

Nuevos datos para la cronología glacial pleistocena en el NW de la Península Ibérica

New data on the chronology of Pleistocene glaciation in the NW of the Iberian Peninsula.

VIDAL ROMANÍ J.R.; FERNANDEZ MOSQUERA D.(1) MARTI, K.(2) ; DE BRUM FERREIRA A. (3)

ABSTRACT:

The age of glacial features subaerial exposition: polished surfaces and morainic blocks using cosmogenic isotopes in granite substrate areas of the NW Iberian Peninsula have permitted to distinguish several glacier phases in which until the moment was considered a single one attributed to the Würm. The resulting data are roughly consistent with the previous geomorphologic model for the area and improves the chronological accuracy and the understanding of the Pleistocene glacial dynamics in the NW Spain. The proposed sequence of events also fits very well with previous palaeoclimate reconstructions for the same period at world scale.

Key words: Pleistocene, cosmogenic dates, NW Iberian Peninsula, Glaciarism.

(1) Instituto Universitario de Xeoloxía Isidro Parga Pondal. Campus de A Zapateira s/n 15071 A Coruña, España

(2) Department of Chemistry (0317), UCSD, La Jolla 92093, USA.

(3) Centro de Estudos Geográficos. Faculdade de Geografia. Universidade de Lisboa. Lisboa, Portugal.

ANTECEDENTES

Los primeros trabajos sobre el glaciario pleistoceno del NW de la Península Ibérica tienen ya más de un siglo, (HULT, 1873, 1899), aunque pasaran inadvertidos hasta hace poco tiempo, (FRAGA et al., 1994), pues se trata de meras descripciones morfológicas. Para reconstruir la dinámica glaciaria se precisan buenas formaciones sedimentarias, lo que no es el caso en nuestra zona. Los dos tipos de depósitos glaciares más frecuentes son los till s.l. y las morrenas frontales o laterales, (VIDAL ROMANI et al., 1990 a y b; BRUM et al., 1992, 1993). Los till, salvo en cortes frescos, se confunden fácilmente con un suelo o incluso con el mismo regolito. Las morrenas (frontales, laterales o supraglaciares), formadas esencialmente por bolos residuales son lo más aparente en superficie, aunque también sea habitual su confusión con depósitos residuales o de vertiente, (VIDAL ROMANI et al., 1990 a y b; BRUM et al., 1992, 1993; VIDAL ROMANI & TWIDALE, 1998).

Obviamente las glaciaciones pleistocenas en el NW de la Península Ibérica se desarrollaron siempre sobre la misma superficie aproximadamente. Durante cada nueva etapa del avance glaciario se borró total o parcialmente lo que se había depositado o erosionado previamente. En consecuencia las huellas de la dinámica glaciaria que se han conservado hasta el momento son una compleja mezcla de depósitos y rasgos erosivos sin otros criterios que los de superposición que nos permitan reconstruir la historia glaciaria de la zona distribuida a lo largo de los dos últimos millones de años. Se comprende así

que algunos autores hayan puesto en duda la existencia de glaciario en el NW durante el Pleistoceno, (TEIXEIRA y CARDOSO, 1979; MARTINEZ DE PISON & ARENILLAS PARRA, 1979; 1984). En otras ocasiones, por el contrario se ha apoyado su existencia claramente, SOARES DE CARVALHO y LOPES NUNES, 1981; VIDAL ROMANÍ & SANTOS 1993; VIDAL ROMANÍ et al. 1990 a y b; VIDAL ROMANÍ & SANTOS 1994; VIDAL ROMANÍ 1996; CARLÉ, 1947, 1949; COUDÉ GAUSEN, 1978, 1980, 1981; MALDONADO 1994; PÉREZ ALBERTI et al., 1993, 1995; PÉREZ ALBERTI & GUITIÁN RIVERA 1992; PÉREZ ALBERTI & COVELO ABELEIRA 1996; PÉREZ ALBERTI & RAMIL, 1996; PÉREZ ALBERTI, 1979, 1990, PÉREZ ALBERTI et al., 1993, 1995 a y b; RODRÍGUEZ GUITIÁN et al. 1995, 1996; VALCARCEL, 1995; VALCARCEL & PÉREZ ALBERTI, 1996; VALCARCEL, et al., 1995 a y b). También en algún caso se ha llegado al extremo de postular un ultraglaciario, ampliando el dominio de los hielos más allá de los límites científicamente verosímiles al confundir coladas de soliflucción con morrenas laterales, (Xistral, Lugo), (PÉREZ ALBERTI; RODRÍGUEZ GUITIÁN & VALCARCEL DÍAZ 1993, 1995; VALCARCEL & PEREZ ALBERTI, 1998), al describir como formas y depósitos de origen glaciario grandes deslizamientos gravitacionales en zonas costeras inestables, (San Andrés de Teixido, Coruña), (PÉREZ ALBERTI & BLANCO CHAO, 1995), o incluso al postular la existencia de permafrost en

Galicia durante el Pleistoceno al nivel del mar actual, (PEREZ ALBERTI et al., 1998), (Baiona A Garda, Pontevedra) por una confusión entre campos de bloques periglaciares con depósitos de vertiente lavados por acción marina.

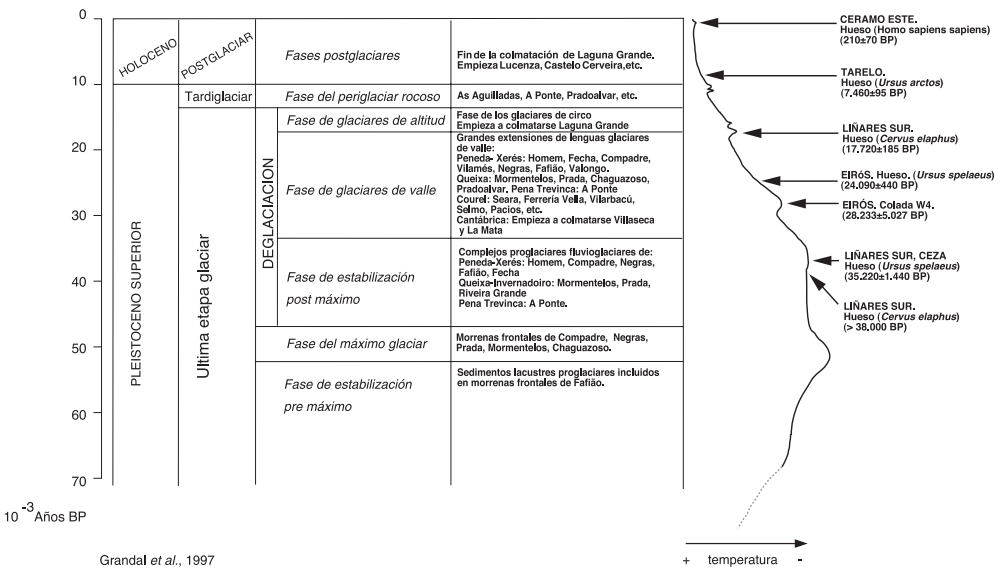
En ninguno de los trabajos antes citados se hicieron dataciones absolutas que lo probaran, pero se aceptaba implícitamente por la mayoría de los autores que el glaciario descrito correspondía al Würm, (véase CARLÉ, 1947, 1949; COUDÉ GAUSSEN, 1978, 1980, 1981; HERNANDEZ-PACHECO 1949, 1957; MALDONADO 1994; NUSSBAUM, & GIGAX, 1953; NUSSBAUM, 1952; PÉREZ ALBERTI et al., 1993, 1995; PÉREZ ALBERTI & GUITIÁN RIVERA, 1992; PÉREZ ALBERTI & COVELO ABELEIRA, 1996; PÉREZ ALBERTI & RAMIL, 1996; PÉREZ ALBERTI, 1979, 1990, PÉREZ ALBERTI et al., 1993, 1995 a, 1995 b; RODRÍGUEZ GUITIÁN et al. 1995, 1996; SCHMIDT-THOME, 1973, 1978, 1983 a y b; SCHMITZ, 1969; STICKEL, 1954; VALCARCEL, 1995; VALCARCEL & PÉREZ ALBERTI, 1996; VALCARCEL et al., 1995 a y b). También en esos trabajos el Würm se consideró implícita o explícitamente, como el período más frío para el NW de la Península Ibérica. Solo algún autor, (HERNANDEZ PACHECO, 1957) para algún caso concreto, (Serra de Queixa, Ourense), llega a postular la existencia de una fase glaciaria más antigua, que asocia sin datarla al Riss. En los últimos años sin embargo, (VILAPLANA, 1981) se ha cuestionado la cronología del glaciario ibérico por ser demasiado

específica para los datos disponibles. En efecto, en Galicia, al menos en los trabajos de paleopalínología realizados en las zonas glaciadas, (MENENDEZ AMOR, 1971; AIRA, 1986; RAMIL, 1992; MALDONADO, 1994; SANTOS, 1996; VIDAL ROMANÍ & SANTOS, 1994; VIDAL ROMANÍ et al., 1995), se han aportado dataciones absolutas aunque solo referidas al tramo final del glaciario pleistoceno. La edad de los sedimentos estudiados nunca fue superior a los 15.000/20.000 años B.P.: es decir se han situado siempre entre el Tardiglaciario o Postglaciario y la actualidad. Los datos geomorfológicos sin embargo, (VIDAL ROMANÍ & SANTOS, 1993; VIDAL ROMANÍ et al., 1990 a y b; VIDAL ROMANÍ & SANTOS, 1994; VIDAL ROMANÍ, 1996; GRANDAL et al., 1997; LEIRA et al., 1997), hacían pensar en un gran lapso de tiempo entre el máximo glaciario correspondiente a los frentes morrénicos más avanzados y el comienzo de la deposición en las cubetas de sobreexcavación, único lugar en donde se han preservado sedimentos datables, por lo general localizadas en zonas de cresta, y libres de los hielos solo al final de la última deglaciación, (AIRA, 1986; BORDONAU; 1992; MALDONADO, 1994; RAMIL, 1992; SANTOS, 1996; LEIRA, 1997). Siguiendo estos criterios se propuso una cronología aceptada inicialmente para todo el borde norte peninsular desde el Pirineo catalán, (BORDONAU; 1992), a diversas zonas de la Cantábrica, (JIMENEZ SANCHEZ, 1996; LEIRA, & VIDAL ROMANI, 1997), y hasta Galicia y norte de Portugal, como se sintetiza en

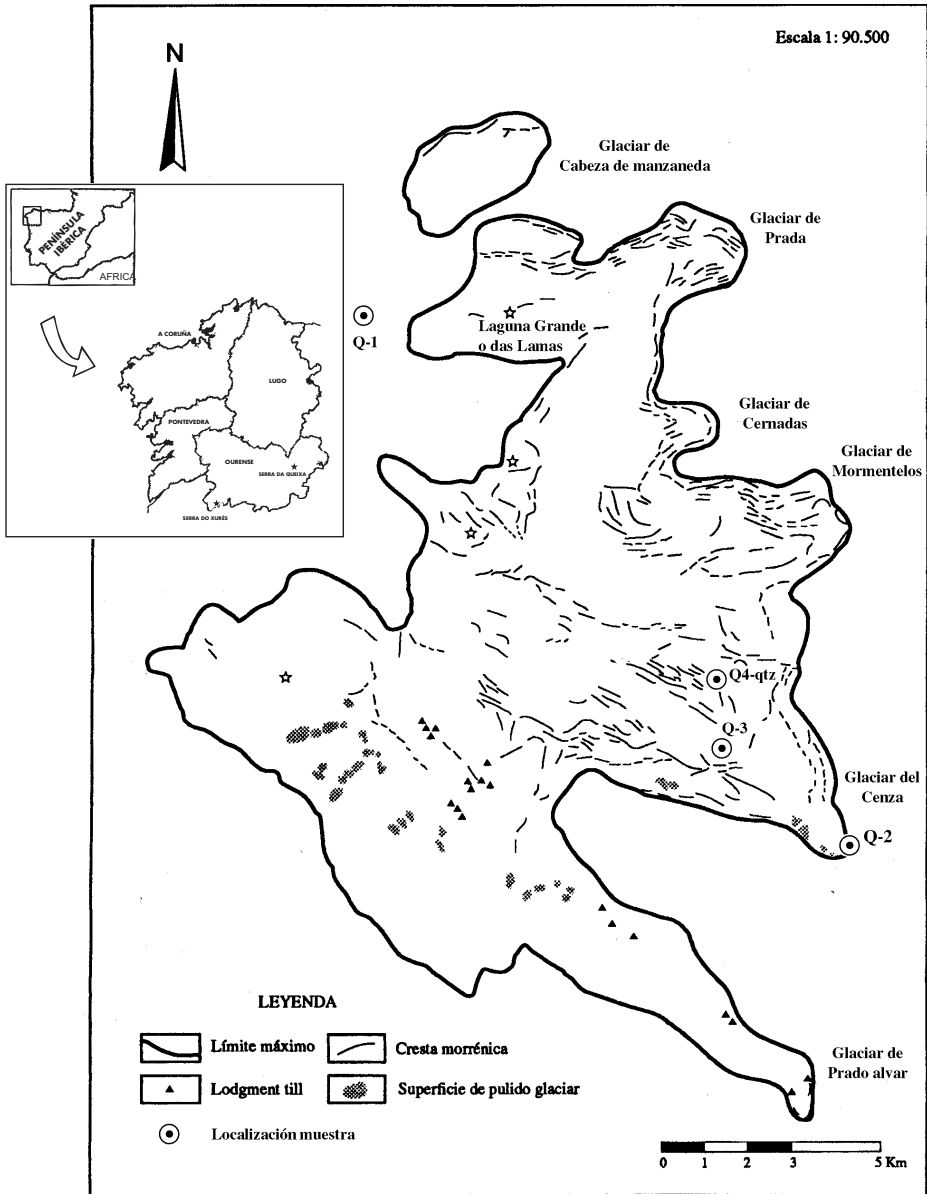
el Cuadro 1. En ella se propuso un modelo para la deglaciación finpleistocena aplicable a toda la Cornisa Cantábrica. Este esquema fue aceptado por algunos autores, (BORDONAU i IBERN, 1992; BRUM FERREIRA, et al., 1992; GRANDAL et al., 1997; JIMÉNEZ SÁNCHEZ, 1996; LEIRA & VIDAL ROMANI, 1997; SOARES DE CARVALHO & LOPES NUNES, 1981; VIDAL ROMANÍ, 1979, 1996; VIDAL ROMANÍ & SANTOS, 1993, 1994; VIDAL ROMANÍ et al., 1995; VILAPLANA, 1981). Sin embargo subsistía el problema de la falta de dataciones para el grueso de la etapa glaciár pleistocena, es decir mas allá de los 20.000 años antes de ahora. Esta es la razón que justifica la investigación presentada en este trabajo enfocado al establecimiento de una cronología absoluta para el glaciárisimo del NW Peninsular

utilizando la única técnica aplicable en nuestro caso: la datación por isótopos cosmogénicos en cristales de cuarzo.

En las dos zonas estudiadas aquí: Serra de Gêrez y Serra de Queixa-Invernadoiro, como ya se dijo anteriormente, el substrato es granítico (granodiorita). En ambos casos también, las áreas glaciadas antes del Pleistoceno estaban fuertemente alteradas y la erosión glaciár, (VIDAL ROMANI et al., 1990 a y b), contribuyó, primero a eliminar el regolito y después a erosionar la roca sucesivamente durante todo el Pleistoceno. Al final de cada fase de avance glaciár la ablación dejó amplias áreas rocosas al descubierto. La roca por su bajo contenido en cuarzo no parece muy adecuada para conservar superficies de pulido o estriado glaciár, salvo cuando existen diques de cuarzo u otros minerales resis-



Cuadro 1.-Cronología de la deglaciación finpleistocena en el NW Peninsular basada en datos geomorfológicos, paleontológicos y sedimentarios. La curva de paleotemperaturas ha sido estimada a partir de los datos de Bordonau i Ibern, (1994) en los Pirineos Catalanes.



Modificado de Vidal y Santos, 19

Mapa 1.- Síntesis de la cartografía geomorfológica glaciár de la Serra de Queixa-Invernadoiro, (Galicia, NW de España), con la situación de las muestras datadas por isótopos cosmogénicos y radiocarbón.

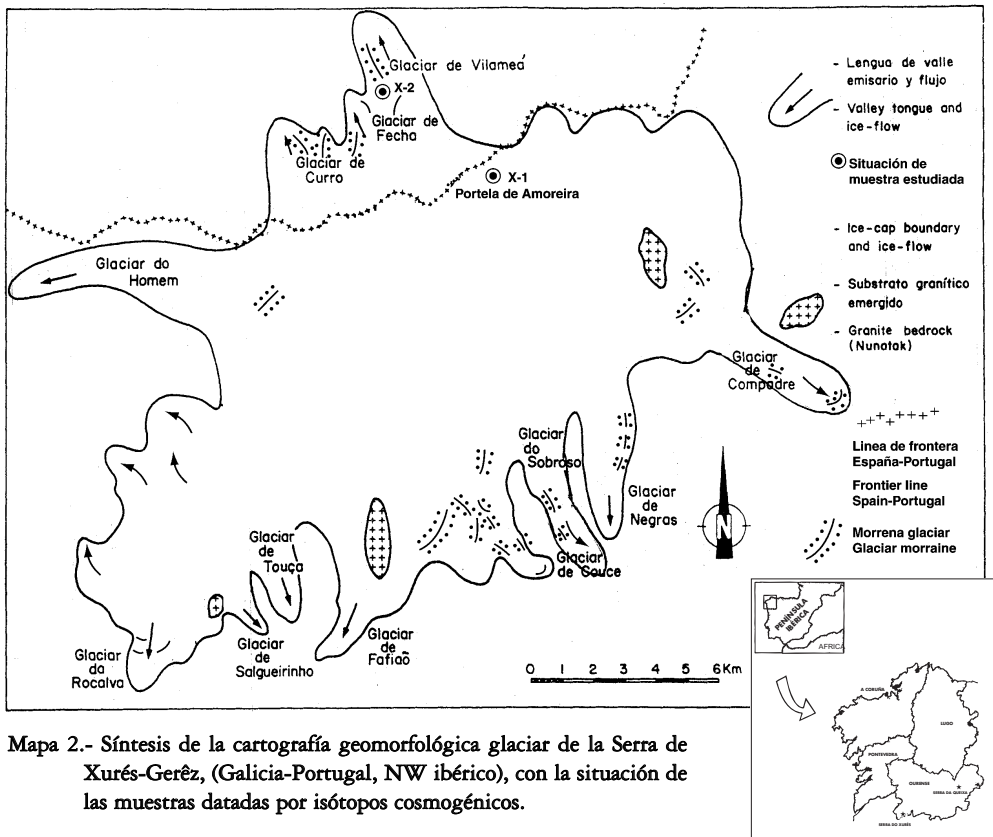
tentes a la meteorización, (VIDAL ROMANI et al., 1990 a y b; SOARES DE CARVALHO & LOPES NUNES, 1981). Sin embargo la degradación postglaciar no parece haber sido demasiado severa. En algún caso concreto (circo glaciar de Cocões de Concelinho, Serra de Gêrez, Portugal Norte ver SOARES DE CARVALHO & LOPES NUNES, 1981), se ha evaluado la erosión postglaciar en no mas de 15 milímetros para los últimos 15.000 años, lo que en cualquier caso es un espesor insignificante, (no hay dataciones para superficies de pulido mas antiguas). Todo esto hace que puedan considerarse las superficies sujetas a la acción erosiva de los hielos como prácticamente intactas al no haber sufrido una degradación superficial apreciable. Este dato es de sumo interés para nuestro trabajo. En efecto, la técnica de datación utilizada (CERLING & CRAIG, 1994), se basa en la cuantificación de isótopos cosmogénicos generados en los cristales de cuarzo por la interacción de los rayos cósmicos con las superficies de abrasión glaciar. Cuando estas se han conservado bien después de la desaparición del hielo glaciar, como es nuestro caso, es posible una datación absoluta fiable.

2.- Material y métodos:

2. a).- Situación geomorfológica de las muestras.

Las dos zonas estudiadas se localizan en el NW de la Península Ibérica: Serra de Queixa-Invernadoiro comprendida en la provincia de Ourense, Galicia y la Serra de Gêrez-Xurés situada entre Portugal y la provincia de Ourense, (ver Mapas 1 y 2). La

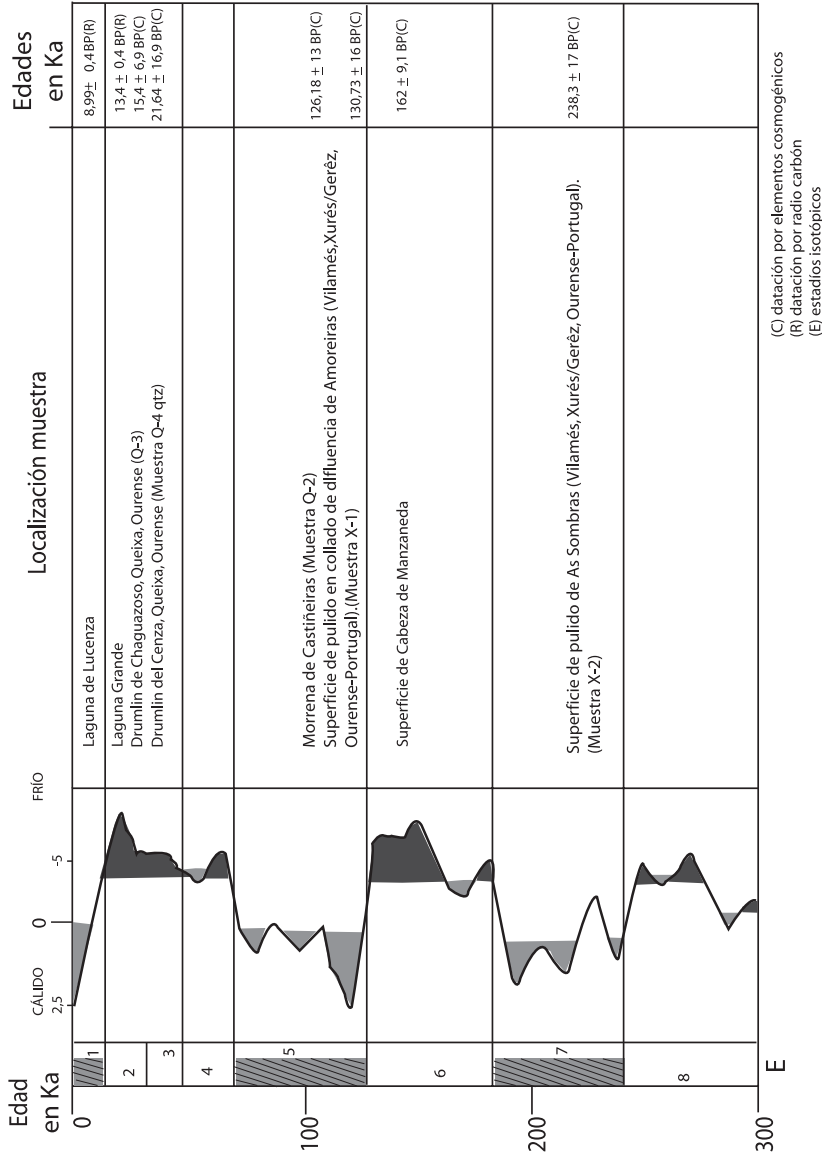
Serra de Queixa Invernadoiro (Mapa 1), corresponde en su totalidad a territorio español y pudo ser muestreada libremente. Se eligieron 4 muestras situadas desde la parte mas externa de la zona glaciada a la mas interna. De acuerdo con el modelo geomorfológico previo corresponden a superficies de pulido glaciar cada vez mas recientes. Para esta área existe, (VIDAL ROMANI et al., 1990 a y b), una fecha mínima, para el glaciario. Se trata de una datación en la base de la cubeta de sobreexcavación de Laguna Grande o Laguna das Lamas de 13.400 años B.P., (Mapa 1), (VIDAL ROMANI et al., 1994 a y b). De acuerdo con los datos geomorfológicos, en ese momento aun existían pequeñas masas de hielo glaciar en la zona. De las cuatro muestras seleccionadas la mas antigua, geomorfológicamente hablando es la (Q-2), y corresponde a un bloque morrénico del frente mas avanzado, (Morrena de Castiñeiras), de la lengua glaciar del Cenza (VIDAL ROMANI et al., 1990 a y b; 1993 a; 1994 a y b). La edad de exposición de éste bloque morrénico corresponde al avance máximo de los glaciares locales y sirve para datar el momento en que fue liberado de los hielos. En este caso nos hallamos en el límite del afloramiento de regolito preglaciar y la roca afectada por la erosión glaciar está cubierta por depósitos, (till subglaciar y supraglaciar). Por ello no fue posible muestrear la superficie de pulido. En la zona mas interna del área glaciada se muestrearon dos superficies de pulido glaciar: el drumlin de Chaguazoso, (Q-3) y el drumlin del Cenza, (Q-4qtz), (ver Mapa 1) Finalmente se tomó una muestra mas en la parte mas alta del macizo de Serra de



Queixa-Invernadoiro, (Q-1), (ver Mapa 1), en una zona, (TRICART & PÉREZ ALBERTI, 1989; VIDAL ROMANÍ & SANTOS 1994), siempre fuera del alcance de la erosión glaciar.

La otra zona estudiada corresponde a la Serra do Gêrez-Xurés. Se sitúa entre el Norte de Portugal y el Sur de la provincia de Ourense, (Galicia, España). Está en su mayor parte incluida en el Parque Nacional portugués da Peneda-Gêrez, por lo que el acceso y la toma de muestras, excepto en la parte española, se vieron fuertemente restringidos por la normativa legal. Por esta razón las muestras fueron

recogidas en la zona española (Ver Mapa 2). Según diversos autores (BRUM et al., 1992, 1993; VIDAL et. al., 1990 a y b, 1994 a y b), la glaciación de la Serra de Gerêz/Xurés solo afectó a la zona española durante el máximo ya que la alimentación de las lenguas glaciares que dieron lugar a los frentes glaciares de Fecha, Curro y Vilamés (VIDAL et al., 1990 a y b), se produjo por difluencia de hielo desde la zona portuguesa a la española. La primera muestra, (X-1), corresponde a una superficie de pulido glaciar situada en la Portela da Amoreira (ver Mapa 2 y Cuadro 2), en el fondo de un pequeño valle situado en la



Cuadro 2.- Situación de las muestras estudiadas y su datación por isótopos cosmogénicos y radiocarbón. Escala de temperaturas para el Cuaternario Superior a partir del registro isotópico de oxígeno en sedimentos oceánicos (Berger et al. 1984 modificado).

cabecera del río Vilamés y por encima de la Mina das Sombras. La muestra, X-2 delimitada por 3 cordones morrénicos sucesivos está en la vertiente oeste del valle del Río Vilamés y se trata también de una superficie de pulido glaciar, (ver Mapa 2).

Según los trabajos previos, (VIDAL et. al., 1990 a y b, 1994 a y b; BRUM et al., 1992, 1993), correspondería a la etapa de máximo glaciar en la vertiente española, y obviamente de todo el área.

2.b.)- Localización geográfica de las muestras:

Todas las muestras fueron situadas, en posición y altitud, mediante GPS (Global Positioning System). Asimismo fueron situadas, (ver mapas 1 y 2), con respecto a los frentes morrénicos y superficies de pulido mas relevantes.

2.c.)-Toma de muestras.

La toma de muestras se realizó con un taladro portatil para roca ROY Mod. D026-GT10 de 50 cm de largo equipado con una broca de corona de diamante de 2 pulgadas de diámetro. Los testigos alcanzaron un tamaño máximo de 0.5 m.

Número de muestra	Situación geográfica	Altitud s.n.m.
Q-1	42° 15' 427N/7° 17' 967W	1778 m
Q-2	42° 10' 087N/7° 12' 069W	1210 m
Q-3	42° 11' 052N/7° 13' 083W	1294 m
Q-4qtz	42° 12' 831N/7° 15' 448W	1340 m.
X-1	41° 48' 932N/8° 3' 110W	1300 m
X-2	41° 49' 700N/8° 4' 109W	1100 m.

**Tabla 1.- Coordenadas de las muestras seleccionadas para su datación..
Se indica asimismo su altura sobre el nivel del mar.**

2.d.)-Preparación de las muestras :

En primer lugar la superficie de los testigos fue limpiada mecánicamente para eliminar adherencias de líquenes u otro tipo de contaminación orgánica. Se cortaron los 5 primeros cm de cada testigo en pequeños trozos para molerlos en una trituradora de mandíbula y separarlos en 4 fracciones según su tamaño de grano: $\varnothing > 2\text{mm}$; $0.95\text{mm} < \varnothing < 2\text{mm}$; $0.5\text{mm} < \varnothing < 0.95\text{mm}$; $\varnothing < 0.5\text{mm}$. Todas las fracciones fueron seleccionadas a la lupa para escoger la fracción más limpia. Una vez finalizada esta operación se procedió a la separación y purificación del cuarzo. La fracción escogida para el análisis fue la de $0,5\text{mm} < \varnothing < 0,95\text{mm}$.

2.d.1).- Separación del cuarzo:

Para la separación del cuarzo del resto de los minerales que forman la roca se modificó el método habitual, (KOHL & NISHIIZUMI, 1992). Se sometió a la muestra a una digestión en HCl concentrado durante tres horas a 85°C con el fin de disolver los óxidos de hierro. A continuación se procedió a una digestión en HF(1%)/HNO₃(1%) otras tres horas a 55°C en baño de ultrasonidos. Seguidamente se procedió a una separación por densidades entre la mica y el cuarzo utilizando una disolución de politungstenato sódico de densidad 2,65 g/cm³ y apoyado con ultracentrifugación. En la etapa final se procedió a disolver la parte más externa de los granos de cuarzo para minimizar en lo

posible los aportes de Ne producido en las reacciones $^{18}\text{O}(\alpha, n)^{21}\text{Ne}$ y $^{19}\text{F}(\alpha, n)^{22}\text{Ne}$. Para ello se realizaron dos digestiones en HF 1:8 de 20 minutos de duración en baño de ultrasonidos y se completó el proceso de separación con un examen a la lupa binocular con el fin de eliminar posibles impurezas, (esencialmente fases minerales distintas al cuarzo) que hubieran resistido el tratamiento.

2.e).- Litología.

2.e.1)-Serra de Queixa

Las muestras de Serra de Queixa-Invernadoiro (con excepción del cuarzo (Q-4 qtz), y con signatura Q-1, Q-2 y Q-3 corresponden a un granito alcalino de 2 micas pre a sincinemático (RUBIO & RODRIGUEZ FERNANDEZ, 1981). Al microscopio tiene textura granuda, tamaño de grano entre 3 y 5 mm, y ocasionalmente feldespatos subautomorfos de mayor talla. El cuarzo se presenta en cristales alotriomorfos, en algunas muestras se aprecia claramente su cristalización como el último de los minerales de la roca. Moscovita y biotita están en proporción similar, la última incipientemente cloritizada. La microclina es equivalente o algo superior a la plagioclasa, (oligoclasa casi siempre) tiene núcleos seritizados y mirmequitas de cuarzo. La microclina está ligeramente pertitizada. Los minerales accesorios más frecuentes son: circón, apatito, clorita secundaria, opacos y, raramente, granates.

2.e.2)- Serra de Xurés :

Se trata de un cuerpo intrusivo (FERNANDEZ TOMÁS & PILAS MATEO, 1974 a y b) granodiorítico biotítico de

grano medio a grueso. Según COTTARD, (1978), X-1 es del tipo local llamado granito de grano fino de Carrís. Aflora en grandes láminas incluidas en el granito porfiroide de Xerés. El cuarzo es de talla milimétrica, y contornos irregulares. Se presenta en placas poligonales policristalinas. La plagioclasa es subautomorfa, maclada en la ley de la albita y frecuentemente zonada. La biotita se asocia a clorita o moscovita.

La muestra X-2 es de granito porfiroide de Xerés, con megacristales de feldespato potásico y una mesostasis de cuarzo, biotita, oligoclasa y feldespato potásico. Los minerales accesorios son: circón, apatito, ilmenita, esfena, clorita, moscovita. Los feldespatos sodico-potásicos se presentan en pequeñas placas subautomorfas macladas según la ley de Carlsbaad. Entre los minerales poco abundantes, (1% o 2%) están la clorita y moscovita intergranulares o intrafisurales.

2.f).-Determinación de ^{21}Ne cosmogénico:

Todas las medidas de ^{21}Ne fueron realizadas con la técnica de Espectrometría de Masas de Relaciones Isotópicas de Gases Nobles (NG-IRMS). (FERNANDEZ MOSQUERA, 1999).

Aunque el ^{21}Ne tiene parcialmente un origen cósmico también puede ser generado en los procesos petrogenéticos por la inclusión de fluidos/gases durante la consolidación de la roca (componente heredado) que aportará una composición isotópica relacionada con las condiciones de la cámara magmática. Las reacciones de desintegración nucleares (α, n), de los minerales de la roca después de su consolidación (componente nucleogénico) aportan también partículas α . Estas tres fuentes:

nucleogénica, heredada, y cosmogénica contribuyen a la concentración total del Ne en la roca, (NIEDERMANN et al, 1994). Ocurre entonces que el componente de Ne con origen nucleogénico más el heredado pueden contribuir de manera apreciable a la magnitud alcanzada por este isótopo pues estos procesos se inician después de la consolidación de la roca. En el caso de los granitos de Serra de Queixa y Xurés-Gerêz, el momento se inicia hace unos 200 millones de años, ver DEN TEX, 1978), frente a los menos de

300.000 años de exposición a los rayos cósmicos de las superficies rocosas muestreadas en nuestro trabajo.

2.g).- Caracterización geoquímica:

Las muestras seleccionadas se caracterizaron por su contenido en elementos productores de partículas a que podrían alterar la proporción de la fracción cosmogénica del ^{21}Ne , En primer lugar se calculó el tanto por ciento en SiO_2 por gravimetría, (cuando está en forma de cuarzo es el principal productor de la fracción cosmogénica

	Q-1	Q-2	Q-3	Q-4qtz	X-1	X-2
SiO_2 %	60,0±0,3	59,7±0,3	67,5±0,3	99,8±0,3	60,3±0,2	59,9±0,5
^{10}Be µg/g	9,0±0,2	11,0±0,2	9,1±0,9	0,37±0,01	7,6±0,5	6,8±0,2
^{23}Na µg/g	31,9±0,1	33,0±0,7	24,0±0,2	0,015±,003	33,4±2,2	29,6±0,1
^{24}Mg µg/g	2,6±0,03	1,5±0,02	0,4±0,02	0,009±0,002	1,0±0,07	1,8±0,03
^{27}Al µg/g	100,2±0,3	101,8±1,2	71,9±0,3	0,192±0,002	74,9±6,3	70,8±0,7
^{31}P µg/g	2,0±0,06	1,5±0,02	1,7±0,1	0,004±0,001	<25	<25
^{39}K µg/g	39,1±3,3	34,3±0,1	26,4±2,6	0,05±0,01	34,5±2,9	30,5±0,1
^{44}Ca µg/g	6,0±0,7	6,1±0,2	3,4±0,1	0,6±0,3	3,5±0,2	8,1±0,2
^{55}Mn µg/g	0,25±0,002	0,24±0,002	0,17±0,01	0,00047±0,00003	0,29±0,02	0,28±0,01
^{56}Fe µg/g	10,92±0,1	6,76±0,03	1,86±0,01	0,021±0,001	9,4±0,8	10,2±0,1
^{232}Th µg/g	15,9±0,7	2,3±0,3	1,0±0,01	0,011±0,002	24,7±0,3	17,7±0,4
^{238}U µg/g	8,7±0,7	16,4±0,3	1,8±0,1	0,064±0,0002	11,5±0,9	3,9±0,1

Tabla 2. SiO_2 medido por gravimetría y análisis elemental por ICP-MS de las muestras seleccionadas.

ca de ^{21}Ne). Se analizaron además (por ICP-MS) el contenido en otros elementos que también contribuyen a la formación de isótopos cosmogénicos fueran estos radioactivos (K, U, Th) o no, (Be, Na, Mg, Al, P, Ca, Mn, Fe), (ver tabla 4). De esta

forma se pudo comprobar, (ver Tabla 2), la adecuación en todos los casos de todas las muestras seleccionadas para la datación por isótopos cosmogénicos por la relación contenido en SiO_2 con respecto a los demás elementos productores de partículas α .

3.- RESULTADOS.

3.1).-Valores de edades para las muestras.

A continuación se presenta el cuadro de edades obtenido para las muestras descritas.

Código de muestra	Edad de Exposición (Kaños)
Q-1	162,5 ± 9,1
Q-2	126,1 ± 13,2
Q-3	21,6 ± 16,9
Q-4 qtz	15,4 ± 6,9
X-1	130,7 ± 16,8
X-2	238,3 ± 17,2

Tabla 3.- Edades de las muestras estudiadas. Q muestras de Serra de Queixa-Invernadoiro. X muestras de Serra do Xurés-Gêrez, (para ver situación Mapas 1 y 2).

La precisión de los valores obtenidos, (FERNANDEZ MOSQUERA, 1999), para la edad de las muestras, (ver Tabla 3), se puede ver muy influida por parámetros experimentales, como duración del período de medición o analíticos, como la propagación de errores asociada al cálculo matemático, que en cualquier caso no influyen en el valor obtenido ni en su fiabilidad.

4.- Discusión

En primer lugar hay que resaltar que las edades obtenidas para las muestras estudiadas son coherentes, bien que de un modo aproximado, con el esquema geomorfológico previo y le añaden una mayor precisión. Según la interpretación de los hechos, a partir del último máximo glaciar, la fusión del casquete de hielo dejó al descubierto el macizo rocoso previamente degradado por la erosión glaciar. En conse-

cuencia, las edades de las muestras desde las zonas mas externas a las mas internas del área glaciada son progresivamente cada vez mas modernas, (Ver Mapas 1 y 2 y también Cuadro 2). Hay que tener en cuenta, sin embargo, las grandes diferencias relativas en la edad calculada para algunas muestras, (Tabla 3). Dado que la superficie afectada por la glaciación es muy reducida parece lógico suponer que las superficies datadas corresponden a la erosión durante fases glaciares diferentes, (obsérvese, ver Tabla 3, que hay diferencias en algunos casos de mas de 100.000 años p.e., entre las muestras Q-2 y X-2 y el resto de las muestras analizadas). El análisis químico-mineralógico de las muestras, (FERNANDEZ MOSQUERA, 1999 y también Tabla 2), permite asegurar que la matriz mineral en las muestras elegidas no va a influir en la cuantificación del componente cosmogénico.

Para la Serra do Xurés/Gerêz, la edad de la muestra X-1, 130.000 años B.P. es sustancialmente mayor de lo esperado, (las estimaciones para el último máximo glaciar se situaban hasta ahora entre 40.000 y 50.000 años B.P., ver GRANDAL et al., 1997 y VIDAL ROMANI, 1997 y Cuadro 1). Al situarse en la divisoria de la Portela da Amoreira, (Mapa 2), señala el momento en que cesa la difluencia de la zona portuguesa a la española, marcando por tanto el inicio de la deglaciación general en el área. Por el contrario la edad obtenida para la otra muestra, X-2, (Ver Mapa 2) de 238.300 años B.P., corresponde a una etapa de máximo glaciar, cuando la difluencia alcanzaba su mayor entidad, (VIDAL ROMANI et al., 1990 a y b). La situación

de X-2 entre 3 cordones morrénicos: uno de ellos correspondiente a una pulsación mas avanzada, los otros dos a una pulsación posterior, (BRUM FERREIRA, et al., 1992) aunque todas dentro de la etapa de difluencia, indica que la edad del avance glaciár que representa el pulido sería aun mas antigua que la señalada por X-2 y por lo tanto entraría de lleno dentro del estadio isotópico 8 (entre 250.000-300.000 años B.P.). Las implicaciones que tiene esta cronología son evidentes ya que permiten una mayor precisión de la cartografía geomorfológica que hasta ahora, (VIDAL ROMANI et al., 1990 a y b; BRUM FERREIRA, et al., 1992) consideraba una edad mas moderna para la deglaciación en ésta área y agrupaba todos los depósitos glaciares en la misma fase.

Por lo que se refiere a las muestras Q-1, Q-2, Q-3 y Q-4qtz, correspondientes a la otra zona estudiada, el Macizo de Queixa-Invernadoiro, (Mapa 1), las muestras Q-3 y Q-4qtz, corresponden a la deglaciación final en el NW de la Península Ibérica. Son las únicas que se adaptan claramente al modelo geomorfológico previo, (VIDAL ROMANI et al., 1990 a y b; BRUM FERREIRA, et al., 1992) y a su vez enlazan con el registro sedimentario y palinológico estudiado y datado, (AIRA, 1986; BORDONAU; 1992; MALDONADO, 1994; RAMIL, 1992; SANTOS, 1996; LEIRA, 1997). En este caso el control de los datos se puede decir que es exhaustivo. La edad de la muestra Q-4 qtz, (15.400 años B.P.) es muy similar a la obtenida en la base de la secuencia de la Laguna Grande o Laguna de Las Lamas, (MALDONADO, 1994;

SANTOS, 1996), pero téngase en cuenta que en el último caso indican la edad del comienzo del relleno en la cubeta de sobreexcavación de Laguna Grande mientras que Q-4 qtz corresponde a la edad de la exposición de la superficie erosionada por los hielos mucho mas moderna que la fecha real del avance glaciár previo.

Por lo que se refiere a la edad de la muestra Q-2, 126.100 años B.P., se corresponde con la exposición de un bloque morrénico correspondiente al frente de Castiñeiras, el mas avanzado del llamado Glaciár del Cenza, una de las lenguas radiales emitidas por el casquete glaciár de Queixa-Invernadoiro, (VIDAL ROMANÍ & SANTOS 1994). Nuevamente la edad obtenida es una edad mínima para el avance del glaciár, aunque esta vez sea mas próxima a la real ya que al tratarse de sedimentos proglares su exposición a la radiación cósmica es inmediatamente después del emplazamiento por el glaciár en la posición actual y no es precisa la fusión del hielo como en el caso de las superficies de pulido glaciár. La edad de esta morrena hace corresponder el depósito al estadio isotópico 6.(Ver Cuadro 2). Algún autor anterior, (HERNANDEZ-PACHECO, 1957), ya había hecho notar un hecho similar. Basándose en el grado de conservación del conjunto de morrenas mas externo, precisamente en donde se tomó la muestra Q-2, aventuró que pudiera pertenecer al Riss. Desde el punto de vista geomorfológico, (VIDAL ROMANÍ & SANTOS 1994), conviene destacar que la morrena de Chaguazoso, (Mapa1), situada mas al interior del área del Glaciár del Cenza y cuya edad no ha sido aun deter-

minada, (aunque nunca debiera ser inferior a los 21.000 años B.P., si se tiene en cuenta la edad de la muestra Q-3), alcanza una altura próxima a los 40 m. Por el contrario la morrena de Castiñeiras apenas si llega a los 2 ó 3 metros de altura. Se trata evidentemente tanto desde un punto de vista cronológico como geomorfológico, de dos momentos diferentes en el desarrollo del glaciario en Serra de Queixa. Esta interpretación plantea la posibilidad de distinguir al menos 3 fases, o mejor estadios isotópicos, glaciares diferentes donde hasta el momento solo se distinguía una prolongada deglaciación desde el último máximo, (BORDONAU i IBERN, 1992; BRUM FERREIRA, et al., 1992; GRANDAL et al., 1997; JIMÉNEZ SÁNCHEZ, 1996; LEIRA & VIDAL ROMANI, 1997; VIDAL ROMANÍ, 1979, 1996; VIDAL ROMANÍ & SANTOS, 1993, 1994; VIDAL ROMANÍ et al., 1995 y también Cuadro 1). Esta idea de tres etapas glaciares claramente distintas y diferenciadas en el tiempo y en el espacio se ven reforzadas por las dataciones obtenidas tanto en Serra de Queixa-Invernadoiro como en Serra do Xurés-Gerêz. Conviene recordar que en este trabajo se presentan los resultados obtenidos en 6 muestras datadas por elementos cosmogénicos y es evidente que solo la realización de muchas más dataciones podría permitir una perfecta caracterización de la cronología y dinámica de la glaciación en ambos macizos.

CONCLUSIONES

El estudio de la dinámica glaciaria en zonas como el NW Peninsular, donde el

glaciario se desarrolló sobre sustrato granítico, pobre en sedimentos y estos poco diferenciados, lo que no ocurre en áreas de rocas sedimentarias, había planteado hasta ahora un gran número de dificultades. Basado exclusivamente en datos geomorfológicos no llegaba para permitir establecer una secuencia de acontecimientos suficientemente detallada, y más en este caso cuando el glaciario se desarrolla reiteradamente sobre una misma y reducida superficie durante todo el Pleistoceno, ya que los mismos rasgos agradativos o degradativos son destruidos o reutilizados cada vez que se produce un nuevo avance glaciario. Por otra parte los registros sedimentarios en áreas graníticas tienen un componente detrítico predominante que hacía hasta ahora imposible su datación por métodos absolutos. Finalmente, el carácter particular de estos glaciares desarrollados en macizos montañosos aislados, sin posibilidad alguna de conectarse a otros mejor conocidos o estudiados, con áreas de drenaje obviamente locales y con secuencias de terrazas imposibles de correlacionar con la red de drenaje regional o con incluso niveles marinos, hacen indispensable el uso de métodos de datación como los isótopos cosmogénicos, que permiten fijar la edad de exposición a la radiación cósmica de una superficie rocosa glaciada. Estudiando las partes distales de dos zonas glaciadas en el NW de la Península Ibérica se descarta como aplicable en ésta zona el modelo de las cuatro glaciaciones centro europeas: Gunz, Mindel, Riss y Wurm ya que no coinciden las edades asignadas al mismo en la literatura previa. Asimismo el modelo hasta

ahora propuesto para la Cadena Cantábrica, (BORDONAU i IBERN, 1992; GRANDAL et al., 1997; JIMÉNEZ SÁNCHEZ, 1996; LEIRA & VIDAL ROMANI, 1997; VIDAL ROMANÍ, 1979, 1996; VIDAL ROMANÍ & SANTOS, 1993, 1994; VIDAL ROMANÍ et al., 1995) y que presentaba un proceso de deglaciación iniciado hace aproximadamente hace unos 40.000-50.000 años solo es aplicable en

parte y en cualquier caso es poco preciso. Por el contrario, los datos obtenidos se adaptan mejor al modelo de evolución del clima durante la última etapa del Cuaternario y deducido a partir del sondeo de hielo de Vostok. (PETIT et al., 1999). Según esto, en las dos áreas estudiadas y a tenor de las muestras analizadas hasta el momento, estaría reflejada la evolución de los sistemas glaciares aproximadamente en los últimos 300.000 años.

BIBLIOGRAFÍA

- AIRA M.J. (1986). *Contribución al estudio de los suelos fósiles, de montaña y antropógenos de Galicia por análisis polínico*. Tesis Doctoral Universidade de Santiago de Compostela. Facultad de Farmacia. 363 págs. (inérita).
- BORDONAU i IBERN. (1992). *Els complejos glàcio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus*. Tesis Doctoral. Universitat de Barcelona. 294 pp.
- BRUM A.; VIDAL ROMANÍ J.R.; VILAPLANA J.M.; RODRÍGUES M.L.; ZÉZERE J.L. & MONGE C. (1993). Formas e depósitos glaciarios e periglaciarios da Serra do Gerês-Xurés. Ourense. Levantamiento Cartográfico. *III Reunión Nacional del Cuaternario Ibérico Lisboa 1993*. Actas. 87-98.
- BRUM FERREIRA, A.; VIDAL ROMANÍ, J. R.; VILAPLANA, J. M.; RODRIGUES, M. L.; ZÉZERE, J. L. & MONGE, C. (1992). Formas e depósitos glaciários e periglaciários da Serra do Gerês-Xurés (Portugal; Galicia). Levantamento cartográfico. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 17: 121-135.
- CARLÉ W. (1947). Zeugen einer diluvialen vereigung in Spanisch-Galicien. *Natur und Volk* band 77 seiten 122-130. Frankfurt und Mein.
- CARLÉ W. (1949). Testigos de una glaciacion diluvial en la Galicia Española. *Estudios Geográficos*. vol 37: 701-706.
- CERLING T.E. & CRAIG H. (1994). Geomorphology and in situ cosmogenic isotopes. *Annual Review of Earth and Planetary Science*. Vol 22, 273-317.
- COTTARD F. (1979). *Petrologie structurale et métallogénie du complexe granitique de Lovios-Gerês. Le modèle de mise en place de la mine de Las Sombras (Sn-W-Mo-Bi) (Sud Galice-Espagne)*. Tesis Doctoral. Paris, 226 págs.
- COUDÉ GAUSSEN, G. (1981). Les Serras da Peneda et do Gerês. Étude Géomorphologique. *Memorias do Centro de Estudos Geográficos*. 5: 254 pp. Lisboa.
- COUDE-GAUSSEN G. (1978). Confirmation de l'existence d'une glaciation würmienne dans les montagnes du NW du Portugal. *Comptes Rendus sommaires de la Société Géologique de France* 1. 34-37.
- COUDE-GAUSSEN G. (1980). Les serras orientales du Minho (Portugal): orogénese, modèle granitique et altérations. *Revue de Géographie des Pyrénées et du Sud-Ouest*. 51-3. 291-313
- DEN TEX E. (1978). El zócalo policíclico y su importancia en la evolución de la Cadena Varisca en Galicia Occidental. *in Geología de la parte Norte del Macizo Ibérico. Edición Homenaje a Isidro Parga Pondal*. (Eds. Anthonioz, Baldwin, Bard, Buiskool, Capdevila, Corretgé, Den Tex, Ferragne, Haalebos, Julivert, Martínez, Matte, Minnigh, Overmeeren, Schmidt-Thomé, Teixeira, Vegas y Zamarreño). Págs. 139-157. Cuadernos do Seminario de Estudos Cerámicos de Sargadelos, 27. O Castro, Sada, A Coruña, España.
- FERNANDEZ MOSQUERA D. (1999). *Aplicación de los nucleidos cosmogénicos a la datación de procesos geológicos*. Tesis de Licenciatura. Instituto Universitario de Xeoloxía Isidro Parga Pondal.

- Universidade de A Coruña. 114 págs. A Coruña.
- FERNÁNDEZ TOMÁS & PILAS MATEO E., (1974 a). Mapa Geológico de Lovios. Hoja 301. Serie MAGNA. Servicio de Publicaciones I.G.M.E. Madrid.
- FERNÁNDEZ TOMÁS & PILAS MATEO E., (1974 b). Mapa Geológico de Portela d'Home. Hoja 336. Serie MAGNA. Servicio de Publicaciones I.G.M.E. Madrid.
- FRAGA X.A.; RIKKINEN K.& VIDAL ROMANI J.R. (1994). The visit of the geographer and botanist Ragnar Hult to Galiza in 1899. *Ingenium*. 4 pp. 7-67.
- GRANDAL A. LOPEZ GONZALEZ F.& VIDAL ROMANI J.R.(1997). Condicionantes en la distribución de macromamíferos en Galicia (NW Península Ibérica) durante el Cuaternario superior. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*. 22 43-66.
- GUTIÉRREZ, G. (1957). Notas sobre la Sierra de Jurés (Ourense). *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*. Inst. Geol. Min. Esp. 45: 27-36.
- HERNANDEZ-PACHECO F. (1949). Huellas glaciares en la Sierra de Queija. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*. vol 47: 97-102.
- HERNANDEZ-PACHECO F. (1957). El glaciario cuaternario en la Sierra de Queija (Ourense). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*. vol 55: 27-74.
- HULT R. (1873). Fran Nord till Syd Kalender Fjällvandringar i Galicien och Zamora. *Geografiska Foreningen i Finland* pp. 30-55. Helsingfors.
- HULT R. (1899). Fjällvandringar i Galicien och Zamora. Peregrinación por los montes de Galicia y Zamora. *Geografiska Foreningen i Finland*. 30-55.
- IMBRIE J.; HAYS J.D.; MARTINSON D.G.; McINTYRE A.; MIX A.C.; MORLEY J.J.; PISIAS N.G.; PRELL W.L.& SHACKLETON N.J. (1984). The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine δ^{18} record. In Berger A.; Imbrie J.; Hays J.; Kukla G. & Saltzman B. Eds. *Milankovitch and Climate*, Part 1, Dordrecht, Reidel, pp.269-305.
- JIMÉNEZ SÁNCHEZ, M. (1996). El glaciario en la cuenca alta del Rio Nalón (NO de España): una propuesta de evolución de los sistemas glaciares cuaternarios en la Cordillera Cantábrica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 9 (3-4): 157-168. Madrid.
- KOHL C. P. & NISHIZUMI K. (1992). Chemical isolation of quartz for measurement of in-situ-produced cosmogenic isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol 56. 3583-3587.
- KOSSEL, V. (1996). Problemas geomorfológicos acerca de la determinación del máximo avance glaciar en la Sierra de Ancares (Leon-Lugo-Asturias). In: *Dinámica y evolución de medios cuaternarios*. Ed. Perez, A.; Martini, P.; Chesworth, W.; Martinez, A. Pub. Xunta de Galicia. Consellería de Cultura Cap. II Dinámica y evolución de medios de alta montaña, glaciario y periglaciario pp.: 131-142. Santiago (España).

- LEIRA CAMPOS M. F. & VIDAL ROMANI J.R.(1997) Evolución post-glaciar de la laguna de Villaseca,(NW de la Península Ibérica), a partir del análisis de diatomeas. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*. 22, 81-98.
- LEIRA M.; BAO R.& VIDAL ROMANI J.R. (1997 b). Aspectos paleolimnológicos de la laguna tardiglaciar de Villaseca (Leon) a partir del análisis de restos de microalgas. *XIII Jornadas de Paleontología "Fósiles de Galicia"*. Actas págs. 195-197. Coruña. Octubre (16 e 18)
- MALDONADO (1994). *Evolución tardiglaciar y holocena de la vegetación en los macizos del Noroeste Peninsular*. Tesis doctoral, E.T.S. de Ingenieros de Montes, 171 pp. Madrid.
- MARTINEZ DE PISON E.& ARENILLAS PARRA M. (1979). Algunos problemas de morfología glaciar en la España atlántica. *Acta Geológica Hispánica* t.14. pp. 445-450.
- MARTINEZ DE PISON E.; ARENILLAS PARRA M. (1984). Nuevos problemas de morfología glaciar en la España Atlántica. *Estudios Geográficos* vol 175: 159-174.
- MENEDEZ AMOR J. (1971). Estudio esporo polínico de dos turberas en la Sierra de Queixa (Orense). *Boletín de la Sociedad Española de Historia Natural*, (Geología). 69, 85-92. Madrid, España.
- NIEDERMANN S., GRAF T., KIM J. S., KOHL C. P., MARTI K. & NISHIZUMI K. (1994). Cosmic-ray-produced ^{21}Ne in terrestrial quartz: the neon inventory of Sierra Nevada quartz separates. *Earth and Planetary Science Letters*, vol 125. 341-355.
- NUSSBAUM, F. & GIGAX, F. (1953). La glaciación cuaternaria en la Cordillera Cantábrica. *Estudios Geográficos*, 14: 261-270.
- NUSSBAUM, F. (1952). La glaciación quaternaire dans la Cordillere cantabrique (Espagne du nord). *Revue Geographique des Pyrenées et du Sud-Ouest*. XXIII, fasc. 1, pp.: 3648.
- PÉREZ ALBERTI A.; RODRÍGUEZ GUITIÁN M. & VALCARCEL DÍAZ M. (1993). Las formas y depósitos glaciares en las Sierras Orientales y Septentrionales de Galicia (NW Península Ibérica). In: *La evolución del paisaje en las montañas del entorno de los Caminos Jacobeos. Cambios ambientales y actividad humana*. A. Pérez Alberti; L. Guitián Rivera & P. Ramil Rego (eds.). Public de la Xunta de Galicia Santiago de Compostela pp: 61-90.
- PÉREZ ALBERTI A.; RODRÍGUEZ GUITIÁN M. & VALCÁRCEL DÍAZ M. (1995). Acción e importancia del frío durante el Cuaternario reciente en las Sierras Septentrionales de Galicia (Noroeste Ibérico). *Actas III Reunión del Cuaternario Ibérico*. (Coimbra 1993) pp: 79-84.
- PÉREZ ALBERTI, A & GUITIÁN RIVERA, L. (1992). El sector nordeste del Macizo de Manzaneda (SE de Galicia): aproximación al estudio del glaciario, suelos y vegetación. In: R. Rodríguez Martínez-Conde (coord.). *Guía de campo de las VIII Jornadas de Campo de Geografía Física*. Universidad de Santiago de Compostela, pp: 11-39.
- PÉREZ ALBERTI, A. & COVELO ABELLEIRA, P. (1996). Reconstrucción

- paleoambiental de la dinámica glaciár del Alto Bibeí durante el Pleistoceno Reciente a partir del estudio de los sedimentos acumulados en Pias (Noroeste de la Península Ibérica). In: *Dinámica y evolución de medios cuaternarios*. Ed. Perez, A.; Martini, P.; Chesworth, W.; Martínez, A. Pub. Xunta de Galicia. Consellería de Cultura Cap. II *Dinámica y evolución de medios de alta montaña, glaciárismo y periglaciárismo*. pp.: 115-130. Santiago (España).
- PÉREZ ALBERTI, A. & RAMIL, P. (1996). La evolución bioclimática y sus consecuencias: el ejemplo de los paleo paisajes del Cuaternario en Galicia. *Gallaecia* 14/25: 31-66. Santiago de Compostela.
- PÉREZ ALBERTI, A. (1979) Nuevas observaciones sobre glaciárismo y periglaciárismo en el NW de la Península Ibérica. La Galicia sud oriental. *Acta Geológica Hispánica* 14: 441-444.
- PÉREZ ALBERTI, A. (1990). *La geomorfología de la Galicia sudoriental: problemas geomorfológicos de un macizo bercínico de la fachada atlántica ibérica*. Tesis Doctoral. Facultad de Geografía e Historia, Universidad de Santiago de Compostela, 185 pp.
- PÉREZ ALBERTI A.; RODRÍGUEZ GUITIÁN M. & VALCÁRCCEL DÍAZ M. (1995). Acción e importancia del frío durante el Cuaternario reciente en las Sierras Septentrionales de Galicia (Noroeste Ibérico). *Actas III Reunión del Cuaternario Ibérico*. (Coimbra 1993) pp: 79-84.
- PÉREZ ALBERTI A.; RODRÍGUEZ GUITIÁN M. & VALCÁRCCEL DÍAZ M. (1995). Acción e importancia del frío durante el Cuaternario reciente en las Sierras Septentrionales de Galicia (Noroeste Ibérico). *Actas III Reunión del Cuaternario Ibérico*. (Coimbra 1993) pp: 79-84.
- PÉREZ ALBERTI, A.; RODRÍGUEZ GUITIÁN, M. & VALCÁRCCEL DÍAZ, M. (1993). Las formas y depósitos glaciares en las Sierras Orientales y Septentrionales de Galicia (NW Península Ibérica). In: A. Pérez Alberti; L. Guitián Rivera & P. Ramil Rego (eds.). *La evolución del paisaje en las montañas del entorno de los Caminos Jacobeos. Cambios ambientales y actividad humana*. Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, pp.: 61-90.
- PÉREZ ALBERTI, A.; RODRÍGUEZ GUITIÁN, M. & VALCÁRCCEL DÍAZ, M. (1995a). Acción e importancia del frío durante el Cuaternario reciente en las Sierras Septentrionales de Galicia (Noroeste Ibérico). In: *Actas III Reunión del Cuaternario Ibérico*. (Coimbra, 1993), pp.: 79-84.
- PÉREZ ALBERTI, A.; RODRÍGUEZ GUITIÁN, M. & VALCÁRCCEL DÍAZ, M. (1995b). Reconstrucción paleoambiental a partir de las formas y depósitos superficiales en el límite galaico-astur-leonés. In: *Actas III Reunión del Cuaternario Ibérico*. (Coimbra, 1993), pp.: 191-197.
- PÉREZ ALBERTI, A.; BLANCO CHAO, R, COSTA CASAS, M, & VAZQUEZ PAZ, M, (1998). Formas litorales heredadas en costas rocosas de Galicia. In *Investigaciones recientes de la geomorfología española*. (Gómez Ortiz y Salvador Franch

- eds.) Aportaciones a la V Reunión Nacional de Geomorfología, Granada 1998. pags. 333-340.
- PEREZ ALBERTI & BLANCO CHAO B. (1995). Importancia paleoclimática de las formas y depósitos de origen glaciar y periglaciario en la costa noroccidental de la Península Ibérica. (Serra da Capelada, Cedeira, A Coruña). *Simposio Internacional Paleambiente en la Península Ibérica*, Santiago de Compostela, 16-20 octubre, 1995. Pág. 39. Santiago de Compostela, España.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A.; CABRA, P.; MARTIN SERRANO, A.; CAPOTE, R.; DE VICENTE, G.; RUBIO, J. M.; GALLARDO, J.; MARTIN DE VIDALES, J. L.; AGUIRRE, E.; SANTONJA, M.; VIDAL ROMANÍ, J. R.; HOYOS, M.; SERRAT, D.; GUTIÉRREZ ELORZA, M.; PEÑA MONNE, J. L.; MOLINA, E.; DE PEDRAZA, J.; RODRÍGUEZ VIDAL, J.; DIAZ DEL OLMO, F.; GOY, J. L.; ZAZO, C.; BAENA, J.; DEL OLMO, P.; MECO, J.; REY, J.; MEDIALDEA, T.; PERALTA, M.; DIAZ, L. A. & CALDERON, V. (1989). Mapa del Cuaternario de España. *Servicio de Publicaciones I.T.G.E.* 279 pp.
- PETIT J.R.; JOUZEL J.; RAYNAUD D.; BARKOV N.I.; BARNOLA J.M.; BASILE I.; BENDER M.; CHAPPELLAZ J.; DAVIS M.; DEAYGUE G.; DELMOTTE M.; KOTLYAKOV V.M.; LEGRAND M.; LIPENKOV V.Y.; LORIUS C.; PEPIN L.; RITZ C.; SALTZMAN E. & STIEVENARD M. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420.000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399, 429-436.
- RAMIL P. (1993). *La vegetación cuaternaria de las sierras septentrionales de Lugo a través del análisis polínico*. Tesis doctoral. Universidad de Santiago de Compostela. Facultad de Biología. 356 págs. (inédita).
- RODRÍGUEZ GUITIÁN, M. A.; VALCÁRCEL DÍAZ, M. & PÉREZ ALBERTI, A. (1996). Morfogénesis glaciar en la vertiente meridional de la Serra do Courel (NW Ibérico): el valle de A Seara. In: A. Pérez Alberti & A. Martínez Cortizas (coords.). *Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucenses*. Monografías G. E. P. 1, Diputación Provincial de Lugo, pp.: 77-88.
- RODRÍGUEZ GUITIÁN, M.A.; VALCÁRCEL, M.; PÉREZ ALBERTI, A. (1995). El último ciclo glaciar en el valle de Piornedo (Serra dos Ancares, Lugo): hipótesis sobre la deglaciación basada en la cartografía de formas y depósitos glaciares y periglaciares. (In: *Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucense. Cap. I.I Monografías G.E.P. 1. coord. Perez, A.; Martínez, A.* Pub. Dip. Prov. Lugo). pp.: 39-52. Lugo (España).
- RUBIO NAVAS J. & RODRÍGUEZ FERNANDEZ L. R. (1981). Mapa Geológico de España escala 1:50.000, nº 227/8-11, Manzaneda. *Instituto Geológico y Minero*. Segunda serie, 1ª edición.
- SANTOS M.L. (1996). *Estudio de la deglaciación finicuaternaria en el NW de la Península Ibérica: datos paleobotánicos y*

- geomorfológicos*. Tesis Doctoral. Universidade de A Coruña. Facultade de Ciencias. 218 págs. (inédita).
- SCHMIDT-THOME P. (1973). Neue niedrig gelegene zeugen einer wurmeiszeitlichen vergletscherung im norateil der Iberischen halbinsel. *Eiszeitalter Und Gegenwart* vol 24: 384-389.
- SCHMIDT-THOMÉ P. (1978). Nuevos testigos de una glaciación wurmiense extensa y de altura muy baja en el NW de la Península Ibérica. Ourense-Portugal. Geología de la parte N del MHP. *Cuadernos del Seminario de Estudios Cerámicos Sargadelos*. 27. 221-243.
- SCHMIDT-THOMÉ, P. (1983). Besonders niedrig gelegene zeugen einer wurmeiszeitlichen vereisung in nord-west Spanien und nord Portugal. *Spat- und Postglaziale Gletscherschwankungen Glazial und Periglazial Formen. Colloquium*, 1980 Rotterdam. 21: 3-230.
- SCHMITZ, H. (1969). Glazialmorphologische Untersuchungen im Bergland Nordwestspaniens (Galizien-León). *Kölner Geografischen Arbeiten*, 23: 1-157.
- SOARES DE CARVALHO G. & LOPES NUNES J. (1981a). A problemática dos indícios glaciários quaternários na Serra do Gerez e na Serra da Peneda (Portugal). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 2 págs. 289-296.
- SOARES G. & LOPES NUNES J.E. (1981b). Comentarios sobre imágenes de factos denunciadores de procesos glaciários quaternários nas Serras do Gerés e da Peneda Portugal. *Memorias e Noticias* Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra. 91-92. 164-171.
- STICKEL, R. (1954). Observaciones de morfología glaciár en el NO de España. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*. pp.: 297-318.
- TEIXEIRA C. & CARDOSO J. L. (1979). A nao confirmacão de fenómenos glaciários nas montanhas do norte de Portugal (Peneda-Geres). *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal XXI* fasc. II-III pp. 163-184.
- TRICART, J. & PÉREZ ALBERTI, A. (1989). Problemas de paleoclimatología: importancia e impacto del frío durante el Cuaternario. In: *Act. Simp. Intern. "Otero Pedrayo e a Xeografía de Galicia"*. Publicacions do Consello da Cultura Galega (Santiago de Compostela), pp.: 74-92.
- VALCARCEL DIAZ M. (1995). Aportaciones al estudio de los procesos glaciários y periglaciários en Galicia (NW Península Ibérica): estado de la cuestión. En: *Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucense*. coord. Perez A.; Martinez A. Pub. Dip. Prov. Lugo Monografías G.E.P. 1. págs. 11-37.
- VALCARCEL, M. & PÉREZ ALBERTI, A. (1996). Caracterización y cartografía de las formaciones superficiales de origen periglaciár en el Valle de Moia (Cuenca Alta del Río Navia, N.W. Ibérico). In: *Dinámica y evolución de medios cuaternários*. Ed. Perez, A.; Martini, P.; Chesworth, W.; Martinez, A. Pub. Xunta de Galicia. Consellería de Cultura Cap. II Dinámica y evolución de medios de alta montaña, glaciárismo y periglaciárismo), pp.: 191-202.

- VALCARCEL, M. & PÉREZ ALBERTI, A. (1998). límite máximo de la glaciación y línea de equilibrio glaciario en el noroeste de la Península Ibérica durante el último período frío. In *Investigaciones recientes de la geomorfología española*. (Gómez Ortiz y Salvador Franch eds.) Aportaciones a la V Reunión Nacional de Geomorfología, Granada 1998. pags. 455-46
- VALCARCEL, M. (1995). Aportaciones al estudio de los procesos glaciares y periglaciares en Galicia (NW Península Ibérica): estado de la cuestión. (In: *Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucense*. Cap. I. Monografías G.E.P. 1. coord. Perez, A.; Martinez, A. Pub. Dip. Prov. Lugo). pp.: 11-37. Lugo (España).
- VALCARCEL, M.; PÉREZ ALBERTI, A. & RODRÍGUEZ GUITIÁN, M.A. (1995a). Aportaciones al conocimiento del glaciario pleistoceno en la vertiente norte de la Serra de Airibio (NW Ibérico): implicaciones paleoambientales. (In: *Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucense*. Cap. I.V Monografías G.E.P. 1. coord. Perez, A.; Martinez, A. Pub. Dip. Prov. Lugo). pp.: 65-76. Lugo (España).
- VALCARCEL, M.; RODRÍGUEZ GUITIÁN, M.A. & PÉREZ ALBERTI, A. (1995b). Dinámica glaciario pleistoceno del complejo Porcarizas-Valongo Serra dos Ancares, N.W. Ibérico). (In: *Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucense*. Cap. III. Monografías G.E.P. 1. coord. Perez, A.; Martinez, A. Pub. Dip. Prov. Lugo). pp.: 65-76. Lugo (España).
- VIDAL ROMANÍ, J.R. (1996). Geomorfología de Galicia. In: Rodríguez Iglesias, F. (Ed.) Galicia, T. XVII. Río Barja, F.J. (Coord.). Geografía General. pp.: 37-63. *Hércules de Ediciones*, A Coruña.
- VIDAL ROMANÍ, J.R. (1979). El Período Cuaternario en Galicia. *Gallaecia*. 3 (4): 1 9-25. Santiago (España).
- VIDAL ROMANÍ, J.R. & TWIDALE, C.R. (1998). Formas y paisajes graníticos. Serie Monografías. *Publicaciones Universidad de A Coruña*. A Coruña.
- VIDAL ROMANÍ J. & SANTOS M.L. (1993). Cronología relativa del máximo glaciario finipleistoceno en el sector nororiental de la Serra de Queixa (Ourense Galicia España). *Actas 3ª Reunión do Quaternario Ibérico*.Coimbra. 215-222.
- VIDAL ROMANÍ J. R.; VILAPLANA J. M.; BRUM A.; ZEZERE J.; RODRIGUES M. L.& MONGE C. (1990 b) Estudio de los till subglaciares de la Serra de Gerez-Xurés (Minho Portugal Ourense Galicia). *Cuaternario y Geomorfología*, vol 4 pp.13-25.
- VIDAL ROMANÍ J.R. & SANTOS L. (1994). La deglaciación finicuaternaria en el NW peninsular. Sierra. de Queixa Ourense. Datos geomorfológicos y paleobotánicos. *Cuaternario y Geomorfología*. 8. 33-44
- VIDAL ROMANI J.R.; BRUM A.; ZEZERE J.; RODRIGUES L.& MONGE C. (1990 a) Evolución cuaternaria del relieve granítico en la Serra de Gerez-Xurés (Minho Portugal y Ourense Galicia). *Cuaternario y Geomorfología* vol 4: 3-12.

- VIDAL ROMANI J.R; GRANDAL A.;
FERNANDEZ J. & VILA R.(1993) El
glaciocarst del Courel (Lugo). *Furada*.
6. 1993 35-40.
- VIDAL ROMANÍ, J. R.; SANTOS
FIDALGO, L. & JALUT, G. (1995).
Cronología relativa del máximo glacial
finipleistoceno en el sector Nor-
Oriental de la Serra de Queixa
(Ourense, Galicia, España). In: *Actas
III Reunión del Cuaternario Ibérico*.
(Coimbra, 1993), pp: 215-222.
- VILAPLANA, J.M. (1981). El método de
trabajo utilizado en el estudio del gla-
ciarismo cuaternario del Pirineo y su
posible aplicación en las sierras galaico-
portuguesas. *Cuadernos do Laboratorio
Xeolóxico de Laxe*, 2, págs. 259-288. O
Castro, España.
- YEPES TEMIÑO J. (1998). *Geomorfología
de un sector comprendido entre las provin-
cias de Lugo y Ourense, Galicia*. Tesis
doctoral. Universidad Complutense de
Madrid. Facultad de Geología. 210 pp.