

Reconstrucción topográfica del paleoglaciario del valle del río Miera (Cantabria) durante el último máximo glaciar local

Topographic reconstruction of the Miera river valley paleoglacier (Cantabria) during the local glacial maximum

Laro Incera Sañudo^{1*}, Laura Rodríguez-Rodríguez¹ y Montserrat Jiménez-Sánchez¹

¹ Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. C/Jesús Arias de Velasco s/n, 33005, Oviedo, España. laroincera@gmail.com

*Corresponding author

ABSTRACT

This study presents a geomorphological map revision of Miera valley (Cantabria, N Spain) with a twofold goal: 1) to know the distribution of glacial landforms in Alto Miera (Cantabria); and 2) to reconstruct quantitatively the maximum extent reached by the Miera paleo glacier during the local glacial maximum and thus to infer the paleo equilibrium line altitude according to different methods. The reconstruction presented indicates that the paleo glacier covered an area of 6.5 km², distributed at elevations between 1564 m and 560 m. The ice tongue reached a length over 6 km and a maximum thickness of 128 m. The glacier equilibrium line would have been located between 1001 m and 951 m.

Key-words: Glacial geomorphology, paleoglacier, Miera river, Cantabria, Pleistocene glaciation.

RESUMEN

Este estudio presenta una revisión de la cartografía geomorfológica del valle del río Miera (Cantabria, N España) con dos objetivos: 1) conocer la distribución de las formas de origen glaciar en el Alto Miera (Cantabria) y 2) reconstruir cuantitativamente la máxima extensión ocupada por el hielo durante el máximo avance glaciar local y estimar la altitud de su paleolínea de equilibrio glaciar mediante diversos métodos. La reconstrucción presentada indica que el glaciar alcanzó una superficie de 6.5 km², distribuida a cotas comprendidas entre los 1564 m y los 560 m. La lengua de hielo alcanzó una longitud de más de 6 km y un espesor máximo de 128 m. La línea de equilibrio glaciar se habría situado entre 1001 m y 951 m.

Palabras clave: Geomorfología glaciar, paleoglaciario, río Miera, Cantabria, glaciación pleistocena.

Geogaceta, 74 (2023), 51-54

<https://doi.org/10.55407/geogaceta98266>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 03/02/2023

Fecha de revisión: 20/04/2023

Fecha de aceptación: 26/05/2023

Introducción

En las montañas del Norte de España se han documentado varias localidades en las que el máximo avance glaciar local anterior al Último Máximo Glaciar global o LGM, mientras que otros sectores cercanos parecen haber alcanzado su máximo avance glaciar sincrónicamente (Jiménez-Sánchez et al., 2013). En la montaña cantábrica oriental, las dataciones realizadas indican una primera fase temprana de desarrollo de los glaciares entre los 78-65 ka, y una segunda fase entre los 45-40 ka. Posteriormente, tuvo lugar un nuevo avance entre los 27-25 ka, seguido de un retroceso y un último avance glaciar entre los 21-18 ka, ya sincrónico con el LGM (Frochoso et al., 2013). Trabajos previos realizados en el valle del Miera, estiman que el glaciar alcanzó una cota de 620 m s.n.m. (Serrano et al., 2013a), así como una longitud de 5 km y un espesor aproximado de 70 m en el momento de máxima extensión de hielo (Moñino et al., 1987). Si bien, no se aventuran a establecer una fecha concreta de cuando el hielo ocupó todo el valle.

Las distintas fases de avance y retroceso han causado un alto desarrollo de las formas glaciares en la montaña pasiega, pese a la relativamente baja altitud de sus zonas más elevadas, como el pico Castro Valnera (1718 m). Estas características convierten este enclave en una zona de gran interés geomorfológico. Por este motivo, este trabajo pretende avanzar en el conocimiento de la geomorfología del valle, con los objetivos de establecer una distribución espacial de las formas de erosión y depósito en el valle del Miera, y reconstruir cuantitativamente la etapa de máxima extensión de hielo, así como el cálculo de la paleo-ELA a partir de las evidencias geomorfológicas.

Área de estudio

El área de estudio (43°11'15"N, 3°41'12"O) corresponde a la cuenca alta del río Miera (~19 km²) y se sitúa en el municipio de San Roque de Riomiera, en la Cordillera Cantábrica oriental (Cantabria; Figura 1). Al sur limita con la provincia de Burgos (Castilla y León), al este con el Parque Natural de los Collados del

Asón (municipio de Soba) y al oeste con el municipio de Vega de Pas. El río Miera nace próximo al Portillo de Lunada (1350 m), y desemboca en la ría de Cubas, recorriendo un total de 45 km. La zona de estudio se sitúa entre la localidad de La Concha (560 m) y el Alto de Las Corvas (1564 m). La cabecera del valle delimita la divisoria entre las cuencas Cantábrica y Mediterránea, formando una barrera orográfica de más de 1350 m de altura. Estas condiciones de altitud moderada y proximidad al mar determinan un clima de montaña atlántico con precipitaciones persistentes que pudieron propiciar grandes acumulaciones de nieve y el desarrollo de glaciares en la montaña pasiega durante las fases frías del Pleistoceno (Serrano et al., 2013a).

En cuanto a la localización geológica, las montañas pasiegas se encuentran dentro de la Cuenca Vasco-Cantábrica, en el contacto entre el dominio silíceo wealdense y el complejo calcáreo urgoniano del Aptiense-Albiense, ambos discordantes sobre el Grupo Pas (Pujalte et al., 2004). Estructuralmente, la zona de estudio se caracteriza por una baja deformación que

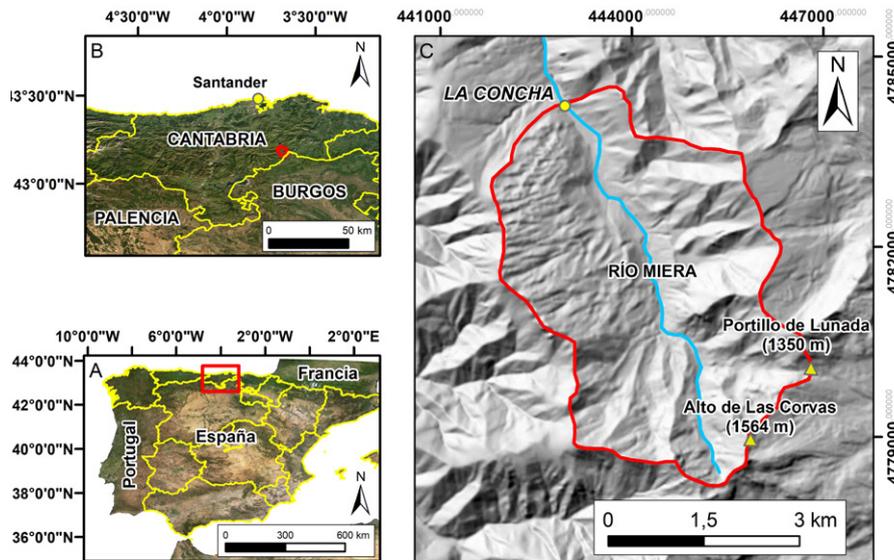


Fig. 1.- A) Situación de la zona de estudio en el contexto de la Península Ibérica. B) Situación de la zona de estudio en el contexto de Cantabria. C) Modelo de sombreado mostrando la extensión del área de estudio en la cabecera del río Miera.

Fig. 1.- A) Location of the study area within the Iberian Peninsula and B) within Cantabria. C) Hillshade model showing the extent of the study area located in the headwaters of the Miera River.

da lugar a un relieve monoclin. La ladera oriental, construida sobre areniscas, tiene pendientes mayores que la occidental, esculpida sobre calizas arcillosas y arenosas, condicionando la forma asimétrica del valle (González et al., 2012).

En el valle del Miera están ampliamente representados los modelados kárstico y glaciar (González et al., 2012). Además, los procesos de ladera también son muy notables, con la presencia de distintos movimientos en masa (Serrano, 1996).

Metodología

Para la realización de la cartografía geomorfológica se recurrió a la fotointerpretación, al análisis de modelos digitales del terreno y a varias jornadas de campo para realizar observaciones directas y tomar datos de las distintas formaciones superficiales. Todos estos datos fueron recogidos en un SIG donde se elaboró la cartografía.

Para la reconstrucción de la evolución glaciar se tuvo en cuenta la distribución espacial de los rasgos glaciares, que permitió delimitar el área que fue cubierta por el hielo. La restitución topográfica de los glaciares se realizó mediante el software ArcGIS, al cual se le incorporó la caja de herramientas *GLacier REconstruction* o *GLARE* (Pellitero et al., 2016), que permite realizar reconstrucciones de

sistemas glaciares antiguos siguiendo la metodología propuesta por Benn y Hulton (2010). Para reconstruir el glaciar, se trazó una polilínea por el eje central del valle y de sus principales tributarios en sentido ascendente. A lo largo de estas líneas se realizan cálculos iterativos para modelizar un perfil teórico del hielo que se ajuste a las evidencias de la fase de máximo avance glaciar. En el modelo se introdujeron los datos del perfil topográfico del valle principal siguiendo la paleo-línea de flujo, obtenidos del modelo digital de elevaciones, la densidad del hielo, los valores del esfuerzo de cizalla en la base del glaciar (*Shear Stress*) y el factor de forma del valle (*f*). Se aplicó un factor de forma de 0.67 calculado a partir de 6 secciones transversales al valle en lugares representativos. En el caso del esfuerzo de cizalla basal, se empleó la hoja Excel *Profiler v.2* (Benn y Hulton, 2010) con el fin de determinar los valores más adecuados para ajustar las variaciones del espesor del hielo a lo largo del perfil a las evidencias geomorfológicas de la etapa de máximo avance glaciar.

En cuanto al cálculo de la ELA se han utilizado los métodos *Accumulation Area Ratio* (AAR) y *Area-Altitude Balance Ratio* (AABR) (Benn y Lehmkuhl, 2000; Vieira, 2008). Para llevar a cabo estos cálculos, se añadió al SIG la caja de herramientas propuesta por Pellitero et al. (2015) y se utilizó como entrada el modelo de elevaciones del hielo para la máxima extensión

glaciar. Se consideró el *Balance Ratio* (BR) de 1.9 ± 0.81 , propuesto por Rea (2009) para glaciares ubicados en latitudes medias y que tienen influencia marina. Por lo tanto, se aplicaron valores de AAR entre 0.5 y 0.7 a intervalos de 0.05, y un valor BR entre 1 y 3 a intervalos de 0.1 en el método AABR.

Resultados y discusión

Las distintas formas de erosión y depósito encontradas y descritas a continuación corresponden al mapa geomorfológico elaborado (Figura 2).

Formas glaciares y fluvioglaciares

Se han cartografiado un total de siete circos glaciares en la vertiente norte de la cabecera del valle. El circo glaciar ubicado bajo el Alto de Las Corvas (1564 m) es el ubicado a mayor cota, seguido de otros cuatro circos situados junto a Torcaverosa (1544 m). Bajo el Picón de Los Lastreiros a una cota de 1407 m se encuentra el sexto de los circos glaciares. Por último, el circo glaciar ubicado en el Portillo de Ocejo (1097 m) es el situado a menor cota de los siete cartografiados. En definitiva, el rango de altitudes en las que se sitúan los circos oscila entre los 1097-1564 m. Cabe destacar que el rango de altitudes a las que se encuentran los circos en el valle del Miera son inferiores a las de otras áreas de la Cordillera Cantábrica, como por ejemplo, en el Puerto de La Ventana (Asturias), donde los circos están en el rango de los 1900-1700 m (González et al., 2021), o entre los 1500 y más de 2000 m en el Parque Natural de Redes y Picos de Europa (Jiménez-Sánchez et al., 2013).

Entre las distintas formas glaciares también se han identificado un total de quince morrenas. Destacan dos grandes morrenas laterales con disposición SSE-NNO que se extienden entre 620 y 830 m de altitud, situándose la cresta colgada a más de 120 m respecto al fondo del valle. La morrena de la ladera oriental tiene una longitud de 1.8 km mientras que la de la ladera occidental tiene ~1 km de longitud. Ambas pertenecen a la fase de máximo avance glaciar local, cuando el glaciar alcanzó una longitud de 5 km y un espesor estimado de 70 m (Moñino et al., 1987). Cabe destacar que, junto a la morrena lateral de la ladera occidental, se han cartografiado cinco morrenas más pequeñas y con disposición SO-NE.

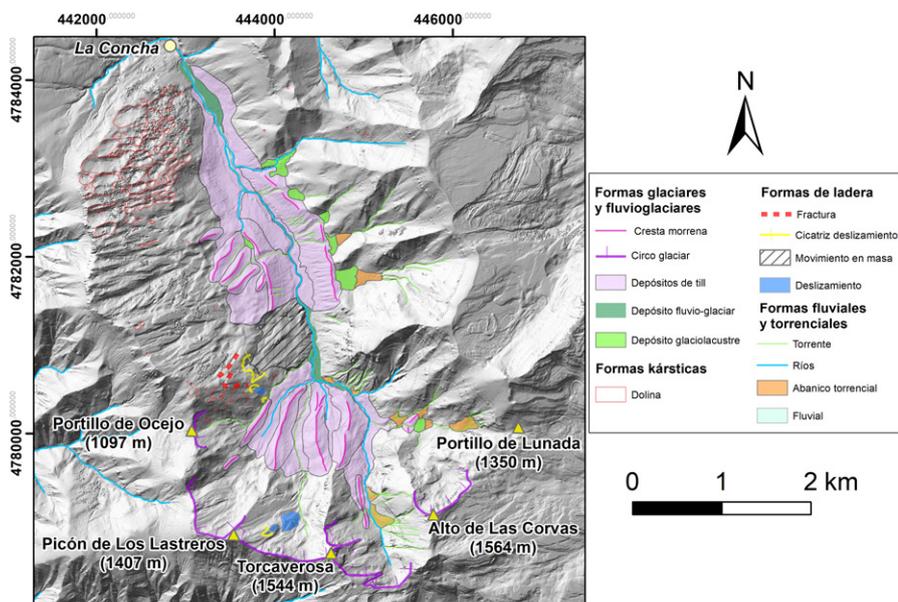


Fig. 2.- Mapa geomorfológico mostrando las formas de erosión y depósito identificadas. Se incluyen algunos topónimos mencionados en el cuerpo del texto. Ver figura en color en versión web.

Fig. 2.- Geomorphological map depicting the erosive and deposition landforms identified. Some place names mentioned in the main text are displayed. See color figure on web.

Más cerca de la cabecera del valle, en torno a los 850-1000 m de altitud, encontramos hasta cuatro morrenas con disposición S-N y longitudes de entre 1 y 0.6 km, que corresponderían a fases glaciares más recientes.

Por último, se han cartografiado varias morrenas ubicadas cerca de los circos glaciares, a una altitud de 1000-1100 m. La situada bajo el Portillo de Lunada es una morrena frontal con una longitud de 200 m y orientación NE-SO. Las otras dos

morrenas tienen longitudes de entre 580 m y 213 m, y disposiciones S-N y SO-NE, respectivamente. Estas morrenas corresponden a las fases de evolución más recientes descritas por Moñino et al. (1987).

En cuanto a los depósitos de origen fluvioglaciar, estos se concentran entre la posición alcanzada por el frente glaciar durante el máximo y las morrenas que corresponden a la fase intermedia. Por último, cabe destacar un total de siete depósitos glaciolacustres u obturación

lateral, mayoritariamente desarrollados tras las morrenas laterales debido al bloqueo de la escorrentía superficial procedente de pequeños valles tributarios.

Otras formas de erosión y depósito

Destacan las ligadas a la dinámica de vertientes, fluvial y torrencial. Se ha cartografiado un gran movimiento en masa sobre la ladera oeste que afecta al till y a los materiales del sustrato que afloran en la parte superior de la ladera. En la parte superior de este gran movimiento se ha identificado una cicatriz de ~650 m de longitud, junto con dos fracturas ubicadas ladera arriba con ~400-450 m de longitud y disposición NE-SO y E-O. En el desarrollo de este gran movimiento en masa, pueden haber influido distintos factores. Desde el punto de vista estructural la ladera oeste tiene una pendiente mucho más suave que la este debido a la inclinación de las capas que buzcan en torno a los 30°E, lo que propicia el deslizamiento de los materiales a favor de la estratificación. Otros factores que pueden haber influido son el cambio en geometría provocado por la erosión glaciar y el estado de esfuerzos tras la deglaciación, favoreciendo un efecto de descompresión en las laderas del valle. Este fenómeno podría ser el origen de las fracturas identificadas por encima de la cicatriz de este gran movimiento en masa y que podría evidenciar una inestabilidad de tipo *sackungen*. No se descarta la actuación de otros factores desencadenantes.

Las formas fluviales observadas están asociadas al cauce del río Miera, que se caracteriza por estar fuertemente encajado en los depósitos de till de fondo y fluvioglaciares. Se han cartografiado un total de 14 abanicos torrenciales que se ubican principalmente en los valles tributarios de la vertiente oriental del valle principal.

Reconstrucción de la máxima extensión de hielo y cálculo de la paleo-ELA

El paleo-glaciario del valle de Miera ocupó una extensión de 6.5 km², a cotas de entre 1564 m (Alto de Las Corvas) y 560 m en el frente de ablación (localidad de La Concha). Los circos y los valles glaciares drenaban el hielo hacia el norte hasta confluir en una única lengua de hielo de más de 6 km de largo y hasta 700 m de anchura, con una dispo-

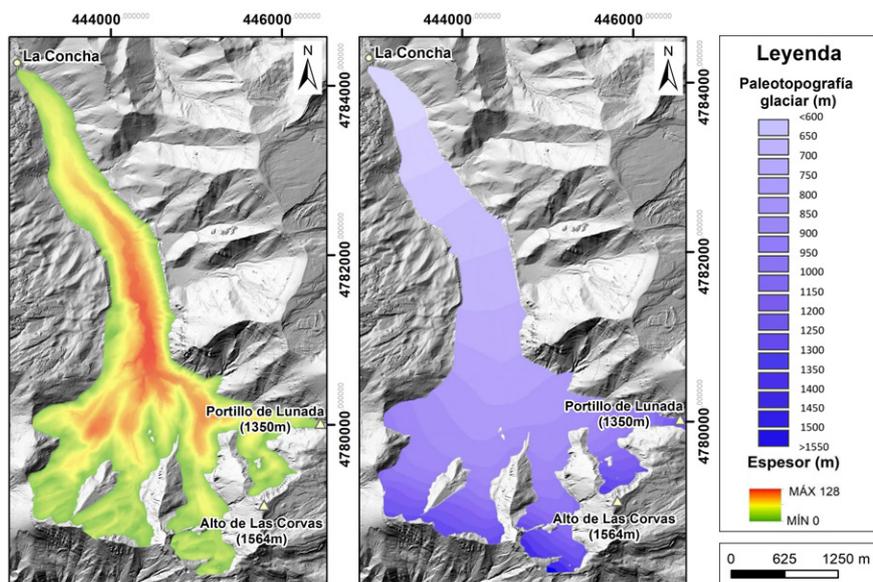


Fig. 3.- A) Modelo de espesor de hielo reconstruido para el máximo avance glaciar local. B) Superficie cubierta por el paleoglaciario de Miera durante su máximo avance local. Ver figura en color en versión web.

Fig. 3.- A) Ice thickness model reconstructed for the local glacial maximum advance. B) Surface extent covered by the Miera paleo-glacier during its local maximum advance. See color figure on web.

sición aproximada SE-NO. Por otro lado, los espesores de hielo alcanzaron en su punto máximo los 128 m. (Figura 3). En este momento, el paleo-glaciar del Miera estaba conectado con el valle del Trueba, situado al sur (provincia de Burgos), a través de varios collados que habrían servido de transfluencia de hielo desde el icefield del Trueba, como es el caso del collado del Portillo de Lunada, junto al cual se encontraron bloques erráticos depositados por el glaciar al retirarse y que evidenciarían la circulación del glaciar en este punto. Cabe destacar que la cabecera situada en el collado del Portillo de Lunada (1350 m) presenta rasgos de circo glaciar muy erosionados, por lo que la reconstrucción del espesor en este lugar es aproximada. En el tramo donde se encuentran mejor conservadas las crestas de las morrenas se han obtenido valores fiables del espesor de hielo durante la etapa de máxima extensión del hielo. En el frente del glaciar el till no presenta formas de morrena bien definidas, por lo que las estimaciones se basan en la distribución de los depósitos de till indiferenciado, muy retrabajados, y los depósitos fluvio-glaciares.

Los espesores obtenidos muestran discrepancias significativas con los obtenidos por otros autores. Mientras que en este trabajo el espesor máximo se estima en unos 128 m, cuando, según Moñino et al. (1987), el glaciar alcanzó un espesor de unos 70 m. Estas discrepancias pueden ser debidas a las diferencias metodológicas entre ambos estudios y/o a las formas glaciares tomadas como referencia para su estimación.

En cuanto a las paleo-ELAs estimadas, por el método AAR se obtuvo una paleo-ELA media de 1001 ± 37 m. A través del método AABR se calculó una paleo-ELA media de 951 ± 30 m. Los valores de las paleo-ELAs obtenidos se sitúan en rangos ligeramente inferiores a los calculados por otros autores con los mismos métodos: 1033 ± 33 m mediante el método AABR según Santos-González et al. (2013) y 1120 m mediante el método AAR según Serrano et al. (2013b). En un trabajo previo, Serrano y Gutiérrez (2002) sitúan la paleo-ELA del glaciar del Miera

en 1230 ± 10 m. Las diferencias pueden deberse a la utilización de otras áreas de estudio, a la topografía utilizada en los cálculos, a los rasgos glaciares tomados como referencia a la hora de reconstruir el glaciar, o a la consideración de otros parámetros AAR y BR en el cálculo.

Conclusiones

A partir de las evidencias glaciares se ha reconstruido el glaciar del Miera durante su fase de *máximo avance* glaciar local, en la que el glaciar ocupó 6.5 km² dando lugar a dos grandes morrenas laterales de hasta 1.8 km de longitud y situadas a 120 m de altura sobre el valle. En este momento, el glaciar del Miera estuvo conectado con el valle situado inmediatamente al sur, lo que permitió transfluencias de hielo desde el valle del Trueba como muestran las evidencias encontradas en las jornadas de campo.

La utilización de diversas herramientas SIG permitió reconstruir en detalle la paleo-topografía y el espesor (128 m) alcanzados por el paleo-glaciar del valle del Miera. El glaciar ocupó un rango de alturas de 900 m desde las cotas más altas localizadas en las cabeceras (más de 1400 m) hasta los 560 m en el frente de ablación, en la localidad de La Concha. La longitud máxima en el momento de mayor avance fue de más de 6 km. Se concluye que la paleo-ELA estimada podría haber oscilado entre 1001 y 951 m durante el máximo avance, momento en el que todo el valle principal se encontraba ocupado por el hielo.

Referencias

- Benn, D. y Lehmkuhl, F. (2000). *Quaternary International*, 65-66, 15-29. <https://doi.org/chz8m7>
- Benn, D. y Hulton N. (2010). *Computers & Geosciences* 36, 605-610. <https://doi.org/fdjpbm>
- Frochoso, M., González-Pellejero, R., & Allende, F. (2013). *Open Geosciences*, 5(1), 12-27. <https://doi.org/k59f>
- González Díez A., Fernández Maroto G., Doughty M., Bonachea Pico J., Remon-

- do J, Tejerina, Díaz de Terán Mira J.R., Flor Blanco G., Flor Rodríguez G., Martínez Cedrún P., Maria Bruschi V. (2012). En: *XII Reunión Nacional de Geomorfología, Santander 2010-2012*.
- González Díaz, B., Ruiz Fernández, J., García Hernández, C., Menéndez Duarte, R. A., & González Díaz, J. A. (2021). *CADERNOS do laboratório xeológico de laxe*.
- Jiménez-Sánchez, M., Rodríguez-Rodríguez, L., García-Ruiz, J.M., Domínguez-Cuesta, M.J., Farias, P., Valero-Garcés, B., Moreno, A., Rico, M., Valcárcel, M. (2013). *Geomorphology*, 196, 50-64. <https://doi.org/f45rvk>
- Moñino, M.; Rivas, V.; Cendrero, A. (1987). En: *V Reunión Sobre el Cuaternario, AEQUA, Santander*, 35-41.
- Pujalte, V.; Robles, S.; García Ramos, J.C.; Hernández J.M. (2004). *Geología de España* (J.A. Vera Ed.). IGME, Madrid, 288-291.
- Pellitero, R., Rea, B., Spagnolo, M., Bakke, J., Hughes, P., Ivy-Ochs, S., Lukas, S., Ribolini, A. (2015). *Computers & Geosciences*, 82, 55-62. <https://doi.org/f7mwq6>
- Pellitero, R., Rea, B., Spagnolo, M., Bakke, J., Ivy-Ochs, S., Frew, C., Hughes, P., Ribolini, A., Lukas, S., Renssen H. (2016). *Computers & Geosciences* 94, 77-85. <https://doi.org/f827s2>
- Rea, B.R. (2009). *Quaternary Science Reviews*, 28, 237-248. <https://doi.org/bcn4sd>
- Santos-González J., Redondo-Vega J.M., González-Gutiérrez R.B., Gómez-Villar A. (2013). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 387, 185-199. <https://doi.org/f5dn49>
- Serrano, E. (1996). *CADERNOS do Laboratório Xeológico de Laxe: Revista de xeología galega e do hercínico peninsular*, (21), 505-517.
- Serrano E. y Gutiérrez A. (2002). En: VII Reunión Nacional De Geomorfología. 91-161.
- Serrano, E.; Gómez Lende, M.; González Trueba, J.J.; Turu, V.; Ros, X. (2013a). *Cuaternario y Geomorfología*. 91-92.
- Serrano, E., González-Trueba, J. J., Pellitero, R., González-García, M., & Gómez-Lende, M. (2013b). *Geomorphology*, 196, 65-82. <https://doi.org/f45rpp>
- Vieira, G. (2008). *Geomorphology*, 97, 190-207. <https://doi.org/bt2pnj>