

## APLICACIONES DE LOS SISTEMAS DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA EN LA RECONSTRUCCIÓN PALEOGLACIAR: EL CASO DE LA SIERRA SEGUNDERA (ZAMORA, ESPAÑA)

JOSÉ MARÍA FERNÁNDEZ FERNÁNDEZ<sup>1</sup>

Universidad Complutense de Madrid

Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física

C/ Profesor Aranguren, s/n - 28040, Ciudad Universitaria, Madrid, España

<sup>1</sup>[josemariafernandez@ucm.es](mailto:josemariafernandez@ucm.es)

### RESUMEN

Este artículo describe la aplicación del método de reconstrucción de glaciares propuesto por Benn y Hulton (2010) asistida por el Sistema de Información Geográfica (SIG) *ArcGIS*. La metodología integra el modelo numérico de Van der Veen (1999) con la información topográfica y geomorfológica. Las herramientas empleadas, evaluadas en cada fase del método, permiten la corrección topográfica de Modelos Digitales de Elevaciones (MDE), el cálculo de índices morfométricos, la reconstrucción de la paleotopografía glaciaria, la estimación de espesores y volúmenes y una aproximación a la Altitud de la Línea de Equilibrio (ELA). Para ilustrar la metodología se ha seleccionado como ejemplo el sector oriental del *icefield* desarrollado en la Sierra de Segundera (6°47'W/42°14'N) durante la fase de Máxima Extensión del Hielo, obteniéndose un espesor máximo de 457 m, un volumen de  $2,63 \times 10^{10} \text{ m}^3$  y una ELA de 1.738 m.

Palabras clave: SIG, reconstrucción paleoglaciaria, modelo digital de elevaciones, ELA, Sierra Segundera, Sanabria.

### GEOGRAPHIC INFORMATION SYSTEMS APPLIED TO PALEOGLACIER RECONSTRUCTION: THE CASE OF SIERRA SEGUNDERA (ZAMORA, SPAIN)

#### ABSTRACT

The study applies the glacier reconstruction method proposed by Benn and Hulton (2010) using a Geographic Information System (GIS). This approach combines Van der Veen (1999) numeric model with topographic and geomorphological data that allowed topographic correction of Digital Elevation Models (DEM), calculation of morphometric indexes, reconstruction of glacial paleotopography, estimation of thickness or volumes and an approximation to Equilibrium Line Altitude (ELA). The study area is the Eastern sector of Sierra Segundera (6°47'W/42°14'N) icefield,

Fernández Fernández, J.M. (2015): “Aplicaciones de los sistemas de información geográfica en la reconstrucción paleoglaciaria: el caso de la Sierra Segundera (Zamora, España)”, *GeoFocus (Artículos)*, nº 16, p. 87-118. ISSN: 1578-5157

---

where has been calculated a maximum thickness of 457 m, a volume of  $2.63 \times 10^{10} \text{ m}^3$  and a paleo-ELA of 1,738 m during the Maximum Ice Extent.

Keywords: GIS, paleoglacier reconstruction, digital elevation model, ELA, Sierra Segundera, Sanabria.

## 1. Introducción

Los glaciares son indicadores de la evolución de las condiciones climáticas de su entorno, pues cualquier variación en sus características repercute directamente sobre la extensión, volumen, avance o retroceso de estas masas de hielo. Los cambios en el clima, a su vez, influyen en la Altitud de la Línea de Equilibrio (ELA, del inglés *Equilibrium Line Altitude*), una isohipsa que separa:

- El área de balance positivo de un glaciar, es decir, su subsistema de acumulación (por encima de la ELA), en el que predominan procesos de ganancia de masa, como la innivación, avalanchas, etc.
- El área de balance negativo, esto es, su subsistema de ablación (por debajo de la ELA), donde predominan procesos que favorecen las pérdidas de masa, tales como la fusión y sublimación.

Por tanto, esta isohipsa une aquellos puntos con balance igual a cero en un determinado intervalo temporal, normalmente un año. En los glaciares en domo o *icefield* (Sudgen y John, 1976) –con un aspecto similar al de una cúpula–, la sensibilidad de la ELA a la variabilidad del clima es máxima y, más aún, cuando ésta se localiza próxima a la cumbre de una meseta, ya que pequeños cambios altitudinales en la dicha isohipsa derivan en significativas modificaciones en las dimensiones de los subsistemas de acumulación y ablación (Vieira, 2008).

En glaciares ya desaparecidos, o *paleoglaciares*, la inferencia de las relaciones pretéritas de las paleo-ELA con el sistema climático del momento (*paleoclima*) es más compleja por no poder deducir esta relación en masas de hielo actuales. Esta limitación obliga a la reconstrucción de paleoglaciares utilizando como principales herramientas el esquema geomorfológico y modelos matemáticos empíricos basados en la física glaciar (Nye, 1952; Schilling y Hollin, 1981; Benn y Hulton, 2010) que permiten estimar el espesor del hielo incluso en aquellas áreas en las que no haya huellas que lo delaten, como las mesetas.

La componente espacial de estos métodos hace muy útil la aplicación de los Sistemas de Información Geográfica (SIG). En este sentido, la utilización de los SIG en la reconstrucción de paleoglaciares mediante modelos numéricos es una cuestión relativamente reciente en la Península Ibérica. En esta línea sobresalen los trabajos de Vieira (2004, 2008) en la Serra da Estrela; los de Carrasco *et al.* (2011, 2013) y Pedraza *et al.* (2013) en la Sierra de Béjar y Gredos; así como los de Cowton *et al.* (2009) y Rodríguez *et al.* (2011a, 2014a, 2014b) en Sanabria y la Cordillera Cantábrica. La mayor parte de estas publicaciones se centra en paleoglaciares de tipo *ice-cap* o

Fernández Fernández, J.M. (2015): “Aplicaciones de los sistemas de información geográfica en la reconstrucción paleoglaciaria: el caso de la Sierra Segundera (Zamora, España)”, *GeoFocus (Artículos)*, nº 16, p. 87-118. ISSN: 1578-5157

---

*icefield* desarrollados sobre áreas de montaña aplanadas caracterizadas por el arrasamiento de sus cumbres, donde lenguas de hielo se canalizaron por los valles (glaciares de tipo *outlet*) y evacuaban el hielo. Todos estos trabajos analizan la fase de máxima extensión de los hielos, de la que queda constancia geomorfológica, y su desarrollo metodológico sigue las siguientes fases:

- 1) Investigación geomorfológica clásica basada en el trabajo de campo y la cartografía.
- 2) Aplicación de *modelos numéricos* para emprender la reconstrucción glaciaria.
- 3) Cálculo de la *paleo-ELA* por distintos métodos a partir de la topografía reconstruida.

Las metodologías de reconstrucción glaciaria también se han aplicado con éxito –y con desarrollos metodológicos similares– en otras regiones glaciadas, como Montañas Rocosas (Locke, 1995), nordeste de Estados Unidos (Ackerly, 1989), Reino Unido/Escocia (McDougall, 1995; Carr y Coleman, 2007; Ng *et al.*, 2010; Terela-Newton y Golledge, 2012), hasta incluso Noruega (Evans *et al.*, 2002); el trabajo de Sailer *et al.* (1999) es el más explícito en cuanto a la aplicación de los SIG en la reconstrucción glaciaria. Entre las aportaciones más destacables están la aplicación de los distintos métodos señalados y la calibración de los componentes de los modelos numéricos.

La característica común en todos estos trabajos es la utilización de los SIG en la reconstrucción de paleoglaciares. Sin embargo, también destaca una práctica ausencia de explicaciones técnicas del tratamiento de la información topográfica llevada a cabo con este tipo de metodologías.

A la luz de las carencias señaladas, el presente trabajo se fija como principal objetivo presentar de forma detallada una metodología de reconstrucción de glaciares asistida por SIG, la aportación de la información suficiente para entender los resultados obtenidos y una secuencia metodológica de herramientas SIG correctamente evaluada. El área seleccionada es la Sierra Segundera (Zamora) y el contexto temporal es la fase de máxima expansión de los hielos, para la cual se reconstruye el *icefield* con el fin de conseguir estimaciones de espesores y volúmenes de hielo, así como de la paleo-ELA, que permita determinar el grado de sensibilidad de los paleoglaciares.

## 2. Área de estudio

### 2.1. Localización, geología y climatología.

Este trabajo se enmarca en el entorno del Parque Natural del lago de Sanabria y alrededores, localizado en el noroeste de la Península Ibérica y de la provincia de Zamora, en las Sierras Segundera y de la Cabrera Baja (Figura 1). Ambas pertenecen al complejo morfoestructural del Macizo Galaico-Leonés y se disponen en direcciones SW-NE y W-E, respectivamente, con altitudes que llegan a superar los 2.000 m (Peña Trevinca, 2.127 m, 6°47'W/42°14'N; Peña Negra, 2.124 m;

Fernández Fernández, J.M. (2015): “Aplicaciones de los sistemas de información geográfica en la reconstrucción paleoglaciaria: el caso de la Sierra Segundera (Zamora, España)”, *GeoFocus (Artículos)*, nº 16, p. 87-118. ISSN: 1578-5157

Moncalvo, 2.044 m). La forma aplanada de sus cumbres –de ahí que la superficie culminante sea denominada en adelante *plataforma serrana*– hace que estas sierras se asemejen a mesetas elevadas que acogen numerosas lagunas de origen glaciar.



**Figura 1. Localización del área de estudio en el Noroeste de la Península.**

Capas origen: MDT LIDAR 5 m. Bases: BCN-200 y BCN-25 del Instituto Geográfico Nacional.

Las montañas que constituyen las alineaciones comentadas tienen por sustrato litológico gneises glandulares (“Olló de Sapo”), granitos biotíticos/granodioritas, así como pizarras y cuarcitas ordovícicas. El relieve fue originado en cuatro fases de plegamiento con dos etapas de metamorfismo; las dos primeras en condiciones de presión y temperatura elevada y las dos restantes en un contexto de elevación y carácter más superficial (Martínez García, 1973). La estructura inicial de estas montañas se atribuye la Orogenia Herciniana, en la que las fases principales tuvieron lugar en el Silúrico Superior y Devónico Superior. Durante el Mesozoico, los relieves quedaron reducidos

Fernández Fernández, J.M. (2015): “Aplicaciones de los sistemas de información geográfica en la reconstrucción paleoglacial: el caso de la Sierra Segundera (Zamora, España)”, *GeoFocus (Artículos)*, nº 16, p. 87-118. ISSN: 1578-5157

---

a una penillanura y volvieron a ser rejuvenecidos en el Terciario durante la Orogenia Alpina, con una fragmentación y sobrelevación (Martínez García *et al.*, 1981).

Desde el punto de vista climático, la localización de Sanabria en el cuadrante noroeste peninsular, a medio camino entre el entorno de clima mediterráneo continentalizado de la submeseta septentrional y el entorno de clima oceánico gallego, determina un clima Csb<sub>3</sub> (clima templado, con verano seco y cálido e invierno frío) según la clasificación de Köppen, con una temperatura media anual comprendida entre los 6 y los 10 °C, y una precipitación anual de 1.520-1.600 mm.

## 2.2. Geomorfología glacial

Durante las fases frías del Cuaternario, especialmente el würmiense –siguiendo la terminología de los Alpes–, se desarrolló en la plataforma de la Sierra Segundera y Sierra de la Cabrera un glaciar en domo, también denominado en la literatura *icefield* o *ffield* (Llopis Lladó, 1957), que en su momento de máxima extensión llegó a ocupar una superficie de 475 km<sup>2</sup> (Rodríguez *et al.*, 2014b).

Gran parte de las evidencias geomorfológicas del glaciario se desarrollaron durante el período würmiense, del cual se han diferenciado en Sanabria tres fases (Würm I-II-III), e incluso retazos del rissense (Carle, 1947; Llopis Lladó, 1957). Martínez de Pisón y Alonso (1992) sugirieron tres fases de evolución glacial en la que el arco más externo corresponde con la fase de máxima extensión (pleniglacial), el segundo con una fase intermedia estable y los restantes con un estadio pulsador en un proceso de regresión. Por su parte, Cowton *et al.* (2009) hablan de una fase de máxima extensión, una fase de glaciación que afectó tanto a valles como a áreas elevadas (*upland*) y una última fase en la que los hielos ocuparon los circos. Durante el momento de máxima extensión, la lengua principal (valle del Tera) llegó a alcanzar un espesor máximo que superaba los 450 m, cifra que en poca distancia (3 km) se reducía a los 130-150 m (Rodríguez *et al.*, 2011b, 2014; Stickel, 1929); y la paleo-ELA llegó a descender a una altitud deducida en torno a los 1.500-1.600 m (Stickel, 1929; Schmidt, 1969) y estimada más recientemente en 1.687 m (Cowton *et al.*, 2009).

Una de las principales huellas de este glaciario es el lago de Sanabria, dispuesto en dirección W-E, en el que se diferencian dos cubetas de sobreexcavación. La cronología, según revelan las últimas dataciones realizadas por radiocarbono, indica que el momento en que los glaciares de Sanabria alcanzaron su máxima extensión, datado en 33 ka (Rodríguez *et al.*, 2014b), fue anterior al Último Máximo Glaciar (UMG). Tras la fase de máxima extensión se sucedieron más de diez episodios de estabilización y retroceso del frente glacial (Martínez de Pisón *et al.*, 1989; Rodríguez *et al.*, 2011c).

### 3. Materiales y métodos

#### 3.1. Materiales empleados

La reconstrucción de los paleoglaciares que constituyeron el *icefield* de la Sierra Segundera se ha llevado a cabo utilizando distintos tipos de *software* durante las diferentes fases del método:

- Sistema de Información Geográfica. Utilizado para la elaboración de la cartografía, preparación de la información topográfica, implementación espacial del modelo de reconstrucción glaciaria y el análisis espacial/cuantitativo de los resultados.
- Programa de Diseño Asistido por Ordenador (CAD, del inglés *Computer Aided Design*), empleado para la georreferenciación de capas en formato vectorial.
- Procesador de hojas de cálculo. Realiza de un modo automatizado los cálculos que requiere el modelo numérico de reconstrucción glaciaria.

Las capas raster están compuestas por el Modelo Digital del Terreno (MDT) LIDAR con resolución espacial de 5 m, las ortofotografías de máxima resolución (25 cm) del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA) y el Mapa Topográfico Nacional a escala 1:25.000. Se eligió como fuente de información topográfica el MDT LIDAR 5 m frente a otras opciones por su nivel de detalle, que permite detectar con facilidad elementos geomorfológicos y cambios topográficos de suma importancia (crestas morrénicas, áreas pulidas, etc.). Por su parte, la información geográfica vectorial empleada se redujo únicamente a las curvas batimétricas del lago de Sanabria (Vega *et al.*, 2005).

#### 3.2. Fundamentos del método

Uno de los procedimientos para llevar a cabo la reconstrucción de paleoglaciares es la aplicación de modelos numéricos empíricos con base física, que explican la mecánica del flujo del hielo atendiendo a factores como el límite plástico, la deformación, esfuerzo de cizalla, densidad, etc. El grado de complejidad en cuanto a la formulación y la aplicación varía según modelos, entre los que se encuentran los de Nye (1952) y Schilling y Hollin (1981).

En este trabajo el método que se ha empleado es el propuesto por Benn y Hulton (2010), que parte de la consideración del hielo como una sustancia con plasticidad perfecta (Van der Veen, 1999), es decir, la deformación es despreciable cuando el esfuerzo aplicado está por debajo de un valor crítico, denominado límite plástico (*yield stress*;  $\tau_Y$ ). En este sentido, cuando el esfuerzo aplicado es igual o superior al límite plástico el hielo se deforma instantáneamente para liberar la presión aplicada. Por su parte, el esfuerzo conductor del movimiento (*driving stress*;  $\tau_D$ ), resultante del peso del hielo y la pendiente, es equilibrado por el rozamiento en el lecho (*basal stress*;  $\tau_B$ ). Entonces, para que tenga lugar el movimiento del hielo el esfuerzo que conduce el movimiento

deberá alcanzar un valor igual al límite plástico. Así pues, asumiendo una plasticidad perfecta, el esfuerzo en el hielo no puede exceder el límite plástico, por lo que el rozamiento basal también debe ser igual al límite plástico (1) para que tenga lugar el movimiento del hielo.

$$\tau_Y = \tau_B = \tau_D \quad (1)$$

Este método de reconstrucción glaciaria aplica la ecuación de Van der Veen (1999) (2) por medio de una hoja de cálculo programada en Excel (*Profiler v.2*) que implementa el desarrollo de las ecuaciones que a continuación se explica.

$$h_{i+1}^2 - h_{i+1}(B_i + B_{i+1}) + h_i(B_{i+1} - H_i) - \frac{2\Delta x \bar{\tau}_Y}{\rho g} = 0 \quad (2)$$

donde:  $h_i$  = altitud de la superficie del hielo en un punto;  $h_{i+1}$  = altitud de la superficie del hielo en el siguiente punto;  $B_i$  = altitud del lecho en un punto;  $B_{i+1}$  = altitud del lecho en el siguiente punto;  $H_i$  = espesor del hielo;  $x$  = distancia al frente del glaciario;  $\Delta$  = distancia de iteración;  $\bar{\tau}_Y$  = esfuerzo de cizalla basal o límite plástico medio de un punto de iteración y el siguiente (en pascales);  $\rho$  = densidad del hielo ( $900 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ );  $g$  = aceleración gravitatoria ( $9,8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$ ). Altitudes, distancias y espesores, expresados en metros.

La ecuación (2), por su estructura, se clasifica como ecuación de segundo grado (3), empleando la fórmula general de resolución de este tipo de ecuaciones (4):

$$ay^2 + by + c = 0 \quad (3)$$

$$y = \frac{-b \pm \sqrt{b^2 - 4ac}}{2a} \quad (4)$$

En la ecuación (3) la incógnita  $y$  equivale a  $h_{i+1}$ , por lo que para resolver la ecuación (4), previamente se identifican e individualizan los coeficientes  $a$ ,  $b$  y  $c$  (5):

$$a = 1$$

$$b = -(B_i + B_{i+1}) \quad (5)$$

$$c = h_i(B_{i+1} - H_i) - \frac{2\Delta x \bar{\tau}_Y}{\rho g}$$

En la ecuación se obtienen dos soluciones o raíces, de las que se elige aquella en la que la altitud del hielo calculada sea superior a la del lecho ( $h > B$ ).

No obstante, este modelo de plasticidad perfecta no considera el efecto topográfico de las laderas de los valles en cuanto al rozamiento y soporte de peso, lo cual se puede incorporar a través del factor de forma (*shape index*;  $f$ ) (Nye, 1952), sustituyendo  $\bar{\tau}_Y$  por  $\bar{\tau}_Y/f$  en la ecuación (5c). El

Fernández Fernández, J.M. (2015): “Aplicaciones de los sistemas de información geográfica en la reconstrucción paleoglaciaria: el caso de la Sierra Segundera (Zamora, España)”, *GeoFocus (Artículos)*, nº 16, p. 87-118. ISSN: 1578-5157

---

factor de forma es un índice morfométrico que mide la geometría transversal del valle, siendo igual a la unidad cuando la topografía es plana o igual a 0,5 en un perfil semicircular (cercano a la forma en “U”) (Schilling y Hollin, 1981). Valores por debajo de 0,5 indican un perfil cercano a la forma en “V”; valores altos se corresponden con perfiles en “U” con fondo plano (Menzies, 1995). Este índice morfométrico se calcula por medio de la ecuación (6):

$$f = \frac{A}{Hp} \quad (6)$$

donde:  $f$  = factor de forma;  $A$  = área de la sección transversal;  $H$  = espesor del hielo;  $p$  = perímetro glaciado de la sección.

De este modo, según modelo de plasticidad perfecta (7):

$$\tau_Y = \tau_B = f\tau_D \quad (7)$$

La aplicación de esta ecuación se hace de un modo iterativo, en sentido inverso al flujo glaciario, esto es, desde el frente hasta la cabecera o divisoria glaciaria (*ice divide*), con el fin de obtener el perfil teórico de la topografía del hielo.

La ventaja de este modelo numérico es que permite la validación de los resultados o la calibración de las entradas (esfuerzo de cizalla) mediante la incorporación de evidencias geomorfológicas que delaten el espesor alcanzado por el hielo, tales como las morrenas laterales, hombreras glaciares (*trimlines*), etc. Para más información sobre los fundamentos matemáticos del método remitirse a Van der Veen (1999) y Benn y Hulton (2010).

### 3.3. Preparación y corrección del modelo digital de elevaciones

La información con mayor presencia en el método desarrollado es la topográfica. El área de estudio abarca los MDE de las hojas 228, 229, 266 y 267 del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, que se fusionaron en un *Raster dataset* con iguales propiedades que las capas de entrada. Para poder aplicar la reconstrucción de perfiles teóricos del hielo a lo largo de los distintos valles, se incluyó en el MDE la topografía del lecho sin láminas de agua, como la del lago de Sanabria. Esta cuestión se resolvió con la información batimétrica en extensión CAD \*.dwg, que previamente fue georreferenciada con un total de 17 puntos de control localizados en entrantes y salientes marcados.

A continuación, se creó en *ArcMap* un modelo digital batimétrico raster mediante una interpolación de las isóbatas a través de la herramienta *Topo to Raster*. Esta capa raster se utilizó para eliminar la topografía superficial de la lámina de agua del lago o, lo que es igual, convertir la batimetría en altimetría, con el comando *Raster calculator* o *Minus*. El resultado obtenido fue un MDE como el original, pero con la topografía del fondo del lago expresada en valores altimétricos.



Fernández Fernández, J.M. (2015): "Aplicaciones de los sistemas de información geográfica en la reconstrucción paleoglacial: el caso de la Sierra Segundera (Zamora, España)", *GeoFocus (Artículos)*, nº 16, p. 87-118. ISSN: 1578-5157

Esta corrección topográfica no se aplicó en los embalses y en las lagunas por la inexistencia de cartografías batimétricas, el bajo impacto que tendría en la aplicación del modelo numérico dada su escasa profundidad y porque el método manual introduce subjetividad. Por tanto, en estas áreas, los valores de espesor del hielo calculados deberán tomarse con cautela por ser inferiores a los reales.

### 3.4. Esquema geomorfológico

Con el fin de conocer la extensión de los paleoglaciares y poder delimitarlos, se hizo un esquema geomorfológico simplificado a escala 1:25.000 que incluye las evidencias geomorfológicas indicativas de la existencia de paleoglaciares, así como de la extensión superficial y el espesor alcanzado por el hielo: crestas morrénicas, hombreras glaciares, circos y picos facetados o *horns* (Figura 2).

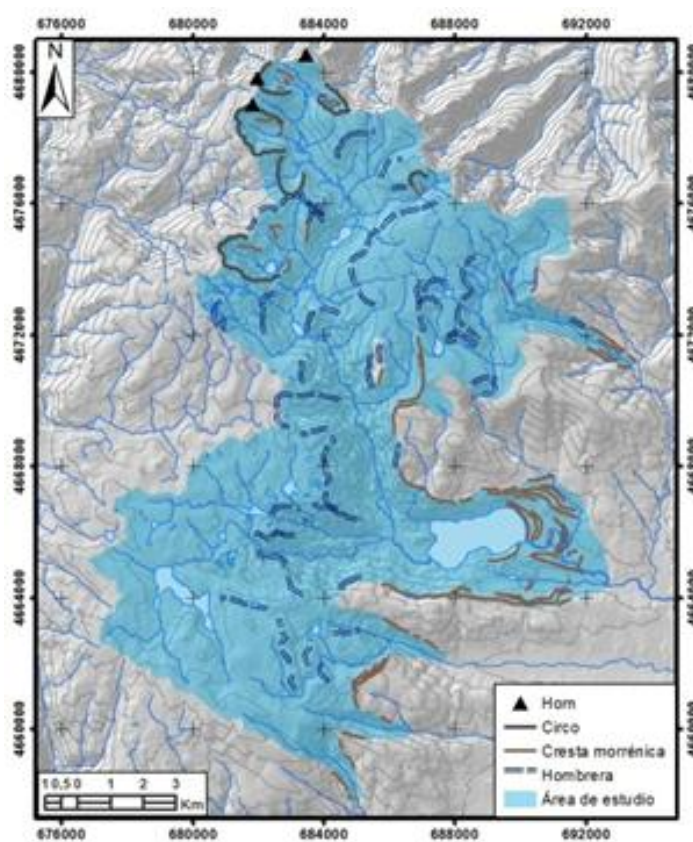


Figura 2. Esquema geomorfológico glacial simplificado del área de estudio.

Fernández Fernández, J.M. (2015): “Aplicaciones de los sistemas de información geográfica en la reconstrucción paleoglaciaria: el caso de la Sierra Segundera (Zamora, España)”, *GeoFocus (Artículos)*, nº 16, p. 87-118. ISSN: 1578-5157

---

La identificación de estos elementos se realizó mediante fotointerpretación y comprobación en el trabajo de campo. En la fotointerpretación se emplearon conjuntamente la ortofotografía aérea del PNOA (año 2011) y un sombreado del relieve como opción complementaria a la fotointerpretación estereoscópica, por el efecto tridimensional que simula la distribución de sombras, técnica utilizada satisfactoriamente por Kantack (2011). El modelo de sombreado del relieve se construyó con la herramienta *Hillshade*, con distintos azimuts (orientación de los rayos del sol) y factores de exageración en función de las áreas y de los elementos geomorfológicos a detectar.

Sobre el modelo de sombras y la ortofotografía aérea se identificaron evidencias como las crestas morrénicas laterales y frontales, hombreras glaciares, circos y *horns*. Éstos se digitalizaron mediante las herramientas de edición en archivos *shapefile* de líneas y puntos, que serían la base del esquema geomorfológico glaciario simplificado.

### 3.5. Delimitación del área glaciada a reconstruir

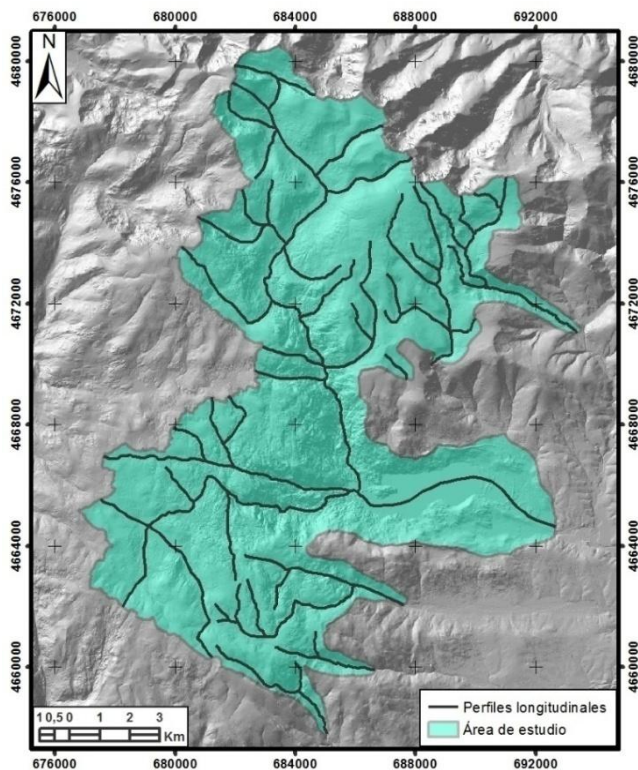
La delimitación del área glaciada fue sencilla donde existen evidencias geomorfológicas como morrenas u hombreras. En cambio, en la plataforma serrana, donde no hay evidencias geomorfológicas tan claras para separar los glaciares orientales de los occidentales, se tomaron los límites exactos de la divisoria hidrográfica de un modo automático, utilizando las herramientas de hidrología del módulo *Spatial Analyst*.

La delimitación de los paleoglaciares se hizo sobre un *shapefile* de polígono con la referencia de las líneas de las crestas morrénicas y hombreras –cuya geometría se reprodujo en el polígono con la herramienta *Trace*– y las divisorias hidrográficas que separan las mitades occidental y oriental de la plataforma serrana. En áreas concretas de los valles, donde la información geomorfológica cartografiada no era suficiente para conocer la extensión de las lenguas, se tomaron como referencia los límites de áreas glaciadas incluidos en las cartografías de Schmidt (1969), Martínez de Pisón *et al.* (1989), Cowton *et al.* (2009) y Rodríguez *et al.* (2014a).

### 3.6. Trazado de perfiles longitudinales

El método de reconstrucción de paleoglaciares comenzó con la reconstrucción de 48 líneas de flujo glaciario trazadas de modo manual a lo largo de los valles (Figura 3). Los perfiles no fueron trazados de modo automático con las herramientas de hidrología para poder elegir los perfiles representativos y eliminar la posible presencia de meandros no seguidos por el hielo y originados tras la glaciación. Cada perfil se identificó con un número en un campo nuevo.

Fernández Fernández, J.M. (2015): “Aplicaciones de los sistemas de información geográfica en la reconstrucción paleoglaciaria: el caso de la Sierra Segundera (Zamora, España)”, *GeoFocus (Artículos)*, nº 16, p. 87-118. ISSN: 1578-5157



**Figura 3. Perfiles longitudinales.**

Base: MDT LIDAR 5\_m (IGN).

La aplicación iterativa de la ecuación se ensayó en puntos dispuestos a lo largo de los perfiles y creados en un nuevo *shapefile* con la herramienta *Construct points*, definiendo una equidistancia de 100 m desde el punto de inicio. En esta nueva capa de puntos también se crearon dos campos para identificar el número de perfil y la distancia al frente, que se almacenó en el segundo de los campos con *Field calculator* para cada perfil por separado, introduciendo la siguiente expresión (esquema):

$$Df = (O - Op_1) * e$$

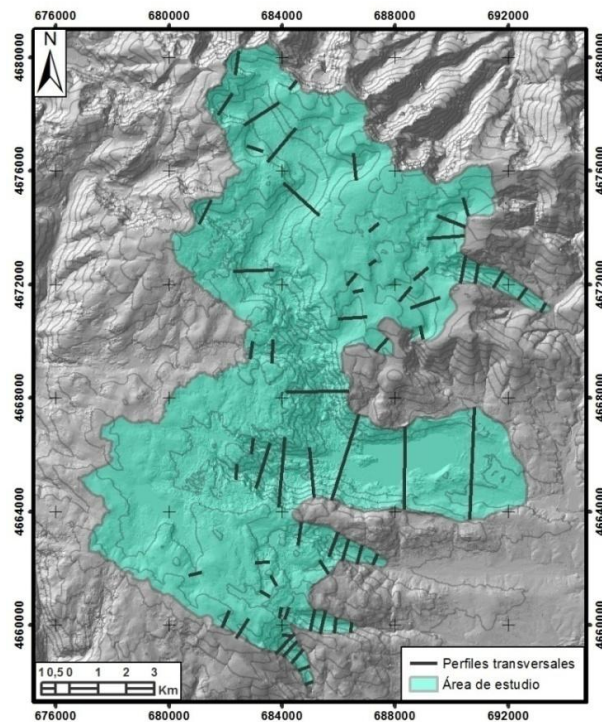
donde:  $Df$  = distancia al frente (en metros);  $O$  = valor del campo “OBJECTID”;  $Op_1$  = valor de “OBJECTID” en el punto inicial;  $e$  = equidistancia de los puntos o iteración (100 m).

A continuación, se incorporó la altitud del lecho para cada uno de los puntos con la herramienta *Interpolate shape*, definiéndose el MDE corregido con la batimetría como la capa de la que extraer la información topográfica.

Fernández Fernández, J.M. (2015): “Aplicaciones de los sistemas de información geográfica en la reconstrucción paleoglaciaria: el caso de la Sierra Segundera (Zamora, España)”, *GeoFocus (Artículos)*, nº 16, p. 87-118. ISSN: 1578-5157

### 3.7. Trazado de perfiles transversales. Cálculo del factor de forma

El control topográfico se incorporó al modelo a través del trazado de 68 perfiles transversales de modo manual en un *shapefile* de líneas, donde cada perfil se identifica con un número (Figura 4).

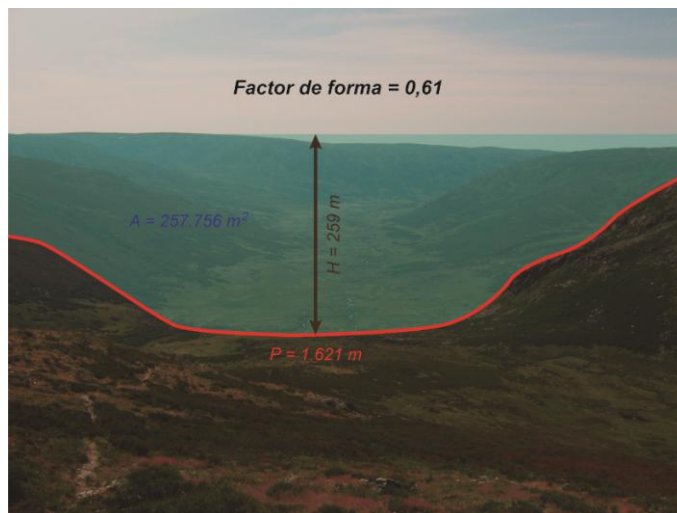


**Figura 4. Perfiles transversales.**  
Base: MDT LIDAR 5 m (IGN).

Los perfiles se trazaron en áreas representativas de los valles, donde las evidencias geomorfológicas permiten conocer el espesor del hielo. No obstante, también se han calculado en otros tramos y valles (Figura 5), aunque no se tenga constancia de dichas evidencias, para tener un mayor control de la forma del valle y sus variaciones. Se ha procurado que ambos extremos de los perfiles presenten la misma altitud. En la plataforma serrana y demás áreas con arrasamiento de cumbres (Figura 6) no se midió el factor de forma, sino que, para simplificar, se asumió como valor la unidad.

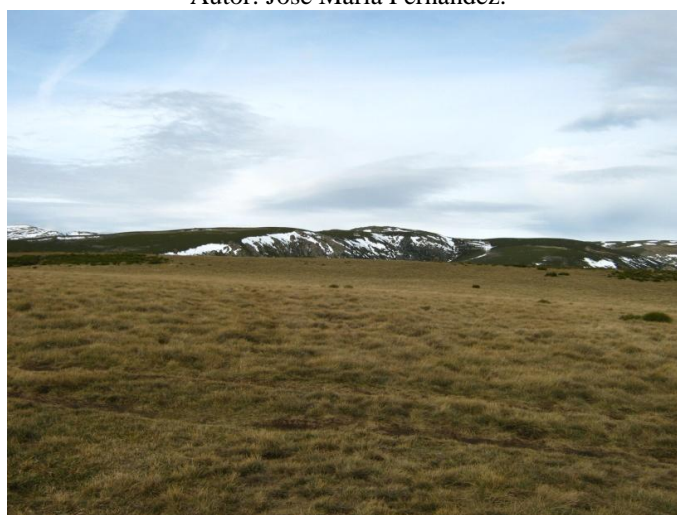
Posteriormente, estos perfiles se transformaron a coordenadas  $x$ ,  $y$  con la herramienta *Stack profile*, tomando la información topográfica del MDE para, posteriormente, ser tratadas en la hoja de cálculo programada *Profiler v.2*, que incluye una hoja habilitada para el cálculo del factor de forma. Después se anotó el valor morfométrico de cada perfil en puntos de un nuevo *shapefile*.

Fernández Fernández, J.M. (2015): "Aplicaciones de los sistemas de información geográfica en la reconstrucción paleoglaciaria: el caso de la Sierra Segundera (Zamora, España)", *GeoFocus (Artículos)*, nº 16, p. 87-118. ISSN: 1578-5157



**Figura 5. Ejemplo de cálculo de factor de forma en el valle del Tera.**

Autor: José María Fernández.



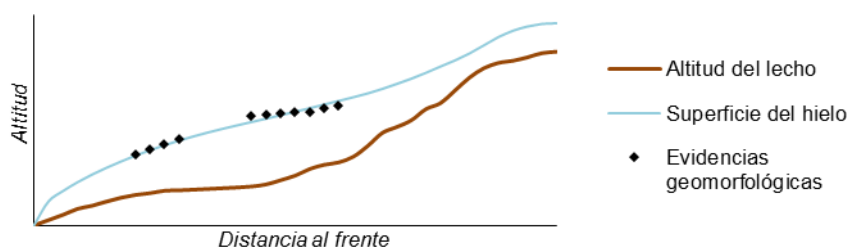
**Figura 6. Superficie culminante aplanada en el monte Gencional (1.732 m).**

Autor: José María Fernández.

A continuación, utilizando una interpolación por ponderación inversa a la distancia (*IDW*, del inglés *Inverse Distance Weighting*), se creó un modelo espacial raster de distribución del factor de forma que da más peso a los elementos más inmediatos, asumiendo que en un mismo valle el factor de forma será más parecido en distintos puntos cuanto más cercanos estén éstos. La limitación es que, en áreas con multitud de perfiles próximos de distintos valles, pueden interferir los valores de un valle en los de otro. Dicha limitación se ha obviado ante la reducida heterogeneidad de valores morfométricos en estos casos. Finalmente, se incorporó el valor de factor de forma a los puntos de iteración de los perfiles longitudinales utilizando nuevamente *Interpolate shape*.

### 3.8. Reconstrucción de perfiles teóricos del hielo.

En el entorno *Profiler* se incorporó la información de distancia al frente, altitud del lecho y factor de forma, así como las evidencias geomorfológicas (*target elevations*) que permiten deducir el espesor del hielo: morrenas laterales más externas y hombros glaciares. Para cada punto se introdujo el valor de esfuerzo de cizalla basal (*shear stress*), necesario para que el perfil reconstruido coincidiera en la medida de lo posible con la altitud de las evidencias geomorfológicas (Figura 7).



**Figura 7. Reconstrucción del perfil teórico del hielo en un valle.**

Éste es el aspecto más delicado del método ya que no hay una ecuación que calcule de un modo rápido, fácil y efectivo el valor de cizalla basal. En otros trabajos de reconstrucción de glaciares se eligen satisfactoriamente un rango de valores efectivos de cizalla basal comprendido entre 50 y 150 kPa, conocidos para glaciares actuales. Sin embargo, la mayor parte de los glaciares muestra valores cercanos a 100 kPa (Schilling y Hollin, 1981).

Otra cuestión delicada es la elección del valor de esfuerzo de cizalla a aplicar en áreas sin evidencias geomorfológicas que indiquen la potencia del glaciar. En los valles se contemplaron dos posibilidades. La primera consistió en extrapolar el valor observado en valles adyacentes (Rodríguez *et al.*, 2011a). La segunda alternativa se empleó cuando la anterior solución no se podía aplicar y consistía en mantener el valor de cizalla basal utilizado en el último punto con evidencias geomorfológicas, siempre que no se observaran valores anómalos o perfiles anómalos (aumentos o disminuciones bruscas del espesor del hielo sin que existan pruebas geomorfológicas que lo explicasen, como una pared escarpada o un *horn*).

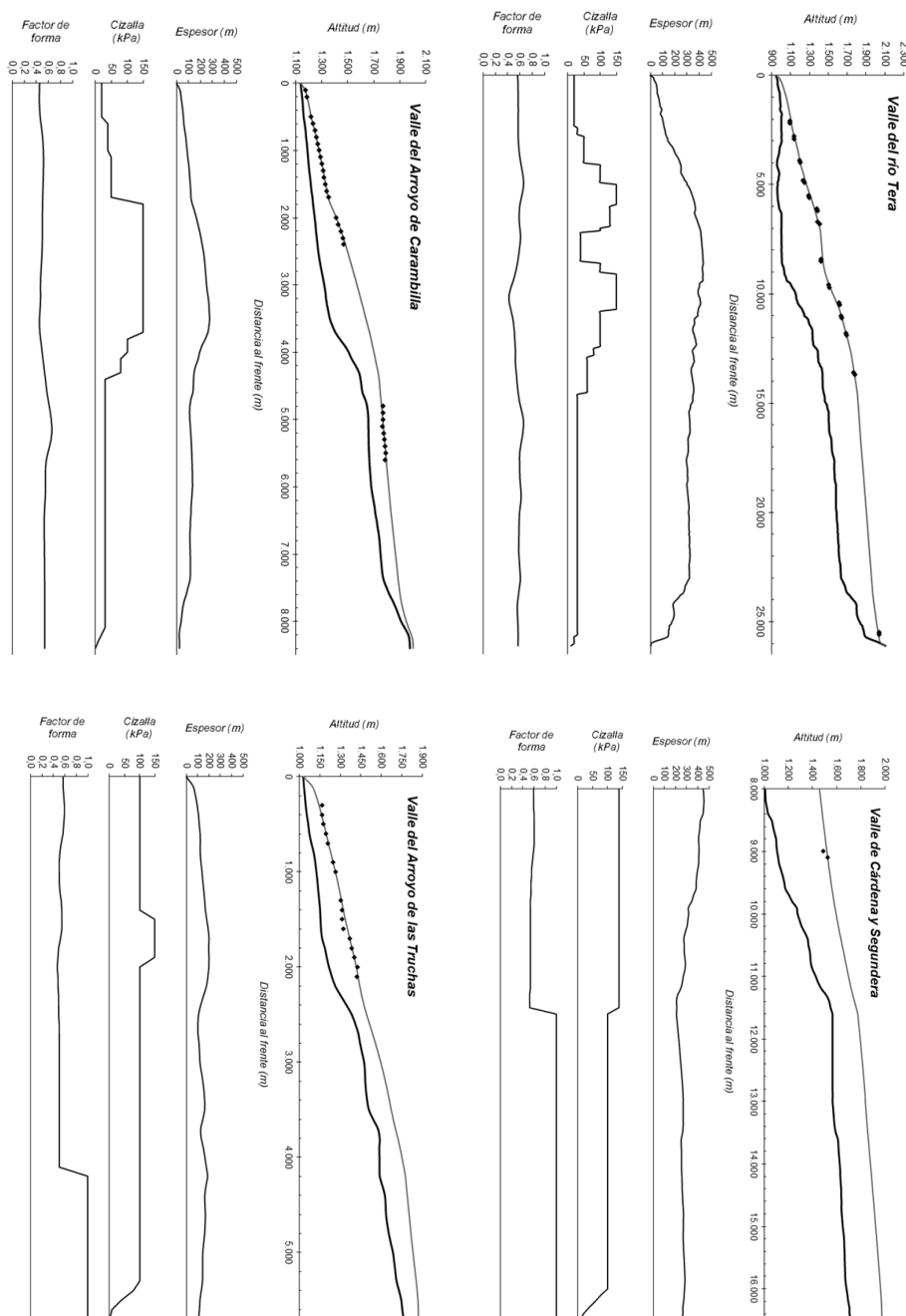
En la plataforma serrana se adoptó un valor constante de cizalla igual a 100 kPa, como ya hicieron Evans *et al.* (2002) y Vieira (2008) en glaciares de meseta. Asimismo, en las proximidades de la divisoria glaciar se utilizó una progresión descendente de valores de cizalla que tienden a cero (Figura 8). En los perfiles que terminan en paredes escarpadas (circos) se interpretó que el marcado punto de inflexión del perfil reconstruido podría corresponderse con el límite de la superficie del hielo (si las evidencias geomorfológicas corroboran que se trata de un *horn*), de acuerdo con lo explicado por Benn y Hulton (2010).

Fernández Fernández, J.M. (2015): "Aplicaciones de los sistemas de información geográfica en la reconstrucción paleoglaciaria: el caso de la Sierra Segundera (Zamora, España)", *GeoFocus (Artículos)*, nº 16, p. 87-118. ISSN: 1578-5157

**Tabla 1. Síntesis de métodos de reconstrucción glaciaria empleados en algunas publicaciones.**

PUBLICACIÓN	ÁREA	MODELO RECONSTR.	MÉTODO	ESFUERZO DE CIZALLA
Ackerly (1989)	Estados Unidos (NE)	VALLEY	Schilling y Hollin (1981)	100 kPa
Terela-Newton y Golledge (2012)	Montañas Monadliath (Escocia)	Profiler v.2	Benn y Hulton (2010)	N.D.
Locke (1995)	Montañas Rocosas	VALLEY; ABLATE	Schilling y Hollin (1981)	Valor efectivo 100 kPa; mínimos 10-25 kPa
Murray y Locke (1989)	Montañas Rocosas	VALLEY	Schilling y Hollin (1981)	31-115 kPa; 100 kPa en formas derivadas de hielo marginal
Žebre y Stepišnik (prensa)	Monte Lovćen (Montenegro)	Profiler v.2	Benn y Hulton (2010)	20-80 kPa; valor inicial de 50 kPa
Fredin (2004)	Noruega	VALLEY; ABLATE	Schilling y Hollin (1981)	90 kPa
Evans <i>et al.</i> (2002)	Noruega (N)	VALLEY	Schilling y Hollin (1981)	100 kPa
Rea y Evans (2007)	Noruega (N)	VALLEY	Schilling y Hollin (1981)	100 kPa
Cowton <i>et al.</i> (2009)	Sanabria	-	Nye (1952)	50 kPa en tramos de baja pendiente del lecho
Rodríguez <i>et al.</i> (2011b)	Sanabria	Profiler v.2	Benn y Hulton (2010)	30-150 kPa
Vieira (2004, 2008)	Serra da Estrela	VALLEY	Schilling y Hollin (1981)	50-150 kPa; 100 kPa en la meseta
Carrasco <i>et al.</i> (2011, 2013)	Sierra de Béjar	Profiler v.2	Benn y Hulton (2010); Nye (1952)	N.D. en valles; 50 kPa en meseta
Pedraza <i>et al.</i> (2013)	Sierra de Gredos	Profiler v.2	Benn y Hulton (2010); Nye (1952)	N.D. en valles; 50 kPa en meseta
Pierce (1979)	Yellowstone	-	Nye (1952)	50-150 kPa
Este artículo	Sanabria (E)	Profiler v.2	Benn y Hulton (2010)	20-150 kPa; 100 kPa en la meseta

Fernández Fernández, J.M. (2015): "Aplicaciones de los sistemas de información geográfica en la reconstrucción paleoglaciár: el caso de la Sierra Segundera (Zamora, España)", *GeoFocus (Artículos)*, nº 16, p. 87-118. ISSN: 1578-5157



NOTA: Los rombos se corresponden con la localización de las evidencias geomorfológicas (morrenas laterales y hombreras glaciares).

**Figura 8. Perfiles teóricos del hielo reconstruidos en algunos valles.**



### 3.9. Construcción del modelo topográfico digital de paleoglaciares y de potencia de hielo.

Los resultados de los perfiles se transfirieron a la tabla de atributos de cada perfil mediante una unión de tablas y las altitudes se interpolaron con la herramienta *Topo to raster*. Para conseguir una interpolación más rigurosa se incluyó también la altitud de los bordes laterales de los paleoglaciares. Posteriormente, se suprimieron las posibles áreas emergidas por encima del hielo (*horns* y otras montañas que pudieron no ser clasificadas como *horns*, sin topografías tan acentuadas), identificadas como áreas con valores negativos en un modelo espacial de distribución de potencias construido con la resta de los MDE de la paleotopografía glaciaria y la actual con *Raster calculator*. Las áreas con valores de potencia negativos se eliminaron del MDE y del modelo espacial de espesores con la herramienta *Set null*, en la que se definió la siguiente expresión:

$$\text{"Value"} < 0$$

### 3.10. Individualización de paleoglaciares

Los glaciares que conformaron el sistema glaciario se individualizaron a partir de las divisorias que se pueden identificar en la topografía reconstruida. La identificación de estas divisorias se hizo automáticamente con la herramienta de hidrología *Basin*, utilizada sobre el MDE de la paleotopografía reconstruida. Los límites identificados se digitalizaron en un *shapefile* de líneas. Por último, se dividió por glaciares el polígono de toda el área glaciada, con la herramienta *Feature to polygon*. Sin embargo, también se introduce una cierta incertidumbre referida a la geometría de los paleoglaciares en las áreas del interior del *icefield*, puesto que la localización de las divisorias de la superficie del hielo pudo ser distinta a la de la topografía subglaciaria producto de un desplazamiento de los ejes del glaciar.

### 3.11. Estimación de volúmenes

El cálculo de volúmenes es sencillo y rápido puesto que resulta del producto de espesores y áreas. En este caso, se ha aplicado la herramienta *Zonal statistics as table* sobre el modelo de distribución de espesores obtenido en la fase anterior, para el que se calculó el sumatorio de los valores de espesor de todos los píxeles del raster. Al resultado se le multiplicó la superficie de las celdas del modelo, 25 m<sup>2</sup> (5 x 5 m), con lo que se obtiene el volumen de hielo del total de glaciares reconstruidos expresado en metros cúbicos (m<sup>3</sup>).

### 3.12. Estimación de paleo-ELA

#### 3.12.1. Fundamentos de los métodos de estimación de ELA.

Las paleo-ELA pueden estimarse y reconstruirse por distintos métodos. Unos contemplan la hipsometría glaciaria y ratios (entre las áreas de acumulación y ablación, o entre las altitudes de la

Fernández Fernández, J.M. (2015): “Aplicaciones de los sistemas de información geográfica en la reconstrucción paleoglacial: el caso de la Sierra Segundera (Zamora, España)”, *GeoFocus (Artículos)*, nº 16, p. 87-118. ISSN: 1578-5157

---

cabecera y el frente), mientras que otros tienen en cuenta elementos geomorfológicos (altitud de morrenas, etc.).

Dentro del primer grupo se encuentra el método AA (del inglés, *Area x Altitude*) propuesto por Kurowski (1891), quien lo utilizó para estimar las ELA en glaciares alpinos; asume un *Balance Ratio* (cociente de los gradientes de ablación y acumulación) igual a 1. Originalmente se aplicaba poniendo a prueba un valor supuesto de ELA como la altitud media de la superficie del glaciar; posteriormente se multiplicaban las áreas de las bandas altimétricas por el desnivel medio con respecto a esa cota por encima (positivo) y por debajo (negativo). El sumatorio de estas operaciones indicaba si el valor supuesto de ELA se debía de incrementar o reducir, repitiéndose estos cálculos hasta que el sumatorio fuera igual a cero. Sissons (1974) simplificó el procedimiento empleando el sumatorio de los productos de la superficie de las sucesivas bandas altimétricas por su altitud media, dividiéndose el resultado entre el sumatorio del área con esta ecuación:

$$ELA = \Sigma ZA / \Sigma A$$

donde: ELA = Altitud de la Línea de Equilibrio;  $\Sigma ZA$  = sumatorio del producto de la altitud media (Z) de cada intervalo altimétrico y su área (A);  $\Sigma A$  = sumatorio de las áreas de las bandas altimétricas.

El método AA fue matizado con la introducción de *Balance Ratios* (BR), pasando a denominarse AABR (*Area x Altitude Balance Ratio*). La base del método es la ponderación del balance de masa en áreas localizadas muy por encima o por debajo de la ELA, lo que se complementa además con el establecimiento de diferentes pendientes lineales del perfil del balance de masa por encima y por debajo de la ELA (Osmaston, 2005). Los valores de BR empleados habitualmente son: 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0 (Carrasco *et al.*, 2013). El promedio de ELA elegido es el asociado al valor de desviación típica más bajo, por ser el más probable en términos estadísticos (Osmaston, 2005). Rea (2009) atribuye el BR  $1.9 \pm 0.81$  a glaciares oceánicos de latitudes medias. Otros investigadores optan por emplear un BR bastante cercano, 2.0, para dichos glaciares (Benn y Evans, 1998; Benn y Gemmel, 1997; Lukas, 2005).

Por su parte, el método AAR (del inglés, *Accumulation Area Ratio*) también contempla la hipsometría del glaciar (Brückner, 1886, 1887, 1906). Toma como premisa que, cuando los glaciares alcanzaron su máxima extensión, existía una relación o ratio constante entre la superficie del subsistema de acumulación y la superficie total del glaciar:

$$AAR = Sc / (Sc + Sa)$$

donde: AAR = ratio de acumulación;  $Sc$  = superficie del subsistema de acumulación;  $Sa$  = superficie del subsistema de ablación.

Este método se lleva a cabo sobre una curva hipsográfica en la que se localiza la ELA en la altitud que se corresponde con la cifra obtenida de AAR expresada en porcentaje. Los resultados

Fernández Fernández, J.M. (2015): "Aplicaciones de los sistemas de información geográfica en la reconstrucción paleoglaciaria: el caso de la Sierra Segundera (Zamora, España)", *GeoFocus (Artículos)*, nº 16, p. 87-118. ISSN: 1578-5157

---

dependen de los ratios elegidos por el investigador, que varían en función de la localización regional (latitud); en este caso, un ratio 0,6 y un error de 0,05 (Serrano y González Trueba, 2005).

Otro método que consiste en la aplicación de un ratio es el denominado THAR (del inglés, *Terminus Headwall Altitude Ratio*), desarrollado por Meierding (1982) y Porter (1981). Asume que, cuando los glaciares alcanzaron su máxima extensión, existía una relación constante entre la altitud del frente (*terminus*) y la cabecera (*headwall*), expresada por medio del siguiente sistema de ecuaciones:

$$THAR = (ELA - Af) / (Ac - Af)$$
$$ELA = Af + THAR (Ac - Af)$$

donde: *THAR* = cociente calculado entre las altitudes del frente y la cabecera del glaciar; *ELA* = Altitud de la Línea de Equilibrio; *Ac* = altitud de la cabecera del glaciar (msnm); *Af* = altitud del frente del glaciar (msnm).

Los resultados de nuevo están condicionados a los ratios THAR elegidos por el investigador.

Por último, las ELA pueden estimarse mediante métodos basados en evidencias geomorfológicas, entre los que se encuentra el método MELM (del inglés, *Maximum Elevation of Lateral Moraines*) (Lichtenecker, 1938; Visser, 1938). Su fundamento reside en asumir que, cuando los glaciares alcanzaron su máxima expansión, la deposición de sedimentos en sus márgenes se producía inmediatamente por debajo de la paleo-ELA que, siguiendo este razonamiento, equivale a la máxima altitud de las morrenas laterales.

### 3.12.2. Procedimiento con SIG

Para la estimación con los métodos AABR y AAR se crearon las bandas altimétricas sobre el MDE reconstruido. Consistió en construir polígonos a partir de las curvas de nivel (trazadas con la herramienta *Contour* y equidistantes a 50 m) y de los polígonos que delimitan los paleoglaciares. La herramienta utilizada fue *Feature to polygon*. El resultado fue un *shapefile* de polígonos en cuya tabla de atributos se creó un campo referido al intervalo altimétrico. La altitud media se calculó automáticamente con la herramienta *Zonal statistics as table*. Asimismo se midió el área de cada polígono en 3D, a partir del MDE reconstruido, con la herramienta *Add Surface Information*. Finalmente, el contenido de la tabla de atributos de las bandas (intervalo altimétrico, área y altitud media) fue tratado en las hojas de cálculo programadas para el cálculo de ELA con el método AABR.

El método AAR también utilizó la misma información de las bandas altimétricas; pero para el cálculo del ratio AAR se construyó un modelo espacial de las áreas de acumulación y ablación con los polígonos de los paleoglaciares y la curva de la paleo-ELA AABR (extraída del MDE reconstruido con *Contour list*). Con la herramienta *Feature to polygon* se dividió cada polígono de

Fernández Fernández, J.M. (2015): “Aplicaciones de los sistemas de información geográfica en la reconstrucción paleoglaciaria: el caso de la Sierra Segundera (Zamora, España)”, *GeoFocus (Artículos)*, nº 16, p. 87-118. ISSN: 1578-5157

cada paleoglaciaria en dos polígonos representativos de los subsistemas de acumulación y ablación, para los cuales el SIG calculó de un modo automático su área, lo que ya permitió conocer el ratio AAR.

Una forma alternativa de aplicar los métodos anteriores fue propuesta por Pellitero *et al.* (2015) durante la elaboración del presente trabajo; consiste en una *toolbox* de ArcGIS que trabaja sobre modelos digitales de elevaciones de los glaciares en estructuras raster.

En los métodos THAR y MELM el procedimiento a seguir fue bastante más sencillo. Para el método THAR los valores de altitud de la cabecera y el frente se conocieron mediante consultas de la herramienta *Identify* sobre el MDE reconstruido. En el método MELM, cada morrena lateral de la fase MEH se transformó en puntos equidistantes 1 m a los que se incorporó la altitud con *Interpolate shape*; a continuación se seleccionó para cada morrena el valor con máxima altitud.

## 4. Resultados

### 4.1. Reconstrucción de la superficie glaciaria

Los factores de forma calculados para los 68 perfiles transversales de los valles muestran valores relativamente homogéneos, comprendidos entre 0,42 y 0,66<sup>1</sup> (Tabla 2). En la lengua principal, la del Tera, los valores más bajos se localizan en el Cañón del Tera, mientras que los más elevados se encuentran por encima y por debajo de dicho tramo.

**Tabla 2. Factores de forma (*shape index*) medidos en los principales valles.**

Glaciario	Media	Mínimo	Máximo
Carambilla	0,52	0,45	0,66
Cárdena-Segundera	0,56	0,52	0,61
Carril	0,54	0,44	0,66
Forcadura	0,56	0,53	0,59
Mondera	0,52	0,49	0,58
Tera	0,58	0,42	0,66
Truchas	0,52	0,47	0,59

Fernández Fernández, J.M. (2015): “Aplicaciones de los sistemas de información geográfica en la reconstrucción paleoglaciaria: el caso de la Sierra Segundera (Zamora, España)”, *GeoFocus (Artículos)*, nº 16, p. 87-118. ISSN: 1578-5157

En la reconstrucción de perfiles de la superficie del hielo a lo largo de perfiles longitudinales se empleó un rango de valores de esfuerzo de cizalla comprendido entre 20 y 150 kPa<sup>2</sup> (Tabla 3). Los resultados derivados de la utilización de este rango de valores son, en general, consistentes con la localización de la mayoría de las evidencias geomorfológicas identificadas.

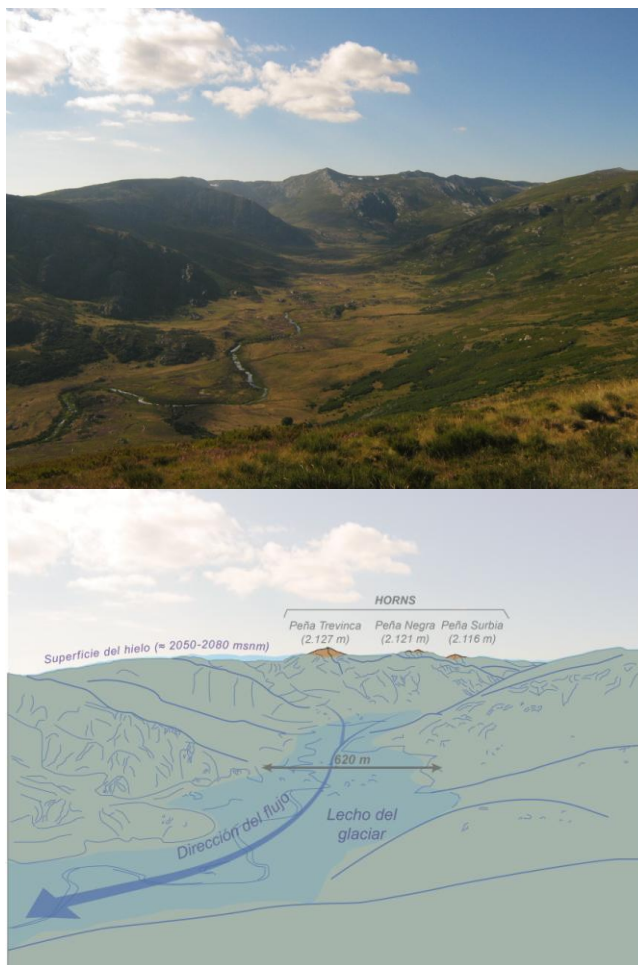
**Tabla 3. Esfuerzo de cizalla basal (kPa) empleado en la reconstrucción de paleoglaciares.**

Glaciar	Media	Mediana	Mínimo	Máximo
Carambilla	65	30	20	150
Cárdena-Segundera	118	100	100	140
Carril	90	100	40	120
Forcadura	33	30	20	65
Mondera	80	80	80	80
Tera	59	30	20	150
Truchas	105	100	100	150

Dentro de esta distribución de esfuerzos de cizalla introducidos para la reconstrucción de perfiles, se han identificado dos grupos de paleoglaciares. El primero de los grupos se corresponde con paleoglaciares con un amplio rango de esfuerzo de cizalla basal (20-150 kPa) y máximos más pronunciados (Carambilla y Tera). El segundo grupo incluye a paleoglaciares con rangos de cizalla basal más reducidos (valores máximos de 100-140 kPa y mínimos de 80 kPa): Cárdena-Segundera, Forcadura y Truchas. La modelización más uniforme se consiguió en el valle de Mondera, con 80 kPa constantes, si bien con algunas pequeñas subestimaciones y sobreestimaciones ( $\pm 10$  m) con respecto a las evidencias geomorfológicas.

La reconstrucción modelizada señala que la superficie del *icefield* no superó los 2.080 m de altitud, donde las principales cimas emergidas por encima de la superficie del hielo (*horns*) fueron los picos de Peña Trevinca (2.127 m), Peña Negra (2.121 m) y Peña Surbia (2.116 m), todos con carácter facetado y forma piramidal (Figura 9).

Fernández Fernández, J.M. (2015): “Aplicaciones de los sistemas de información geográfica en la reconstrucción paleoglacial: el caso de la Sierra Segundera (Zamora, España)”, *GeoFocus (Artículos)*, nº 16, p. 87-118. ISSN: 1578-5157

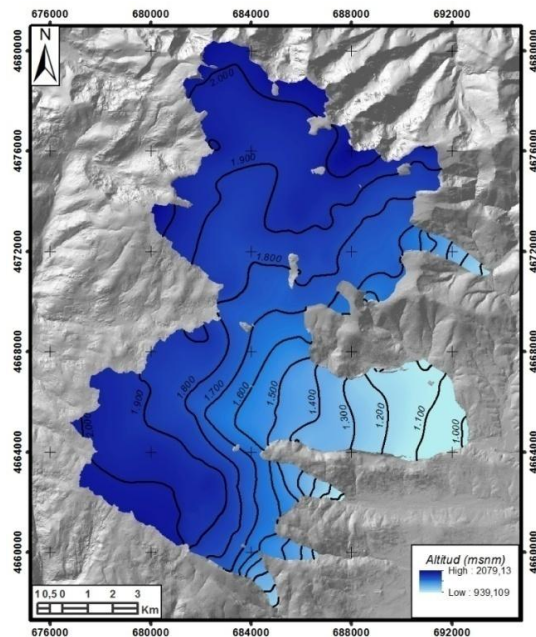


**Figura 9. Esquema del tramo alto del glaciar del Tera y horns.**

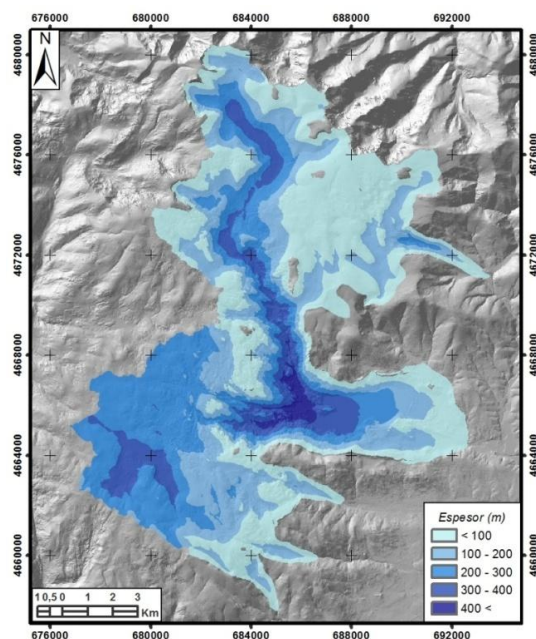
Autor: José María Fernández.

El MDE de la superficie glacial reconstruida muestra un rango de altitudes que oscila entre los 939 y los 2.079 m (Figura 10) y una altitud media de 1.749 m. Es en la plataforma serrana donde se alcanzan las mayores altitudes, que llegan a superar los 2.000 m.

Fernández Fernández, J.M. (2015): “Aplicaciones de los sistemas de información geográfica en la reconstrucción paleoglaciár: el caso de la Sierra Segundera (Zamora, España)”, *GeoFocus (Artículos)*, nº 16, p. 87-118. ISSN: 1578-5157



**Figura 10. Modelo hipsométrico de la superficie glaciár reconstruida.**  
Base: MDT LIDAR 5 m (IGN).



**Figura 11. Modelo espacial de distribución de espesores de hielo.**  
Base: MDT LIDAR 5 m (IGN).

Fernández Fernández, J.M. (2015): “Aplicaciones de los sistemas de información geográfica en la reconstrucción paleoglaciaria: el caso de la Sierra Segundera (Zamora, España)”, *GeoFocus (Artículos)*, nº 16, p. 87-118. ISSN: 1578-5157

La reconstrucción indica un área glaciada de más de 165 km<sup>2</sup> para el sector oriental del *icefield* de Sierra Segundera. El espesor máximo estimado es de 457 m, que se alcanza en la confluencia de las masas de hielo del paleoglaciario del Tera con las que descendían de la plataforma serrana por los valles de Cárdena-Segundera. Otro valor importante se alcanzaba en el paleoglaciario del Carambilla (278 m), quedando el resto con espesores inferiores a los 200 m (Tabla 4). En lo que respecta a la plataforma serrana, el espesor del hielo oscila entre los 200 y 300 m (Figura 11).

Las mediciones obtenidas con el SIG resaltan la gran importancia del paleoglaciario del Tera. Este paleoglaciario llegó a alcanzar una extensión de más de 124 km<sup>2</sup>, lo que supone casi tres cuartas partes de la superficie reconstruida. La significancia de este paleoglaciario es aún mayor en cuanto a volumen, con 2,24 x 10<sup>10</sup> m<sup>3</sup> (22.400 hm<sup>3</sup>), más del 85% del volumen total del sector oriental del *icefield* de la Sierra Segundera y más de 230 veces la capacidad de las cubetas del lago de Sanabria. También llegó a ser el glaciar más largo, con 26 km desde su cabecera en Peña Negra hasta su frente en las proximidades de Pedrazales.

**Tabla 4. Mediciones en los paleoglaciares del *icefield* de Sanabria-Este.**

Medida	CRB	CRL	FOR	MND	TER	TCH	SANE
Área (km <sup>2</sup> )	11,06	7,95	10,67	3,67	124,27	8,20	165,82
Área (%)	6,67	4,79	6,43	2,22	74,94	4,95	100,00
Espesor máx. (m)	278	162	160	188	456	102	456
Volumen (m <sup>3</sup> )	8,36 x 10 <sup>8</sup>	1,14 x 10 <sup>9</sup>	6,53 x 10 <sup>8</sup>	3,50 x 10 <sup>8</sup>	2,24 x 10 <sup>10</sup>	8,92 x 10 <sup>8</sup>	2,63 x 10 <sup>10</sup>
Volumen (%)	3,17	4,34	2,48	1,33	85,28	3,39	100
Longitud (km)	8,3	5,2	6,9	3,6	26,1	5,7	-
Alt. mín. (msnm)	1.141	1.138	1.446	1.203	939	1.030	939
Alt. Máx. (msnm)	2.065	2.040	2.064	1.973	2.079	1.977	2.079

CRB = Carambilla; CRL = Carril; FOR = Forcadura; MND = Mondera; TER = Tera; TCH = Truchas; SANE = *icefield* Sanabria-Este.

#### 4.2. Estimación de paleo-ELA

La información topográfica del MDE de los paleoglaciares reconstruidos fue empleada para la estimación de las ELA por diversos métodos. Las paleo-ELA estimadas por los métodos AABR y



AAR son las que más próximas se encuentran entre sí. En el caso del método AABR se obtuvo más probable para el conjunto de paleoglaciares un BR=1 según el análisis estadístico; a dicho balance se asocia una paleo-ELA de 1.738 m. Por su parte, con el método AAR el ratio promedio para el conjunto de paleoglaciares fue de 0,58, dentro del rango de valores atribuidos a glaciares de latitudes medias. La paleo-ELA vinculada a este ratio, de 1.796 m, es más alta con respecto a la calculada con el método AABR. En cambio, los métodos THAR y MELM son los que dan una sensible subestimación de la ELA, con promedios de 1.637 y 1.651 m, respectivamente (Tabla 5).

**Tabla 5. Resumen de paleo-ELA estimadas según distintos métodos, expresadas en msnm.**

Paleoglaciares	AA BR=1.0	AA BR=1.9	AA BR=2.0	AAR= 0,58	AAR=0,6	THAR	MELM
Carambilla	1.773	1.720	1.716	1.835	1.828 ±17	1.652	1.795
Carril	1.816	1.754	1.749	1.911	1.900 +29/-37	1.641	1.501
Forcadura	1.812	1.784	1.782	1.831	1.825 ±15	1.879	-
Mondera	1.647	1.602	1.598	1.656	1.647 +21/-30	1.672	1.619
Tera	1.748	1.668	1.661	1.869	1.857 +30/-43	1.454	1.728
Truchas	1.633	1.577	1.573	1.672	1.663 +25/-27	1.523	1.614
<b>PROMEDIO</b>	<b>1.738</b>	<b>1.684</b>	<b>1.680</b>	<b>1.796</b>	<b>1.787</b>	<b>1.637</b>	<b>1.651</b>

## 5. Análisis de los resultados y discusión

### 5.1. Reconstrucción de paleoglaciares

En general se trata de modelos numéricos empíricos que explican la reología del hielo mediante la aplicación iterativa de ecuaciones a lo largo de perfiles longitudinales. La diferencia de los métodos radica en la forma y complejidad de la ecuación, donde la más simple es la de Nye (1952), que sólo incorpora la distancia al borde de la masa glaciaria y un esfuerzo de cizalla constante, sin tener en cuenta elementos geomorfológicos. Una mayor complejidad presenta la de Schilling y Hollin (1981), cuya principal limitación es la elección arbitraria del espesor en el primer punto de iteración ante la imposibilidad de ser cero. El método de Benn y Hulton (2010) es el que más se aproxima a la realidad, por eliminar la arbitrariedad del espesor en el primer punto de iteración, a costa de incrementar la complejidad en la forma de la ecuación y por incorporar la validación de los resultados con elementos geomorfológicos.

La incorporación del control topográfico mediante la medida del factor de forma muestra una gran homogeneidad (0,42-0,66), debida a la incisión de estos valles sobre un mismo tipo de litología (Vieira, 2008) granítica. Los valores más elevados se encuentran en el valle alto del Tera y en el entorno del lago de Sanabria, donde la potencia y volumen de hielo dieron lugar a un mayor desarrollo de la artesa. En cambio, los valores más bajos coinciden con áreas de gran encajamiento

posglaciario (Cañón del Tera y valles de Cárdena y Segundera) y con glaciares de menor entidad (Carambilla o Mondera).

Por su parte, los valores de esfuerzo de cizalla basal introducidos están comprendidos entre 20 y 150 kPa, más amplio que el registrado en la mayor parte de glaciares observados, de 50-150 kPa (Pierce, 1979; Schilling y Hollin, 1981; Vieira, 2008), pero cercano al empleado por Rodríguez *et al.* (2011b) en la misma área de estudio (30-150 kPa). Las cifras más elevadas (superiores a 100 kPa) coinciden con tramos en los que el gradiente de las morrenas es superior al del lecho o donde el grado de estrechamiento del valle es mayor, mientras que las más bajas se localizan en tramos con baja pendiente del lecho (valle alto del Tera) y en confluencias de masas glaciares (confluencia Tera-Cárdena-Segundera). Sin embargo, los valores por debajo de 50 kPa en las cercanías del frente glaciar del Tera podrían explicarse por la posible elección de evidencias geomorfológicas (morrenas) no correspondientes con la fase de máxima extensión del hielo, ante la falta de dataciones en las morrenas más externas.

Por lo que respecta al espesor alcanzado por el hielo, en general, concuerda con las evidencias geomorfológicas (morrenas laterales). Sin embargo, no sucede lo mismo en las proximidades de Ribadelago, por debajo del Cañón del Tera, donde el espesor es superior al que delatan las morrenas laterales. Esta diferencia de espesor explica el desbordamiento del hielo desde la plataforma serrana hacia el este. Es en la plataforma serrana donde menor grado de validación presentan los espesores estimados ante la falta de evidencias geomorfológicas que permitan cotejarlo.

En el modelo topográfico reconstruido se observan una serie de pequeños enclaves sin hielo, con una localización puntual (borde e interior de lenguas de hielo) y sin lógica geomorfológica que muestre una emergencia por encima del hielo. Éstos se asocian con anomalías derivadas del método de interpolación de los perfiles reconstruidos o del rango de valores de esfuerzo de cizalla elegidos en tramos sin evidencias geomorfológicas. Alguna anomalía llamativa de este tipo es el pico de Moncalvo, que aparece sin hielo, aunque pudo estar glaciado debido a la topografía suave y aplanada que presenta su cumbre.

## 5.2. Altitud de la Línea de Equilibrio (paleo-ELA)

La principal aplicación de la reconstrucción de la paleotopografía glaciar es la estimación de paleo-ELA. De los distintos métodos utilizados, el AABR se mostró como el más consistente, con una paleo-ELA de 1.738 m, asociada a un BR=1,0, inferior al BR=2,0 considerado representativo para glaciares de latitudes medias con influencia oceánica. La aplicación de los BRs 1,9 (Rea, 2009) y 2,0 (Vieira, 2008) asumidos para tales condiciones da unas paleo-ELA más bajas, de 1.684 y 1.680 m, cercanas a las estimadas por Cowton *et al.* (2009) para el valle del Tera (1.687 m, vinculada a un BR=2) o por Vieira (2008) para la Serra da Estrela (1.643 m), lo que delata unas condiciones de mayor humedad explicadas por la influencia oceánica. Las comparaciones son más complicadas en la Cordillera Cantábrica, donde las paleo-ELA AABR estuvieron comprendidas entre los 1.100 y los 2.000 m (Santos-González *et al.*, 2013), como también se observa en las

Fernández Fernández, J.M. (2015): "Aplicaciones de los sistemas de información geográfica en la reconstrucción paleoglaciaria: el caso de la Sierra Segundera (Zamora, España)", *GeoFocus (Artículos)*, nº 16, p. 87-118. ISSN: 1578-5157

---

calculadas por Rodríguez *et al.* (2014a), de 1.590 m (vertiente Norte) y 1.616 m (vertiente Sur) en el sector central, o por Pellitero (2013) en Fuentes Carrionas, de 1.823/1.818 m.

El método AAR ofrece una sobreestimación de los resultados de más de 50 m con respecto a los observados con el método anterior. El ratio de acumulación promedio del conjunto de los paleoglaciares fue 0,58, cercano al 0,6 empleado como representativo para glaciares de latitudes medias con influencia marítima (Serrano y González Trueba, 2004; Vieira, 2008). La paleo-ELA calculada con el ratio 0,6 fue de 1.787 m para el sector oriental del *icefield* de la Sierra de Segundera, localizada dentro del rango de 1.900-1.520 m aportado por Cowton *et al.* (2009) con los ratios 0,5 y 0,8. Las paleo-ELA AAR fueron también cercanas en Fuentes Carrionas (Pellitero, 2013) con 1.754 m, el macizo oriental de los Picos de Europa (Serrano *et al.*, 2012a) con 1.722 m, o el Alto Campoo (Serrano *et al.*, 2012b), con 1.700 m, cuyos valores más bajos pueden explicarse por la mayor proximidad al océano y unas mayores condiciones de pluviosidad.

Los resultados obtenidos por el método MELM son los más dispares en comparación con los derivados de la aplicación de los métodos anteriores, debido a su gran dependencia del grado de conservación de las morrenas en un entorno de alta montaña y con intensa erosión. El distinto estado de conservación de las morrenas en los valles dificulta bastante la validación de los resultados por este método. La máxima elevación de las morrenas laterales en el sector reconstruido de la Sierra Segundera se alcanza en las cotas de 1.795 (Carril) y 1.728 m (Tera), con un promedio general de 1.651 m.

La validación de los resultados de BR y ELA mediante el análisis estadístico y la relativa homogeneidad de los resultados obtenidos para cada paleoglaciario han hecho que el método AABR sea el que mejores garantías ofrece. Asimismo, los resultados de las paleo-ELA son sensiblemente diferentes a los publicados en trabajos de los años treinta y setenta en los que se contemplaba el nivel de las nieves perpetuas.

## 6. Conclusiones

La aplicación del modelo numérico de Van der Veen (1999) a través de la hoja de cálculo *Profiler v.2* (Benn y Hulton, 2010) permitió la reconstrucción de las masas de hielo asentadas en el sector oriental de la Sierra Segundera durante la fase de máxima extensión del hielo. La información de entrada y de salida de dicho modelo es de naturaleza espacial. Por este motivo y por su potencial de análisis y geoprocésamiento, *ArcGIS* fue el programa idóneo para llevar a cabo la creación de modelos y mediciones.

El resultado fue un modelo topográfico sometido a distintos procesos de cuantificación que permitieron conocer los patrones de distribución espacial de la potencia del hielo (espesor máximo de 457 m), así como el volumen total de hielo ( $2,63 \times 10^{10} \text{ m}^3$ ). La reconstrucción de un modelo topográfico hizo posible la estimación de las paleo-ELA según distintos métodos, entre los que los AABR y AAR fueron los que dieron unos resultados más coherentes, con 1.738 y 1.787 m, respectivamente, para el área de estudio.

Fernández Fernández, J.M. (2015): “Aplicaciones de los sistemas de información geográfica en la reconstrucción paleoglaciárica: el caso de la Sierra Segundera (Zamora, España)”, *GeoFocus (Artículos)*, nº 16, p. 87-118. ISSN: 1578-5157

---

A pesar del potencial de geoprocésamiento del SIG empleado, es necesaria una mayor implementación del modelo numérico de reconstrucción glaciárica dentro del propio *software*, ya que se conseguiría una mayor rapidez y efectividad en el desarrollo de la metodología empleada al no ser necesaria la utilización aislada del modelo numérico en hojas de cálculo y de la información geográfica en el SIG.

### Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado con la ayuda del proyecto “Efectos ambientales de la deglaciación: estudios de caso en áreas geográficas contrastadas (CRYOCRISIS)” (GCL-2012-35858), financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad. El autor agradece asimismo al profesor David Palacios la orientación y asesoramiento prestados durante el desarrollo de este trabajo; así como a José Carlos Vega y al Parque Natural del Lago de Sanabria y Alrededores las capas de la batimetría del lago empleadas para la corrección inicial del modelo digital de elevaciones.

### Referencias bibliográficas

- Ackerly, S.C. (1989): “Reconstructions of mountain glacier profiles, Northeastern United States”, *Geological Society of America Bulletin*, 101, pp. 561-572.
- Benn, D.I. y Evans, D.J.A. (1998): *Glaciers and Glaciation*. London, Arnold, 734 págs.
- Benn, D.I. y Gemmell, A.M.D. (1997): “Calculating equilibrium line altitudes of former glaciers by the balance ratio method: a new computer spreadsheet”; *Glacial Geology and Geomorphology*. [Consulta: 12-10-2014]. Disponible en: <http://ggg.qub.ac.uk/ggg/papers/full/1997/tn011997/tn01.html>.
- Benn, D.I. y Hulton, N.R.J. (2010): “An Excel™ spreadsheet program for reconstruction the surface profile of former mountain glaciers and ice caps”, *Computers and Geosciences*, 36, pp. 605-610.
- Brückner, E. (1886): “Die Hohern Tauern und ihre Eisbedeckung”, *Zeitschrift des Deutsch-Österreichische Alpenvereins*, 17, pp. 163-187.
- Brückner, E. (1887): “Die Höhern der Schneelinie und ihre Bestimmung”, *Meteorologische Zeitschrift*, 4, pp. 31-32.
- Brückner, E. (1906): “Die Höhe der Firnlinie im allgemeinen”, *Vierteljahrsschrift d. Natur. Ges. Zürich*, 51, pp. 50-54.
- Carle, W. (1949): “Testigos de una glaciación diluvial en la Galicia española”, *Estudios Geográficos*, 37, pp. 701-710.

Fernández Fernández, J.M. (2015): “Aplicaciones de los sistemas de información geográfica en la reconstrucción paleoglaciaria: el caso de la Sierra Segundera (Zamora, España)”, *GeoFocus (Artículos)*, nº 16, p. 87-118. ISSN: 1578-5157

---

Carr, S. y Coleman, C. (2007): “An improved technique for the reconstruction of former mass-balance and dynamics”, *Geomorphology*, 92, pp. 76-90.

Carrasco, R.M.; Pedraza, J.; Domínguez Villar, D.; Villa, J. y Willenbring, J.K. (2013): “The plateau glacier in the Sierra de Béjar (Iberian Central System) during its maximum extent. Reconstruction and chronology”, *Geomorphology*, 196, pp. 83-93.

Carrasco, R.M.; Pedraza, J.; Domínguez Villar, D.; Villa, J. y Willenbring, J.K. (2011): “Reconstrucción y cronología del glaciar de meseta de la Sierra de Béjar (Sistema Central Español) durante el máximo glaciar”, *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural Sección Geología*, 105, pp. 125-135.

Cowton, T.; Hughes, P.D. y Gibbard, P.L. (2009): “Paleoglaciación de Parque Natural Lago de Sanabria, northwest Spain”, *Geomorphology*, 108, pp. 282-291.

Evans, D.J.A.; Rea, B.R.; Hansom, J.D. y Whalley, W.B. (2002): “Geomorphology and style of plateau icefield deglaciation in fjord terrains: the example of Troms-Finnmark, north Norway”, *Journal of Quaternary Science*, 17, pp. 221-239.

Fredin, L. (2004): *Mountain centered icefields in Northern Scandinavia*. Comprehensive summary of Ph.D. thesis. Stockholm University, Suecia. [Última consulta: 09-11-2014] Disponible en: <http://su.diva-portal.org/smash/record.jsf?pid=diva2%3A189838&ydswid=8131>

Kantack, K. (2011): *Reconstructing Pinedale (latest Pleistocene) ice in the Green Lakes Valley and adjacent areas, Colorado*. Degree of Bachelor of Arts Thesis. Williams College, Williamstown, 63 págs.

Kurowski, L. (1891): “Die Höhe der Schneegrenze”, *Penck's Geographische Abhandlungen*, 5, pp. 119-160.

Lichtenecker, N. (1938): “Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen”, *Verhandl d., III Intern. Quartär-Konferenz (1936)*, Wien (Österreich), pp. 141-147.

Llopis-Lladó, N. (1957): “Estudio del glaciario cuaternario de Sanabria”, en: F. Hernández Pacheco; N. Llopis-Lladó; F. Jordá-Cerdá y J.A. Martínez -eds., *El Cuaternario de la Región Cantábrica*. INQUA-V Congreso Internacional, Guía de la Excursión. Oviedo, Excma. Diputación Provincial de Asturias, pp. 38-41.

Locke, W. (1995): “Modelling of icecap glaciation of the northern Rocky Mountains of Montana”, *Geomorphology*, 14, pp. 123-130.

Lukas, S. (2005): *Younger Dryas moraines in the NW Highlands of Scotland: genesis, significance and potential modern analogues*. Ph.D. Thesis. University of St. Andrews, Reino Unido, 422 págs.

Martínez de Pisón, E. y Alonso, F. (1992): “Algunas reflexiones sobre el glaciario en las montañas españolas”, *Cuadernos de Sección. Historia*, 20, pp. 109-121.

Martínez de Pisón, E.; Agudo, C.; Alonso, F.; González, J.A.; González, M.J.; Poblete, M.A.; Serrano, E. y Ugarte, F. (1989): “Observaciones sobre la geomorfología glaciar de Sanabria”, *Actas de XI Congreso Nacional de Geografía*, AGE, Madrid, T-1, pp.156-163.

Fernández Fernández, J.M. (2015): “Aplicaciones de los sistemas de información geográfica en la reconstrucción paleoglacial: el caso de la Sierra Segundera (Zamora, España)”, *GeoFocus (Artículos)*, nº 16, p. 87-118. ISSN: 1578-5157

---

Martínez García, E. (1973): “Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria”, *Stud. Geol.*, 5, pp. 7-106.

Martínez García, E.; Iglesias Ponce de León, M.; Peinado Moreno, M. y Maura Amunategui, C. (1981): *Mapa Geológico de España 1:50.000*, Hoja 267, Puebla de Sanabria. Madrid, IGME.

McDougall, D.A. (1995): “The identification of plateau glaciers in the geomorphological record: a case study from the Lake District, northwest England”, en: McLelland, S.J., Skellern, A.R., Porter, P.R. -eds.-: *Postgraduate Research in Geomorphology: Selected Papers from the 17th BGRG Postgraduate Symposium*. Leeds, BGRG, pp. 1–8.

Meierding, T.C. (1982): “Late Pleistocene glacial equilibrium-line altitudes in the Colorado Front Range: A comparison of methods”, *Quaternary Research*, 18, pp. 289-310.

Menzies, J. (1995): “The dynamics of ice flow”, en: Menzies, J. -ed.-: *Modern Glacial Environments. Processes, Dynamics and Sediments I*. Oxford, Butterworth-Heinemann, pp. 139-196.

Murray, D.R. y Locke, W.W. (1989): “Dynamics of the Late Pleistocene Big Timber Glacier, Crazy Mountains, Montana, USA”, *Journal of Glaciology*, 120, pp. 183-190.

Ng, F.S.L.; Barr, I.D. y Clark, C.D. (2010): “Using the surface profiles of modern ice masses to inform paleo-glacier reconstructions”, *Quaternary Science Reviews*, 20, pp. 3240-3255.

Nye, J.F. (1952): “The mechanics of glacier flow”, *Journal of Glaciology*, 2, pp. 82-93.

Osmaston, H. (2005): “Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the Area x Altitude, the Area x Altitude Balance Ratio and the Area x Altitude Balance Index methods and their validation”, *Quaternary International*, 22–31, pp. 138-139.

Pedraza, J.; Carrasco, R.M.; Domínguez-Villar, D. y Villa, J. (2013): “Late Pleistocene glacial evolutionary stages in the Gredos Mountains (Iberian Central System)”, *Quaternary International*, 302, pp. 88-100.

Pellitero, R. (2013): “Evolución finicuaternaria del glaciario en el macizo de Fuentes Carrionas (Cordillera Cantábrica), propuesta cronológica y paleoambiental”, *Cuaternario y Geomorfología*, 27 (1-2), pp. 71-90.

Pellitero, R.; Rea, B.R.; Spagnolo, M.; Bakke, J.; Hughes, P.; Ivy-Ochs, S.; Lukas, S. y Ribolini, A. (2015): “A GIS tool for automatic calculation of glacier equilibrium-line altitudes”, *Computers and Geosciences*, 82, pp. 55-62.

Pierce, K.L. (1979): *History and dynamics of glaciation in the northern Yellowstone National Park Area*. US Geological Survey Professional Paper, 90 pp. [Consulta: 06-11-2014]. Disponible en: [http://nrmsc.usgs.gov/files/norock/products/N\\_Yell\\_Glaciation\\_text.pdf](http://nrmsc.usgs.gov/files/norock/products/N_Yell_Glaciation_text.pdf)

Porter, S.C. (1981): “Pleistocene glaciations in Southern Lake district of Chile”, *Quaternary Research*, 16, pp. 263-292.

Rea, B.R. (2009): “Defining modern day area-altitude balance ratios (AABRs) and their use in glacier-climate reconstructions”, *Quaternary Science Reviews*, 28, pp. 237-248.

Fernández Fernández, J.M. (2015): “Aplicaciones de los sistemas de información geográfica en la reconstrucción paleoglaciaria: el caso de la Sierra Segundera (Zamora, España)”, *GeoFocus (Artículos)*, nº 16, p. 87-118. ISSN: 1578-5157

---

Rea, B.R. y Evans, D.J.A. (2007): “Quantifying climate and glacier mass balance in North Norway during the Younger Dryas”, *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 246, pp. 307-336.

Rodríguez Rodríguez, L.; Domínguez Cuesta, M. J. y Jiménez Sánchez, M. (2011a): “Reconstrucción en 3D del máximo glaciar registrado en la cuenca del Lago de Sanabria (Noroeste de España)”, *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural Sección de Geología*, 22, pp. 31-44.

Rodríguez Rodríguez, L.; Jiménez Sánchez, M.; Domínguez Cuesta, M.J.; Rico, M. y Valero Garcés, B. (2011b): “La última deglaciación en el valle glaciar del Tera (Lago de Sanabria, NO de España): modelo evolutivo”, *Resúmenes XIII Reunión Nacional de Cuaternario*. Andorra.

Rodríguez Rodríguez, L.; Jiménez Sánchez, M.; Domínguez Cuesta, M.J. (2014a): “Reconstrucción del máximo glaciar registrado en el sector central de la Cordillera Cantábrica. Comparativa entre las vertientes Norte y Sur”, *Resúmenes XIII Reunión Nacional de Geomorfología*. Cáceres, pp. 539-542.

Rodríguez Rodríguez, L.; Jiménez Sánchez, M.; Domínguez Cuesta, M.J.; Rico, M.T. y Valero Garcés, B. (2011c): “Last deglaciation in northwestern Spain: New chronological and geomorphologic evidence from the Sanabria region”, *Geomorphology*, 135, pp. 48-65.

Rodríguez Rodríguez, L., Jiménez Sánchez, M., Domínguez Cuesta, M.J., Rinterknecht, V., Pallàs, R., Bourlés, D., y Valero Garcés, B. (2014b): “A multiple dating-method approach applied to the Sanabria Lake moraine complex (NW Iberian Peninsula, SW Europe)”, *Quaternary science reviews*, 83, pp. 1-10.

Sailer, R.H.; Kerschner, H. y Heller, A. (1999): “Three-dimensional reconstruction of Younger Dryas with a raster-based GIS”, *Glacial Geology and Geomorphology*, 16. [Consulta: 11-10-2014]. Disponible en <http://ggg.qub.ac.uk/papers/full/1999/rp011999/rp01.html>

Santos González; Redondo Vega, J.M.; González Gutiérrez, R. B. y Gómez Villar, A. (2013): “Applying the AABR method to reconstruct equilibrium-line altitudes from the last glacial maximum in the Cantabrian Mountains (SW Europe)”, *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 387, pp. 185-199.

Schilling, D.H. y Hollin, J. (1981): “Numerical reconstructions of valley glaciers and small ice caps”, en Denton, G.H. y Hughes -eds.-: *Studies in the Lateglacial of North-West Europe*. Oxford, Pergamon, pp. 31-44.

Schmidt, H. (1969): “Glazialmorphologische Untersuchungen in Bergland Nordwestspaniens (Galicia-León)”, *Kölner Geographische Arbeiten*, 23, pp. 1-57.

Serrano Cañadas, E. y González Trueba, J.J. (2004): “El método AAR para la determinación de paleo-ELA: análisis metodológico y aplicación en el Macizo de Valdecebollas (Cordillera Cantábrica)”, *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 30, pp. 7-34.

Serrano, E.; González Trueba, J.J. y González-González, M. (2012a): “Mountain glaciation and paleoclimate reconstruction in the Picos de Europa (Iberian Peninsula, SW Europe)”, *Quaternary Research*, 78 (2), pp. 303-314.

Fernández Fernández, J.M. (2015): "Aplicaciones de los sistemas de información geográfica en la reconstrucción paleoglaciaria: el caso de la Sierra Segundera (Zamora, España)", *GeoFocus (Artículos)*, nº 16, p. 87-118. ISSN: 1578-5157

---

Serrano, E.; González Trueba, J.J.; Pellitero, R.; González-García, M. y González-Lende, M. (2012b). "Quaternary glacial evolution in the Central Cantabrian Mountains (Northern Spain)", *Geomorphology*, 196, pp. 66-82.

Sissons, J.B. (1974): "A late glacial Ice Cap in the central Grampians, Scotland", *Transactions of the Institute of British Geographers*, 62, pp. 95-114.

Stickel, R. (1929): "Observaciones de morfología glaciaria en el NO de España", *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 29, pp. 297-313.

Sudgen, D.E. y John, B.S. (1976): *Glaciers and landscape: a geomorphological approach*. London, Edward Arnold, 376 págs.

Terela-Newton, M. y Golledge, N.R. (2012): "The Younger Dryas glaciation in the southeastern Monadhliath Mountains, Scotland: glacier reconstruction and paleoclimate implication", *Boreas*, 41, pp. 618-628.

Van der Veen, C.J. (1999): *Fundamentals of Glacier Dynamics*, Rotterdam, Balkema, 462 págs.

Vega, J.C.; De Hoyos, C.; Aldasoro, J.J.; De Miguel, J. y Fraile, H. (2005): "Nuevos datos morfométricos para el Lago de Sanabria", *Limnetica*, 24, pp. 115-122.

Vieira, G. (2004): *Geomorfologia dos planaltos e altos vales da Serra da Estrela. Ambientes frios do Plistocénico Superior e dinâmica actual*. Tesis Doctoral. Universidade de Lisboa, Portugal.

Vieira, G. (2008): "Combined numerical and geomorphological reconstruction of the Serra da Estrela plateau icefield, Portugal", *Geomorphology*, 97, pp. 190-207.

Visser, P.C. (1938): *Wissenschaftliche Ergebnisse der Niederländischen Expeditionen in den Karakorum und die angrenzenden Gebiete in den Jahren 1922-1935*. Leiden (Netherlands), II Glaziologie, 216 págs.

Žebre, M. Stepišnik, U. (2014) (en prensa): "Reconstruction of Late Pleistocene glaciers on Mount Lovćen, Montenegro", *Quaternary International*, pp. 1-11.

---

<sup>1</sup> No se tiene en cuenta la simplificación del factor de forma en la superficie culminante de la plataforma serrana ( $c = 1$ ).

<sup>2</sup> No se tiene en cuenta la progresión descendente de valores de cizalla basal tendiente a cero cercana a la divisoria glaciaria.