

Las huellas de las glaciaciones del pasado próximo y remoto

Gonzalo Pardo
y Concha Arenas

Viu

Afloramiento de sedimentos proglaciares en el río Sorrosal, en Linás de Broto.

Foto: J.L. Peña Monné
C. Sancho Marcén



Fig. 1.- Formas del modelado glaciar a diferentes escalas:

A. El circo de Rioseta, en la cabecera de un pequeño glaciar tributario del glaciar del Aragón.

B. El valle de Otal, colgado sobre el Ara, otro ejemplo de valle glaciar de perfil en U.

C. Ibón de Pecico, ocupando una depresión de sobrecavación del hielo del glaciar del Caldarés, afluente del glaciar del Gállego.

D. Bloque estriado por abrasión glaciar, río Sorrosal.

En la exposición de su teoría, sobre el origen de las especies, Darwin se planteó todos los hechos posibles que pudiesen falsarla. Uno de esos hechos era la aparición de especies en áreas alejadas de su lugar natal, del que estaban separadas por barreras geográficas en apariencia insuperables. Darwin se ocupó de diferentes casos al respecto, tanto de animales como de vegetales, y uno de ellos fue cómo ciertas plantas propias de latitudes septentrionales podían encontrarse en islas situadas a cientos de kilómetros, en latitudes más meridionales. Pues bien, en el texto de su obra *“El origen de las especies por medio de la selección natural”*, de 1859, es curioso leer el siguiente párrafo (traducción de Antonio de Zulueta):

A ruego mío, sir C. Lyell escribió a míster Hartung preguntándole si había observado cantos erráticos en esas islas, y contestó que habían hallado grandes pedazos de granito y de otras rocas que no se encuentran en el archipiélago. Por consiguiente, podemos deducir con seguridad que los icebergs en otro tiempo depositaron su carga de piedras en las playas de esas islas oceánicas, y es, por lo menos, posible que puedan haber llevado a ellas algunas semillas de plantas del Norte.

Un canto errático es aquel que, transportado por el hielo, se encuentra a distancia significativa del afloramiento del cual procede, y se refiere Darwin a las islas Azores, de origen volcánico, a 37°-39° N. Este texto es una prueba del conocimiento enciclopédico de Darwin sobre el mundo natural, incluyendo la geología.

El hielo es un agente geológico muy eficiente en la erosión y el transporte de materiales y, en suma, como escultor de paisajes: el denominado modelado glaciar. Pero así mismo genera depósitos que evidencian periodos prolongados de frío intenso en ciertos momentos del pasado, es decir, la existencia de épocas glaciares pretéritas, y a este respecto los clastos transportados por el hielo son, en muchas ocasiones, un elemento clave, como se verá en este artículo.

EL HIELO COMO AGENTE GEOLÓGICO

Los que conocen los Pirineos, o cualquiera de las altas montañas del mundo, saben que buena parte de sus paisajes característicos se deben a la erosión producida por los glaciares: circos, ibones y valles profundos con perfil en U, son legados de la última glaciación (Fig. 1). Menos llamativos como paisaje, pero no menos importantes

para su estudio, son los materiales que transportaron, entre otros sus depósitos cuando funde el hielo. Estos destacan más si la erosión posterior del agua da lugar a morfologías curiosas, como las llamadas chimeneas de hadas o *dames coiffées*, como las designan en Francia.

El hielo en movimiento, en cuanto alcanza cierto espesor, es un fluido altamente viscoso, capaz de deslizarse por acción de la gravedad y transportar cargas como un flujo plástico lento en fase sólida. Como resultado, un glaciar es un agente eficaz de modelado erosivo y, además, el agente de transporte de materiales con más capacidad (carga máxima de partículas) y competencia (tamaño máximo de partículas).

Los glaciares de valle transportan fragmentos rocosos desprendidos de las laderas sin discriminación de tamaño, y tanto el hielo de los glaciares de valle como el de los de casquete (*inlandsis*), es capaz de arrancar (fenómeno de *plucking*) y transportar fragmentos del substrato rocoso. Esta carga de materiales que transporta el hielo son las morrenas, denominadas laterales, centrales y de fondo, según su posición en el caso de tratarse de la lengua de un glaciar de valle. A su vez, los materiales de las morrenas raspan el substrato creando estrías en él y en los clastos transportados (Fig. 1D). Es este un rasgo morfológico que evidencia por sí mismo la existencia de glaciares ya desaparecidos. En el caso de casquetes extensos, las estrías en el substrato rocoso informan de las direcciones de desplazamiento de las masas de hielo desde el centro del casquete hacia la periferia. Es el caso, por ejemplo, de la glaciación Hirnantense que tuvo lugar en el Ordovícico Superior-inicio del Silúrico, hace 445-441 Ma (millones de años) (Scotese, 2021), durante la cual existió un extenso casquete en el noroeste de África, que en aquel momento estaba situado en el polo sur terrestre (Fig. 2).

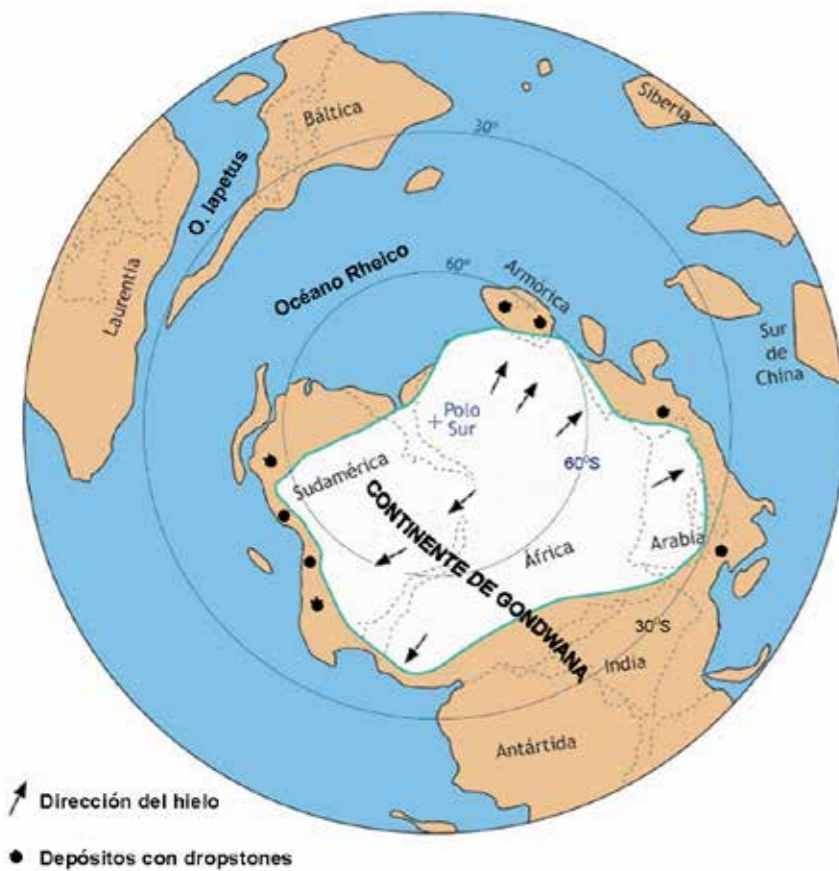
“Los materiales de las morrenas raspan el substrato creando estrías en él y en los clastos transportados.”

Además, como resultado de la abrasión, se obtienen e incorporan a la carga transportada por la masa de hielo sedimentos de granulometría fina, hasta tamaño arcilla, que se denominan harina glaciar (*rock flour* o harina de roca). Esta es transportada en suspensión por las aguas de fusión de los glaciares prestando una turbidez blanquecina característica a corrientes fluviales y lagos proglaciares (Fig. 3A, B). La fusión (ablación) de una lengua glaciar conlleva la formación de lagos en las cubetas excavadas por el hielo en el circo de cabecera y a lo largo del valle, así como el depósito de todos los materiales transportados formando una morrena frontal, en general con la morfología de colina arqueada aguas abajo. Las morrenas laterales abandonadas quedan como cúmulos colgados en las laderas del valle. Las morrenas frontales, así como las laterales cuando cierran un curso afluente, pueden constituir barreras que represan lagos proglaciares. Todos estos casos están en la génesis de los ibones.

Así, con el término morrena se hace referencia tanto a los materiales en transporte por el hielo, como a la morfología de los depósitos resultantes de la fusión. En todos los casos, los depósitos morrénicos tienen

la característica de ser totalmente heterométricos: en las morrenas se pueden encontrar mezclados grandes bloques de formas angulosas (los característicos sombreros de las *dames coiffées*), gravas de todos los tamaños, arena, limo y arcilla. Un buen ejemplo de depósito morrénico con estas características puede verse en el valle del río Gállego a la altura de Biescas, las chimeneas denominadas Señoritas de Arás (Fig. 3C).

“El último periodo glaciar, denominado Würm, es el que ha dejado, con sus lenguas avanzando por los valles, la impronta más visible en los Pirineos.”

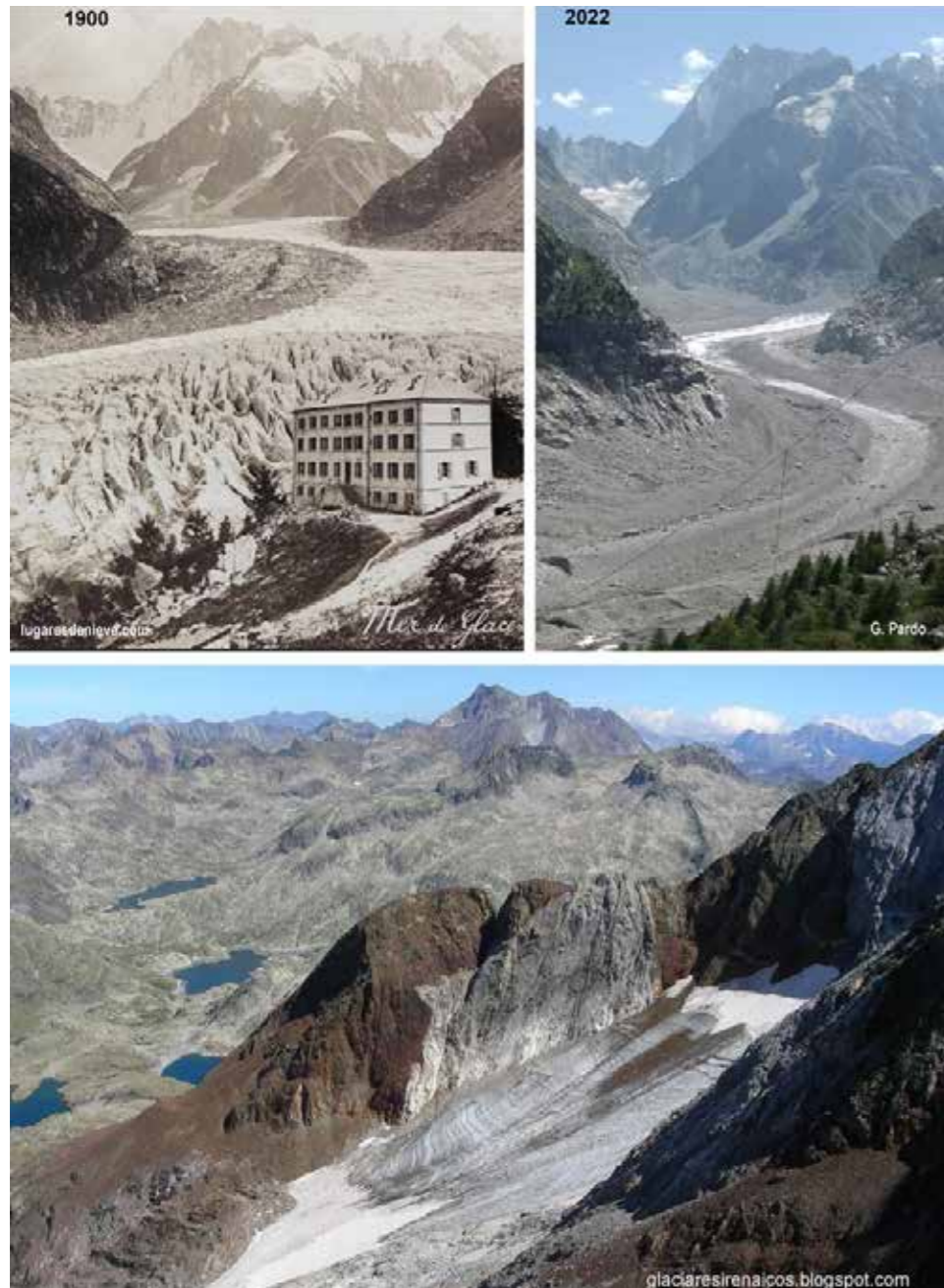


◀ Fig. 2.- Reconstrucción paleogeográfica global en el Ordovícico Superior-inicio del Silúrico, con extensión del *inlandsis* hirnantiense. Las direcciones de movimiento del hielo se establecen a partir de las estrías originadas por abrasión del substrato, actualmente aflorante. (Elaborado a partir de Cocks y Torsvik, 2002).



▲ Fig. 3.-

- A. La flecha señala la morrena central, resultado de la unión de las morrenas laterales de dos lenguas glaciares en el frente del glaciar de Upsala sobre el Lago Argentino (Patagonia).
- B. Morrena lateral del glaciar Svínafellsjökull (Islandia). Nótese en A y B el color de las aguas, debido a la harina de roca en suspensión.
- C. Las “Señoritas de Arás”, cerca de Biescas, modeladas en los materiales de una morrena lateral del Gállego. La chimenea de la izquierda era tan alta como la central, pero se ha degradado tras perder su sombrero en 2005. A la derecha, posible creación de futuras chimeneas.
- D. Iceberg en Jökulsárlón (Islandia). Nótese la carga de sedimentos que acarrea, futuros erráticos.
- E. Vista a escala microscópica de la deformación por *dropstones* tamaño arena de unas lutitas laminadas glaciolacustres, Pleistoceno de Linás de Broto; la banda negra es un hueco en la lámina delgada (imagen tomada de Sancho et al., 2018).
- F. *Sandur*, depósito fluvial del glaciar Peyto, Canadá.



◀ **Fig. 4.- El retroceso de los glaciares alpinos. Arriba: La evolución de La Mer de Glace en poco más de un siglo. Abajo: Estado actual del glaciar del Infierno, a unos 2800 m de altitud, en uno de los circos de la cabecera del río Caldarés, afluente del Gállego.**

Pero no todos los depósitos glaciares son morrenas: los glaciares que se adentran en masas de agua (mar o lago) como plataformas flotantes dejan su carga al fundirse, con características similares en cuanto a heterometría, pero la morfología de tales depósitos no es de morrena. Tampoco los depósitos de las morrenas de fondo de un glaciar de valle suelen conservar la morfología morrénica. Se utiliza entonces, para todo sedimento heterométrico grueso de origen glaciar (incluidos los morrénicos) el término genérico *till* (o *acuatill* para el depositado en masa de agua) si el depósito no está consolidado, y *tillita* para el cementa-

do. Por otra parte, las aguas de fusión de un glaciar en retroceso originan mantos de depósitos proglaciares de gravas y arenas que se denominan *outwash plain* o *sandur* (Fig. 3). Si estos mantos de gravas y arenas desembocan en un lago, primero dan lugar a depósitos de tipo deltaico, pero más lejos de la desembocadura los materiales más finos, que habían llegado en suspensión, se decantan como lutitas (limos y arcillas) masivas o laminadas; estas últimas pueden dar lugar a las varvas glaciares típicas de lagos alpinos cuya superficie se congela en invierno. En todos estos casos se habla de depósitos glaciolacustres.

Los témpanos o icebergs desprendidos de los casquetes polares, o los hielos flotantes en lagos cuando se da un avance glaciar, terminan por fundirse. Su carga de tamaño grueso (desde bloques hasta arena) se puede encontrar entonces como fragmentos aislados (*dropstones*) entre las lutitas, que previamente se habían depositado en el fondo del mar o del lago, a las que deforman con su peso. Esto se aprecia mejor cuando dicho sedimento fino está laminado (Fig. 3). En consecuencia, en este contexto, los sedimentos finos con *dropstones* son indicadores geológicos claros de momentos de clima frío en el pasado.

LA ÚLTIMA ÉPOCA GLACIAR EN EL HEMISFERIO NORTE Y LOS GLACIARES PIRENAICOS

Tanto las morfologías como los depósitos más recientes de ablación de los glaciares del hemisferio norte se han producido durante el periodo Cuaternario que, según la Tabla Estratigráfica Internacional, abarca los últimos 2.59 Ma y comprende dos épocas, el Pleistoceno, de 2.59 Ma hasta 11.7 ka (miles de años), y el Holoceno, en la que nos encontramos. A lo largo del Pleistoceno se han registrado cuatro glaciaciones separadas por sus respectivos periodos interglaciares, más cálidos. Durante esos periodos glaciares se desarrollaron extensos casquetes de hielo en el norte de Europa, Asia y Norteamérica. Como consecuencia, el nivel del mar descendió (hasta 135 m en la última glaciación) y el Canal de la Mancha, por ejemplo, podría haberse cruzado a pie. Tampoco estaban separadas Asia y Norteamérica: el descenso del nivel del mar creó el denominado puente intercontinental de Beringia, por el que los humanos pudieron acceder al continente americano.

El último periodo glaciar, denominado Würm, es el que ha dejado, con sus lenguas avanzando por los valles, la impronta más visible en los Pirineos, borrando la mayor parte de las huellas de las glaciaciones previas. Tras un periodo denominado tardiglaciar, en el que los glaciares retrocedieron a los circos en que se originaban las lenguas, se entra en el Holoceno, postglaciar, de clima más templado.

Hoy, que estamos viendo desaparecer los últimos glaciares pirenaicos de circo, y retroceder de forma espectacular los glaciares de los Alpes (Fig. 4), podemos hacernos una idea de lo que fueron las lenguas de los glaciares pirenaicos por la posición en que se reconocen sus morrenas frontales: Como ejemplos, en los valles de Ossau éstas se encuentran en Arudy, las del Aragón

“El glaciar del Gállego debió tener cerca de 500 m de espesor de hielo a la altura de Biescas.”

entre Aratorés y Castiello de Jaca, las del Gállego cerca de Sabiñánigo y en Senegüé, unos kilómetros más al norte, y las del Ara en Salinas de Sin. Así, en estos valles las lenguas glaciares tenían, según Delmas et al. (2022), 43, 23, 40 y 32 km de longitud, respectivamente. En cuanto al espesor que alcanzó el hielo, se puede tener una idea por la altura a que se encuentran los restos de sus morrenas laterales sobre el fondo de los valles fluviales actuales. En el caso del valle del Gállego, a la altura de Biescas (ca 870 m de altitud), se cortan restos de depósitos morrénicos a unos 1100 m en la carretera que lleva a Ordesa, pero se cartografiaban estos materiales hasta unos 1360 m en el barranco de Aso de Sobremonte, según el mapa MAGNA nº 177 (Sabiñánigo) del IGME. Por lo tanto, el glaciar del Gállego debió tener cerca de 500 m de espesor de hielo a la altura de Biescas, a poco de salir de las Sierras Interiores pirenaicas. Y se habla de unos 600 m para el glaciar de Ossau.

Llama la atención que, superados los angostos cañones de las Sierras Interiores, los ríos pirenaicos se abran en valles amplios, de escasa pendiente por donde antes discurrían los glaciares. Así, el Gállego entre Biescas y Sabiñánigo, el Aragón entre Villanúa y Castiello de Jaca, o el Ara al sur de Torla. La razón es la menor resistencia a la erosión del sustrato rocoso de los tramos citados, frente a la mayor que encontraban en las Sierras Interiores: superadas estas, Gállego, Aragón y Ara se encuentran con el flysch eoceno, más fácilmente erosionable que las calizas y areniscas de las Sierras Interiores. Otro tanto se observa en la vertiente norte de la cordillera en el Gave d'Ossau, desde que supera el cañón de Eaux Chaudes y discurre por un amplio valle de margas, calizas y flysch cretácico entre Laruns y Arudy. Desaparecido el hielo de esos tramos, su relleno ha

sido realizado por los aluviones de los respectivos ríos y por los conos de deyección de los barrancos tributarios. Sin embargo, es posible que, bajo los aluviones, existan depósitos lacustres formados en áreas represadas por las morrenas frontales, depósitos que hoy no afloran. Podría ser el caso del Gállego inmediatamente aguas arriba de la morrena de Senegüé, según apunta la geofísica (tomografía de resistividad eléctrica) realizada en ese lugar por Turu et al. (2007). Lamentablemente, no existe un sondeo que pueda confirmar esta hipótesis, aunque la interpretación de los datos de la geofísica sugiere que se trataría de un depósito margoso (¿quizás laminillas glaciolacustres?). Tampoco existen sondeos que permitan conocer el subsuelo de

lugares como Aguas Tuertas, en la cabecera del Aragón Subordán, o en el valle colgado de Otal, sobre el del Ara; pero su baja pendiente, que obliga a la divagación de los respectivos ríos, y además favorece la formación de turberas, sugiere que la morfología de estos valles es el resultado de la colmatación de ibones (Fig. 5).

DATACIÓN DE LOS GLACIARES PIRENAICOS

La edad de los glaciares pirenaicos ha sido objeto de numerosas investigaciones. Se han obtenido edades absolutas mediante dataciones con ¹⁴C de restos carbonosos contenidos en todo tipo de sedimentos glaciares, mediante Luminiscencia Ópticamente Estimada (OSL,

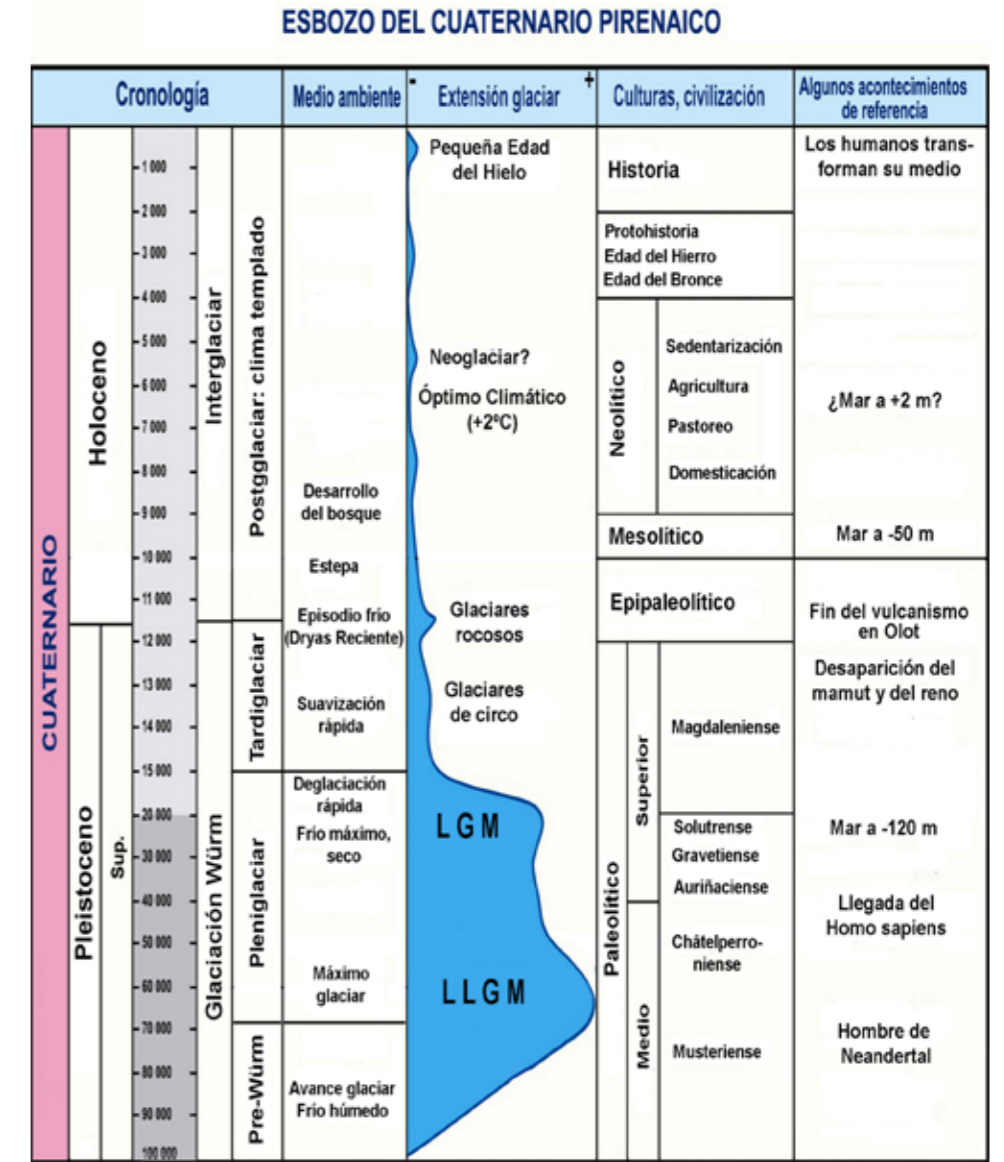


Fig. 5.-

Arriba: vista hacia el sur, es decir, hacia la Zona Axial pirenaica, de un sector del valle d'Ossau.

Abajo: vista de Aguas Tuertas, un ibón colmatado cerca de la cabecera del Aragón Subordán. El río discurre en apretados meandros por el fondo del valle en U. Los grandes bloques son seguramente restos de las morrenas laterales.

Fig. 6.- Esquema de evolución del Cuaternario pirenaico en los últimos 100 ka, desde el inicio de la última glaciación (Würm). LGM, Last Glaciar Maximum, máxima extensión de los casquetes de hielo en el hemisferio norte; LLGM, Last Local Glaciar Maximum, máxima extensión de las lenguas glaciares en el Pirineo. (Modificado del Mapa geológico del Cuaternario de los Pirineos a escala 1.400.000, editado por BRGM-IGME).



su acrónimo inglés) de arenas con granos de cuarzo, o mediante nucleidos cosmogénicos como ¹⁰Be y ³⁶Cl, también sobre cristales de cuarzo, en rocas pulidas del sustrato o en grandes bloques erráticos transportados por los glaciares (Fig. 6). Los diferentes autores han llegado a la conclusión de que el máximo de la glaciación Würm en el norte de Europa (*Last Glaciar Máximo*, LGM) ocurrió entre los 20 y los 18 ka. Pero el máximo desarrollo de los glaciares pirenaicos (*Last Local Glaciar Maximum*, LLGM) tuvo lugar con anterioridad (García Ruiz et al., 2003 y 2013; Lewis et al., 2009), con un máximo hace ≈ 68-64 ka y un reavance menor alrededor de los 18 ka coincidiendo con el LGM (Lewis et al., 2009; Delmas, 2015). Esta vez Iberia se adelantó al norte de Europa, debido a anomalías en la circulación atmosférica en el Atlántico. Un resumen de la evolución climática pleistocena durante la glaciación Würm en el Pirineo se

“La edad de los glaciares pirenaicos ha sido objeto de numerosas investigaciones.”



Fig. 7.-

Izquierda: Cascada del río de La Larri sobre el valle de Pineta; escarpe en areniscas del Permotriás.

Derecha: Cascada del río Sorrosal sobre el valle del Ara en Broto, en un momento de avenida; escarpe en flysch eceno.

recoge en el cuadro de la página anterior (Fig. 6), donde pueden verse, además, las oscilaciones del clima a lo largo del Holoceno: si algo es propio del clima terrestre, es su variación.

LOS VALLES GLACIARES TRIBUTARIOS

Cuando se habla de un glaciar pirenaico suele hacerse referencia a un glaciar principal, colector de varios tributarios procedentes de circos situados en las altas cumbres, donde hoy aún se encuentran algunos relictos. Por ejemplo, el glaciar del Infierno (menos de 6 ha), en la cabecera del río Caldarés, tributario del Gállego. Muchos de estos pequeños glaciares tributarios están hoy ocupados por ríos que han quedado colgados sobre los valles de los antiguos glaciares principales, más profundos porque sus lenguas poseían mayor poder de excavación debido a su mayor volumen. Esos ríos pueden recorrer llanos como los de La Larri sobre el valle de Pineta, en la cabecera del Cinca, o los del entorno de Linás de Broto, en los que incide el río Sorrosal. La desembocadura actual de estos ríos en su colector suele ser una cascada (Fig. 7), y las llanuras citadas tienen especial interés porque en ellas la incisión fluvial permite reconocer, bajo los aluviones más recientes, depósitos glaciolacustres aptos para la datación de los procesos glaciares.

“La incisión fluvial permite reconocer, bajo los aluviones más recientes, depósitos glaciolacustres aptos para la datación de los procesos glaciares.”

Para el caso de los llanos de La Larri, Salazar-Rincón et al. (2013) postulan que en el glaciar de Pineta el hielo alcanzó los 450-500 m de espesor, teniendo al de La Larri como tributario. Cuando hace entre 39 y 32 Ka disminuyó el espesor del hielo a unos 300-350 m, una morrena lateral del glaciar de Pineta encerró en el valle de La Larri un ibón, alimentado por la fusión del glaciar de La Larri, que se fue rellenando progresivamente hasta hace unos 11 Ka. Desde entonces se fue recubriendo por unos 10 m de depósitos fluviales, hasta llegar al aspecto de llanada actual. Cuando el río alcanzó la morrena comenzó a erosionarla y a incidir en sus propios sedimentos, permitiendo aflorar el techo de los depósitos glaciolacustres. Los autores citados realizaron en este lugar tomografía eléctrica y sondeos mecánicos de los que obtuvieron testigos de los depósitos y su datación con ¹⁴C y OSL. Mediante estas técnicas determinaron que el relleno sedimentario tiene un espesor de unos 40 m (Fig. 8), con un posible till basal y facies glaciolacustres distales con arcillas masivas y laminadas que presentan *dropstones* de tamaño grava embebidos en ellas, lo que indica transporte por hielo flotante en momentos fríos.



Glaciar de Pineta.

<https://www.valpineta.eu/>

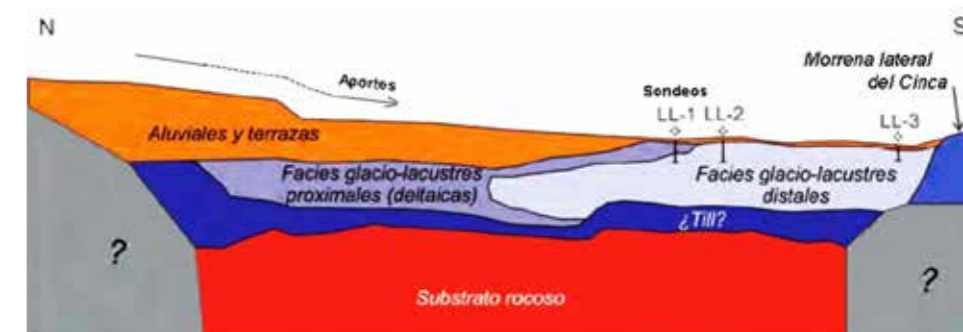


Fig. 8.-

Arriba: Interpretación de la tomografía eléctrica (sección norte-sur) realizada por Salazar-Rincón et al. (2013) en los Llanos de La Larri.

Abajo: Fotografía del lugar tomada hacia el sur, en sentido de la corriente del río. La letra M en azul sitúa la morrena lateral del glaciar del valle de Pineta que cerraba el lago. Sobrepasada la morrena la topografía descende al valle citado, 300 m más abajo. Al fondo, la Sierra de las Tucas.



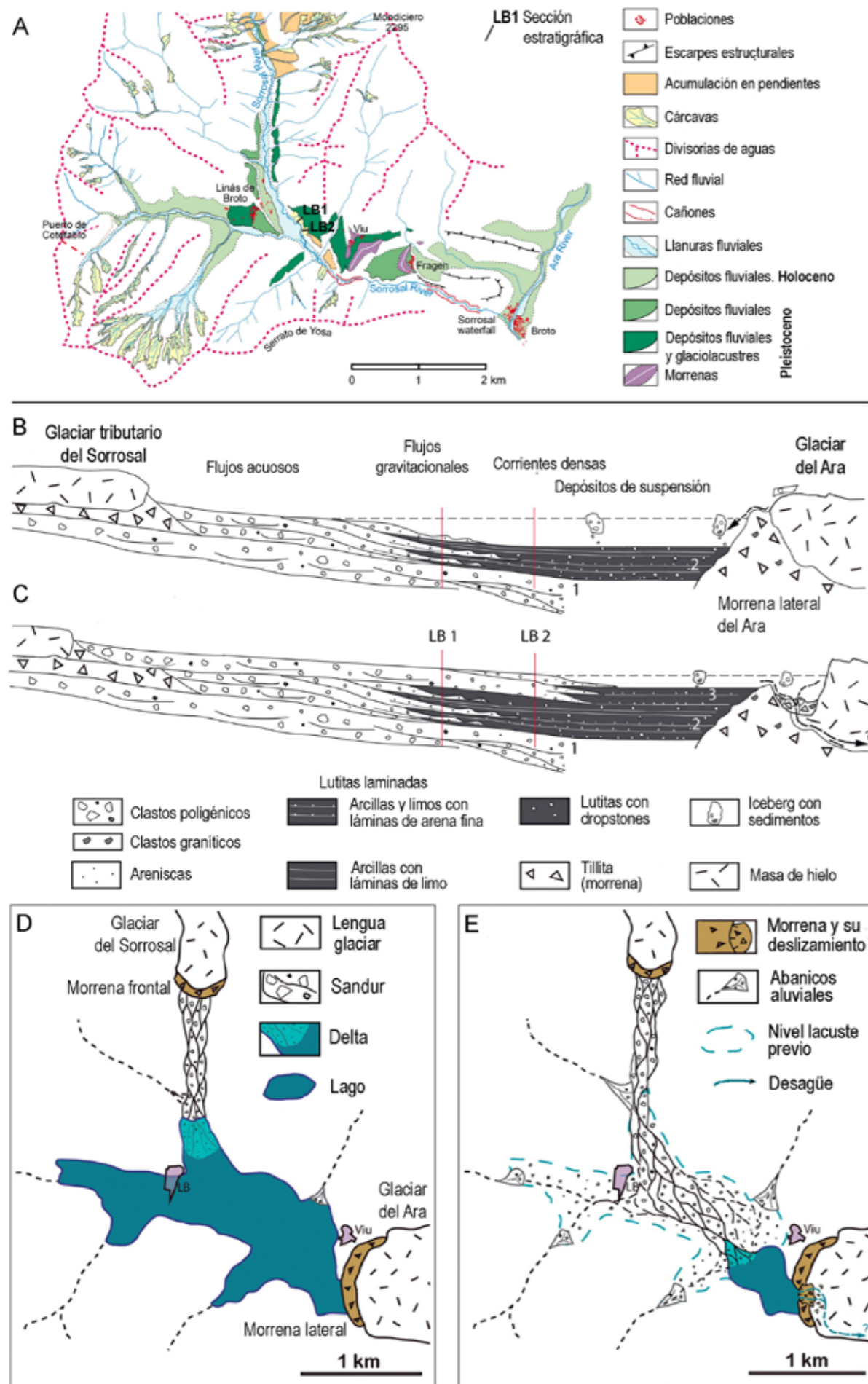


Fig. 9.-

A. Mapa geomorfológico de una parte de la cuenca hidrográfica del río Sorrosal, afluente del Ara, en la localidad de Linás de Broto. La cabecera más al norte, en las Sierras Interiores (adaptado de Sancho et al., 2018).

B y C. Depósitos del sistema fluviolacustre proglacial alimentado por la fusión del glaciar del Sorrosal, represado por el hielo de la lengua del glaciar del Ara y su morrena lateral en dos momentos de su evolución: **B**, situación de lago expandido durante un periodo frío; **C**, progradación de *outwash plain* y delta, y reducción del lago durante un periodo cálido de retroceso de las lenguas glaciares, con desagüe parcial del lago a través de la morrena del Ara. El afloramiento de Linás de Broto permite reconocer dos estadios semejantes a B (2 en la figura) y tres similares a C (1 y 3 en la figura). LB 1 y LB 2, perfiles estratigráficos detallados donde se reconocieron los cinco estadios; véase situación en mapa A (adaptado de Sancho et al., 2018).

D y E. Esquemas paleogeográficos correspondientes a las dos situaciones B y C anteriores (adaptado de Sancho et al., 2018).

En el valle de Linás de Broto la incisión del río Sorrosal hace aflorar unos 55 m de espesor de depósitos que se formaron en un lago proglacial alimentado por la ablación de una pequeña lengua proveniente de la sierra de Tendeñera. Este lago estaba represado por el hielo del glaciar del Ara y por una morrena lateral del mismo, cuyos restos se encuentran en el pueblo de Viu (ver portada). El afloramiento permite reconocer un sistema sedimentario consistente en depósitos de gravas fluviales, depósitos con gravas y arenas deltaicas de margen lacustre, y láminas de limo y arcilla con *dropstones* de un área lacustre distal (Sancho et al., 2018). Se distinguen tres fases de progradación de los depósitos fluviales separadas por dos fases de expansión lacustre (Fig. 9). La progradación fluvial tuvo lugar durante cortos periodos con mayor fusión glacial y la de expansión lacustre durante otros más fríos, de avance glacial. En estos últimos la lengua del Ara aumentaba de espesor y obturaba con más

BIBLIOGRAFÍA

- Courbouleix, S., Barnolas, A., Calvet, M., Gil-Peña, I., Martín-Alfageme, S. (2008). *Mapa geológico del Cuaternario de los Pirineos a escala 1.400.000*. BRGM-IGME.
- Delmas, M. (2015). The Last Maximum Ice Extent and subsequent deglaciation of the Pyrenees: An overview of recent research. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 41: 359-387.
- Delmas, M., Gunnell, Y., Calvet, M., Reixach, T. y Oliva, M. (2023). The Pyrenees: glacial landforms prior to the Last Glacial Maximum. In: D. Palacios, P.D. Hughes, J.M. García-Ruiz y N. Andrés (Eds.), *European Glacial Landscapes*. Elsevier: 295-307.
- Fortuin, A.R. (1984). Late Ordovician glaciomarine deposits (Orea Shale) in the Sierra de Albarracín, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 48: 245-261.
- García-Ruiz, J.M., Valero-Garcés, B.L., Martí-Bono, C. y González-Sampériz, P. (2003). Asynchronicity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees. *Journal of Quaternary Science*, 18: 61-72.
- García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Peña-Monné, J.L., Sancho, C., Rhodes, E.J., Valero-Garcés, B., González-Sampériz, P. y Moreno, A. (2013). Glacial and fluvial deposits in the Aragón Valley, central-western Pyrenees: Chronology of the Pyrenean late Pleistocene glaciers. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 95: 15-32.
- Lewis, C.J., McDonald, E.V., Sancho, C., Peña, J.L., y Rhodes, E.J. (2009). Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers (NE Spain) based on OSL dating and soil stratigraphy. *Global and Planetary Change*, 67: 141-152.
- Rodríguez-López, J.P., Liesa, C.L., Pardo, G., Meléndez, N., Soria, A.R. y Skilling, I. (2016). Glacial dropstones in the western Tethys during the late Aptian-early Albian cold snap: Palaeoclimate and palaeogeographic implications for the mid-Cretaceous. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 452: 11-27.
- Rodríguez-López, J.P., Liesa, C.L., Luzón, A., Muñoz, A., Mayayo, M.J., Murton, J.B., y Soria, A.R. (2024). Ice-rafted dropstones at midlatitudes in the Cretaceous of continental Iberia. *Geology*, 52: 33-38.
- Salazar-Rincón, A., Mata-Campo, P., Rico-Herrero, M.T., Valero-Garcés, B.L., Oliva-Urcia, B., Ibarra, P., Rubio, F.M. y Grupo Horda (2013). El paleolago de La Larri (valle de Pineta, Pirineos): significado en el contexto del último máximo glacial en el Pirineo. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 39: 97-116.



Fig. 10.- A. Bloque de cuarcita (litología inexistente en la región en donde se encuentra ese depósito) de 74 cm de dimensión mayor, entre sedimentos finos de estuario del Cretácico inferior de Oliete (Teruel), atribuido a transporte por un iceberg. Nótese la forma convexa, adaptación al relieve del bloque, de las láminas que lo recubren. Tomado de Rodríguez-López et al. (2016). B. Como comparación, *dropstone* de unos 15 cm de caliza de las Sierras Interiores, entre sedimentos lutíticos glaciolacustres de Linás de Broto. Tomado de Sancho et al. (2018).

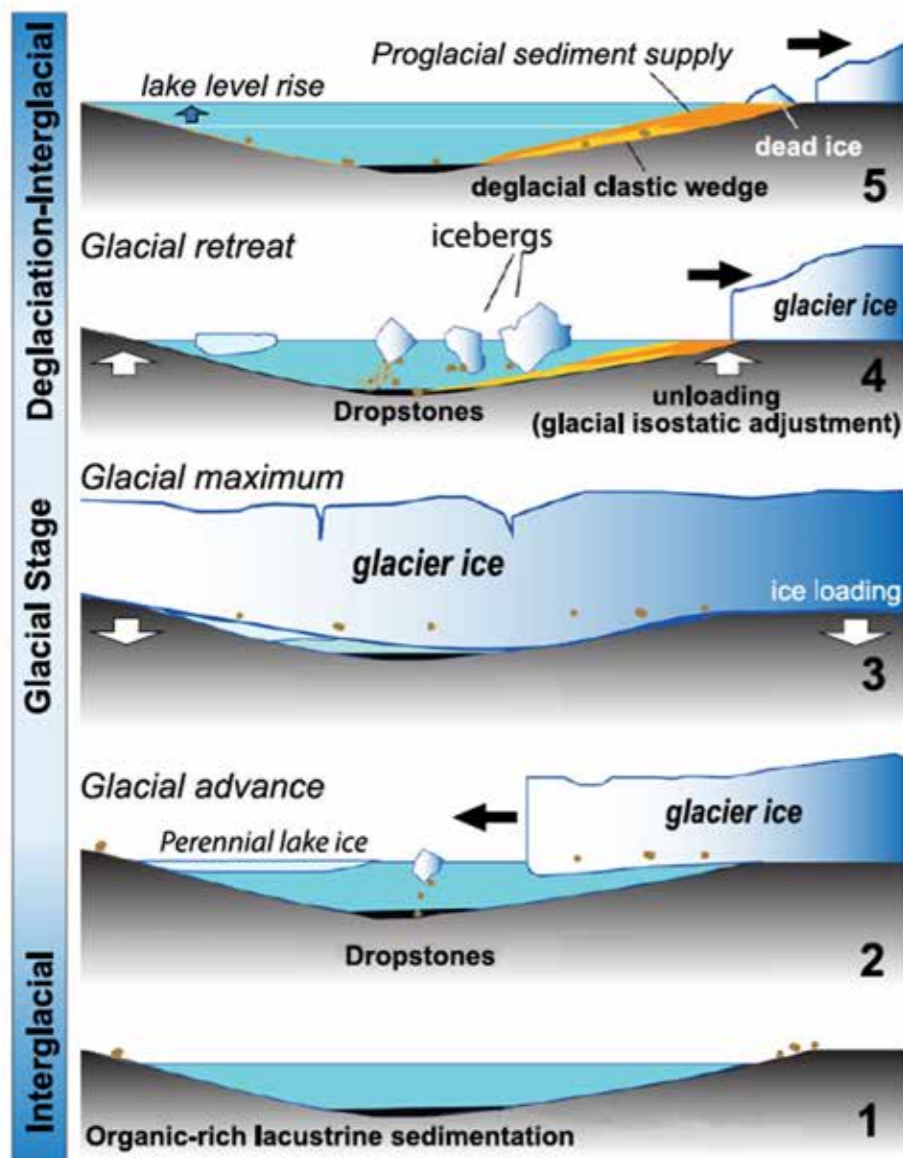


Fig. 11.- Evolución glacial durante un periodo frío del Cretácico inferior en un área lacustre de la Cuenca de Cameros, en el interior de Iberia. (Simplificado de Rodríguez-López et al., (2024). A diferencia de lo que sucedía en La Larri o en Linás, en este caso no habría represamiento del área lacustre por un glaciar principal o por una morrena.

efectividad el lago de Linás. Mediante OSL la morrena del Ara en Viu fue datada en 49 ± 8 ka (Sancho et al., 2011) y la primera fase de expansión lacustre entre 55 ± 9 y 49 ± 11 ka (Sancho et al., 2018). La evolución descrita de este sistema sedimentario se atribuye a oscilaciones climáticas relacionadas con desplazamientos latitudinales de la circulación atmosférica (p. ej., posición del frente polar) y con variaciones en la insolación.

DEPÓSITOS CON DROPSTONES: NUEVAS EVIDENCIAS DE GLACIACIÓN EN EL CRETÁCICO... Y ANTES

La era mesozoica (a saber, periodos Triásico, Jurásico y Cretácico, entre 251.9 y 66 Ma atrás) se ha considerado como un tiempo esencialmente cálido de la historia terrestre, en el que se alcanzaron temperaturas que superan con creces las de otros momentos, como el actual. Pero también hubo oscilaciones, incluso con periodos fríos durante el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior (Scotese, 2021), con posible formación intermitente de pequeños casquetes polares.

En esta línea, Rodríguez-López et al. (2016) han señalado la presencia de cantos erráticos de buen tamaño en depósitos finos de estuario de la Formación Escucha (Aptiense, Cretácico Inferior, ≈ 115 Ma) en Oliete y Ariño (Teruel) (Fig. 10). Estos autores los atribuyen a transporte por icebergs, capaces de viajar desde un casquete septentrional hasta la latitud a la que se encontraba esa área de Iberia en aquel momento, probablemente alrededor de los 45° N. Se recuerda que la Formación Escucha es la que incluye el carbón que se explotaba en la comarca de las cuencas mineras turolenses.

Más recientemente, Rodríguez-López et al. (2023) muestran que durante el Hauteriviense (Cretácico Inferior, ≈ 130 Ma), en la parte este de la Cuenca de Cameros, en La Rioja, hubo depósitos lacustres con *dropstones* de hasta más de 10 cm, que atribuyen a la formación de glaciares en el interior de Iberia (Fig. 11), a una latitud de 42° - 50° N. Recordemos que la latitud a que se encontraban los glaciares pleistocenos de la península Ibérica, en coordenadas actuales, es de $\approx 40^\circ$ N para el Sistema Central (los glaciares más meridionales) y de $\approx 43^\circ$ N para los pirenaicos, latitudes que prácticamente no han variado en los menos de 70 ka transcurridos desde el LLGM hasta hoy. Durante ese momento del Cretácico habría en Iberia un clima similar al del Pleistoceno, y en tal caso es posible que con episodios glaciares e interglaciares alternantes. Para futuras investigaciones.

Ha habido otros periodos glaciares anteriormente, de diversa duración y extensión de las masas de hielo. Durante el Paleozoico, uno de ellos, el de más duración, tuvo lugar en el Carbonífero-Pérmico (330-287 Ma, con máximo hace 295 Ma, según Scotese, 2021), y otro más antiguo en el Ordovícico Superior-inicio del Silúrico (la glaciación Hirnantense). Como ya se ha dicho, este último se produjo en una situación paleogeográfica en que el noroeste de África, que formaba parte del gran continente de Gondwana, se situaba en el polo sur y poseía un extenso casquete glacial. La futura Iberia era entonces una plataforma marina en el margen norte de Gondwana, a la que llegaban los icebergs del *inlandsis* africano. Esta situación es conocida desde que Fortuin (1984) interpretó la formación Pizarras de Orea, en la Sierra de Albarracín, como lutitas glaciomarinas con *dropstones*.

A la memoria de nuestro amigo y colega Carlos Sancho Marcén, experto en el glaciario pirenaico y maestro en Geomorfología.

Gonzalo Pardo y Concha Arenas
Dpto. de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias
Universidad de Zaragoza

- Sancho, C., Peña-Monné, J.L., Rhodes, E., Arenas, C., Pardo, G., García-Ruiz, J.M., Martí Bono, J.L. (2011). El registro glaciolacustre de Linás de Broto (Valle del Ara, Pirineo central, Huesca): nuevas aportaciones. In: V. Turu y A. Constante (Eds.), *El Cuaternario en España y áreas afines, avances en 2011*. Resúmenes XIII Reunión Nacional del Cuaternario, Andorra: 11-14.
- Sancho, C., Arenas, C., Pardo, G., Peña-Monné, J.L., Rhodes, E.J., Bartolomé, M., García-Ruiz, J.M. y Martí-Bono, C. (2016). Glaciolacustrine deposits formed in an ice-dammed tributary valley in the south-central Pyrenees: New evidence for late Pleistocene climate. *Sedimentary Geology*, 366: 47-66.
- Scotese, C.R. (2021). An Atlas of Phanerozoic paleogeographic maps: The seas come in and the seas go out. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 49: 679-728.
- Turu, V. y 12 cols. (2007). Structure des grands bassins glaciaires dans le nord de la Péninsule Ibérique : comparaison entre les vallées d'Andorre (Pyrénées orientales), du Gállego (Pyrénées centrales) et du Trueba (Chaîne Cantabrique). *Quaternaire*, 18: 299-315.