

Historia ecológica de Galicia: modificaciones del paisaje a lo largo del Cenozoico

PABLO RAMIL-REGO, CASTOR MUÑOZ SOBRINO,
LUIS GÓMEZ-ORELLANA

Universidade de Santiago de Compostela

CARLOS FERNÁNDEZ RODRÍGUEZ

Universidad de León

RESUMEN

Durante la mayor parte del Cenozoico, el paisaje de los territorios galaicos ha estado determinado por el encadenamiento de una serie de oscilaciones climáticas, que ocasionaron importantes variaciones en las condiciones de humedad y de temperatura. Los sucesivos ciclos climáticos causaron la extinción o la desaparición regional de un importante contingente de la flora terciaria, desencadenando además una redistribución regional de la vegetación en cinturas y pisos. A su vez, la flora y la vegetación pleistocenas experimentaron nuevas modificaciones como consecuencia de los ciclos glacial-interglacial del Cuaternario, de modo que no adquirieron su configuración moderna hasta hace menos de 10.000 años. Durante el Paleolítico y el Mesolítico, la influencia humana sobre la conformación general del paisaje no resultó determinante, ya que a las perturbaciones de cierta relevancia solo cabe atribuirles un ámbito local, restringido al entorno más próximo a los asentamientos. Pero a partir de la adopción de la agricultura durante el Neolítico, los procesos deforestadores se generalizaron por todo el territorio, desembocando en una sustitución de gran parte de la vegetación natural por matorrales dominados por brezales, junto con comunidades segetales y más recientemente, repoblaciones de pinos y eucaliptos.

Palabras clave: Galicia, paleoecología, paleopaisaje, Cenozoico

ABSTRACT

Along the great majority of the Cenozoic period, landscapes from Galicia were brought about the occurrence of consecutive climatic oscillations, with important variations in moisture and temperature. These successive climatic cycles cause the extinction or the regional disappearance of part of the Tertiary flora and resulted in the redistribution of the vegetation in latitudinal and altitudinal belts. Moreover, during the glacial-interglacial cycles of the Pleistocene, flora and vegetation distributions also suffer several modifications. Therefore, as a consequence of these changes, their modern

configuration have less than 10.000 years. Human influence on the landscape was low during the Paleolithic and Mesolithic periods, with only relevant episodes of deforestation located in some areas round human settlements. Nevertheless, after the appearance of agriculture during the Neolithic period, a severe loss of woodlands have been recorded in all the territory, and landscapes have suffered dramatic transformations, including the substitution of the natural vegetation by heaths, thickets, crops and, recently, plantations of *Pinus* and *Eucalyptus*.

Key words: Galicia, Palaeoecology, Landscapes, Cenozoic.

1. INTRODUCCIÓN

Si existe un aspecto que deba destacarse en relación con la biogeografía actual de Galicia y, por extensión, de todo el cuadrante noroccidental de la Península Ibérica, este es sin duda el de la gran diversidad que reúne. Esta circunstancia queda de manifiesto por el hecho de que, hoy en día, un territorio relativamente pequeño como el que nos ocupa, mantenga un contingente de especies y ecosistemas superior al de la mayoría de las regiones de Europa occidental (Domínguez Lozano et al., 1996; WCMC, 1992; MMA, 1999).

Esta riqueza hay que asociarla a todo un conjunto de factores que, en último término, han determinado la existencia de múltiples matices ambientales, en gran medida derivados de la situación geográfica del territorio, de su geología y de sus estructuras morfológicas, pero también de sus antecedentes paleoecológicos. En todo caso, la dinámica del paisaje gallego durante el Holoceno Reciente no ha estado únicamente modulada por factores climáticos, si no que de algún modo también ha estado condicionada por la actividad del hombre. En este sentido, los modelos de economía adoptados, así como las formas de explotación de cada área y, en definitiva, los cambios ocurridos en el paisaje, han estado supeditados a las características propias de cada territorio.

Desde un punto de vista de la evolución del paisaje podemos establecer dos grandes momentos. El primero de ellos, que abarca más de 2.000.000 de años, transcurre desde las primeras fases de la hominización hasta el comienzo de la revolución neolítica; mientras que la segunda etapa se extiende desde el Neolítico hasta la actualidad. La diferenciación entre ambas fases puede erigirse en función del papel que el hombre ha jugado en la naturaleza. A lo largo del Paleolítico, su capacidad para modificar el medio ambiente fue muy débil, quedando circunscrita a su entorno más inmediato. El grado de limitación de las perturbaciones humanas en el medio sería posiblemente semejante, o incluso inferior, al provocado por otros grupos de seres vivos, o al causado por variaciones debidas a factores ambientales.

Posteriormente, con la difusión y expansión de las prácticas agrícolas y ganaderas, iniciada en el noroeste ibérico hace aproximadamente 5.500 años, se produjo la antropización o humanización del territorio. En menos de 2.000 años, los pobladores del extremo noroccidental de la Península transformaron un paisaje dominado por bosques en vastas superficies deforestadas cubiertas por praderas y brezales. Sin embargo la metamor-

fosis del paisaje ha adquirido su máxima intensidad en las últimas décadas, favorecida por los avances tecnológicos. El hombre actual ha sido capaz de perturbar la biosfera sin prever, en la mayoría de los casos, las consecuencias que estos cambios puedan provocar a medio o largo plazo.

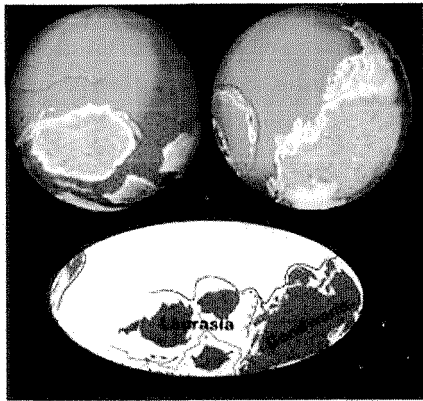
2. LOS GRANDES CAMBIOS AMBIENTALES DEL CENOZOICO: EL PERIODO TERCIARIO (65-2,4 MA)

En la mayoría de las clasificaciones geológicas y paleobiológicas la Era Cenozoica abarca dos Periodos. El Terciario, subdividido a su vez en Paleógeno (65-23,5 Ma) y Neógeno (23,5-2,4 Ma) [millones de años = Ma]; y la etapa más reciente de la historia de la Tierra, el Cuaternario, que incluye a su vez otras dos Épocas: el Pleistoceno (2,4 Ma – 10 ka) y el Holoceno (<10 ka) [miles de años = ka].

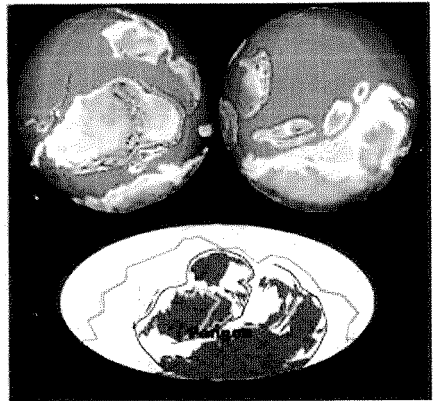
Desde una perspectiva paleoecológica, el Terciario y el Cuaternario se corresponden con los periodos de desarrollo y expansión de los ecosistemas actuales, caracterizados por el dominio de las angiospermas y de los mamíferos. Al contrario que el Mesozoico, que fue una etapa de gran estabilidad geológica y ambiental, el Cenozoico ha sido un periodo de constantes modificaciones en la órbita de la Tierra, en la disposición de las masas continentales y en la concentración del ozono atmosférico (Fig. 1). Globalmente, estas variaciones han ido alterando de forma significativa el clima y la dinámica de los ecosistemas. La uniformidad climática del Mesozoico, con largos periodos de predominio de ambientes tropicales y subtropicales, fue desapareciendo progresivamente al inicio del Cenozoico, hasta dar paso, a partir del Mioceno (23 Ma), a una compleja fragmentación climática de los continentes, con amplios gradientes y variantes ambientales entre los dominios tropical y polares (Ramil-Rego et al., 1996a).

Al inicio del Cenozoico muchos taxones todavía mantenían áreas de distribución cosmopolitas, pero a lo largo de este periodo sufrieron progresivos procesos de fragmentación, reducción y aislamiento, que determinaron la desaparición de muchos de ellos de enormes extensiones de tierra emergida. Las grandes áreas de distribución primigenias se transformaron en franjas, más o menos continuas, adaptadas a la zonación climática general (áreas circumterrestres). Otros taxones menos competitivos adoptaron áreas discontinuas, fragmentadas en distintos continentes y, en ocasiones, reducidas a unas pocas poblaciones inconexas (relictas). A lo largo del Cenozoico se produjo la extinción de la mayoría de los helechos arbóreos y el progresivo acantonamiento biogeográfico de las coníferas, mientras que la flexibilidad adaptativa de las angiospermas favoreció su expansión, de modo que pasaron a ser hegemónicas en todos los ecosistemas terrestres del planeta.

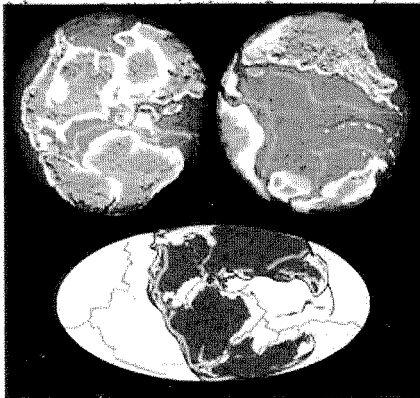
Las causas de la inestabilidad climática y los efectos de las mismas todavía constituyen un campo de ardua investigación y discusión entre paleoclimatólogos, paleoecólogos, geólogos, etc, pero en términos generales podría hablarse de la existencia de una serie de oscilaciones principales, ligadas a cambios en el balance energético global del



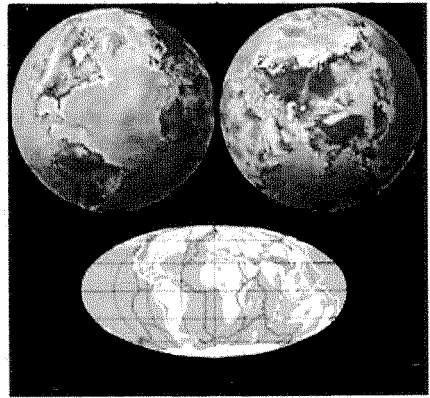
Inicios del Cámbrico (hace 550 Ma)



Inicios del Devónico (hace 400 Ma)



Inicios del Cretácico (hace 130 Ma)



Situación actual

Fig. 1: Distribución de las tierras emergidas durante algunos períodos anteriores al Cenozoico, comparada con la situación contemporánea. (A partir de Scotese, 1998)

planeta, cuyos efectos quedaron amplificados en algunos territorios como consecuencia de la redistribución de las tierras emergidas. Estas perturbaciones se han sucedido con cierta regularidad, ya que parecen ser resultado, fundamentalmente, de diversos fenómenos orbitales que obedecen a patrones temporales bastante precisos (Crowley & North, 1991). Así, la inestabilidad climática de la mayor parte del Cenozoico ha seguido una sucesión cíclica, con periodos en los que se produjo un enfriamiento global del planeta, intercalados con otros durante los que la temperatura aumentó. Las subsiguientes modificaciones de la distribución y configuración de los ecosistemas terrestres, también periódicas, y la irregularidad con que se manifestaron e interactuaron en cada territorio los condicionantes biogeográficos (latitud, altitud, continentalidad, insularidad, etc), terminaron por conformar paisajes vegetales de enorme complejidad.

Los periodos en los que disminuyó drásticamente la radiación solar recibida por la Tierra, ocasionaron en las regiones tropicales y subtropicales un incremento de las preci-

pitaciones y un descenso de las temperaturas. Las medias anuales experimentaron disminuciones de entre 4-6 °C en relación con la actual, y el clima se hizo más frío y muy lluvioso (fases pluviales). En las regiones boreales el enfriamiento fue más intenso, con descensos de hasta 10 °C respecto a la media actual. Durante estos periodos “glaciares” se acumularon grandes masas de hielo en los océanos y en la mayoría de los principales macizos montañosos, lo que a su vez redujo el flujo de humedad desde el mar hacia las zonas más continentales, donde el clima adquirió un carácter frío y seco.

Entre fases glaciares consecutivas se han establecido periodos interglaciares equiparables al actual, caracterizados por los aumentos de la temperatura y de las precipitaciones. Durante ellos las nieves perpetuas continentales experimentan retracciones considerables y la superficie oceánica solo permanece congelada (bankisa) en las regiones polares. A su vez, en cada periodo glacial pueden definirse unas fases Estadales, caracterizadas por su gran crudeza climática, interrumpidas por episodios Interestadales, de cierta mejoría. A diferencia de los auténticos Interglaciares, los Interestadales no son tan prolongados ni representan una mejoría climática lo suficientemente intensa como para permitir un desarrollo completo de la biocenosis (flora, fauna y vegetación) en las latitudes intermedias.

De la misma manera, a lo largo de los periodos Interglaciares la temperatura y la precipitación no son uniformes. En los estadios iniciales (fase Protocrática o Anatómica) y finales (fase Telocrática o Catatómica) de cada interglaciar existe una importante variación climática que se contrapone a la mayor uniformidad registrada en la fase intermedia (Óptimo Climático del interglaciar o fase Mesocrática).

La sucesión de ciclos glacial-interglaciar o pluvial-interpluvial supuso la desaparición de la uniformidad climática característica del Paleógeno, produciéndose una compleja fragmentación en relación con las características biogeográficas de los continentes. Ello originó una total modificación y redistribución de la flora y de la vegetación. Los elementos tropicales, que al inicio del Cenozoico mantenían amplias áreas de distribución en los diversos continentes, se replegaron hasta quedar limitados a las regiones más cercanas al Ecuador, desapareciendo por completo de aquellas áreas donde su crecimiento se vio limitado por efecto de la latitud, la altitud o la continentalidad (Fig. 2).

Los nuevos espacios geográficos así conformados favorecieron el desarrollo de conjuntos florísticos adaptados a los grandes tipos climáticos. Así, al inicio del Terciario la flora del planeta aparecía dominada por elementos Tropicales y Artoterciarios, con amplias áreas de distribución de carácter continental o incluso cosmopolita. Pero la dinámica climática global determinó su disociación en nuevos elencos florísticos bien diferenciados: Artico-Alpino; Boreal; Templado; Continental; Mediterráneo; Árido; Subtropical y Tropical. La reestructuración de los conjuntos florísticos supuso el incremento de los procesos de especiación, y diversos grupos vieron aumentadas sus posibilidades de expansión geográfica. Por el contrario, en esta pugna biológica otros elementos tuvieron que reducir sus poblaciones y recortar sus áreas de distribución, quedando en ocasiones limitados a unas pocas localidades en uno o más continentes, o incluso avocados a la extinción.

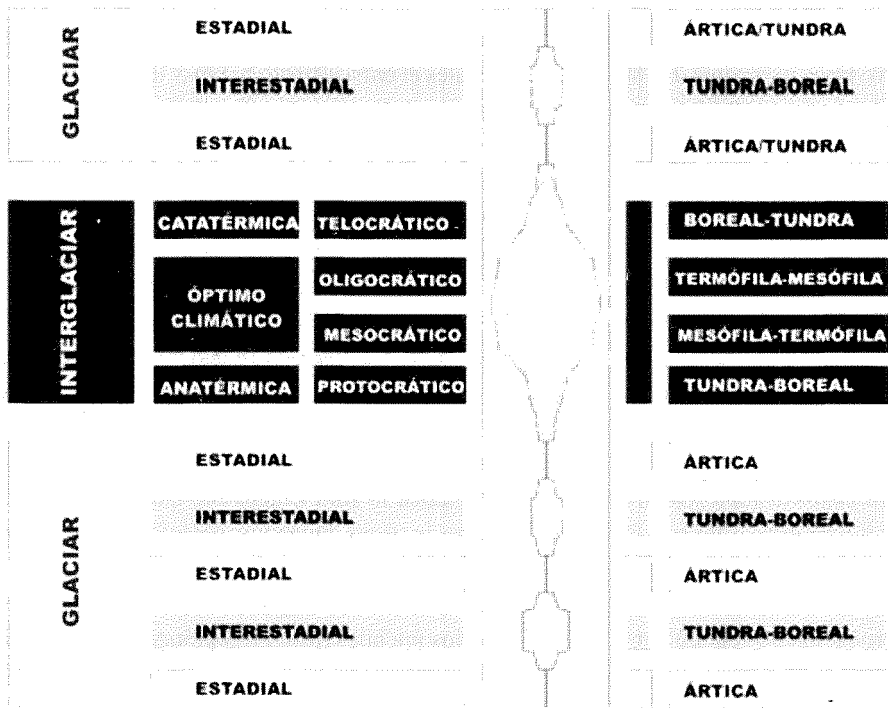


Fig. 2: Esquema general de la sucesión de ciclos Glaciar-Interglaciar durante el Cuaternario y su incidencia sobre la configuración del paisaje vegetal.

3. EL PALEÓGENO (65-23,5 MA)

La periodización actual del Cenozoico viene marcada básicamente por criterios paleoclimáticos (Fig. 3). Dentro del Terciario, el Paleógeno (65-23,5 Ma) representa el periodo en el que la situación climática del planeta todavía se mantenía bastante homogénea, prevaleciendo las condiciones de carácter tropical y subtropical. Esta situación permitió el desarrollo de frondosos bosques de angiospermas con hojas siempre verdes (perennifolios), que constituyeron pluvisilvas dominas por Magnoliaceae (*Magnolia*, *Michelia*, *Liriodendron*), Lauraceae (*Laurus*, *Cinammomum*, *Persea*, *Lindera*), Moraceae (*Ficus*), Gesneriaceae (*Raminda*, *Haberlea*), Palmaceae (*Nypa*, *Elais*), etc, árboles de gran tamaño, hojas perennes, anchas y con gruesas capas de cutinas y ceras en su epidermis. En las áreas templadas del planeta se expandieron bosques mesófilos de angiospermas, con árboles de hojas planas, de menor tamaño que las de los árboles tropicales, apenas protegidas por cutículas y ceras, y caducas (plano-caducifolios): Fagaceae (*Quercus*, *Fagus*, *Castanea*, etc), Corylaceae (*Corylus*, *Carpinus*, *Ostrya*, etc), Juglandaceae (*Juglans*, *Engelhardia*) y Ulmaceae (*Ulmus*, *Celtis*, *Zelkova*, etc). Un tercer cinturón de vegetación, constituida por flora no tropical (Artoterciaria) cubrió las áreas más septentrionales, en las que persistieron bosques mixtos de caducifolios y coníferas (aciculifo-

Ma	Era	Sistema	Periodo	Características paleoambientales					
2.4 - 0	FANEROZOICO	4.	CENOZOICO	CUATERNARIO	Expansión y auge de los Antófitos	Aparición de los primates. Expansión de Homínidos			
2.4 - 65.5				3.	TERCIARIO	Disminuyen las Coníferas, Ginkófitos y Cicadófitos	Gran diversidad de vertebrados.		
65.5 - 140		2.	MESOZOICO	GRETACICO	Aparecen las primeras angiospermas (<i>Cycas</i>).	Aparición (230 Ma) apogeo (Jurásico) y extinción de los Dinosaurios (66 Ma).			
140 - 210				JURASICO	Colonización de los espacios menos húmedos.	de los Dinosaurios (66 Ma).			
210 - 250				TRIASICO	Dominio progresivo de las coníferas (<i>Taxodium</i>).	Regresión de los helechos arbórescentes			
250 - 290				PERMICO	Bosques pantanosos, muy complejos de helechos (<i>Lycopodiaceae</i> , <i>Equisetaceae</i>) y musgos.	Abundancia de invertebrados			
290 - 360		1.	PALEOZOICO	CARBONIFERO	Primeros grupos de Coníferas y Ginkófitos.	Aumento de los depósitos continentales, sobre todo medios lacustres y turbosos.			
360 - 410				DEVONICO	Gran diversidad de Algas marinas	Aumento de la concentración de O ₂			
410 - 440				SILURICO	Aparición de los. traqueófitos (Reino Plantae)	Predominan los sedimentos de Trilobites			
440 - 500				ORDOVICIO	Invasión del medio terrestre por las plantas	"Era Primaria o Era de los Trilobites"			
500 - 590	CAMBRICO			Primeras Algas calcáreas (Protoctistas), 590 Ma	Baja concentración de O ₂ atmosférico (Valores <0,1% de la concentración actual) Comienza a disminuir la radiación ultravioleta				
5.9-1x10 ³	PRECAMBRICO			PROTEROZOICO		ALGONQUIANO	Reciente	PALEOFITICO (590 - 1500 Ma)	
		1-2.5 x10 ³	ARCAICO		Antiguo				PROTERO-FITICO (1500-3500 Ma)
2.5-3x10 ³	ARCAICO	CRIPTOZOICO	ALGONQUIANO	Antiguo	PROTERO-FITICO (1500-3500 Ma)	Aparición de los primeros eucariotas: algas unicelulares, hongos acuáticos, protozoos (Reino Protoctista "en parte")	Aparición de organismos aerobios. autotrofos Metabolismo independiente del caldo abiótico Liberación de O ₂ a la atmósfera		
3-3.5x10 ³						AZOICO	AZOICO	Primeros vestigios de vida en el mar: Protobiontes (Procariotas, incluidos en el Reino Monera)	Muy baja concentración de O ₂ atmosférico Por lo tanto intensa radiación ultravioleta Organismos con metabolismo heterótrofo y dependientes del caldo primigenio
3.5-4 x10 ³	HADESICO (Priscoan)	AZOICO	AZOICO	En la interfase tierra-agua (caldo primigenio) aparecen los primeros agregados abióticos	Concentración de O ₂ atmosférico muy pequeña. Aparición de las primeras rocas.				
>4.5 x10 ³				Formación de la tierra. Temperatura > 0 = al Punto de fusión del Fe. Filtración 75% radiación solar					
5 x10 ³	Formación del Sistema Solar								

Fig. 3: Periodización global y dinámica ambiental.

lios). Entre estas últimas se encontraban sobre todo: Taxodiaceae (*Taxodium*), Taxaceae (*Taxus*, *Cephalotaxus*), Pinaceae (*Pinus*, *Abies*, *Picea*, etc), Cupressaceae (*Cupressus*, *Juniperus*), etc (Ramil-Rego et al., 1996a).

Al inicio del Paleógeno o Terciario Inferior (65-23,5 Ma), la mayor parte de los territorios europeo y norteamericano presentaban un clima cálido, muy lluvioso en el litoral y algo más seco hacia el interior, que favoreció la formación de extensos humedales. Estos ambientes fueron colonizados por vegetación arbórea, sobre todo angiospermas tropicales. Pero los árboles de mayor tamaño fueron gimnospermas de la familia de las Taxodiaceae, como *Taxodium* (Ciprés de los pantanos) y *Sequoia*, cuyos restos fosilizados aparecen hoy en muchos depósitos de lignito.

4. EL NEÓGENO (23,5-2,4 MA)

El periodo más reciente de la Era Terciaria, el Neógeno (23,5-2,4), representa el fin de la uniformidad climática y del predominio de las condiciones tropicales, con la sucesión de diversos ciclos glaciario-interglaciario que afectaron especialmente a las latitudes medias y altas. Esos primeros ciclos fueron muy heterogéneos en cuanto a la duración y entidad de cada una de las fases climáticas, y esa irregularidad todavía se mantuvo durante las primeras oscilaciones climáticas del Pleistoceno Inferior (Cuaternario Antiguo).

Los cambios climáticos acaecidos en el Neógeno redujeron considerablemente la formación de los depósitos lignitíferos. Las especies tropicales y subtropicales fueron desapareciendo de las latitudes medias, mientras que aumentaban progresivamente los elementos artoterciarios y esclerófilos. En este momento se produjo la formación de los yacimientos de lignitos de Galicia: As Pontes, Meirama, Xinzo, etc. Los estudios paleobotánicos realizados en las cuencas gallegas indican un gran desarrollo de gimnospermas templadas (*Pinus*, *Cedrus*, *Sequoia*, *Metasequoia*, *Cryptomeria*, *Torreya*, *Taxodium*, etc) y angiospermas artoterciarias (*Quercus*, *Castanea*, *Morus*, *Ulmus*, *Carpinus*, *Carya*, etc.) junto con un reducido número de elementos tropicales entre los que se encontraban varias Palmaceae, como *Sabal* (actualmente restringida a Centroamérica) y *Gronophyllum* (cuyos representantes vivos se encuentran confinados en Nueva Guinea y Papua).

La flora terciaria reconocida en estos registros, es muy similar a la observada en otras cuencas sedimentarias del NO ibérico, con elementos pertenecientes a los elencos paleotropical y artoterciario: *Sequoia*, *Taxodium*, *Nyssa*, *Sciadopitys*, *Liquidambar*, *Aesculus*, *Pterocarya*, *Carya*, *Tsuga*, etc. (Ramil-Rego et al., 1996a). Como consecuencia de los cambios climáticos, el área de distribución de muchos de estos taxones se fue restringiendo progresivamente, y al final del Plioceno un número considerable de taxones característicos de la primitiva flora cenozoica, ya habían desaparecido del continente europeo o incluso se habían extinguido.

5. MODIFICACIONES DEL PAISAJE DURANTE EL PLEISTOCENO INFERIOR (2,4 MA-875 KA)

En Galicia, como en la mayoría de las regiones limítrofes, apenas existe información local de la transición Plioceno-Pleistoceno, por lo que las líneas de evolución general debemos deducirlas de lo constatado en otras localidades relativamente distantes. En Europa occidental, los datos paleobotánicos correspondientes a este periodo provienen básicamente de los estudios realizados en el delta del Rhine-Maas, donde se han conservado estratos sedimentarios que registran la transición desde la última fase interglaciar del Plioceno, el Reuverian, y los primeros ciclos climáticos correspondientes al Pleistoceno (cf. Muñoz Sobrino et al., 1996). El Pleistoceno Inferior incluye en estas secuencias dos ciclos glaciario-interglaciario complejos, que alternan largas fases templadas con cortos periodos fríos (Fig. 4). Los dos grandes épocas interglaciares: Tiglian y Waalian, se caracterizaron por su larga duración, del orden de 400 ka, frente a los 10-15 ka que se calculan para los interglaciares del Pleistoceno Superior.

De estos registros se puede concluir que la inestabilidad climática iniciada a finales del Neógeno, tuvo durante el Pleistoceno Inferior un papel muy destacado en la configuración del paisaje del continente europeo. Así, el contingente florístico que habitaba este territorio al inicio del Terciario, sufrió una progresiva reducción, hasta el punto de que, a modo de pauta, cabe resaltar el dato de que durante los interglaciares del Pleistoceno Inferior la antigua flora cenozoica paso a representar únicamente un 10% de la vegetación de centroeuropa. Entre este disminuido grupo de taxones todavía persistieron elementos como *Carya*, *Pterocarya*, *Tsuga* y *Eucommia*. Pero los géneros más abundantes pasaron a ser *Pinus* y *Quercus*, a los que hay que sumar la presencia de otros múltiples mesófilos, constituyentes de la actual flora europea: *Ulmus*, *Abies*, *Carpinus*, *Tilia*, *Olea*, *Fagus*, *Castanea*, *Ostrya*, *Celtis*, etc. Los primeros episodios fríos del Pleistoceno, Praetiglian (o Biber según el esquema glaciológico alpino), Eburonian (Donau) y Manapian (Günz) se caracterizaron por la retracción de esta flora mesófila, pasando a predominar elementos mejor adaptados al frío, como *Pinus*, *Alnus*, Ericales y diferentes grupos de herbáceas.

6. EL PAISAJE DEL PLEISTOCENO MEDIO (875-225 KA)

El Pleistoceno Medio, que abarca aproximadamente 650 ka, comienza al final del periodo glaciario Menapian (Günz en el ámbito alpino). Su periodización climática (Fig. 4) presenta una gran complejidad, ya que según el territorio europeo que se considere, pueden encontrarse diferencias con respecto al número y duración de los ciclos glaciario-interglaciario registrados (Muñoz Sobrino et al., 1996). En cambio, existe una mayor concordancia en cuanto al final de este periodo, que convencionalmente se sitúa tras el interglaciario Holsteinian (Mindel-Riss).

En general, los interglaciares más antiguos del Pleistoceno Medio muestran ya el predominio de los elementos artoterciarios más habituales en nuestros días (*Ulmus, Quercus, Carpinus, Fagus, Celtis, Olea, Corylus, Abies*) aunque algunas secuencias meridionales indican que, en torno a la cuenca mediterránea, todavía persistían en aquella época algunos taxones paleotropicales y artoterciarios actualmente desaparecidos del continente europeo, como el caso de *Eucommia*, un árbol confinado hoy en día a los bosques caducifolios de China, u otros elementos característicos de la flora del Cenozoico antiguo, como *Pterocarya, Carya, Tsuga, Liquidambar, Cycas*, etc (Muñoz Sobrino et al., 1996).

El Holstenian se caracterizó por una importante trasgresión marina que afectó mayoritariamente al Norte del continente europeo. En las secuencias de Centroeuropa,

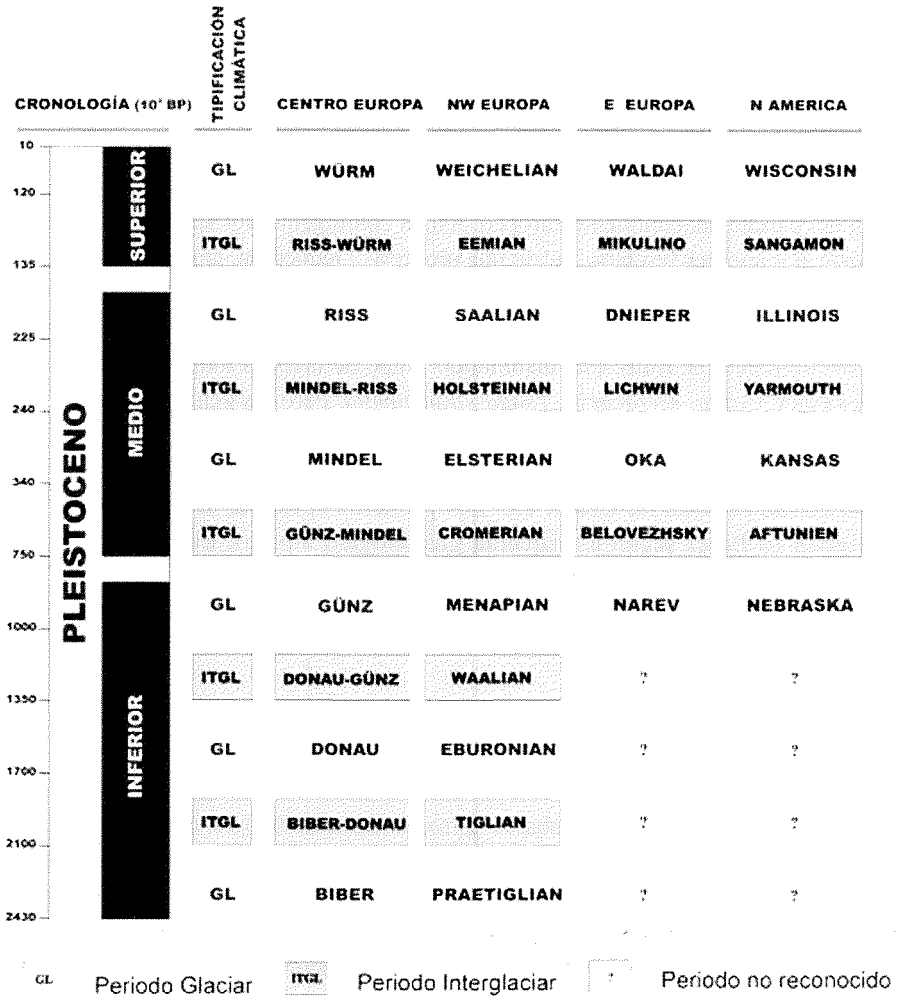


Fig. 4: Ciclos glaciares del Cuaternario.

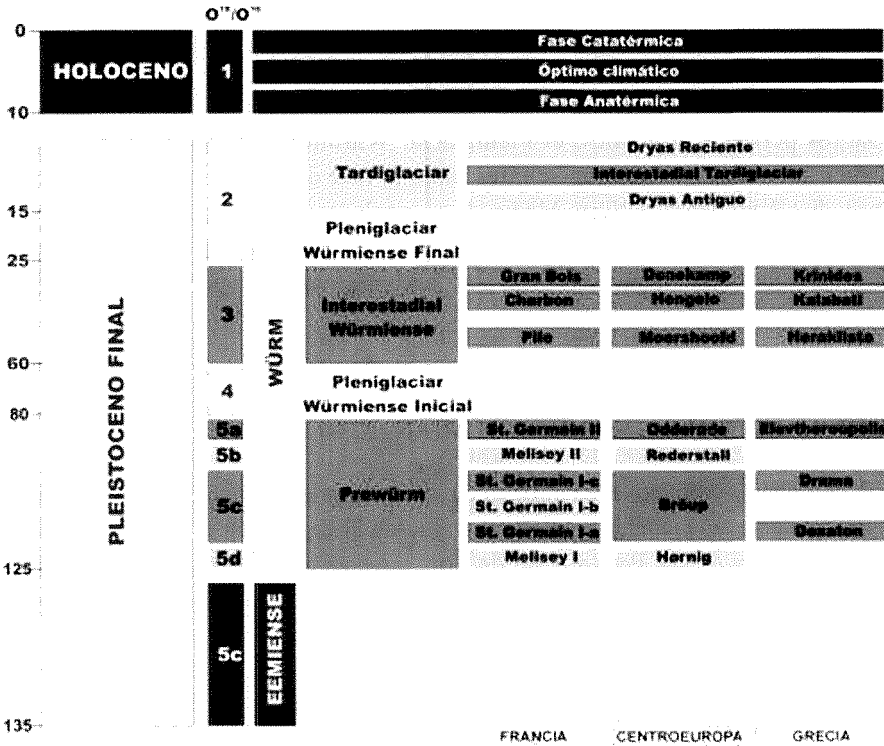


Fig. 5: Principales episodios climáticos del Pleistoceno Superior.

Alnus y *Pinus* han quedado registrados como los elementos dominantes al inicio de este ciclo interglaciario; *Quercus*, *Ulmus* y *Tilia* fueron menos abundantes, mientras que *Carpinus* y *Abies* solo se expandieron al final del este periodo, en plena fase telocrática. En las tierras bajas del Norte de Europa también parecen haber estado ampliamente distribuidos durante esta época algunos elementos hoy desaparecidos de los cortejos florísticos silvestres del continente, como *Pterocarya* o *Azolla*. En registros provenientes de localidades situadas a mayor altitud, en algunas áreas subalpinas, los altos porcentajes de *Abies* durante la última parte del interglaciario se combinan además con una presencia importante de *Fagus*, *Pterocarya* y *Buxus* (Muñoz Sobrino et al., 1996).

7. LAS ÚLTIMAS GLACIACIONES CUATERNARIAS: EL PAISAJE DEL PLEISTOCENO SUPERIOR

El Pleistoceno Superior comprende a los dos últimos ciclos glaciario-interglaciario: el Saalian-Eemiano y el Würm-Holoceno (Fig. 4). El Saalian (Riss) fue un periodo muy complejo desde el punto de vista climático, en el que se alternaron diversas fases frías y templadas. Le sucedió el interglaciario Eemiano, de carácter general templado (Fig. 5), aunque

sus episodios finales se aglutinen habitualmente bajo el calificativo de Prewürm, por representar la transición entre el final del interglaciar y el comienzo del glaciar Weischelian o Würm.

La estructura general del Würm o Würmiense queda definida por la incidencia de dos largos periodos estadiales: el Pleniglacial Würmiense Inicial y el Pleniglacial Würmiense Final, entre los que se intercaló una fase de cierta mejoría climática, el Interstadial Würmiense o Würm Medio. A su vez, la transición entre el Würm y el Holoceno se estableció a través del periodo Tardiglacial, que engloba a un conjunto de episodios climáticos relativamente breves, pero que ocasionaron importantes modificaciones del paisaje.

8. EL CICLO SAALIAN (RISS) – EEMIAN (225-120 KA)

Los registros polínicos de centroeuropa indican que las formaciones herbáceas (Fig. 6), especialmente las praderas de gramíneas, fueron la vegetación dominante en la zona durante el Saalian (Riss). Pero a pesar del frío, también estuvieron presentes en dichos territorios algunas especies leñosas, como *Betula*, *Pinus* o *Juniperus*, que en conjunto

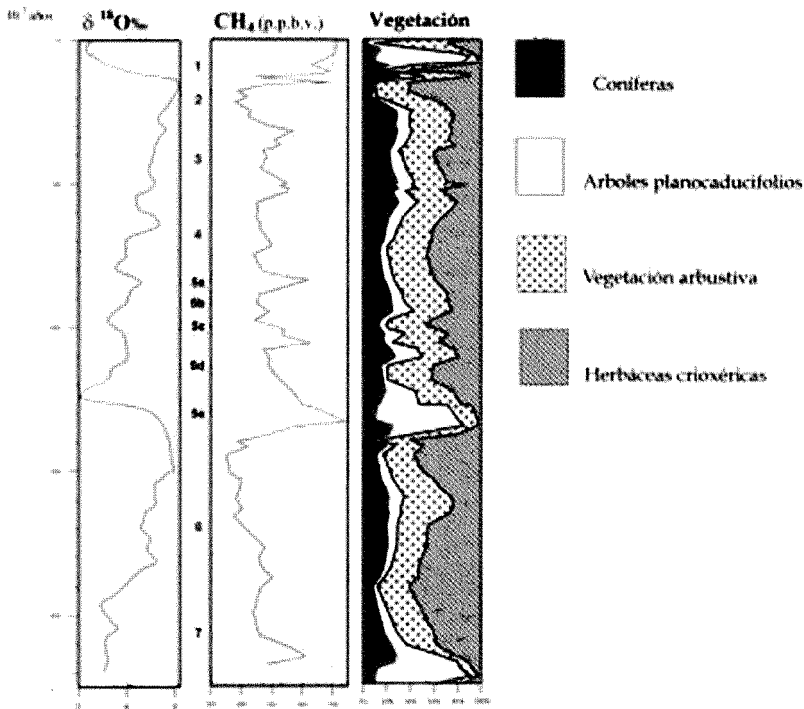


Fig. 6: Modelo general de dinámica del paisaje vegetal a lo largo de los últimos 225.000 años en función de las oscilaciones climáticas. (A partir de Muñoz Sobrino et al., 1996).

representaban al final del penúltimo periodo glacial unos porcentajes de polen arbóreo total bastante superiores a los observados durante la mayor parte del Würm. En esas mismas localidades ha quedado recogida la secuencia de sucesión arbórea desarrollada en Europa central a lo largo del Eemian: *Ulmus* - *Quercus* - *Corylus* - *Carpinus* - *Abies* - *Fagus* - *Picea*, así como la constatación de la presencia de otros elementos mesófilos, como *Acer*, *Hedera*, *Buxus* o *Taxus*.

En la Península Ibérica, los mejores registros para este periodo corresponden a los depósitos lacustres del entorno del Pla de l'Estany (Girona). Los espectros obtenidos en este territorio registran durante el Riss bajos porcentajes de polen arbóreo, con predominio de Cupressaceae (Burjachs, 1990). Para el final de este periodo glacial, los datos polínicos procedentes del yacimiento de Atapuerca (Burgos), sugieren un paisaje caracterizado por un importante desarrollo de la vegetación arbórea (50%), dominado por bosques de *Quercus*, que albergaban un buen número de elementos mesófilos: *Olea*, *Platanus*, *Celtis*, *Tilia*, *Phillyrea*, *Corylus*, *Carpinus*, *Pistacia*, etc (García Antón & Sainz Ollero, 1991).

En cuanto a Galicia, toda la información disponible para este periodo se refiere a datos, escasamente contextualizados, referidos al poblamiento humano. Las evidencias más significativas del Paleolítico Inferior y Medio del NO Ibérico aparecen asociadas a las grandes cuencas Terciarias-Cuaternarias, tanto costeras, Nois y Louselas (Lugo), Budiño (Pontevedra), Litoral del Minho (Portugal), como interiores, entre otras San Cibrán y Toén (Ourense). El estudio paleoambiental y cronológico de estos yacimientos es, por lo que concierne al territorio gallego, escaso. La mayoría de los vestigios líticos aparecen incluidos en niveles superficiales cuya deposición y posterior edafización se produjeron en épocas mucho más recientes, generalmente en el último tercio del Holoceno; hecho que explicaría la coexistencia de materiales postpaleolíticos y restos de cerámica en un mismo ciclo deposicional.

En otros casos, los útiles aparecen en niveles superficiales formando parte de capas de cantos cuarcíticos que conforman abanicos fluviales, niveles de glacis o niveles de terrazas, cuyo estudio deposicional sólo se ha realizado en el Norte de Portugal (Texier & Meireles, 1987; Meireles, 1994). Los escasos datos obtenidos para los depósitos gallegos han sido de difícil correlación con las secuencias paleoambientales regionales. Como ejemplo podríamos considerar el depósito de la Laguna de Alcaián o Braña Rubia (Coristanco, A Coruña), en el que Nonn (1966) describió la existencia de un nivel de turba de 50 cm de potencia, que descansa sobre diversas capas de gravas y arcillas, cuya deposición correspondería a un momento anterior al Würm. Nonn recuperó de la capa arcillosa varios dientes de caballo (*Equus*) y en superficie un artefacto lítico que atribuyó al Achelense (Nonn, 1966). Posteriormente, Vidal Romaní (1979) realizó la inclusión de los restos de *Equus* en el interglacial Eemien, y Alberdi (1982), en función de los caracteres morfológicos de los mismos, los asignó al Pleistoceno Superior. Un segundo análisis polínico de la Laguna de Alcaián realizado por el equipo del Prof. Janssen (Tornqvist, 1986; Tornqvist & Joosten, 1988; Tornqvist et al., 1989) ha atribuido a dichas arcillas una cronología Subatlántica, es decir, de menos de 2.500 años.

Un hecho similar ocurre con el yacimiento de Budiño, sobre el cual se han escrito innumerables páginas (Aguirre, 1964; Nonn, 1966; Aguirre & Butzer, 1967; Butzer, 1967; Vidal Encinas, 1982; Echaide, 1971; Ramil-Rego et al., 1991). La mayoría de los arqueólogos que han trabajado en este yacimiento, tras la publicación de su descubrimiento por Nonn (1966), afirman que se trata de un yacimiento *in situ*, en el que se encuentran, junto con las industrias líticas, diversas acumulaciones vegetales que fueron datados por Butzer (1967) en $26.700 \pm 3.600/2.500$ BP y 18.030 ± 300 BP [BP= "before present": edad contabilizada desde 1950, año en que se realizó la primera datación ^{14}C y que se usa como referencia para las cronologías radiocarbónicas].

Estas referencias cronológicas fueron utilizadas para situar en el Würm superior una ocupación humana que, en base al estudio de los materiales líticos, se adscribe en el Achelense (Aguirre, 1964; Aguirre & Butzer, 1967; Echaide, 1971; Vázquez Varela, 1980), fase cultural que en el resto de la Península Ibérica o en Francia se sitúa en una edad no inferior a 100.000 BP, es decir anterior al Würm.

De acuerdo con la estratigrafía establecida por Butzer (1967), los niveles con restos vegetales datados por ^{14}C pueden corresponder a dos fases de acumulación de materia orgánica, entre las cuales, si son válidas las fechas, habría una discontinuidad de al menos 6.470 años. Por otra parte, no existe una relación estratigráfica clara entre estas líneas de restos orgánicos y los materiales líticos, que aparecen mayoritariamente en niveles de naturaleza coluvial, por lo que deben ser considerados con toda probabilidad como alóctonos.

En cuanto a la validez de estas fechas, debemos considerar los problemas que en la década de los sesenta tenían los laboratorios de radiometría para datar restos del Pleistoceno, problemas que en el caso de Budiño originan un elevado valor en el intervalo de incertidumbre de las mismas. Como evidencia de las limitaciones técnicas cabe mencionar que en el mismo trabajo Butzer (1967) incluye una datación efectuada en la base del nivel turboso de Mougás (Oia), en la que obtiene una fecha de >39.900 BP, nivel que con posterioridad fue datado por Brosche (1982), con un valor claramente diferente (18.030 ± 160 BP), el cual coincide con las más recientes (14.100 ± 200 BP y 13.720 ± 110 BP) que hemos obtenido para este mismo depósito (Gómez-Orellana et al., 1997a).

Según Nonn el paleosuelo turboso sería mucho más antiguo que la industria, correspondiendo, de acuerdo con el análisis polínico realizado por Van Campo (Nonn, 1966), a un momento de clima seco, en el que dominarían en el paisaje formaciones de ambientes mediterráneo y atlántico. La singularidad del espectro analizado llevó a Nonn a atribuir su formación a un interestadial del Mindel, del Riss o al interglaciar Mindel-Riss (Holsteinien), mientras que el coluvio superior sería del Riss-Würm. En base a las secuencias paleoambientales disponibles en la actualidad (Ramil-Rego et al., 1996b) la asignación temporal y ecológica deducida por Nonn del espectro polínico resulta incoherente. Probablemente el paleosuelo turboso sea contemporáneo a las acumulaciones orgánicas (presuntas cenizas) datadas en el Würm medio por Butzer (1967). Sin embargo desde un punto de vista cultural resulta coherente asignar los útiles Achelenses a un momento anterior al Würm y no al Würm medio.

9. EL PREWÜRM (120-80 KA)

En las secuencias polínicas del Sur de Europa, el inicio del Würm se caracteriza por la sucesión de cortas fases interestadiales-estadales que marcan la transición entre el final del interglaciar Eemian y el establecimiento de las condiciones glaciares. Durante este periodo se reconocen dos pulsaciones frías que separan dos interestadiales relativamente más cálidos (Fig. 5). En las secuencias francesas a estos últimos se les denomina St. Germain-I y St. Germain-II, precedidos respectivamente por las fases estadales Melisey-I y Melisey-II. Sin embargo en ciertas localidades (p.e. Grand Pile, en los Vosgos) el Interestadial St. Germain I puede dividirse en tres subzonas: Ia, Ib y Ic, debido a que durante la intermedia (St Germain Ib o Montaigu) ha quedado registrado un importante descenso de los elementos mesófilos caducifolios, achacable a un empeoramiento climático breve (Reille & de Beaulieu, 1990, 1995).

Desde el punto de vista de la representación polínica, los espectros correspondientes al St. Germain I de la secuencia de Les Echets (Lyon, Francia) se caracterizan por las expansiones consecutivas de *Quercus*, *Corylus*, *Carpinus*, *Fagus* y *Picea*. En esta localidad, el segundo interestadial de ese periodo, el St. Germain II, se diferencia del primero por la inexistencia de una fase de expansión de *Fagus*. Esta dinámica es comparable a la observada en otras localidades próximas. Por ejemplo, pese a que lo largo de todo el registro würmiense del Lac du Bouchet (Massif Central, Francia) la representación de *Fagus* es mucho menor que en Les Echets, este elemento también es significativamente más abundante durante el St. Germain-I que a lo largo del St. Germain-II (de Beaulieu & Reille, 1984; Reille & de Beaulieu, 1988).

Para el NO ibérico, las secuencias atribuibles al Prewürm corresponden a depósitos limnéticos fosilizados, ubicados en el área litoral (Ramil-Rego & Gómez Orellana, 1996; Ramil-Rego et al., 1996b). Durante esta época la línea costera estaba situada a una altura considerablemente inferior al actual, de modo que las planicies antelitorales que hoy en día solo se ven durante la bajamar, constituían ambientes idóneos para la formación de depósitos lacustres e higroturbosos.

En Area Longa (Fazouro, Lugo), se encuentra por debajo del nivel actual del mar uno de los horizontes turbosos más antiguos de Galicia, con el interés añadido de que, además, es posible atribuirle una edad bastante precisa a partir de sus espectros polínicos. La secuencia de Area Longa (Ramil-Rego & Gómez-Orellana, 1996) muestra durante esta época el predominio de elementos arbóreos, como *Betula*, *Quercus robur-tp* y *Fagus*. Junto a ellos están igualmente presentes *Carpinus*, *Alnus*, *Crataegus* y *Acer*, así como un buen número de helechos, entre los que destaca *Hymenophyllum*, un relicto de algunos puntos de la Europa atlántica y de las Islas Azores. Este nivel turboso, con más de 80.000 años de antigüedad, debe corresponder pues a uno de los interestadiales del Prewürm, siendo más factible su atribución al final de una fase equiparable al St. Germain-I francés, debido a los altos valores de *Fagus* que registra.

A partir de estos datos podemos deducir que durante ese interestadial, el paisaje de la sierras sublitorales que limitan con la rasa cantábrica no diferiría mucho del que pre-

sentan actualmente las montañas del Cantábrico oriental: bosques mixtos planocaducifolios, formados por abedul, haya, roble, avellanos, carpes, etc, entre los que destacan importantes masas de hayedos, y, en los ambientes más limitantes, brezales, herbazales y medios higroturbosos, dominados por *Erica*, *Calluna*, *Gramineae*, etc.

10. PLENIGLACIAR WÜRMIENSE INICIAL (80-60 KA BP)

De acuerdo con las secuencias de referencia para el continente europeo, el intervalo 80.000-60.000 BP correspondería a un periodo netamente frío, denominado Pleniglacial Würmiense Inicial, caracterizado por una regresión climática lo suficientemente intensa como para que sus efectos hayan podido reconocerse en diferentes territorios del SO continental (Muñoz Sobrino et al., 1996).

Esta primera fase estadal del Würm (Fig. 5) se identifica con el periodo de máximo avance global de los hielos durante el último ciclo Glaciar-Interglaciar, por lo que en muchas localidades el predominio de los procesos morfogenéticos ha sido un factor limitante para la conservación de sedimentos de este periodo y de los precedentes. Los datos del depósito de Area Longa, correspondientes a estratos situados por encima de los atribuidos al Prewürm, indican una fase de predominio de la vegetación herbácea, con una mínima representación de elementos arbóreos. El carácter estadal de estos espectros y su posición cronoestratigráfica, permiten su atribución al Estadal Würmiense Inicial (Ramil Rego et al., 1996b).

En consecuencia la vegetación de Galicia, al igual que la del resto del SO de Europa, estaría dominada por formaciones herbáceas (*Gramineae*) de carácter frío en las áreas litorales y sublitorales, donde el flujo de humedad no era todavía limitante, mientras que en las zonas continentales el déficit hídrico y la escasa termicidad condicionarían el desarrollo de una vegetación representada mayoritariamente por herbáceas crioxéricas: *Artemisia*, *Chenopodium*, *Cistaceae*. A lo largo de este periodo los bosques tuvieron una importancia bastante limitada dentro del paisaje, permaneciendo acantonados en las áreas con condiciones más favorables, fundamentalmente a lo largo del litoral y sublitoral Cántabro-Atlántico.

11. EL INTERESTADIAL WÜRMIENSE (60-25 KA BP)

El intervalo 25.000-60.000 BP, el Würm Medio, se corresponde con el denominado Interstadial Würmiense. Aunque todo el continente se acepta que este periodo representó una mejoría climática con respecto a los dos máximos würmienses, existen importantes discrepancias respecto a la zonación de esta fase, sobre todo debido a que algunos de los criterios utilizados para definir la sucesión de oscilaciones climáticas menores que le caracterizan, no son extrapolables de unas áreas biogeográficas a otras.

Dentro de este ámbito cronológico se incluyen diversos niveles de turbas obtenidos en depósitos limnéticos fosilizados del área litoral-sublitoral de Galicia (Ramil-Rego et al., 1996b). En concreto, la base de uno de los estratos turbosos de Area Longa ha sido datado en el 39.170 BP. La cronología de este nivel se solapa con la obtenida en una capa de turba fosilizada en Moucide (Foz, Lugo) cuyo techo corresponde al 33.400 BP, prolongándose su registro por debajo de niveles datados en el 41.400 BP y el 44.730 BP; y también con la obtenida en uno de los perfiles del depósito de Caamaño (Noia, A Coruña), para el que existen dos fechas radiocarbónicas: 30.120 BP y 36.000 BP. Los datos polínicos obtenidos en estos depósitos permiten establecer para el Interestadial Würmiense diversas fases de dominio de los taxones arbóreos mesófilos (*Quercus*, *Betula*, *Ulmus*, *Alnus*, etc) interrumpidas por fases de expansión de Gramineae y Asteraceae.

Los robledales (con *Quercus*, *Ulmus*, *Castanea*, *Corylus*, *Alnus*, *Salix*, etc), o bien los bosques mixtos de abedul (*Betula*) con otros caducifolios y coníferas (*Pinus*, *Abies*), alcanzaron un importante desarrollo en los territorios de menor altitud, cubriendo fundamentalmente las áreas más protegidas. Pero las formaciones boscosas coexistieron con brezales y praderas de gramíneas en los ambientes menos favorables. La humedad ambiental favoreció simultáneamente el desarrollo de lagunas y turberas, sobre todo en las áreas litorales y sublitorales, en las que se desarrolló un importante cortejo de plantas higrófilas e hidromorfas: *Lycopodium*, *Isoetes*, *Potamogeton*, Cyperaceae, *Ranunculus*, *Sphagnum*, etc.

El registro faunístico de este periodo aparece bien representado en la cueva de A Valiña, situada en el término municipal de Castroverde, Lugo. Del Ciclo III, que corresponde al nivel arqueológico I, disponemos de dos dataciones radiocarbónicas: $31.730 \pm 2.800/2.110$ BP y $34.800 \pm 1.900/1.500$ BP. Subyacente a éste, el Ciclo IV presenta también abundantes restos de fauna, aunque hasta el momento nos se les ha podido atribuir una adscripción cronológica precisa.

En el conjunto óseo de macromamíferos del Ciclo IV (Fernández, 1991) cabe reseñar la presencia de *Ursus* sp. (oso), *Bos/Bison* (buey/búfalo), *Cervus* (ciervo), *Capreolus* (corzo), *Equus* (caballo) y *Lepus* (liebre), asociación poco resolutiva desde una perspectiva cronológica. En conjunto tampoco son especies altamente significativas desde un punto de vista medioambiental, y si bien *Capreolus* parece poner de manifiesto unas condiciones climáticas no frías, no podemos tomar este dato como un valor absoluto debido tanto a su escasa representatividad (un único resto en la serie hasta ahora analizada) como a que la muestra procede de un valle interior, que pudo actuar como zona de refugio para las especies más cálidas durante episodios climáticos más severos.

Mayor información nos ofrece la muestra ósea del Ciclo III. Desde un punto de vista tafonómico, la deposición de material óseo en la cueva parece deberse a agentes diversos, lo cual se ha traducido en una amplia variedad de especies representadas. En principio, el principal volumen de restos se debe a la actividad de la hiena (*Crocuta crocuta*), aspecto reflejado tanto en el volumen de coprolitos como en el de restos óseos que presentan marcas producidas por estos carnívoros (cf. Fernández, 1992; Fernández et al.,

1995). A esto debemos añadir la parte correspondiente a la dieta humana durante la fase de ocupación antrópica (Llana et al., 1991).

Asimismo, y como resultado de los trabajos realizados en esta cueva en 1992, se debe tener en cuenta la presencia del roedor *Hystrix* (puercoespín), por su hábito de almacenar en las madrigueras restos óseos (Brain, 1981) debido a la necesidad de desgastar, mediante roído, sus incisivos de crecimiento continuo. A ellos debemos sumar también la más que probable actividad tanto de otros pequeños carnívoros (principalmente zorro) como de aves, esta última especialmente patente en la abundante microfauna recuperada.

En el conjunto óseo de macromamíferos, excluidos los lagomorfos, resalta el predominio de los carnívoros (*Ursus* sp., *Crocota crocuta*, *Vulpes vulpes*, etc.). Su presencia es importante si la ponemos en relación con la ocupación humana, planteándose una interesante alternancia en cuanto a la utilización de la cavidad. Sin embargo, este hecho apenas aporta datos de interés en relación con la reconstrucción medioambiental del territorio. Los ungulados se encuentran representados por una amplia gama de especies, si bien tanto équidos, como grandes bóvidos, principalmente *Cervus elaphus* (ciervo), se nos presentan a lo largo del Pleistoceno cantábrico como especies euritermas, en las que no parecen influir, al menos de forma decisiva, los cambios climáticos que se produjeron a lo largo del periodo. En conformidad a lo apuntado por Altuna (1992) para toda la orla cantábrica, la existencia de numerosos valles abrigados debió de favorecer la pervivencia de las especies más sensibles desde un punto de vista climático, resguardadas en estas zonas de refugio durante las fases de clima más riguroso.

La asociación *Sus scrofa* (jabalí) y *Capreolus capreolus* (corzo), presente en este depósito, resulta significativa en el Norte peninsular de un atemperamiento climático (Altuna, 1992). En el SO de Francia la presencia del primero de los citados se ha considerado además como el mejor indicador de un clima de carácter templado (Delpech, 1983). En nuestro caso, este carácter se vería refrendado —e incluso acentuado— por la presencia de *Hystrix* (puercoespín), especie termófila, característica de ambientes mediterráneos, retirada hoy en día de la Península Ibérica.

Por el contrario, lo dicho hasta el momento viene a contrastar con la presencia de determinadas especies que en teoría apuntan unas condiciones climáticas de características más rigurosas. Entre las mismas cabe destacar *Microtus oeconomus* (ratón de tundra) y *Microtus nivalis* (ratilla nival) indicativas de un recrudescimiento climático, reflejado en un cierto grado de frío y humedad (Fernández et al., 1992; Peña & Rey, 1993). En cierto modo, la identificación de *Marmota marmota* (marmota) en las muestras de la campaña de 1992 también parece asociarse a un clima más severo que el representado por los restantes macromamíferos, si bien puede estar reflejando meramente una variación de tipo estacional.

Las restantes especies de macro y micromamíferos (Fernández, 1991; Fernández et al., 1992) presentes en las muestras analizadas no aportan datos significativos desde un punto de vista climático, correspondiéndose mayoritariamente con taxones que existen actualmente en la misma zona donde se ubica el yacimiento. En general, dominan las re-

representativas de espacios abiertos herbáceos (praderas) y de formaciones sufruticosas: *Equus caballus* (caballo), *Dicerorhinus* (rinoceronte), *Oryctolagus cuniculus* (conejo común), *Talpa europaea* (topo común), *Pytimus lusitanica* (topillo), etc, si bien también encontramos claros indicadores de zonas de bosque, por ejemplo: *Glis glis* (lirón gris), *Sorex minutus* (musaraña) y *Sus scrofa* (jabalí), así como un pequeño grupo claramente relacionado con humedales: *Castor fiber* (castor), *Galemys pyrenaicus* (topo de agua), *Arvicola sapidus* (rata de agua).

En conjunto, la interpretación de la asociación faunística del Ciclo III de A Valiña resulta compleja. La presencia de especies que apuntan unas condiciones ambientales que podríamos clasificar de templadas contrasta con aquéllas de apetencias climáticas más frías, si bien en ningún caso presentan proporciones significativas en la serie. Tanto *Hystrix* como *Marmota* están representados por uno y tres restos respectivamente, y los de *Microtus oeconomus* y *Microtus nivalis* no suponen ni el 2% del total de las evidencias de microfauna, siendo probable que su escasa presencia sea un reflejo de la existencia de unas condiciones límites respecto a las necesidades ambientales óptimas para el establecimiento de las mismas.

La no identificación de aquellas especies que, entre los macromamíferos, son fiel reflejo de condiciones frías, como *Lepus timidus* (liebre nórdica) o *Rangifer tarandus* (reno) también pueden resultar definidoras, más aún si consideramos la existencia de otros lepóridos de apetencias climáticas no rigurosas (*Lepus europaeus* o liebre común) en la muestra.

12. EL PLENIGLACIAR WÜRMIENSE FINAL (25-18/15 KA)

Entre el 15.000-25.000 BP los modelos climáticos construidos a partir de datos isotópicos o bióticos, procedentes tanto de depósitos marinos como continentales, establecen el predominio de unas condiciones frías en todo el occidente europeo (Muñoz Sobrino, 2001).

Existen evidencias de que sobre el Atlántico Norte (30° W), el Frente Polar (Fig. 7) se estabilizaba en invierno alrededor de los 45° N, extendiéndose su influencia hacia el litoral Atlántico Ibérico en torno a los 40° de latitud N. En el área afectada por el Frente Polar, la superficie del océano mantuvo una temperatura extremadamente fría, con una baja tasa de salinidad. En los meses más fríos buena parte de la superficie del océano permanecía congelada, formándose una gran capa de hielo que se extendía desde los 50° N en la zona central del Océano Atlántico, hasta alcanzar el extremo occidental del litoral Cantábrico (Estaca de Bares) de la Península Ibérica. En los meses de verano la mayor parte de esta placa de hielo se fundía, descendiendo los icebergs hacia territorios más meridionales.

Los modelos de circulación general sugieren para el Pleniglaciario un menor flujo de humedad desde el océano hacia las áreas continentales que el existente en la actualidad,

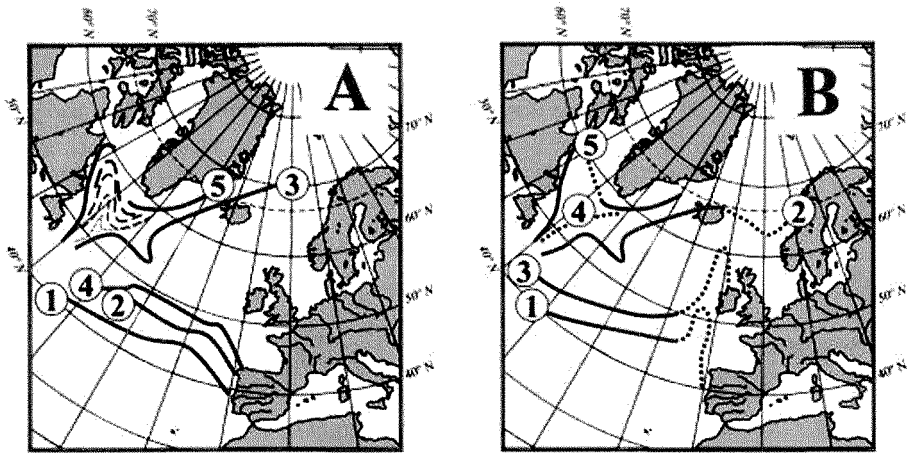


Fig. 7: Oscilaciones de la posición del frente polar sobre el Atlántico Norte desde el último máximo glaciario. A) A partir de RUDOIMANN & MCINTYRE, 1981: A1=20000-16000 BP. A2=16000-13000 BP. A3=13000-11000 BP. A4=11000-10000 BP. A5=9000-6000 BP. B) Modificaciones del modelo anterior (trazo discontinuo) propuestas en KOC *et al.*, 1993 y BERGER & JANSEN, 1995: B1=20000-13000 Bp. B2=13000-11000 BP. B3=11000-10000 BP. B4=10000-9000 Bp. B5=9000-6000 BP

lo que determinó la existencia de un clima extremadamente frío, pero no seco, en las regiones litorales y sublitorales, mientras que en los territorios continentales la sequedad y el frío condicionaron progresivamente el ambiente. El gradiente climático determinó la acumulación de nieve y hielo en sistemas montañosos sublitorales, a pesar de que la altitud de muchos de ellos sea poco importante (<900 m), mientras que en las áreas más continentales su acumulación sólo fue posible en las estribaciones de mayor altitud, quedando grandes extensiones inmersas en un ambiente extremadamente frío y árido, que podría correlacionarse con los actuales desiertos fríos continentales.

Con consecuencia de la rigurosidad climática a la que se vio sometida el NO Ibérico, con predominio, en muchos territorios, de ambientes glaciares y periglaciares, la deposición turbosa quedó mayoritariamente restringida a los territorios de escasa altitud próximos a la costa (Muñoz Sobrino *et al.*, 1996).

La información climática y paisajística deducida del análisis polínico de los sedimentos turbosos costeros (Ramil-Rego & Gómez-Orellana, 1996) muestra, en coherencia con el resto de las secuencias Ibéricas (Burjachs, 1990; Pons & Reille, 1988; Montserrat, 1992) y del SO de Europa (Woillard, 1978; De Beaulieu & Reille, 1984, 1989; De Beaulieu *et al.*, 1988), el predominio de formaciones herbáceas (Gramineae, Asteraceae, etc). Estas comunidades son denominadas clásicamente “estepas” (del ruso “Cmenne”), en relación con las vastas extensiones de praderas en la región de Kasjstán.

Alejado del litoral, existe un registro paleoambiental procedente de un pequeño conjunto óseo recuperado en la cueva de A Valiña, del que se han obtenido dos dataciones radiocarbónicas: $21.870 \pm 780/710$ BP y 16.420 ± 70 BP. En el mismo se han identifi-

cado la presencia de cérvidos (*Cervus* y *Capreolus*), équidos (*Equus*) y principalmente pequeños lagomorfos (*Oryctolagus*), destacando frente a los niveles más antiguos la práctica ausencia de carnívoros. Probablemente correspondan a este periodo los restos óseos recuperados en Cova Eirós (Triacastela, Lugo), que se encuentran emplazados sobre una costra estalagmítica datada por el método del Ur/Th en 28.233 ± 5.027 BP. (Grandal, 1993). La inexistencia de dataciones de los huesos impide una precisión cronológica más exacta sobre el momento en que la cueva fue ocupada por el oso de las cavernas.

Entre la fauna documentada para este periodo en el Norte peninsular cabe destacar la presencia de restos de reno en diversos yacimientos: Cueto de la Mina, Altamira, Aiztbitarte IV, etc (Altuna, 1994). Si bien su representación porcentual no es nunca importante en el conjunto de ungulados, sí destaca su presencia en un ámbito (la orla cantábrica) que no es el tradicionalmente ocupado por esta especie gregaria. Parece lógico considerar que se haya producido un movimiento de las manadas de renos desde las llanuras francesas hacia el sur, posiblemente por un recrudescimiento climático que limitó el aprovechamiento de las superficies más septentrionales. En este marco se produciría el paso de ejemplares de esta especie a la Península, distribuyéndose exclusivamente en la franja más septentrional (Cantábrico y Cataluña).

De la interpretación de todos estos datos, podemos deducir que el denominado Estadial Würmiense Final, fue un periodo de aproximadamente 10.000 años de duración, caracterizado por unas bajas temperaturas y una importante pérdida de humedad, tanto en las áreas litorales-sublitorales como en los territorios continentales. Las condiciones climáticas frías y áridas condicionaron en las regiones más continentales el predominio de los ambientes y formaciones vegetales de tipo crioxérico, dominadas básicamente por herbáceas: Gramineae, *Artemisia*, Chenopodiaceae, con menor presencia de *Pinus*, *Betula* o *Juniperus*; y apariciones esporádicas de árboles planocaducifolios, que quedaron confinados a las áreas más resguardadas y húmedas. Únicamente en algunas secuencias meridionales *Quercus* mantiene todavía porcentajes próximos al 20%.

En la mayor parte de las secuencias y reconstrucciones paleoclimáticas elaboradas para el SO europeo, este momento se relaciona con un segundo avance de los hielos sobre los continentes, estableciéndose alrededor del 21.000-18.000 BP el máximo desarrollo glacial de este periodo estadal. La aplicación de este modelo general a un territorio concreto está muchas veces condicionado a factores de carácter local o regional, como pueden ser la altitud, latitud y orientación de los depósitos, la topografía del entorno, la distancia al mar, la distancia con respecto a los refugios en los que quedaron acantonados la flora y la vegetación mesotermófilas durante la etapas climáticas más rigurosas, etc.

En la mayoría de los depósitos limnéticos fosilizados existentes en el área litoral-sublitoral de Galicia, los niveles turbosos de más de 20.000 años aparecen truncados y decapitados por el emplazamiento de materiales de origen coluvial o periglacial, que en ocasiones llegan a superar los 10 m de potencia (Ramil-Rego & Orellana, 1996). El depósito de Caamaño evidencia durante el intervalo 20.000-30.000 BP el predominio de las formaciones herbáceas (Gramineae, Liguliflorae, Tubiliflorae) y un reducido desarrollo

de los elementos arbóreos, en consonancia con las extremas condiciones climáticas. En cambio, en algunos depósitos limnéticos de las montañas orientales de Galicia, desarrollados sobre una morfología glaciar heredada [p.e. Lagoa de Lucenza (Sierra del Courel, Lugo), a 1375 m de altitud], la sedimentación orgánica comienza con anterioridad al 17390±90 BP, lo cual demuestra que para entonces ya habría tenido lugar una importante retracción de las manifestaciones glaciares de su entorno.

En cuanto a la actividad humana, la inestabilidad y el predominio de los ambientes morfogenéticos fríos que caracterizan al Pleniglacial Würmiense Final, han jugado un papel predominante en la carencia, hasta este momento, de registros autóctonos de las ocupaciones humanas existentes durante el intervalo 25.000-18/15.000 BP, afectando simultáneamente de forma negativa a la conservación de los registros sedimentológicos y arqueológicos anteriores.

13. RECONFIGURACIÓN DEL PAISAJE VEGETAL GALLEGO DURANTE EL TARDIGLACIAR (18/15 – 10 KA BP)

En las secuencias oceánicas la conclusión del último periodo glaciar se sitúa en torno al 16.000 BP, mientras que en los registros continentales del NO de Europa el comienzo de la época postglaciar aparece ligeramente retardado, datándose hacia el 15.500-15.000 BP (Ramil-Rego, 1993). En cambio, en algunas localidades del Sur del continente los primeros síntomas de mejoría ambiental se registran casi 2000 años antes, entre el 17.000 y el 18.000 BP (Muñoz Sobrino, 2001).

Independientemente de su cronología concreta, las reconstrucciones paleoambientales realizadas para territorios de Europa occidental reconocen al final del Würm, y previamente al inicio del actual interglacial, un periodo de mejoría climática denominado Tardiglaciario. La mayoría de las secuencias regionales del SO de Europa solo diferencian durante el Tardiglaciario tres fases: dos periodos fríos (Dryas Antiguo y Dryas Reciente) que marcan, respectivamente, el inicio y el final del Tardiglaciario, entre las que se sitúa un periodo de atemperamiento climático, denominado Interestadio Tardiglaciario. La zonación del Tardiglaciario en el Norte de Europa es más compleja, con diferentes subfases frías intercaladas dentro del periodo interestadial intermedio, de incidencia desigual según el territorio considerado (Muñoz Sobrino, 2001).

A lo largo del Tardiglaciario se reconocen los primeros síntomas de recalentamiento global, pero a su vez, la fusión de los hielos continentales ocasionó cambios en las corrientes del Atlántico Norte y un enfriamiento de las aguas superficiales del océano, de modo que muchos territorios del SO de Europa sufrieron condiciones de extrema sequedad, especialmente acusadas en las regiones más continentales (Fig. 7). En el NO de la Península Ibérica el Dryas Antiguo aparece registrado en algunos depósitos limnéticos fosilizados del actual espacio litoral-sublitoral y en áreas montañosas interiores. En la costa se aprecia un claro predominio de los porcentajes de Gramineae, mientras que los

registros de las montañas interiores indican unas condiciones más áridas: paisajes dominados por estepas de *Artemisia*, *Chenopodiaceae* y *Ephedra*, con vegetación arbórea escasa y compuesta por formaciones heliófilas: abedulares, pinares, enebrales, o bosques riparios. Sólo esporádicamente aparecen representados algunos planocaducifolios más exigentes: *Quercus*, *Corylus*, *Castanea*, etc.

Estos espectros sugieren unas condiciones bastante más áridas en los territorios interiores frente a la áreas litorales y sublitorales, sequedad que sería especialmente acusada a sotavento de los grandes núcleos montañosos del NO ibérico, debido a su disposición perpendicular a la entrada de los frentes húmedos procedentes del Atlántico. De este modo, es muy probable que en amplios territorios de Galicia prevaleciesen unas condiciones bastante restrictivas para el desarrollo arbóreo, por lo que al final del último periodo glaciario la mayor parte de las formaciones arboladas debieron permanecer acantonadas en los valles y laderas sublitorales, o incluso a cierta altitud, en las vertientes oceánicas de las montañas interiores, en torno a los ambientes que reunían las condiciones de temperatura y humedad más favorables (Muñoz Sobrino et al., 2001).

Con la restauración parcial de las condiciones del Atlántico Norte (Fig. 7), una vez superada la primera gran etapa de la deglaciación, entre el 13.000-11.000 BP se produjo la retirada del frente polar hacia el Norte, de modo que tuvo lugar una sensible mejoría de las condiciones climáticas en todo del Suroeste del continente europeo (Ramil-Rego, 1993). Los registros polínicos del NO ibérico reflejan una propagación arbórea, que incluye la presencia de polen de especies mesotermófilas: *Quercus ilex* tp, *Olea*, *Castanea*, *Ulmus*, etc, en diversas secuencias de las montañas interiores. En los territorios litorales y sublitorales las nuevas condiciones climáticas propiciaron la rápida expansión de formaciones arbustivas (brezales) y arbóreas mesófilas (robledales y avellanadas). Al mismo tiempo se inició la colonización forestal de los territorios interiores, mayoritariamente desde las vertientes cantabro-atlánticas, a través de rutas migratorias a baja altitud, paralelas a la red fluvial principal y rodeando los grandes núcleos montañosos.

Por lo que respecta a los territorios del NO ibérico, dentro de este Interestadial Tardiglaciario pueden establecerse dos etapas. Una inicial, más húmeda, caracterizada por el predominio de abedulares y robledales; y una posterior, correspondiente al final del interestadial, durante la cual los pinares adquirieron un papel relevante dentro del paisaje de las montañas y depresiones interiores de la Galicia meridional. Este segundo periodo reflejaría el progresivo descenso de la humedad que caracterizó la segunda mitad del interestadial, como preludio del empeoramiento ocurrido durante el Dryas Reciente (11.000-10.000).

Las variaciones en la composición de la vegetación de tipo crioxérico permite establecer diferentes modelos de vegetación esteparia en el noroccidente ibérico durante el Dryas Reciente (Gómez-Orellana et al., 1997b; Ramil-Rego et al., 1998). En los ambientes sublitorales y vertientes oceánicas de las montañas interiores, prevalecieron estepas crio-oceánicas o atlánticas, dominadas por Gramineae. En los medios de marcada tendencia estacional, vertientes continentales de las grandes cadenas montañosas y depre-

siones interiores, dominaron otro tipo de estepas, crio-orófilas, crioxéricas o continentales, en las que elementos como *Artemisia*, Chenopodiaceae, Polygonaceae, *Ephedra*, etc, relegaron a las Gramineae a un segundo plano.

Pese a ello, la menor representación de la flora crioxérica con respecto al Dryas Antiguo, así como la permanencia de ciertos elementos arbóreos heliófilos (*Betula*, *Pinus*), mesófilos (*Quercus robur* tp) e incluso termófilos (como por ejemplo *Quercus ilex* tp) en algunas zonas de montaña, sugiere que las condiciones ambientales no fueron tan drásticas como las registradas con anterioridad al Interestadial Tardiglaciario. En cualquier caso, el descenso de la humedad y de la temperatura ocasionó una retracción y reubicación de las masas forestales desarrolladas durante el periodo anterior, de modo que tuvo lugar un descenso altitudinal del límite de los bosques y una disminución de la proporción de elementos arbóreos representados.

Las evidencias arqueológicas del Tardiglaciario existentes en el NO Ibérico corresponden a las ocupaciones del Magdaleniense Final / Aziliense documentadas en los yacimientos de la Terra Chá (Vilalba), en el borde meridional de las Sierras Septentrionales Galaico-Asturianas: Prado do Inferno, Pena Grande y Férvedes (Ramil Soneira & Vázquez Varela, 1976,1983; Ramil Soneira & Ramil-Rego, 1995). Estos yacimientos se ubican estratégicamente dentro o en la proximidad de valles que permitieron el desarrollo de una importante cubierta arbórea durante el Interestadio Tardiglaciario.

De este modo, el poblamiento del Magdaleniense Final / Aziliense de la región noroccidental ibérica se concentraba en los territorios de mayor benignidad climática, en los que el bosque alcanzaba su mayor desarrollo y donde era igualmente más fácil la provisión de caza. A excepción del Interestadio Tardiglaciario, las condiciones climáticas imperantes en las montañas y depresiones interiores no debieron ser propicias para el mantenimiento de grupos humanos.

Un hecho que caracteriza al poblamiento del Paleolítico Superior Final del NO Peninsular, y que igualmente se mantiene en el Epipaleolítico, es la escasa importancia que tuvo la recolección de frutos y semillas silvestres. En concreto en los yacimientos estudiados solamente se ha documentado la presencia poco significativa de avellanas, que contrasta con la abundancia con que aparecen éstas en otros yacimientos de la Cornisa Cantábrica, como es el caso de la Uña (León) o los Canes (Asturias). La localización de todos los yacimientos del Paleolítico Superior Final de Galicia en depósitos de carácter ácido ha impedido la preservación de los restos óseos, no contando con información directa de la fauna ni del aprovechamiento de ésta por el hombre.

14. EL HOLOCENO (<10 KA BP)

El periodo postglaciario (Holoceno) se inició hace aproximadamente 10.000 años. En términos climáticos se han definido tres fases. Una inicial o anatómica (10.000-7000 BP), que corresponde a un intervalo de continuas modificaciones ambientales pero que,

globalmente, supuso el calentamiento progresivo de las aguas marinas y de los territorios emergidos adyacentes. A continuación, el óptimo climático (7.000-2.500 BP), momento en el que se alcanzaron las fases de mayor termicidad en el SO de Europa y que, en los territorios de marcado carácter oceánico, se caracterizó, además, por unas condiciones especialmente húmedas. Por último, la fase catatérmica (2.500-0 BP), que podría definirse como una sucesión de subfases frías y cálidas que acabaron derivando hacia las condiciones actuales (Muñoz Sobrino, 2001).

14 a). Expansión y dominio de los bosques (10-7 ka BP)

Los cambios climáticos producidos en el occidente europeo a lo largo de la fase anatórmica supusieron una importante alteración de los paisajes vegetales de cada territorio, provocando la regresión global de las formaciones arbustivas y herbáceas, al tiempo que favorecieron la expansión de la vegetación arbórea. A lo largo de los tres milenios que dura aproximadamente la fase anatórmica, las secuencias polínicas gallegas, en coherencia con las del resto del SO europeo, muestran la sucesión de diversas formaciones arbóreas. De forma muy simplificada, podría afirmarse que la recolonización forestal en el extremo noroccidental de la península siguió un gradiente general en dirección SE-NO, ya que los ambientes cantabro-atlánticos más sensibles a las condiciones del Atlántico Norte (Fig. 7) todavía acusaron los efectos ocasionados por los episodios finales de la deglaciación, que en el continente americano finalizó hacia el 7500 BP (Muñoz Sobrino, 2001).

A partir del 8.500-8.000 BP, la vegetación arbórea climática alcanzó su distribución más amplia, permaneciendo deforestados únicamente parte de los tramos costeros, las áreas cuminales de los principales macizos montañosos y otros ambientes en los que las condiciones particulares del clima o del substrato favorecieron la sustitución de las formaciones climáticas por comunidades azonales, básicamente ecosistemas limnéticos, matorrales y distintos tipos de herbazales.

La información polínica para la fase anatórmica en Galicia se distribuye de forma mayoritaria entre los distintos sectores montañosos del territorio. En las áreas litorales y sublitorales los registros disponibles son todavía muy escasos y presentan múltiples hiatus sedimentológicos, amén de que por sus particularidades ecológicas (zonas antelitorales, muy venteadas, en ocasiones con influencias salobres o con sustratos arenosos o rocosos) estas localidades no resulten especialmente adecuadas para registrar las expansiones arbóreas regionales (Ramil-Rego et al., 1996b). Así, en el diagrama polínico de Mougás (Pontevedra), en la fase inicial del Holoceno (9.800 BP) se registra el comienzo de la expansión de *Quercus robur* tp, así como la presencia de otros elementos arbóreos: *Pinus* (*P. pinaster* tp., *P. sylvestris* tp.), *Betula*, *Alnus* y *Ulmus*. Pero paralelamente, todavía se mantienen porcentajes elevados de los elementos herbáceos que dominaban el registro tardiglaciario (Gómez-Orellana et al., 1997a).

En las Montañas Galaico-Asturianas los elementos arbustivos, mayoritariamente ericoides (*Erica*, *Calluna*), invadieron inicialmente la estepa herbácea, a la vez que aumentaron ligeramente los porcentajes de *Pinus*. La primera expansión arbórea y por lo tanto el inicio del Holoceno, no se registra hasta el 9.590 BP, marcada por el incremento de los porcentajes de *Pinus* (*Pinus sylvestris* tp.) y *Betula*. Las variaciones porcentuales de los taxones vegetales coinciden con un incremento neto de la concentración polínica, mientras que en el registro sedimentológico se produce el inicio de la formación de turba. Con posterioridad, hacia el 8785 BP se registra la expansión de *Quercus* (*Quercus robur* tp) y descienden los porcentajes de *Pinus* y *Betula*. A esta segunda expansión le sigue hacia el 8.410 BP la de *Corylus*, que marca el inicio del dominio regional de los elementos arbóreos caducifolios (Ramil-Rego, 1993).

Las características ambientales en que se desarrollaron las últimas poblaciones del Paleolítico en el Macizo Septentrional Galaico (Serra do Xistral, Serra da Toxiza) y de cómo éstas influyeron en el medio, han sido objeto de un laborioso trabajo realizado en entre el Museo de Prehistoria e Arqueoloxía de Vilalba y la Universidad de Santiago. Desde un punto de vista paleobotánico se han realizado en el área más de 20 análisis polínicos en yacimientos arqueológicos, apoyados en el análisis de 12 depósitos turbosos y en más de 40 dataciones absolutas.

La información obtenida permite establecer una fase de colonización del espacio geográfico por los pobladores epipaleolíticos, simultánea a la colonización de la vegetación arbórea. De este modo las ocupaciones más antiguas registradas se sitúan en afloramientos rocosos de baja altitud (<800 m), en el seno de valles en los que el desarrollo del bosque se vio favorecido. Cuando a partir del 8.000 BP el robledal inicia su fase de hegemonía en el territorio, el poblamiento alcanza también su mayor intensidad. En este momento en áreas próximas a los yacimientos se registra una reducción significativa de la vegetación arbórea.

Pero aparentemente, la regresión del bosque no quedó únicamente restringida al área inmediata a los yacimientos, si no que se extendió sobre un territorio más amplio. Los diagramas polínicos obtenidos tanto en depósitos edáficos como en turberas, muestran una importante reducción porcentual y cuantitativa del polen arbóreo, mientras que la representación las especies herbáceas se incrementa notablemente durante esta fase. Este proceso evidencia una fuerte retracción de la vegetación arbórea, que solo puede explicarse por una perturbación exógena, ya sea de tipo natural o antrópico. La presencia de abundantes fragmentos de madera carbonizada, incluidos en horizontes edáficos que registran esta dinámica, sin ocupación humana aparente, permiten considerar que en dichas localidades esta fase podría derivar de incendios provocados por los pobladores epipaleolíticos.

Estos procesos podrían estar vinculados a un mayor aprovechamiento de los ungulados, los cuales constituyen en este momento la principal fuente de recursos cinegéticos. Estas especies establecen su hábitat preferencial en áreas boscosas y en matorrales altos, formaciones que constituían la vegetación dominante en gran parte de los valles del terri-

torio durante este periodo, siendo su presencia secundaria en las cumbres o laderas desarrolladas. La utilización del fuego permitiría por consiguiente conducir estos ungulados (fundamentalmente ciervo, corzo y jabalí) hacia los espacios abiertos, donde su caza resultaría más factible.

Para el extremo NO de la Cordillera Cantábrica, las secuencias polínicas muestran como la colonización arbórea holocena se inició un poco antes del 10.000 BP, con un breve incremento de los porcentajes de *Betula* y de *Pinus sylvestris* tp, seguido por una fuerte expansión de *Quercus*. En estos casos, el incremento inicial de los porcentajes de *Pinus* y *Betula* se podría interpretar como un reflejo del ascenso del límite superior de estos bosques, que quedaría posteriormente minimizado en los registros polínicos por el importante desarrollo que alcanzaron las formaciones, colinas y montañas, de *Quercus* (Muñoz Sobrino et al., 1997, 2001).

El carácter oceánico de las fases de expansión arbórea establecidas en las Montañas Galaico-Asturianas se pierde en el resto de las áreas montañosas, donde los porcentajes de *Corylus* se mantendrán muy reducidos, adquiriendo *Betula* un papel cada vez más preponderante en los pisos montanos. La sucesión vegetal establecida al inicio del Holoceno conducirá a la retracción definitiva de los porcentajes de *Pinus* en los ambientes cantabro-atlánticos, quedando los pinares reducidos a un papel meramente testimonial en los valles y montañas sublitorales, aunque posiblemente persistieron algunas formaciones costeras emplazadas sobre sustratos arenosos (Ramil-Rego et al., 1996c).

En cambio, en determinados ambientes de las montañas situadas en el límite suroccidental de Galicia, los pinares mantuvieron su predominio en las localizaciones menos favorables para los bosques planocaducifolios, fundamentalmente las vertientes más continentales e insoladas, así como las planicies situadas a mayor altitud. La mayor continentalidad de las zonas montañosas interiores queda reflejada por los registros de *Quercus ilex* tp, observados desde antes del comienzo del interglaciario, que indicarían la presencia de formaciones de encinar asimilables a las que todavía hoy se pueden observar en determinados enclaves de los territorios orocantábricos (Ramil-Rego et al., 1998). Además es interesante destacar la presencia en algunas de estas secuencias de otros elementos arbóreos, como *Ulmus*, *Frangula*, *Sambucus*, *Populus*, *Fraxinus*, *Olea*, *Ilex*, *Castanea*, etc, que atestiguan una importante diversidad arbórea en estas montañas desde el inicio del Holoceno (Muñoz sobrino, 2001).

14 B) La hegemonía arbórea durante el Holoceno Medio (7-2,5 ka)

La fase de Optimo Climático (7.000-2.500 BP), se caracteriza en todo el NO Ibérico, al igual que en la mayoría de las secuencias disponibles para el SO Europeo, por el predominio de las formaciones arboladas en el paisaje. Al inicio de esta fase, la mayor parte del territorio gallego ya aparecía cubierta por comunidades arbóreas, entre las que predominan los taxones caducifolios, fundamentalmente *Quercus*.

La dificultad para diferenciar los distintos elementos incluidos en el tipo polínico *Quercus robur* (*Q. robur*, *Q. pyrenaica*, *Q. petraea*), o incluso la individualización de

estos frente a las especies perennifolias: *Q. ilex* tp (*Q. ilex ilex*, *Q. ilex ballota*), *Q. suber*, etc, que no solía establecerse en los estudios más antiguos, supone una seria limitación para un análisis más detallado de la dinámica de la vegetación arbórea del NO peninsular. A este problema se suma la amplia valencia ecológica de estos taxones, cuyos niveles de tolerancia y de máximo se solapan frecuentemente. Además, coincidiendo con el inicio de la fase de hegemonía de *Quercus*, con toda probabilidad se generaron condiciones ecológicas apropiadas para el desarrollo de otras comunidades arbóreas, que sin embargo casi siempre resultan difuminadas por los taxones polínicos dominantes, ya que su importancia dentro el paisaje fue sin duda secundaria.

Así, dentro de las masas dominadas por quercinas tuvo lugar la difusión, o como mucho, pequeños episodios de expansión, de un contingente variable de elementos arbóreos, arbustivos e incluso lianoides, cuya composición y cronología varía de unas localidades a otras, en función de sus características biogeográficas y de la distancia a la que se sitúen con respecto a las zonas que sirvieron de refugio, a lo largo de las fases frías preholocenas, para esta flora mesófila.

En el área litoral-sublitoral el limitado número de diagramas no permite, por el momento, una interpretación detallada de la dinámica de la vegetación. Los escasos registros muestran el predominio de las formaciones arbóreas caducifolias en las que *Quercus* y en menor medida *Alnus*, *Betula*, *Corylus*, *Ulmus*, *Fraxinus*, etc, constituyeron los elementos mayoritarios. Junto con estas formaciones, relacionables con las robledales atlánticos y con los bosques riparios y pantanosos, debieron existir alcornocales, madroñales o incluso pinares, pero los datos acerca de ellos son todavía puntuales, debido a la dificultad de encontrar registros que reflejen la vegetación de ambientes marginales, dentro de un entorno dominado por los bosques de *Quercus*.

Para esta misma fase contamos con los datos procedentes del yacimiento costero de Reirola (Arteixo, Coruña), datado por radiocarbono en 6.590±70 BP y con una industria lítica adscrita culturalmente al Mesolítico (Ramil Soneira, 1973). Los datos paleontológicos señalan la presencia exclusiva de fauna salvaje, compuesta por ciervo y jabalí (Vázquez Varela, 1984); lo que indicaría la existencia de un área arbolada en la trasduna y/o en los terrenos sublitorales que sustentarían una fauna aprovechada por los habitantes del yacimiento. Aunque fuera importante la actividad cinegética, el aprovechamiento del medio costero parece haber sido su base alimenticia, como queda constatado en la abundante ictiofauna presente en el sedimento turboso (Ramil Soneira, 1973).

En los territorios montañosos del extremo septentrional, la elevada humedad ambiental propició el predominio de *Quercus robur* tp y *Corylus*, conformando distintas comunidades arbóreas, entre las que serían mayoritarias las robledales, avellanadas y bosques mixtos, que incluían un buen número de elementos arbóreos: *Ilex*, *Ulmus*, *Tilia*, *Fagus*, *Fraxinus*, *Carpinus*, *Sambucus*, *Taxus*, *Castanea*, etc. Tuvieron una menor importancia las formaciones de coníferas (*Pinus sylvestris* y *P. pinaster*) y otras de carácter más termófilo y/o xérico: melojares, madroñales, laurales, acebuchales, etc, cuyo registro resulta más problemático (Ramil-Rego et al, 1996c).

A lo largo de este periodo se produjo un fuerte desarrollo de elementos leñosos en áreas pantanosas, tanto de porte arbustivo (*Myrica*, *Erica*), como arbóreo (*Betula*, *Alnus*, *Salix*). Estos últimos elementos llegaron a invadir totalmente algunos depósitos turbosos situados a moderada altitud, como se ha documentado en el puerto de A Gañidoira (Sierra del Xistral, Lugo), en el que los elevados porcentajes de *Betula* registrados entre el 6.895-3.735 BP y la presencia de abundantes macrorrestos leñosos, atestiguan la implantación de un abedular sobre la superficie del humedal (Ramil-Rego, 1992, 1993).

En las sierras del extremo occidental de la Cordillera Cantábrica la vegetación dominante consistió en robledales caducifolios (*Quercus petraea*, *Q. pyrenaica*, *Q. robur* y sus híbridos), en masas puras o mezcladas con otros elementos (*Fraxinus*, *Acer*, *Ulmus*, *Tilia*, *Salix*, *Fagus*) entre los que se intercalaban pequeñas manchas de hayedo. Por encima de las robledales, en las situaciones más umbrosas persistieron los abedulares montanos, mientras que los pinares continuaron formando el cinturón superior del arbolado en las vertientes más insoladas. Además, preferentemente en los pie de montes de las vertientes surorientales, permanecieron pequeñas áreas de encinar, representantes relictos de una vegetación de carácter más mediterráneo (Ramil-Rego et al., 1996c, Muñoz Sobrino et al., 1997, 2001).

La heterogeneidad climática y ecológica de los relieves continentales se hizo aún más patente en las montañas meridionales. En estos ambientes la vegetación cuminal estuvo formada por un mosaico de matorrales (*Erica*, *Calluna*, *Vaccinium*, *Juniperus*) y bosques mixtos de abedules con pinos (*Betula*, *Pinus sylvestris*); y a menor altitud se emplazaron bosques mesófilos de quercinas, robledales dentro de las se que incluían otros árboles, como *Corylus*, *Alnus*, *Ulmus*, *Fagus*, *Fraxinus*, *Ilex*, *Castanea*, etc. Junto a estos bosques puede establecerse, además, la presencia de otras formaciones conformadas por un buen número de elementos termófilos (*Arbutus*, *Olea*, *Quercus ilex* tp), con afinidad por los emplazamientos más meridionales e insolados (Ramil-Rego et al., 1996b, Muñoz Sobrino, 2001, Muñoz Sobrino et al, 2001).

14 C) La antropización del paisaje al final del Holoceno (<2,5 ka BP)

El último tercio del Holoceno ha venido marcado por un rápido deterioro de los ecosistemas, naturales, provocado fundamentalmente por la acción del hombre. Al final del Holoceno Medio se produjo la adopción de las técnicas agrícolas y ganaderas en el NO Ibérico, si bien la presión antrópica fue, en general, muy reducida al principio, manifestándose en los espectros polínicos como pequeñas deforestaciones de carácter intermitente, similares a las ocasionadas en las Sierras Septentrionales por la población epipaleolítica. Pero durante el último tercio del Holoceno, el sucesivo desarrollo y auge de las culturas de la Edad del Bronce y del Hierro supuso una rápida deforestación de los territorios litorales y sublitorales, donde se concentraba la mayor parte de la población, determinada por la creciente necesidad de madera y de ganar nuevos terrenos para el aprovechamiento agropecuario.

La Romanización del NO Ibérico comenzó cuando ya buena parte de los bosques habían desaparecido del paisaje, siendo sustituidos por matorrales, praderas y labradíos. Las masas forestales relevantes quedaron confinadas a las áreas más inaccesibles de los macizos montañosos y así, durante este periodo, los registros polínicos de múltiples territorios muestran una representación forestal incluso inferior a la reconocida durante el Dryas Reciente.

En algunas secuencias del NO peninsular los porcentajes de polen arbóreo ya descienden claramente a partir del 3.500/3.000 BP, pero en otros territorios la representación forestal no mengua hasta el 2.500 BP; e incluso, en algunas áreas montañosas escasamente pobladas, al final del Holoceno Medio (4500-2500 BP) los bosques alcanzaron cotas superiores a las actuales (Muñoz Sobrino, 2001). Por tanto, la cronología y dinámica de la deforestación varió de unos territorios a otros. Normalmente el registro de la mínima representación arbórea se encuentra asociado con la presencia de indicadores de actividad antrópica: curvas continuas de polen de cereal, *Castanea* y *Olea*, aumento de las representaciones de elementos ruderales y arvenses, etc. En muchas áreas del litoral, sublitoral, valles y depresiones de Galicia, este mínimo es anterior a la Romanización; sin embargo, en las áreas más remotas de montaña la máxima deforestación no se registra hasta la Edad Media.

Para la alta montaña se han propuesto toda una serie de procesos dinámicos de la vegetación arbórea, provocados o modulados por la acción humana, a través de los cuales las comunidades forestales dominantes habrían sido sustituidas por otras nuevas formaciones arbustivas y arbóreas.

En las secuencias de las montañas del NO de la Península Ibérica, tras las expansiones iniciadas durante la fase anterior, la representación polínica de *Betula* y/o *Pinus* alcanza nuevos máximos, que paradójicamente coinciden con el inicio de la reducción de los porcentajes de polen arbóreo totales. Si la expansión de estos elementos a mediados del Holoceno respondía a los periodos de mayor densidad y extensión de los bosques altimontanos, el aclarado del bosque colino y montano -donde serían más abundantes los robledales y melojares- probablemente contribuyó a maximizar la representación de la vegetación zonal de los pisos superiores. Por tanto, las perturbaciones del bosque mesófilo responderían a la mayor incidencia de las actividades humanas en las zonas de menor altitud, sin descartar completamente la posibilidad de una cierta reducción espontánea de la extensión de estas formaciones, provocada por oscilaciones climáticas.

Otro aspecto destacable durante esta fase de reducción de la superficie forestada, es la patente diversidad de especies mesófilas y termófilas, de modo que en la mayoría de las secuencias polínicas se registra durante este periodo la presencia de un número elevado de elementos forestales, que en ciertas áreas llega a superar al establecido para la fase de Óptimo Climático. Este fenómeno también se registra en un gran número de secuencias polínicas del SO de Europa y parece relacionado con el hecho de que la degradación de las formaciones dominantes haya permitido una mejor representación de los taxones minoritarios (Muñoz Sobrino et al., 1997, 2001; Ramil-Rego et al., 2000).

El proceso de adopción de la agricultura en el Noroeste Peninsular correspondería, a tenor de los datos paleobotánicos y arqueológicos disponibles, con una progresión a través del litoral atlántico portugués (Ramil-Rego et al., 1996d). Actualmente, el registro polínico más antiguo sobre la presencia de polen de cereal en el NO ibérico procede de las Montañas Galaico-Minhotas, donde los primeros cultivos comenzaron con anterioridad al 5.400±40 BP, mientras que en el entorno de las Montañas Galaico-Asturianas no se iniciaron hasta el 5.475 BP. Por el contrario su presencia en las Montañas Galaico-Durienses y en el extremo occidental de la Cordillera Cantábrica resulta, según los datos disponibles, bastante posterior, lo que confirmaría el predominio de los modelos de explotación silvo-pastorales en estas últimas zonas durante gran parte del Holoceno Reciente, con un progresivo ascenso de los terrenos cultivados, hasta alcanzar su mayor altitud y extensión en torno al 1.250±25 BP (Muñoz Sobrino et al., 1997).

14 D) Cambios recientes en el paisaje

La dinámica actual de la vegetación es muy similar en todo el NO peninsular y está fundamentada en la introducción de nuevas especies agrícolas y forestales. El aumento de los porcentajes de *Pinus* observado en las zonas polínicas más recientes responde a las plantaciones y repoblaciones iniciadas en el Noroeste Ibérico con anterioridad al siglo XVIII; aunque dada su permanencia en las Montañas Surorientales de Galicia hasta hace unos 2.500 años, momento en el que la mayor parte de los pinares fueron destruidos por el hombre y transformados en pastizales y brezales, tampoco se puede descartar que en algunos sectores, parte de la difusión de *Pinus sylvestris* tp se deba a una cierta recuperación natural de los pinares.

Además, en una gran parte de las regiones litorales y sublitorales de Galicia se sucedieron al inicio de este siglo repoblaciones masivas, que llevaron a que el pinar, fundamentalmente con *Pinus pinaster* Aiton, fuera la formación arbórea dominante en estas áreas. Más recientemente estas plantaciones han continuado extendiéndose hacia los territorios interiores, con la introducción de nuevas especies alóctonas, como *Pinus radiata* D. Don. Además, la importación de flora desde los nuevos continentes, propició la llegada a la Península de otros cultivos de taxones alóctonos que sustituyeron en parte a los tradicionales, como el maíz: *Zea mays* L, la patata: *Solanum tuberosum* L. y, en el último medio siglo, el eucalipto: fundamentalmente *Eucalyptus globulus* Labill, que en las últimas décadas se ha propagado hasta alcanzar en algunas áreas extensiones completamente desorbitadas.

Así, la masiva e irracional expansión de nuevas especies forestales introducidas, está condenando a la extinción inmediata a los últimos componentes de los ecosistemas naturales galaicos, cuya formación se ha forjado a lo largo de cientos de miles de años.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre, E. (1964): "Las Gándaras de Budiño, Porriño (Pontevedra)", *Excavaciones Arqueológicas en España*, nº 31, Madrid.
- Aguirre, E. & Butzer, K.W. (1967): "Problematical Pleistocene Artifact Assemblage from Northwestern Spain", *Science*, 157, 430-431.
- Alberdi, M.T. (1982): "Nota sobre Equidae de Galicia", *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 3, 241-243.
- Altuna, J. (1992): "Asociaciones de macromamíferos del Pleistoceno superior en el Pirineo occidental y el Cantábrico", en A. Cearreta & F.M. Ugarte (Ed.), *The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region*, Servicio Editorial Universidad del País Vasco, Bilbao, 15-28.
- Altuna, J. (1994): "Los macromamíferos durante el Solutrense de la Península Ibérica", *Férvedes*, 1, 47-55.
- Berger, W.E. & Jansen, E. (1995): "Younger Dryas episode: ice collapse and super-fjord heat pump", en S.R. Troelstra et al. (eds.), *The Younger Dryas*, pp: 61-106, Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen. Amsterdam.
- Brain, C.K. (1981): *The hunters or the hunted? An introduction to African cave taphonomy*, The University of Chicago Press, Chicago and London.
- Brosche, K.U. (1982): "Studien zu jungpleistozänen und holozänen Sedimenten und fossilen Böden im Küstengebiet von West-Galizien (NW-Spanien)", *Eiszeitalter und Gegenwart*, 32, 63-80.
- Burjachs i Casas, F. (1990): "Evolució de la vegetació i paleoclimatologia des de fa més de 85.000 anys a la regió d'Olot. Anàlisi pollínica del Pla de L'Estany (Sant Jan les Fonts, la Garrotxa)", *Vitrina*, 5, 40-46.
- Butzer, K.W. (1967): "Geomorfology and stratigraphy of the Paleolithic site of Budiño (Prov. de Pontevedra, Spain)", *Eiszeitalter und Gegenwart*, 18, 82-203.
- Crowley, T.J. & North, G.R. (1991): "Paleoclimatology", *Oxford Monographs on Geology and Geophysics*, nº 18, Oxford University Press.
- de Beaulieu, J.L. & Reille, M. (1984): "A long Upper Pleistocene pollen record from Les Echets, near Lyon, France", *Boreas*, 13, 111-132.
- Delpéch, F. (1983): "Les faunes du Paléolithique Supérieur dans le Sud-Ouest de la France", *Cahiers du Quaternaire*, nº 6, Paris.
- Domínguez Lozano, F., Galicia Herbada, G., Moreno Rivero, L., Moreno Sainz, J.C. & Sainz Ollero, H. (1996): "Threatened plants in peninsular and balearic Spain: a report based on the EU habitats directive", *Biological Conservation*, 76, 123-133.
- Echaide, M.D. (1971): "La industria lítica del yacimiento de Budiño (Pontevedra, España)", *Munibe*, XXIII, 125-154.

- Fernández Rodríguez, C. (1991): "Os macromamíferos do nivel 1: análise deposicional, biometría e interpretación medioambiental das especies representadas", en C. Llana et al. (Dir.), "Cova da Valiña (Castroverde, Lugo). Un xacemento do Paleolítico superior inicial en Galicia (Campañas de 1987 e 1988)", *Arqueoloxía/ Investigación*, 5; Xunta de Galicia, pp.: 103-126.
- Fernández Rodríguez, C. (1992): "Valoración y análisis de la ocupación de carnívoros de la cueva de A Valiña (Lugo, Galicia)", *Tabona*, VIII, 481-492.
- Fernández Rodríguez, C.; Ramil-Rego, P.; Martínez Cortizas, A.; Rey Salgado, J.M & Peña Villamide, P. (1993): "La Cueva de A Valiña (Castroverde, Lugo): aproximación estratigráfica, paleobotánica y paleontológica al Paleolítico superior inicial de Galicia", en M.P. Fumanal & J. Bernabéu (Ed.), *Estudios sobre Cuaternario. Medios sedimentarios. Cambios ambientales. Hábitat humano*, Universidad de Valencia y AEQUA., Valencia, pp. 159-165.
- Fernández Rodríguez, C.; Ramil-Rego, P. & Martínez Cortizas (1995): "Characterization and Depositional Evolution of *Hyaena (Crocuta crocuta)* Coprolites from La Valiña Cave (Northwest Spain)", *Journal of Archaeological Science*, 22, 597-607.
- García Antón, M. & Sainz Ollero, H. (1991): "Pollen records from the middle Atapuerca site (Burgos, Spain)", *Paleobiogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology*, 85, 199-206.
- Gómez-Orellana, L.; Ramil-Rego, P. & Muñoz Sobrino, C. (1997a). "Una nueva secuencia polínica y cronológica para el depósito pleistoceno de Mougás (NW de la Península Ibérica)", *Revue de Paléobiologie*, 17 (1): 35-47.
- Gómez-Orellana, L.; Ramil-Rego, P. & Muñoz Sobrino, C. (1997b): "Modelos de transición entre el Pleniglacial würmiense final y el Tardiglacial en los sectores litorales y montañosos del NW de la Península Ibérica", en J. Rodríguez Vidal (Ed.), *Cuaternario ibérico*, 339-345, AEQUA.
- Grandal D'Anglade, A. (1993): "El oso de las cavernas en Galicia: el yacimiento de Cova Eirós", *Serie Nova Terra*, nº 8, Edicións do Castro, Sada, A Coruña.
- Heim, J. (1970): *Les relations entre les spectres polliniques récents et la végétation actuelle en Europe occidentale*, These Doctoral, Université de Louvain.
- Koc, N.; Jansen, E. & Hafliðason, H. (1993): "Paleoceanographic reconstructions of surface ocean conditions in the Greenland, Iceland and Norwegian Seas through the last 14 ka based on diatoms", *Quaternary Science Reviews*, 12, 115-140.
- Llana, C.; Soto, M.J.; Fernández, C.; Martínez, A.; Pumarejo, P.; Villar, R. & López-Felpeño, M.A. (1991). Cova da Valiña (Castroverde, Lugo): "Un xacemento do Paleolítico superior inicial en Galicia (Campañas de 1987 e 1988)", *Arqueoloxía/ Investigación*, 5, Xunta de Galicia, A Coruña.

- Meireles, J. (1994): "As indústrias líticas pré-históricas do litoral do Minho (Portugal) e o seu quadro litoestratigráfico", "Actas 1º Congreso de Arqueología Peninsular", *Trabalhos de Antropologia e Etnologia*, 34, 17-42.
- MMA (1999): *Estrategia española para la conservación y el uso sostenible de la biodiversidad biológica*. Ministerio de Medio Ambiente. Secretaría General de Medio Ambiente, Dirección General de la Conservación de la Naturaleza.
- Montserrat Martí, J.M. (1992): "Evolución glacial y postglacial del clima y la vegetación en la vertiente Sur del Pirineo: estudio palinológico", *Monografías del Instituto Pirenaico de Ecología*, nº 6, Jaca.
- Muñoz Sobrino, C. (2001): *Cambio climático y dinámica del paisaje en las montañas del Noroeste de la Península Ibérica*, Tesis Doctoral, Escola Politécnica Superior, Universidade de Santiago.
- Muñoz Sobrino, C.; Ramil-Rego, P.; Gómez-Orellana, L. & Rodríguez Guitián, M. (1996): "Modificaciones del paisaje vegetal durante el cuaternario en el NW de la Península Ibérica. Contextualización con las secuencias del SW de Europa", en Ramil-Rego, P. & Fernández Rodríguez, C., "Arqueometría y Paleoecología del Norte de la Península Ibérica. Cambios naturales y perturbaciones antrópicas", *Fervedes*, 3, 117-150.
- Muñoz-Sobrino C., Ramil-Rego P., Rodríguez Guitián M. (1997): "Upland vegetation in the north-west Iberian peninsula after the last glaciation: forest history and deforestation dynamics", *Vegetation History and Archaeobotany*, 6, 215-233.
- Muñoz-Sobrino C., Ramil-Rego P., Rodríguez Guitián M. (2001): "Vegetation in the mountains of northwest Iberia during the last glacial-interglacial transition", *Vegetation History and Archaeobotany*, 10, 7-21.
- Nonn, H. (1966): *Les régions cotières de la Galicie (Espagne)*. Etude géomorphologique, Publications de la Faculté des Lettres de l'Université de Strasbourg, Fondation Baulig.
- Peña Villamide, M.P. & Rey Salgado, J.M. (1993): "Microtus oeconomus y Pliomys lenki en el Pleistoceno superior de Galicia", *Actas IX Reunión Nacional de Cuaternario Ibérico*, Coimbra.
- Peñalba Garmendia, M.C. (1989): *Dynamique de Végétation Tardiglaciaire et Holocène du Centre-Nord de l'Espagne d'après l'analyse pollinique*, These. Université d'Aix, Marseille III.
- Pons, A. & Reille, M. (1988): "The Holocen and Upper Pleistocene pollen record from Padul (Granada, Spain): a New Study. Palaeogeography", *Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 66, pp., 243-263.
- Ramil-Rego, P. (1992): *La vegetación cuaternaria de las Sierras Septentrionales de Lugo a través del análisis polínico*, Tesis Doctoral, Facultade de Biología, Universidade de Santiago.

- Ramil-Rego, P. (1993): "Evolución climática e historia de la vegetación durante el Pleistoceno Superior y el Holoceno en las regiones montañosas del Noroeste Ibérico", en A. Pérez et al. (Eds.), *La evolución del paisaje en las montañas del entorno de los Caminos Jacobeos*, 25-60, Xunta de Galicia, Santiago de Compostela.
- Ramil-Rego, P. & Gómez-Orellana, L. (1996): "Dinámica climática y biogeográfica del área litoral - sublitoral de Galicia durante el Pleistoceno Superior - Holoceno", en P. Ramil-Rego, C. Fernández Rodríguez & M.A. Rodríguez-Guitián (Coords.), *Biogeografía Pleistocena-Holocena de la Península Ibérica*, 43-72, Xunta de Galicia, Santiago de Compostela.
- Ramil-Rego, P.; Llana, C. & Fernández Rodríguez, C. (1991): "Las Gándaras de Budiño (Pontevedra): una reflexión en su trigésimo aniversario", *Actas del XXI Congreso Nacional de Arqueología*, Teruel-Albarracín.
- Ramil-Rego, P.; Gómez-Orellana, L. Muñoz Sobrino, C.; & Rodríguez Guitián, M. (1996a): "Cambios globales del clima y de los hábitats terrestres", en P. Ramil-Rego & C. Fernández Rodríguez, "Arqueometría y Paleoecología del Norte de la Península Ibérica. Cambios naturales y perturbaciones antrópicas", *Fervedes*, 3, 9-31.
- Ramil-Rego, P.; Gómez-Orellana, L. Muñoz Sobrino, C.; & Rodríguez Guitián, M. (1996b): "Valoración de las secuencias polínicas del Norte de la Península Ibérica para el último ciclo glacial-interglacial", en P. Ramil-Rego & C. Fernández Rodríguez, "Arqueometría y Paleoecología del Norte de la Península Ibérica. Cambios naturales y perturbaciones antrópicas", *Fervedes*, 3, 33-116.
- Ramil-Rego, P.; Rodríguez Guitián, M.A. & Muñoz Sobrino, C. (1996c). "Distribución geográfica de las formaciones vegetales durante el máximo arbóreo Holoceno (7000-5000 BP) en tres macizos montañosos del NO de la Península Ibérica", en A. Parejón et al., *XII Bienal de la RSEHN.*, Tomo Extraordinario, 125 Aniversario de la Real Sociedad Española de Historia Natural, 257-260.
- Ramil-Rego, P.; Dopazo Martínez, A. & Fernández Rodríguez, C. (1996d): "Cambios en las estrategias de explotación de los recursos vegetales del Norte de la Península Ibérica", en P. Ramil-Rego & C. Fernández Rodríguez, "Arqueometría y Paleoecología del Norte de la Península Ibérica. Cambios naturales y perturbaciones antrópicas", *Fervedes*, 3, 169-188.
- Ramil-Rego, P., Muñoz-Sobrino, C., Rodríguez-Guitián, M. & Gómez-Orellana, L. (1998): "Differences in the vegetation of the North Iberian peninsula during the last 16,000 years. Plant Ecology", 138, 41-62.
- Ramil-Rego, P.; Rodríguez Guitián, M.A.; Muñoz Sobrino, C. & Gómez-Orellana, L. (2000): "Some considerations about the postglacial history and recent distribution of *Fagus sylvatica* L. in the NW Iberian Peninsula", *Folia Geobotanica*, 35, 241-271.
- Ramil Soneira, J.M^a. (1973): "Paradero de Reiro", *Cuadernos de Estudios Gallegos*, XXVIII, fasc. 84, 23-31.

- Ramil Soneira, J.M.^a & Vázquez Varela, J.M. (1976): "Cuatro yacimientos prehistóricos con industrias líticas en la provincia de Lugo", *Gallaecia*, t. 2, 47-54, Santiago.
- Ramil Soneira, J.M.^a & Vázquez Varela, J.M. (1983): "Primer hallazgo de arte mueble del Paleolítico en Galicia", *Ars. Praehistorica*, t. 2, 191-193, Madrid.
- Ramil Soneira, J.M.^a & Ramil-Rego, E. (1995): "A Pena Grande (Santaballa, Villalba), un yacimiento de finales del Paleolítico al Norte de la provincia de Lugo", *Actas XX Congreso Nacional de Arqueología (Vigo, 1993)*, Vigo, pp., 351-356.
- Reille, M. & de Beaulieu, J.L. (1988): "History of the Würm and Holocene vegetation in Western Velay (Massif Central, France): A comparison of pollen analysis from three corins at lac du Bouchet", *Review of Palaeobotany and Palynology*, 54, 233-248.
- Reille, M. & de Beaulieu, J.L. (1990): "Pollen analysis of a lon upper Pleistocene continental sequence in a Velay maar (Massif Central, France)", *Paleogeography. Paleoclimatology. Palaeoecology*, 80, 35-48.
- Reille, M. & de Beaulieu, J.L. (1995): "Long Pleistocene pollen records from the Praclaux Crater, South-Central France", *Quaternary Research*, 44, 205-215.
- Ruddiman WF & McIntyre A (1981): "The north Atlantic Ocean during the last deglaciation", *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 35, 145-214
- Scotese, C.R. (1998): *Paleomap Project. University of Texas*, Arlington.
- Tornqvist, T.E. (1986): *Die Vegetatieontwikkeling in Noord-West Galicië gedurende de laatste 3.000 jaar*, Laboratory of Palaeobotany and Palynology, Utrecht.
- Tornqvist, 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*, XXXVIII, nº 103, 175-198.
- Tornqvist, T.E. & Joosten, J.H.J. (1988): "On the origin and development of a Subatlantic "manmade" mire in Galicia (northwest Spain)", *Proceedings of the VIII-International Peat Congress*, Leningrad
- Texier, J.P. & Meireles, J. (1987): "As formações Quaternárias do Litoral do Minho (Portugal): propostas para uma nova abordagem climato-cronológica e dinâmica", *Cadernos de Arqueologia*, Serie II, 4, pp, 9-33.
- Vázquez Varela, J.M. (1980): *Las raíces de Galicia*, Ed. Sálvora, Santiago.
- Vázquez Varela, J.M. (1984): "Contribución al estudio de las faunas prehistóricas de Galicia: los ungulados del Holoceno", *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 7, 217-220.
- Vidal Encinas, J.M. (1982): "Las Gándaras de Budiño: balance preliminar de dos campañas de excavaciones (1980-1981)", *El Museo de Pontevedra*, XXXVI, 91-113.
- Vidal Romaní, J.R. (1979). "El periodo Cuaternario en Galicia", *Gallaecia*, 3/4, 19-35.

WCMC (1992): "The convention on biological diversity. Intergovernmental Negotiating Committee", *Nairobi conference. World Conservation Monitoring Centre, United Nations Environment Programme.*

AGRADECIMIENTOS:

La información científica presentada en este artículo se ha obtenido en gran medida a través de los proyectos: Análisis de la humanización de un espacio a través de los registros arqueológico y paleoecológico (FEDER-UE 1FD97-1645-C02-02 Phy), Caracterización paleoambiental y arqueometría del poblamiento humano en Galicia durante el último ciclo glacial-interglacial (PGIDT 01PAT29101PR).