

DESARROLLO DE VEGETACIONES MEDITERRÁNEAS DURANTE EL PLEISTOCENO SUPERIOR EN EL SURESTE IBÉRICO. NUEVOS DATOS POLÍNICOS

J. S. Carrión*

Recibido: 30 mayo 1991
Aceptado: 14 noviembre 1991

ABSTRACT

Mediterranean vegetational developments during the Upper Pleistocene of S.E. Spain. New palynological data.

A palynological study is presented of Pleistocene cave deposits from Carihuela (Granada) and Beneito (Alicante). The palaeoecological sequences point to a complex period characterized by expansion of Mediterranean vegetation. Taking into account of geochronological data, industrial findings, and lithostratigraphical features, the above vegetational development is defined as a mild interpleniglacial episode.

Key words: Palaeoecology, Archaeopalynology, Upper Pleistocene, Western Mediterranean.

RESUMEN

El presente trabajo se basa en el estudio polínico de los depósitos pleistocenos de las cuevas de la Carihuela (Granada) y Beneito (Alicante). En las secuencias paleoecológicas establecidas destaca un complejo período definido por una importante extensión de los elementos florísticos que habitualmente conforman la vegetación del Mediterráneo ibérico. Tomando como puntos de referencia los datos cronométricos, los rasgos industriales y el propio contexto litoestratigráfico, este desarrollo vegetal es interpretado como la consecuencia de una mejoría climática interpleniglacial. Finalmente, se discuten tanto los argumentos revalidantes como aquellos otros que aportan elementos de disensión.

Palabras clave: Paleoecología, Palinología arqueológica, Pleistoceno Superior, Mediterráneo Occidental.

INTRODUCCIÓN

El análisis polínico de sedimentos tiene su origen en la geología del Cuaternario. La heterogeneidad metodológica evidente en la actuali-

dad ha sido modelada por la implicación sucesiva de depósitos de distinta naturaleza; consecuentemente los datos polínicos arrastran la impronta del medio sedimentario del que son extraídos. En palinología arqueológica este hecho no sólo es de fácil constatación sino que deter-

* Depto. de Biología Vegetal. Fac. de Biología. Universidad de Murcia. Campus de Espinardo, 30100 Murcia.

mina un «modus operandi» característico por la concurrencia de los intereses de otras disciplinas. Así, el énfasis dado tradicionalmente a las condiciones paleoclimáticas para explicar las características de los depósitos de cuevas y abrigos induce frecuentemente a un proceso en cadena de inferencias que, partiendo desde la zonación polínica, intenta llegar hasta la correlación climatoestratigráfica. Desde una perspectiva paleoecológica, esto supone un estímulo para intentar superar el ámbito puramente palinoestratigráfico, pero al mismo tiempo representa un peligro inherente al estudio de cualquier tanatocenosis: las conclusiones podrían ser desmedidas respecto al verdadero alcance de los datos. En este trabajo se asume que, con las precauciones oportunas, puede ser admisible practicar tanto inferencias bióticas como ambientales a partir de espectros polínicos derivados de sedimentos arqueológicos.

En la tesis doctoral del autor se llevó a cabo el análisis polínico de los depósitos paleolíticos de las cuevas de la Carihuela (Granada) y Beneito (Alicante). En el marco cronológico del Pleistoceno Superior fueron definidas diversas etapas sobre las bases de la variación vegetal. La mayor parte de los períodos supuestamente boscosos tienen como elemento arbóreo prioritario a *Pinus*, mientras que las fases de vegetación abierta contemplan la expansión única o simultánea de *Poaceae*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Asteraceae*, etc. Sin embargo, en las dos secuencias se dan indicios para sostener el desenvolvimiento de vegetaciones mediterráneas tal vez de forma coherente con una cierta mejoría térmica en la parte media del último ciclo cuaternario.

Este último hallazgo es el objeto central del presente artículo, fundamentalmente por dos razones: (1) Hasta el momento, no hay en la Península Ibérica, estudios polínicos que atestigüen con tanta claridad el desarrollo de taxa mediterráneos en una etapa equivalente. (2) La historia climática establecida entre 45.000 y 25.000 años BP parece extraordinariamente compleja, habiendo suscitado numerosas controversias. Por ello, adicionalmente a la descripción de las fases de Carihuela y Beneito evaluaremos otros argumentos que, partiendo de fuentes de información muy diversas, se hallan a favor o en contra de una progresión climática interwurmense.

METODOLOGÍA

Las muestras polínicas fueron tomadas siguiendo las indicaciones de GIRARD (1975) para depósitos arqueológicos. El tratamiento de laboratorio es una variante del método químico clásico (DIMBLEBY, 1957, 1961) encaminada a optimizar la concentración de palinomorfos (GIRARD & RENAULT-MISKOVSKY, 1969). Ocasionalmente, se han utilizado pirofosfato o hexametáfosfato sódicos para dispersar las partículas de arcilla antes del ataque con ácido fluorhídrico (BATES *et al.*, 1978). Los carbonos y ligninas han sido oxidados por diversos procedimientos (BARGHOORN, 1948; VAN CAMPO, 1950; HOFFMEISTER, 1960; BARSS & WILLIAMS, 1973; DUPRÉ, 1979; VERNAL *et al.*, 1983) pero únicamente con fines experimentales, por lo que las preparaciones así obtenidas apenas han sido utilizadas en el recuento.

La identificación de pólenes y esporas se ha efectuado por comparación con la palinoteca del Departamento de Biología Vegetal de la Universidad de Murcia. Por lo general, el recuento incluye todos los palinomorfos contenidos en una o dos preparaciones, según la riqueza polínica del sedimento. En total, para Beneito, se han determinado y contado 13.806, y para Carihuela 67.622. Asimismo, el número de tipos polínicos reconocidos globalmente ha sido de 48 en el primer caso y de 66 en el segundo.

En ambos yacimientos se trataron numerosas muestras que luego resultaron estériles. Por este motivo, la mayor parte de la secuencia del Paleolítico Superior de Cova Beneito no ha podido ser estudiada polínicamente (niveles IV a I, fig. 2). En Carihuela, este problema fue parcialmente solventado gracias a la excelente estrategia de excavación del yacimiento, la cual permitió repetir los muestreos en las unidades XI, VII y VI (fig. 1) encontrándose que las concentraciones polínicas se incrementaban hacia el área exterior de la cavidad.

Los diagramas polínicos (figs. 1 y 2) han sido elaborados siguiendo las indicaciones generales de FAEGRI & IVERSEN (1975). A cada muestra analizada le corresponde un «espectro polínico» donde figuran los diferentes porcentajes relativos. Los espectros se unen en la dirección del eje de ordenadas para constituir «curvas polínicas», las cuales son reemplazadas por series de puntos cuando los porcentajes son inferiores al 2%. Las muestras 7 y 8 de Beneito son estériles, por lo que conllevan una interrupción del diagrama (fig. 2).

Para la discusión del presente artículo se han seleccionado los dos diagramas más representativos —por su carácter sintético— de los nueve originales

de la tesis doctoral ya mencionada: CARIHUELA 2 (fig. 1) y BENEITO 2 (fig. 2). Estos dos diagramas tienen la particularidad de excluir de la suma polínica total a todos aquellos pólenes de *Asteraceae* excepto los de *Artemisia* y *Centaurea*. Dicho procedimiento, que implica la asunción de una fuerte sobrerepresentación para este grupo polínico, permite acentuar las variaciones de los restantes taxa. No obstante, los palinomorfos excluidos se representan en una columna independiente con porcentajes relativos a la nueva suma (*Asteraceae* en la fig. 1 y *Cichorioideae-Asteroideae* en la fig. 2). Por lo demás, en las columnas de la izquierda aparece la información relacionada con las industrias, litoestratigrafía y escala de profundidades; mientras que a la derecha se representa el número de muestra, la suma polínica, la curva de variación del número total de tipos polínicos identificados (taxa) y la zonación. Es importante resaltar que el diagrama de Beneito (fig. 2) se refiere a una sola sección, mientras que el de Carihuela (fig. 1) es el resultado de una correlación previa de cinco series estratigráficas (C. III cortes 1, 2 y 3; C. III A.E. cortes 1 y 3). La correspondencia de las secuencias parciales fue establecida a través de procedimientos litoestratigráficos (VEGA-TOSCANO, 1988) y más tarde confirmada palinológicamente.

RESULTADOS

LA SECUENCIA DE CARIHUELA (fig. 1)

La Cueva de la Carihuela se encuentra ubicada en la ladera septentrional del Monte del Castillo de Píñar, a unos 45 km. al NE. de Granada, altitud aproximada de 1.020 m.s.n.m. y orientación N. Fitoclimáticamente, la zona se halla dentro del piso mesomediterráneo en su horizonte superior y con un ombroclima seco (RIVAS-MARTÍNEZ, 1982, 1987, 1988). Se encuadra en la provincia corológica Bética, sector Subbético, lo cual se manifiesta en unos rasgos de continentalidad notables. El paisaje circundante está ampliamente cultivado, observándose apenas retazos de la vegetación potencial, un carrascal calcícola (*Paeonio-Quercetum rotundifoliae*) (MARTÍNEZ-PARRAS & PEINADO, 1987; RIVAS-MARTÍNEZ, 1988).

La variación vegetal que se deriva de los análisis polínicos realizados en Carihuela revela la alternancia de períodos más o menos boscosos y fases de vegetación abierta, en ocasiones salpicada por *Pinus* y *Juniperus*, únicos taxa de A.

P. cuya aparición es constante a lo largo del tramo estudiado. Los momentos con un aparente desarrollo del pinar (zonas Y, W, T y P) coinciden con la presencia o una cierta expansión de elementos mediterráneos (*Quercus* tipo *ilex-coccifera*, *Quercus faginea*, *Olea*, *Phillyrea*, *Pistacia*,...), incluso de árboles planifolios mesotermófilos (*Alnus*, *Juglans*, *Corylus*). Existen varias interpretaciones posibles para esta coincidencia. Por ejemplo, podría suponerse una generalización del proceso de sustitución vegetal que se observa en W, aduciendo diferentes ritmos sedimentarios. Sin embargo, dada la deposición estable y continua de material fino asociada a las zonas Y, T y P, ello es presumiblemente inverosímil. Por la complejidad geomorfológica y bioclimática del entorno de Carihuela, lo más probable es que, durante estos períodos aparecieran regionalmente bosques mediterráneos dispersos, pero bien estructurados, cuyos elementos mostrarían una representación polínica parcialmente colapsada por el crecimiento local abundante de *Pinus*.

Los incrementos de *Pinus* son menores durante U, S2, O2, L2 y L4, y solamente en S2, L2 y L4 parece haber un cierto resurgimiento de taxa mesotermófilos. Los períodos en los que la vegetación es abierta aparecen dominados por las gramíneas (zonas V1, S1, S3, Q, O1, O3, L1, L3 y K), por *Artemisia* (zonas Z y N), o por ambas (zonas X y M); siempre, claro está, que se acepte una manifestación polínica desmedida para las restantes asteráceas, porque, de lo contrario, éstas serían preponderantes en las fases V1 y V3, y codominantes en Z, X, Q, N, M, L3 y K. Estas formaciones herbáceas o subarborescentes suelen estar bien diversificadas y, a veces, se observa cierta conformidad entre los incrementos ocasionales de algunos grupos minoritarios de N.A.P. y la desaparición brusca de especies termófilas. Así, durante X y S1 se produce el aumento simultáneo de *Ephedra* cf. *distachya* y *Plantago*, y durante M y K el de *Centaurea*, *Ephedra* cf. *distachya*, quenopodiáceas y cariofiláceas.

La zona polínica R constituye un período singular en el contexto de la dinámica vegetal descrita. Esta fase debe suponer la dilatación de una vegetación mediterránea que puede estar relativamente retraída durante el resto de la secuencia. El bosque esclerófilo de *Quercus* cf. *rotundifolia* se muestra abierto, permitiendo el desarrollo de numerosos arbustos como

Phillyrea, *Pistacia*, *Myrtus*, *Rhamnus*, *Cistus*, ericáceas, rosáceas y, probablemente *Quercus coccifera*. Hay que hacer hincapié sobre la abundancia de *Olea*, que parece sugerir una extensión en las proximidades de la cavidad, aún teniendo en cuenta la excelente producción y dispersión de sus granos de polen (BOTTEMA, 1974; TÖRNQUIST *et al.*, 1989). Por el contrario, los análisis de superficie remiten habitualmente a un marcado déficit polínico para *Pistacia*, *Myrtus* y *Juniperus* (WRIGHT *et al.*, 1967; VAN ZEIST *et al.*, 1968). *Quercus faginea*, *Corylus avellana*, *Juglans regia* y *Fraxinus ornus* debieron aparecer en barrancos y laderas umbrosas, mientras que *Alnus*, *Betula*, *Ulmus* y *Salix* podrían asociarse a cursos de agua. La presencia de *Castanea sativa* es puntual y puede haber sido causada por aportes lejanos desde los enclaves silíceos más meridionales. No obstante, los datos sobre la capacidad de dispersión de esta especie son contradictorios (COUPEAUX, 1981; JANSSEN, 1981; VAN MOURIK, 1986). Los estratos inferiores de vegetación se hallan también altamente diversificados, aunque este incremento en el número de taxa durante la zona R podría también corresponder a una mejor preservación polínica relacionada con el concrecionamiento de la unidad litológica VIIa. La identificación de algunos pólenes adscribibles a *Pinus halepensis* confirma la mediterraneidad de este estatus vegetal. Dicha especie, junto con *Ephedra fragilis* debió limitarse a los ambientes más xéricos. No obstante numerosas investigaciones inducen a considerar que en el Mediterráneo occidental, *Pinus halepensis* no alcanzó una extensión apreciable hasta el Holoceno (VERNET, 1973; REILLE *et al.*, 1980; VERNET *et al.*, 1987). En concreto, los análisis antracológicos sobre niveles neolíticos en la Región Valenciana muestran una progresión de este pino en detrimento de *Quercus* entre 6.500 y 5.500 BP (VERNET *et al.*, 1983, 1984).

LA SECUENCIA DE BENEITO (fig. 2)

La cueva de Beneito se localiza en la vertiente meridional de la Sierra del Benicadell, en la provincia de Alicante, a una altitud aproximada de 650 m.s.n.m. y orientación W-SW. La zona se encuentra en el piso bioclimático termomediterráneo con ombroclima seco, y biogeográficamente en el sector Setabense de la

provincia Catalano-Valenciano-Provenzal (RIVAS-MARTÍNEZ, 1988). La vegetación potencial corresponde a un carrascal termófilo levantino (*Rubio-Quercetum rotundifoliae*) (COSTA, 1982, 1987), pero las condiciones locales determinan la existencia de un lentiscar edafoxerófilo con *Quercus coccifera* y *Chamaerops humilis* así como abundantes matorrales de la alianza *Rosmarino-Ericion multiflorae* (COSTA, 1987).

El diagrama de la figura 2 permite seguir, a través de la zonación propuesta, la posible evolución del paisaje vegetal dominante en la ladera meridional de la Sierra del Benicadell y zonas adyacentes.

Durante el período referido por la zona A podría deducirse el desarrollo de una formación vegetal abierta constituida por un dosel arbóreo de *Pinus* y un tapiz basal dominado por gramíneas, quenopodiáceas y, probablemente asteráceas. *Juniperus* fue importante al principio, formando parte del estrato superior o componiendo un nivel arbustivo. La abundancia de este taxón durante A1 es resaltable precisamente porque sus pólenes suelen ser deficitarios en los espectros polínicos de superficie (POTTER & ROWLEY, 1960; HEIM, 1970; PÉREZ-OBOL, 1987). Algunos factores ambientales determinantes de la asociación polínica *Juniperus-Olea*, que tiene lugar durante esta misma fase, podrían ser el carácter incipiente de los suelos, las condiciones de insolación o la propia sequía estival. Los análisis antracológicos llevados a cabo en el Sur de Francia (HEINZ, 1990) han revelado una importante fase tardiglacial de *Juniperus* en la que las oleáceas juegan un notable papel. Esta fase que, como en Beneito, precede al desarrollo de *Quercus*, es interpretada por el autor como térmicamente moderada y de cierta aridez. En los barrancos de la cara sur del macizo y en las zonas más protegidas del valle del río Agres pudo desarrollarse un carrascal precario con *Quercus* de hoja perenne, y, ocasionalmente, *Quercus faginea*, *Fraxinus ornus*, *Myrtus*, *Arbutus*, etc.

La zona polínica B aparece bien definida por la extensión de los elementos florísticos que conforman una vegetación de indudable matiz mediterráneo. El bosque de pinos sería desplazado parcialmente por un carrascal, que sigue ostentando un carácter heliófilo, y en el que los *Quercus* esclerófilos se ven acompañados por un sotobosque de *Phillyrea*, *Myrtus*, *Lonicera*.

Las figuras siguientes pg. 13-16 no se pudo escanear por su tamaño. Se encuentran disponibles en la Hemeroteca Científica. Biblioteca General - Campus de Espinardo – Murcia.

Figura 1.
DIAGRAMA POLINICO SINTETICO DE CARIHUELA.

Figura 2.
DIAGRAMA POLINICO DE BENEITO.

etc. así como por matorrales con *Ononis*, *Helianthemum*, *Cistus*, labiadas, etc. El crecimiento local de *Rhamnus* y *Phillyrea* tuvo que ser notable porque ambos suelen presentar una dispersión polínica deficiente (BOTTEMA, 1979). En los enclaves donde la humedad ambiental y la profundidad del suelo lo permitieran, crecerían *Quercus faginea*, *Fraxinus* y *Corylus*. Como ocurría en la zona R de Carihuela, la riqueza florística es mayor en estos ecosistemas que en aquellos dominados por *Pinus* o por comunidades herbáceas.

Las zonas C y D suponen un incremento global de quenopodiáceas, gramíneas, *Artemisia*, asteráceas, crucíferas y otros elementos de N.A.P. Durante la fase representada por D hay una recuperación de *Pinus*, pero los árboles y arbustos mesotermófilos dejan de aportar sus pólenes a los espectros polínicos.

DISCUSIÓN

PALEOCLIMATOLOGÍA Y MARCO CRONOLÓGICO

La reconstrucción de las condiciones paleoclimáticas bajo las cuales se produce el desarrollo de la vegetación dentro de sistemas paleoecológicos es una empresa arriesgada. La aceptación de la teoría uniformista (GOULD, 1965) y de los principios básicos del análisis polínico del Cuaternario (BIRKS & GORDON, 1985; BIRKS, 1986) induce a plantear algunas cuestiones de suma trascendencia:

Hay investigaciones que demuestran no sólo la existencia de cambios en los requerimientos ecológicos de algunos taxa a lo largo del Cuaternario (PONS & VERNET, 1971), sino también tipos de vegetación sin equivalentes modernos y sólo explicables por la intervención de un complejo de condiciones climáticas inexistente en la actualidad (KOLSTRUP, 1980; BIRKS, 1986; FRENZEL, 1987). Hay que decir que se podrían justificar las altas concentraciones polínicas de asteráceas en Beneito y Carihuela aduciendo procesos de preservación y transporte diferenciales, pero este argumento es inapropiado para explicar por qué las variaciones de este grupo son concomitantes con las de los taxa genuinamente esteparios, o por qué sus frecuencias disminuyen cuando hay una progresión de elementos termófilos. Dejando

aparte los problemas tafonómicos relacionados con este grupo, lo cierto es que la verdadera naturaleza de las formaciones herbáceas del Pleistoceno está todavía por despejar y no parece que la concepción ecológica actual de esta familia sea el punto de referencia más idóneo.

La incertidumbre que afecta a la autoecología y sinecología contemporáneas es particularmente perceptible en el ámbito mediterráneo, donde el grado de caracterización bioclimática de muchas especies y sintaxa es todavía bajo. Así, resulta complicado establecer lo que JANSSEN (1981), con sentido práctico, denominó «ecologic groups of pollen types».

En la mayor parte de los diagramas polínicos, las dificultades en la determinación taxonómica hacen que sean pocos los elementos susceptibles de traducir constantes paleoecológicas. Por ejemplo, resulta complicado descifrar el sentido de las variaciones de cariofiláceas, geraniáceas o *Centaurea* en Beneito; o el de los máximos de brasicáceas y fabáceas en Carihuela. Obsérvense también las distintas interpretaciones dadas a la presencia de *Juniperus* (NIKLEWSKI & VAN ZEIST, 1970; RENAULT-MISKOVSKY, 1972; WEINSTEIN, 1976; BIRKS & MATHEWES, 1978; VORREN, 1978; SUC 1980; PONS & QUEZEL, 1985), o de *Artemisia* (LANG, 1961; FRITZ, 1972; BEUG, 1975; VAN CAMPO, 1975; WIJMSTRA & SMIT, 1976; FRENZEL, 1978; TRIAT-LAVAL, 1978; BEHRE, 1981; BEN TIBA & REILLE, 1982; BJÖRCK & MÖLLER, 1987; VAN DER WIEL & WIJMSTRA, 1987).

Numerosos trabajos coinciden en señalar que la respuesta vegetal al cambio climático es mucho más compleja de lo que se había supuesto inicialmente. Observando las variaciones en las curvas polínicas de Carihuela se podría pensar que la vegetación circundante se ha mostrado muy sensible a los factores ambientales, especialmente en el tramo inicial Z-W, asociado a una sedimentación estable y continua. Sin embargo, algunos estudios demuestran que la reacción del tapiz vegetal a eventos climáticos de 500-1000 años puede ser excepcionalmente rápida (WEBB & BRYSON, 1972; DAVIS, 1976, 1981; HOWE & WEBB, 1983; WEBB, 1986). Además, parece obvio que en dicha respuesta pueden estar envueltos factores dinámicos (PRENTICE, 1986; RITCHIE, 1986), biogeográficos (WOODS & DAVIS, 1982; DAVIS *et al.*, 1986), edáficos (PENNINGTON, 1986) o evolutivos (SOLOMON & THARP, 1985; BRUBAKER, 1986); sin olvidar el importante papel de la histéresis (GRIMM, 1984; PAYETTE &

FILION, 1984). En concreto, la intervención de factores geomorfológicos locales es innegable en Beneito, donde el escaso desarrollo de los suelos de la vertiente meridional debe ser la causa de que en ningún momento de la secuencia, la cobertura arbórea sea elevada. Una situación parecida se vislumbra a través de los análisis polínicos holocenos efectuados en la vecina Cova de l'Or (Beniarrés, Alicante) (DUPRÉ, 1988).

Por todo lo señalado anteriormente se impone una gran cautela en la valoración de las fases climáticas de ambas secuencias.

En **Carihuela** (fig. 1) parece coherente encuadrar los aumentos importantes de *Pinus* (zonas Y, W, T, P, y en menor medida, S2, L2 y L4) dentro de un ambiente no excesivamente riguroso, tanto por la presencia de plantas termófilas como por el carácter de la microfauna asociada (RUIZ-BUSTOS & GARCÍA-SÁNCHEZ, 1977). Por otro lado, algunos rasgos sedimentarios podrían influir en la aparente sensibilidad de los espectros polínicos: origen externo de la mayor parte del relleno sedimentario, fuerte continentalidad del territorio, orientación norte y elevada altitud relativa. Las variaciones climáticas en el entorno de la cueva fueron probablemente muy bruscas, de ahí que a pesar de la incontestable mediterraneidad del área, algunas etapas como S1, N, M y K denoten los componentes clásicos de las estepas cuaternarias europeas: desaparición de árboles y arbustos, extensión de *Artemisia* y gramíneas acompañadas por *Ephedra* cf. *distachya*, plantagináceas, quenopodiáceas, *Centaurea*, etc. Asimismo, las condiciones de sedimentación recuerdan a las de origen periglacial y, desde el punto de vista de la paleontología se presentan especies criófilas como *Alloccricetus bursae*, *Microtus nivalis* o *M. arvalis*.

Por otro lado, el óptimo climático que, sin duda, tiene lugar en la zona R (unidad VIIa), se manifiesta de forma rotunda con la extensión de oleáceas y *Quercus*, así como por un aumento de la diversidad vegetal. Originalmente, esta atribución se muestra disconforme con la interpretación sedimentológica, para la cual, sin tener en cuenta la unidad XII y niveles basales de XI, el óptimo se situaría en la unidad VI, es decir, en las zonas polínicas Q-O (VEGA-TOSCANO, 1988; VEGA-TOSCANO *et al.*, 1988). Sin embargo, esta falta de acuerdo es sólo aparente porque hay un hiato claro entre VIIa y VI, el

cual debe representar el lapso cronológico durante el que se produce el lavado y entosamiento de VIIa, englobando toda la matriz y cantos depositados previamente. En otras palabras, las manifestaciones característicamente biostáticas se darían en el período que comporta la cicatriz erosiva de contacto, de modo que la unidad VI no representa más que el final de una fase interestadial compleja, con un óptimo termopluviométrico inicial (zona R) y, tal vez, diversas oscilaciones posteriores (zonas Q, P y O), siempre dentro de un ambiente templado-cálido. Esto concuerda con el hecho de que durante Q, P y O sea constante la presencia de una gran variedad de taxa mesotermófilos.

Las fechas obtenidas por termoluminiscencia (GÖKSU *et al.*, 1974; VEGA-TOSCANO, 1988) tienen un interés cronoestratigráfico limitado y solamente permiten situar la secuencia dentro del último ciclo climático cuaternario, estimándose un intervalo cronológico de unos 70.000 años entre la deposición de las unidades XI y IV. La mayoría se sitúan entre 80.000 y 13.000 años BP aproximadamente, aunque deben estar rejuvenecidas de forma sistemática (VEGA-TOSCANO, 1988).

Considerando los datos cronométricos, las características industriales (VEGA-TOSCANO, 1988, 1990) y paleontológicas (RUIZ-BUSTOS & GARCÍA-SÁNCHEZ, 1977; VEGA-TOSCANO, 1988; VEGA-TOSCANO *et al.*, 1988), así como la dinámica vegetal y sedimentaria, se puede establecer cierta homologación entre las zonas S2-O del registro polínico de Carihuela y el Interpleniglacial nordeuropeo (VAN DER HAMMEN, 1957; ZAGWIJN, 1961; VAN DER HAMMEN *et al.*, 1967; PAEPE & ZAGWIJN, 1972). En ambos casos, los períodos colindantes son de extraordinaria crudeza climática y, aún sin pretender un paralelismo estricto, no se puede negar que las etapas S1 y N-M de Carihuela tienen un significado climatoestratigráfico similar a las etapas pleniglaciales descritas en Holanda. Las correlaciones concretas para los interestadios limítrofes de Moershoofd y Denekamp (VOGEL & VAN DER HAMMEN, 1967; ZAGWIJN & PAEPE, 1968; ZAGWIJN, 1974; KOLSTRUP & WIJMSTRA, 1977) ya son más problemáticas porque se desconoce la importancia del hiato que aparece entre las unidades VI y V.

Las zonas polínicas R-O de Carihuela se ajustan relativamente bien al Interestadio Würmiense reconocido en la Cuenca de Aqu-

tania entre 43.000 y 34.000 años BP aproximadamente (LAVILLE *et al.*, 1985; DELPECH *et al.*, 1988). En función de ello, el óptimo climático, que en los yacimientos del suroeste francés origina la formación de suelos de alteración, podría ser establecido en la zona R, mientras que la etapa de coluvionamiento terminal tendría su máxima expresión en la zona P. No obstante, establecer un paralelismo «vis-a-vis» no parece tan importante como admitir que este esquema cronoclimático implica una interpretación muy amplia del Würm II-III del sistema alpino (PENCK & BRÜCKNER, 1909; EBERL, 1930; MENKE, 1972), con lo cual estamos rechazando las correlaciones de LEROF-GOURHAN (1968) y BASTIN *et al.*, (1976) con las oscilaciones de Hengelo y Les Cottés respectivamente. En cualquier caso, esta cuestión es banal si se tiene en cuenta, por un lado, el sentido convencional con el que hacemos referencia a la cronología alpina y, por otro, la necesidad de una revisión en los tipos estratigráficos que definen la mayoría de los interestadios y oscilaciones del Pleistoceno Superior europeo.

El óptimo climático de la secuencia de **Beneito** se presenta en la fase interstadial simbolizada por la zona polínica B, en la cual se registran los máximos de *Quercus*, *Olea*, *Phillyrea*, *Rhamnus*, *Helianthemum*, etc. De igual modo que en Carihuella llama la atención la abundancia de oleáceas. En la bibliografía consultada, no se han encontrado datos similares para el Mediterráneo Occidental salvo en algunos yacimientos de la Liguria italiana (CATTANI & RENAULT-MISKOVSKY, 1989) y, en menor medida, en Ramandils, Languedoc (RENAULT-MISKOVSKY, 1986). Dicha circunstancia habla en favor de la termicidad de esta fase ya que, por ejemplo, *Olea europaea* requiere actualmente una ausencia casi total de heladas invernales y no florece a temperaturas inferiores a 3°C.

En el análisis sedimentológico, los niveles XII y XI constituyen una primera unidad litoestratigráfica caracterizada por el predominio de los fenómenos de alteración sobre aquellos derivados de la meteorización física, lo cual se manifiesta no sólo en las características de la fracción gruesa sino también en la propia dinámica del carbonato cálcico dentro del estrato. Los niveles X-V, conformando un potente paquete detrítico anguloso, responden a procesos generados por un clima relativamente frío, y

constituyen una segunda unidad sedimentaria. Si en el diagrama polínico no se ha representado la zona B en relación directa con el nivel XI ha sido para resaltar la complejidad geométrica del contacto entre ambas unidades, motivada por los procesos erosivos que parecen haber tenido lugar al final de la deposición del nivel XI. En cualquier caso, las muestras polínicas de la zona B fueron tomadas sobre un sector atribuible a la unidad inferior, por lo que si bien no hay problemas para admitir que todo el conjunto A-B se habría depositado bajo unas condiciones

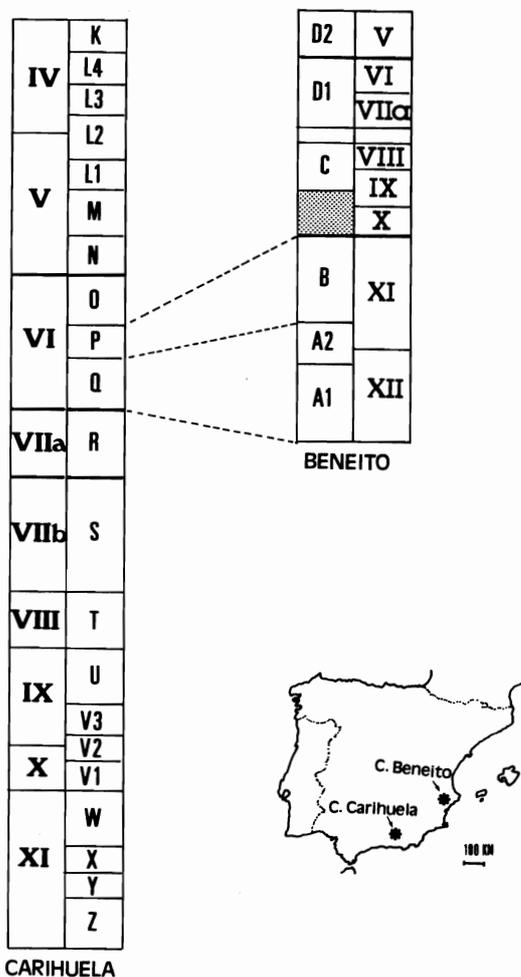


FIGURA 3. Situación de los yacimientos y ensayo de correlación entre las secuencias de Carihuella y Beneito.

Tentative correlation between the Carihuella and Beneito sequences.

climáticas suaves, solamente al final los espectros polínicos evidenciarían un ambiente mediterráneo.

Las dataciones efectuadas para los hogares que limitan los niveles X, IX y VIII (entre 38.800 y 26.040 años BP aproximadamente) son parcialmente inconsistentes con los tipos industriales reconocidos por ITURBE & CORTELL (1982) y con la evolución sedimento-polínica. No obstante, suponen un argumento adicional para sostener que el tramo A-B de Beneito puede corresponderse con alguna parte del complejo interpleniglacial descrito en Carihuela.

Una correlación bioestratigráfica basada en los máximos de *Quercus* y oleáceas sería muy arriesgada: hay motivos para presumir un asincronismo entre ambos ciclos vegetales. Considerando las propias secuencias y las diferentes condiciones geomorfológicas y bioclimáticas de cada yacimiento, resulta más lógico contemporaneizar la expansión del bosque esclerófilo mediterráneo que tiene lugar en la zona B de Beneito, con el desarrollo de un bosque de *Pinus* durante el período correspondiente a la zona P de Carihuela. Así, habría también una cierta relación entre las zonas subyacentes respectivas, caracterizadas por un paisaje abierto con pervivencia de taxa mesotermófilos (fig. 3).

UN MEGAINTERESTADIO WURMIENSE. VISIÓN RETROSPECTIVA, EVIDENCIAS E INCERTIDUMBRES

Como ya hemos puesto de relieve, la mayoría de los datos de Carihuela y Beneito apoyan la existencia de una larga y compleja fase interpleniglacial en el sector meridional del Mediterráneo español. Además, hay motivos para creer que, durante este período, la elevación térmica pudo ser de relativa importancia. Existen multitud de estudios que, a este respecto, ofrecen argumentos muy diversos. A continuación discutimos los más importantes.

La curva isotópica del oxígeno

Por su carácter continuo, el registro oceánico representa el mejor punto de referencia para efectuar correlaciones. Desde los trabajos pioneros de EMILIANI (1955, 1966, 1969, 1970) el

examen de la relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de los esqueletos carbonatados de foraminíferos bentónicos y pelágicos ha sido ampliamente utilizado en paleoclimatología oceánica como método de correlación a gran escala. SHACKLETON (1977), demostró que las conclusiones de Emiliani estaban fundamentadas en un error conceptual, puesto que la citada relación isotópica estaba más ligada a las variaciones del volumen glaciar que a las temperaturas marinas. Sin embargo, en cualquier caso, habría una conexión con la termodinámica de la precipitación de carbonatos, lo cual ha permitido perfeccionar posteriormente los métodos de estima de paleotemperaturas, añadiendo técnicas de datación más sofisticadas (SANCETTA *et al.*, 1972; MCINTYRE & RUDDIMAN 1972; MCINTYRE *et al.*, 1972; RUDDIMAN *et al.*, 1977; SHACKLETON *et al.*, 1990; SUTHERLAND, 1990).

Los datos polínicos de Carihuela confirman la correlación efectuada por VEGA-TOSCANO (1988) con la curva isotópica del oxígeno (SHACKLETON & OPDYKE, 1973; SHACKLETON, 1977), y esto puede también aplicarse al ámbito del Mediterráneo (SHACKLETON *et al.*, 1984; CHEDDADI, 1988). Recientes estudios en una zona hemipelágica próxima a la isla de Ibiza han mostrado claras oscilaciones en las curvas isotópicas de *Globigerina bulloides* durante el estadio 3, las cuales son adscritas a eventos interstadiales (VÁZQUEZ *et al.*, 1991). Así pues, las zonas R-O de Carihuela y A-B de Beneito pueden ser incluidas dentro del ciclo correspondiente al estadio isotópico 3, el cual responde, en dominio oceánico, a un descenso de la relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, es decir, es globalmente menos frío que los estadios 4 y 2. Por añadidura, las pautas bioestratigráficas respectivas ponen en evidencia un aumento neto de las temperaturas marinas entre 50.000 y 30.000 BP (SANCETTA *et al.*, 1973).

Evidencias geomorfológicas

Cuando se intentan extrapolar los datos de la estratigrafía marina al dominio continental (TURON, 1984; PUJOL & TURON, 1986) surgen numerosos problemas, sobre todo por la incertidumbre que afecta a los límites cronológicos de estas fases fuera del ámbito oceánico. RUDDIMAN & MCINTYRE (1979) así como BERGER (1978) confirman la existencia de un enorme gradiente

térmico entre el mar y el continente, especialmente durante el principio de cada período glaciario. Del mismo modo, las oscilaciones características de la curva isotópica durante el estadio 3 tienen su reflejo en una alternancia de los principales procesos de morfogénesis continental. Así, se describen avances en los fenómenos de glaciación entre 55.000 y 40.000 BP (FRENZEL, 1978), aunque la mayoría de los estudios sobre la distribución de las placas de hielo revelan como el inlandsis de la gran llanura europea retrocedió de forma patente entre 45.000 y 30.000 BP, para dar lugar primero a un paisaje abierto donde se formaron depósitos eólicos y, posteriormente, a un paisaje boscoso con la formación de horizontes orgánicos (DESBROSSE & KOZLOWSKI, 1988).

Por otra parte, el nivel general de los mares se presenta relativamente alto entre 50.000 y 30.000 BP (LABEYRIE, 1984). En concreto, las investigaciones en el Mediterráneo subrayan varios episodios transgresivos dentro del intervalo cronológico 40.000-27.000 BP (FAURE & ELOUARD, 1967; BAZILE *et al.*, 1976; CHAPPELL & VEEH, 1977; BLANC-VERNET *et al.*, 1979; RICHARDS & VITA-FINZI, 1982; ZAZO *et al.*, 1987), aunque quizá muchas de estas transgresiones tengan un componente tectónico sustancial.

CUENCA & WALKER (1986) han descrito la existencia de potentes unidades geodinámicas del tipo glacis-terrazza, asociadas a numerosas cuencas fluviales de Almería, Murcia, Alicante y Sur de Valencia, y datadas por C-14 mayoritariamente entre 40.000 y 30.000 años BP. Según estos autores, la constitución de estas terrazas tiene su explicación en pulsaciones climáticas interpleniglaciares, que han conllevado un incremento de agua superficial y un rejuvenecimiento fluvial longitudinal. No obstante, conviene también tener en cuenta el carácter lábil de la mayoría de estos relieves, capaces de modificarse muy apreciablemente en respuesta a pequeños cambios climáticos y geológicos.

Evidencias litológicas

Los rasgos sedimentarios de multitud de depósitos contemporáneos del período en cuestión suponen unas condiciones climáticas de mejoría relativa respecto a las etapas colindantes.

En ambiente periglaciario, conviene resaltar la

presencia de paleosuelos intercalados en el seno de loess eólicos y niveo-eólicos, o aislados por procesos de crioturbación: suelos de Poperinge (45.600 ± 1.500 BP) y Les Vaux (antes de 31.000 BP) en el Weichseliense Medio de Bélgica (CAHEN & HAESAERTS, 1984; HAESAERT, 1985); horizontes humíferos de Moershoofd (55.000-43.000 BP), Hengelo (39.000-37.000 BP) y Denekamp (32.000-29.000 BP) en Holanda (ZAGWIJN & PAEPE, 1968; ZAGWIJN, 1974), pedocomplejos orgánicos del norte de Italia (BARTOLOMEI, 1984) o de Europa Central y Oriental (DESBROSSE & KOZLOWSKI, 1988), etc.

En el Mediterráneo también abundan los paleosuelos, asignándose a una supuesta etapa cálida y húmeda que debió transcurrir entre 39.000 y 34.000 BP aproximadamente (GOODFRIEND & MAGARITZ, 1988). Bajo unas condiciones similares parecen haberse depositado algunas turbas (FERHI *et al.*, 1982) e incluso sapropelos (STANLEY, 1978) alrededor de 40.000-36.000 BP.

Muchos registros estratigráficos de cuevas y abrigos de toda Europa que hacen referencia al Würm II-III, atestiguan procesos de concrecionamiento o consolidación de capas anteriores, formación de suelos estalagmíticos, hidromorfismo, alteración y neoformación de minerales, y en términos globales, una preponderancia de las manifestaciones biotásticas (BASTIN, 1976; LAVILLE *et al.*, 1983; CREMASCHI, 1984; FUMANAL, 1986; VEGA-TOSCANO, 1988).

En los yacimientos perigordieneses (La Ferrassie, Caminade, Roc de Combe, etc.) se definen tres etapas dentro del denominado «Interestadio Wurmense» (43.000-34.000 BP): un óptimo inicial fechado en torno a 39.000-38.000 BP, una fase erosiva intermedia y una etapa terminal de coluvionamiento (LAVILLE, 1969; LAVILLE *et al.*, 1985; DELPECH *et al.*, 1988). En el Macizo Central se confirma este complejo climático a través del estudio litológico, paleomagnético y palinológico de coladas volcánicas datadas por termoluminiscencia (MIALLIER *et al.*, 1984; RAYNAL *et al.*, 1985; RAYNAL, 1988).

El sureste francés, a pesar de la proliferación de análisis arqueopolínicos, apenas provee datos sobre este período, ya que la transición del Paleolítico Medio al Paleolítico Superior suele ir acompañada de importantes hiatos litoestratigráficos (RENAULT-MISKOVSKY, 1986).

En la Cova Negra de Játiva (Valencia) se

constata una fase homologable a la unidad VI de Carihuela. Según VILLAVARDE & FUMANAL (1990) este episodio templado-cálido admite una buena correlación con la fase III-a de PUJOL & TURON (1986), situada entre 39.000 y 28.000 BP; y con la fase Oullins-4 de DEBARD *et al.* (1986) datada aproximadamente en 31.750 BP.

El registro polínico: ¿interestadio wurmiense versus interfase?

Gran parte de la controversia existente en torno a este interestadio tiene sus raíces en las ya históricas desavenencias entre los palinólogos que trabajaban en sedimentos arqueológicos y algunos grupos que dedicaban su atención a turberas y fondos lacustres. De ahí que algunos autores muestren sus reservas hacia el sistema tradicional de la zonación polínica europea (ZAGWIJN, 1957, 1961, 1974; VAN DER HAMMEN *et al.*, 1967; LEROI-GOURHAN, 1968; BASTIN, 1970, 1971; BASTIN *et al.*, 1976; LEROI-GOURHAN & RENAULT-MISKOVSKY, 1977), establecido fundamentalmente a partir de depósitos aéreos no necesariamente orgánicos. Ciertamente el número de interestadios y oscilaciones descritos parece excesivo, sobre todo porque muchos de ellos carecen de una definición bioestratigráfica adecuada (TURNER & HANNON, 1988), pero al menos en las secuencias de Carihuela y Beneito, el modelo cronoclimático clásico representa un cuadro inicial de referencia que no puede ser despreciado a priori.

Desde 1970 se había aceptado el Stillfried B (FINK, 1956) —datado alrededor de 35.000-30.000 BP—, como uno de los puntos más seguros de la estratigrafía del Würm en Europa. Las oscilaciones del Weichseliense Medio holandés (VAN DER HAMMEN *et al.*, 1967) y los interestadios de Les Cottés (BASTIN *et al.*, 1976) y Arcy (LEROI-GOURHAN & LEROI-GOURHAN, 1964) contenían muchos elementos de discusión, pero parecía claro que en la parte media del período wurmiense, se habían producido varios recalentamientos de cierta magnitud. De hecho, el proyecto cronoestratigráfico del Norte de Europa fue utilizado en la correlación de dos importantes secuencias polínicas: Tenaghi Philippon, en Macedonia (WIJMSTRA, 1969) y Padul, en España (FLORSCHÜTZ *et al.*, 1971). En el primer caso, el Interpleniglacial contempla tres oscilaciones (Heraklitsa, Kalabaki y

Krinides) durante las cuales se produce la extensión de *Pinus cf. nigra* coincidiendo con leves incrementos de *Picea omorikoides*, *Quercus*, *Tilia*, *Corylus*, *Abies*, etc. En la turbera de Padul, los interestadios correlativos de Moershoofd, Hengelo y Denekamp son caracterizados por progresiones de *Pinus*.

Sin embargo, la publicación de la secuencia de La Grande Pile (Vosgos, Francia) (WOILLARD, 1975) marcó un hito en la historia de las correlaciones del Pleistoceno Superior. El carácter continuo y la amplitud cronológica de este registro, así como el paralelismo de los ciclos post-eemienses St. Germain I y II con las variaciones iniciales de *Quercus* en Tenaghi Philippon y Padul y, posteriormente, las similitudes bioestratigráficas respecto a Les Echets (Lyon, Francia) (BEAULIEU & REILLE, 1984a, 1984b), condujeron a considerar la dinámica de La Grande Pile como nuevo contexto referencial.

Esta influencia se deja notar en los resultados más recientes de Padul (PONS & REILLE, 1988), los cuales muestran un paralelismo evidente con La Grande Pile a nivel del Pre-Würm (BEAULIEU & REILLE, 1984b). A pesar de su proximidad geográfica, la secuencia interpleniglacial de Carihuela no concuerda con la de Padul, quizá porque, además de las disimilitudes geomorfológicas y bioclimáticas, se perciben pautas de sedimentación muy diferentes. Para PONS & REILLE (1988) no se contempla ningún recalentamiento claro en la parte media del último período glacial, por lo que recurren a la noción de interfase (ss. WELTEN, 1982) para explicar supuestas divergencias paleoclimáticas entre unas regiones y otras.

No obstante, entre 40.000 y 30.000 BP hay datos sobre evolución vegetal que sugieren ciertos incrementos térmicos en zonas geográficamente muy distantes: desde la Cordillera Central colombiana (SCHREVE-BRINKMAN, 1978) o Australia (VAN DER HAMMEN, 1979) hasta Siria (NIKLEWSKI & VAN ZEIST, 1970), Irán (VAN ZEIST, 1967) o Kenia (VAN DER HAMMEN, 1979). En Ucrania se ha comprobado una notable extensión de los bosques caducifolios durante las fases Korman-4 y Molodova-5, datadas alrededor de 44.400 BP y 35.000 BP respectivamente (DESBROSSE & KOZLOWSKI, 1988).

Los resultados polínicos, paleobotánicos y sedimentológicos apuntan la existencia de diversas mejorías climáticas en Carintia, al Sur de Austria (FRITZ, 1975): Drasing (45.000 BP),

Nieselach (38.000-30.000 BP), Griffen (29.000 BP), Freibachtal (38.000-31.000 BP). Durante estos períodos, la regresión de los hielos supone la instalación de una vegetación forestal de *Pinus sylvestris* y *Picea abies*, con *Alnus*, *Carpinus*, *Fagus*, *Quercus*, *Acer*, etc. En Polonia y Checoslovaquia se produce coetáneamente el desarrollo de *Pinus cembra*, *Larix* y *Juniperus* (DESBROSSE & KOZLOWSKI, 1988).

Los complejos de Moershoofd, Hengelo y Denekamp (VAN DER HAMMEN *et al.*, 1967; VAN DER HAMMEN 1971) han sido muy cuestionados (BASTIN, 1970; WOILLARD, 1979; BIRKS, 1986) y, tal vez resulten más obvios por la presencia de *Botryococcus* y *Pediastrum* o por el carácter de los depósitos implicados, que por las propias características florísticas, en las cuales se mezclan elementos árticos, esteparios, ruderales, meridionales, halófilos, etc. (KOLSTRUP & WIMSTRA, 1977).

En los diagramas polínicos de los lagos Ioannina (BOTTEMA, 1967) y Xiniás (BOTTEMA, 1979) en Grecia, pueden observarse, alrededor de 40.000 BP; incrementos de *Pinus*, *Quercus*, *Abies*, *Carpinus*, *Fraxinus*, *Corylus*, etc., interrumpiendo la dominancia de las estepas de *Artemisia*, *Poaceae* y *Chenopodiaceae*. Los sapropelos estudiados por CHEDDADI (1988) en el extremo oriental del Mediterráneo resaltan la importancia de *Quercus* en un período equivalente al estadio isotópico 3, matizándose numerosas oscilaciones internas.

En Italia, las secuencias de Lagdei (BERTOLDI, 1980), Broion (CATTANI & RENAULT-MISKOVSKI, 1983) y Venezia (BORTOLAMI *et al.*, 1977) describen extensiones boscosas significativas con *Quercus* caducifolios, *Abies*, *Pinus*, *Carpinus*, *Fraxinus*, *Corylus*, *Ostrya*, *Tilia*, *Ulmus*, *Acer*, etc., pero las dataciones radiocarbónicas disponibles (entre 46.000 y 35.000 BP) son problemáticas por ofrecer únicamente edades mínimas.

En la turbera de Canolo Nuovo, en Calabria, las estepas pleniglaciares retroceden a favor de un bosque de *Betula*, con *Quercus ilex*, *Olea* y *Ostrya*, así como *Fraxinus*, *Hedera*, *Ilex* y *Buxus* (GRÜGER, 1977). La única fecha para este episodio (alrededor de 37.000 BP) ha despertado también ciertas reticencias (FRENZEL, 1978). Una sucesión parecida de bosque y estepa ha sido detallada en el lago de Vico (FRANK, 1969).

La presencia de taxa termófilos como *Quercus t. ilex*, *Olea*, *Phillyrea*, *Fraxinus*,

Pistacia, *Tilia*, etc. ha sido definitiva en la caracterización de las fases climáticas interpleniglaciares de Campania (FOLLIERI, 1984), Lago de Monticchio (WATTS, 1985), Grotta di Paina (BARTOLOMEI *et al.*, 1988) y Abri Mochi (RENAULT-MISKOVSKY, 1972).

En Languedoc, los análisis arqueopolínicos de La Laouza revelan una cierta proliferación de caducifolios y termófilos en un nivel del Auriñaciense O (RENAULT-MISKOVSKY, 1981). Al mismo tiempo, los testigos submarinos de las costas provenzales muestran porcentajes relativamente altos de *Pinus halepensis* (BERNARD, 1971, 1972).

En los Pirineos se ha establecido el interestadio de Biscaye entre 45.000 y 38.400 BP, basándose sobre todo en los rasgos sedimentarios y morfogenéticos de la acción glacial contemporánea (MARDONES & JALUT, 1983). Los escasos datos polínicos de este tramo, destacan por la presencia puntual de *Alnus*, *Quercus* y *Tilia*. Esta interpretación ha sido criticada por TURNER & HANNON (1988) aduciendo una falta de consistencia contextual.

En Pla de l'Estany (Olot, Gerona), BURJACHS (1990, 1991) describe algunas fases de *Corylus* y *Quercus* previas al Tardiglacial. Los espectros polínicos del Musteriense y Auriñaciense de la cueva de L'Arbreda (Serinya, Gerona) están dominados por *Poaceae*, *Artemisia* y *Asteraceae* (BURJACHS, 1990, en prensa). Aún así, considerando los recientes datos radiométricos, las equivalencias que establece el autor con los interestadios de Hengelo y Les Cottés no parecen del todo incoherentes, dado que en estos niveles se registran pequeños incrementos de *Quercus* y cupresáceas, así como la presencia esporádica de oleáceas, *Corylus* y *Tilia*. Los estratos musterienses de Calaveres (Alicante) y los auriñacienses de Malladetes (Valencia) señalan una vegetación dominada por *Pinus*, en la que son recurrentes algunos elementos mediterráneos (*Quercus t. ilex*, *Pistacia*, oleáceas) y mesófilos (*Ulmus*, *Carpinus*) (DUPRÉ, 1982, 1988).

Consideraciones finales

Existen otros datos bioestratigráficos que apoyan la relativa benevolencia climática del período en cuestión. Los estudios faunísticos sobre los mamíferos pleistocenos del Norte de

Europa cifran la desaparición de muchas especies árticas y el predominio de animales de estepa herbácea (CORDY, 1988) entre 40.000 y 35.000 BP. En Gran Bretaña, las asociaciones de insectos de Upton Warren ofrecen indicios claros de un recalentamiento del clima en el mismo intervalo cronológico (COOPE, 1977). Asimismo, en el Norte de Italia, los restos microfaunísticos han permitido diferenciar una larga fase interpleniglaciaria con al menos dos episodios templados (BARTOLOMEI, 1984).

En el litoral mediterráneo español habría que señalar la pervivencia de *Strombus bubonius* más allá de lo que se supuso inicialmente: las dataciones de las playas tirrenienses más recientes se sitúan entre 39.000 y 32.000 BP (BAENA *et al.*, 1981; ZAZO *et al.*, 1981, 1984; HILLAIRE-MARCEL *et al.*, 1986), con lo cual surge la necesidad de volver al concepto clásico del término Tirreniense (ISSEL, 1914), rechazando su correspondencia cronoestratigráfica con el Riss-Würm (PASKOFF & SANLAVILLE, 1983). Esta fase T4 del Tirreniense ibérico, cuya cronología ha sido algo criticada (CUENCA & WALKER, 1986), fue correlacionada por VEGATOSCANO (1988) con la unidad litoestratigráfica VI de Carhuela.

La existencia de interestadios dentro del último período glaciario, especialmente en los últimos 30.000 años, ha sido sometida a intensas críticas basadas en la inconsistencia de los datos procedentes de las propias localidades en las que estas oscilaciones fueron definidas (TURNER & HANNON, 1988; SÁNCHEZ-GOÑI, 1991). Ciertamente, la dinámica estadio-interestadio no funciona excesivamente bien en el Sur de Europa, siendo más oportuno hacer referencia a grandes tendencias paleoclimáticas en el seno de las cuales el comportamiento de las curvas polínicas sería muy complicado de evaluar con los conocimientos actuales. En cualquier caso y, al menos en la opinión del autor, las secuencias presentadas en este trabajo ofrecen suficientes elementos de apoyo para suponer, al menos localmente, el desarrollo de formaciones mediterráneas durante el período considerado. Otra cuestión más compleja sería estimar la magnitud del incremento térmico correspondiente a este período, pudiendo considerarse incluso una respuesta vegetal amplificada en comparación con lo que sería de esperar dados los parámetros climáticos que actualmente definen las diferentes formaciones implicadas. En

cualquier caso, la mayor parte de las hipótesis que se manejan no son categóricamente irreconciliables si se tiene en cuenta la complejidad biogeográfica del territorio.

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a la Dra. M. Dupré su inestimable colaboración en la realización y discusión de este trabajo. Por ser la primera contribución a la palinología cuaternaria del sureste español realizada en este Departamento, debo hacer una mención especial al director del mismo, Dr. J. Guerra, cuya confianza en el proyecto y apoyo constante han sido fundamentales en el arranque de esta línea de investigación. Asimismo, agradezco a D. J. M. Cañizares el excelente trazado de los diagramas polínicos. El estímulo de mi esposa, María Borgoñós, ha sido la más valiosa de las ayudas.

BIBLIOGRAFÍA

- BAENA, J., GOY, J. L. & ZAZO, C. 1981: Litoral de Almería. Libro Guía Excursión. Mesa redonda sobre el Tirreniense del litoral mediterráneo español: 25-43. Madrid.
- BARGHOORN, E. S. 1948: Sodium chlorites as an aid in paleobotanical and anatomical studies of plant tissue. *Science* 107 (2784): 480-481.
- BARSS, M. S. & WILLIAMS, G. L. 1973: Palynology and nannofossil processing techniques. *Geol. Survey Canada* 73 (26): 1-25.
- BARTOLOMEI, G. 1984: Evoluzione fisica e biologica dal Pliocene ai giorni nostri. In: *L'evoluzione dell'ambiente nel Quaternario. Il Veneto nell'Antichità*: 101-112. Banca Popolare di Verona.
- BARTOLOMEI, G., BROGLIO, A., CATTANI, L., CREMASCHI, M., LANZINGER, M. & LEONARDI, P. 1988: Nuove ricerche nel deposito pleistocenico della grotta di Paina sui Colli berici. *Atti dell'Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti* 396: 111-162.
- BASTIN, B. 1970: La chronostratigraphie du Würm en Belgique a la lumière de la palynologie des loess et limons. *Ann. Soc. Géol. Belg.* 93: 545-580.
- 1971: Recherches sur l'évolution du peuplement végétal en Belgique durant la glaciation du Würm. *Acta Geographica Lovaniensia* 9: 1-136.
- 1976: Etude palynologique des Couches E2, D et Bs de la grotte de Fontèchevade (Charente, France). *Bull. Soc. roy. belge, Anthropol. Préhist.* 87: 15-27.

- BASTIN, B., LEVEQUE, F. & PRADEL, L. 1976: Mise en évidence de spectres polliniques interstadiars entre le Moustérien et le Périgordien ancien de la grotte des Cottés (Vienne). *C. R. Acad. Sci. Paris* 282: 1261-1264.
- BATES, C. D., COXON, P. & GIBBARD, P. L. 1978: A new method for the preparation of clay-rich sediments samples for palynological investigation. *New Phytol.* 81: 459-463.
- BAZILE, F., RENAULT-MISKOVSKY, J. & THOMMERET, J. 1976: Sur la présence d'un niveau littoral du Würm récent/Würm III dans la région d'Aigues-Mortes (Gard). *C. R. Acad. Sci. Paris* 282: 1.149-1.150.
- BEAULIEU, J. L. DE & REILLE, M. 1984a: A long Upper Pleistocene record from Les Echets, near Lyon, France. *Boreas* 13: 111-132.
- 1984b: The pollen sequence of Les Echets (France): a new element for the chronology of the Upper Pleistocene. *Géogr. Physique et Quaternaire* 38(1): 3-9.
- BEHRE, K. E. 1981: The interpretation of anthropogenic indicators in pollen diagrams. *Pollen Spores* 23: 225-245.
- BEN TIBA, B. & REILLE, M. 1982: Recherches pollen-analytiques dans les montagnes de Kroumirie (Tunisie septentrionale): premiers résultats. *Ecologia Mediterránea* 8 (4): 75-86.
- BERGER, A. 1978: Long term variations of caloric insolation resulting from the Earth Orbital elements. *Quat. Res.* 9: 139-167.
- BERNARD, J. 1971: *Première contribution de l'analyse pollinique de sédiments marins à la connaissance de l'histoire quaternaire de la végétation provençale*. Tesis. Univ. de Provence. Marseille.
- 1972: Analyse pollinique du remplissage versilien de la grotte sous-marine de la Trémie (Cassis, Bouches-du-Rhône). *C. R. Acad. Sci. Paris* 274: 46-49.
- BERTOLDI, R. 1980: Le vicende vegetazionali e climatiche nella sequenza paleobotanica würmiana e post-würmiana di Lagdei (Appennino settentrionale). *L'Ateneo Parmense, Acta Nat.* 16 (3): 147-175.
- BEUG, H. J. 1975: Changes of climate and vegetation belts in the mountains of Mediterranean Europe during the Holocene. *Bull. Geology* 19: 101-110.
- BIRKS, H. J. B. 1986: Late-Quaternary biotic changes in terrestrial and lacustrine environments, with particular reference to north-west Europe. In: BERGLUND, B. E. (Ed.), *Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology*: 3-65. Wiley & Sons Ltd. New York.
- BIRKS, H. J. B. & GORDON, A. D. 1985: *Numerical methods in Quaternary pollen analysis*. Academic Press. New York.
- BIRKS, H. H. & MATHEWES, R. W. 1978: Studies in the vegetational history of Scotland. *New Phytol.* 80: 455-484.
- BJÖRCK, S. & MÖLLER, P. 1987: Late Weichselian environmental history in Southeastern Sweden during the deglaciation of the Scandinavian ice sheet. *Quat. Res.* 28: 1-37.
- BLANC-VERNET, L., BRUN, A., MORZADEC-KHENRFOURN, M. & MULLER, M. T. 1979: La mer pélagienne. Evolution d'après les critères micropaléontologiques. *Geol. méditer.* 6: 290-296.
- BORTOLAMI, G. C., FONTES, J. C., MARKGRAF, V. & SALIEGE, J. F. 1977: Land, sea and climate in the Northern Adriatic region during Late Pleistocene and Holocene. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 21: 139-156.
- BOTTEMA, S. 1967: A late Quaternary pollen diagram from Ioannina, North-Western Greece. *Proceedings of the Prehistoric Society* 33: 1-5.
- 1974: *Late Quaternary vegetation history of northwestern Greece*. Tesis. Univ. of Groningen.
- 1979: Pollenanalytical investigations in Thessaly (Greece). *Palaeohistoria* 21: 21-40.
- BRUBAKER, L. B. 1986: Responses of tree populations to climatic change. *Vegetatio* 67: 119-130.
- BURJACHS, F. 1990: *Palinologia dels dòlmens de l'Alt Emporda i dels dipòsits quaternaris de la Cova de l'Arbreda (Serinyà, Pla de l'Estany) i del Pla de l'Estany (Olot, Garrotxa)*. *Evolució del paisatge vegetal i del clima des de fa més de 140.000 anys al N.E. de la Península Ibèrica*. Tesis. Univ. Autònoma. Barcelona.
- 1991: Evolució de la vegetació i paleoclimatologia des de fa més de 85.000 anys a la Regió d'Olot. Anàlisi pol. linica del Pla de L'Estany (Sant Joan les Fonts, La Garrotxa). *Vitrina* 5: 40-46.
- (En prensa): Paleopalinología de la Cueva de L'Arbreda (Serinyà, Catalunya). *Actas de la VIII Reunión Nacional sobre Cuaternario*. Valencia (1991).
- CAHEN, D. & HAESAERTS, P. 1984: *Peuples chasseurs de la Belgique préhistorique dans leur cadre naturel*. Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique. Bruxelles.
- CATTANI, L. & RENAULT-MISKOVSKY, J. 1983: Etude pollinique du remplissage de la grotte du Broion (Vicenza, Italie): paléoclimatologie du Würmien en Vénétie. *Bull. A.F.E.Q.* 4: 197-212.
- 1989: La réponse des végétations aux variations climatiques quaternaires autour des sites

- archéologiques du Sud de la France et du Nord-Est de l'Italie. *Il Quaternario* 2 (2): 147-170.
- CHAPELL, J. & VEEH, H. H. 1977: Th²³⁰/U²³⁴ support of an interstitial sea level of 40 m. at 30.000 yr. B.P. *Nature* 268: 618-620.
- CHEDDADI, R. 1988: *Paléoclimats au nord de la Méditerranée orientale depuis 2.500.000 ans. Analyse pollinique et stratigraphie isotopique de quatre carottes marines*. Tesis. U.S.T.L. Montpellier.
- COOPE, G. R. 1977: Fossil coleopteran assemblages as sensitive indicators of climatic changes during the Devensian (Last) cold stage. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, B 280: 313-340.
- CORDY, J. M. 1988: Apport de la paléozoologie a la paléoécologie et a la chronostratigraphie en Europe du Nord-Occidental. In: OTTE, M. (Ed.), *L'homme de Néanderthal, 2, L'environnement*: 55-64. Univ. Liège.
- COSTA, M. 1982: Pisos bioclimáticos y series de vegetación en el área valenciana. *Cuadernos de Geografía*, 31: 129-142.
- 1987: El País Valenciano. In: PEINADO, M. & RIVAS-MARTÍNEZ, S. (Ed.), *La vegetación de España*: 281-308. Univ. Alcalá de Henares.
- COÛTEAUX, M. 1981: A propos de la signification pollinique de *Castanea* en Dordogne. Sa dispersion actuelle et sa signification dans les sédiments. *Pollen Spores* 23 (3-4): 433-439.
- CREMASCHI, M. 1984: I paleosuoli ed i depositi atriali delle cavità carssiche e dei ripari. In: *L'evoluzione dell'ambiente nel Quaternario. Il Veneto nell'Antichità*: 101-112. Banca Popolare di Verona.
- CUENCA, A. & WALKER, M. J. 1986: Palaeoclimatological oscillations in continental Upper Pleistocene and Holocene formations in Alicante and Murcia. In: LÓPEZ-VERA, F. (Ed.), *Quaternary climate in Western Mediterranean*. Proceedings of the Symposium on climatic fluctuations during the Quaternary in the Western Mediterranean regions: 365-376. Univ. Autónoma. Madrid.
- DAVIS, M. B. 1976: Pleistocene biogeography of temperate deciduous forests. *Geoscience and Man* 13: 13-26.
- 1981: Quaternary history and the stability of forest communities. In: WEST, D. C., SHUGART, H. H. & BOTKIN, D. B. (Ed.), *Forest succession: concepts and application*: 132-153. Springer. New York.
- DAVIS, M. B., WOODS, K.; WEBB, S. L. & FUTYMA, R. P. 1986: Dispersal versus climate: expansion of *Fagus* and *Tsuga* into the Upper Great Lakes region. *Vegetatio* 67: 93-103.
- DEBARD, E., BAZILE, F., BAZILE-ROBERT, E., GILLES, R. & GUILLERAULT, P. 1986: Les oscillations climatiques entre 125.000 ans et le maximum glaciaire dans le Bas Vivarais (S.E. de France). *Bull. A.F.E.Q.* 25-26: 47-55.
- DELPECH, F., LAVILLE, H. & PAQUEREAU, M. M. 1988: Chronostratigraphie et paléoenvironnements au Paléolithique Moyen en Périgord. In: OTTE, M. (Ed.), *L'homme de Néanderthal, 2, L'environnement*: 65-71: Univ. Liège.
- DESBROSSE, R. & KOZLOWSKI, J. 1988: *Hommes et climats à l'âge du mammoth*. Masson. Paris.
- DIMBLEBY, G. W. 1957: Pollen analysis of terrestrial soils. *New Phytol.* 56 (1): 12-28.
- 1961: Soil pollen analysis. *J. Soil Sci.* 12: 1-11.
- DUPRÉ, M. 1979: *Breve manual de análisis polínico*. Univ. de Valencia.
- 1982: VII. Palinología. La Cova de les Calaveres (Benidoleig, Alicante). *Trabajos Varios* 75: 77-83.
- 1988: *Palinología y paleoambiente. Nuevos datos españoles. Referencias*. Servicio de Investigación Prehistórica. Serie de Trabajos Varios, n.º 84. Diputación Provincial. Valencia.
- EBERL, B. 1930: *Die Eiszeitenfolge im Nördlichen Alpenvorlande*. Augsburg.
- EMILIANI, C. 1955: Pleistocene temperatures, *J. Geol.* 63: 538-578.
- 1966: Paleotemperature analysis of Caribbean cores P 6304-8 and P 6304-9 and a generalized temperature curve for the past 425,000 years. *J. Geol.* 74: 109-126.
- 1969: Interglacial high sea levels and the control of Greenland ice by the precession of the equinoxes. *Science* 166: 1503-1504.
- 1970: Pleistocene paleotemperatures, *Science* 168: 822-825.
- FAEGRI, K. & IVERSEN, J. 1975: *Textbook of pollen analysis*. Munksgaard. Copenhagen.
- FAURE, H. & ELOUARD, P. 1967: Paleo-oceanographic schema des variations du niveau de l'Océan Atlantique sur la côte de l'ouest de l'Afrique depuis 40.000 ans. *Compt. Rend. Acad. Sc. Paris* 265 D: 784-787.
- FERLI, A., GEGOUT, P. & ROGNON, P. 1982: Premiers résultats paléoclimatiques fournis par l'analyse de l'oxygène 18 dans la matière organique des tourbes. *Bull. A.F.E.Q.*, 1: 47-51.
- FINK, J. 1956: *Report VIth International Congress on the Quaternary* 4: 451-462. Warsaw.
- FLÖRSCHÜTZ, F., MENÉNDEZ-AMOR, J. & WIJMSTRA, T. A. 1971: Palynology of a thick quaternary succession in southern Spain. *Palaeoogeogr.*,

- Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 10: 233-264.
- FOLLIERI, M. 1984: The history of the climate and vegetation in Italy based on palynological and macrofossil record. *Webbia* 38: 441-453.
- FRANK, A. H. E. 1969: Pollenstratigraphy of the Lake of Vico (Central Italy). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 6: 67-85.
- FRENZEL, B. 1978: The history of flora and vegetation during the Quaternary. In: ELLENBERG, H., ESSER, K., MERXMULLER, H., SCHNEPF, E. & ZIEGLER, H. (Ed.), *Progress in Botany* 40: 429-438. Springer-Verlag, Berlin.
- 1987: The history of flora and vegetation during the Quaternary. In: ELLENBERG, H., ESSER, K., MERXMULLER, H., SCHNEPF, E. & ZIEGLER, H. (Ed.), *Progress in Botany* 49: 363-380. Springer-Verlag, Berlin.
- FRITZ, A. 1972: Das Spätglazial in Kärnten. *Ber. Deutsch. Bot. Ges. Bd.* 85 (1-4): 93-99.
- 1975: Beitrag zur Würmglazialen Vegetation Kärntens. *Carinthia* 165: 197-222.
- FUMANAL, M. P. 1986: *Sedimentología y clima en el País Valenciano. Las cuevas habitadas en el Cuaternario reciente*. Servicio de Investigación Prehistórica. Serie de Trabajos varios, n.º 83. Diputación Provincial. Valencia.
- GIRARD, M. 1975: Prélèvements d'échantillons en grotte et station de terrain sec en vue de l'analyse pollinique. *Bull. Soc. Préh. Fr.* 7 2(5): 158-160.
- GIRARD, M. & RENAULT-MISKOVSKY, J. 1969: Nouvelles techniques de préparation en palynologie appliquées a trois sédiments du Quaternaire final de l'Abri Cornille (Istres-Bouches-du Rhône). *Bull. A.F.E.Q.* 4: 275-284.
- GÖKSU, H. J., FREMLIN, J. H., IRWIN, H. T. & FRYXELL, R. 1974: Age determination of burned flint by a thermoluminescent method. *Science* 183: 651-654.
- GOODFRIEND, G. A. & MAGARITZ, M. 1988: Paleosols and Late Pleistocene rainfall fluctuations in the Negev desert. *Nature* 332: 144-146.
- GOULD, S. J. 1965: Is uniformitarianism necessary? *Am. J. Sc.* 263: 223-228.
- GRIMM, E. C. 1984: Fire and other factors controlling the Big Woods vegetation of Minnesota in the midnineteenth century. *Ecol. Monogr.* 54: 291-311.
- GRÜGER, E. 1977: Pollenanalytische Untersuchungen zur würmzeitlichen vegetationsgeschichte von Kalabrien (Süitalien). *Flora* 166: 475-489.
- HAESAERTS, P. 1985: Les loess du Pléistocène supérieur en Belgique. Comparaisons avec les séquences d'Europe Centrale. *Bull. A.F.E.Q.* 22-23.
- HEIM, J. 1970: *Les relations entre les spectres polliniques récents et la végétation actuelle en Europe occidentale*. Tesis. Univ. de Louvain.
- HEINZ, C. 1990: Dynamique des végétations holocènes en Méditerranée occidentale d'après l'anthracanalyse des sites préhistoriques. *Paléobiol. cont.* 16(2): 1-175.
- HILLAIRE-MARCEL, C., CARRO, O., CAUSSE, C., GOY, J. L. & ZAZO, C. 1986: Th/U dating of *Strombus bubonius* bearing marine terraces in southeastern Spain. *Geology* 14: 613-616.
- HOFFMEISTER, W. S. 1960: Sodium hypochlorite, a new oxidising agent for the preparation of microfossils. *Oklahoma Geol. Notes* 20 (2): 34-35.
- HOWE, S. E. & WEBB III, T. 1983: Calibrating pollen data in climatic terms: improving the methods. *Quat. Sci. Rev.* 2: 17-51.
- ISSEL, A. 1914: Lembi fossiliferi quaternari e recente osservati nella Sardegna meridionali. *R.C. Acad. Lincei* 23: 759-770.
- ITURBE, G. & CORTELL, E. 1982: Cova Beneito: avance preliminar. *Saguntum* 17: 9-44.
- JANSEN, C. R. 1981: On the reconstruction of past vegetation by pollenanalysis. *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen* 84 (2): 197-210.
- KOLSTRUP, E. 1980: Climate and stratigraphy in northwestern Europe between 30,000 BP and 13,000 BP, with special reference to the Netherlands. *Meded. Rijks Geol. Dienst* 32 (15): 181-253.
- KOLSTRUP, E. & WIJMSTRA, T. A. 1977: A palynological investigation of the Moershoofd, Hengelo and Denekamp interstadials in the Netherlands. *Geologie Mijnb.* 56 (2): 85-102.
- LABEYRIE, J. 1984: Le cadre paléoclimatique depuis 140.000 ans. *L'Anthropologie* 88 (1): 19-48.
- LANG, G. 1961: Die Spät und Frühpostglaziale Vegetations-Entwicklung in Umkreis der Alpen. *Eiszeitalter Gegenw.* 12: 9-17.
- LAVILLE, H. 1969: L'interstade Würm II-Würm III et la position chronologique du Paléolithique supérieur ancien en Périgord. *C. R. Acad. Sci. Paris* 269: 10-12.
- LAVILLE, H., TURON, J. L., TEXIER, J. P., RAYNAL, J. P., DELPECH, F., PAQUEREAU, M. M., PRAT, F. & DEBENATH, A. 1983: Histoire paléoclimatique de l'Aquitaine et du golfe de Gascogne au Pléistocène Supérieur depuis le dernier interglaciaire. *Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine* 34: 219-241.
- LAVILLE, H., PAQUEREAU, M. M. & BRICKER, H. 1985: Précision sur l'évolution climatique de l'interstade würmien et du début du Würm récent:

- les dépôts du gisement castelperronien des Tambourets (Haute-Garonne) et leur contenu pollinique. *C. R. Acad. Sci. Paris* 301 (15): 1.137-1.140.
- LEROI-GOURHAN, Arl. 1968: Dénominations des oscillations würmiennes. *Bull. A.F.E.Q.* 4: 281-287.
- LEROI-GOURHAN, Arl. & LEROI-GOURHAN, A. 1964: Chronologie et stratigraphie des grottes d'Arcy-sur-Cure. *Gallia-Préhistoire* 7: 1-35.
- LEROI-GOURHAN, Arl. & RENAULT-MISKOVSKY, J. 1977: Paléobotanique. La palynologie appliquée à l'Archéologie: méthodes, limites et résultats. *Suppl. Bull. A.F.E.Q.* 47: 35-49.
- MARDONES, M. & JALUT, G. 1983: La tourbière de Biscaye (alt. 409 m. Hautes Pyrénées): approche paléocologique des 45.000 dernières années. *Pollen Spores* 25 (2): 163-212.
- MARTÍNEZ-PARRAS, J. M. & PEINADO, M. 1987: Andalucía Oriental. In: PEINADO, M. & RIVAS-MARTÍNEZ (Ed.), *La vegetación de España*: 231-256. Univ. Alcalá de Henares.
- MCINTYRE, A. & RUDDIMAN, W. F. 1972: Northeast Atlantic Post-Eemian Paleo-oceanography: a predictive analog of the future. *Quat. Res.* 2: 350-354.
- MCINTYRE, A., RUDDIMAN, W. F. & JANTZEN, R. 1972: Southward penetrations of the north Atlantic polar front: faunal and floral evidence of large scale surface water mass movements over the last 225,000 years. *Deep Sea Research* (19): 61-77.
- MENKE, B. 1972: Wann begann die Eiszeit. *Umschau in Wissenschaft und Technik* 7: 214-218.
- MIALLIER, D., FAIN, J., SANZELLE, S., RAYNAL, J. P., DAUGAS, J. P. & PAQUEREAU, M. M. 1984: Datation du volcanisme quaternaire du Massif Central français par le méthode des inclusions de quartz en thermoluminescence et comparaison avec d'autres approches. *R.A.S.T. Bordeaux*: 396. S.G.F. Ed.
- NIKLEWSKI, J. & VAN ZEIST, W. 1970: A Late Quaternary pollen diagram from Northwestern Syria. *Acta Bot. Neerl.* (19): 737-754.
- PAEPE, R. & ZAGWIJN, W. 1972: Possibilités de corrélation des dépôts weichséliens de la Belgique et des Pays-Bas. *Bull. A.F.E.Q.* 1: 59-69.
- PASKOFF, R. & SANLAVILLE, P. 1983: Les côtes de la Tunisie. Variations du niveau marin depuis le Tyrthénien. *Coll. Maison de l'Orient Méditerranéen* 14(2): 1-191.
- PAYETTE, S. & FILION, L. 1984: White spruce expansion at the treeline and climate change. *Can. J. For. Res.* 15: 241-251.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. 1901-1909: *Die Alpen im Eiszeitalter*, 2: 395-716.
- PENNINGTON, W. 1986: Lags in adjustment of vegetation to climate caused by the pace of soil development. *Vegetatio* 67: 105-118.
- PÉREZ-OBÍOL, R. 1987: *Evolució del paisatge vegetal Quaternari a les zones d'Olot i Sils*. Tesis. Univ. Autònoma. Barcelona.
- PONS, A. & QUEZEL, P. 1985: The history of the flora and vegetation and past and present human disturbance in the Mediterranean region. In: GÓMEZ-CAMPO, C. (Ed.), *Plant Conservation in the Mediterranean area*: 25-43. Dr. W. Junk Publishers. Dordrecht.
- PONS, A. & REILLE, M. 1988: The Holocene and upper Pleistocene pollen record from Padul (Granada, Spain): a new study. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 66: 43-263.
- PONS, A. & VERNET, J. L. 1971: Une synthèse nouvelle de l'histoire du Chêne vert (*Quercus ilex* L.). *Bull. Soc. Bot. Fr.* 118: 841-850.
- POTTER, L. D. & ROWLEY, J. 1960: Pollen rain and vegetation, San Agustín Plains, New Mexico. *Bot. Gaz.* 122(1).
- PRENTICE, I. C. 1986: Vegetation responses to past climatic variation. *Vegetatio* 67: 131-141.
- PUJOL, C. & TURON, J. L. 1986: Comparaisons des cycles climatiques en domaine marin et continental entre 130.000 et 28.000 ans B.P. dans l'hémisphère nord. *Bull. A.F.E.Q.* 25-26: 17-25.
- RAYNAL, J. P. 1988: Paléoenvironnements et chronostratigraphie du Paléolithique Moyen dans le Massif Central français. Implications culturelles. In: OTTE, M. (Ed.), *L'homme de Néanderthal*, 2, *L'environnement*: 113-145. Univ. Liège.
- RAYNAL, J. P., PAQUEREAU, M. M., DAUGAS, J. P., MIALLIER, D., FAIN, J. & SANZELLE, S. 1985: Contribution à la datation du volcanisme quaternaire du Massif Central français par thermoluminescence des inclusions de quartz et comparaison avec d'autres approches: implications chronostratigraphiques et paléoenvironnementales. *Bull. A.F.E.Q.* 4: 183-207.
- REILLE, M., TRIAT-LAVAL, H. & VERNET, J. L. 1980: Les témoignages des structures actuelles de végétation méditerranéenne durant le passé contemporain de l'action de l'homme. *Naturalia Monspelienis*, n.º Hors série: 79-87.
- RENAULT-MISKOVSKY, J. 1972: *Contribution à la paléoclimatologie du Midi méditerranéen pendant la dernière glaciation et le post-glaciaire, d'après l'étude palynologique du remplissage des grottes et abris sous roches*. Tesis. Univ. Paris VI.

- 1981: La Laouza (Sanilhac, Sagries, Gard). Analyse pollinique. *Et. Quat. Languedoc* 1: 31-34.
- 1986: Relations entre les spectres archéopolliniques du Sud-Est de la France et les oscillations climatiques entre 125.000 ans et le maximum glaciaire. *Bull. A.F.E.Q.* 1/2: 56-62.
- RICHARDS, G. W. & VITA-FINZI, C. 1982: Marine deposits 35,000-25,000 years old in the Chott of Djerid, Southern Tunisia. *Nature* 295: 54-55.
- RITCHIE, J. C. 1986: Climate change and vegetation response. *Vegetatio* 67: 65-74.
- RIVAS-MARTÍNEZ, S. 1982: Etages bioclimatiques, secteurs chorologiques et séries de végétation de l'Espagne méditerranéenne. *Ecología Mediterránea* 8 (1/2): 275-288.
- 1987: Nociones sobre Fitosociología, Biogeografía y Bioclimatología. In: PEINADO, M. & RIVAS-MARTÍNEZ, S. (Ed.), *La vegetación de España*: 17-46. Univ. Alcalá de Henares.
- 1988: *Memoria del mapa de series de vegetación de España 1: 400.000*. ICONA. Serie Técnica.
- RUDDIMAN, W. F. & MCINTYRE, A. 1979: Warmth of the Subpolar North Atlantic ocean during Northern Hemisphere Ice-Sheet growth. *Science* 204: 173-175.
- RUDDIMAN, W. F., SANCETTA, C. D. & MCINTYRE, A. 1977: Glacial/interglacial response rate of subpolar North Atlantic waters to climatic change the record in oceanic sediments. *Phil. Trans. Royal Soc. of London* 280: 119-142.
- RUIZ-BUSTOS, A. & GARCÍA-SÁNCHEZ, M. 1977: Las condiciones ecológicas del Musteriense de las depresiones granadinas. La fauna de micromamíferos de la cueva de la Carigüela (Píñar, Granada). *Cuadernos de Prehistoria* 2: 7-17.
- SANCETTA, C., IMBRIE, J. & KIPP, N. G. 1973: Climatic record of the post 130,000 years in North Atlantic deep-sea core V 23-82: correlation with the terrestrial record. *Quat. Res.* 3: 110-116.
- SANCETTA, C., IMBRIE, J., KIPP, N. G., MCINTYRE, A. & RUDDIMAN, W. F. 1972: Climatic record in North Atlantic deep-sea core V 23-82: comparison of the last and present interglacials based on quantitative time series. *Quat. Res.* 2: 363-367.
- SÁNCHEZ-GOÑI, M. F. 1991: *Analyses palynologiques des remplissages de grottes de Lezetxiki, Labeko et Urtiaga (Pays basque espagnol). Leur place dans le cadre des séquences polliniques de la côte cantabrique et des Pyrénées occidentales*. Tesis. Institut. Paléontol. Humain., Paris.
- SCHREVE-BRINKMAN, E. J. 1978: A palynological study of the Upper Quaternary sequence in the El Abra Corridor and rock shelters (Colombia). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 25: 1-109.
- SHACKLETON, J. C., VAN ANDEL, T. H. & RUNNELS, C. N. 1984: Coastal palaeogeography of the central and Western Mediterranean during the last 125,000 years and its archaeological implications. *J. Field Arch.* 11: 307-314.
- SHACKLETON, N. J. 1977: The oxygen stratigraphic record of the Late Pleistocene. *Philos. Trans. R. Soc. Lond.* 280: 169-182.
- SHACKLETON, N. J. & OPDYKE, N. D. 1973: Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V 28-238: oxygen isotope temperature and ice volumen on a 10⁵ year and 10⁶ year scale. *Quat. Res.* 3: 39-55.
- SHACKLETON, N. J., VAN ANDEL, T. H., BOYLE, E. A., JANSEN, E., LABEYRIE, L., LEININ, M., MCKENZIE, J., MAYER, L. & SUNDQUIST, E. 1990: Contributions from the oceanic record to the study of global change on three time scales. Report of working Group 1, Interlaken workshop for Past Global Changes. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol. Palaeoecol. (Global and Planetary change section)* 82: 5-37.
- SOLOMON, A. M. & THARP, M. L. 1985: Simulation experiments with late Quaternary carbon storage in mid-latitude forest communities. In: SUNDQUIST, E. T. & BROECKER, W. S. (Ed.), *The carbon cycle and atmospheric CO₂: natural variations Archean to present*: 235-250. Geophysical Monograph 32, American Geophysical Union. Washington.
- STANLEY, D. J. 1978: Ionian sea sapropel distribution and late Quaternary palaeoceanography in the eastern Mediterranean. *Nature* 274: 149-151.
- SUC, J. P. 1980: *Contribution à la connaissance du Pliocène et du Pléistocène inférieur des régions méditerranéennes d'Europe occidentale par l'analyse palynologique des dépôts du Languedoc-Roussillon (Sud de la France) et de la Catalogne (Nord-Est de l'Espagne)*. Tesis. U.S.T.L., Montpellier.
- SUTHERLAND, D. G. 1990: Ice masses on the move. *Nature* 346: 410.
- TÖRNQUIST, T. E., JANSSEN, C. R. & PÉREZ-ALBERTI, A. 1989: Degradación antropogénica de la vegetación en el noroeste de Galicia durante los últimos 2.500 años. *Cuadernos de Estudios Gallegos* 38(103): 175-198.
- TRIAT-LAVAL, H. 1978: *Contribution pollenanalytique à l'histoire tardi-et postglaciaire de la végétation de la basse vallée du Rhône*. Thèse. Univ. d'Aix Marseille III.

- TURNER, C. & HANNON, G. E. 1988: Vegetational evidence for late Quaternary climatic changes in southwest Europe in relation to the influence of the North Atlantic Ocean. *Phil. Trans. R. Soc. London*, B 318: 451-485.
- TURON, J. L. 1984: Direct land/sea correlations in the last interglacial complex. *Nature* 309 (5970): 673-676.
- VAN CAMPO, M. 1950: Une méthode de préparation très rapide des tourbes en vue de leur analyse pollinique. *Bull. Soc. Bot. Fr.* 97: 7-9.
- 1975: Pollen analyses in the Sahara. In: WENDORF, F. & MARKS, A. E. (Ed.), *Problems in Prehistory: North Africa and the Levant*: 45-46: Southern Methodist Univ. Press. Dallas.
- VAN DER HAMMEN, T. 1957: A new interpretation of the pleniglacial stratigraphical sequence in Middle and Western Europe. *Geologie Mijnb.* 19: 493-498.
- 1971: The Denekamp, Hengelo and Moershoofd interstadials. In: VAN DER HAMMEN, T. & WIJMSTRA, T. A. (Ed.): *Upper Quaternary of the Dinkel Valley. Meded. Rijks Geol. Dienst* 22: 78-85.
- 1979: Changes in life conditions on Earth during the past one million years. *Biologische Skrifter* 22(6): 1-32.
- VAN DER HAMMEN, T., MAARLEVELD, G. C., VOGEL, J. C. & ZAGWIJN, W. H. 1967: Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the Last-Glacial in the Netherlands. *Geologie Mijnb.* 46: 79-95.
- VAN DER WIEL, A. & WIJMSTRA, T. A. 1987: Palynology of the lower part (78-120 m.) of the core Tenaghi Philippon II, Middle Pleistocene of Macedonia, Greece. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 52: 73-88.
- VAN MOURIK, J. M. 1986: *Pollen profiles of slope deposits in the Galician area (N.W. Spain)*. Nederlandse Geografische Studies, 12. Amsterdam.
- VAN ZEIST, W. 1967: Late Quaternary vegetation history of western Iran. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 2: 301-311.
- VAN ZEIST, W., TIMMERS, W. & BOTTEMA, S. 1968: Studies of modern and Holocene pollen precipitation in southeastern Turkey. *Palaeohistoria* 14: 19-40.
- VÁZQUEZ, A., ZAMARREÑO, I., REYES, E. & LINARES, J. 1991: Late Quaternary climatic changes on the southwestern Balearic slope (Western Mediterranean): isotopic, faunal, and mineralogical relationships. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 81: 215-227.
- VEGA-TOSCANO, L. G. 1988: *El Paleolítico Medio del Sureste Español y Andalucía Oriental*. Tesis. Univ. Complutense. Madrid.
- 1990: La fin du Paléolithique Moyen au Sud de l'Espagne: ses implications dans le contexte de la Péninsule Ibérique. In: *Paléolithique moyen récent et Paléolithique supérieur ancien en Europe*. Colloque international de Nemours: 169-176. Ile-de-France.
- VEGA-TOSCANO, L. G., HOYOS, M., RUIZ-BUSTOS, A. & LAVILLE, H. 1988: La séquence de la grotte de La Carhuela (Píñar, Grenade): chronostratigraphie et paléoécologie du Pleistocène au sud de la Péninsule Ibérique. In: OTTE, M. (Ed.), *L'homme de Néanderthal, 2, L'environnement*: 169-180. Univ. Liège.
- VERNAL, A., RICHARD, P. & JETTÉ, H. 1983: Sur les effets de la technique de Lüber utilisée en analyse pollinique pour éliminer la matière organique non décomposée. *Pollen Spores* 25 (3-4): 541-548.
- VERNET, J. L. 1973: Etude sur l'histoire de la végétation du Sud-Est de la France au Quaternaire, d'après les charbons de bois principalement. *Paléobiol. cont.* 4 (1): 1-90.
- VERNET, J. L., BADAL, E. & GRAU, E. 1983: La végétation néolithique au sud-est de l'Espagne (Valencia, Alicante) d'après l'analyse anthracologique. *C.R. Acad. Sc. Paris* 296: 669-672.
- VERNET, J. L., BADAL, E. & GRAU, E. 1987: L'environnement végétal de l'homme au Néolithique dans les Sud-Est de l'Espagne (Valence, Alicante): première synthèse d'après l'analyse anthracologique. In: *Premières communautés paysannes en Méditerranée Occidentale*. Colloque international du C.N.R.S.: 131-136. Montpellier.
- VERNET, J. L., BADAL, E., GRAU, E. & ROS, T. 1984: Charcoal analysis and the Western Mediterranean prehistoric flora. In: WALDREN, W. H., CHAPMAN, R., LEWTHWAITE, J. & KENNARD, R. (Eds.), *Early settlement in the Western Mediterranean islands and the peripheral areas*: 165-179. BAR International Series 229. Oxford.
- VILLAVARDE, V. & FUMANAL, M. P. 1990: Relations entre le Paléolithique moyen et le Paléolithique supérieur dans le versant méditerranéen espagnol. In: *Paléolithique moyen récent et Paléolithique supérieur ancien en Europe*. Colloque international de Nemours: 177-186. Ile-de-France.
- VOGEL, J. C. & VAN DER HAMMEN, T. 1967: The

- Denekamp and Paudorf interstadials. *Geologie Mijnb.* 46: 188-194.
- VORREN, K. D. 1978: Late and Middle Weichselian stratigraphy of Andoya, north Norway. *Boreas* 7: 19-38.
- WATTS, W. A. 1985: A long pollen record from Laghi di Monticchio, Southern Italy: a preliminary account. *Geol. Soc. London* 112: 491-499.
- WEBB III, T. 1986: Is vegetation in equilibrium with climate? How to interpret Late-Quaternary pollen data. *Vegetatio* 67: 75-91.
- WEBB III, T. & BRYSON, R. A. 1972: Late- and postglacial climatic change in the northern midwest, USA: quantitative estimates derived from fossil pollen spectra by multivariate statistical analysis. *Quat. Res.* 2: 70-115.
- WEINSTEIN, M. 1976: The late Quaternary vegetation of the northern Golan. *Pollen Spores* 18 (4): 553-562.
- WELTEN, M. 1982: Stande der palynologischen Quartärforschung am schweizerischen Nordalpenrand. *Geogr. Helv.* 2: 75-83.
- WIJMSTRA, T. A. 1969: Palynology of the first 30 metres of a 120 m. deep section in Northern Greece. *Acta Bot. Neerl.* 18 (4): 511-527.
- WIJMSTRA, T. A. & SMIT, A. 1976: Palynology of the middle part (30-78 metres) of the 120 m. deep section in Northern Greece (Macedonia). *Acta Bot. Neerl.* 25 (4): 297-312.
- WOILLARD, G. 1975: Recherches palynologiques sur le Pléistocène dans l'Est de la Belgique et dans les Vosges lorraines. *Acta Geographica Lovaniensia* 14: 1-168.
- 1979: The last interglacial-glacial cycle at Grande Pile in Northeastern France. *Bull. Soc. belg. Géol.*, 88(1): 51-69.
- WOODS, K. D. & DAVIS, M. B. 1982: Sensitivity of Michigan pollen diagrams to little Ice Age climatic change. *AMQUA Abstracts*, 7: 81.
- WRIGHT, J., MCANDREWS, J. H. & VAN ZEIST, W. 1967: Modern pollen rain in Western Iran and its relation to plant geography and Quaternary vegetational history. *J. Ecol.*, 55: 415-443.
- ZAGWIJN, W. H. 1957: Vegetation, climate and time-correlations in the early Pleistocene of Europe. *Geologie Mijnb.* 19: 233-244.
- 1961: Vegetation, climate and radiocarbon dating in the Late Pleistocene of the Netherlands. *Meded. geol. Sticht.* 14: 15-52.
- 1974: Vegetation, climate and radiocarbon dating in the Late Pleistocene of the Netherlands, Part 2. The Middle Weichselian. *Meded. Rijks Geol. Dienst.* 25: 101-111.
- ZAGWIJN, W. H. & PAEPE, R. 1968: Die Stratigraphie der Weichseilzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens. *Eiszeitalter Gegenw.* 19: 129-146.
- ZAZO, C., GOY, J. L. & AGUIRRE, E. 1984: Did *Strombus* survive the last interglacial in the Western Mediterranean sea? *Mediterranea, Ser. Geol.* 3: 131-137.
- ZAZO, C., GOY, J. L., HOYOS, M., DUMAS, B., PORTA, J., MARTINELL, J., BAENA, J. & AGUIRRE, E. 1981: Ensayo de síntesis sobre el Tirreniense peninsular español. *Estudios Geológicos* 37: 257-262.
- ZAZO, C., GOY, J. L., SOMOZA, L., BARAJI, T. & DABRIO, C. J. 1987: Recent quaternary marine levels in Peninsular Spain. In: ALBERDI, M. T. & BONADONNA, F. P. (Ed.): *Late Quaternary sea-level changes in Spain. Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario* 10: 7-31: C.S.I.C. Madrid.