

## Análisis geomorfológico y evolución paleoclimática de Galicia durante el Terciario y el Cuaternario<sup>1</sup>

AUGUSTO PÉREZ ALBERTI

Universidade de Santiago de Compostela

### RESUMEN

El análisis geomorfológico colabora en la reconstrucción paleoambiental. El estudio de las formas del relieve junto con el de las formaciones superficiales que cubren amplios sectores de Galicia sirven para determinar los principales rasgos de los ambientes del pasado, los paleoambientes. El presente artículo se basa de manera fundamental en las investigaciones llevadas a cabo en la depresión de Maceda para comprender los rasgos definitorios de las condiciones ambientales existentes durante el Terciario e inicios del Cuaternario y en las realizadas desarrolladas tanto en la costa como en el interior del noroeste peninsular para conocer la importancia de los procesos de origen frío. Las evidencias morfológicas y las distintas secuencias deposicionales colaboran en la reconstrucción de los medios sedimentarios y, consecuentemente, de las condiciones paleoclimáticas. Ello ha permitido saber que durante el Terciario el clima era tropical con temperaturas media selevadas, húmedos en ciertos períodos y secos con predominio de la edafogénesis en el primer caso y de la morfogénesis en el segundo. Por el contrario durante el Pleistoceno reciente, por lo menos desde hace unos 50.000 años hasta hace unos 11.000, reinaban condiciones morfogenéticas frías, más o menos húmedas, que propiciaron la génesis de glaciares en toda Galicia y la fuerte inestabilidad de las laderas, tanto d ela costa como del interior, afectadas por toda una amplia gama de procesos periglaciares.

**Palabras clave:** Galicia, geomorfología, paleoambiente, paleoclimatología.

---

1 El presente artículo se basa, en lo esencial, en nuestras propias investigaciones (Pérez Alberti, 1979, 1982, 1983, 1986, 1993; Pérez Alberti y Valcárcel Díaz, 1997; Pérez Alberti *et al.*, 1993, 1999; Tricart y Pérez Alberti, 1989) o de miembros de nuestro grupo de investigación (Blanco Chao, 1999; Costa Casais, 1995; Costa Casais *et al.*, 1994; Valcárcel Díaz, 1998).

## ABSTRACT

Geomorphological analysis of landforms and sedimentary deposits is used to investigate the palaeoenvironment Galicia. This paper is mainly based on research carried out in the Maceda basin and another locations on the coast and in mountain regions. The former gives us information about the environmental conditions during the Tertiary and Early Quaternary, and the latter about the cold processes.

During the Tertiary, the climate was tropical, with high mean temperatures, and humid (which dominated soil formation) and dry episodes (which dominated the morphogenetic processes). During the Late Pleistocene, at least between 50.000 and 10.000 BP, the cold, humid conditions were dominant, allowing the development of glaciers, and strong slope instability, affected by periglacial processes.

**Keywords:** Galicia, geomorphology, palaeoenvironment, paleoclimatology.

## 1. INTRODUCCIÓN

El relieve de Galicia ha sufrido profundas modificaciones a lo largo de su historia. Como todo sistema abierto, su propia dinámica, en la que se interaccionan multitud de factores, está siempre sometido a un balance de estabilidad/inestabilidad en función del dominio de uno u otro factor. Así, cuando la tectónica se reactiva, las formas entran en una fase de inestabilidad que genera cambios a largo plazo que se materializan en las grandes líneas estructurales que marcan el diseño del relieve. Por ello, las unidades morfológicas de Galicia son fruto, en su mayor parte, de la tectónica, de los movimientos de la corteza terrestre, que fractura, alza o hunde, fragmentos del terreno. Sin embargo, al ampliar la escala, observamos como las diferencias litológicas y, especialmente, los procesos geomórficos que están en íntima relación con el clima, son los causantes del modelado de las laderas. Existe, pues, un control estructural de las megaformas y otro litológico de las meso y microformas.

No cabe duda, sin embargo, que no son procesos aislados sino en íntima interrelación los que motivan la dinámica y evolución del relieve. El movimiento de las grandes placas en que está dividida la litosfera, es el causante del diseño de las cadenas de montaña pero, al mismo tiempo, su génesis, al diferenciar de manera clara espacios anteriormente unidos, va a traer consigo cambios en las condiciones climáticas. Estas favorecieron uno u otro tipo de proceso que, a su vez, pudieron desencadenar reajustes tectónicos, aunque fuesen de escasa entidad.

Fruto de los cambios estructurales y climáticos que se han ido interrelacionando dialécticamente a lo largo de millones de años, es el amplio abanico de formas y depósitos, que nos permiten llegar a saber, con diferente exactitud en función de las épocas, cual han sido las principales características medioambientales que se han ido encadenando en el tiempo.

## 2. LA GEOMORFOLOGÍA EN LA RECONSTRUCCIÓN PALEOCLIMÁTICA

La puesta en marcha de cualquier proceso genera modificaciones en la forma que, a su vez, introduce cambios en la dinámica. Los diferentes procesos están determinados por la cantidad de energía existente en el sistema lo que genera una fuerza concreta que va a estar contrarrestada por la resistencia al cambio (capacidad de carga del sistema, resistencia de las rocas, ...). El análisis geomorfológico es un análisis sistémico en el que entran en juego diferentes factores: litológicos, tectónicos, climáticos, bióticos, antrópicos... que se interaccionan de manera diferencial en el tiempo y en el espacio. La modificación de cualquiera de ellos genera la del sistema. Así, un cambio climático, trae consigo modificaciones en los procesos. Por ejemplo, bajo condiciones climáticas tropicales, domina una densa cubierta forestal, debido a las altas temperaturas y humedad, que propicia una intensa meteorización. Por el contrario, en un clima frío, dominan los procesos físicos. Un cambio de un ambiente calido a otro frío, trae consigo modificaciones en los aportes de humedad que, a su vez, modifica las formaciones vegetales lo que, a su vez, modifica la dinámica de las laderas...

Lo anterior obliga a tener presente que, en cualquier área geográfica, el balance edafogénesis/morfogénesis, está marcando la evolución de las formas. Así, bajo condiciones climáticas en las que la humedad es abundante, imperan los procesos de meteorización; la formación de suelo; la **edafogénesis**. Por el contrario, en un ambiente seco, sin cubierta vegetal, son los procesos erosivos los dominantes, la **morfogénesis**. Así, la sucesión de procesos en los que domina una u otra, trae consigo la génesis de formas policíclicas.

Ello nos introduce en otro balance que está continuamente presente: el de **estabilidad/inestabilidad**. Existen períodos de tiempo durante los que no existe capacidad de cambio en el sistema o es muy pequeña. En este caso, la estabilidad es la dominante. Por el contrario, hay otros en los que las transformaciones son constantes; la inestabilidad es la dominante.

Por último, y asociado a lo dicho anteriormente, hay que tener muy presente que, en cualquier espacio, están presentes la huella del pasado. Por ello, las interacciones **pasado/presente**, o si se quiere, las **herencias**, hay que tenerlas siempre en cuenta. Así, en un depósito, podemos encontrar arcillas muy evolucionadas, fruto de episodios climáticos anteriores, caso de las caolinitas, mezcladas con otras que son mucho menos evolucionadas, caso de las illitas, resultado de recientes episodios erosivos. De la misma forma, la alteración de la roca, producida bajo un clima templado o cálido-húmedo, condiciona los procesos fríos desarrollados con posterioridad en muchas áreas de Europa.

Los procesos erosivos no se dan ni al mismo tiempo ni con la misma intensidad a lo largo del tiempo en un espacio concreto. Existen procesos de **baja intensidad y alta frecuencia**, que se suceden muchas veces en un espacio, y otros de **alta intensidad y baja frecuencia**, que son mucho más excepcionales tanto en el tiempo como en el espacio.

No cabe duda de que la lluvia es normal durante el invierno en muchas regiones atlánticas europeas (alta frecuencia/baja intensidad). Su acción morfogenética es, en



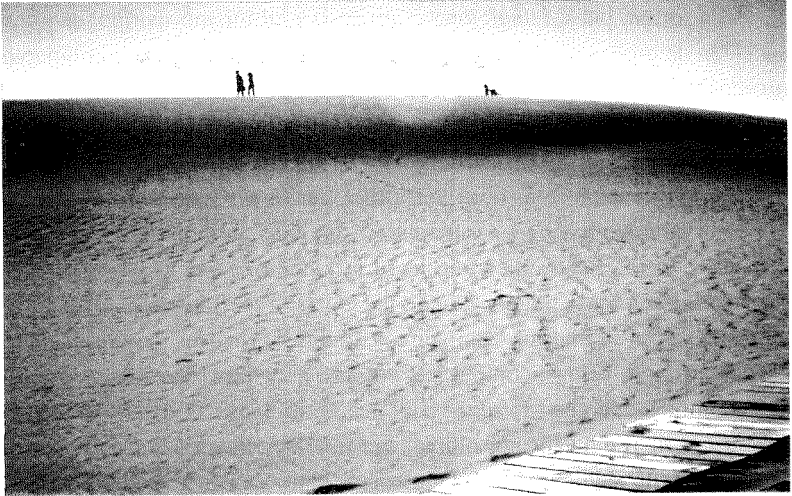
Fig. 1. Erosión del lecho del río Deza durante el invierno 2000-01. Carboeiro (Pontevedra).

cambio, mucho menos importante que la que se produce durante una gota fría que se produce con mucha menos frecuencia en Galicia (baja frecuencia/alta intensidad). Los ríos fluyen durante todo el año; sin embargo es en momentos de grandes crecidas —algo excepcional— cuando su acción erosiva es mucho mayor (Figura 1). Lo mismo sucede con las olas, existentes durante todo el año aunque su acción erosiva es baja (alta frecuencia/baja intensidad) a excepción de aquellos momentos, puntuales, de temporal, cuando se generan grandes olas que son capaces de movilizar enormes cantidades de material (baja frecuencia/alta intensidad). Otro tanto sucede con las ramblas o los conos aluviales de las regiones mediterráneas que no funcionan más que ocasionalmente pero que, cuando lo hacen, tienen un gran poder destructivo (baja frecuencia/alta intensidad).

Los ritmos erosivos, pues, cambian a lo largo del tiempo. Otro tanto sucede con el factor tiempo. Hay formas que cambian muy rápidamente, en periodos de **tiempo corto** (Figura 2); es el caso de una duna o de una playa. En cambio hay otras que necesitan **periodos de tiempo largo**. Pensemos en la formación de un valle o, incluso, en la formación de una plataforma litoral o un acantilado.

La Geomorfología, se basa de una manera esencial, en el análisis de dos elementos básicos: las formas del terreno y los depósitos o, si se quiere, de las formaciones superficiales. El relieve —el aspecto visible de la litosfera— es el conjunto de formas que existen en cualquier lugar. Las formas son el resultado de la combinación de planos con diferente inclinación. No hace falta remarcar que una llanura es un plano horizontal ni que una ladera es un plano que presenta una inclinación determinada. Sin embargo sí que tiene importancia la pendiente que ofrece cualquier forma/plano. Importancia por cuanto, en función de aquella, asociada a la gravedad, funciona -o funcionó- de una manera

Fig. 2. Duna de Corrubedo.  
Riveira  
(A Coruña).



concreta cualquier tipo de proceso. Es importante por cuanto la geometría de la forma está aportando datos en la reconstrucción.

En un ambiente frío, si la pendiente supera los  $25^\circ$ , la fracturación de la roca en la parte superior de un farallón va a favorecer la caída de derrubios por gravedad. No son necesarias condiciones de temperatura extremas para que se genere un talud de terrubios al pie de la pared. Incluso, en ciertos tipos de rocas, no son siquiera necesarias condiciones frías para que la acumulación se produzca. Por contra, si encontramos una ladera con una pendiente escasa, menor de  $10^\circ$ - $15^\circ$ , cubierta de bloques, es evidente que no pudo evolucionar únicamente por procesos vinculados a la simple gravedad. Si además, la ladera presenta una cobertera completa, desde la parte superior a la parte inferior, únicamente se pudo haber acumulado en unas condiciones climáticas frías (Figura 3).



Fig. 3.  
Pedregal de  
Irimia, Meira  
(Lugo).

La forma, pues, condiciona el proceso y, al mismo tiempo, es el resultado de una sucesión de procesos a lo largo del tiempo. En la naturaleza la combinación de formas es una constante y podemos diferenciarlas tanto por su magnitud como por su aspecto o por su origen aunque, hay que tener presente que en su mayoría son poligénicas, resultado de la interacción de procesos a lo largo del tiempo. Así, por su tamaño, podemos hablar de megaformas, mesoformas o microformas; por su aspecto, de erosión o de acumulación; por su origen de glaciares, periglaciares, fluviales, marinas, eólicas... Tenemos pues que cualquier forma tiene una triple lectura: tamaño, aspecto y origen. Supongamos una megaforma, un valle glaciar. Puede presentar: a) forma en U cerrada, en cuna o en V; mesoformas en su interior, como circos, umbrales rocosos, hombreras, lagos de sobreexcavación; microformas, como rocas pulidas, aborregadas, estriadas, cazoletas...; formas de acumulación, como morrenas laterales, frontolaterales, centrales...

El análisis del valle nos obliga a profundizar. Puede suceder que en él se encuentren muchos de los elementos apuntados pero, con relativa frecuencia, las huellas del hielo quedan reducidas a algunos elementos concretos. En determinados lugares se encuentran formas y no depósitos característicos; en otros depósitos y no formas. En algunos lugares aparecen ambos asociados. No es infrecuente observar valles con perfil en U, fruto de un relleno periglacial y no de la erosión glaciar y, por el contrario, tener delante de nuestros ojos otros con perfil en V, considerado como fluvial, que contiene depósitos o microformas claramente de origen glaciar. Así pues, nunca se debe dogmatizar dado que sólo después de un análisis y cartografía detallados de las formas se podrán sacar conclusiones. Y, aun así, estas se basarán siempre en las existencias de unas u otras evidencias por lo que, la aparición de otras nuevas puede provocar cambios en la interpretación. Enfin, la presencia de hombreras a una cierta altitud sobre el fondo del valle, nos va a indicar no solo el paso del hielo sino también la potencia que tenía en un lugar concreto; la existencia de rocas aborregadas asimétricas o de estrías nos indica la dirección de avance; el escalonamiento de formas servirá, además, para detectar fases en la dinámica del hielo y las meso o microformas en los bordes podrán servir para conocer la existencia de posibles difluencias.

Otro ejemplo de la importancia de las formas como indicadoras paleoclimáticas lo tenemos en los macizos graníticos en donde se observa con frecuencia una intensa alteración de los materiales como resultado de la evolución geotectónica y morfoclimática desarrollada a lo largo del Terciario. En diferentes lugares de Galicia, caso de Pena Corneira y Manzaneda (Ourense), Macizo da Toxiza y entorno de la ciudad de Lugo, Caldas de Reis u O Rosal (Pontevedra), Serra do Forgoselo (A Coruña), por poner algunos ejemplos, se observa con claridad una intensa diaclasación y potentes capas de alteritas envolviendo a núcleos redondeados de roca sana o débilmente alterada (Figura 4). La alteración diferencial es visible en todos los lugares citados, y así se puede ver como avanza siguiendo las diaclasas permitiendo la formación de bolos. Cuando desaparece la capa de alteritas queda en resalte una extensa gama de formas graníticas que, por lo general se emplazan en las laderas o en el fondo de valles que, en su mayor parte, se han abier-

Fig. 4. Valle del  
Río Conso.  
Vilariño de  
Conso  
(Ourense)



to en áreas de intensa fracturación. Ello supone la existencia en ciertos sectores, en la cabecera de los antiguos ríos, de alveolos de alteración asociados a medias naranjas en los que la alteración ha sido muy intensa. Sabemos que su formación depende sobre todo de las condiciones litológicas siendo los granitos rocas muy favorables. Los alveolos coinciden con las áreas en donde la alteración es más rápida, lo que motiva un retroceso rápido de las vertientes. Cuando la roca está muy diaclasada o es más porosa el avance se ve favorecido. A menor grado de fragmentación y menor porosidad, la alteración es más lenta.

Cuando a una o varias fases de predominio de la edafogénesis le sucede otra u otras en las que la dominante es la morfogénesis, se produce la destrucción de la capa de alteración lo que supone la aparición del frente de alteración o, como lo llama Twidale en diferentes artículos (1985, por ejemplo), la superficie grabada que se materializa en un conjunto de formas diferentes en función de su mayor o menor evolución: bolos o *penedros*, *tors*, *castle koppie* o *castelos* y domos o *moas*. Junto con ellas suelen aparecer dorsos de ballena, pináculos, piedras caballeras, formas antropomórficas y zoomórficas, y microformas como acanaladuras, *taffonis* y *gnammas* o *pías*. Es frecuente encontrar al analizar las vertientes, como hay una sucesión muy nítida de arriba a abajo. En la parte superior son frecuentes las formas acastilladas, como crestas o *castle koppie*, cuando predominan las diaclasas verticales y bloques cúbicos, más o menos alargados y con una desgaste diferente de las esquinas, cuando las dominantes son las diaclasas horizontales (Figura 5). A medida que descendemos suelen dominar los bolos o los *tors*.

Y si importantes son las formas erosivas o la combinación formas de exhumación/capas de alteración asociadas, otro tanto ocurre con las generadas por la acumulación de sedimentos, caso de las conocidas como morrenas, por ejemplo. Aunque su pre-

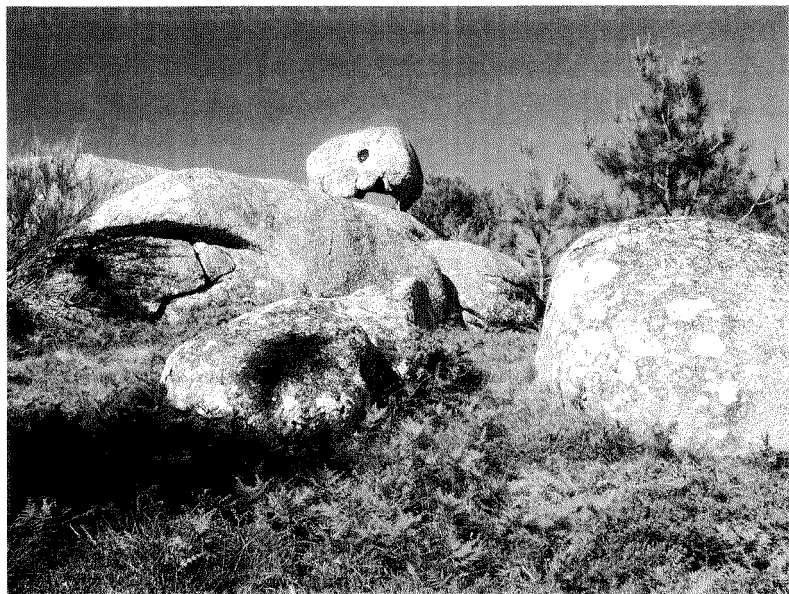
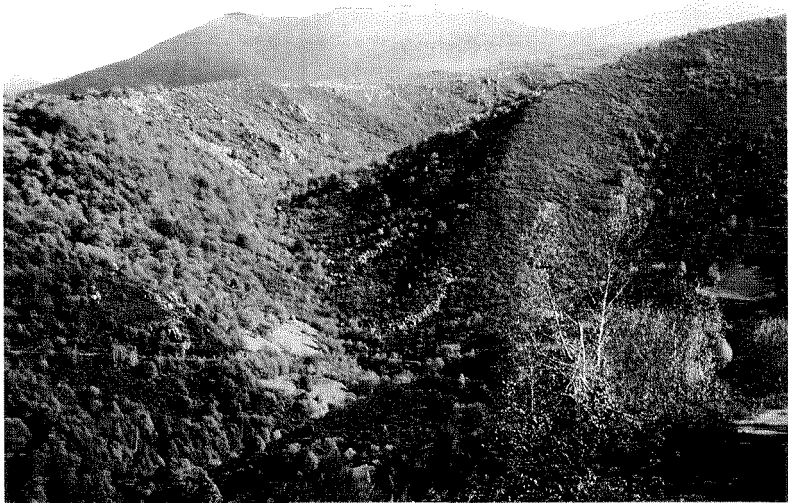


Fig. 5. Cabo Udra. Bueu (Pontevedra).

sencia viene a ratificar la existencia e importancia de las lenguas de hielo, su inexistencia no es sinónimo de lo contrario. Es el caso del valle del Río Ancares, en el límite entre Galicia y León, en la sierra de su nombre, donde pese a encontrarse sedimentos de origen glaciar y formas erosivas características, las de acumulación son escasas. Por el contrario, en el valle de Piornedo, donde la potencia y longitud del hielo fue menor es posible encontrar un amplio cortejo de morrenas, tanto fronto-laterales como laterales marcando distintas fases. La diferencia entre los dos valles se debe, aparte de su evolución geotectónica, a la litología. En Ancares dominan los materiales pizarro-esquistosos; en Piornedo, junto a los anteriores, en la cabecera, se yergue, en el tramo medio-inferior, el batólito los granítico de Donís. En el primer caso, los materiales arrastrados por el hielo son de tamaño pequeño por lo que los depósitos están compuestos, de manera fundamental, por finos. En Piornedo, por el contrario, encontramos una mezcla de rocas y, especialmente, de tamaños de clastos, importante. Los grandes bloques de granito, en su mayor parte resultado de largos procesos de meteorización antiguos, son un elemento fundamental de los complejos morrénicos. Así, en un ambiente paraglaciar, las aguas de fusión, fueron capaces de destruir en su mayor parte, las morrenas del valle de Ancares e incapaces de hacer lo mismo en el de Piornedo. Y, mientras en el valle de Ancares, las formas características se cobijan en la cabecera, indicadoras de una acumulación en fase de retroceso de escasa energía de las lenguas de hielo, en Piornedo se puede ver un amplio conjunto de morrenas encadenadas desde los 900 m hasta los 1600 m, lo que permite analizar con claridad las diferentes fases en la evolución glaciar (Figura 6).

En algunos lugares de Galicia, especialmente en las áreas graníticas, las herencias geomorfológicas son la prueba evidente de la evolución climática. En el valle del río Bibei, en el alto Xares, en el Cenza o en Piornedo, aparecen acumulaciones morrénicas

Fig. 6.  
Piornedo.  
Cervantes  
(Lugo).



en las que el elemento dominante es la presencia de grandes bloques graníticos enbutidos en una matriz arenosa. Son los restos de la alteración —clima tropical— arrastrados por lenguas de hielo —clima frío.

Tenemos así, que la ubicación de formas erosivas y de acumulación en un territorio concreto, junto con la evidencia de herencias, permite llevar a cabo una reconstrucción de la dinámica y consecuentemente, colaborar en la reconstrucción paleoambiental. Y si las formas son elementos de primer orden en la reconstrucción, otro tanto o más, lo son las formaciones superficiales analizadas a nivel de afloramiento. Mientras que las formas dan fe de la existencia de un proceso así como de su importancia espacial y de las grandes etapas evolutivas, el análisis sedimentológico permite profundizar en la génesis de los diferentes medios sedimentarios. En cada afloramiento se pueden individualizar con relativa frecuencia, distintas facies sedimentarias. Cada una de ellas se puede definir como aquellos elementos que se diferencian, bien verticalmente, bien horizontalmente, por presentar características granulométricas y estructuras sedimentarias diferentes (Walker, 1992). Las facies, al relacionarse entre sí, generan una sucesión sedimentaria y, en función de su combinación, una arquitectura.

### 3. La estructura del relieve y su génesis

Topográficamente, el rasgo esencial de Galicia es el encadenamiento de áreas perfectamente planas a diferentes altitud que aparecen cortadas perpendicularmente por valles profundamente encajados. En el noroeste de la Península Ibérica se distinguen, por lo menos, once niveles de superficies con rasgos claros de aplanamiento. Un simple recorrido de norte a sur o de oeste a este, permite ver con claridad lo que decimos. Extensas planicies las encontramos por Bergantiños, bordes de la Terra Cha, Celanova, bordes de A Limia o Monterrei, ... e incluso en las partes culminantes de las sierras, tanto septen-

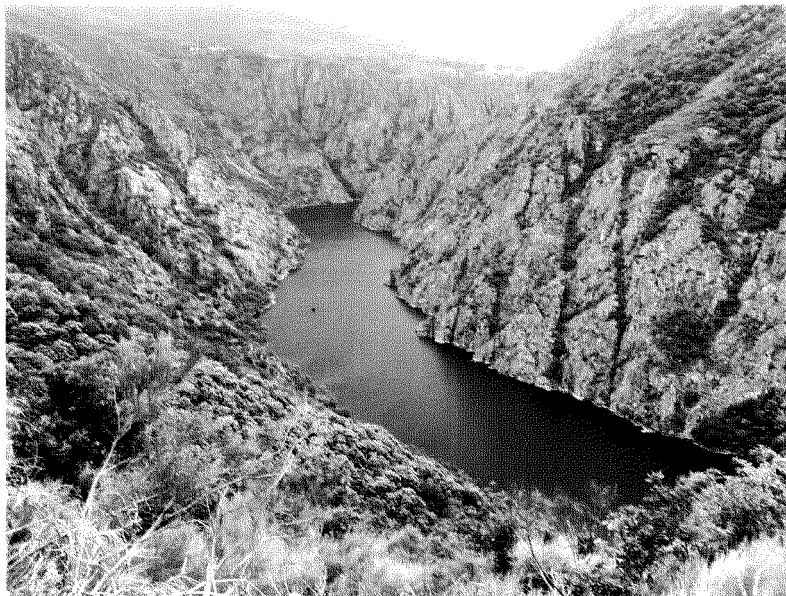


Fig. 7. Cañón do Sil (Lugo-Ourense)

trionales como occidentales, orientales o sudorientales. Y si la horizontalidad es uno de los rasgos definidores del relieve del sudeste, otro es la presencia de valles muy encajados con laderas de fuerte pendiente. Es el caso del Sil a lo largo de su recorrido en Galicia, entre la depresión de Valdeorras en el este y Os Peares en el oeste (Figura 7); del Bibei casi desde sus fuentes en el Macizo de Trevinca, o del Camba, Xares, Ribeira Grande, Ribeira Pequena, Cerveira, Conso etc.. El encajamiento también domina en el Miño, en la zona de Portomarín, o en el Ulla, Tambre o Deza, que discurren más al oeste.

La existencia de estos encajamientos es difícil de explicar como resultado de los hipotéticos cambios que se hubieran producido en su nivel de base o en su caudal y que hubieran acelerado su incisión. Aquí las razones climáticas no bastan para explicar la génesis de los encajamientos y hay que buscar otras distintas. Si los fenómenos de sobreimposición no se pueden admitir, dado que ello supondría atravesar enormes cantidades de materiales que no existen, debemos pensar en fenómenos de antecendencia lo que supone una inadaptación de la red fluvial instalada con anterioridad a los bloques que corta. Ello implica la persistencia de la disección al tiempo que se está produciendo el levantamiento de un bloque. Aquel debe ser lento para que no provoque desviaciones fuertes en la red de drenaje y, por otra parte, los cauces de agua deben poseer la suficiente potencia y caudal que les permitan “serrar” el terreno. Conocemos la existencia de superficies de aplanamiento a diferentes altitudes; sabemos que existen depresiones a menor altitud y que los valles se encajan profundamente. Tenemos, pues, la imagen de unas teclas de piano encima de las que se incrusta la red fluvial. Para nosotros su encajamiento indica un juego de bloques, en el que unos se levantaron más y otros menos, unos antes y otros después, mientras que los hubo que bascularon ligeramente. Todo ello motivaría que el Sil se encajase en la superficie de los 800 metros al mismo tiempo que se hun-

día el bloque que daría lugar a la depresión de Lemos lo que explica que el río no circule por ella. El Sil se encajaba progresivamente en el sector norte del bloque de Manzaneda y, por el contrario, no lo hacía en aquellos sectores que se hundían, caso de El Bierzo, Valdeorras o Quiroga. El juego de bloques de Lemos, Terra Cha, Sarria, Montes do Incio etc. ha sido el motivo de que las aguas del antiguo Miño se encajasen en la superficie de Chantada al quedar separada la Terra Cha del bloque de O Corgo. Los ríos Bibei, Xares, Navea, Conso, etc. se irían encajando a medida que se levantaba el Macizo de Manzaneda. Tenemos, pues, que para entender la historia medioambiental de Galicia, no basta con tener en cuenta el factor climático. Es necesario poner el acento también en el tectónico dado que la dinámica de bloques no solo ha modificado las formas del relieve sino que también ha transformado las condiciones climáticas de las diferentes regiones de Galicia; propició los contrastes costa/interior y, como no podía ser menos, las nuevas diferencias altitudinales modificaron los gradientes térmicos entre unas regiones y otras lo que, como veremos más adelante, puso las bases para la plasmación desigual del clima tanto en el pasado como en el presente.

En la actualidad Galicia forma parte de un margen estable del continente europeo. Gracias a los estudios realizados hasta estos momentos por E. Tex (1981), J.L. Auxietre & J.P. Dunand (1978), J.R. Vanney *et alli* (1979), G. Boillot (1984), Comas, M.C, Boillot, G. *et alli* (1986), H. Rojouan (1987) podemos comprender, en gran medida, las causas de la dinámica tectónica.

Los márgenes continentales estables son antiguos límites de placas. La zona de transición continente-oceáno se forma, en el comienzo mismo de la divergencia de dos placas que llevan corteza continental, cuando se sitúa entre ellas una estrecha banda de litosfera oceánica. Más tempranamente todavía, antes de la acreción oceánica, la distensión de la corteza continental provocó la aparición de una estructura particular, verdadero “embrión” del margen estable, el “*rift* continental” (G. Boillot, 1984). La existencia de dos *rifts*, uno situado en el actual Golfo de Vizcaya y otro separando la Península de América del Norte marcarían el inicio de la etapa fundamental de la génesis del Atlántico y de la evolución geotectónica de Galicia. Según los estudios realizados por J.R. Vanney *et alli* (1979), a comienzos del Mesozoico se inició una fase de *rifting*, de separación, de los continentes. Durante el Jurásico o Cretácico inicial se produjo la separación de la Placa Ibérica de la americana. La consiguiente apertura dió lugar a la etapa “oceáno estrecho” que motivó el hundimiento de bloques en la plataforma gallega de la que quedaron restos aislados. La plataforma actual es estrecha, unos 50 km de ancho y unos 160-200 metros de profundidad y está limitada por el talud continental que desciende hasta los 2000 metros en una amplia plataforma intermedia. Las montañas marinas dominan el relieve submarino por el oeste: montañas de Porto, Vigo, Vasco de Gama o Banco de Galicia. La plataforma continental del noroeste de la Península tiene características litológicas semejantes a las regiones continentales. Está compuesta por un substrato cristalino y metamórfico recubierto por sedimentos secundarios y terciarios. La apertura del Atlántico a partir de un *rift* ha engendrado, como ya ha comentado Pannekoek (1966,

1970) toda una red de fracturas N-S. Muchas de ellas han desaparecido bajo las aguas aunque se intuyen en la plataforma continental, y otras están presentes en Galicia. Es el caso de la red de fracturas que sigue la depresión meridiana entre Carballo al Norte, y Tui al Sur, o las que siguen los ríos Tea, Gallo, cerca de Cuntis, el río Avia, en el Ribeiro y, más al E, la depresión de Monterrei que se continúa hacia Chaves en Portugal.

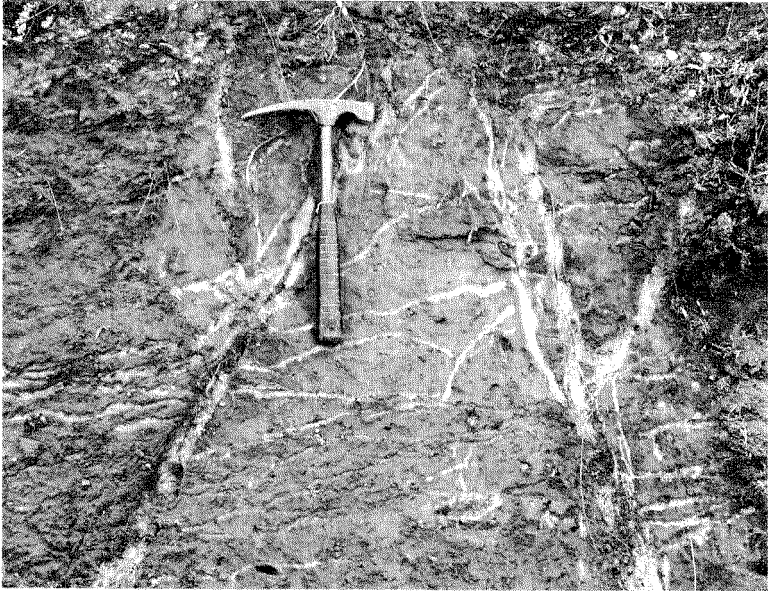
Durante el Cretácico superior se inició la apertura del Golfo de Vizcaya. Ello tuvo que influir sin duda en revitalizar toda la extensa red de fracturas que se habían generado durante la orogenia Hercínica, especialmente en sus etapas finales. Durante un tiempo la Placa Ibérica se individualizó de la Placa Euroasiática abriéndose un canal de comunicación entre el Atlántico y el Mar de Thetys. Posteriormente este canal desapareció chocando las placas Ibérica y Euroasiática dando comienzo a la orogenia Alpina. En el Eoceno el margen atlántico se volvió inestable, al producirse el estrechamiento del Golfo de Vizcaya, lo que provocó una sucesión de levantamientos y hundimientos de bloques ya marcados por la red de fracturas existente, generada, en parte, durante la orogenia hercínica. A finales del Eoceno o comienzos del Oligoceno, el proceso de colisión entre la placas Ibérica y Euroasiática se detuvo con lo que se producirían nuevos momentos de descompresión tectónica. Los datos aportados por H. Regnaud y F. Rojouan (1990), apuntan en la misma dirección. La presencia de aplanamientos, depresiones y valles encajados están en íntima relación a este juego de bloques que se ha desarrollado en el margen continental siguiendo, en muchos casos, las líneas marcadas durante el Hercínico, y que, con mayor o menor vitalidad, ha continuado hasta los inicios del Cuaternario.

#### 4. PROCESOS GEOMORFOLÓGICOS Y RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL DURANTE EL TERCIARIO

En Galicia existen numerosos lugares en los que se han acumulado depósitos durante el Terciario. Son conocidos, por su importancia energética, los lignitos de As Pontes de García Rodríguez y Meirama, o las acumulaciones arcillosas de la Terra Cha, Terra de Lemos, Valdeorras o Maceda. Nosotros vamos a centrar nuestro análisis en la Depresión de Maceda enmarcada dentro del territorio en el que hemos llevado a cabo diferentes estudios (Pérez Alberti, 1982, 1991, 1993). Ello nos ha permitido reconstruir los paleoambientes y conocer la sucesión de procesos de edafogénesis y morfogénesis. Hasta nuestra investigación, la cuenca había sido estudiada por diversos autores. Así Brell (1972,1975), Brell y Doval (1974,1979) y Martín Serrano (1980) analizaron la mineralogía de los depósitos terciarios; Ferragne (1972) e IGME (1974), elaboraron mapas geológicos a distintas escalas no sólo de la depresión sino también de su entorno; Nespereira (1981) se centró en el estudio de las antiguas explotaciones mineras existentes. Romero Franco *et alli* (1983) ha estudiado la mineralogía de las arcillas a partir de nuestra cartografía de las formaciones sedimentarias (1982).

En Maceda hemos diferenciado cinco formaciones sedimentarias (Pérez Alberti, A. 1982) que presentan facies distintas y que se encuentran, con una mayor o menor ampli-

Fig. 8. Formación Pías.



tud, en el fondo de la depresión y, en menor medida, en sus bordes orientales. Son, de más antigua a más reciente, las formaciones Pías, Veigacha, Arnuide, Niñodagua y Baldrei.

La *formación Pías* la encontramos en el borde oriental de la depresión, sobre todo en el entorno de la aldea de Pías, a una altitud de unos 700 m aproximadamente y en lugares muy concretos situados más al norte y sur. En los cortes abiertos por las carreteras que unen Baldrei con Arnuide y Pías con Maceda, frente a la aldea citada, en una ladera que asciende suavemente hacia la Serra de San Mamede, se puede ver un buen ejemplo (Figura 8). Se trata de un depósito de unos cuatro metros de potencia, con una coloración rojo intenso, compuesto por cantos heterométricos de esquisto muy alterado, y de cuarzo y cuarcita angulosos, englobados dentro de una matriz limo-arenosa. Los cantos forman bolsadas de tamaño variable que, por lo general, no suelen superar el metro de diámetro. Una de las características más sobresalientes que se observan en los diferentes cortes son las numerosas grietas que rompen vertical y horizontalmente los depósitos y que se encuentran rellenas de arcillas con una coloración ocre. Las grietas no suelen superar los 10-15 cm. de ancho.

Los datos de campo y de laboratorio parecen indicar, por una parte, una deposición subacuática con corrientes de agua muy débiles, o sea en un medio poco o nada agitado. Por otra, un fuerte grado de alteración de los materiales. La abundancia de caolinita y la presencia de goethita muestran una meteorización intensa desarrollada bajo una densa cubierta vegetal, lo que conlleva la desaparición de los minerales alterables. Ello, junto con las características de deposición, nos hace pensar en la existencia de unas condiciones climáticas más cálidas y húmedas que las actuales, que se situarían en un relieve menos contrastado que en la actualidad, con una zona deprimida en la que existirían zonas enchar-

cadadas y unas laderas más suaves lo que permitiría una intensa edafogénesis y una circulación de agua muy tranquila que explicaría el transporte de las partículas finas. Ocasionalmente, debido a la abundancia de precipitaciones, se producirían coladas de barro que se intercalarían entre las fracciones finas. Estos datos, soliflucción, grietas y alternancia de humedad, pueden relacionarse con un clima de estaciones contrastadas. Esta secuencia se habría producido durante diferentes fases. Posteriormente, el levantamiento del bloque del Rodicio, desmembraría la formación que quedaría emplazada en una zona de ladera, en un lugar que facilitaría su desmantelamiento o, como se puede observar cerca de Arnuide, pista que desciende desde la carretera Baldrei-Arnuide, su fosilización por otros materiales más recientes. La formación Pías supone el inicio de la sedimentación en la cuenca de Maceda. Materiales semejantes se encuentran también, más al este, en el sector de Montederramo. Un dato de gran importancia paleoclimática es que, tanto en la formación Pías como en Montederramo, aparecen suelos *fragipan*, caracterizados por un entramado de grietas horizontales y verticales, de colores amarillentos, indicadoras de condiciones de *permafrost*, posteriores a la deposición (Figura 9).

La *formación Veigacha* aparece a lo largo y ancho de la cuenca. La potencia vista en diversos lugares se sitúa entre los 10-15 metros, aunque hay que suponer una mayor profundidad. En la aldea de Veigachá se encuentran los cortes más característicos, situados en el sector centro-noroccidental de la depresión (Figura 10). En este lugar, emplazado a unos 500 metros de altitud, existen varias canteras. Se trata de depósitos arcilloarenosos con intercalaciones de estratos ricos en materia orgánica. De muro a techo se observan estratos intercalados de arcillas verdoso-grisáceas, arenas y arcillas muy ricas en materia orgánica, repitiéndose la serie varias veces. Los estratos tienen, por lo gene-



Fig. 9.  
Montederramo.

Fig. 10.  
Formación  
Veigacha.



ral, unos 5 grados de buzamiento. Existe una buena estratificación siendo perfectamente visibles grietas de desecación, posteriormente rellenas por arenas, y bioturbaciones. Ocasionalmente aparecen costras ferruginosas que no llegan a cementar a los materiales, relacionadas, sin duda, con las oscilaciones de la capa freática. En lugares muy concretos existen materiales de color burdeos y amarillentas que contrastan con los grises verdosos del resto. Fosilizando a la formación Veigachá hallamos materiales de la que hemos denominado formación Niñodagua y que analizaremos posteriormente. Su contacto es erosivo.

Al inicio de la subida al Rodicio, era posible observar hasta hace poco tiempo otro corte en la margen izquierda de la carretera Ourense-Ponferrada, muy cerca de la desviación que se dirige a Xunqueira de Espadañedo, a unos 680 metros de altitud. La potencia vista era de aproximadamente 4 m. Actualmente se encuentra tapado debido a los problemas de inestabilidad de los taludes que generaba. En este lugar se podían ver dos unidades diferentes. Hacia el oeste, sector de Xunqueira de Espadañedo, aparecían unas características semejantes a las que acabamos de describir en Veigachá aunque con una estratificación menos clara. Sin embargo la alternancia de arcillas, arenas y capas de arcilla muy rica en materia orgánica era nítida. Por el este, hacia la falla del Rodicio, aparecía otro corte en el que la estratificación ya no estaba presente y en su lugar se encontraba una facies más masiva con dominio absoluto las arcillas ricas en materia orgánica. Separando los dos sectores se podía ver una falla. Todo el conjunto se hallaba fosilizado por la Formación Niñodagua. Los rasgos superficiales indicaban que había habido movimientos tectónicos posteriores a la deposición de los diferentes materiales.

Más al sureste, en el sector oriental de la actual depresión, muy cerca del escarpe de falla del Rodicio, en un lugar próximo a Paioso, nos encontramos con una cantera

—actualmente abandonada— en la que los cortes presentan características semejantes al corte oriental del Rodicio. Situado a unos 640 m de altitud, su potencia vista era de unos 10 metros. Se observaban arcillas masivas, muy ricas en materia orgánica. No se veían huellas de transporte, ni grietas de desecación ni bioturbaciones. Las líneas de diaclasación por cambios de volumen eran frecuentes. Se observaban, por otra parte, hidroturbaciones. El depósito aparecía fosilizado por materiales aluviales. Igual que en Veigachá entre ambos existen huellas claras de erosión. Y, como en Pias, en su parte superior, vuelve a aparecer el *fragipan*.

Más al sudoeste, en la carretera que desde el Santuario de Os Milagros se dirige a Baños de Molgas a unos 560-570 m de altitud, podemos analizar otro corte abierto en la formación Veigachá, de unos 7 m de potencia, en el que los estratos de arena y arcillas se intercalan. La coloración predominante es la grisácea-verdosa. Como en otros lugares, el depósito se halla fosilizado por la Formación Niñodagua que se encuentra prácticamente desmantelada. Ligeramente más al norte, en el margen izquierdo de la carretera de Maceda a Os Milagros, a unos 570 m de altitud la formación ofrece la alternancia de arenas y arcillas, con predominio de las primeras. Se observan estratificaciones cruzadas y costras de hierro. Nos hallamos, pues, en una área en la que, debido a la alternancia de distintos niveles de agua, se producirían fenómenos de humedad/desecación adquiriendo el depósito, en algunos lugares, una coloración violácea.

La características mineralógicas y sedimentológicas de los materiales llevan a pensar, en primer lugar, que los sedimentos se han depositado en una área lacustre y serían productos de alteración de los materiales de los bordes de la depresión. El nivel de las aguas no sería estable y variaría con frecuencia. Sería un lago, pues, con oscilaciones lo que facilitaría, por una parte, la aparición de grietas de desecación y por otra, el establecimiento de plantas, lo que explicaría las bioturbaciones. Si el lago era poco profundo, durante las estaciones secas muy fuertes, no cada año, podía desecarse lo que provocaba un agrietamiento de los materiales. En segundo lugar, la existencia de estratos arenosos, con estratificaciones cruzadas y aportes de gravas, nos lleva a pensar en la existencia de pequeños conos torrenciales que arrastrarían elementos más groseros de la capa de alteritas y que se emplazarían, posiblemente, en condiciones subacuáticas, encima de los materiales de decantación rellenando las grietas de desecación. Por otra parte, la existencia de costras ferruginosas y coloraciones rojizas estaría también en relación a los cambios en el nivel de las aguas lo que produciría fenómenos de oxidación/reducción. La abundancia de caolinita y goethita indican existencia de fuertes procesos de alteración. Parece evidente, pues, que los materiales que componen la formación se han depositado en una zona lacustre de una profundidad variable en condiciones de clima tropical húmedo, con estación seca lo que favorecería, por una parte, la alteración de los materiales y su posterior lavado por las aguas superficiales y, por otra, fenómenos de oxidación/reducción. La existencia de gran cantidad de caolinita en las arcillas nos demuestra una fuerte meteorización química y una suavidad del relieve lo que propiciaría que, en su conjunto, predominase la edafogénesis sobre la morfogénesis. Sin embargo, la existencia de capas

de arena y grietas de desecación, indica la presencia de momentos de sequía y de lluvias más episódicas que favorecerían el arrastre de los materiales más groseros. Un clima tropical, en sentido estricto, se caracteriza por el contraste entre una estación de lluvias y otra seca. Los tropicales secos suelen estar afectados por irregularidades de lluvias multianuales.

La existencia de arcillas masivas, tanto en el sector oriental de la subida al Rodicio como en Paioso, nos plantea un problema paleogeográfico. El hecho de que no aparezcan interrupciones en la sedimentación parece indicar que nos encontramos en el fondo de la cuenca de sedimentación. Ello supone que *estratigráficamente* estas áreas se hallan *más bajas* que la de Veigachá (Pérez Alberti, 1991). Ello da fe de un hecho de gran importancia a nuestro entender: la existencia de movimientos tectónicos que han basculado ligeramente algunos materiales de la formación y, lo que es de gran importancia, los han levantado, o sea fenómenos tectónicos recientes, o neotectónicos. Así, materiales de idéntica facies se encuentran separados entre sí más de 100 metros en altitud sin que, en absoluto, se trate de estratos con fuerte pendiente cortados a diferentes alturas. Se trata de materiales de estratificación horizontal o con débil buzamiento. Tenemos pues que, posteriormente a la deposición de los materiales de la formación Veigachá, la cuenca habría sido movida y los materiales desmembrados, junto con los de la formación Niñodagua como veremos a continuación. Ello habría sucedido cuando el bloque del Rodicio se levantó. Este hecho explica la existencia de fallas nítidas en los depósitos próximos al escarpe de falla actual.

La *formación Arnuide* se ha depositado en el sector sudeste de la depresión, muy cerca de Os Milagros, o sea en las proximidades de los lugares que acabamos de citar. Nos encontramos a una altitud que varía entre los 560 y los 580 metros, con una formación detrítica de unos 10 metros de potencia vista, en los mejores afloramientos. Está compuesta por gravas de cuarzo y cuarcita, angulosos, y de tamaño heterométrico, destacando el tamaño grava aunque también se observan lentejones de arenas y limos. Son frecuentes las estratificaciones cruzadas y, en ocasiones, se observan paleocanales de materiales más rodados. Los cortes y rellenos (*cut and fill*) son dominantes (Figura 11). También es posible ver costras de hierro cementando a los cantos, especialmente en los bordes de Os Milagros. Todo el conjunto ofrece una coloración blanco-grisáceo, aunque, ocasionalmente, dominan las coloraciones ocre. Al analizar toda la formación se observan dislocaciones anormales. El mejor afloramiento se encuentra en el campo de fútbol. En un corte cercano a Arnuide se puede ver como los materiales de esta formación se superponen a los de la Formación Pías. Todos los rasgos de los depósitos de la Formación Arnuide indican claramente un origen aluvial. Geomorfológicamente hay que hablar de un abanico aluvial que se acuñaría hacia el sudoeste de la cuenca. Podemos hablar de depósitos acumulados por el paleo-Arnoia.

La *formación Niñodagua* fosiliza en muchos lugares a la Formación Veigachá (Figura 12). Su extensión es, pues, considerable. Actualmente se pueden observar amplias áreas en las que esta formación todavía está presente. Son, entre otras, la que se encuen-

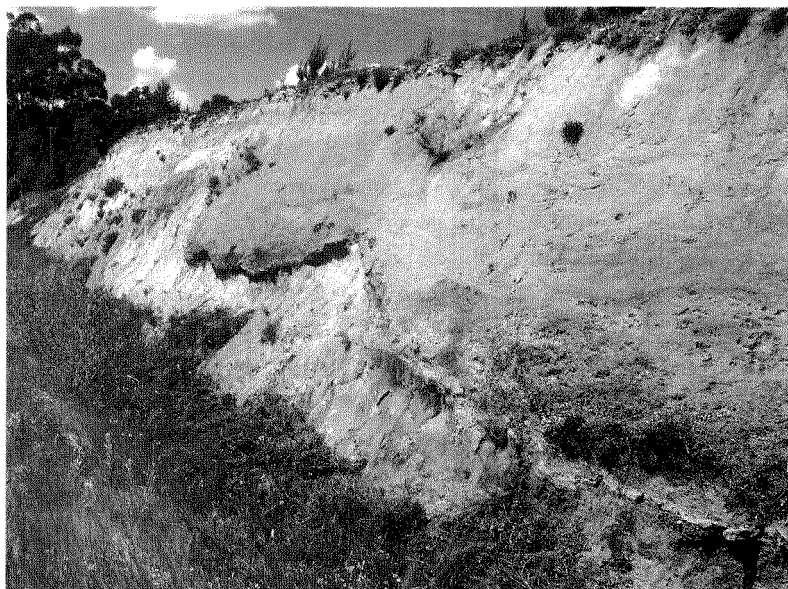


Fig. 11.  
Formación  
Arnude en Os  
Milagros.



Fig. 12.  
Formación  
Niñodagua.

tra situada al Este del río Niñodagua, entre su cauce y el del Covelo, el sector Baldrei-Tioira, al Sur del Río Tioira, en el Monte Medo, en donde se asienta el Santuario de Os Milagros y más hacia el sudoeste, en los cerros conocidos como Corno y A Chaira. Su altitud varía de un sector a otro. En el primero de los comentados se sitúa a 570 m, en el segundo a 570 m, en Os Milagros y Chaira a 590 m, lo mismo que en el sector de Pías, en el sector sudeste. Por ejemplo, en Veigachá, en el mismo lugar que hemos citado al

hablar de la formación de este nombre, a una altitud de 570 m se encuentran cortes muy representativos. Se trata de depósitos cuya potencia varía de un lugar a otro, aunque no suele superar los dos metros. Se compone de cantos heterométricos de cuarzo y cuarcita con tamaños que pueden llegar a los 40 cm. Normalmente no suelen superar los 15-20 cm. Los cantos están ligeramente redondeados y se encuentran englobados en una matriz limosa. Algunos se hallan penetrados por hierro. El exterior aparece lixiviado mientras en el interior se puede ver una aureola de color rojizo. Excepcionalmente se encuentra algún canto de granito muy alterado. Todo el conjunto ofrece coloraciones ocre-rojizas. El contacto entre la Formación Veigachá y la Niñodagua es erosivo, como ya se hemos comentado. El análisis granulométrico muestra la existencia de un material tremendamente heterométrico. Se puede interpretar como aguas fangosas que habrían retomado los cantos de cuarzo y cuarcita y denudado localmente el substrato, arrancando fragmentos de granito que se habrían alterado posteriormente.

Más hacia el nordeste, cerca de Baldrei, a medio camino entre Baldrei y A Costa, por la carretera que desde aquella localidad llega a Arnuide, se puede acceder por sendas a calicatas en las que se puede ver la Formación Niñodagua. Se sitúa en este caso a la misma altitud de Veigachá: 570 m. Su potencia vista es de nuevo del orden de los 2 m. También muy cerca de la aldea de Pías se halla otro buen corte, de los muchos que es posible analizar a lo largo y ancho de la depresión. Se accede a él por la pista forestal que va desde Pías a Os Milagros y se halla a 600 m de altitud. El tamaño de los cantos suele ser menor, abundando los de pequeño tamaño, entre 5-10 cm

La Formación Niñodagua tiene, a nuestro entender, un claro origen aluvial. Se trata de un glacis de derrame. La depresión de Maceda sería un lugar de tránsito para estos materiales que tienen su área fuente en el norte y que se desparramarían por el fondo de la depresión que generaría un nivel de base local. Estaríamos en presencia de un clima seco en el que se producirían ocasionalmente trombas de agua de gran intensidad que, aprovechando la débil pendiente y la amplitud de la cuenca, se expandirían los materiales sin clasificar, heterométricos. El escaso rodamiento de los cantos y su penetración por hierro indica un clima contrastado con una estación seca. El hierro pasa así de estar hidratado a poco hidratado. Posteriormente se produjo un fenómeno de lixiviación. Todo ello indica que es una formación antigua que ha estado sometida a cambios climáticos. Posteriormente a su deposición el glacis de Niñodagua ha sido levantado, junto con las demás formaciones ya analizadas. Ello explica que lo encontremos a altitudes tan dispares pero siempre asociado a la formación Veigachá.

La *formación Baldrei* aparece mucho más discontinua que las anteriores. Se localiza en diferentes lugares del sector oriental de la depresión de Maceda y, sobre todo en el área de Casetas de Rodicio. El primer corte que localizamos se encuentra cerca de la aldea de Baldrei, de ahí el nombre. Se trata de un depósito de unos dos metros de potencia vista, discontinuo en el espacio, que se ubica en la margen occidental de la depresión, cerca del escarpe del Rodicio, en un lugar en el que la pendiente se suaviza. Está compuesto por cantos angulosos de cuarzo y cuarcita y de esquisto poco alterado embutidos en una

matriz limosa. En otros momentos estos materiales se han explotado por su riqueza en estaño. Uno de los cortes más representativos de la formación aparece en el lugar de Casetas do Rodicio a 960 m, encima de una ladera suavemente inclinada hacia el nortenordeste, enmarcada dentro del nivel aplanado de los 1000 metros. El depósito está compuesto por cantos de cuarzo y cuarcita angulosos, con algunos de esquisto poco alterado, dentro de una matriz limosa. Los cantos no suelen adquirir gran tamaño, predominando los de 10-15 cm. La potencia visible supera los 2 m y los materiales presentan unas coloraciones ocre-rojizas. El área fuente parece ser el sur. Estamos, pues, ante un material de ladera que se ha depositado en clima seco con lluvias muy irregulares, torrenciales y violentas que arrastraría los materiales de alteración y trozos de roca fresca. De ahí su composición granulométrica y mineralógica.

Tras el análisis sistemático de toda la depresión hemos podido comprobar que la formación Pías aparece cortada por la formación Arnuide y que esta se interestratifica en la formación Veigachá quien, a su vez, se halla fosilizada por la Niñodagua, observándose entre ambas una clara discordancia erosiva. La formación Baldrei fosiliza en algunos lugares a la formación Niñodagua. Todo ello nos lleva a la conclusión de que la secuencia estratigráfica sería la siguiente: Pias-Veigacha-Arnuide-Niñodagua-Baldrei.

Topográficamente, sin embargo, se observa como las formaciones Veigachá y Niñodagua se encuentran asociadas en lugares de distinta altitud. Así los cortes abiertos en los depósitos en Veigachá, como ya hemos indicado, se encuentran a 570 m. Sin embargo el corte de Pías se halla a 600 m, el de A Chaira a 590 y el de Paioso a 640 y, lo que es más llamativo, hemos hallado materiales pertenecientes a la formación Veigachá en A Costa por encima de los 700 m. O sea que entre el lugar más bajo y el más alto hay 130 metros de diferencia y no se trata de sedimentos de ladera. Si los materiales de esta formación se han depositado, como es lógico, a la misma altitud en un medio lacustre, y ello lo demuestra su disposición horizontal o subhorizontal, es evidente que, con posterioridad a su deposición, han sido movidos hacia arriba en relación a las fallas existentes en la zona. Al analizar los diferentes cortes ya mostrábamos nuestra extrañeza por hechos como el encontrar materiales estratigráficamente (y lo subrayamos) a mayor altitud que otros que, teóricamente, debían estar encima. Está claro, pues, que los depósitos han sido levantados. ¿En que momento han sido movidos?. ¿Durante el Plio-cuaternario?. En este caso la fase causante de ello habría podido ser la Rodánica. Es difícil decirlo con exactitud. Serán necesarias posteriores investigaciones antes de pronunciarnos. Sin embargo, lo importante, es el hecho de la existencia misma de los depósitos que demuestran con claridad la evolución paleoambiental del sector.

#### **4.1. Dinámica geomorfológica y evolución paleoclimática durante la segunda mitad del Terciario e inicios del Cuaternario**

Según Tricart (1965,1977,1981) en cada dominio climático se desarrollan una serie de procesos elementales y complejos que constituyen su sistema morfogenético caracte-

rístico. Por ello, si bien es cierto que un mismo tipo de arcilla se puede haber originado en condiciones climáticas diferentes en función del parámetro tiempo, no lo es menos que los procesos geomórficos que se engendran bajo condiciones templadas no son los mismos que aquellos que se desarrollan en climas de tipo tropical. Así, las facies sedimentaria de la formación Pías indican unas condiciones muy diferentes de las actuales, en las que la intensa meteorización favoreció la génesis de una gruesa capa de alteritas. Durante un largo periodo de tiempo los materiales del entorno de Maceda estarían sometidos a unas condiciones climáticas caracterizadas por la humedad, o sea unas condiciones con predominio de la edafogénesis. Para la puesta en marcha de los materiales han sido necesarias abundantes precipitaciones (en la actualidad la media anual ronda los 800 mm). La granulometría de los depósitos demuestra que su transporte ha sido suave y que se han sedimentado en un medio palustre. Por otra parte las bolsadas con cantos de esquistos, muy alterados en la actualidad, indican la existencia de coladas de soliflucción propias de climas con precipitaciones irregulares, con alternancia de sequías y lluvias fuertes, excepcionales en un medio templado.

La formación Veigachá es claramente lacustre lo que indica que ha tenido que formarse en unas condiciones que se caracterizarían por la existencia de aguas remansadas. En ellas se irían emplazando los distintos materiales que serían arrastrados por las aguas que desembocaban en la depresión. Ello supone, en primer lugar, la existencia de unas condiciones de edafogénesis intensa, vinculadas a agua abundante que favoreciese el arrastre de partículas finas que se irían depositando, por decantación, en áreas pantanosas existentes en el fondo de la depresión y, en segundo lugar, la presencia de una intensa cubierta vegetal que facilitara el aporte de materia orgánica de forma que se pudieron formar los estratos ricos en materia orgánica.

La formación Arnuide se trata de un abanico aluvial, generado por las aguas del paleo-Arnoia, que arrastraría los restos de la meteorización. Su área fuente estaría en el sector oriental, zona de dominio de rocas metamórficas ricas en filones de cuarzo y cuarcita. Su secuencia deposicional indica cambios frecuentes en la sedimentación, con capas en las que dominan las gravas, otras en las que son más abundantes las arenas y unas terceras, de cantos rodados, que indican un rasgo más fluvial, típico de las clásicas derivas que se producen en la circulación del agua en los abanicos aluviales.

La formación Niñodagua supone un medio climático diferente. Mayor torrenciabilidad y menor alteración. Sin embargo las aguas fangosas que transportaron los materiales a lo largo de la depresión, depositándolas encima de la formación Veigachá, arrastrarían las capas de alteritas e, incluso, materiales frescos. La existencia de granitos, meteorizados con posterioridad, así lo confirma. Lo mismo ocurre con la formación Baldrei que parece haberse formado en condiciones de aguas escasas y torrenciales arrastrando la capa de alteritas y la parte superior de la roca fresca o poco alterada.

Pensamos que la cuenca comenzaría a abrirse a partir del Eoceno. Para ello el bloque occidental bascularía hacia el este mientras que el oriental se iría levantando siguiendo la red de fallas de O Rodicio, O Castelo y Baños de Molgas. Comenzaría así a for-

marse una clara cuenca intramontañosa asociadas a las de A Limia, Monterrei y, lo que es de resaltar, Montederramo. Como muy bien apunta Tricart (1968) estas cuencas son frecuentes después de una fase orogénica. Junto con la apertura de la depresión hay que resaltar la existencia de un clima con un predominio claro de la edafogénesis. De la facies sedimentaria y de los estudios realizados por otros autores como Nonn (1966, 1969) o Herial (1981, 1982), con los que hay evidentes coincidencias sedimentológicas, deducimos que el clima era tropical, cálido y con abundante humedad. Ello, unido a la desmembración de la red fluvial que se había a causa de los movimientos tectónicos, habría propiciado la formación de una zona lacustre. En ella se depositarían, en primer lugar, los materiales de la Formación Pías al mismo tiempo que materiales semejantes se depositaban en depresión de Montederramo. La subsidencia continuaría, aumentando el área lacustre, lo que propiciaría la deposición de la Formación Veigachá durante una etapa que se situaría entre la apertura de la cuenca y el inicio del levantamiento del Rodicio, posiblemente, a lo largo del Mioceno inferior. Afirmarlo sin poder contar con dataciones precisas es tremendamente arriesgado. El fondo de la cuenca de sedimentación se encontraría situada en el sector occidental de la actual depresión. En aquella zona se irían depositando de manera más continúa, arcillas ricas en materia orgánica. Hacia los bordes la estratificación sería más discontinua alternándose las arcillas, arenas y arcillas muy ricas en materia orgánica, lo que indica que en ciertos momentos las aguas bajarían de nivel y con ello se producirían bioturbaciones, grietas de desecación, etc.. No habría una área fuente precisa; más bien los materiales vendrían de todo el entorno que debía caracterizarse, teniendo en cuenta el tipo de arcillas, por un relieve suavemente ondulado, poco contrastado, lo que permitiría una alteración intensa de las vertientes, o sea un predominio de la edafogénesis. La mayor concentración de agua que descendía del sector en el que se encuentra en la actualidad la sierra de San Mamede, favorecería la génesis de la formación Arnuide, abanico aluvial que se interestratificaría con la formación Veigachá al este de Os Milagros, en el región sudoriental de la cuenca. Después de ello el clima debió volverse más seco lo que motivó la desaparición de la zona lacustre y la aparición de procesos de disección que degradarían los depósitos acumulados; se iniciaría un predominio de la morfogénesis. Ello explicaría la discordancia erosiva entre la formación Veigachá y la Niñodagua. Posteriormente las aguas comenzarían a fluir hacia el Sur. La existencia de una mayor humedad y, posiblemente una mayor inestabilidad tectónica, favorecería la presencia de condiciones de mayor agresividad en el transporte y la génesis de formación del glacis de derrame de Niñodagua. Los cantos penetrados por hierro y las costras ferruginosas, que se encuentran en los materiales de esta formación, como en la de Arnuide e incluso en la parte superior de la Veigachá, indican la existencia de unas condiciones climáticas que no se habrían dado anteriormente. Pensamos que la formación Niñodagua puede ser una etapa inicial de la que, ya en el Plioceno, dará lugar, en un ambiente climático más seco, con aguas más episódicas y torrenciales, asociadas a un momento de inestabilidad tectónica que originarán toda una amplia serie de abanicos

entre los que se encuentran los depósitos de Las Médulas y Caldesiños, en Viana do Bolo. Podemos situarla en una etapa Mio-Pliocénica.

En estos momentos serían levantados los sedimentos de Pías, Arnui de, Veigachá y Niñodaguia cuando se revitalizaron las fracturas de la cuenca de Maceda: O Rodicio, A Costa y Baños de Molgas entre otras. Hay que decir que la neotectónica ha durado, por lo menos, hasta el inicio del Cuaternario. Con posterioridad, en el Cuaternario antiguo, se formarían glaciares, como los que darían lugar a los depósitos de la formación Baldrei o el de Sas de Penelas que no hemos descrito. En aquellos momentos el clima debió caracterizarse por su sequedad. Posiblemente podamos hablar de un subtropical seco (un cierto tipo de clima parecido al del Mediterráneo actual con lluvias escasas y torrenciales). Las aguas lijarían las vertientes arrastrando los materiales de alteración terciarios.

## 5. LA DINÁMICA GEOMORFOLÓGICA DURANTE EL PLEISTOCENO RECIENTE

No conocemos casi nada de cual ha sido la evolución geomorfológica y, consecuentemente, paleoclimática de Galicia durante el Pleistoceno superior y medio. Por el contrario sabemos que durante el Pleistoceno reciente los hielos dominaron amplios sectores de Galicia. Su acción se ha materializado en un amplio conjunto de formas y depósitos. Unos fruto de la dinámica directa de las lenguas de hielo, los conocidos como glaciares; otros, debido a la acción continuada de los procesos de hielo/deshielo, denominados periglaciares.

### 5.1. Formas y depósitos glaciares

Las formas de origen glaciar son de vital importancia a la hora de analizar la impronta de las lenguas de hielo en un territorio. Dentro de estas se incluyen tanto las de erosión como las de acumulación. Dentro de ellas existen grandes diferencias de tamaño, por lo que es conveniente estudiarlas según diferentes escalas de trabajo. En las áreas investigadas del Noroeste, se encuentra una amplia gama, desde las perfectamente visibles para cualquier observador, hasta aquellas microformas cuya localización es más difícil. No cabe duda de que las formas de erosión más evidentes en el paisaje son los valles glaciares. De todas maneras no siempre los valles con formas de artesa o cuna son de origen glaciar, por lo que su existencia, en principio, no es sinónimo de glaciarismo. Sin embargo, cuando a la forma del valle se le asocia otros elementos morfológicos, como hombreras, umbrales, áreas de sobreexcavación glaciar, rocas pulidas o estriadas etc., se pueden catalogar sin ningún tipo de dudas. Ahora bien, en ocasiones un perfil transversal en uve tampoco es sinónimo de la no existencia de glaciarismo como ya se ha apuntado. Es frecuente en muchas sierras gallegas observar rupturas bruscas en el perfil, tanto transversal como longitudinalmente al valle. Así a sectores de perfil longitudinal suave y trans-



Fig. 13. Valle glacial de Burbia. Ancares leoneses.

versal en artesa o cuna, le siguen otros en los que las laderas se unen en un estrecho *talweg* por el que se precipitan en la actualidad las aguas fluviales.

Son numerosos los valles en los que, pese a no presentar una forma típica, las facies sedimentarias demuestran con claridad la acción del hielo. En Ancares es el caso del tramo gallego del valle de Suárbol-Moreira, en donde aparecen materiales subglaciares, de acreción y de fusión en varios lugares así como restos de una morrena fronto-lateral a 820-850 m de altitud; otro tanto sucede en los valles de Balouta, Ortigal, A Vara o Brego. En O Courel son muy frecuentes los valles en uve. Por el contrario, son escasos en el sector norte del Macizo de Manzaneda, mientras que se muestran muy patentes en el sur, dentro de los Montes do Invernadeiro, valles del río Conso, entre Pradoalbar y Edrada, o de la Ribeira Grande y Ribeira Pequena, así como en la Serra de San Mamede.

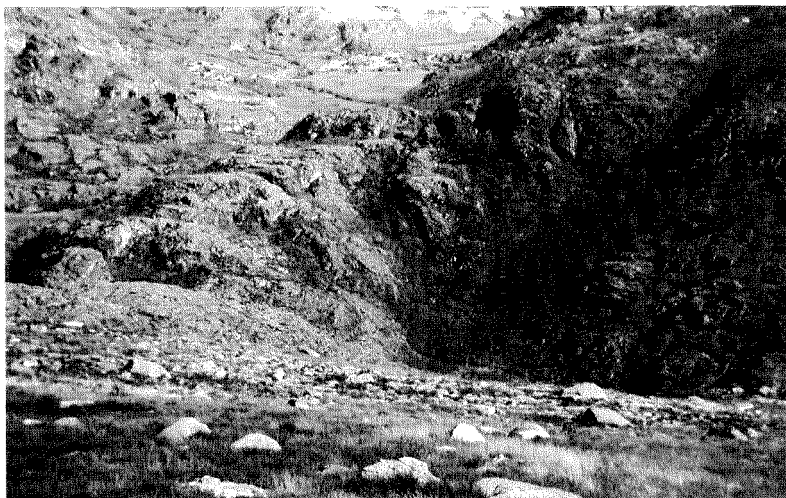
En cualquier caso, dejando a un lado la mayor o menor extensión de las lenguas de hielo, el número de valles de origen glacial típicos en las montañas de Galicia y áreas adyacentes es grande (Figura 13). Los mejores ejemplos con perfil en artesa se encuentran en la vertiente oriental de la Serra dos Ancares, en los valles de Ancares, Balouta, Burbia, Porcarizas y Teixeira; en los septentrionales del macizo de Trevinca, en el sector de La Baña, y en la Serra do Xurés-Gerês, en los valles de los ríos Homem o Coucelinho. Los valles en cuna, con un perfil transversal cóncavo, con paredes laterales de menor inclinación que en el caso precedente, son más abundantes que los anteriores. Destacan los de Piornedo, Suárbol-Moreira, Ortigal y Brego en Os Ancares; Padornelo-Sabugos, Alto do Carballedo y Hospital en O Cebreiro; Queixadoiro en la Serra do Oribio; A Seara, en O Courel; As Lamas-Prada y Chaguazoso en Manzaneda; A Cerveira, en los Montes do Invernadeiro, y A Ponte y Bibeí en Trevinca.

Asociados a muchos valles glaciares se hallan circos que, dentro de las formas glaciares, es una de las más características e indicador seguro de la presencia de glaciares en el pasado (Figura 14). Su tamaño es muy variable oscilando entre los 300-500 m de ancho

Fig. 14. Circo  
glaciar de  
Forcadas. Serra  
de Queixa  
(Ourense).



Fig. 15. Umbral  
glaciar.  
Val do Bibei.  
Cepedelo.  
(Ourense).



en la Serra do Rañadoiro a los 1500 en algunos valles septentrionales del macizo de Trevinca, como los del sector de Morteira Cavada-La Baña. Buenos ejemplos se encuentran, en la Serra dos Ancares, en O Courel, en la vertiente septentrional de la Serra do Oribio y en los valles de Requeixo-Forcadas en la Serra de Queixa. Generalmente los mejores ejemplos, se hallan orientados al norte. En su interior es frecuente encontrar importantes acumulaciones de depósitos periglaciares, del tipo canchal, morrena de nevoro o glaciar rocoso, formados con posterioridad a la desaparición de los hielos. El contacto de los circos con los valles se realiza por medio de umbrales (Figura 15). Se han

observado así mismo umbrales en los tramos medios de los valles de Piornedo, Suárbol, Balongo o Balouta, en Ancares, As Lamas en Manzaneda o Bibeí, en Trevinca, entre otros. Unos son fruto de cambios litológicos, otros de la debilidad tectónica, cuando no del incremento de la competencia del hielo por coalescencia de lenguas. Es común que lleven asociadas formas menores de erosión como rocas aborregadas, pulimentos y estrías. En el noroeste encontramos buenos ejemplos en la mayoría de las sierras. Son claros los umbrales, a modo de paredes, de Manzaneda, en el valle de As Lamas; en los valles de las vertientes norte y oeste de Trevinca; en la cara noreste del pico Cuiña y en las cabeceras de los valles de Suárbol, Barrialín, Tres Bispos, Penarrubia, Burbia y Teixeira en Os Ancares.

En diferentes lugares, las cabeceras de los valles se caracterizan por la existencia de amplios anfiteatros que presentan formas semicirculares y abiertas, con laderas más suaves, fondo por lo general plano y conectados con el valle sin la presencia de umbrales. Pueden observarse en la mayoría de las sierras destacando la cabecera de los valles de Ancares y Porcarizas en Os Ancares, o en el tramo superior de los valles de los ríos Tera y Bibeí en el macizo de Trevinca.

En los sistemas glaciares más complejos, la circulación de las lenguas de hielo por los valles principales ha erosionado con intensidad las paredes laterales del lecho por el que circulaban, originando en ellas un cambio brusco de pendiente, las denominadas hombreras glaciares, que pueden ser utilizadas como indicadores de la presencia de glaciares en el pasado. En ocasiones están acompañadas de formas de acumulación y depósitos sedimentarios glaciares, como morrenas laterales, *tills* de acreción y fusión, o glaciolacustres, originados como consecuencia de la obturación de valles subsidiarios por parte de la lengua principal. Aunque no son muy frecuentes, este tipo de combinaciones de formas y depósitos, se han estudiado en el valle de Ancares, entre las aldeas de Pereda y Teixedo y en el valle de Teixeira, en Ancares; en los Montes de Invernadeiro-Queixa, en los sectores de Os Reiros, Castelo de Cerveira y valle de Tabuazas, y en la vertiente occidental del macizo de Trevinca, concretamente en los valles de A Ponte, A Canda y Bibeí.

Cuando las formas existentes en el momento de la instalación de las lenguas glaciares lo han permitido, se han generado en diferentes lugares de las sierras gallegas valles colgados, formas típicas de sistemas glaciares en los que se producía la coalescencia de lenguas de valles secundarios con la del valle principal, aunque así mismo pueden aparecer en los sectores por los que circulaban lenguas dentro de los complejos tipo cobertera de hielo. El menor volumen de las lenguas tributarias ha impedido la evolución sincrónica del perfil longitudinal de sus valles con respecto a la del que albergaba la masa principal de hielo. A consecuencia de ello, los valles secundarios se unen al principal por medio de un umbral más o menos desarrollado en el que es frecuente encontrar en la actualidad cascadas. Buenas muestras de valles colgados existen en la Serra dos Ancares, tanto en la vertiente occidental como oriental, en la Serra do Courel, valles de Busmayor, Visuña y A Seara; en el macizo de Manzaneda, valle de As Lamas-Prada; en los Montes do Invernadeiro; sector de la Veiga de Verganzo-Pradoalbar-San Mamede de Edrada, o en Serra Calva, caso del valle de A Ponte.

Fig. 16. Pozo do Cuiña.  
Ancares  
leoneses.



Otro elemento morfológico que prueba el paso de los hielos por un lugar son las áreas de sobreexcavación glaciaria que se observan en muchas cabeceras y a lo largo de los valles (Figura 16). Frecuentemente se encuentran asociadas a zonas de intersección de fracturas, a la presencia de rocas más erosionables y/o estratificaciones en contra del flujo de las lenguas. En ocasiones, el drenaje resulta dificultado por la existencia de una barrera morrénica adicional que ayuda a represar el agua de escorrentía, propiciando la presencia de lagos y lagunas acompañados de áreas turbosas. Buenos ejemplos de ello son el Pozo do Carballal, en O Cebreiro; la laguna de A Lucenza en O Courel; el Pozo do Cuiña o Ferreira, los Lagos de Burbia, el Lago Ferrón y las Lagoas do Penalonga en Os Ancares; las lagunas de Ocelo, A Serpe y Lagos de Barxacoba, en Trevinca, o la laguna de As Lamas y ciertas formaciones turbosas de Mormentelos y Chaguazoso en Manzaneda, entre otros. Las áreas sobreexcavadas pueden tener dimensiones muy variables, desde unos pocos metros hasta ocupar el fondo de ciertos circos glaciares.

Formando amplios interfluvios o zonas de divergencia de cabeceras de valles, se emplazan llanuras de cumbre, restos de antiguas superficies de aplanamiento. Su extensión es variable y, en función de ello, su papel como lugar de acumulación. Aunque presentes en la mayor parte de las sierras es en las sudorientales en las que adquieren un mayor desarrollo. En Manzaneda, por ejemplo, se estiran entre el pico de la Cabeza Grande, al norte, hasta el de O Seixo, al sur, en torno a los 1700-1800 m. En el Macizo de Trevinca son dominantes entre los 1700-2000 metros. En ambos casos se observa la acción del paso del hielo en las rocas al lado de sectores en los que todavía pervive una amplia gama de formas graníticas exhumadas. La presencia de estas superficies aplanadas ha propiciado la existencia de amplias coberteras de hielo, más evidente en Trevinca

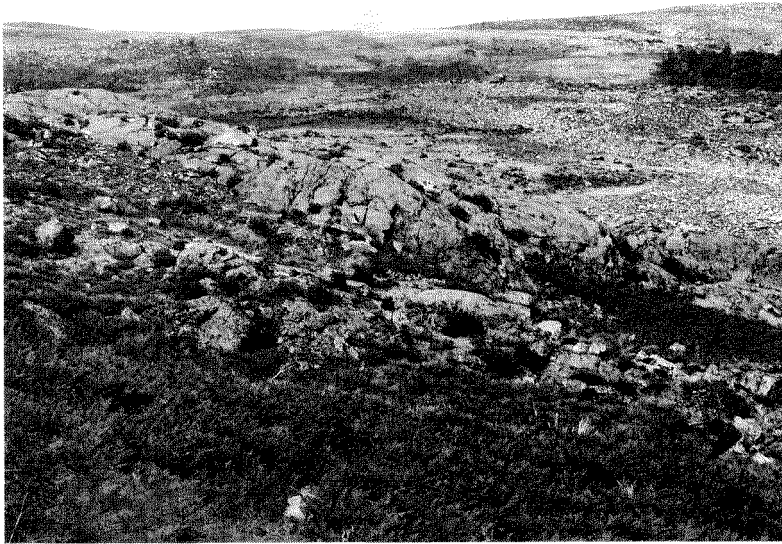


Fig. 17. Rocas aborregadas. Val do Cenza. Serra de Queixa (Ourense).

que en Manzaneda, desde las que se irían encajando lenguas glaciares como las de Sanabria, Bibei, A Ponte o La Baña-Cabrera.

Fruto de la acción abrasiva de los hielos son así mismo las áreas pulidas que se encuentran en diversos lugares del noroeste peninsular (Figura 17). Localmente se aprecia un arrasamiento generalizado. En algún caso, la disposición de los estratos parece haber favorecido por igual la erosión y el modelado; este hecho es visible en la vertiente oriental del cordal que une el pico Cuiña y el alto de Porto Ancares. En otros casos, parecen ser razones de dinámica local de las masas de hielo las responsables, pues se localizan en antiguas difluencias glaciares. Así, en el sector de Castelo de Cerveira, en los Montes do Invernadeiro, la lengua procedente del valle del río Cerveira, cuyo origen se situaba entre los Altos dos Malladaís y el pico Seixo, remontó la cresta que une el Castelo de Cerveira con el propio Pico Seixo, efectuando una labor de pulido claramente visible en la parte final de este cordal. Un hecho semejante parece haber ocurrido en la cabecera del valle de Busmayor, en la vertiente leonesa de O Courel, y en la cabecera del río Cabrera, valles de los arroyos de La Baña y del Campiello, que señalan la circulación en contra de la pendiente de las masas de hielo acumuladas en el entorno del Alto de Fonteda Cova, en Trevinca. Áreas en las que el lijado es evidente también se encuentran en los límites noroccidentales de la Serra dos Ancares, en el cordal que une el Pico Miravalles y la cabecera del valle de Fornela (León), en donde, las masas de hielo procedentes de dos circos bien definidos han sido obligadas a circular por sendos collados y se han dividido en dos, o en el área de O Mouzo, en el valle de Balouta. También aparecen restos de pulimentos de menor extensión en los circos de los picos Cuiña, Miravalles, Pico dos Charcos, Corno Maldito, Tres Bispos y Penarrubia, tanto en su vertiente gallega como leonesa, en Os Ancares. Igualmente son frecuentes en los valles de A Seara (O Courel),

Chaguazoso (Macizo de Manzaneda), Pradoalbar (Montes do Invernadeiro) y Arroyo da Canda (Serra Calva).

Más difíciles de ver, dado que la dinámica posterior ha borrado su presencia, son las formas menores de erosión glaciar que evidencian de manera muy nítida el paso de los hielos. Se han encontrado en prácticamente todos los valles glaciares aunque se han mantenido mejor sobre rocas metamórficas y filonianas. En muchos casos es posible visualizarlas muy bien conservadas, con independencia del tipo de roca sobre la que se encuentren, en los lechos rocosos que hayan quedado recubiertos de sedimentos glaciares. Por ejemplo, es posible observar estrías y acanaladuras, fruto de la fricción de los clastos que transporta el glaciar en su base y márgenes originando numerosas incisiones en la zona de contacto con el lecho rocoso (Figura 18). Los mejores ejemplos aparecen en la Serra dos Ancares, en el valle de Piornedo, sector de Cabana dos Extremeños, o en el sector del Pozo del Cuiña, en la cabecera del valle de Ancares. Son difíciles de detectar en áreas graníticas en donde los procesos de meteorización de las rocas las enmascaran.

La coalescencia de valles ha dejado aislados picachos rocosos, cumbres en pirámide (*horns*) que presentan laderas abruptas y aristas quebradas y estrechas. Los ejemplos más significativos los encontramos en la Serra dos Ancares, en los montes Miravalles, Corno Maldito, Penarrubia y Surcio; en el pico Formigueiros (Serra do Courel) y en varias cumbres del macizo de Trevinca (Pena Survia, Pena Trevinca y Pena Negra).

Fruto del paso de los hielos y sedimentos son las rocas aborregadas. Son especialmente abundantes en las inmediaciones de umbrales y laderas abruptas y sobre rocas resistentes, como cuarcitas o rocas graníticas. Su tamaño varía entre uno y varios cientos de metros de longitud, presentando diseños de planta elípticos; asociadas a ellas aparecen microformas como estrías y superficies pulidas. Excelentes ejemplos de aborregamientos



Fig. 18. Roca estriada. Val de Piornedo. Ancares lucenses.



Fig. 19.  
Morrena  
glaciar.  
Chaguazoso.  
Serra de  
Queixa  
(Ourense).

los tenemos en la Serra dos Ancares, en la cabecera de los valles de Balouta, Suárbol y Piornedo, entre Campa Redonda y Cabana dos Extremeños, en el valle de La Fornela; en la Serra do Courel aparecen en el circo NE del pico Formigueiros; en Manzaneda son muy significativos los ejemplos observables en las inmediaciones del inicio del arroyo de As Lamas, mientras que en Trevinca son extremadamente comunes en cualquiera de sus cabeceras, destacando el triángulo Porto de Sanabria-Barxacoba-Pías, en el valle del Bibei, a lo largo y ancho del complejo glaciar de Sanabria y en el alto Xares.

Si la variedad y cantidad de formas de erosión glaciar prueban la importancia del desarrollo del glaciario en el noroeste peninsular, otro tanto sucede en lo referente a las formas de acumulación glaciar y los depósitos sedimentarios asociados a ellas. Tal como señalan Veiret (1979) y Dreimanis (1988) entre otros el término morrena se aplicó a formas de relieve y también al sedimento que contenían, aunque el uso habitual ha hecho del término genético “morrena” un vocablo que designa ante todo una forma. El término “*till*” se reserva para la clasificación genética de un sedimento de origen glaciar (Sugden & Jhon, 1976; Veiret, 1979; Dreimanis, 1988; Lundquist, 1988; Goldthwait, 1988, entre otros). Así, según Veiret (1979) el término *till* permite caracterizar los aspectos sedimentológicos de una formación glaciar, mientras que la noción de morrena designa una forma, una topografía particular del *till*. Nosotros utilizamos el término “morrena” para referirnos a las formas de acumulación glaciar según su posición con respecto al flujo del hielo, es decir: frontales, laterales o de fondo (Figura 19).

Los materiales de origen glaciar que se encuentran en las sierras gallegas muestran una gran variedad de facies así como una marcada diversidad granulométrica. Por una parte es frecuente encontrar depósitos matriz-soportados que pasan vertical u horizontalmente a clasto-soportados que indican con claridad como en el frente glaciar tanto se pro-

ducen movimientos en masa con predominios de cantos (“*debris flow*”) o de finos (“*mud flow*”), como aguas de fusión que originan depósitos más lavados del tipo “*melt water*”. Granulométricamente en los *tills* de las áreas graníticas dominan cantos y bloques que, en algunos casos, pueden alcanzar 3-4 metros en su eje mayor fruto, como ya se ha dicho, del balance meteorización/exhumación de las rocas graníticas. Por contra los cantos de menor tamaño son los dominantes en los *tills* de las áreas esquistos-pizarrosas. Por su parte, los depósitos fluvio-glaciares, fruto de la fusión de las masas de hielo están presentes en los valles de los ríos Eume (Serra do Xistral); Suárbol, Piornedo, Ancares, Burbia, Porcarizas y A Fornela en Os Ancares; As Lamas-Prada y Cenza en Manzaneda, o A Ponte, Seoane y Bibei en el macizo de Trevinca. En el sector oriental de este último son de destacar por su singularidad, los que se han acumulado en el lugar de Pias. Su potencia vista puede llegar hasta los 3 m y se componen fundamentalmente de gravas, subredondeadas o redondeadas, que presentan tanto una estructura masiva como estratificaciones cruzadas (“*cross beds*”). Genéticamente se corresponden a depósitos acumulados en una llanura con circulación tipo “*braided stream*” o en el frente de fusión glacial.

Menos frecuente es encontrar depósitos glacio-lacustres. El mejor ejemplo lo encontramos en el mismo lugar de Pias (Figura 20). Su potencia vista no supera los 2 m.

Se diferencian, por una parte, ritmíticas limo-arenosas que se han acumulado en condiciones de turbidez y que, en su mayoría, presentan una laminación horizontal, con capas alternantes claras y oscuras que varían entre los 2 mm y 1 cm de espesor. Localmente se pueden observar ondas (“*ripples*”) y ondas remontantes (“*climbing ripples*”) que indican con claridad cambios en la velocidad y espesor de la capa del agua así como, fundamentalmente, en la cantidad de material en suspensión que transporta cuando penetra en el área lacustre.

En cuanto a las formas de acumulación, en la mayor parte de los valles glaciares se pueden encontrar morrenas de uno u otro tipo. Hay sin

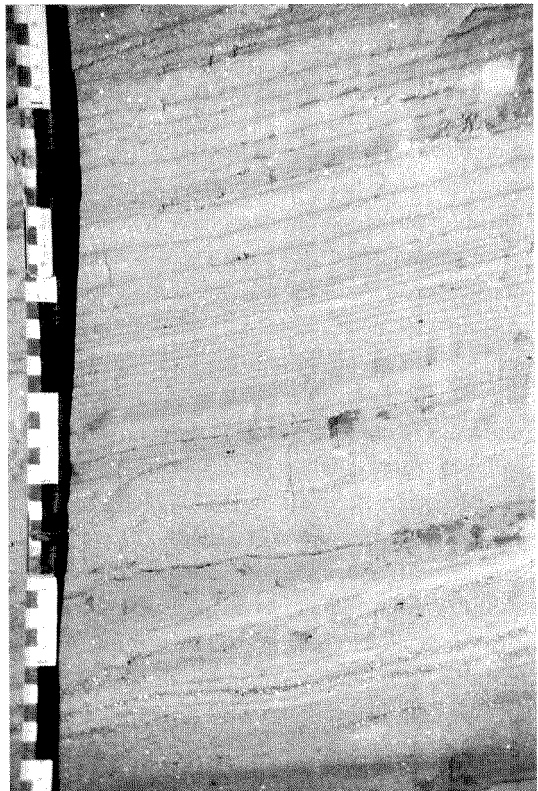


Fig. 20. Depósitos glaciolacustres en Pias.  
Val do Bibei (Zamora).

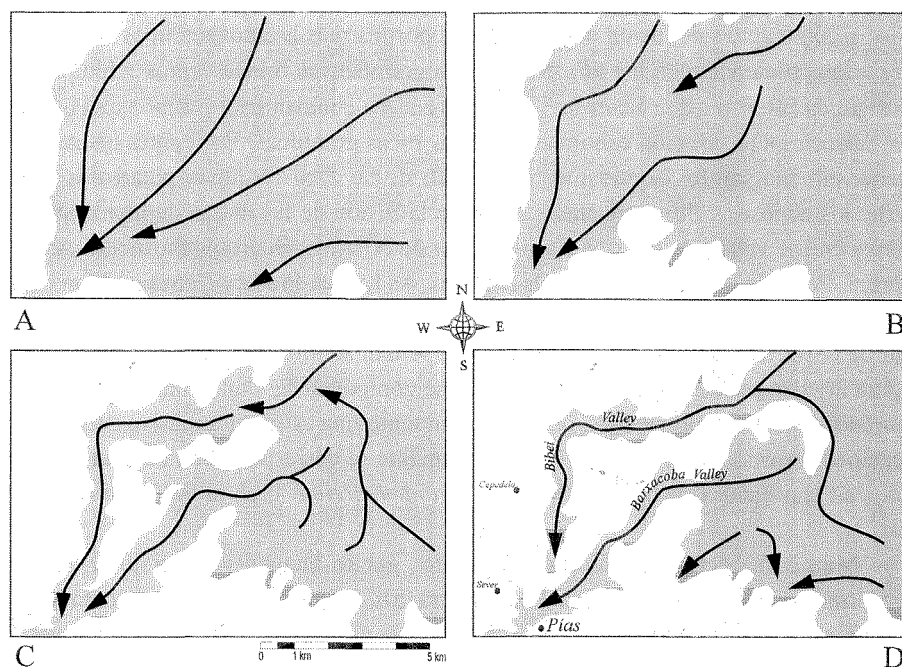


Fig. 21. Fases glaciares en el valle del Bibei (Zamora-Ourense). A: Máximo avance glaciar. B: Estabilización post-máximo. C: Glaciares de Valle. D: retroceso del glaciar del Bibei y formación de un lago glaciar.

embargo un hecho que llama la atención: la escasez de morrenas fronto-laterales correspondientes a la máxima expansión de los glaciares. Únicamente en alguno de ellos es posible observarlas, siempre asociadas a la presencia de rocas graníticas. No cabe duda de que el mayor tamaño de los cantos, restos de la alteración anterior de la roca, ha favorecido su conservación. Así, destacan los complejos morrénicos fronto-laterales de Piornedo, en Os Ancares; los del valle de As Lamas-Prada, en Manzaneda; las de la Laguna de Sanabria, en Trevinca, como formas típicas. Otras morrenas presentan un aspecto lineal delimitando el contorno lateral de las antiguas lenguas glaciares; dentro de este tipo, destacan las morrenas laterales del margen derecho del Valle del Bibei en el sector de Cepedelo. Otros ejemplos sobresalientes son las morrenas laterales del complejo Porcarizas-Valongo-Campo del Agua y del valle de Burbia, aguas abajo de esta localidad, en los Ancares de León y la que se encuentra en el collado que une los valles de A Seara y Soldón en O Courel.

En diferentes lugares se han podido cartografiar depósitos morrénicos a diferente altitud. Ello es indicativo de que las lenguas glaciares han estado sometidas a avances y retrocesos. Por lo general se observa una fase de máximo avance, que puede descender hasta los 700-900 m, según los lugares y fases de retroceso. Las morrenas correspondientes con distintas fases de estabilidad en la retirada de los hielos son relativamente abundantes. Destacaremos los de los valles de los ríos Pedrido y Eume en la Serra do Xistral; los de diferentes valles orientados al norte-noreste de la Serra dos Ancares; los de

los valles de Hospital, Alto do Carballal y Padornelo-Sabugos en O Cebreiro; de los circos septentrionales de la Serra do Rañadoiro; del valle de Queixadoiro en la Serra do Oribio; las morrenas del anfiteatro de A Lucenza (Serra do Courel); las de los valles de As Lamas-Prada, Chaguazoso y Requeixo-Forcadas en la Serra de Queixa y Pradoalbar en los Montes do Invernadeiro o las de los valles de A Ponte, Seoane y Bibeí en Trevinca (Figura 21). Más difíciles de identificar, dada la facilidad con que pueden ser desmanteladas por la acción fluvio-glacial y fluvial, son las morrenas de fondo y las crestas morrénicas centrales. De todas formas, ciertos depósitos como el localizado en el tramo medio del valle de Porcarizas, parecen corresponder con el último de los tipos mencionado.

## 5.2. Formas y depósitos periglaciares

Dentro de Galicia el efecto de los climas fríos no se manifestó únicamente en una importante morfogénesis de origen glaciar, sino que tuvieron también lugar importantes manifestaciones de tipo periglacial. La dinámica periglacial está relacionada con la presencia de condiciones ambientales propicias para la génesis de procesos de hielo/deshielo que dan lugar a una serie de formas propias, relacionadas con la gelifración y la puesta en marcha de materiales mediante procesos diversos (*crioreptación, creeping, gelifluación...*).

Las principales formas de ladera reciben el nombre de **taludes de derrubios** *sensu lato* (*éboulis*, en francés); **campos de bloques** cuando dominan los fragmentos de tamaño grande; **coladas de bloques** si se canalizan; **morrenas de nevero**, donde la nieve, más o menos endurecida, interviene en su desplazamiento, y **glaciares rocosos**, cuando muestran señales de flujo a modo de arcos coalescentes que descienden por la ladera.

Los **taludes de derrubios** son mantos de acumulación ocasionados por desprendimientos rocosos. Están compuestos por derrubios angulosos con escasa o nula clasificación. Se trata de formas muy comunes en ambientes periglaciares, aunque, y ello es importante remarcarlo, no se limitan únicamente a ellos por lo que no tienen una significación climática especial aunque Embleton & King (1975) opinan que son formas comunes en todas las regiones sometidas a la acción del hielo y señalan que en aquellos lugares en donde se dan unas condiciones de clima periglacial severo adquieren grandes proporciones.

Debido a factores diversos, tales como la presencia de nieve, la agua de fusión, lluvias torrenciales, hielo intersticial, ciclos de hielo/deshielo o la gravedad, junto con procesos de transferencia por los cuales los derrubios son transportados al talud, tales como caídas gravitacionales, rodamientos, deslizamientos, flujos de derrubios o avalanchas, se origina una serie de sistemas "pared-talud de acumulación" típicos: aparecen así **mantos** y **conos de derrubios**, que se emplazan en tramos con paredes rocosas de pendientes muy pronunciadas, llegando a ser verticales, en la base de las cuales aparecen los típicos canchales en manto y conos de derrubios. Los principales procesos que intervienen en su génesis son las caídas por gravedad pura, deslizamientos y saltación de clastos sobre



Fig. 22.  
Pico Cuiña.  
Ancares  
leoneses.

derrubios desnudos. La tendencia evolutiva tiende a la formación de un talud de acreción paralelo a toda la ladera. En Galicia existe un amplio abanico en la cabecera de los valles, en aquellos lugares afectados por procesos glaciares y, también, en otros lugares no glaciados, especialmente en los tramos superiores de los valles de Ancares, caso de las laderas de los picos Dos Hermanitos, de manera especial en sectores en los que dominan las cuarcitas (Figura 22).

También en las cumbres de Ancares, del Macizo de Manzaneda, de los Montes do Cebreiro o del Macizo de Trevinca, a altitudes que van desde los 1200 a los 1800-1900 metros, se emplazan extensos mantos de macrogelifractos. Son los denominados **campos de bloques** que presentan huellas evidentes de imbricación lo que supone procesos de fragmentación, levantamiento y movimiento por hielo intersticial, siendo indicadores de la presencia de un auténtico *permafrost* en el momento de su formación (Dionne, 1979) (Figura 23). A medida que salimos de la zona de cumbres y descendemos ladera abajo estas formaciones suelen pasar paulatinamente a formar **laderas de bloques** que tapizan la ladera. Esto se ve muy bien en los picos Cuiña (1998 m), Penalonga (1890 m) o Corno Maldito (1848 m) en la sierra de Ancares. Son frecuentes en áreas ricas en cuarcita pero también aparecen en áreas graníticas, caso de Cabeza Grande de Manzaneda (1778 m). También se han encontrado en el Alto do Poio (1330 m), dentro de la Serra do Rañadoiro (1400), en el Macizo de Trevinca (1900-2000) y en la Serra do Courel, al sudeste del Pía Paxaro (1607).

Las denominadas **laderas de bloques canalizadas** o **ríos de bloques** que nosotros anteriormente definimos como campo de bloques con movimiento preferente (Pérez Alberti, A. *et al.*, 1993), se encuentran en Galicia desarrolladas sobre cuarcitas y, en

Fig. 23.  
 Campo de  
 bloques.  
 Cabeza  
 Grande de  
 Manzaneda.  
 Serra de  
 Queixa  
 (Ourense).



menor medida, sobre granitos. Aparecen desde el nivel del mar hasta las sierras orientales que alcanzan los 2000 metros de altitud, emplazadas tanto orientadas al norte como al sur, este u oeste. Se trata de formas que a nivel de afloramiento presentan una estructura *openwork*, es decir sin matriz, que no se formaron por simple gravedad, como lo atestigua la imbricación existente entre los bloques y que, generalmente, se interestratifican o recubren otros depósitos. Las coladas de bloques emplazadas en las laderas con inclinaciones que fluctúan entre los 0 y los 30 grados y con orientaciones diversas, son muy frecuentes en las sierras de Ancares, especialmente por encima de los 1000 m; a unos 900 en el alto valle del Eo, y en la Serra de Meira, donde sobresale el Pedregal de Irimia (Figura 3), o de los 1300 en el Macizo de Trevinca.

Por encima de los 1400/1500 metros se emplazan en las sierras orientales de Ancares depósitos del tipo **morrena de nevero**. Aparecen asociados generalmente a bandas de cuarcitas. Dibujan una planta de media luna con un alzado asimétrico. Su parte interna es cóncava y tiene una mayor pendiente mientras que la exterior es convexa y ofrece un perfil más suave. Están compuestas por bloques heterométricos desde los que llegan a alcanzar los dos, tres metros, minoritarios, hasta los que se sitúan entre 50 cm y 1 m, mayoritarios. Presentan aristas angulosas y no es infrecuente observar algunos que fueron fracturados con posterioridad a su deposición. Se pueden ver huellas de compresión; están imbricados unos con otros lo que demuestra que fueron movidos y empujados, y que no se amontonaron simplemente, caídos unos sobre otros.

Este tipo de formas y depósitos suelen aparecer en la parte alta de la ladera. Aunque hay un claro predominio hacia el norte y nordeste, abundan ejemplos con otras orientaciones, lo que es, junto con otros elementos, un hecho a tener en cuenta. Aparecen asociadas a farallones rocosos. Entre la ladera y el arco aparece una profunda hondonada, generalmente circular, que forma una depresión intramorrénica que facilita la acumula-

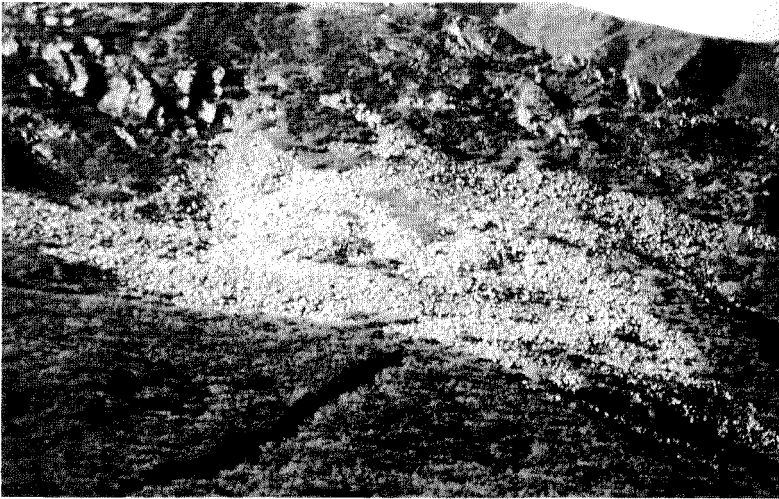


Fig. 24.  
Glaciar rocoso  
de Pedras  
Apañadas.  
Ancares  
lucenses.

ción de nieve en la actualidad. En algunos lugares de Ancares, caso del entorno del pico Cuiña, se ve un tránsito entre estas formas y los glaciares rocosos, con una asociación de varios arcos.

**Glaciarès rocosos**, únicamente los hemos encontrado en Ancares, emplazados cerca de las cumbres, concretamente en las cabeceras de los valles glaciares de Ortigal, Balouta, Fornela, Porcarizas, Burbia, Ancares o Suárbol. Se trata de acumulaciones de bloques, en su mayor parte de cuarcita, con un amplio conjunto de ondulaciones transversales y horizontales (Figura 24). Como en el caso de las morrenas de nevero están compuestos por clastos de hasta dos metros de longitud en su eje mayor por término medio. Aparecen localizados en todas las orientaciones excepto hacia el sur, y en altitudes cercanas a los 1600-1800 m. Como en el caso de las morrenas de nevero o de los campos de bloques se pueden observar algunos clastos fragmentados con posterioridad a su deposición.

Aunque no son muy numerosas, también se han encontrado en Galicia microformas de origen periglacial, como **círculos de piedras** y laderas modeladas por **terracillas**, **guirnalda de vegetación**, **lóbulos de geliflujión** y **bloques aradores**. Los primeros se emplazan por encima de los 1000 m en Xistral y de los 1700 en Ancares, Manzaneda y Trevinca; se han originado sobre los campos de bloques de cumbre o de morrenas de nevero o glaciares rocosos. En Manzaneda y Trevinca se han desarrollado sobre granitos y en Ancares y Xistral sobre cuarcitas. Suelen medir entre 1-1,5 m de diámetro y semejan encontrarse en una fase muy incipiente de formación. Más abundantes son las terracillas. Se pueden observar en las cumbres del Macizo de Trevinca y en la sierra de Ancares, en las laderas muy venteadas y orientadas al este, desarrolladas sobre rocas metamórficas. Son de las pocas formas que funcionan en la actualidad, junto con ciertos conos de derrubios.

Fig. 25. Bloque arador. Pico Mustallar. Ancares lucenses.



Los lóbulos de gelifluxión los hemos encontrado en las sierras orientales sobre rocas metamórficas y cuarcitas. Los mejores ejemplos se emplazan en la ladera occidental del pico Mostallar, en Ancares, entre los 1700 y los 1900 m, formando pequeñas lenguas con un frente en arco y una mayor acumulación de clastos. En la misma ladera aparecen buenos ejemplos de bloques aradores compuestos por un bloque de tamaño variable detrás del que se observa un amplio surco, resultado del deslizamiento ladera abajo (Figura 25).

Un apartado especial merecen los **depósitos de ladera con estructura estratificada**. Se caracterizan, desde el punto de vista sedimentario por estar constituidos por fragmentos angulosos mezclados con elementos finos, en capas aparentemente rítmicas. Dentro de ellos se pueden diferenciar distintos tipos, en función de sus parámetros sedimentológicos.

Los **derrubios estratificados**, por ejemplo, presentan una acusada estratificación y alternancia de capas de diferente grosor. Según Tricart & Cailleux (1967) se forman bajo unas condiciones de clima periglacial atenuado o marginal y no requieren la presencia de *permafrost*. La alternancia hielo/deshielo facilitaría la microgelifración y la puesta en marcha de los materiales por la ladera. Las laderas cubiertas por derrubios estratificados sobre rocas metamórficas son muy numerosas en Galicia. Los cortes más representativos, están emplazados en los Ancares, caso de Vilanova, Moia y Cruzul, este último sobre calizas; Montes da Fonsagrada, en la carretera que une A Fonsagrada y A Ponte Nova, y la que se dirige a Ponte de Boabdil; en el Macizo do Xistral, especialmente en el Río das Furnas. En Moia se han encontrado cuñas de hielo fósiles lo que, como veremos posteriormente, tiene una gran importancia a la hora de realizar la reconstrucción paleoclimática (Figura 26).



Fig. 26. Cuña fósil. Moia. Navia de Suarna. Lugo.

Las **coladas de geliflujión** también son relativamente frecuentes en Galicia. Según señala Van Vliet-Lanoë *et al.* (1983) son, junto con las *arènes litées*, las principales formaciones en laderas modeladas sobre rocas cristalinas típicas de los macizos antiguos de latitudes medias, como es el caso de Galicia. El estudio de las microestructuras originadas por el hielo permiten atribuirles un origen en ambientes paleoclimáticos fríos, accionadas por mecanismos en los que el paso de la crioreptación a la geliflujión es continuo y progresivo, acompañado eventualmente por la presencia de coladas de barro. La opinión más extendida entre los autores es la de atribuir a la discontinuidad entre las coladas de geliflujión y las formaciones finas subyacentes, a procesos diferentes que traducen dinámicas distintas y sucesivas. La relación entre la dinámica y la interpretación paleoambiental en este tipo de depósitos que se deducen a partir del estudio de las microestructuras, indica que las dos formaciones necesitan, para explicar su deposición, la presencia de lentillas de hielo de segregación en el suelo. Esto implica, como mínimo, la existencia de un hielo estacional profundo y posiblemente, en ciertos casos, de un auténtico *permafrost* (Van Vliet-Lanoë & Valadas, 1983). En Galicia son depósitos relativamente abundantes, destacando especialmente los acumulados en la costa atlántica, concretamente en la Ría de Muros e Noia, en la Ría de Camariñas, en el sector entre Muxía e o Cabo Toriñán, o en el sector que se extiende entre Baiona y A Guarda, como analizaremos más adelante.

### 5.3. La originalidad de los depósitos de la costa

Sería imposible analizar todos los depósitos de origen frío localizados hasta el momento en la costa atlántica. Vamos, por ello, a centrar nuestra atención en dos lugares concretos, el entorno de Muxía, situado en la Costa da Morte, y Caamaño, en el margen izquierdo de la Ría de Muros e Noia.

Entre la población de **Muxía y el cabo Touriñán**, en el margen sur de la Ría de Camariñas, la costa se caracteriza por su perfil sinuoso, con acantilados de remate plano o de vertientes sobre pared, con fuertes pendientes, cortados perpendicularmente por pequeñas ensenadas que, por lo general, coinciden con el tramo final de valles fluviales de escaso recorrido claramente condicionados por la extensa red de fracturas que siguen direcciones noroeste/sudeste y nordeste/sudoeste. Hacia el interior el relieve se caracteriza por la presencia de sectores aplanados que apenas superan los 100 metros de altitud. Se trata de restos de antiguas superficies, diseccionadas por una densa red de arroyos que siguen líneas de fractura y que, en función de ello, presentan perfiles muy variados. En algunos casos, encontramos valles estrechos, de laderas abruptas y un perfil con fuerte pendiente, caso de Arnela o Porto Escuro; en otros el valle es de fondo plano, de escasa pendiente, y se introduce hacia el interior, flanqueado por laderas empinadas, caso de Moreira, que no vamos a analizar; también se observan amplias vaguadas que se abren hacia el litoral, como sucede en Cuño, cuando no topamos con simples entalladuras, antiguas paleoformas incrustadas en el acantilado.

Esta variabilidad de formas: su altitud, el diseño de los segmentos de las laderas y su longitud, su orientación, etc. explica, en gran medida, la diversidad de los depósitos que tapizan de manera prácticamente continua el sector aunque con diferencias notables. Suelen llegar hasta los 8-10 m de potencia en las ensenadas y su espesor es mucho menor en el resto.

En Porto Escuro, por ejemplo, en donde dominan rocas graníticas que se hallan intensamente diaclasadas se observa de muro a techo la siguiente sucesión de facies:

200 cm. Color oscuro. Bloques de granito de hasta 150 cm en su eje mayor, embutidos en una matriz limo-arenosa, rica en materia orgánica;

300 cm. Color grisáceo. Alternancia irregular de bandas de arenas con gravas mal clasificadas; arenas estratificadas o gravas estratificadas.

cm. Color oscuro. Bloques de gran tamaño, incluso superiores a los 150 cm, embutidos en una matriz limo-arenosa, rica en materia orgánica.

Coronando los perfiles suelen aparecer cantos y bloques angulosos o redondeados en este caso, fruto de la dismantelación de las formas de exhumación granítica.

En **Arnela**, que se halla situada más al sur, muy cerca del lugar anterior, entre la Punta de Cachelma y la Punta de A Buitra, en un sector de granitos y granodioritas con pequeñas intrusiones de rocas metamórficas, fuertemente diaclasados, siguiendo las fracturas direcciones noroeste/sudeste, nordeste/sudoeste, norte/sur y este/oeste, nos encontramos con diferentes afloramientos. Su potencia visible cambia de un lugar a otro; más uniforme, en torno a los 10-11 m, en su parte central, y más variable en los laterales, con mayores espesores en el sector septentrional que en el meridional, lo que es claramente indicativo de la importancia del factor local en su deposición. Fueron las formas existentes en el momento de la deposición, en este caso, la parte inferior de un valle, perpendicular al mar, por una parte, y las diferentes calas abiertas en los flancos laterales de la

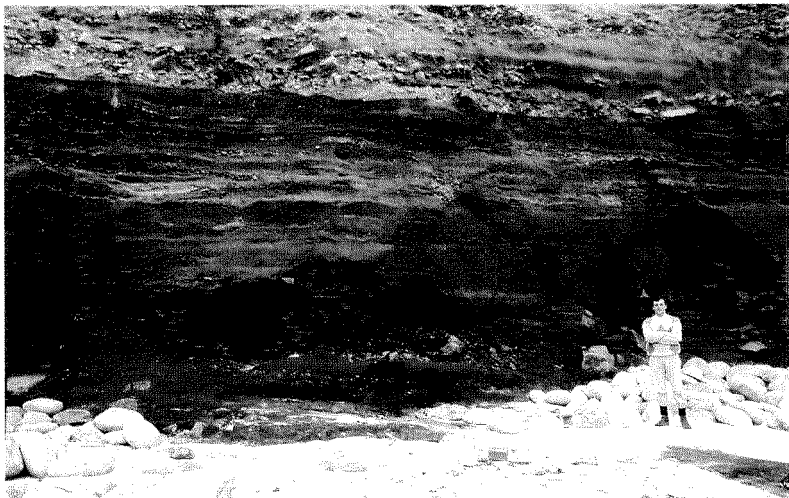


Fig. 27. Arnela (Muxía).

ensenada, por otra, las que condicionaron la acumulación diferencial, que se observa entre los bordes y la parte central. Pero, además, fue la orientación la que introdujo una mayor variabilidad. Así, la existencia de una ladera cóncava, orientada hacia el sudoeste, en el sector septentrional de Arnela, propició la génesis de depósitos diferenciados respecto al sector meridional y central. Mientras que en los laterales dominan facies más groseras y acumulaciones más caóticas, en el sector central la secuencia es más nítida con facies mejor definidas sedimentológicamente.

*En el sector central de muro a techo se pueden diferenciar las siguientes facies (Figura 27):*

90 cm. Color negro. Horizonte mineral rico en materia orgánica, formado por arenas, limos y arcillas. Aparecen algunos fragmentos de roca alterada, que se hacen más visibles en la base. La datación radiocarbónica  $^{14}\text{C}$ , nos ha facilitado la cifra  $37.170 \pm 690$  BP.

10 cm. Gravas y cantos de granito, micaesquistos, migmatitas y cuarzos, con bordes retocados, que erosionan el nivel orgánico. No se puede ver todo el nivel, ya que está enterrado por la arena de la playa actual. Se observan algunos carbones.

60 cm. Color negro. Horizonte mineral rico en materia orgánica, formado por arenas, limos y arcillas. Abundan los fragmentos de roca alterada. La datación es de  $34.700 \pm 450$  BP.

10 cm. Línea de gravas y cantos de granito y cuarzo que cortan el nivel. Se encuentran carbones dispersos.

160 cm. Color negro. Horizonte mineral rico en materia orgánica, formado por arenas, limos y arcillas. Hay algunas gravas alteradas de fragmentos de roca. Presencia de carbones.

160 cm. Bloques embutidos en una matriz de cantos y gravas de granito, sienita, micaesquisto y cuarzo, con bordes retocados. Se observa una grano-clasificación

negativa. Los de mayor tamaño se localizan en la base del nivel y los de menor hacia la superficie. Entre ambos aportes hay amulación de material fino rico en materia orgánica.

210 cm. Color marrón-negruzco. Limos ricos en materia orgánica. Se intercalan niveles lentejonares formados por material fino (arenas, limos, arcillas) mezclados con gravas.

100 cm bloques y cantos de granito y cuarzo subredondeados.

90 cm. Color marrón-negruzco. Nivel rico en materia orgánica, compuesto por material fino, principalmente arenas y limos.

130 cm. Bloques, cantos y gravas de granito, cuarzo y alguna cuarcita, con formas subredondeadas y angulosas. Existe una granoclasificación negativa, dominando hacia la superficie los materiales de menor tamaño. La parte superficial está ocupada por material fino rico en materia orgánica

En la parte más medidional de este sector, podemos observar acumulación de cantos y bloques que contienen en su interior pequeños trozos de ritmitas que, evidentemente, han sido removilizadas por flujos de derrubios.

*En el sector septentrional de muro a techo se observan las siguientes facies:*

40 cm. Color amarillo-anaranjado. Cantos, gravas y arenas cementadas que se conservan en las grietas del acantilado.

300 cm. Color del material fino negro. Bloques, cantos y gravas angulosos y envueltos en una matriz fina rica en materia orgánica, que se disponen sin ningún tipo de orden, y presentan rasgos de encostramiento

200 cm Color marrón claro. Material fino más inorgánico que el inferior, en el que se mezclan algunas gravas con formas angulosas y rasgos de alteración.

200 cm. Color castaño claro con matices rojizos. Bloques, cantos y gravas con formas angulosas, dispuestos siguiendo la vertiente, e intercalados con material fino inorgánico. Abundan los bloques de gran tamaño.

110 cm. Color castaño claro. Formado por material limo-arenoso, en el que se intercalan niveles de materia orgánica con otros más inorgánicos.

150 cm. Material grueso, formado principalmente por cantos y bloques de sienita, granito orientado, mica-esquistos y migmatitas, con formas angulosas, que siguen una granoclasificación negativa desde la base al techo del depósito. Este nivel corta al subyacente, y forma como una gran bolsada.

El análisis de las facies sedimentarias permite saber que nos encontramos con sedimentos que se han acumulado en un ambiente frío. Si el estudio sedimentológico no fuera lo suficientemente explícito, las dataciones radiocarbónicas refuerzan la hipótesis. Existen, sin embargo, diferencias entre unos sectores y otros. Nos encontramos en un área en la que las laderas diseñan perfiles diferenciados. En Porto Escuro, el enlace entre el interior y el litoral se hace de manera brusca; por medio de acantilados sobre pared en los

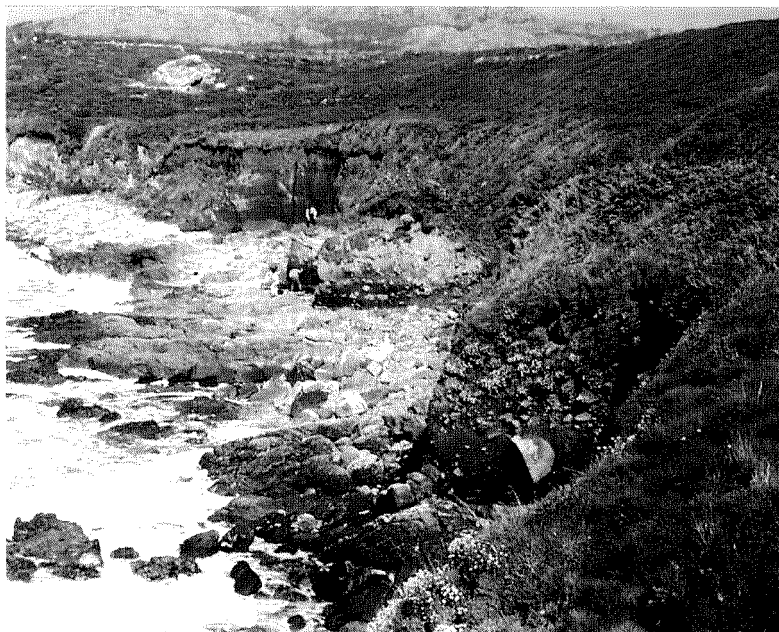
que se abren *furnas abiertas*, o sea entrantes estrechos. En Arnela, por el contrario, existe un paleovalle encajado, con laderas disimétricas. En la septentrional los segmentos dibujan un perfil cóncavo, a modo de cuenco. Esta diferenciación morfológica generó una dinámica diferente.

En un ambiente frío, pero con suficiente humedad, se produjo la primera acumulación orgánica que aparece en la base de los depósitos, nítidamente en el sector central de Arnela y, removilizada, en Porto Escuro. Con posterioridad, las condiciones climáticas se hicieron más frías lo que provocó un cambio en la dinámica geomorfológica, materializada por acumulaciones de bloques que arrastraron los depósitos orgánicos o, como vemos en el centro de Arnela, en un lugar más distal respecto a las laderas, los fosilizan. La dinámica periglaciaria continuaría de manera que mientras que en Porto Escuro observamos auténticos derrubios estratificados sobre granito —algo muy excepcional en Galicia—, en Arnela se nota una mayor presencia de flujos de derrubios, de movimientos espasmódicos, que únicamente podemos relacionar con un ambiente nival, con acumulaciones de neveros en la parte alta de las laderas, con fusión y, lo que es importante, lugares de obturación, pequeños cuencos, en los que se acumularían ritmitas que, posteriormente, fueron transportadas en masa hacia el fondo del valle. Vemos, pues, como, en un ambiente periglaciario, el factor local introdujo elementos diferenciales en el medio sedimentario.

El depósito de **Caamaño** (Costa Casais *et al.* 1994; Costa Casais, 1995; Trenhaile, *et al.* 1999) está situado en el Oeste de la provincia de la Coruña, en el extremo sur de la ría de Muros-Noia, en el lugar de su nombre. Litológicamente dominan los esquistos y paragneis, intercalándose con frecuentes intrusiones de rocas básicas. Bordeando el área afloran granitos de dos micas de grano medio a grueso. Los materiales se encuentran fuertemente diaclasados, siguiendo las fracturas direcciones noroeste/sudeste, nordeste/sudoeste, norte/sur y este/oeste, que favorecieron el reajuste tectónico de las rías de Muros-Noia, Arousa y la Sierra del Barbanza. Morfológicamente, se puede diferenciar, de oeste a este, el bloque levantado del Barbanza, que se eleva hasta los 650 m de altitud, en el que se observan restos de una antigua superficie de erosión; un nivel inferior aplanado, emplazado en torno a los 100 m, que se extiende por los sectores de Xuño, Queiruga y Caamaño, y, en contacto con el mar, una franja litoral en la que se combinan sectores rocosos con tramos donde la acumulación es predominante.

La evolución de las formas litorales se encuentran relacionadas y condicionadas por la marcada diferenciación litológica y por su distinto grado de fracturación y meteorización, lo que ha provocado procesos de disección diferencial. Flanqueando la línea de costa se extiende una plataforma litoral que presenta una ligera inclinación hacia el mar. En ella que se individualizan con claridad dos superficies de retrabajamiento bien diferenciadas. Sobre ellas, fosilizándolas, se han acumulado los diferentes depósitos. El de mayor potencia se localiza en la ensenada de A Furna de Laxe, en una pequeña paleocala, favorable a la acumulación de sedimentos, que se encuentra protegida, hacia el sur, por un espolón rocoso, que funciona como un cierre natural, y, al norte, por un islote, que en

Fig. 28. Vista general del depósito de Caamaño. Porto do Son (A Coruña).



bajamar se comunica con el continente. En su parte central tiene una potencia de 8 m, y funciona como un acantilado activo, con claros rasgos de retroceso, ligado principalmente a los temporales. Los materiales procedentes de la erosión del depósito, son evacuados por la acción marina, que retrabaja los clastos y los reincorpora a la playa de cantos localizada en el fondo de la ensenada.

La acumulación de material sedimentario no se limita a la Furna de Laxe, sino a toda la franja litoral que la rodea. Los sedimentos poseen características similares hacia el norte; sin embargo, hacia el sur las potencias disminuyen y los rasgos morfosedimentarias son bien diferentes, debido fundamentalmente a las condiciones locales de deposición, al área fuente de procedencia del material y al ambiente sedimentario.

En la zona de mayor desarrollo del depósito —en el *sector central*— presenta una potencia de 8 m. De muro a techo se observa la siguiente sucesión de facies (Figura 28):

30 cm. Cantos redondeados y aplanados mezclados con arenas que, localmente, aparecen cementados por hierro.

5 cm. Color negro. Horizonte mineral rico en materia orgánica embutida en una matriz de arenas, limos y arcillas. Se observan algunos cantos redondeados de cuarzo. Su datación radiocarbónica por  $C^{14}$  es de 36.050 (+1.430, -1.210) BP, en su base y 32.340 (+2.400, -1800) BP, en su parte superior.

25 cm. Cantos y bloques, heterométricos y angulosos, sin orientación determinada, envueltos en una matriz fina de color marrón oscura.

195 cm. Color ocre parduzco. Nivel mineral rico en materia orgánica, formado por arenas, limos y arcillas, en el que se mezclan algunas gravas alteradas, emplazadas



Fig. 29. Sector septentrional de Caamaño.

en paralelo a la pendiente. Existen carbones. Se han realizado cuatro dataciones de muro a techo que nos han dado las siguientes cifras: 30.120 (+670, -620), 29.400 (+2.200, -1.700), 28.750 (+1.100, -900) y 20.160 ( $\pm 270$ ).

100 cm. Cantos y gravas heterométricos, que presentan cierta orientación paralela, en el que predominan los materiales de granito y paragneis, junto a algunas de cuarzo, con formas angulosas. La mayor parte del material está nada o poco alterado.

215 cm. Color marrón oscuro. Horizonte mineral, formado por arenas, limos y arcillas, con intercalaciones de niveles lenticulares de

gravas, con formas subredondeadas y redondeadas. Aparecen moteados de color amarillo pálido y naranja. Aparecen algunos carbones.

195 cm. Color negro. Horizonte rico en materia orgánica, formado por arenas, limos y arcillas. En la parte basal de este nivel existe una línea de piedras que separa este nivel con el subyacente. Algunas de las gravas y cantos están rodados pero la mayoría son de granito o paragneis poco alterados. Se ha realizado una datación que nos ha proporcionado la fecha de  $530 \pm 80$  BP.

El sector *septentrional* tiene, asimismo, una potencia de unos 8 m. De muro a techo se pueden diferenciar las siguientes facies (Figura 29):

50 cm. Cantos redondeados y aplanados de paragneis y granitos, principalmente.

100 cm Bloques heterométricos angulosos de paragneis y granitos que presentan orientaciones preferentemente paralelas a la pendiente

50 cm. Cantos y gravas angulosos envueltos en una matriz arenosa fina de color marrón claro.

100 cm. Gravas y cantos de paragneis, granito y algunos cuarzos heterométricos y con formas angulosas que aumentan de tamaño cara a superficie deste nivel.

150 cm. Gravas y algún canto, principalmente de paragneis con estratificación y paralelos a la pendiente.

200 Cm. Color marrón claro. Formado por arenas que engloba gravas angulosas de paragneis, granito y cuarcita.

100 cm. Color negro. Suelo superficial, formado por un nivel mineral rico en materia orgánica, compuesto por arenas, limos y arcillas.

En Caamaño, las paleoformas han propiciado la acumulación de depósitos en los que las relaciones entre las facies es más nítida que en Muxía. En un ambiente frío, sobre la plataforma, existía una playa de cantos. Sobre ella se generó un depósito orgánico que, posteriormente, fue cortado por un primer nivel periglaciario en torno al 31.000 BP. que en los laterales se materializó en facies más groseras mientras que, en el sector central, los clastos presentan menor tamaño. Estaríamos en una fase fría, con suficiente humedad, lo que favorecería los movimientos solifluidales. Con posterioridad, entre el 30.000 y el 18.000, las condiciones climáticas frías y húmedas favorecerían la génesis de un *head*, en el que se alternarían capas de arenas mas estratificadas con gravas y cantos emplazados, frecuentemente, en paralelo a la pendiente. Las oscilaciones climáticas explican la existencia de fases con predominio de edafogénesis lo que ha permitido realizar dataciones en torno al, ya citado, 30.000, al 29.000, 28.000 y 20.000. El emplazamiento, hacia el techo, de un nuevo nivel de cantos, con una estratificación planar en el sector central y en paralelo a la pendiente (derrubios estratificados), en el septentrional, induce a encuadrarlos en el máximo frío, situado en torno a los 18.000 BP.

#### 5.4. La relación espacial de los procesos y los contrastes intraregionales

No cabe duda de que los procesos periglaciares se combinaron en el tiempo. Así, en diferentes lugares comprobamos que existen laderas de bloques que se superponen a coladas de geliflujión, o a derrubios estratificados lo que, sin lugar a dudas, nos indican claramente su superposición en el tiempo. Pero, al mismo tiempo, en un espacio concreto se combinan los procesos sin que, necesariamente pertenezcan a épocas diferentes. Así en una ladera encontramos derrubios estratificados que pasan lateralmente a una colada de geliflujión o, incluso, dentro de una colada de geliflujión aparecen niveles de derrubios estratificados. Ocasionalmente materiales de deslizamiento se asocian a coladas de geliflujión o, incluso, dentro de los derrubios estratificados aparecen materiales de deslizamiento. Además comprobamos que en algunos valles glaciares, derrubios estratificados y, sobre todo, laderas de bloques, fosilizan morrenas fronto-laterales. Esta superposición de procesos y, consecuentemente de materiales, las encontramos en diferentes áreas. En el Macizo do Xistral, por ejemplo, a unha fase de predominio de derrubios estratificados sobre cuarcita —hecho excepcional en el noroeste— le sucede otra en la que las laderas de bloques son dominantes. En la Serra de Meira, coladas de geliflujión o materiales de deslizamiento aparecen fosilizadas por la extensa ladera de bloques canalizada del Pedregal de Irimia.

Y si vemos cambios laterales y verticales en las laderas, también se observan diferencias entre la costa y el interior, desde el nivel del mar hasta los 2100 metros de las sierras orientales y, al mismo tiempo, entre unas laderas y otras en función de su orientación,

forma y pendiente. Lo primero que interesa resaltar es la existencia de procesos de origen periglacial tanto en el litoral como en el interior de Galicia. Existen diferencias que, dejando al margen razones estructurales —diferencias litológicas y grado de fracturación especialmente— son evidentes. En la costa dominan depósitos que indican una mayor suavidad climática y una mayor humedad. Esto nos lleva a pensar que, pese a que el contacto tierra/mar estaba bastante alejada de donde se encuentra en la actualidad, en las primeras fases frías, las condiciones eran más suaves que en el interior mientras que en la última, la más fría, debieron ser más uniformes para todo el noroeste peninsular. A medida que se asciende en altitud aparecen nuevas formas. Mientras que los derrubios estratificados o las coladas de geliflujión aparecen en toda Galicia, las laderas de bloques, las morrenas de nevero, los glaciares rocosos o las microformas citadas, así como las huellas de antiguas cuñas de hielo, únicamente se encuentran en la Galicia oriental y, por lo general por encima de los 700-800 m, situándose las morrenas de nevero por encima de los 1400, los glaciares rocosos de los 1600 y las microformas en altitudes superiores a los 1700..

Por los depósitos estudiados no parece que la orientación sea siempre determinate. Así encontramos materiales de origen periglacial fosilizando laderas que están orientadas en todas las direcciones; incluso laderas o campos de bloques aparecen orientadas hacia el sur lo que, a nuestro entender, nos está demostrando la posibilidad de unas condiciones de alta nubosidad o de frío ambiental intenso que frenase a insolación. Sin embargo estos depósitos pocas veces constituyen coberteras continuas, limitándose a acumularse allí donde la topografía fue más propicia. Las formaciones de ladera, generadas frecuentemente a partir de pizarras y esquistos, forman delgadas capas, de no más de 5-10 m de potencia, en el mejor de los casos, que se apoyan siempre ya sea en el fondo de los valles o en pequeños replanos colgados 100 o 150 m por encima del fondo del valle.

No cabe duda de que, sea en la costa o en el interior, a mayor o menor altitud, con una u otra orientación, las formas preexistentes de las laderas condicionó el desarrollo de los procesos. Así, en aquellos lugares en los que la pendiente es mayor, como sucede en muchos valles de las sierras orientales, la puesta en marcha de los materiales se ha visto favorecida; por el contrario en las áreas horizontales, donde los procesos de gravedad son nulos, es menor la presencia de formas y depósitos. Ello ha motivado que si cartografiamos sobre un mapa las áreas afectadas por los procesos periglaciares veríamos que en prácticamente todas las laderas encontramos las huellas del frío a excepción de las zonas aplanadas de la Galicia central u occidental.

### **5.5. Los ambientes fríos en Galicia durante el Pleistoceno reciente**

Los estudios paleoclimáticos llevados a cabo en Galicia (Tricart & Pérez Alberti, 1989; Pérez Alberti, 1991; Valcárcel Díaz & Pérez Alberti, 1996; Valcárcel Díaz, 1998) permiten conocer bastante bien cuál ha sido la evolución paleoambiental. Abundando más, el análisis de las formas y depósitos en la Serra de Ancares (Valcárcel Díaz, 1998,

Valcárcel Díaz *et al.*, 1998) ha permitido conocer la existencia de tres fases geocriológicas mayores: el máximo avance, una fase intermedia y por último una fase en la que los glaciares se cobijaron en las partes más elevadas de la sierra, por encima de los 1500 m de altitud. Una evolución parecida se puede observar en otros macizos del noroeste, caso de Manzaneda (Pérez Alberti, 1991). Al mismo tiempo, al analizar las formas, depósitos y, lo que es importante, las estructuras, de origen periglacial, se observa un claro escalonamiento, en este caso en Ancares, la sierra más profundamente estudiada (Pérez Alberti, 1983, 1986, 1991; Valcárcel Díaz, 1998) con claras evidencias de haberse generado suelos helados. Encontramos una dinámica periglacial, relacionada con la presencia de condiciones ambientales propicias para la génesis de procesos de hielo/deshielo con ritmos diversos, sujetos, al igual que otros fenómenos naturales a leyes de zonación geográfica. Así, una taxonomía geocriológica establece en su nivel superior tres grandes pisos o cinturones: un piso de *permafrost*, caracterizado por la presencia permanente de hielo; un piso de congelación, en el que los fenómenos de congelación se producen sólo en un período del año, con la formación, en todo caso de suelos helados, gelisoles, y, por último, un piso con presencia de alternancias de hielo/deshielo en ciclos cortos (Gorbunov, 1978). Las consecuencias de la presencia de uno u otro piso en un área determinada serán diferentes en cada caso. Por ejemplo, la presencia de *permafrost* originará formas características tales como glaciares rocosos o ciertos campos de bloques. Por contra, la presencia de un hielo estacional profundo dará lugar a otro tipo de formas, como es el caso de las crioturbaciones. Por otra parte, la superposición en un mismo sector de facies morfosedimentarias distintas nos habla con claridad de una sucesión en el tiempo de condiciones paleoambientales diferentes.

Es evidente que, al igual que otros pisos controlados en último término por las condiciones macroclimáticas generales, estos pisos ascendieron o descendieron en altitud en la medida que unas condiciones climáticas, referidas en el tiempo, paleoclimáticas, variaron. Así, un descenso de la temperatura media debe ir acompañado de un descenso relativo del límite inferior de estos pisos. Sin embargo, al igual que ocurre con el fenómeno glacial, la temperatura no es el único factor climático que controla la dinámica periglacial. La humedad es otro elemento fundamental a tener en cuenta.

Ya hemos visto como en las sierras aparecen formas características de este tipo de fenómenos, tales como glaciares rocosos fósiles, campos de bloques o cuñas de hielo fósiles. Son todos indicios de la presencia de suelos helados de uno u otro tipo, y tienen un gran valor a la hora de realizar una reconstrucción paleoambiental, dado que estas formas aparecen solamente cuando se dan unas condiciones de temperatura y precipitación precisas. Por ello pueden ser utilizadas como indicadores, y consecuentemente, como indicadores paleoambientales (Kerschner, H. 1978; Humlum, 1982; Haeberli, 1983).

Tomemos el caso de los glaciares rocosos. Actualmente todos los que se encuentran activos en el planeta se encuentran en aquellos lugares donde las temperaturas medias anuales del aire (TMAA) son, por lo menos, inferiores a los  $-2^{\circ}\text{C}$  (Haeberli, 1983; Humlum, 1982). Esta isoterma marca también el límite inferior del llamado *permafrost*

discontinuo, plasmado en suelos helados permanentemente únicamente en exposiciones norte o noreste, por lo que los glaciares rocosos nos están indicando el límite inferior del *permafrost*. Nada nos impide pensar que si ello ocurre en la actualidad debió funcionar de manera semejante en el pasado y dado que este tipo de formas fósiles aparecen en la Serra dos Ancares o en diferentes lugares próximos de la Cordillera Cantábrica, podemos suponer que, cuando se originaron, existía un cinturón de suelos helados en estos sectores del noroeste peninsular. Otro tanto sucede cuando nos encontramos con ciertos campos de bloques de origen periglacial que requieren para su formación la presencia de *permafrost* continuo, o sea, temperaturas inferiores a los  $-6^{\circ}\text{C}$  de TMAA.

Además de estas formas originales, existen otros elementos que podemos emplear, tales como la presencia de cuñas de hielo fósiles, como las descritas en el valle del Moia, afluente del Río Navia, que denotan la presencia de suelos helados a cotas relativamente bajas, como son los 500-600 m, o las crioturbaciones y la presencia de horizontes endurecidos (*fragipán*) en los suelos, descritos en los bordes de diferentes cuencas terciarias, como ya se ha dicho en su momento, que en todo caso señalan la presencia de suelos helados estacionalmente en profundidad, cuando no un auténtico *permafrost* (Valcárcel Díaz & Pérez Alberti, 1996; Valcárcel Díaz, 1998).

Y si, a partir del análisis de las formas y depósitos periglaciares podemos conocer las características paleoclimáticas reinantes, otro tanto podemos lograr si ponemos en relación el fenómeno periglacial con el glaciar. Sabemos que la formación de glaciares responde a un equilibrio dinámico frío/humedad. Según esto se pueden diferenciar dos modelos extremos de glaciario. Uno, condicionado por el gran aporte de humedad en forma de nieve dentro de un contexto frío, pero que no requeriría TMAA extremadamente bajas lo que propiciaría la génesis de un glaciario de tipo oceánico controlado principalmente por la abundancia de precipitaciones en forma sólida. Otro, contrapuesto, estaría apoyado en la existencia de un frío extremo, y originaría un glaciario continentalizado frío/seco. Estos dos modelos y todas sus variedades de transición, se dan en la actualidad en nuestro planeta. Los estudios sobre la evolución geomorfológica llevados a cabo en el noroeste de la Península Ibérica, demuestran a lo largo del Pleistoceno superior se dieron condiciones que variaron entre los dos modelos citados.

Sabemos que cualquier glaciar se puede dividir en dos partes según la dinámica de acumulación/ablación: una parte superior o área de acumulación, y otra inferior o área de ablación, separadas por una línea llamada Línea de Equilibrio Glaciar (ELA según sus iniciales en inglés). La temperatura de la ELA puede variar según el tipo de glaciario entre valores, deducidos a partir del estudio de glaciares activos, que oscilan entre los  $0^{\circ}\text{C}$  hasta los  $-14^{\circ}\text{C}$  (Francou, 1989). Es evidente que en el glaciario oceánico la ELA estaría por debajo del límite de cualquier suelo helado y que por debajo de la ELA, en el glaciario continentalizado, se desarrollan todo tipo de suelos helados. Si podemos establecer una relación entre los glaciares y la presencia de suelos helados podremos proponer un modelo geocriológico que defina el tipo de clima frío que se da en un momento determinado. Los estudios sobre climas fríos pleistocenos en Galicia, especialmente los

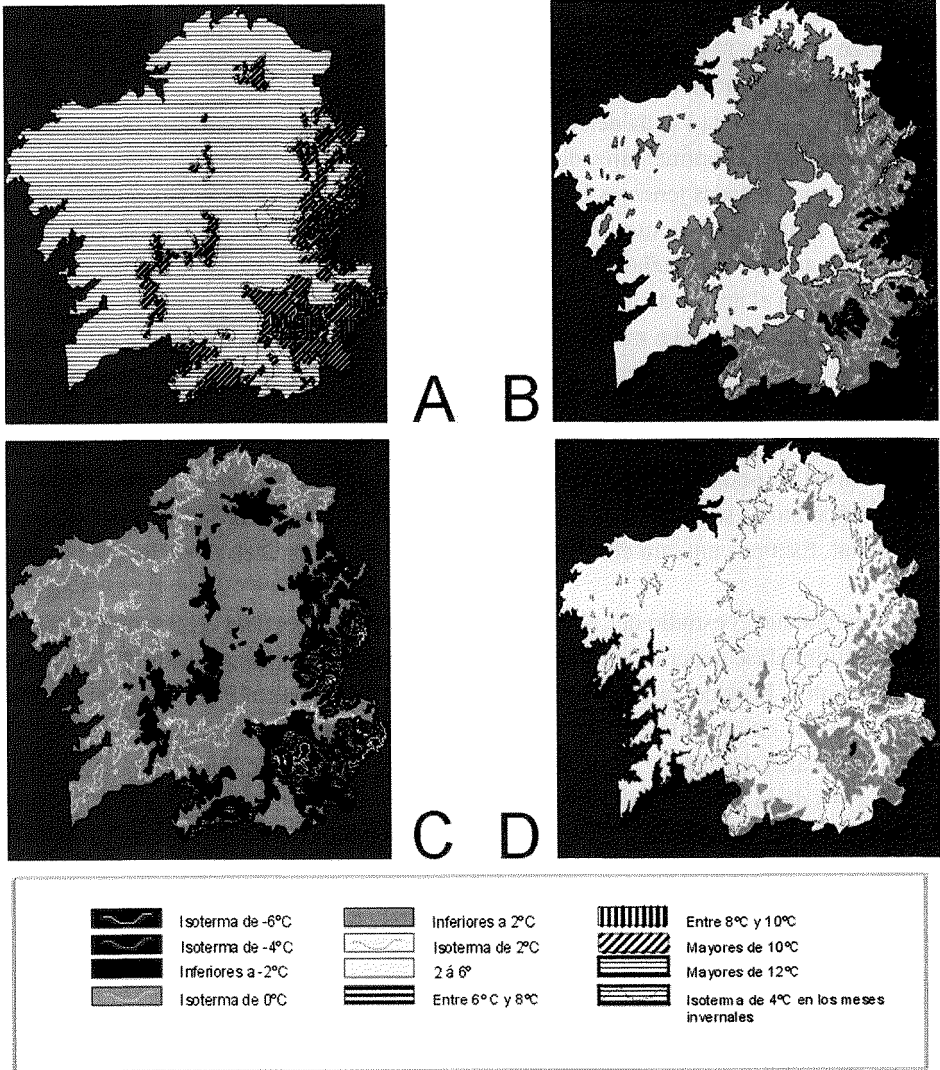


Fig.30. Mapas paleoclimáticos. Fuente: Valcárcel Díaz (1999) modificado.

desarrollados por M. Valcárcel Díaz en su tesis doctoral (1998) nos permiten establecer una sucesión de fases geocriológicas diferenciadas a lo largo de, por lo menos, el Pleistoceno Final, que ponen en relación la dinámica glacial y la dinámica periglacial (Figura 30).

El citado autor ha establecido un primer momento caracterizado por la presencia en Galicia de una fase geocriológica oceánica, condicionada por el gran aporte de nieve dentro de un contexto frío aunque no extremo, dado que no se detecta la presencia de suelos helados por debajo del nivel de la ELA en los distintos macizos montañosos. Se corres-

pondería con el momento de máximo avance de los glaciares en las montañas gallegas. El descenso de las TMAA con respecto a las medias actuales necesario para que se diese esta fase sería del orden de 6°C.

Con posterioridad se ha detectado un segundo momento frío correspondiente a una fase geocriológica continentalizada, en la que, junto a la presencia de glaciares en las montañas más elevadas tenemos la aparición de suelos helados por debajo del nivel de la ELA. Este momento sería más frío que el anterior, dándose un descenso de la TMAA de unos 12°C, aunque los glaciares son menos extensos que en la fase anterior debido a una disminución en el aporte de humedad, ya que en respuesta al descenso de las temperaturas el clima global se hace más seco. Únicamente se conocen para esta fase los valores teóricos de las TMAA, así como el hecho de la existencia de una restricción importante en el ciclo hidrológico. Se daría una amplitud térmica muy grande, con los meses de invierno muy fríos y con olas de frío que harían bajar las temperaturas por debajo de los -25°C. En estas condiciones el suelo permanecería helado. Sin embargo, en un corto verano las temperaturas se situarían por encima de los 0°C y se daría un deshielo, por lo menos superficial. Estamos ante un clima del tipo que en la actualidad se da en la tundra siberiana.

Finalmente, el estudio del glaciario y de los suelos helados, ha permitido distinguir una última fase geocriológica continentalizada de altitud, que se puede desdoblar en dos momentos. En todo caso sería menos fría y estaría marcada por la presencia de glaciares rocosos emplazados en los sectores más elevados de las sierras orientales de Galicia (Ancares, Degaña, ...) coetáneos o posteriores al retroceso final de los glaciares. El descenso de la TMAA sería del orden de los 6-7°C, similar a la fase geocriológica oceánica, lo que indica que la disponibilidad de humedad en este momento es mucho menor.

## BIBLIOGRAFÍA

- Auxietre, J.L. & Dunand J.P. (1978): *Géologie de la marge ouest iberique (Nord de 40°)*. These 3<sup>e</sup> cycle, 216 p., Paris.
- Birot P. & Sole Sabaris L. (1954): *Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Peninsule Ibérique*, CNRS, Memoires et Documents, Paris.
- Blanco Chao, R. (1999): *Formas y procesos geomorfológicos diferenciados en las costas de Galicia*, Tesis Doctoral Universidade de Santiago, Inédita.
- Boillot G. (1984): *Geología de las márgenes continentales*, Ed. Masson. Barcelona.
- Brell J. & Doval M. (1974): "Un ejemplo de correlación litoestratigráfica aplicado a las cuencas terciarias del NW de la península Ibérica", *Estudios Geológicos*, vol. XXX, p. 631-638, Madrid

- Butzer, K.W. (1967). "Geomorphology and stratigraphy of the Paleolithic site of Budiño Prov. de Pontevedra, Spain)", *Eiszeitalter und Gegenwart*, 18, pp: 82-203.
- Campy, M. & Macaire, J.J. (1988): *Géologie des formations superficielles. Géodynamique-facies-utilisation*, Ed. Masson, 443, pp., París.
- Cano, J.; Fumanal, M-P.; Ferrer, C.; Usera, J.; Blázquez, A.M. Olmo, J. (1997): "Evolución de la costa meridional de Galicia durante el Cuaternario superior", *Cuaternario Ibérico*, p. 33-46.
- Comas M.C. et alli (1986): "El Margen Atlántico Ibérico al W de Galicia. Evolución en régimen extensional y sedimentación (Resultados preliminares del Leg. 103, Ocean Driling Program)" *Estudios Geológicos*, t. 42 (2-3), pp. 137-147, Madrid,
- Chamley, H. (1972): "Signification paléoclimatique des sédiments argileux quaternaires du Méditerranée occidentale", *Mem. du B.R.G.M.*, nº 177, Céntré d'Océanographie, Marseille.
- Costa Casais, M.; Martínez Cortizas, A.; Pérez Alberti, A. (1994): "Caracterización de un depósito costero de la Ría de Muros-Noia (A Coruña, Galicia)", en J. Arnáez Vadillo, J.M. García Ruiz y A. Gómez Villar (Eds.), *Geomorfología en España: III Reunión de Geomorfología*, Sociedad Española de Geomorfología, Universidad de La Rioja, Logroño,
- Costa Casais, M.; Martínez Cortizas, A.; Pérez Alberti, A. (1996): "Tipos de depósitos costeiros antigos entre o Cabo de Fisterra e o Cabo de Corrubedo", en A. Pérez Alberti, P. Martini, W. Chesworth, A. Martínez Cortizas (Eds.), *Dinámica y evolución de medios cuaternarios*, Xunta de Galicia, Santiago,
- Costa Casais, M. (1995): *Formas e procesos costeiros nun sector da costa occidental galega (dende Fisterra ata Corrubedo). (Depósitos costeiros e evolución xeomorfolóxica)*, Memoria de Licenciatura, Facultade de Xeografía e Historia, Universidade de Santiago.
- Costa Casais, M; Martínez Cortizas, A.; Pérez Alberti, A. (1996): "Tipos de depósitos costeiros antiguos entre lo Cabo de Fisterra e o de Corrubedo", en A. Pérez Alberti, P.Martini, W. Chesworth, A. Martínez Cortizas (Eds), *Dinámica y evolución de medios Cuaternarios*, Xunta de Galicia, Santiago.
- De Groot R. (1974): *Quantitative analyses of pediments and fluvial terraces applied to the bassin of Monforte de Lemos, Galicien, NW Spain*, Tesis Univ. de Amsterdam.
- Dylik, J. (1967): "Solifluxion, congelifluxion and related slope processes", *Geografiska Annaler*, 49, ser. A, 2-4, pp. 167-177.
- Embleton, C.; King, C.A.M. (1975 a): *Glacial geomorphology*. Ed. Arnold. London.
- Eyles, N., Eyles, C. H. & Miall A.D. (1983): "Litofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences", *Sedimentology*, 30, pp. 393-410.

- Ferragne A. (1972): *Le Precambrien et le Paleozoïque de la Province d'Orense (Nord-Ouest de l'Espagne)*, Tésis de Doctorado, Univ. de Burdeos.
- Francou, B. (1993): "Une représentation factoriel des cryosphères d'altitude dans le monde", *Géomorphologie et Aménagement de la Montagne*, Hommage à P Gabert, C.N.R.S., Caen, pp 75-86.
- Francou, B. (1989): "La stratogénèse dans les formations de pente soumises à l'action du gel. Une nouvelle conception du problème", *Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire*, 40, 185-199.
- Francou, B. (1990): "Stratification mechanisms in slope deposits in high subequatorial mountains", *Permafrost and Periglacial Processes*, 1, pp. 249-263.
- Francou, B & Hétu, B. (1989): "Eboulis et autres formations de pente hétérométriques. Contribution à une terminologie géomorphologique", *Notes et Comptes-Rendus du groupe de travail "Regionalisation du Périglaciaire"*, fasc. XIV, pp. 11-69.
- Godard A. (1977): *Pays et paysages du granite*, PUF, Paris.
- Gorbunov, A.P. (1978): "Permafrost investigations in high-mountain regions", *Arctic and Alpine Research*, 10, 2, 283-294.
- Guillien, Y. (1951): "Les grèzes litées de Charente", *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 22, pp. 153-162.
- Haerberli, W. (1983): "Permafrost-glacier relationships in the Swiss Alps, today and in the past", *Proceedings of the IV International Conference of Permafrost*, Fairbank, vol. I, 415-420.
- Heraïl G. (1981): *Le Bierzo: Géomorphogénèse fini-tertiaire d'un bassin intramontagneux du Nord-Ouest de l'Espagne*, CNRS, Centre de Pub. Toulousse, 456, pág., 121 fig., 14 fotos, 2 mapas f. t.
- Heraïl G. (1982): "La sedimentación terciaria en la parte occidental del Bierzo (León, España) y sus implicaciones geomorfológicas", *Actas de la Reunión sobre la Cuenca del Duero*, IGME, Madrid.
- Humlum, O. (1982): "Rock glaciers in northern Spitsbergen: A discussion", *Journal of Geology*, 90, 214-221.
- Kerschner, H. (1978): "Paleoclimatic interferences from Late Würm rock glaciers, Eastern Central Alps, Western Tyrol, Austria", *Arctic and Alpine Research*, 635-643.
- Kirkby, M. J. & Statham, I. (1975): Surface stone movement and scree formation, *Journal of Geology*, 83, pp.349-362.
- Macías Vázquez, F. & Guitián Ojea, F. (1980): "La presencia de gibbsita en suelos de clima templado: una revisión de los conocimientos actuales (I)", *Ann. Edaf. Agrob.*, 39, pág. 301-341.

- Macias, F. *et alli* (1982): "Mineralogía de las arcillas en suelos y alteraciones sobre materiales graníticos de Galicia", *Trab. Lab. Xeol. de Laxe*, nº13, Sada.
- Martin Serrano A. (1980): *El Terciario en Galicia: significado y posición cronoestratigráfica de sus yacimientos de lignito*, Tecniterrae, Madrid.
- Mattauer, M. (1976): *Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre*, Ed. Omega, Barcelona.
- Matte, Ph. (1968): "La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)", *Trab. Lab. Geol. Grenoble*, Tomo 44.
- Miall, A.D. (1977): "A review of the braided river depositional environment", *Earth Science Review*, 13, pp. 1-62.
- Miall, A.D. (1978): "Lithofacies and vertical profile models in braided rivers: a summary", en A.D. Miall (Ed), *Fluvial Sedimentology*, Canadian Society of Petroleum Geologists. Calgary, mem. 5, pp. 597-604.
- Miall, A.D. (1992): "Alluvial deposits", en Walker, R. G. and James, N. P. (Eds.), *Facies Models: Response to sea-level change*, Geological Association of Canada, pp. 119-142.
- Miall, A.D, (1977): "A review of the braided river depositional environment", *Earth Science Review*, 13, pp. 1-62.
- Millot, G. (1980): "Les grands aplanissements des socles continentaux dans les pays subtropicaux, tropicaux et désertiques", *Mem. Serv. Soc. Geol. de France.*, 10, pp. 295-305.
- Moares Dominguez, C.; Martinez Cortizas, A, & Pérez Alberti, A. (1993): "Procesos de edafización sobre algunos materiales de origen periglaciario en las Sierras Orientales de Galicia (NW de la Península)", en Pérez Alberti, A.; Guitián Rivera, L. & Ramil Rego, P. (Eds.): *La evolución del paisaje en las montañas del entorno de los Caminos Jacobeos*, pp. 61-90, Xunta de Galicia, Santiago.
- Nonn, H. (1966): *Les régions côtières de la Galice (Espagne). Etude géomorphologique*, Pub. Fac, Lettres. Strasbourg, 591 pp., 81 figs, 26 pl, y fot, 16 mapas.
- Nonn, H. (1969): "Evolution géomorphologique et types de relief en Galice Occidentale et Septentrionale", *Rev. de Geom. Phys. et de Geol Dyn*, XI, fasc. 1, pp. 31-70, Paris.
- Ozouf, J.-C.; Coutard, J.-P.; Texier, J.-P. & Bertran, P. (1993) en Colloque "*Processus et dépôts periglaciaires de versant*", Excursión "*Grèzes Litées*", Comisión "Les Milieux periglaciaires" (U.G.I.), Groupe de travail des Processus et Environnements Periglaciaires (A.I.P.), Association Française du Pergelisol (A. F. P. ), Charentes-Perigord.
- Pannekoek, A.J. (1966): "The geomorphology of the surroundings of the Ria de Arosa (Galicia, NW Spain)", *Leidse Geol. Medel*, 37, pp. 7-32.

- Pannekoek, A.J. (1970): "Additional geomorphological data on the Ria Area of western Galicia (Spain)", *Leidse Geol. Medel.*, pp. 185-194.
- Parga Pondal, I. (1958): "El relieve geográfico y la erosión diferencial de los granitos en Galicia", *Trabajos del Laboratorio Geológico de Lage*, nº 16.
- Parga, J.R. (1969): "Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico", *Trab. del Lab. Geol. de Laxe*, 37.
- Pedro, G. & Sifferman, G. (1979): "Weathering of rocks and formation of soils, Review of research on modern problems in geochemistry", *Earth Sciences*, 16, pp. 39-55, Ed. Siegel, UNESCO.
- Pérez Alberti, A. (1979): "Nuevas observaciones sobre glaciario y periglaciario en el NW de la Península Ibérica. La Galicia sudoriental", *Acta Geológica Hispana*, Homenaje Ll. Solé Sabarís, pp. 441-444.
- Pérez Alberti, A. (1983): "Procesos periglaciares e glaciares no Nordeste de Galicia", *Revista Terra*, nº 3, Sociedade Galega de Xeografía, Santiago (1988), pp 78-86.
- Pérez Alberti, A. (1986): *A Xeografía*, Ed. Galaxia, Vigo, 274 pp..
- Pérez Alberti, A. (1981): "Aproximación xeográfica aos vales fluviais en Galicia", *Cuaderno de Estudios Gallegos*, XXXI, Santiago.
- Pérez Alberti, A. (1982): "Xeomorfoloxía", en Pérez Alberti, A. (Dir.), *Xeografía de Galicia, I: O Medio*, Ed. Sálvora, Santiago.
- Pérez Alberti, A. (1983): "A evolución xeomorfolóxica do espacio xeográfico galego", en *O Meio Natural Galego*, Libro Homenaxe a I. Parga Pondal, Ed. do Castro, Sada.
- Pérez Alberti, A. (1991): *La Geomorfología de la Galicia Sudoriental. (Problemas geomorfológicos de un macizo hercínico de la fachada atlántica Ibérica: centro-sudeste de Galicia)*, Tesis Doctoral, Universidad de Santiago.
- Pérez Alberti, A. (1993): "La interacción de procesos geomorfológicos en la génesis del relieve del Sudeste de Galicia: el ejemplo del Macizo de Manzaneda y de la Depresión de Maceda", en Pérez Alberti, A. *et al.*, *La evolución del paisaje en los montañas del entorno de los Caminos Jacobeos*, pp. 1-24, Xunta de Galicia, Santiago de Compostela.
- 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", en *Guía de Campo de las VIII Jornadas de Geografía Física (A.G.E.)*, p. 11-42, Universidade de Santiago.
- Pérez Alberti, A.; Rodríguez Guitián, M. & Valcárcel Díaz, M. (1993): "El modelado glaciar en la vertiente oriental de la sierra de Ancares", *Papeles de Geografía*, nº1, 18, Universidad de Murcia.

- Pérez Alberti, A. & Rodríguez Guitián, M. (1993): "Formas y depósitos de macroclastos y manifestaciones actuales de periglaciario en las Sierras Septentrionales y Nororientales de Galicia", en Pérez Alberti, A.; Guitián Rivera, L. & Ramil Rego, P. (Eds.), *La evolución del paisaje en las montañas del entorno de los caminos jacobeos*, Xunta de Galicia, pp. 91-106.
- Pérez Alberti, A.; Rodríguez Guitián, M. & Valcárcel Díaz, M. (1993): "Las formas y depósitos glaciares en las Sierras Septentrionales y Orientales de Galicia", en Pérez Alberti, A.; Guitián Rivera, L. & Ramil Rego, P., *La evolución del paisaje en las montañas del entorno de los caminos jacobeos*, Xunta de Galicia, pp. 61-90.
- Pérez Alberti, A.; Martínez Cortizas, A. & Moares Domínguez, C. (1994): "Los procesos periglaciares en el Noroeste de la Península Ibérica", en Gómez Ortiz, A.; Simón Torres, M. & Salvador Franch, F. (Eds.), *Periglaciario en la Península Ibérica, Canarias y Baleares*, Universidad de Granada, Granada, pp. 33-54.
- Pérez Alberti, A.; Blanco Chao, A. y Costa Casais, M. (1997): "La importancia de los balances de acumulación/erosión y fosilización/exhumación en la evolución geomorfológica de la costa de Galicia", en *Dinámica de Litoral-Interior; Actas del XV Congreso de Geógrafos Españoles*, 1, pp. 205-219.
- Pérez Alberti, A. & Valcárcel Díaz, M. (1998): "Caracterización y distribución espacial del glaciario pleistoceno en el noroeste de la Península Ibérica", en Gómez Ortiz & Pérez Alberti (Eds.), *Huellas glaciares de las montañas españolas*, Univesidade de Santiago de Compostela, Servicio de Publicacions, Santiago, pp. 17-64.
- Pérez Alberti, A. Costa Casais, M. & Martínez Cortizas, A. (1999): "Nuevas aportaciones al conocimiento del Cuaternario reciente en la costa atlántica de Galicia", en *Geoarqueología i Quaternary litoral. Memorial María Pilar Fuman*, 381-390, Universitat de Valencia, Valencia.
- Raynal, R. & Nonn, H. (1968): "Glacis étages et formations Quaternaires de Galicia Orientales et de León. Quelques observations et données nouvelles", *Rev. de Geom. Dyn.*, Juillet-Août-Septembre, 3.
- Rojouan, F. (1987): *Contribution à l'étude géomorphologique de la marge continentale du Nord Ouest de L'Espagne (Galice)*. Tesis 3<sup>er</sup> ciclo. París.
- Singer, A. (1979): "The Paleoclimatic Interpretation of Clay Minerals in sols and weatering profiles", *Earth- Science Reviews*, 19, pp. 303-326.
- Sluiter, W.J. & Pannekoek, A.J. (1964): "El Bierzo: étude sedimentologique et géomorphologique d'un bassin intramontagneux dans le NW de l'Espagne", *Leidse Geol. Mede. Deel*, 30.
- Tex, E. (1981): Basement evolution in the northern Hesperian massif. A preliminary survey of results obtained by the Leiden Research Group. *Leidse Geol. Mede. Deel* 30.

- Trenhaile, A.S.; Pérez Alberti, A.; Martínez Cortizas, A.; Costa Casais, M. & Blanco Chao, R. (1999): Rock coast inheritance: an exemple from Galicia, Northwestern Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, nº 24, pp. 1-17.
- Tricart, J (1981): "Geomorphologie climatique", en *Précis de Géomorphologie*, t.III, SEDES, Paris.
- Tricart, J.; Cailleux, A. (1967): *Traité de Géomorphologie II. Le model des régions périglaciaires*. Ed. SEDES. Paris.
- Tricart, J. & Pérez Alberti, A. (1989): "Problemas de paleoclimatología: importancia e impacto del frío durante el Cuaternario", *Actas do Simposio internacional "Otero Pedrayo e a Xeografía de Galicia"*, pp. 74-91, Consello da Cultura Galega, Santiago de Compostela.
- Twidale, C.R. (1985): "Old land surfaces and their implications for models landscape evolution". *Revue de Géomorphologie Dynamique*, vol. 34, nº 4, pp. 131-147.
- Valcárcel Díaz, M. (1998): *Evolución geomorfológica y dinámica de las vertientes en el noroste de Galicia, Importancia de los procesos de origen frío en un sector de las montañas lucenses*, Tesis doctoral, Departamento de Xeografía, Inédita.
- Valcárcel Diaz, M. & Pérez Alberti, A. (1996): "Caracterización y cartografía de las formaciones superficiales de origen periglaciario en el valle de Moia (cuenca alta del río Navia-NW ibérico)", en Pérez Alberti, A.; Martini, P.; Chestworth, W. & Martínez Cortizas, A. (Eds.), *Dinamica y evolución de medios cuaternarios*, pp. 79-90, Santiago.
- Valcárcel Díaz, M.; Blanco Chao, R.; Martínez Cortizas, A. & Pérez Alberti, A. (1998): "Estimación de las paleotemperaturas en Galicia durante el último ciclo glaciario a partir de datos geomorfológicos y climáticos", en A. Gómez Ortiz & F. Salvador Franch (Eds.), *Investigaciones recientes de la Geomorfología española*, pp. 767-770, Barcelona.
- Van Vliet-Lanöe, B. (1989): "Dynamics and extent of the Weichselian permafrost in Western Europe (Substage 5E to Stage 1)", *Quaternary International*, vols 3/4, pp. 109-113.
- Van Vliet-Lanoë, B. (1995): "Histoire et dynamique du périgélisol Européen au Weichselien", *Biuletyn Periglac.*, nº 33, pp. 165-176.
- Vanney, J.R. et al. (1979): Geomorphic provinces and evolution of the northeastern Iberian continental margin. *Ann. Ins. Océan.*, vol. 55, nº 1, pp. 5-20. París.
- Walker, R.G. (1992): "Facies, facies models and modern stratigraphie concets", en Walker, R.G. & James, N.P. (Eds.), *Facies models: response to sea-level change*, Geological Association of Canada, Toronto, 1-14.