Peninsula. World heritage. En: *Pleistocene and Holocene hunter-gatherers in Iberia and Gibraltar strait* (Sala R., Ed.). Universidad de Burgos y Fundación Atapuerca. Pp. 765. Burgos
- García-Ruiz, J.M.; Palacios, D.; González-Sampériz, P.; de Andrés, N.; Moreno, A.; Valero-Garcés, B.; Gómez-Villar, A. (2016). Evidencias de actividad glacial durante el Dryas Reciente (12,9-11,7 ka BP) en la Península Ibérica. *Cuaternario y Geomorfología*, 30 (1-2), 9-21. <https://doi.org/10.17735/cyg.v30i1-2.39250>
- Gibbard, P.L.; Head, M.J. (2009). IUGS ratification of the Quaternary system/period and the Pleistocene series/Epoch with a base at 2.58

- M.a. *Quaternaire*, 20 (4), 411- 412. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.5289>
- Gibbard, P.; Head, M.J.; Walker, M.; and the International Subcommission on Quaternary Stratigraphy (2011). Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.588 Ma. *Journal of Quaternary Science*, 25, 96–102. <https://doi.org/10.1002/jqs.1338>
- Gracia, N.; Arsuaga, J.L. (2003). Last Glaciation cold-adapted faunas in the Iberian Peninsula. En: *Advances in Mammoth Research* (J.W. Reumer, J. De Vos, D. Mol. Eds.). *DEINSEA*, 9, 159 - 169.
- González-Sampériz, P.; Valero-Garcés, B.; Moreno, A.; Jalut, G.; García-Ruiz, J.M.; Martí-Bono, C.; Delgado-Huertas, A.; Navas, A.; Otto, T.; Dedoubat, J.J. (2016). Environmental and climate change in the southern Central Pyrenees since the Last Glacial Maximum: A view from the lake records. *Catena*, 149, (3), 668-688. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.07.041>
- Goy, J.L.; Zazo, C.; Dabrio, C.J. (2003). A beach-ridge progradation complex reflecting periodical sea-level and climate variability during the Holocene (Gulf of Almería, Western Mediterranean). *Geomorphology*, 50, 251–268. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00217-9](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00217-9)
- 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 cores. *Nature*, 366, 552 - 554. <https://doi.org/10.1038/366552a0>
- Gutiérrez, F.; Harvey, A.; García-Ruiz, J.M.; Silva, P.G.; Cendrero, A. (2013). Geomorphological research in Spain. *Geomorphology*, 196, 1-12. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.12.014>
- Harmand, S.; Lewis, J.E.; Feibel, C.S.; Lepre, C.J.; Prat, S.; Lenoble, A.; Boës, X.; Quinn, R.; Bernet, M.; Arroyo, A.; Taylor, N.; Mortlock, R.A.; Wright, J.D.; Lokorodi, S.; Kirwa, C.; Kent, D.V.; Roche, H. (2015). 3.3-million-year-old stone tools from Lomekwi 3, West Turkana, Kenya. *Nature*, 521, 310–315. <https://doi.org/10.1038/nature14464>
- Hays, J.D.; Imbrie, J.; Shackleton, N.J. (1976). Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages. *Science*, 194 (issue 4270), 1121-1132. <https://doi.org/10.1126/science.194.4270.1121>
- Hearty, P.J.; Hollin, J.T.; Neuman, 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. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.06.019>
- Heinrich, H. (1988). Origin and Consequences of Cyclic Ice Rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the Past 130,000 Years. *Quaternary Research*, 29, 142-52. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(88\)90057-9](https://doi.org/10.1016/0033-5894(88)90057-9)
- Hemming, S. R. (2004). Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Reviews of Geophysics*, 42 (1), RG1003, 67 pp. <https://doi.org/10.1029/2003rg000128>
- Henshilwood, C.S.; d'Errico, F.; Yates, R.; Jacobs, Z.; Tribolo, C.; Duller, G.A.T.; Mercier N.; Sealy, J.C.; Valladas, H.; Watts, I.; Wintle, A.G. (2002). Emergence of Modern Human Behaviour: Middle Stone Age engravings from South Africa. *Science*, 295, 1278–1280. <https://doi.org/10.1126/science.1067575>
- Hillaire-Marcel, C.; Gariépy, C.; Ghaleb, B.; Goy, J.L.; Zazo, C.; Cuerda, J. (1996). U-series measurements in Thyrrenian 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)
- Jordá Pardo, F.J. (1995). El Cuaternario: Definición, Límite inferior y divisiones. *Zephyrus*, 47, 53-74
- Lario, J.; Bardají, T. (2016). Tsunamis. En: *Introducción a los Riesgos Geológicos* (J. Lario, T. Bardají, Coords.). Colección Grado, UNED, Madrid. pp 227 -244.
- Lisiecki, L.E.; Raymo, M.E. (2005). A Plio-Pleistocene Stack of 57 Globally Distributed Benthic $\delta^{18}O$ Records. *Paleoceanography*, 20, PA1003, 17 pp. <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>
- Lourens, L.J. (2008). On the Neogene-Quaternary debate. *Episodes*, 31, 239-242.
- Lunt, D. J.; Valdes, P. J.; Haywood, A. M.; Rutt, I. C. (2007). Closure of the Panama Seaway during the Pliocene: implications for climate and Northern Hemisphere glaciations. *Climate Dynamics*, 30, 1-18. <https://doi.org/10.1007/s00382-007-0265-6>
- Maroto, J.; Vaquero, M.; Arrizabalaga, A.; Baena, J.; Baquedano, E.; Jordá, J.; Juliá, R.; Montes-Barquín, R.; Van der Pitch, J.; Rasines, P.; Wood, R. (2012). Current issues in late Middle Palaeolithic chronology: New assessments from Northern Iberia. *Quaternary International*, 247, 15-25. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.07.007>
- Martín Serrano, A. (1991). La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Ma-

- cizo Hepérico en el marco de su geodinámica Alpina. *Revista Sociedad Geológica de España*, 4, 337-351.
- Maslin, M.; Seidov, D.; Lowe, J. (2001). Synthesis of the nature and causes of rapid climate transitions during the Quaternary. *Geophysical Monograph Series*, 126, 9–52. <https://doi.org/10.1029/gm126p0009>
- Menéndez-Fernández, M.; Fernández-Fernández, A.; Maillo, A.; Más, M.; Mingo, A.; Panera, J.; Quesada, J.M.; Rubio-Jara, S. (2006). *Prehistoria y Protohistoria de la Península Ibérica: Tomo I*. UNED, Madrid, España. 573 pp.
- Menéndez-Fernández, M. (Coord.). (2013). *Prehistoria reciente de la Península Ibérica*. UNED, Madrid, España. 636 pp.
- Ogg, J.G.; Ogg, G.B.; Gradstein, F.M. (2016). *A Concise Geologic Time Scale 2016* (1st Edition). Elsevier, Rotterdam, 240 pp.
- Olson, S.L.; Hearty, P.J. (2009). A sustained +21 m sea-level highstand during MIS 11 (400 ka): direct fossil and sedimentary evidence from Bermuda. *Quaternary Science Reviews*, 28 (3–4), 271–285. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.11.001>
- Pagés-Valcarlos, J.L. (2000). Origen y evolución geomorfológica de las rías atlánticas de Galicia. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13, 393–403.
- Palomo, A.; Piqué, R.; Terradas, X.; Bosch, A.; Buxó, R.; Chinchilla, J.; Saña, M.; Tarrús, J. (2014). Prehistoric occupation of Banyoles lakeshore: results of recent excavations at la Draga site, Girona, Spain. *Journal of Wetland Archaeology*, 14 (1), 58-73. <https://doi.org/10.1179/1473297114Z.000000000010>
- Panera, J.; Rubio-Jara, S.; Yravedra, J.; Hugues-Alexandre, B.; Sesé, C.; Pérez-González, A. (2014). Manzanares Valley (Madrid, Spain): a good country for Proboscideans and Neanderthals. *Quaternary International*, 326-327, 329-343. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.09.009>
- Pérez-González, A.; Gallardo-Millán, J.L.; Uribe-larrea del Val, D.; Panera, J.; Rubio-Jara, S. (2013). La inversión Matuyama-Brunhes en la secuencia de terrazas del río Jarama entre Velilla de San Antonio y Altos de la Mejorada, al SE de Madrid (España). *Estudios Geológicos* 69(1), 35-46. <https://doi.org/10.3989/egeol.40862.173>
- Pérez-Torrado, F.J.; Carracedo, J.C. (2016). Peligros Volcánicos. En: *Introducción a los Riesgos Geológicos* (J. Lario; T. Bardají, Coords.). Colección Grado, UNED, Madrid. pp 29 -56.
- Pinter, N.; Scott, A. C.; Daulton, T. L.; Podoll, A.; Koeberl, C.; Anderson, R. S.; Ishman, S. E. (2011). The Younger Dryas impact hypothesis: A requiem. *Earth Science Reviews*, 106 (3–4). 247-252. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.02.005>
- Rice, P.; Moloney, M. (2005). *Biological Anthropology and Prehistory: Exploring Our Human Ancestry*. Pearson. Boston, USA. 205 pp.
- Renault-Miskovsky, J. (1986). *L'environnement au temps de la Préhistoire*. Ed. Masson, París, 183 pp.
- Reyes, A.V.; Carlson, A.E.; Beard, B.L.; Hatfield, R.G.; Stoner, J.S.; Winsor, K.; Welke, B.; Ullman, D.J. (2014). South Greenland ice-sheet collapse during Marine Isotope Stage 11. *Nature*, 510, 525–528. <https://doi.org/10.1038/nature13456>
- Rojo, M.; Garrido, R.; García Martínez de Lagrán, I. (2012). *El Neolítico en la Península Ibérica y su contexto europeo*. Ed. Cátedra. Madrid.
- Roucoux, K.H.; Tzedakis, P.C.; de Abreu, L.; Shackleton, N.J. (2006). Climate and vegetation changes 180,000 to 345,000 years ago recorded in a deep-sea core off Portugal. *Earth and Planetary Science Letters*, 249, 307-325. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.07.005>
- Rodríguez Vidal, J.; Silva, P.G. (1999). El papel de la Geomorfología en la investigación geológica. *Cuaternario y Geomorfología*, 13 (3-4), 3-5.
- Rodríguez-Vidal, J.; Cáceres, L.M.; Finlayson, J.C.; Gracia, F.J.; Martínez-Aguirre, A., (2004). Neotectonics and shoreline history of the Rock of Gibraltar, Southern Iberia. *Quaternary Science Reviews*, 23, 2017–2019. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.02.008>
- Roquero, E.; Silva, P.G.; Zazo, C.; Goy, J.L.; Masana, J. (2015). Soil evolution indices in fluvial terrace chronosequences of Central Spain (Tagus and Duero fluvial basins). *Quaternary International*, 376, 101-113. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.11.036>
- Rosas, A. (2010). *Los Neandertales*. Ed. CSIC- La Catarata, Madrid. 135 pp.
- Rosas, A. (2016). *Los Primeros homínidos. Paleontología humana*. Ed. CSIC- La Catarata, Madrid. 127 pp.
- Rosas, A.; Estalrich, A.; García-Tabernero, A.; Hguet, R.; Lalueza-Fox, C.; Ríos, L.; Bastir, M.; Fernández-Cascón, B.; et al. (2016). Investigación paleoantropológica de los fósiles neandertales de El Sidrón (Asturias, España). *Cuaternario y Geomorfología*, 29 (3-4), 77-94. <https://doi.org/10.17735/cyg.v29i3-4.40066>

- Rubio-Jara, S.; Panera, J.; Rodríguez de Tembleque, J.; Santonja, M.; Pérez-González, A. (2016). Large flake Acheulean in the middle of Tagus basin (Spain): Middle stretch of the river Tagus valley and lower stretches of the rivers Jarama and Manzanares valleys. *Quaternary international*, 411, 349-366. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.12.023>
- Ruddiman, W.F. (2001). *Earth's Climate: past and future*. W.H. Freeman & Co. New York, USA. 465 pp.
- Sala, R. (2005). Las principales secuencias pliocuaternarias. En: *Hominidos: las primeras ocupaciones de los continentes* (E. Carbonell, Ed.). Barcelona: Editorial Ariel. pp. 135-160.
- Sala R.; Carbonell, E.; Bermúdez de Castro, J.M.; Arsuaga, J.L. (2014). *Pleistocene and Holocene hunter-gatherers in Iberia and the Gibraltar Strait: the current archaeological record*. Universidad de Burgos - on Fundación Atapuerca. Burgos, España. 765 pp.
- Santisteban, J.I.; Mediavilla, R.; Celis, A.; Castaño, S.; De la Losa, A. (2016). Millennial-scale cycles of aridity as a driver of human occupancy in central Spain? *Quaternary international*, 407, 96-109. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.02.021>
- Santonja, M.; Pérez-González, A.; Panera, J.; Rubio-Jara, S.; Méndez-Quintas, E. (2016). The coexistence of Acheulean and Ancient Middle Palaeolithic techno complexes in the Middle Pleistocene of the Iberian Peninsula. *Quaternary International*, 411 (B), 367-377. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.04.056>
- Shackleton, N. J. (1967). Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures reassessed. *Nature*, 215, 15-17. <https://doi.org/10.1038/215015a0>
- Shackleton, N. J. (1995). New data on the evolution of Pliocene climatic variability. En: *Paleoclimate and Evolution with emphasis on Humans Origins* (E. S. Vbra et al., Eds.), Yale University Press, New Haven, EEUU. pp. 242 - 248.
- Scham, S. (2008). The World's First Temple": Gobekli Tepe. *Archaeology*, 61 (6).
- Schneider, R.; Bard, E.; Mix, A.C. (2000). Last Ice Age global ocean and land surface temperatures: The EPILOG Initiative. *PAGES News*, 8, 19-21.
- Silva, P.G.; Goy, J.L.; Zazo, C.; Bardají, T. (2003). Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology*, 50, 203-225. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00215-5](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00215-5)
- Silva, P.G.; Zazo, C.; Bardají, T.; Baena, J.; Lario, J.; Rosas, A.; Van der Made, J. (2009). Tabla Cronostratigráfica del Cuaternario de la Península Ibérica (v.2). En: *O futuro do ambiente da Península Ibérica – as lições do passado geológico recente* (T. Boski, D. Moura, A. Gomes Eds.). GTPQ - CIMA - Universidade do Algarve. Faro, Portugal. pp. 259 - 263.
- Silva, P.G.; Rodríguez-Pascua, M.A. (2016). Peligrosidad y Riesgo Sísmico, Los Terremotos. En: *Introducción a los Riesgos Geológicos* (J. Lario, T. Bardají, Coords.). Colección Grado, UNED, Madrid. pp 227 -244.
- Silva, P.G.; Roquero, E.; López-Recio, M.; Huerta, P.; Martínez-Graña, A.M. (2017). Chronology of fluvial terrace sequences for large Atlantic rivers in the Iberian Peninsula (Upper Tagus and Duero basins, Central Spain). *Quaternary Science Reviews*, 166, 188-203. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.05.027>
- Soil Survey Staff (2014). *Keys to Soil Taxonomy*, 12th Edition. USDA-Natural Resources Conservation Service, Washington, DC., USA.
- Stringer, C. B.; Finlayson, J. C.; Barton, R. N. E.; Fernández-Jalvo, Y.; Cáceres, L.; Sabin, R. C.; Rhodes, E. J.; Currant, A.P.; Rodríguez-Vidal, J.; Giles Pacheco, F.; Riquelme Cantal, J.A. (2008). Neanderthal exploitation of marine mammals in Gibraltar. *Proceedings National Academy of Sciences of USA (PNAS)*, 105, 14319-14324. <https://doi.org/10.1073/pnas.0805474105>
- Toro-Moyano, I.; Martínez-Navarro, B.; Agustí, J.; Bermúdez de Castro, J.M.; Souday, C. (2013). The oldest human fossil in Europe, from Orce (Spain). *Journal of Human Evolution*, 65(1), 1-9. <https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2013.01.012>
- Vallverdú, J.; Saladié, P.; Rosas, A.; Huguet, R.; Cáceres, I.; Mosquera, M.; et al. (2014). Age and Date for Early Arrival of the Acheulian in Europe (Barranc de la Boella, la Canonja, Spain). *PLoS ONE*, 9(7). e103634. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0103634>
- Vegas, J.; Ruiz-Zapata, B.; Ortiz, J.E.; Galán, L.; Torres, T.; García-Cortés, Á.; Gil-García, M.J.; Pérez-González, A.; Gallardo-Millán, J.L. (2010). Identification of arid phases during the last 50 cal. ka BP from the Fuentillejo maar-lacustrine record (Campo de Calatrava Volcanic Field, Spain). *Journal Quaternary Science*, 25, 1051-1062. <https://doi.org/10.1002/jqs.1262>
- Walker, M.; Johnsen, S.; Rasmussen, S.O.; Popp, T.; Steffensen, J.-P.; Gibbard, P.; Hoek, W.; Lowe, J.; Andrews, J.; Björck, S.; Cwynar, L.C.; Hug-

- hen, K.; Kershaw, P.; Kromer, B.; Litt, T.; Lowe, D.J.; Nakagawa, T.; Newnham, R.; Schwander, J. (2009). Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. *Journal of Quaternary Science*, 24, 3-17. <https://doi.org/10.1002/jqs.1227>
- Wood, R.E.; Barroso-Ruiz, C.; Caparrós, M.; Jordá Pardo, J.F.; Galván Santos, B.; Higham, T.F.G. (2013). Radiocarbon dating casts doubt on the late chronology of the Middle to Upper Palaeolithic transition in southern Iberia. *Proceedings National Academy of Sciences (PNAS)*, USA, 110 (8), 2781–2786. <https://doi.org/10.1073/pnas.1207656110>
- Zalasiewicz, J.; Waters, C.N.; Williams, M.; Barnosky, A.D.; Cearreta, A.; Crutzen, P.; Ellis, E.; Ellis, M.; Fairchild, I.J.; Grinevald, J.; Haff, P.K.; Hajdas, I.; Leinfelder, R.; McNeill, J.; Odada, E.O.; Poirier, C.; Richter, D.; Steffen, W.; Summerhayes, C.; Syvitski, J.P.M.; Vidas, D.; Wagerich, M.; Wing, S.L.; Wolfe, A.P.; Zhisheng, A. (2015). When did the Anthropocene begin? A mid-twentieth century boundary level is stratigraphically optimal. *Quaternary International*, 383, 196-203. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.11.045>
- Zalasiewicz, J.; Williams, M.; Smith, A.; Barry, T.L.; Coe, A.L.; Bown, P.R.; Brenchley, P.; Cantrill, D.; Gale, A.; Gibbard, P.; Gregory, F.J.; Hounslow, M.W.; Kerr, A.C.; Pearson, P.; Knox, R.; Powell, J.; Waters, C.; Marshall, J.; Oates, M.; Rawson, P.; Stone, P. (2008). Are we now living in the Anthropocene? *GSA Today*, 18, 4-8. <https://doi.org/10.1130/GSAT01802A.1>
- Zazo, C. (2015). Explorando las costas de un pasado reciente: los cambios del nivel del mar. Discurso de Recepción como Académico de Número. Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. RAC. Madrid, 112 pp.
- Zazo, C.; Goy, J.L.; Dabrio, C.J.; Bardají, T.; Somoza, L.; Silva, P.G. (1993). The last interglacial in the Mediterranean as a model for the present interglacial. *Global and 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.; Dabrio, C.J.; Borja, F.; Goy, J.L.; Lezine, A.M.; Lario, J.; Polo, M.D.; Hoyos, M.; Boersma, J.R. (1999). Pleistocene and Holocene eolian facies along the Huelva coast (southern Spain): climatic and neotectonic implication. *Geologie en Mijnbouw*, 77, 209–224. <https://doi.org/10.1023/A:1003689518310>
- Zazo, C.; Goy, J.L.; Hillaire-Marcel, C.; Gillot, P.; Soler, V.; González-Delgado, J.A.; Dabrio, C.J.; Ghaleb, B. (2002). Raised marine sequences of Lanzarote and Fuerteventura revisited, a reappraisal of relative sea-level changes in Spain. *Quaternary Science Reviews*, 21, 2019 - 20142. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(02\)00009-4](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(02)00009-4)
- Zazo, C.; Goy, J.L.; Dabrio, C.J.; Bardají, T.; Hillaire-Marcel, C.; Ghaleb, B.; González-Delgado, J.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.; Dabrio, C.J.; Goy, J.L.; Lario, J.; Cabero, A.; Silva, P.G.; Bardají, T.; Mercier, N.; Borja, F.; Roquero, E. (2008). The coastal archives of the last 15 ka in the Atlantic-Mediterranean Spanish linkage area: sea level and climate changes. *Quaternary International*, 181, 72–87. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2007.05.021>
- Zazo, C.; Goy, J.L.; Dabrio, C.J.; González-Delgado, J.; Bardají, T.; Hillaire-Marcel, C.; Cabero, A.; Ghaleb, B.; Borja, F.; Silva, P.G.; Roquero, E.; Soler, V. (2013). Retracing the Quaternary history of sea level on Spanish Mediterranean–Atlantic coasts: a geomorphological and sedimentological approach. *Geomorphology*, 196, 36 - 49. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.10.020>