

Evolución glaciaria y dinámica de la vegetación en el Pirineo central catalán: El complejo glaciolacustre de Burg (Farrera, Pallars Sobirà, Lleida)

Albert Pèlach

Joan Manuel Soriano

Departament de Geografia, Universitat Autònoma de Barcelona

Agustí Esteban

Centre d'Art i Natura, Farrera de Pallars

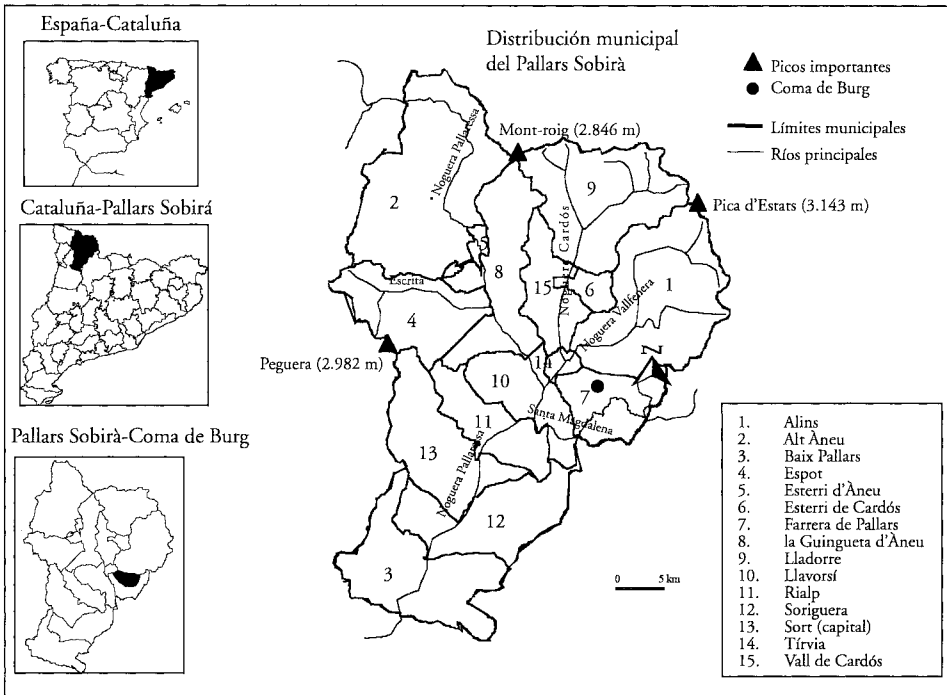
Introducción

El trabajo que aquí se presenta es una nueva aportación a la historia del glaciario pirenaico catalán complementada con datos de tipo paleobiogeográfico, que se unen a la incipiente historia holocénica de la vegetación de la vertiente sur pirenaica y a partir de los cuales será posible:

- a) El conocimiento de la composición, estructura y biomasa de las masas forestales del área de estudio de los aproximadamente últimos 9.000 años.
- b) El estudio de las variaciones climáticas durante el periodo considerado.
- c) La construcción del paisaje vegetal actual como resultado de la relación entre la sociedad y el medio natural.

La investigación se desarrolla en la Coma de Burg, valle drenado por el torrent de Burg, tributario de la Noguera de Cardós, a su vez afluente de la Noguera Pallaresa. La Coma se halla en el límite oriental de la comarca del Pallars Sobirà con Andorra y el Alt Urgell (Mapa 1), pero alejado de las grandes cumbres pirenaicas, localizadas más al norte (Pica d'Estats, 3.143 m; Mont-roig, 2.846 m) o al oeste (Peguera, 2.982 m).

Mapa 1.
Situación general de Ferrera de Pallars



Fuente. Elaboración propia a partir de <http://www.gencat.es/mediamb/sig/sig.htm> (2000)

La Coma de Burg se originó a partir del núcleo silúrico (pizarras ampelíticas) y devónico (pelitas) del sinclinal hercínico de Llavorsí (orientación ONO-ESE y vergencia S). Su marcado carácter isoclinal hace que en el flanco N las series aparezcan invertidas y a la vez muestren una geomorfología muy abrupta y característica. Nuestro interés se centra en el estudio de las huellas dejadas por la acción glaciaria cuaternaria, excepcionalmente respetadas por la morfogénesis holocénica. Las evidencias glaciares se sitúan a una relativa baja altitud, a excepción de la zona de Pic de Mániga (2.515 m), en cabecera de la cuenca de recepción. Su extensión es muy modesta, y su localización considerablemente meridional. Hasta ahora, no han sido objeto de estudios de detalle, debido a dos causas

- a) La dinámica nival actual carece de importancia si se compara con la del resto de la comarca, debido a la escasa innivación, y por tanto, no ha sido considerada en trabajos de riesgo de aludes (MASES, 1991)
- b) Las evidencias glaciares se han buscado en cuencas de recepción mayores y a más altitud sin llegar a realizarse trabajos de detalle de la zona (BRU, 1985; MARTÍ y GARCÍA, 1994). Así, la proximidad a las grandes cuencas glaciares del Escrita, de la Noguera Ribagorzana y de la Noguera Pallaresa (SERRAT et al., 1994) han restado interés a zonas menos extensas y elevadas.

A la vista de estas características, la Coma de Burg, donde se localiza el complejo glacio-lacustre de Burg, se muestra como un lugar ideal para realizar estudios paleobiogeográficos de alta resolución a condición de localizar los depósitos idóneos para ello.

En este sentido, durante 1999 se desarrolló una prospección sistemática en la Coma de Burg, el resultado más notable de la cual fue la detección de una zona endorreica funcionando como humedal estacional, conocida como *Estany de la Coma de Burg*. En realidad, se trata de una paleolaguna colmatada, muy rica en palinomorfos y otros macro y micro fósiles.

La excepcionalidad del Estany de Burg radica en su localización (42° 30' 18" latitud norte; 1° 18' 22" longitud este; 1.821 metros de altitud) y en las características propias de su cuenca, muy reducida si se compara con los grandes valles glaciares vecinos (SERRAT et al., 1994). Debido a esta característica, la erosión fluvial holocénica apenas ha incidido en los depósitos de génesis glaciaria, y por tanto podemos reconocer, en un espacio de terreno muy reducido, la totalidad del aparato glaciario a partir del último máximo glaciario würmiense; así pues, la Coma de Burg se trata de un espacio de enorme interés para el estudio del Pleistoceno superior y Holoceno.

En la presente comunicación se presentarán los primeros resultados geomorfológicos y palinológicos de los estudios en curso, que forman parte de un proyecto más ambicioso en el que se ha buscado la complementariedad de otras investigaciones (RIERA y ESTEBAN 1997; GALOP, 1998; DAVASSE, 2000). Así en el proyecto principal, diseñado aprovechando los resultados de trabajos recientes se recogen no solo datos paleobotánicos otros que el polen (antracología, dendrología, edafología) sino también datos de fuentes documentales escritas y gráficas, que permiten una mayor profundización en la historia vegetal reciente del territorio (MOLINA, 2000; PÈLACHS, 2000; SORIANO, 1997).

El contexto glaciario y paleoecológico del Pirineo central catalán

El estudio del glaciario en la vertiente meridional de los Pirineos ha estado presente en los últimos años en las aportaciones de síntesis y obras de conjunto que han mostrado un interés renovado por el estudio del glaciario pirenaico (CHUECA et al., 1998; GÓMEZ y ALBERTI, 1998b; GÓMEZ y SALVADOR, 1998a; PALLÍ y ROQUÉ, 1999; GÓMEZ et al., 2000) y que complementan estudios anteriores e intentos de síntesis sobre la cronología glaciaria a partir del último máximo glaciario (BORDONAU, 1992; MARTÍ y GARCÍA, 1994). Los intentos de cronología glaciaria realizados a partir del estudio de los depósitos de génesis glaciaria y periglaciaria, han establecido hasta el momento una serie de fases equivalentes cronológicamente tanto para el Pirineo central catalán (BORDONAU, 1992) como para el Pirineo central aragonés (SERRANO y MARTÍNEZ DE PISÓN, 1994), tal y como se ha recogido en un

trabajo reciente (CHUECA et al., 1998). En ambos casos, el último máximo glaciar se situaría de forma anterior a los 45.000 años BP, identificándose a continuación varias fases evolutivas (BORDONAU, 1992, JALUT et al. 1992, CHUECA et al., 1998):

- a) Fase de estabilización post-máximo, entre 45.000 y 31.000 años BP según Jaume Bordonau (1992) y Fase intermedia estable y Fase pleniglaciar interna según Martínez de Pisón (SERRANO y MARTÍNEZ DE PISÓN, 1994).
- b) Fase de glaciares de valle, entre 31.000 y 16.000 años BP, pero que Jaume Bordonau (1992) sitúa muy probablemente por encima de 26.000 años BP. Y fase de equilibrio finiglaciar según E. Martínez de Pisón (SERRANO y MARTÍNEZ DE PISÓN, 1994)
- c) Fase de glaciares de altitud, entre 16.000 y 13.000 años BP (BORDONAU, 1992) o Fase principal de retroceso y Fase final de retroceso del finiglaciar (SERRANO y MARTÍNEZ DE PISÓN, 1994).
- d) Fase de glaciares rocosos, correspondiente al Tardiglaciar, entre 16.000 y 10.000, con posible paroxismo entre 11.000 y 10.000, correlacionable con el Dryas Reciente (BORDONAU, 1992).

Respecto la presencia de episodios glaciares en el Holoceno, la mayoría de autores reconoce la pequeña Edad del Hielo (entre los siglos XVII y XIX) como único testimonio glaciar holocénico, aunque también se ha apuntado la existencia de una fase «neoglaciar» pirenaica entorno a 5.100 ± 90 años BP (GELLATLY et al., 1992), coetánea a la detectada en los Alpes (CHUECA et al., 1998). Es posible que en el futuro se detecten nuevas evidencias de posibles oscilaciones, si tomamos los Alpes como modelo.

Ahora bien, esta cronología que se viene exponiendo presenta un serio inconveniente, tal y como recoge Javier Chueca (1998: 15): «en el momento actual se sigue planteando el problema de la diacronía entre las cronologías admitidas a nivel global en ambos hemisferios, que sitúan el último Máximo Glaciar entorno 18.000-20.000 BP, con las dataciones obtenidas en los Pirineos, que parecen emplazar ese episodio como anterior a 45.000 BP». La comparación entre las dataciones absolutas a partir del ^{14}C y las marinas del isótopo del oxígeno $\delta^{18}\text{O}$ no tienen por tanto la misma correlación cuando se trata de ubicar el máximo glaciar, en cambio si que existe una buena correlación en los episodios posteriores. De esta manera mientras algunos autores han apostado por afirmar que el error viene determinado por el envejecimiento de las muestras continentales en muchos casos localizados en suelo calcáreo («hard water effect») y que por tanto en determinadas partes pirenaicas no tienen validez, otros trabajos han apostado por tratar de establecer una correlación entre ambas cordilleras a partir de establecer una interpretación climática (FLORINETH y SCHLÜTER, 2000). En todo caso, lo que se hace evidente es una falta de indicadores paleoclimáticos y paleoambientales («proxies data») que expliquen por un lado el cambio climático y por otro la evolución glaciar pirenaica a partir de datacio-

nes precisas. De aquí que los trabajos de conjunto cada vez más tiendan a utilizar distintos métodos y técnicas de datación que complementan las realizadas a partir de ^{14}C cuando de lo que se trata es de explicar cambios ambientales (ALLEN et al., 1999).

La palinología se ha mostrado como una herramienta eficaz para explicar la evolución de la cubierta vegetal a partir del último máximo glaciario y durante el Holoceno, a la vez que ha permitido interpretar con mayor fidelidad las distintas pulsaciones glaciares que a lo largo del tardiglaciario y durante el periodo postglaciario han supuesto la práctica retirada del hielo pirenaico. Las aportaciones palinológicas realizadas hasta el momento en la vertiente meridional del Pirineo central catalán son muy escasas, solamente hay datos definitivos de la Alta Ribagorza (VILAPLANA y MARTÍ, 1988; CATALÁN y PLA, 1998), y se cuenta con los trabajos en curso de elaboración del Pallars Sobirà (CATALÁN et al., 1999; Pèlachs et al., 2001; Pèlachs, et al., en prensa). Y es que si bien se pueden considerar los trabajos realizados en el Valle de Aran como propios del Pirineo central catalán (AUBERT, 1993; JALUT et al. 1996), su orientación atlántica nos obliga a considerarlos como propios de la vertiente septentrional. Los estudios en el Pirineo catalán se completan con los trabajos realizados en Andorra (LEROYER, 1988; ESTEBAN, 1996), la Cerdaña (ESTEBAN, 1995) y la zona de Olot (PÉREZ-OBÍOL, 1992). A su vez, las cabeceras de los ríos Gállego y Aragón (MONTSERRAT, 1992) y el Pirineo Vasco (PEÑALBA, 1988) completarían las principales investigaciones sobre palinología pirenaica. Es pertinente decir que en la vertiente septentrional este tipo de estudios están mucho más desarrollados (MARDONES y JALUT, 1983; ANDRIEU et al., 1988; JALUT et al., 1988, 1992 y 1998; REILLE, 1990; REILLE y LOEWE, 1993; GALOP y JALUT, 1994; GALOP, 1998; BONHOTE et al. 2000) y esto ha permitido realizar trabajos de síntesis sobre la historia de la vegetación (JALUT et al., 1998) que restan por hacer en la cara sur pirenaica.

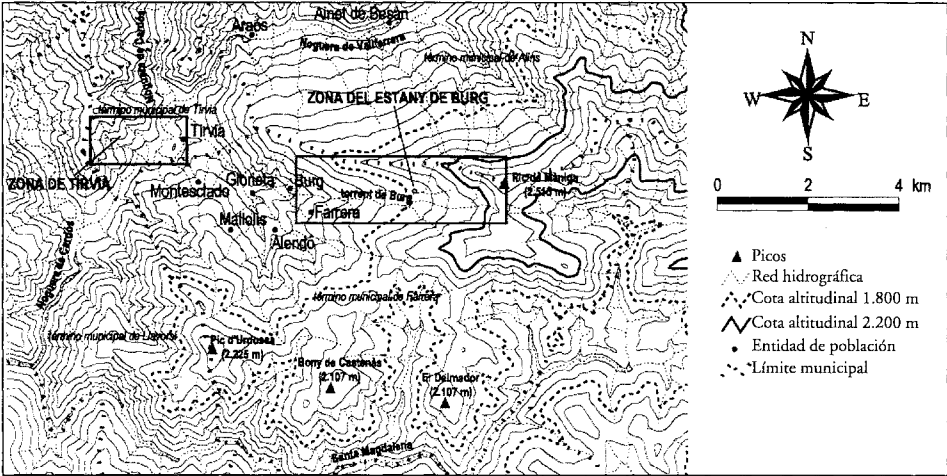
Evidencias de la evolución glaciaria en el estany Burg

A partir de la fotointerpretación y el trabajo de campo se ha realizado un análisis detallado de la geomorfología glaciaria de la zona,¹ lo que ha permitido ampliar los pocos conocimientos generales del lugar (NUSSBAUM, 1956; BRU, 1985; MARTÍ y GARCÍA, 1994). Se han buscado evidencias glaciares en dos localizaciones:

- a) En la confluencia de las aguas de la Coma de Burg con la Noguera de Cardós (Tírvia, 900 m de altitud), a partir de los indicios que señalaban el lugar como un kame (BRU, 1985) (ver Mapa 2).
- b) En la cuenca de recepción de la Coma de Burg, entre la cota 2.500 y 1.500 metros de altitud (ver Mapa 2).

1. Realizado gracias a la ayuda y colaboración de Valentí Turu i Michels, geólogo y especialista en temas de glaciario pirenaico, además de ser el director de la empresa IGEOTEST de Andorra.

Mapa 2 Localización del trabajo de campo

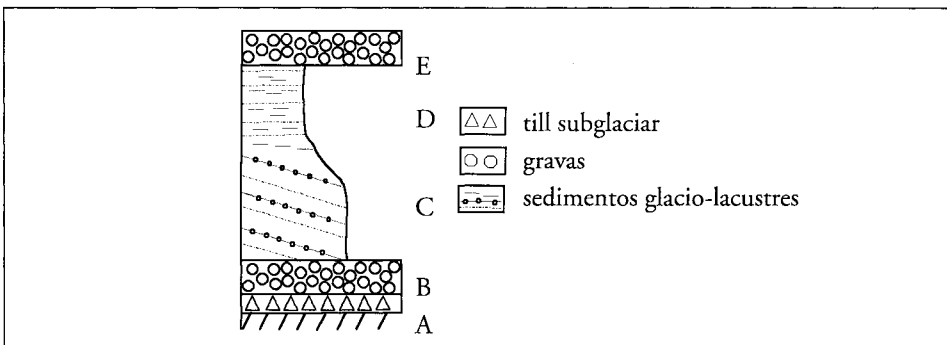


Fuente: elaboración a partir de <http://www.gencat.es/mediando/sig./sig.htm> (200)

A partir de las evidencias observadas en Tírvia (figura 1) se han establecido dos fases de avance del hielo:

a) La primera fase (fase 1) se ha identificado a partir de los restos de till subglaciar (letra A, figura 1) situados en la carretera de Llavorsí («Borda Pobill») a Alins (L-504). Las gravas encontradas por encima de este nivel en el pueblo de Tírvia, demuestran una sedimentación posterior fluvio-glaciar de tipo torrencial no necesariamente proglaciar (letra B, figura 1), lo que se explicaría por un retroceso del hielo acompañada de una obturación del fondo de valle; resta por determinar la causa o origen que la motivó.

Figura 1 Columna Estratigráfica de Tírvia

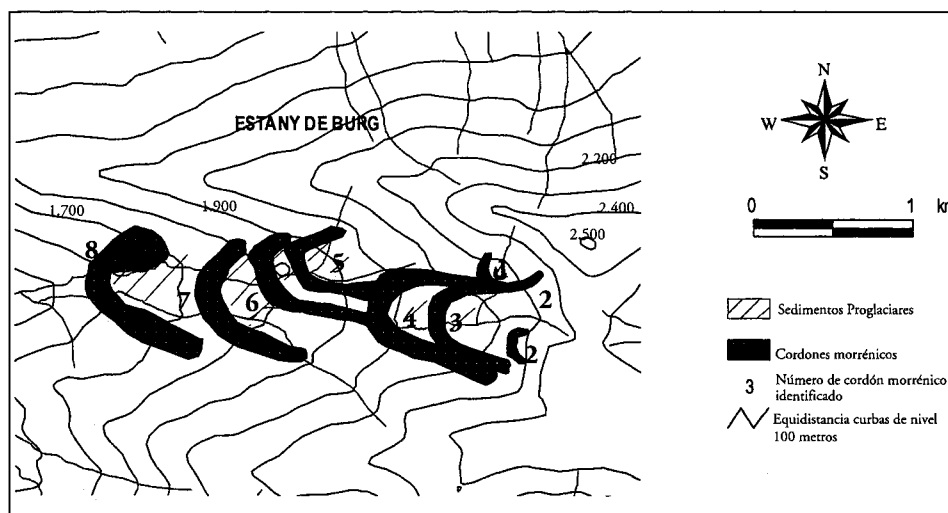


Fuentes. Elaboración propia a partir del trabajo de campo

b) La sedimentación glacio-lacustre posterior, con una distribución de los estratos ligeramente inclinados (letra C, figura 1) y deformados (letra D, figura 1) se interpreta como el avance del glaciar en la fase 2. La conservación de estos sedimentos denota, sin embargo, un avance menor de la segunda fase respecto la primera que, de ser mayor, los habría erosionado. El retroceso posterior de la fase 2 dará lugar de nuevo a un estrato de gravas (letra E, figura 1).

Por otra parte, el examen realizado en la cuenca de recepción de la Coma de Burg ha permitido establecer la presencia de 11 cordones morrénicas relacionados con distintas pulsaciones, ocho de los cuales se han podido cartografiar en detalle (Mapa 3).

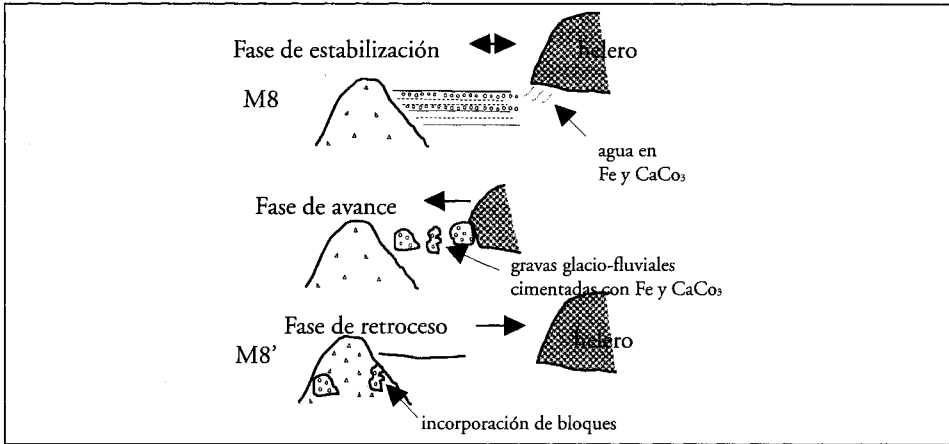
Mapa 3
Cordones morrénicos de la zona del Estany de Burg



Fuentes. Elaboración propia a partir de <http://www.gencat.es/mediamb/sig/sig.htm> (200)

No se ha tratado por el momento el establecimiento de una cronología general, debido a no disponer de dataciones absolutas en detalle, y por prudencia a causa de la discrepancia interpretativa de la cronología del último máximo glaciario. No obstante, a partir de la identificación de un máximo (M10) y de una fase de estabilización muy marcada (M8-M8') (Figura 2) se ha adaptado la propuesta metodológica propuesta por Jaume Bordonau (1992) (Gráfico 1) y se ha descrito este episodio como el propio de la fase de los «glaciares de valle», superior a 26.000 años BP. El resto de pulsaciones (hasta 7) indican el periodo completo de la deglaciación para los cuales se espera profundizar en posteriores estudios dado su innegable interés científico. Cabe insistir que, a la espera de dataciones absolutas, esta cronología debe considerarse como provisional.

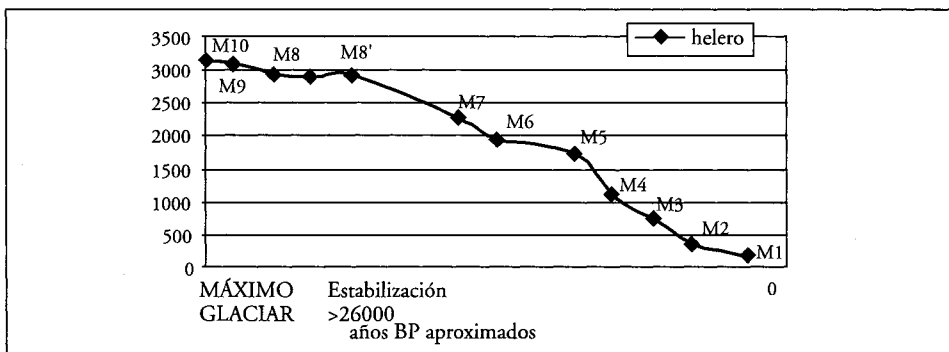
Figura 2
Esquema interpretativo de la fase de estabilización



Fuente. Elaboración propia a partir del trabajo de campo

El Estany de Burg es una cubeta de obturación morrénica inserta en los materiales pizarrosos de la formación Civís, funcionando actualmente y de forma parcial como ciénaga estacional. La cubeta se sitúa entre el quinto (M5) y el sexto (M6) cordón morrénico a partir de la última pulsación glaciár detectada (M1) y de aquí se deduce cierta antigüedad de su formación (Mapa 3 y Gráfico 1). Para un mejor conocimiento de la cubeta y una mayor rentabilización de las prospecciones, se llevaron a cabo tres sondeos eléctricos verticales mediante geofísica de superficie (100 metros de distancia máxima entre electrodos). Se determinó así una amplitud de la cubeta de 120 x 100 m, una profundidad máxima de 43,3 metros y una deposición de sedimentos lutíticos, orgánicos y fluvio-torrenciales de unos 18 m de potencia, encajados en un till indiferenciado de 14 a 25 m recubriendo las pizarras (Figura 3).

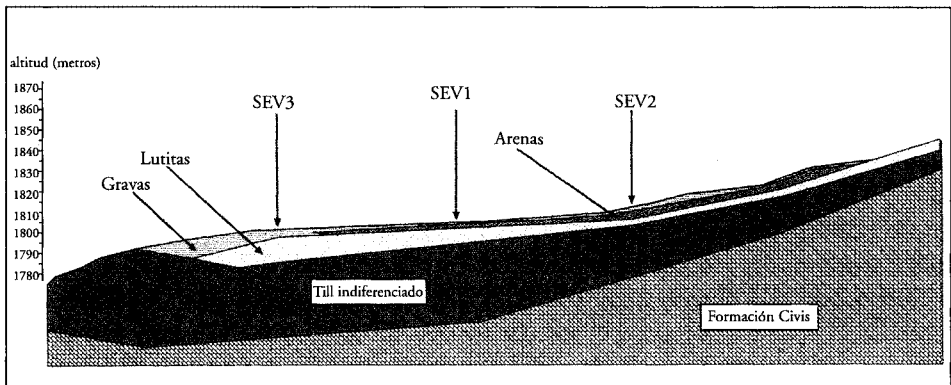
Gráfico 1
Relación entre edad de formación de los cordones morrénicos y extensión longitudinal del glaciár



Fuente. Elaboración propia a partir del trabajo de campo y Bordonau (1992)

El trabajo de campo también permitió comprobar que existe cierta disimetría entre los cuatro cordones morrénicos próximos a la cabecera del valle y los cuatro de la zona del lago (Mapa 3), desviación provocada por el umbral rocoso situado entre el cuarto y el quinto cordón morrénico que orientó el helero ligeramente al norte, favoreciendo la obturación del valle y a la larga la formación del lago. Este hecho, ha ayudado a que el lago quedara más resguardado de la dinámica fluvial, tanto la originada por las aguas de fusión provenientes de los hielos localizados entre el Estany y la cabecera (evidencia de cuatro episodios de estabilización, correspondientes cronológicamente a la fase de glaciares de valle –de forma parcial- y/o a las fases de glaciares de altitud y rocosos), como a las aguas pluviotorrenciales holocénicas. Así, se ha favorecido la conservación de los depósitos lacustres, en los cuales predominan materiales de fina granulometría por la misma causa referida. Cabe añadir que actualmente el valle tiene dos cauces de agua y solamente el de menor caudal tributa las aguas a la cubeta del Estany.

Figura 3
Perfil del «Estany de Burg» a partir del Sondeo Eléctrico Vertical (SEV)



Fuente. Elaboración de V.Turu (1999), orientación O-E.

Historia de la vegetación en el pirineo central catalán a partir del Estany de Burg

A partir de la geofísica de superficie y del trabajo de campo geomorfológico, pudo establecerse el modelo de sedimentación de la pequeña cuenca, y precisar el punto óptimo de sondeo. A continuación, se extrajo un testimonio de sedimento continuo mediante la realización de sondeo manual a percusión, obteniéndose una columna sedimentaria de 6,70 metros de potencia. Entre el nivel superficial y los 436 cm de profundidad encontramos un paquete turboso con intercalaciones limosas, dominando los limos hasta los 6,70 metros (PÈLACHS, 2000). Del testimonio extraído se han obtenido 72 muestras, sobre

las que se ha realizado el análisis palinológico. Es importante decir que en todas las muestras la riqueza de palinomorfos y la ausencia de niveles estériles, unido a un buen estado de conservación ha permitido una buena identificación palinológica. A la espera de las dataciones por ^{14}C , los espectros polínicos basales del total de la columna sedimentaria, por comparación regional, permiten establecer una edad basal mínima entorno 9.000 años BP (PÈLACHS, 2000); estimación que parecen refrendar los trabajos realizados en el Estany Redon (CATALÁN y PLA, 1998). A partir de los análisis realizados por uno de los firmantes del presente trabajo, se han identificado alrededor de unos 70 taxones polínicos.

La modelización de la lluvia polínica actual ha permitido calibrar los resultados, para este fin, se ha aprovechado que los musgos se comportan como excelentes captadores de polen y que su vida no es anual para estudiar la lluvia polínica de los últimos 5-10 años. De esta forma a partir de un pequeño transecto en la zona del lago, se recogieron 8 musgos en intervalos de 2 a 3 metros, siguiendo la orientación este-oeste (orientación general del valle para detectar mejor el efecto parábola de la actual lluvia polínica) de los cuáles se analizaron 4. El tratamiento químico adecuado permitió identificar 1.451 palinomorfos, correspondientes a 28 taxones distintos². El posterior tratamiento de los datos obtenidos ha permitido establecer un modelo de lluvia polínica válido para la Coma de Burg (PÈLACHS, 2000), a partir del cual se pueden interpretar los resultados del sondeo.

Es un hecho demostrado que las condiciones climáticas en el Holoceno han favorecido la aparición de importantes masas forestales, si bien es cierto que a lo largo de este periodo el clima no ha permanecido en absoluto estable (JALUT et al., 2000) pudiéndose reconocer distintas pulsaciones climáticas (esquemáticamente: Pre-boreal 10.000-8.800 BP; Boreal 8.800-7.500 BP; Atlántico 7.500-4.500 BP; Sub-boreal 4.500-2.500 BP y Sub-atlántico 2.500 BP a la actualidad) (COSTA et al., 1998)³. El interés de esta comunicación estriba en el hecho de explicar la evolución de la vegetación en la vertiente meridional de los Pirineos centrales catalanes, a partir de la comparación de las informaciones publicadas con los nuevos resultados del Estany de Burg.

Las limitaciones de la comparación vendrán determinadas por el escaso número de investigaciones realizadas, por el hecho de que no es posible traducir mecánicamente los datos generales a una escala regional y/o local, así como también por la falta de dataciones precisas sobre la zona estudiada; por todos estos motivos se tendrán que tratar con especial cuidado las informaciones de ambas vertientes pirenaicas. Con los resultados disponibles pero, si se extrema la prudencia, es posible establecer dataciones relativas a partir de la aparición de especies bioindicadoras, como por ejemplo *Fagus*, desarrollado en

2. Trabajo realizado bajo la dirección del Dr. Ramon Pérez-Obiol en el Departamento de Botánica de la UAB.

3. Utilizaremos esta periodificación más en su sentido cronológico que por su definición bioclimática, tal como ésta ha sido expresada tradicionalmente.

el Pirineo peninsular a partir de 4.500 BP (MONTSERRAT, 1992; ESTEBAN, 1995; CATALÁN, 1998). Otro ejemplo lo constituye la *Juglans-line*, cronoindicador de marcado carácter antrópico detectable hacia 2.000 BP (BEUG, 1973).

Los resultados obtenidos en el tercio inferior del diagrama polínico del Estany de Burg muestran una flora polínica dominada por *Betula*, *Pinus* y *Corylus*, con presencia de *Quercus* y *Ulmus*. En Estany Redon por contra predominan *Pinus* en un primer momento y *Corylus* posteriormente, de modo parecido a los diagramas polínicos de la alta cuenca de la Garona. Destacar que según G. Jalut et al. (1998) *Corylus* y *Quercus* tienen una aparición simultánea en todo el Pirineo septentrional que se situaría entorno a 9.900 BP, aunque la colonización de *Quercus* se habría iniciado de una forma anterior como parecen confirmar también los datos del Ibón de Tramacastilla (MONTSERRAT, 1992) y el Estany Redon (CATALÁN y PLA, 1998), ya en la vertiente peninsular.

Durante el periodo Atlántico se consolidan los actuales pisos de vegetación, destacando la presencia del robledal mixto en el piso montano y los abedulares y avellanares en el piso montano-subalpino. Especies todas ellas favorecidas por la mejora térmica y el incremento de la humedad, cosa que favoreció también la aparición de especies caducifolias como *Ulmus*, *Tilia*, *Fraxinus* y *Alnus*, el conjunto de las cuales se expande de una forma más o menos simultánea en el tiempo y en el espacio (JALUT et al., 1998). Destacar la ausencia de *Abies* y de *Fagus* dos especies que por sus características ecológicas tienen una historia particular no exenta de discusión y a las cuales dedicaremos una especial atención. Y es que el abeto no aparece de forma simultánea en el espacio y en el tiempo en los Pirineos, sino que lo hace de manera diacrónica, es decir, su aparición es progresiva a lo largo de la cordillera siguiendo un gradiente este-oeste. Así, el abeto se desarrolló primero en los Pirineos Mediterráneos, estando presente en Nohèdes ya desde el 9.800 BP (REILLE y LOEWE, 1993). En el Donezan se ha encontrado a partir de 8.250 BP, pero su desarrollo óptimo se situó hacia el 7.000-7.500 BP. En la cuenca de la Ariège, se remontó a 7.030 BP, pero su óptimo no se produjo hasta 5.140 BP (JALUT et al., 1988). En los Pirineos Atlánticos, en Estarrés (valle de la Gave d'Ossau) no se puede hablar del abetal hasta el 4.830 BP y su máximo se debe situar entorno al 4.310 BP (JALUT et al., 1988). Esta graduación también se comprueba en el ámbito de valle como ocurre en el Valle de Aran donde a medida que nos acercamos al norte el abetal se hace más reciente. De esta manera en Barbazan el abetal se consolida el 4.860 BP (ANDRIEU, 1991) y el 3.600 BP en la Bassa d'Ules (AUBERT, 1993). Hacen falta nuevas dataciones para validar estas hipótesis pero todo parece indicar que el abeto se desarrolla en el Pirineo central con un retraso más acentuado en la vertiente norte que en la vertiente sur (CATALÁN y PLA, 1988; PÉLACHS et al.; en prensa). Aun no se puede precisar la cronología de la aparición y desarrollo de *Abies* en esta vertiente sur, aunque en la norte se ha explicado su desarrollo posterior a partir de su separación de las áreas refugio situadas en los Pirineos orientales (REILLE y ANDRIEU, 1991); aunque si bien esta afirmación puede ser cierta, no lo es menos el hecho que los cambios climáticos han jugado un papel importante en este proceso, y si no ¿cómo se puede explicar la

pervivencia de abedulares y avellanares (especies consideradas como colonizadoras) durante milenios? El propio factor climático sirve también para explicar porque en un cierto momento estas formaciones son sustituidas por *Abies* (ESTEBAN, en prensa); pero de momento la evolución del clima y los mecanismos de cambio en el Pirineo central aun se están discutiendo y por tanto solo se pueden hacer hipótesis más o menos contrastadas (FLORINETH y SCHLÜCTER, 2000).

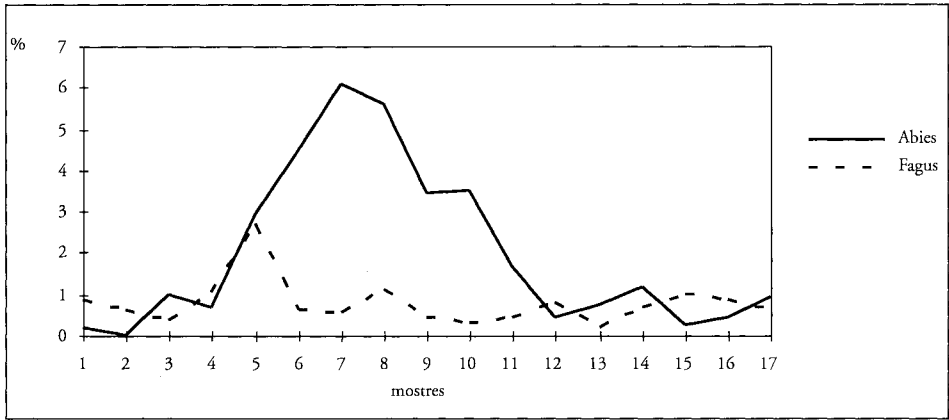
La aparición de *Fagus* parece ser mucho más homogénea que la de *Abies*. El haya se desarrolla de forma más tardía que el abeto, y aparece de forma casi simultánea a lo largo de la cordillera pirenaica. Ahora bien, la existencia de varias áreas refugio complica esta interpretación. Sin entrar más a fondo en esta temática, la hipótesis que se plantea es la siguiente: la expansión de *Fagus* vino condicionada por un empeoramiento climático caracterizado por un aumento de la humedad en medianas y elevadas cotas que no llegó a modificar el piso montano-subalpino, el cual por otra parte continuó dominado por los abetales. Paradójicamente, este proceso corresponde a un progresivo gradiente de aridificación en la costa mediterránea occidental (JALUT et al., 2000). Tampoco se debe obviar como factor causal la intensificación de la actividad antrópica, agente condicionador de la evolución de la vegetación a partir de determinadas prácticas agrarias (incendios, deforestaciones, talas selectivas, etc.) (JALUT, 1984). La extensión de *Fagus* por tanto vendrá doblemente condicionada por factores climáticos y por la intervención antrópica, que en un primer momento actuó selectivamente sobre *Abies*.

A partir de la segunda mitad del Sub-atlántico, ya en época medieval, el crecimiento de la presión antrópica reducirá considerablemente la extensión de los abetales, hayedos y robledales, favoreciendo en cambio el desarrollo del pino silvestre (rápido colonizador) a media altitud, tal y como refleja claramente el diagrama polínico del Estany de Burg (PÈLACHS, 2000). En el Gráfico 2 se puede observar como la dinámica de *Abies* y *Fagus* se establece a partir de una relación de dominio del abeto sobre el haya, que se expansiona a partir de la intervención antrópica selectiva sobre aquel.

El factor antrópico en la zona pirenaica estudiada tiene una enorme importancia para comprender la relación sociedad-medio natural, ya que tal y como se puede observar en el gráfico siguiente (Gráfico 3) la práctica desaparición de *Abies* y *Fagus* se debe a una fuerte perturbación antrópica que afectó el conjunto de la totalidad del estrato arbóreo. En esta zona se ha relacionado directamente este hecho con la actividad metalúrgica (*farga catalana*) que tal y como demuestran las fuentes documentales, tuvo su pleno apogeo entre 1750 y 1850, y supuso la desaparición de buena parte de la cobertura forestal (Pèlachs, 2000).

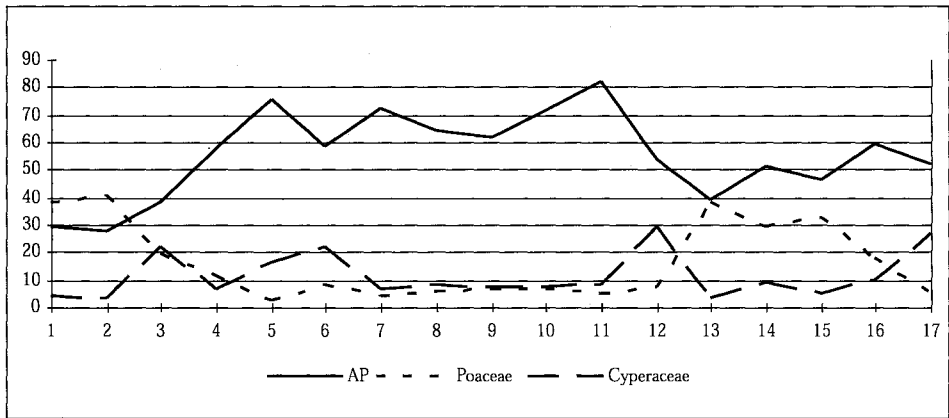
En todo caso la acción antrópica configura de manera determinante el actual paisaje vegetal de la Coma de Burg, en el que prácticamente ha desaparecido el estrato arbóreo del piso montano, sustituido por los prados de guadaña. En las últimas décadas, el abandono de campos de cultivo y prados ha propiciado la rápida expansión de *Pinus sylvestris*, tal y como ocurre en otras áreas del Pirineo catalán (MOLINA, 2000, PÈLACHS, 2000).

Gráfico 2
Evolución comparativa entre el abeto y el haya



Fuente. Elaboración propia a partir del análisis palinológico

Gráfico 3
Variaciones de polen arbóreo (AP), Poáceas y Ciperácias



Fuente. Elaboración propia a partir del análisis palinológico.

Agradecimientos

La presente comunicación se ha llevado a cabo gracias a la financiación de la Generalitat de Catalunya a partir de una beca de Formación de Personal Investigador (beca FPI) destinada a Albert Pèlach Mañosa y una subvención en el marco de las ayudas comarcales de la Generalitat de Catalunya al «Centre d'Art i Natura de Farrera», bajo la dirección de Agustí Esteban Amat (1998ACOM 00037). Además se ha contado también con la financiación del proyecto PB97-0197 dirigido por Antoni Francesc Tulla Pujol subvencionado por la Dirección General de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (DGICYT).

Bibliografia

- ALLEN, J.R.M. et alt. (1999). «Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period». *Nature* [Londres], 400, p. 740-743.
- ANDRIEU, V. (1991). *Dynamique du paléoenvironnement de la vallée montagnarde de la Garonne (Pyrénées centrales, France) de la fin des temps glaciaires à l'Actuel*. Tolosa: Institut de Géographie de la Université de Toulouse, Thèse 3e cycle.
- ANDRIEU, V.; HUBSCHMAN, J.; JALUT, G.; HERAIL, G. (1988). «Chronologie de la déglaciation des Pyrénées françaises. Dynamique de sédimentation et contenu pollinique des paléolacs: Application a l'interpretation du retrait glaciaire». *Bull. A.F.E.Q.*, 2/3, p. 55-67.
- AUBERT, S. (1993). «Etude palynologique de la tourbière de la Bassa d'Ulès (Val d'Aran, Espagne)». DEA Géographie et Aménagement, Université de Toulouse le Mirail, 34
- BONHOTE, J. et al. (2000). «Histoire de l'environnement et cartographie du temps dans la moitié est des Pyrénées. Pour une chronocorologie». En: BARRUÉ-PASTOR, M.; BERTRAND, G. [eds.] *Le temps de l'environnement*. Tolosa: Presses Universitaires du Mirail.
- BEUG, H.J. (1973). «Man as factor in the vegetational history of the Balkan Peninsula». En: *Problems of Balkan flora and vegetation*. Sofia: Varna.
- BORDONAU, J. (1992). *Els complexos glacio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus*. Logroño: Geofoma.
- BRU, M.J. (1985). *Estudi geomorfològic: el modelatge glacial d'un sector del Pirineu Central (Valls Ferrera i de Cardós)*. Barcelona: Universitat de Barcelona, tesis doctoral.
- CATALÁN, J.; PLA, S. (1998). «10000 anys d'història ambiental al parc». *El portarró* [Espot], 5, 4-7.
- CATALÁN, J.; PÉREZ-OBÍOL, R.; PLA, S. (en prensa). «Canvis climàtics a Aigüestortes durant els darrers 15.000 anys». En: *V Jornadas sobre Recerca al Parc Nacional d'Aigüestortes i Estany de Sant Maurici*. Boí.
- COSTA, M.; MORLA, C.; SAINZ, H. [eds.] (1998). *Los bosques ibéricos. Una interpretación geobotánica*. Barcelona: Planeta,
- CHUECA, J.; PEÑA, J.L.; LAMPRE, F.; GARCÍA, J.M.; MARTÍ, C. (1998). *Los glaciares del Pirineo Aragonés: estudio de su evolución y extensión actual*. Zaragoza: Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio de la Universidad de Zaragoza.
- DAVASSE, B. (2000). *Fôrets charbonniers et paysans dans les Pyrénées de l'est du moyen âge à nos jours. Une approche géographique de l'histoire de l'environnement*. Tolosa: GEODE.
- ESTEBAN, A. (1995). *Evolución del paisaje durante los últimos 10000 años en las montañas del Mediterráneo Occidental. Ejemplos del Pirineo Oriental y Sierra Nevada*. Barcelona: Universitat de Barcelona, tesis doctoral.
- ESTEBAN, A. (1996). «Primeres dades sobre l'evolució de la vegetació a la vall

- del Madriu durant l'holocè superior». *Annals 1994 de l'Institut d'Estudis Andorrans* [Barcelona], p. 63-78.
- ESTEBAN, A. (en premsa). «El bosc, el clima i l'home: notes per a una història de les masses forestals d'era Val d'Aran». *Terra Aranesa* [Vielha].
- FLORINETH, D.; SCHLÜCHTER, C. (2000). «Alpine evidence for atmospheric circulation patterns in Europe during the Last Glacial Maximum». *Quaternary Research* [Nova York], 54, 295-308.
- GALOP, D.; JALUT, G. (1994). «Differential human impact and vegetation history in two adjacent Pyrenean valleys in the Ariège basin, southern France, from 3000 B.P. to the present». *Vegetation History and Archaeobotany* [Berlín], 3, p. 225-244.
- GALOP, D. (1998). *La forêt, l'homme et le troupeau dans les Pyrénées. 6000 ans d'histoire de l'environnement entre Garonne et Méditerranée*. Tolosa: GEODE, Laboratoire d'Ecologie Terrestre, FRAMESPA.
- GELLATLY, A.F.; GROVE, J.M. Y SWITSUR, N.R. (1992). «Mid-Holocene glacial activity in the Pyrenees». *The Holocene* [Londres], 2-3, p. 266-270.
- GÓMEZ, A.; SALVADOR, F. [eds.] (1998a). *Investigaciones recientes de la Geomorfología Española*. Barcelona: Universitat de Barcelona.
- GÓMEZ, A.; PÉREZ, A. [eds.] (1998b). *Las huellas glaciares de las montañas españolas*. Santiago de Compostela: Universidad de Santiago de Compostela.
- GÓMEZ, A.; MARTÍ, C.E.; SALVADOR, F. (2000). «Evolució recent de los estudios de geomorfología glaciària i periglaciària en Espanya (1980-2000)». *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles* [Madrid], 29, 147-168.
- JALUT, G. (1984). «L'action de l'homme sur la forêt montagnarde des Pyrénées ariégeoises et orientales depuis 4.000 BP d'après l'analyse pollinique». En: *Actes 106e Congrès national des Sociétés Savantes sect. Géographie*, p. 163-172.
- JALUT, G.; ANDRIEU, V.; DELIBRIAS, G.; FONTUGNE, M.; PAGÈS, M. (1988). «Paleoenvironment of the Valley of Ossau (Western french Pyrénées) during the last 27,000 years». *Pollen et Spores* [París], 30, 357-394.
- JALUT, G.; MONTSERRAT, J.M.; FONTUGNE, M.; DELIBRIAS, G.; VILAPLANA, J.M.; JULIA, R. (1992). «Glacial to Interglacial vegetation changes in the northern and southern Pyrénées: deglaciation, vegetation cover and chronology». *Quaternary Science Reviews* [Oxford], 11, p. 449-480.
- JALUT, G.; AUBERT, S.; GALOP, D.; FONTUGNE, M.; BELET, J.M. (1996). «Type regions F-zg and F-r, the Northern slope of the Pyrenees». En: BERGLUND, B.E.; BIRKS, H.J.B.; RALSKA-JAZIEWICZOWA, M.; WRIGHT, H.E. [eds]. *Paleoecological events during the last 15000 years. Regional syntheses of Palaeoecological studies of lakes and mires in Europe*, Chichester: John Wiley & Sons, p. 612-632.
- JALUT, G.; GALOP, D.; BELET, J.M.; AUBERT, S.; ESTEBAN, A.; BOUCHETTE, A.; DEDOUBAT, J.J.; FONTUGNE, M. (1998). «Histoire des forêts du versant nord des Pyrénées au cours des 30000 dernières années». *Journal de Botanique de la Société botanique Française*, 5, p. 73-84.
- JALUT, G.; ESTEBAN, A.; BONNET, L.; GAUQUELIN, T.; FONTUGNE, M. (2000). «Holocene climatic changes in the Western Mediterranean, from south-east

- France to south-east Spain». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* [Amsterdam], 160, p. 255-290.
- LEROYER, C. (1988). «Le diagramme pollinique de la Balma de la Margineda». A: GUILAINE, J. [ed.]. *La Balma de la Margineda II, La vie quotidienne*. Perpinyà: Institut d'Estudis Andorrans.
- MARDONES, M.; JALUT, G. (1983). «La tourbière de Biscaye (alt. 409 m, Hautes Pyrénées): approche paléocéologique des 45.000 dernières années». *Pollen et Spores* [París]. 25, 2, p. 163-212.
- MARTÍ, C.; GARCÍA J.M. (1994). *El glaciario surpirenaico: nuevas aportaciones*. Logroño: Geoforma.
- MASES, M. (1991). *Estudi geomorfològic de la dinàmica nival i del risc d'allaus a la Vallferrera (Pallars Sobirà)*. Barcelona: Universitat de Barcelona, tesis de llicenciatura.
- MOLINA, D. (2000). *Conservació i degradació de sòls a les àrees de muntanya en procés d'abandonament. La fertilitat del sòl al Parc Natural del Cadí-Moixeró*. Bellaterra: Universitat Autònoma de Barcelona. Tesis doctoral inédita.
- MONTERRAT, J.M.; VILAPLANA, J.M. (1988). «The paleoclimatic records of the upper Pleistocene and Holocene in the Llauset Valley (Central Pyrenees)». *Pirineos* [Zaragoza], 129, p. 107-113.
- MONTERRAT, J.M. (1992). *Evolució glacial y postglacial del clima y la vegetación en la vertiente sur del Pirineo: Estudio Palinológico*. Zaragoza: Instituto Pirenaico de Ecología y C.S.I.C.
- NUSSBAUM, F. (1956). «Observations morphologiques dans la région de la Noguera Pallaresa». *Pirineos* [Zaragoza], 39-42, p. 57-97.
- PALLÍ, LL.; ROQUÉ, C. [eds.] (1999). *Avances en el estudio del cuaternario español (secuencias, indicadores paleoambientales y evolución de procesos)*. X Reunión nacional de cuaternario. Gerona: Asociación Española para el estudio del cuaternario (AEQUA) y Universitat de Girona
- PÈLACHS, A. (2000). *Aproximació a l'estudi del paisatge vegetal de la Ribalera. Els últims 2.000 anys d'ecohistòria d'una forest de Farrera de Pallars i Tírvia (Pallars Sobirà-Lleida)*. Bellaterra: Universitat Autònoma de Barcelona, memoria de investigació.
- PÈLACHS, A.; ESTEBAN, A.; TURU, V.; SORIANO, J.M. (en prensa). «Aportación a la historia de la vegetación en el Alt Pallars: El sondeo de l'estany de Burg (Pallars Sobirà, Lleida)». En: *Primeres Jornades transfrontereres sobre el Medi Natural Pirinenc*. Sort.
- PEÑALBA, M.C. (1988). *Dynamique de végétation tardiglaciaire et holocène du centre-nord de l'Espagne d'après l'analyse pollinique*. Université d'Aix-Marseille, tesis doctoral.
- PÉREZ-OBÍOL, R. (1987). *Evolució del paisatge vegetal quaternari a les zones d'Olot i Sils*. Bellaterra: Universitat Autònoma de Barcelona, tesis doctoral.
- REILLE, M. (1990). «Recherches pollenalytiques dans l'extrémité orientale des Pyrénées: données nouvelles, de la fin du Glaciaire à l'Actuel». *Ecologia Mediterranea* [Marsella], 16, p. 317-357.

- REILLE, M.; ANDRIEU, V. (1991). «Données nouvelles sur l'histoire postglaciaire de la végétation des Pyrénées occidentales (France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 312, p. 97-103
- REILLE, M.; LOEWE, J.J. (1993). «A re-evaluation of the vegetation history of the eastern Pyrénées (France), from the end of the last Glacial to present». *Quaternary Science Reviews* [Oxford], 12, p. 47-77.
- RIERA, S.; ESTEBAN, A. (1994). «Vegetation history and human activity during the last 6000 years on the central Catalan coast (northeastern Iberian Peninsula)». *Vegetation History and Archaeobotany* [Berlín], 3, p. 7-23.
- RIERA, S.; ESTEBAN, A. (1997). «Els boscos pirinencs i l'activitat metal·lúrgica: aportacions de la paleobotànica». En: *La Farga Catalana: un procés siderúrgic autòcton*. Barcelona: Associació d'Enginyers Industrials de Catalunya.
- SERRANO, A.; MARTÍNEZ DE PISÓN, E. (1994). «Geomorfología y evolución glaciaria en el Pirineo Aragonés oriental». En: BONO, C.; GARCÍA RUIZ, J.M. [eds.]. *El glaciario surpirenaico: Nuevas aportaciones*. Logroño, Geofoma, p. 33-64.
- SERRAT, D. et al. (1994). «Síntesis cartográfica del glaciario surpirenaico oriental». En: MARTÍ, C.; GARCÍA RUIZ, J.M. [eds.]. *El glaciario surpirenaico: Nuevas Aportaciones*. Logroño, Geofoma.
- SORIANO, J.M. (1994). *Efectes del despoblament sobre el medi físic d'un territori de muntanya (Tuixén, Parc Natural Cadí-Moixeró). Estudi de la variació de la fertilitat del sòl en camps de conreu abandonats*. Bellaterra: Universitat Autònoma de Barcelona. Tesis doctoral.
- TURU, V. (1999). *Informe preliminar dels sondatges elèctrics realitzats a l'estany de la Coma de Burg de Farrera (Pallars Sobirà)*. Andorra la Vella: IGEOTEST.