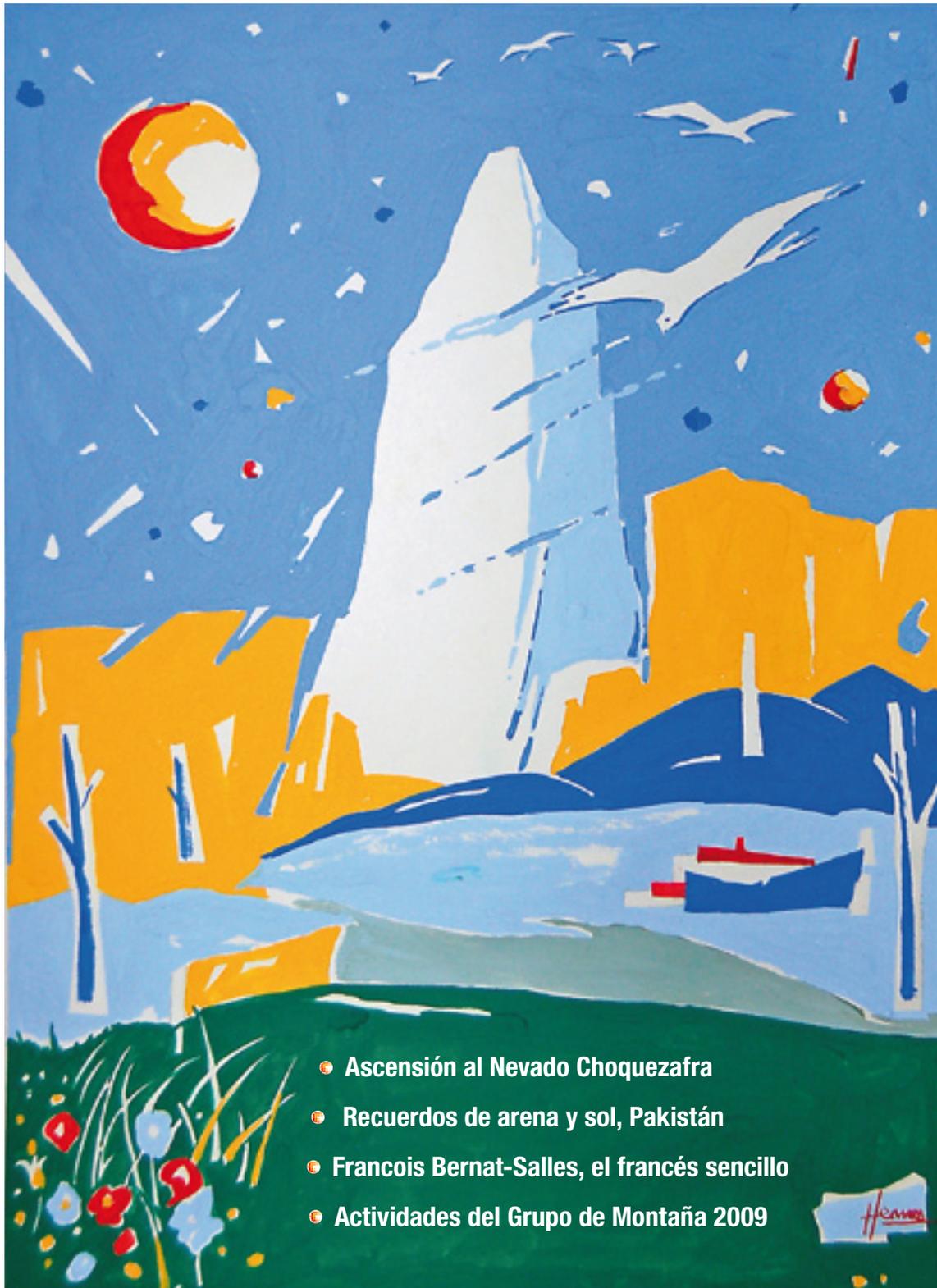


# PEÑA SANTA

REVISTA DEL GRUPO DE MONTAÑA PEÑA SANTA · NÚMERO 6 · AÑO 2010



- Ascensión al Nevado Choquezafra
- Recuerdos de arena y sol, Pakistán
- Francois Bernat-Salles, el francés sencillo
- Actividades del Grupo de Montaña 2009

*Urrutia*



Grupo  
PEÑA SANTA

# Glaciarismo y deglaciación en el Lago Enol y su entorno

PEDRO FARIAS ARQUER, MONTSERRAT JIMÉNEZ SÁNCHEZ,  
Y MARÍA JOSÉ DOMÍNGUEZ CUESTA

Desde que Obermaier y Hernández Pacheco publicaran en 1914 sus observaciones sobre el glaciarismo de los Picos de Europa, son numerosos los trabajos dedicados al estudio de los rasgos geomorfológicos del territorio que hoy abarca el Parque Nacional y, en particular, a analizar los aspectos del relieve derivados de la presencia de glaciares en la zona (Smart, 1986; Gale y Hoart, 1997) Alonso, 1992, 1998, Alonso y González, 1998; Marquínez y Adrados, 2000, Flor, 2004).

En su reconstrucción de los sistemas glaciares en el Macizo Occidental de los Picos de Europa durante la última glaciación, Marquínez y Adrados (2000) muestran que gran parte de este macizo estuvo cubierta por una masa de hielo de cerca de 50 km<sup>2</sup> de superficie, de la que emergían los picos más elevados (Peña Santa de Castilla, Torre de Santa María), y en la que las lenguas glaciares fluían en distintas direcciones llegando incluso a descender hasta los 400 m de altitud en algunos de sus frentes. En la vertiente norte del Cornión se formó una gran acumulación de hielo, el casquete glaciar de Enol, con direcciones predominantes del flujo glaciar hacia el Noroeste. Según estos autores, en el sector del lago Enol el espesor del hielo habría alcanzado los 80 m en una lengua glaciar que fluía hacia el noroeste, llegando hasta los 950 m de altitud (Figura 1).

La Vega de Comeya, al norte de los lagos Enol y Ercina, ocupa una depresión de origen tectónico, provocada por el hundimiento de un bloque de roca situado entre dos fallas que la limitan por sus bordes norte y sur. Esta cuenca está rellena por más de 50 metros de espesor de sedimentos torrenciales y lacustres principalmente. El proceso de relleno dio comienzo hace aproximadamente 40.000 años, vinculado a la fusión del frente del glaciar localizado a 950 m de altitud en la zona de Enol-Ercina (Farias et al. 1990, 1996; Farias, 2004). Durante la mayor parte de este periodo la depresión fue ocupada por un lago que hace aproximadamente 8.000 años desapareció, comenzando entonces la formación de la turbera que ocupa el sector noroccidental de la vega, que sigue activa con 5 m de grosor.

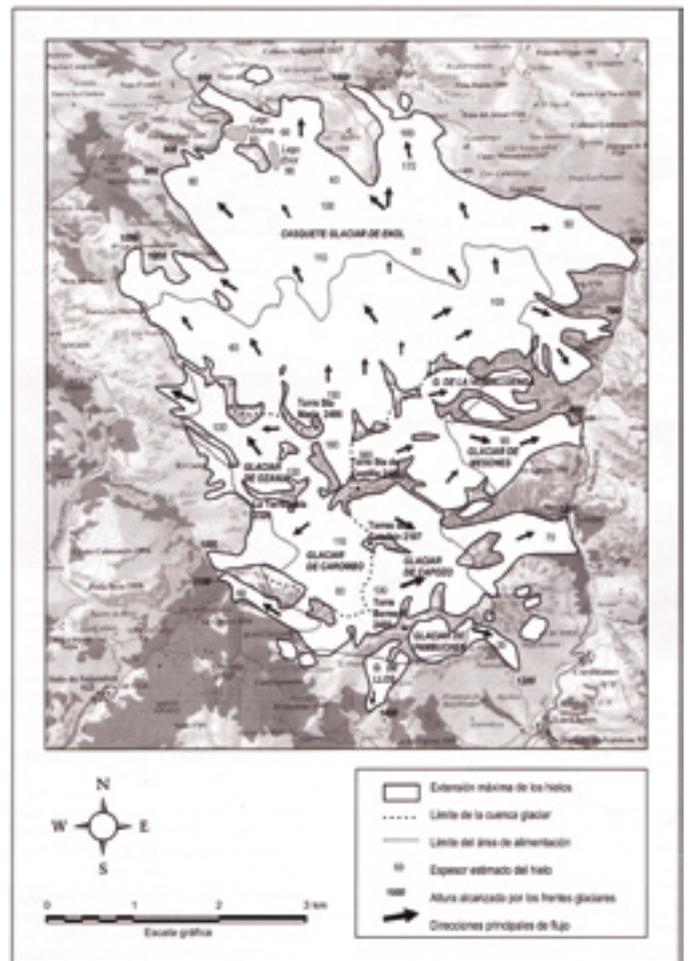


Figura 1. Reconstrucción de la evolución de los glaciares en el Macizo Occidental de los Picos de Europa (Marquínez y Adrados, 2000).

# El modelado glaciar en el entorno de Enol y su significado



Figura 2. Vista desde el sur de la vega y lago de Enol, donde se aprecia el perfil en U del valle, tallado por una lengua de hielo.

## EL VALLE DE LA VEGA DE ENOL

Con un perfil parabólico (clásico perfil con una morfología transversal en U), es un indicador típico del paso de hielo glaciar. La distancia vertical entre las líneas de crestas que delimitan el valle y el fondo del mismo proporciona una idea aproximada del espesor de hielo, que se cifraría en torno a los 130 m (Figuras 2 y 3).

## CUBETA DE SOBREEXCAVACIÓN:

El lago Enol (Figura 3) puede ser interpretado como una cubeta de sobreexcavación glaciar. La formación de esta cubeta ha debido estar en parte condicionada por un incremento del espesor local del hielo y también por la presencia de rocas menos resistentes a la erosión que las que constituyen el valle de Enol (Caliza de Picos de Europa). En la base del lago afloran pizarras y areniscas (Series de Amieva), que debieron ser erosionadas con mayor facilidad que la caliza.



Figura 3. Sección transversal del valle de Enol, modelado en Caliza de los Picos de Europa y cubeta de sobreexcavación del lago Enol, modelada en rocas de la Serie de Amieva (terminología de las formaciones según Marquínez, 1989).

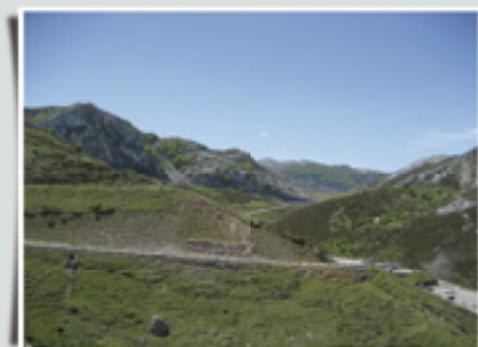
## MORRENAS Y TILL:

Las morrenas (depósitos glaciares con forma de cresta bien conservada) permiten delimitar los bordes de un antiguo aparato glaciar, definir las direcciones de flujo del hielo y estimar su espesor aproximado. Entre estas, destaca por su buena conservación la morrena de La Picota, que separaba la lengua glaciar que se abría paso a través de la vega de Enol de otra cuyo frente principal se situaba en Ercina, a una altitud por encima de los 1175 m (Figura 4a).



Fig. 4a) Morrena de La Picota, vista desde el norte del Lago Ercina

El resto de los depósitos que aparecen en el entorno del lago Enol, en cotas situadas entre 1000 y 1135 m, deben ser interpretados como till (depósitos de origen glaciar), (Figura 4b) aunque en algún caso, como el que aflora al norte de la Porra de Enol, estos depósitos se encuentran recubiertos por desprendimientos rocosos. En la zona de Vega la Cueva existe otra morrena, localizada a una cota de 1106 m, que evidencia una dirección de flujo casi perpendicular a las anteriormente señaladas, lo que unido a su menor altura relativa permite atribuirle a otra fase de evolución glaciar posterior en el tiempo (Figura 5).



4b) Morrena de La Picota (izquierda fotografía) y till en el entorno de Enol (derecha), visto desde el Mirador del Príncipe.



Figura 5. Cuando, en el proceso de deglaciación, el hielo que ocupaba el valle de Enol se retrajo, una delgada lengua siguió fluyendo desde Brial hacia Pome a lo largo del valle de l'Abeyera. Testigos de esta lengua glaciér son las pequeñas morrenas situadas en el extremo sur de la Vega de Enol y al NE de la Vega de la Cueva. Sus crestas se orientan en dirección E-O delimitando el valle ocupado por el hielo (línea roja). Una vez el hielo se retiró definitivamente, el cauce del arroyo de l'Abeyera se ha encajado erosionando el fondo del valle glaciér.

### Reconstrucción de la geometría de los aparatos glaciéres

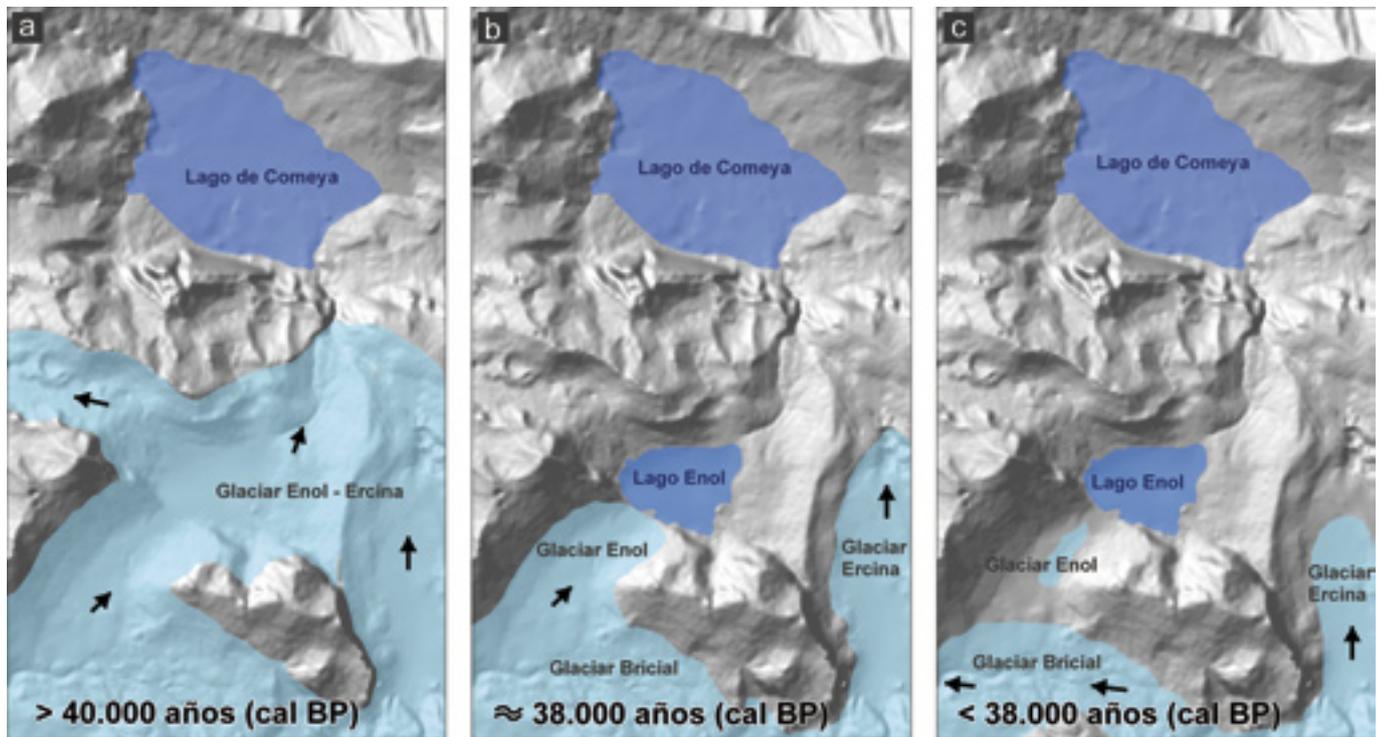


Fig. 6. El esquema de la figura muestra la evolución reconstruida para los glaciéres en el entorno de Enol en el trabajo de Moreno et al. (en prensa). Los tonos azul claro son indicativos del alcance de las masas de hielo glaciér y los tonos azul oscuro hacen referencia a la presencia de lagos en la zona (antiguo lago de Comeya, señalado como Comeya Lake). El resto de la explicación se da en el texto.



**Figura 7** La cubeta de el Bricial es el resultado de la excavación glaciar y la disolución kárstica.

En la figura 6 se muestra la reconstrucción de la geometría de los aparatos glaciares en el entorno de Enol durante la última glaciación y su evolución posterior al máximo glaciar. En ella se ha combinado la información disponible a partir de trabajos previos (Farias et al. 1996, Jiménez-Sánchez y Farias, 2002) con la extraída a partir de los datos obtenidos en el transcurso de las últimas investigaciones. No puede descartarse que, con anterioridad a los eventos aquí descritos, en la zona hayan existido glaciares a cotas más bajas aunque, lamentablemente, no se aprecian evidencias claras de su paso. A este respecto es interesante destacar que los depósitos datados en la base de los sondeos realizados en la vega de Comeya tienen solamente 40.000 años, lo que sugiere que, previamente, la cuenca de Comeya experimentó procesos erosivos, tal vez debidos a un antiguo glaciar.

El modelo de evolución glaciar para el entorno del lago Enol a partir del máximo de la última glaciación sería el siguiente:

a. La Vega de Comeya funcionó como un lago durante un tiempo comprendido entre los 40.000 años y aproximadamente 8.000 años antes del presente, edad esta última en la que empezó a formarse la turbera que recubre los depósitos lacustres que rellenan buena parte de la cubeta de Comeya (Farias et al. 1996). Este lago ocupó el centro de la cubeta y por el norte y el sur estuvo flanqueado por depósitos procedentes de la erosión de las laderas por procesos torrenciales y de gravedad. Para que eso fuera posi-

ble, la Vega de Comeya hubo de estar recibiendo el agua de drenaje procedente de la fusión del hielo cuyos frentes se encontraban a una cota de 1030 m.

b. La datación de los sedimentos del lago Enol cifra en aproximadamente 38.000 años la antigüedad máxima de los mismos. Esta fecha indica la edad mínima del lago Enol, que en este momento habría iniciado su formación. Para ello, el hielo tendría que haber retrocedido hacia el SO y encontrarse al menos en el actual límite suroccidental del lago. En ese momento, el lago de Enol sería proglaciar, es decir, se encontraría situado inmediatamente por delante del frente de una lengua glaciar.

c. Las morrenas de Vega la Cueva evidencian un flujo glaciar subperpendicular al anteriormente descrito. Para ello, un glaciar procedente de la zona del Bricial podría haber "capturado" el glaciar de Enol, dando lugar a la posible fusión de una masa glaciar residual en el valle y a la formación de la morrena citada.

Una vez retirados los hielos de la zona, la actuación de procesos de gravedad, como desprendimientos rocosos, visibles tanto en el pico Mosquital como en la Porra de Enol se haría patente en el relieve. En la vega de Comeya, la actuación de procesos de gravedad, torrenciales y kársticos conduciría finalmente a la colmatación de la cubeta, destacando la formación de una turbera en el sector noroccidental. Actualmente, la vega funciona como un poljé (drenaje endorreico).

## Referencias

Alonso, V. (1992): *Geomorfología de las cabeceras de los ríos Narcea, Navia y Sil y del Parque Nacional de la Montaña de Covadonga (NO de la Península Ibérica)*. Ph. D. Thesis, Universidad de Oviedo (1992) 253 pp.

Alonso, V. (1998): Covadonga National Park (Western Massif of Picos de Europa, NW Spain): a calcareous deglaciated area. *Trabajos de Geología*, 20, 167-181.

Farias, P., Jiménez Sánchez, M.; Marquín, J. (1996): Nuevos datos sobre la estratigrafía del relleno cuaternario de la depresión de Comeya (Picos de Europa, Asturias). *Geogaceta*, 20 (5): 1116-1119.

Farias, P. (2004): Apuntes sobre la historia geológica de la Vega de Comeya. Peña Santa, 1: 26-28.

Flor, G. (2004): Morfologías glaciares a cotas bajas en el borde noroccidental del Parque Nacional de los Picos de Europa (Macizo Occidental, Asturias). En: Flor, G. (Ed.): *Actas de la XI Reunión Nacional de Cuaternario*, 59-66.

Gale, S. J., Hoare, P.G. (1997) The glacial history of the northwest Picos de Europa of Northern Spain. *Z. Geomorph.* 41 (1): 81-96.

Hernández Pacheco, E. (1914), Fenómenos de glaciario cuaternario en la Cordillera Cantábrica. *Boletín Real. Sociedad Española de Historia Natural*, 45 (1914) 407-408.

Jiménez Sánchez, M., Farias, P. (2002): New radiometric and geomorphologic evidences of Last Glacial Maximum older than 18 kyr in SW European Mountains: the example of Redes Natural Park (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Geodinamica Acta*, 15: 93-101.

Marquín, J. (1989): Mapa geológico de la Región del Cuera y los Picos de Europa. *Trabajos de Geología*, 18:137-144.

Marquín, J. and Adrados, L. (2000): La geología y el relieve de los Picos de Europa. *Naturalia Cantabrigiae*, 1, 3-19. INDUROT. Universidad de Oviedo.

Obermaier, H. (1914). Estudio de los glaciares de los Picos de Europa. *Trabajos Memorias Museo Nacional de Ciencias Naturales*, 9 1-42.

Smart, P. L. (1986): Origin and development of glacio-karst closed depressions in the Picos de Europa, Spain. *Z. Geomorph.* N. F., 30, 423-443.