

Nuevas observaciones sobre glaciario y periglaciario en el NW de la Península ibérica: La Galicia sudoriental*

por Augusto PÉREZ ALBERTI

Instituto «Padre Sarmiento» de Estudio gallegos del C.S.I.C., Santiago de Compostela.

RESUMÉ

Dans le travail présent, on analyse quelques aspects géomorphologiques que l'on remarque dans la Galice sudorientale, tel que le glaciario qui s'est développé sur les sommets des montagnes, par dessus les 1.100 m et le periglaciario dans quelques vallées, comme celle de la rivière Tamega, près de Verin.

RESUMEN

En el presente trabajo analizamos algunos aspectos geomorfológicos que destacan dentro de la Galicia Sudoriental, como son el glaciario que se ha desarrollado por encima de los 1.100 metros y el periglaciario (desconocido hasta este momento en esta área) que lo ha hecho en algunos valles angostos, entre los que destaca el del Río Tamega, cerca de Verin.

INTRODUCCIÓN

El área objeto (fig. 1) de estudio se encuentra situada en el extremo SE de Galicia entre los $42^{\circ} 20'$ - $41^{\circ} 50'$ de Latitud N. y los 7° - $7^{\circ} 45'$ de Longitud W, aproximadamente, formando tres unidades perfectamente diferenciadas: un volumen de *sierras* que componen lo que denominamos Macizo de Manzaneda (Serra de Queixa, San Mamede, das Corzas, do Burgo y Montes do Invernadoiro), una serie de *depresiones* bordeando al citado macizo (Maceda, A Limia, Monterrei y O Bolo) y como nexo de unión entre ambas, los *valles fluviales*, fuertemente encajados en las sierras entre los que caben destacar los del Bibei, Sil, Xares, Camba, Tamega, etc.

CONTEXTO ESTRUCTURAL

La Galicia Sudoriental Litología

El área objeto de estudio está formada por areniscas, pertenecientes al Ordovico inferior, que junto con migmatitas e

* El presente trabajo se inscribe dentro de otro más amplio sobre la Geomorfología de la Galicia Sudoriental, que para la realización de su Tesis Doctoral realiza el autor bajo la dirección del Prof. Ll. Solé Sabaris.

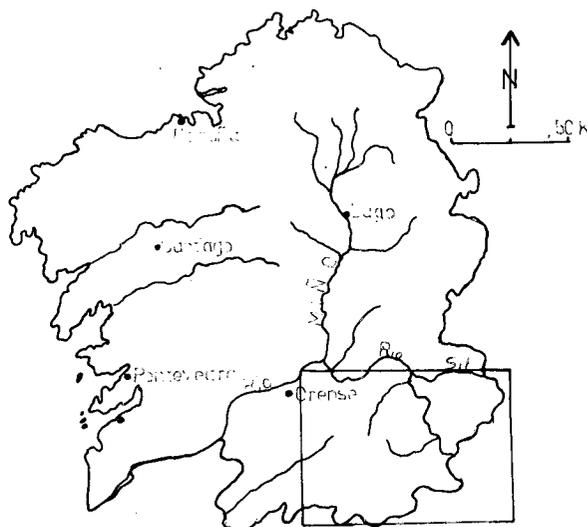


Fig. 1. Situación del área objeto de investigación.

inyecciones magmáticas de la misma edad, dominan en Serra de San Mamede, Serra das Corzas parte occidental de Montes do Invernadoiro y de Serra de Queixa; las pizarras Ordovícico-Silúricas, conforman la zona central de Serra de Queixa, mientras los granitos de dos micas, hercínicos, dominan en Serra do Burgo, Cabeza de Manzaneda y en el sector centro-oriental de Serra de Queixa.

Tectónica

Desde el punto de vista tectónico, dos han sido las etapas claves en el desenvolvimiento de Galicia y más concretamente del Sudeste: la orogenia hercíniana y la fracturación neógeno-cuaternaria.

Durante la primera, el NW peninsular se ha visto afectado por dos fases de plegamiento (Matte, 1968). La primera, de mayor intensidad ha afectado a todo el NW. La deformación, a todas las escalas, ha afectado a todas las rocas y va acompañada de metamorfismo progresivo, en condiciones de

máxima presión y temperatura. El estilo de la deformación es más profundo en el dominio más interno de la cordillera, en el que se encuentra el sector occidental del área estudiada, dominando en él los pliegues tumbados replegados.

La segunda fase ha afectado una extensión menor y las deformaciones indican que ha tenido lugar a poca profundidad. Contemporáneo a esta segunda fase es el emplazamiento de los macizos graníticos de dos micas. Los pliegues son simétricos, con plano axial subvertical bien reconocible, replegando las estructuras de la primera fase, particularmente la esquistosidad primaria.

La estructura más importante es el anticlinal «ollo de sapo» que se alarga desde la Isla Coelleira en el Norte de Lugo hasta desaparecer por el SE gallego, penetrando en Zamora. Se compone de una serie de anticlinales que se relevan; uno de ellos el «anticlinal de Queixa» afecta a la sierra del mismo nombre.

La tectónica de fractura se superpone a la de plegamiento y ha tenido gran importancia. En época tardihercínica se han desarrollado una serie de fracturas de direcciones NW-SE y SW-NE, y sus asociadas de direcciones, NNE-SSO y N-S y E-O, que han sido de gran importancia en el desarrollo geomorfológico del sector.

Durante el Neógeno-Cuaternario se ha producido una descompresión tectónica que ha revitalizado aquellas fracturas terdihercínicas o ha motivado la aparición de otras, con lo que ha desgajado el antiguo macizo.

Galicia ofrece así una estructura de bloques, muy desarrollada, que adquiere mayor desarrollo en el SE. Las fallas y fracturas de dirección ENE-WSW, que se cruzan con otras de dirección N-S, NNE-SSO, son frecuentes, individualizando con su juego una serie de bloques hundidos y elevados que configuran buena parte de las sierras y depresiones de la Galicia Sudoriental.

Los rasgos geomorfológicos que caracterizan esta área parecen probar la existencia de movimientos tectónicos hasta épocas bastante recientes, deshaciendo el mito de la estabilidad tectónica de Galicia.

LA MORFOGÉNESIS GLACIAR

Si la existencia de glaciario en Galicia es algo conocido desde antiguo (Hernández Sampelayo ya hablaba de él en los años 20, aunque confundiendo con fenómenos periglaciares en la costa lucense), no sucede otro tanto con su divulgación y con la aceptación de que su papel en la evolución del relieve gallego, no es de desdeñar especialmente en el Este de Galicia, y más concretamente en su sector Sudoriental. Aquí los procesos glaciares han sido relativamente frecuentes; ello llevó a Hernández Pacheco (1951) a realizar un estudio bastante detallado sobre la Serra de Queixa en el que apunta aspectos interesantes.

El hecho de haberse instalado los hielos sobre un relieve suave, derivado de antiguas superficies de aplanamiento dislocadas, ha contribuido a menospreciar la morfogénesis glaciaria. Pero si bien es evidente que la acción de ésta ha sido pequeña desde el punto de vista cuantitativo (si es posible medir cuantitativamente un proceso morfogenético), no por ello deja de tener importancia. Los restos de origen glaciario: depósitos (morrenas) o paleoformas (circos, valles, etc.), aparte de su labor estrictamente morfogenética, son un indicador paleoclimático de primer orden, indispensable para conocer la geomorfología de la zona.

La instalación de los hielos sobre un relieve laxo ha condicionado en buena parte la morfogénesis glaciaria; las débiles pendientes han favorecido muy poco el deslizamiento de los hielos, por lo que éstos, emplazados en latitudes bajas, donde el glaciario puede considerarse como marginal, tuvieron que limitarse a las cumbres de las sierras, no descendiendo más allá de los 1.300-1.200 metros, según las áreas. Por otra parte los procesos posteriores postglaciares, fundamentalmente de origen fluvial, han degradado en buena medida algunos tramos.

Las paleoformas que con más frecuencia nos encontramos son los circos; se trata generalmente de circos de «entonnor d'amont» (Quelltrichterkar) que ciñen la línea de partición de aguas. Presentan la forma de un cono invertido, sin fondo plano y sin roturas de pendiente marcadas. La acción fluvial postglaciaria los ha degradado en buena parte, cortando o removiendo los materiales morrénicos. Sin embargo, en algunos de ellos, con pendiente más suave, todavía podemos observar pequeñas morrenas, como sucede en el circo de Poyeiros, en la vertiente NW de Cabeza de Manzaneda, con depósitos que se inician hacia los 1.380 metros descendiendo hasta los 1.250; el de San Miguel, al NE del anterior; el de San Lázaro, más hacia el Este, en la vertiente oriental, con un bello anfiteatro y morrenas de fondo, muy degradado por el Río San Lázaro, más hacia el Este, en la vertiente oriental, con un bello anfiteatro y morrenas de fondo, muy degradado por el Río San Lázaro, que discurre por un auténtico empedrado, cubierto de vegetación, el de Forcadas, posiblemente el más característico y que se aleja un poco de la tipología de los anteriores, con paredes escarpadas a partir de los 1.600 metros y la presencia de morrenas a partir de los 1.100, que podemos observar en las cercanías de Requeixo, o el de Requeixo de Manzaneda el mejor conservado y en el que la acción del hielo ha quedado muy marcada en el granito, etcétera.

Características similares ofrecen los circos glaciares de los Montes del Invernadoiro, aunque nuestras investigaciones en su área estén mucho más atrasadas debido a las peculiaridades del transporte, con la ausencia de carreteras y la dificultad de moverse por los caminos.

Es sin embargo en Serra de Queixa, en el sector oriental del área estudiada, en donde la morfogénesis glaciaria ha tenido mayor incidencia. Así por tierras de Conso, en las parroquias de Chaguazoso y Moimentelos, aparece el glaciar del Cenza que se extiende en dirección NW-SE, desde O Cabezo de Guelianda, a pies del pico de Cabeza Grande de Manzaneda, a unos 1.600 metros de altitud, hasta la aldea de Chaguazoso, situada a 1.300 metros.

Su recorrido es una sucesión de suaves colinas, recubiertas de bloques erráticos, redondeados («penedos») y zonas planas («chairas»), generalmente pantanosas, (As Lagoas, Chaira de Conselo, etc.), hasta desembocar en Chaguazoso, en donde los depósitos morrénicos adquieren un gran desarrollo.

El glaciar de Cenza presenta una dirección NW-CE en unos 2 kms., para después ir girando hacia el SE paulatinamente, con una longitud aproximada de unos 6 kms. Su límite septentrional aparece claro, con restos de morrenas laterales, compuestas de bloques de granito redondeados, generalmente de gran tamaño. Por el contrario su límite meridional, degradado por la acción del Cenza y sus afluentes, es menos nítido, quedando únicamente guijones desgajados de la morrena. Los materiales de fondo se componen de arenas groseras, retrabajadas por la red fluvial, y bloques erráticos.

La morrena terminal, sobre la que se yergue Chaguazoso, está compuesta por bloques de granito rodados, de tamaño heterogéneo, siendo más frecuentes los grandes bloques de hasta 8 m de diámetro.

Todo lo visto anteriormente lo podemos resumir entresacando lo primordial. Por un lado la existencia de superficies de aplanamiento antiguas que han condicionado el desarrollo del glaciario en el Macizo de Manzaneda por cuanto las débiles pendientes no han favorecido la morfogénesis glaciaria; tendríamos un relieve glaciario en «fjeld», caracterizado por formas suaves; por otra parte la fracturación del granito, generando una amplia red de diaclasas, aprovechadas por los hielos ha favorecido la gelifración y la abundancia de grandes bloques; en tercer lugar, la situación del Macizo, en una área marginal, dentro del glaciario, ha sido un condicionante fundamental, apareciendo una diferenciación bastante clara entre las vertientes occidentales y orientales, lo que parece probar la existencia de un mayor gradiente térmico frío-cálido entre el Polo y el Ecuador, que generaría vientos del N o NW, mucho más constantes que los que padece Galicia en la actualidad. Así encontramos las formas más nítidas a sotavento.

Todos los indicios nos llevan a considerar el Würm como el momento de acción de los hielos. Ello parece corroborarlo los

estudios realizados en el Norte de Portugal por Coude (1978); en la zona costera de Galicia, en donde son también evidentes huellas de frío (Nonn 1966); o los análisis polínicos efectuados hasta el momento, en Galicia, sintetizados por Torras y Diaz-Fierros (1978). Los derrubios estratificados encontrados por nosotros, y que pasamos a estudiar a continuación, parecen ratificar lo anterior.

LA MORFOGÉNESIS PERIGLACIARIA

Los procesos periglaciares, al contrario de los glaciares, han sido desconocidos hasta este momento dentro de nuestra área. Con anterioridad (marzo 1979), apuntábamos la posibilidad de que la morfogénesis periglaciaria hubiese afectado a las vertientes montañosas por debajo del nivel de cumbres afectado por los hielos permanentes. Nuestra investigación posterior, con el descubrimiento de huellas claras de periglaciario en la depresión de Monterrei, parece ratificar lo dicho.

La morfogénesis periglaciaria sin embargo no se ha desarrollado por igual en toda el área. Por los indicios encontrados hasta el momento aquella ha adquirido mayor importancia en los valles orientales, preferentemente en los más angostos,

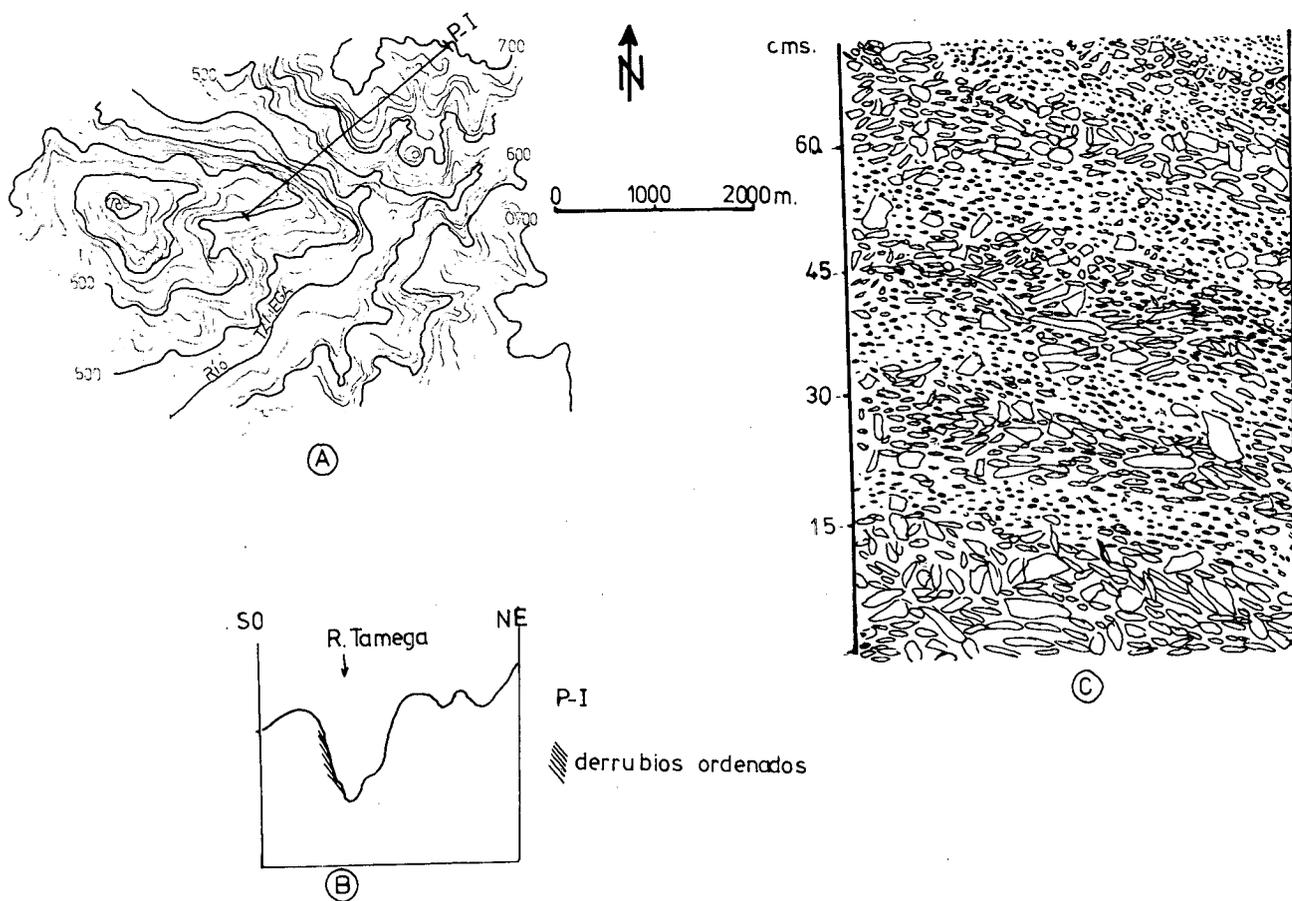


Fig. 2. Vestigios periglaciares del río Tamega

a) Mapa topográfico del área.

b) Perfil topográfico del valle del Tamega en el que se encuentran los «derrubios ordenados».

c) Corte de los derrubios estratificados. Diseño a partir de fotografía.

donde el aporte de radiación solar es menor.

Pero si la radiación ha sido importante, por ser el motor indirecto de la puesta en marcha de los procesos, la litología ha jugado un papel primordial. Así mientras en las areniscas encontramos depósitos claramente periglaciares («ébouli ordonné»), modelando las vertientes de forma rectilínea y originando valles disimétricos, como el del Támea; sobre las pizarras, más ricas en elementos arcillosos, los procesos periglaciares son más difíciles de distinguir. La gelificación posiblemente se haya visto condicionada por el mayor poder absorbente de esta roca con lo que es difícil saber hasta qué punto la acción del hielo ha actuado. Sobre pizarras encontramos acumulaciones detríticas de vertiente que denominaremos «nido de avispa» caracterizadas por la presencia de multitud de pequeños agujeros que se corresponden con las capas groseras. Da la impresión de que los momentos de frío más intenso se corresponderían con una mayor fracturación de la roca, presentándose los momentos de frío moderado con acumulaciones más finas. La edafogénesis posterior desdibujaría en parte los depósitos.

Después de un estudio detallado de la zona observamos que los depósitos periglaciares se encuentran situados en los valles más cerrados y en las vertientes situadas a sotavento, orientadas hacia el Sur o el Sudeste, tapizándolas y dándole un aspecto rectilíneo que contrasta con las vertientes que ofrecen un relieve más movido; ello ha contribuido a la formación de valles disimétricos como el del Támea, el más característico, Correchouso o alto Camba.

El ejemplo más claro de la morfogénesis periglaciaria nos la encontramos en el valle citado en primer lugar (fig. 2) situado al NW de la depresión de Monterrei. Se trata de derrubios estratificados «ébouli ordonné», con una inclinación de unos 25°, que descienden desde el cerro «Garita» que se eleva hasta los 789 metros, hasta el fondo del valle, situado a 400 m. Litológicamente el área aparece dominada por areniscas; los derrubios se componen de capas alternantes fino/groseras (fig. 2) de arenisca sin alterar. Las capas groseras están formadas por derrubios de hasta 10 cm. sin matriz fina y las finas por material detrítico menor de 2 cm y con matriz limosa. En conjunto alcanzan una potencia vista de unos 5 m, no presentando huellas de crioturación posterior a la deposición del depósito, cuya anchura supera los tres kms. pudiéndose observar con claridad a partir del km. 13 de la carretera Verín-Laza.

Su génesis estaría unida al deslizamiento de los derrubios sobre la nieve helada. Las alternancias corresponderían a diferencias en las condiciones del hielo y en el desplazamiento de los derrubios. Todo ello indica condiciones

periglaciares poco rigurosas, que se dan en las regiones marginales del dominio periglaciario cuaternario. En cuanto a su edad, igual que en el caso de la morfogénesis glaciaria, podemos situarla en la última glaciación.

CONCLUSIONES

Todo lo expuesto anteriormente nos lleva a hacer una serie de consideraciones finales: En primer lugar parece claro un ambiente climático frío durante el Würm en toda Galicia. La existencia de depósitos periglaciares en la costa (Nonn, 1966) permite compararlos con los hallados por nosotros en el Sudeste. La diferencia de facies —en la costa los materiales son más groseros y la estratificación es menos clara— parece indicar una mayor humedad; la continentalidad se iría haciendo patente a medida que nos acercamos al Sudeste galaico.

En segundo lugar se observa una clara diferenciación altitudinal; de ello se vislumbra un glaciario de cumbres y un periglaciario de valles, de manera especial en los más angostos.

En tercer lugar las características de los depósitos glaciares indican por una parte el condicionamiento impuesto por el relieve laxo, al derivar las sierras de antiguas superficies de aplanamiento (Biot-Solé, 1953) y por otro su situación en un área marginal del glaciario cuaternario, cosa que, en este último caso, también ocurre con el periglaciario que observamos en el área investigada.

BIBLIOGRAFÍA

- BIROT, P., SOLE SABARIS, L. (1953): Recherches morphologiques dans le NW de la Péninsule Iberique. *Centre de Documentation et Cartographie. CNRS.* Tomo IV pág. 11-61.
- COUDE-GAUSSEN, G. (1978): Confirmation de l'existence d'une glaciation würmienne dans les montagnes du NO du Portugal. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.* fasc. 1. pág. 34-37.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1951): El glaciario Cuaternario de la Sierra de Queija. *R.S.E. de Historia Natural.*
- NONN, H. (1966): Les régions cotières de la Galice (Espagne) *Ed. Orphrys.* Paris.
- PEREZ ALBERTI, A. (1979): Xeomorfoloxía de Galicia en «Galicia», Tomo I de *Ed. Nauta.* Barcelona (en prensa).
- TORRAS TRONCOSO, M. L., DIAZ-FIERROS VIQUEIRA, F. (1978): El registro polínico como indicador del cambio climático en Galicia. *VI Simposio de Bioclimatología.* Madrid.
- TRICART, J. (1962): Le modèle Glaciaire et Nival. *Ed. Sedes.* Paris.
- TRICART, J. (1967): Le modèle des régions periglaciaires. *Ed. Sedes.* Paris.

Recibido, noviembre 1979.