

Geología integral en Lago de Babia

**Sergio Rodríguez¹, Isabel Rodríguez-Castro¹, Javier Santos-González², Artur Stachnik¹,
Javier Martín-Chivelet¹, Mario Morellón¹, Jorge Esteve¹**

1) Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología, Universidad Complutense de Madrid

2) Departamento de Geografía y Geología, Universidad de León

Cuando se quiere salir al campo para alguna actividad geológica, con frecuencia se limitan las observaciones a una pequeña parte de la geología, ya sea ver/recolectar fósiles, minerales o rocas, analizar alguna sucesión sedimentaria de interés, ver alguna estructura muy llamativa o algún proceso morfológico espectacular. Sin embargo, los aspectos geológicos no tienen límites entre ellos. Los fósiles y las rocas suelen estar formados por determinados minerales, se encuentran en sucesiones de rocas, ya sean sedimentarias, metamórficas o ígneas. Esas sucesiones se encuentran ligadas a procesos tectónicos que además dan lugar a procesos morfológicos, ya sean de exterior o de interior.

En estas jornadas geológicas de GeoLaciana vamos precisamente a echar en falta a Rodrigo Castaño de Luis, gran *alma mater* de ediciones anteriores, quien ha seguido la máxima de mostrarnos numerosos ejemplos de geología individualizada, pero que siempre tuvo el máximo interés en mostrar también una geología integral, donde se combinen observaciones de muchos de los campos de la geología mencionados. Un poco como homenaje a él, hemos preparado una excursión donde podremos observar muchos aspectos diversos de la geología, combinados con un paisaje impresionante. La Laguna Grande de Babia (Fig. 1), situada en las proximidades del pueblo de Lago de Babia, se encuentra en un espectacular anticlinal del Grupo La Vid y en sus proximidades se observa uno de los mejores ejemplos de los resultados de la orogenia Varisca, ofrece aspectos relacionados con procesos glaciares y su sedimentación permite reconocer detalles conectados con las actividades humanas y con los cambios climáticos de los últimos miles de años; los procesos geomorfológicos producidos por la erosión glacial y post-glacial son aquí muy evidentes y finalmente, el mismo Grupo La Vid, mencionado antes, es rico en contenido fósil.

Además, los ambientes creados por las montañas y el lago permiten la presencia de numerosos ejemplos de flora y fauna de los que podremos también disfrutar durante nuestras observaciones geológicas.



Figura 1. Vista de la Laguna Grande de Babia desde el norte. Fotografía de Sergio Rodríguez.

En esta ocasión haremos un viaje retrospectivo en el tiempo, desde la actualidad, con los procesos morfológicos que están actuando ahora mismo, hasta el Devónico, cuando se sedimentaron los materiales que conforman las rocas del Grupo La Vid.

El glaciario y la Laguna Grande

La Laguna Grande o Lago de Babia se encuentra en el extremo occidental de la Comarca de Babia, dentro del municipio de Cabrillanes (León) y más concretamente 1,5 km al noroeste de la pequeña localidad de Lago de Babia, a 1435 m de altitud y, a diferencia de muchos lagos de montaña de la provincia de León, no se encuentra en el fondo de un circo glaciar, sino que ocupa un sector deprimido en la cabecera de un antiguo paleovalle, junto a un collado que lo delimita del valle del río Sil, que está encajado 150 m por debajo, en el entorno de Cacabillo.

La ausencia de circos glaciares en el entorno de las cotas culminantes que rodean la laguna, como Peña Larga (1735 m), contrasta con el conjunto morrénico muy bien desarrollado entre las localidades de Lago de Babia y Las Murias y que es uno de los mejores ejemplos de estas formas glaciares de toda la Cordillera Cantábrica (Figs. 2 y 3). Se trata de varias morrenas, alguna de más de 2 km de longitud, que enmarcan los dos márgenes del valle, y que muestran un espesor de hielo de 150 m a la altura del pueblo de Lago de Babia, con el frente del glaciar situado junto a Las Murias.



Figura 2. Vista de las morrenas que enmarcan el valle de Lago de Babia, en el entorno de la localidad de Las Murias. Las flechas blancas indican las crestas de los diferentes niveles de morrenas. Fotografía de Javier Santos-González.

La presencia de las morrenas fue ya destacada por Vidal Box a principios de los años 40 del pasado siglo, considerando que el glaciar debió de proceder de la pequeña cabecera del valle (Vidal Box, 1943, 1958). Sin embargo, el pequeño tamaño de esa cabecera, hizo que algunos autores discutieran el origen glaciar de esos depósitos, relacionándolos con el paleovalle (Frochoso Sánchez y Castañón Álvarez, 1998). Estudios posteriores más detallados indican que el origen glaciar es rotundo (Alonso,

1998; Alonso y Suárez Rodríguez, 2004; García de Celis y Martínez Fernández, 2002; Santos-González, 2010; Santos-González *et al.*, 2013, 2018, 2022) y, sobre todo, aclaran la procedencia del glaciar que recorrió el valle.

Así, los 150 m de espesor de hielo que recorrieron el valle y excavaron la cubeta que ocupa la Laguna Grande no procedían de la cabecera de ese pequeño valle, sino que eran un “sobrante” de hielo del gran glaciar del Sil. A través del collado junto a la laguna, parte de los 350 m de hielo del glaciar del Sil transfluían hacia el valle de Lago de Babia, generando esa lengua de hielo de unos 4 km de recorrido. Este avance, según los datos cronológicos obtenidos en las Lagunas de Villaseca y La Mata, debió de ser anterior a hace unos 45 000 años (Jalut *et al.*, 2010), aunque es posible que hubiera avances glaciares aún más extensos anteriormente (Alonso, 2020). En todo caso, la laguna se formó una vez que el espesor de hielo en el valle del Sil se redujo y dejó de ocupar el valle de Lago de Babia. Gracias a la pequeña capacidad de erosión del arroyo del Lago y de las suaves pendientes de las laderas, las morrenas de este valle se han preservado mucho mejor que en otros sectores de la cuenca del Sil, donde la erosión ha sido mucho más intensa (Santos-González *et al.*, 2018).

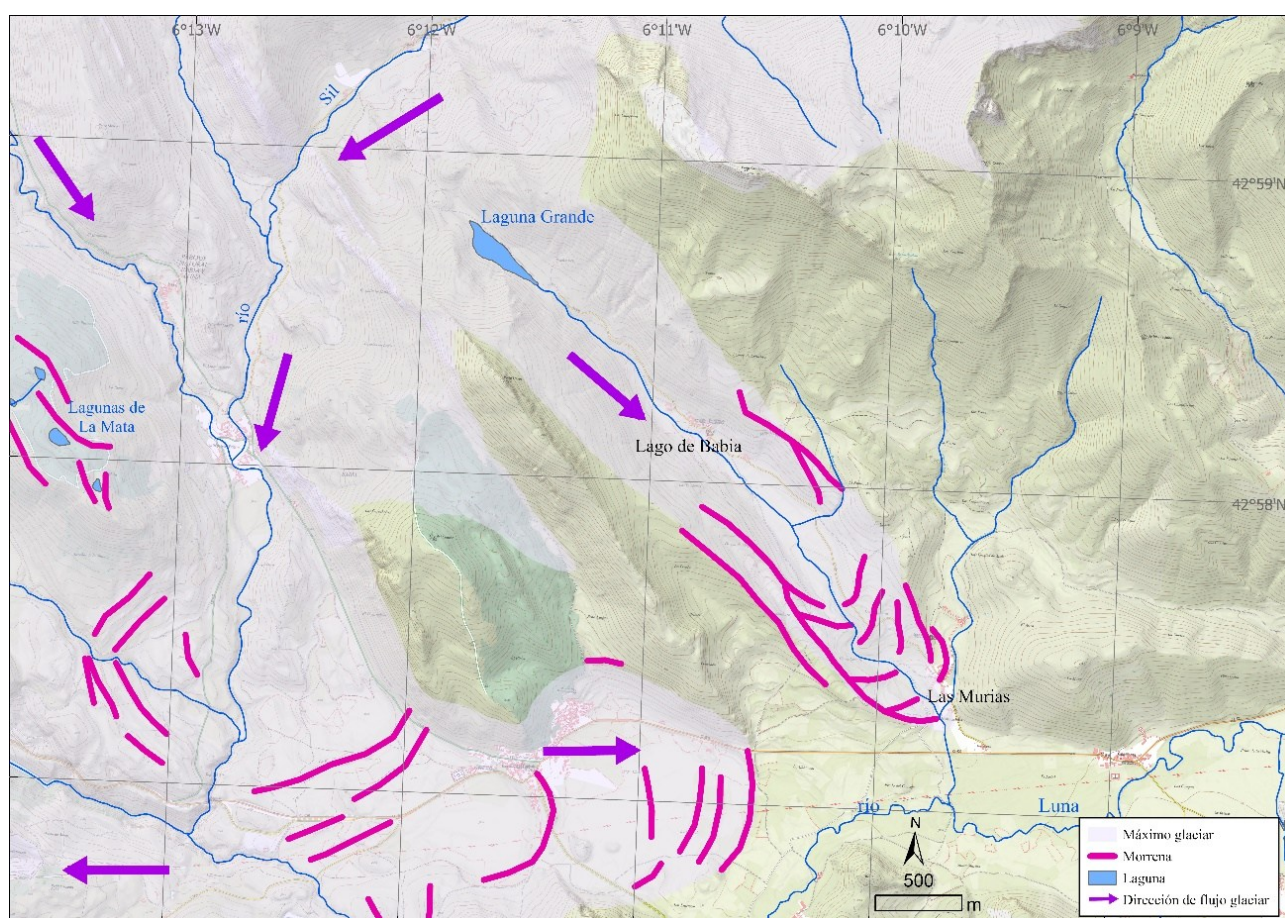


Figura 3. Esquema de la extensión glaciar y morrenas en el entorno de Lago de Babia, basado en Santos-González *et al.* (2022). Mapa base: IGN.

Por ello, a pesar de que el valle del Sil estuvo ocupado por el mayor glaciar de toda la Cordillera Cantábrica, que siguió avanzando hasta más allá de Páramo del Sil (Santos-González *et al.*, 2022), las morrenas mejor preservadas de ese glaciar están situadas en este pequeño valle afluente del río Luna y, por tanto, situado en la cuenca del Duero.

El conjunto de la laguna y las morrenas constituye un lugar de gran interés desde el punto de vista patrimonial (Santos González y Fernández Martínez, 2011) y el origen de la laguna es casi único en la provincia de León (Redondo-Vega *et al.*, 2018), puesto que las lagunas de origen glaciar suelen estar relacionadas con otro típico de dinámicas. Esa posición ha favorecido su conservación, ya que,

aunque a la misma llegan depósitos arrastrados de pequeños barrancos desde las laderas adyacentes, estos son pequeños y no han llegado a colmar la cubeta que ocupa la laguna (Fig. 4).

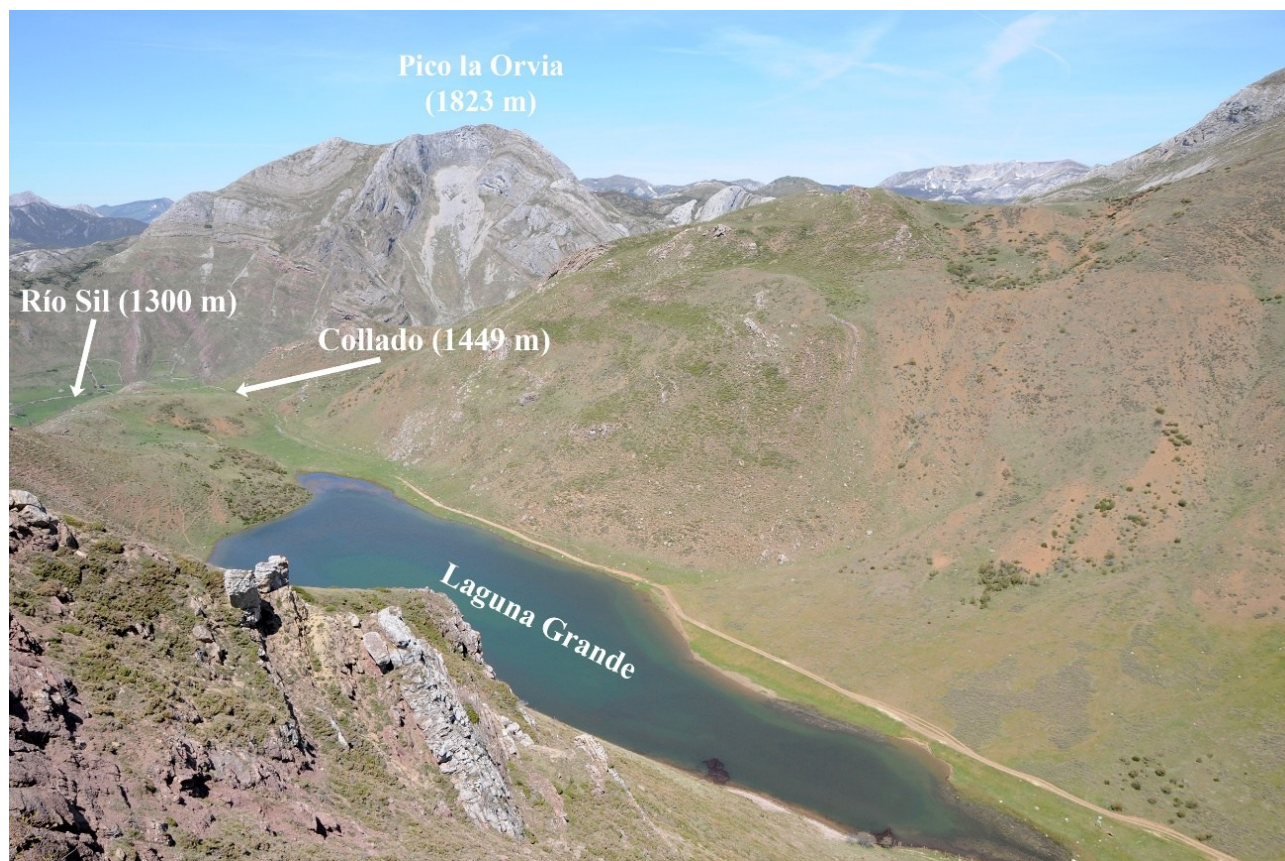


Figura 4. Vista general de la Laguna Grande y el collado que la separa del río Sil, encajado 150 m sobre ese nivel. Fotografía de Javier Santos-González.

La Laguna Grande de Babia

Esta laguna está rodeada por las montañas de Peña Larga (1735 m) y Peña Grachera (1931 m), al SW y NE, respectivamente. Desde el punto de vista hidrológico, ocupa la cabecera de un pequeño valle de unos 5 km de longitud a lo largo del cual discurre el Arroyo del Lago, el cauce fluvial que drena las aguas de esta laguna hacia el SE y que es a su vez un afluente del Río Luna, en el que desemboca al sur de la localidad de Murias. La cuenca vertiente del lago tiene aproximadamente 24,6 hectáreas de terreno (Fuentes-Pérez *et al.*, 2015) y desde el punto de vista geológico se asienta mayoritariamente sobre dolomías, calizas y pizarras pertenecientes al Grupo La Vid (Devónico Inferior) y de las calizas arrecifales de la Formación Santa Lucía (Devónico Inferior-Medio) en las zonas más altas. La acción erosiva de este glaciar y su posterior retirada fueron responsables de la sobreexcavación de este valle con perfil en U, de laderas de alta pendiente y fondo plano y la depresión sobre la que se asienta actualmente la Laguna Grande de Babia. Sobre las rocas que conforman este valle se depositaron los materiales de origen glaciar, mencionados en el apartado anterior (Navarro Vázquez, 1978-1982), y actualmente está drenado por el Arroyo del Lago. El hecho de que las rocas que forman esta depresión sean entre otras, calizas y dolomías, con una composición carbonática, puede haber favorecido también procesos de disolución kárstica (los mismos que provocan la formación de simas y cuevas en la zona) y que hayan contribuido también a su desarrollo.

Actualmente, la Laguna Grande de Babia tiene una extensión aproximada de 3,62 hectáreas y una profundidad máxima estimada que oscila entre los 2 y 4 metros en función de la época del año. Se alimenta fundamentalmente de escorrentía superficial generada por la lluvia y la nieve y en menor medida por aportes de agua subterránea, típicos de los sustratos calizos. De acuerdo con las últimas

medidas efectuadas, las aguas de la laguna son bastante diluidas (menos de 200 $\mu\text{S}/\text{cm}$) y ligeramente alcalinas (pH en torno a 7,5). El carácter somero de la laguna favorece la proliferación de vegetación acuática en buena parte de ella como *Polygonum amphibium* y *Myriophyllum* en zonas más profundas.

El valor ecológico y geológico de la laguna hace que cuente con diversas figuras de protección y que se encuentre incluida en el Catálogo de Zonas Húmedas de Castilla y León, de donde procede la información anterior. En general, los lagos de montaña proporcionan un amplio abanico de recursos y servicios directos a la sociedad, puesto que constituyen sistemas naturales con una elevada biodiversidad y geodiversidad, proporcionan importantes reservas hídricas que actúan como “embalses naturales” que regulan el caudal de los ríos frente a crecidas; tienen un alto valor estético y patrimonial y además sirven como indicadores sensibles de los cambios ambientales que se producen en las zonas de montaña (Viani *et al.*, 2025) en el contexto del actual calentamiento global al que son particularmente vulnerables zonas de montaña como la comarca de Babia.

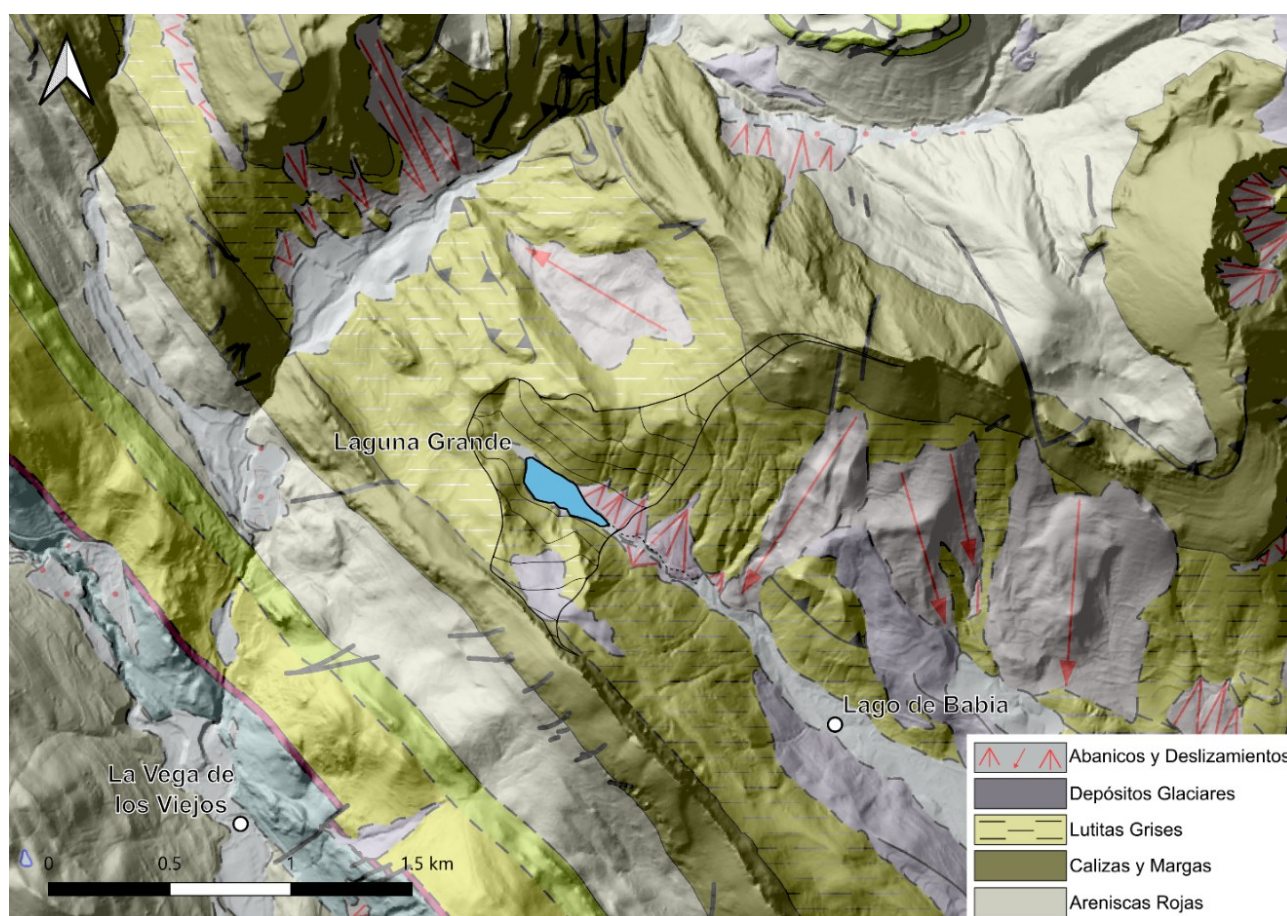


Figura 5. Mapa geológico de situación de la Laguna Grande de Babia, con la extensión de su cuenca de drenaje (marcada con la trama de líneas alrededor del lago) y las diferentes unidades geológicas que afloran en la zona superpuestas al relieve. Autor: Artur Stachnik.

Los sedimentos de los lagos: archivos naturales de cambios climáticos y ambientales

Los sedimentos acumulados en el fondo de lagunas como esta nos permiten conocer la evolución de estos sistemas naturales a lo largo del tiempo porque preservan características composicionales y texturales y un contenido en restos biológicos que dependen de las condiciones climáticas y ambientales cambiantes que tienen lugar en su entorno en cada momento. En concreto, cualquier variación en los aportes de material detrítico procedente de la erosión de la cuenca de drenaje del lago, de aerosoles de origen atmosférico como el polvo sahariano o de cambios en los aportes de agua superficial o subterránea provocan modificaciones en las características de los sedimentos lacustres (Fig. 6). Por lo tanto, estas variaciones nos permiten reconstruir cambios ambientales en el pasado y

conocer cómo era el clima hace miles de años, cuándo se retiraron los glaciares en una zona concreta o, más recientemente, el impacto de las actividades humanas en su entorno, como agricultura o ganadería desde la Prehistoria.

De la Laguna Grande de Babia se está estudiando actualmente su potencial para la reconstrucción paleoambiental en el marco del proyecto de investigación CALACLIMP, que está focalizado en la identificación de amenazas emergentes y riesgos derivados del cambio climático y de la actividad humana en un conjunto representativo de lagos y cuevas españoles con baja o moderada antropización. Estos sistemas, valiosos por su biodiversidad, geodiversidad y patrimonio geológico-arqueológico, destacan por su elevada sensibilidad a variaciones ambientales, incluidos cambios climáticos rápidos, alteraciones hidrológicas o presiones antrópicas, y constituyen referencias clave para la gestión de otros entornos naturales vulnerables de los cambios climáticos del pasado reciente, cuya caracterización, en una zona de gran sensibilidad ambiental, resulta fundamental para entender los posibles impactos del cambio climático actual y su proyección futura.

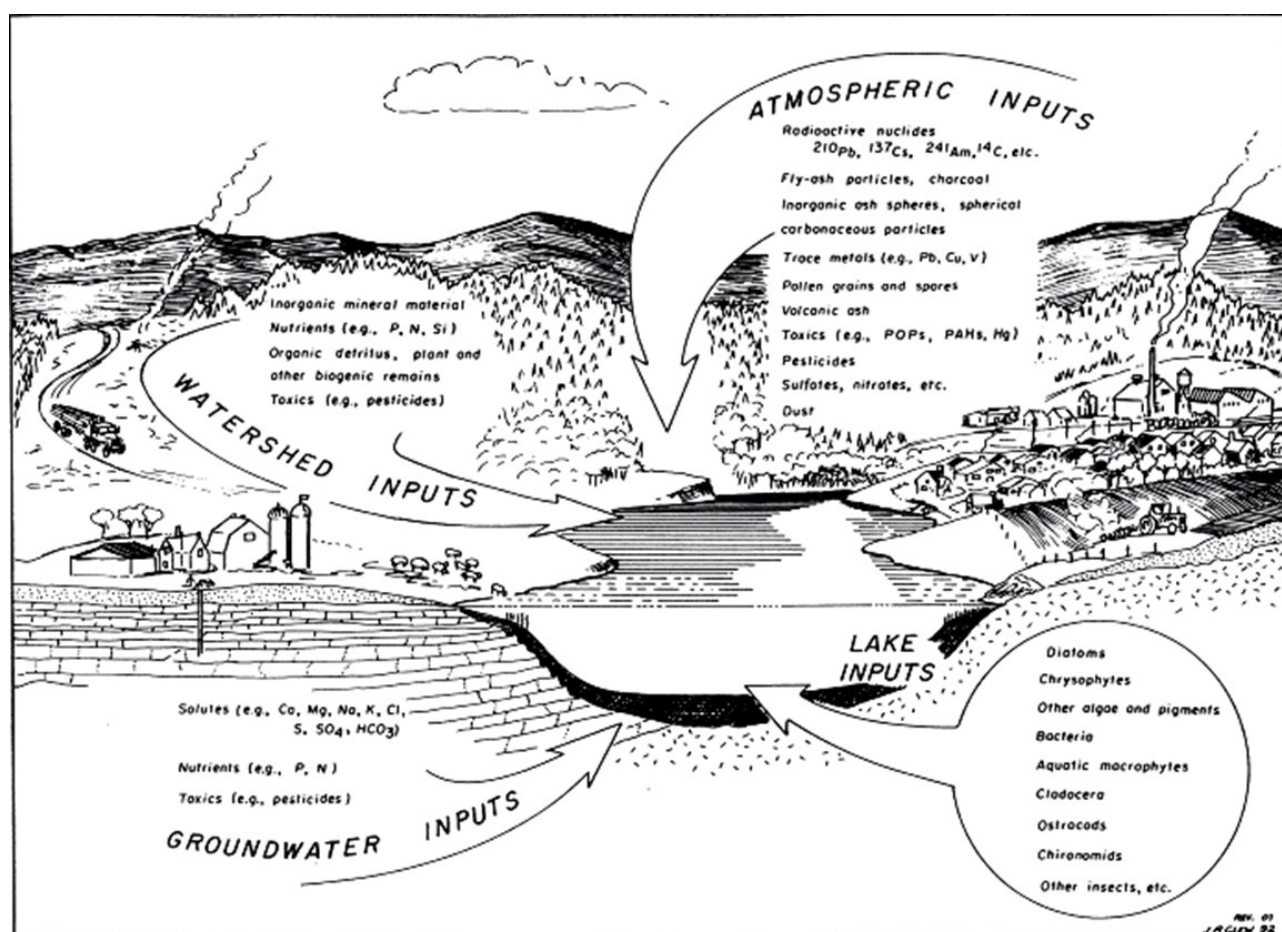


Figura 6. Componentes más comunes de los sedimentos lacustres y sus fuentes principales (Charles et al. 1994).

Para poder acceder a estos sedimentos, actualmente sumergidos bajo el agua de la laguna, podemos recuperar sondeos desde balsas o plataformas flotantes mediante diversos sistemas de perforación que nos proporcionan una muestra continua de sedimento que podemos transportar y conservar en nuestros laboratorios para su posterior descripción y estudio (Fig. 7). Estos sondeos constituyen un “registro sedimentario”, es decir, un archivo natural donde han quedado reflejados los cambios experimentados por la laguna desde su formación hasta la actualidad.

A continuación, seguimos un protocolo de análisis multidisciplinar que comienza por el seccionado longitudinal de los sondeos, su fotografiado y la descripción sedimentológica: color, textura,

estructura e identificación de componentes del sedimento a escala *de visu* y con microscopio binocular). Este primer paso es fundamental, puesto que nos permite identificar diferentes tipos de sedimento en función de estas propiedades a las que llamamos “facies sedimentarias” y que reflejan diferentes condiciones ambientales en la laguna en cuestión. Posteriormente, se llevan a cabo una serie de análisis no destructivos (que no implican el consumo del material mediante técnicas de tipo escáner) y destructivos (que se llevan a cabo tras análisis de muestras discretas y que, por lo tanto, implican la pérdida de la misma). Dentro del primer grupo de análisis se incluyen el *Geotek Multi Sensor Core Logger*, que mide diferentes propiedades físicas (densidad, velocidad de ondas P, resistividad eléctrica, susceptibilidad magnética, y espectrometría de radiación gamma natural) y el escáner de Fluorescencia de Rayos X, que mide cambios relativos en la composición geoquímica elemental en elementos químicos ligeros y que relacionamos con la presencia de diferentes tipos de minerales presentes en el sedimento, que a su vez nos informan de cambios ambientales del pasado.

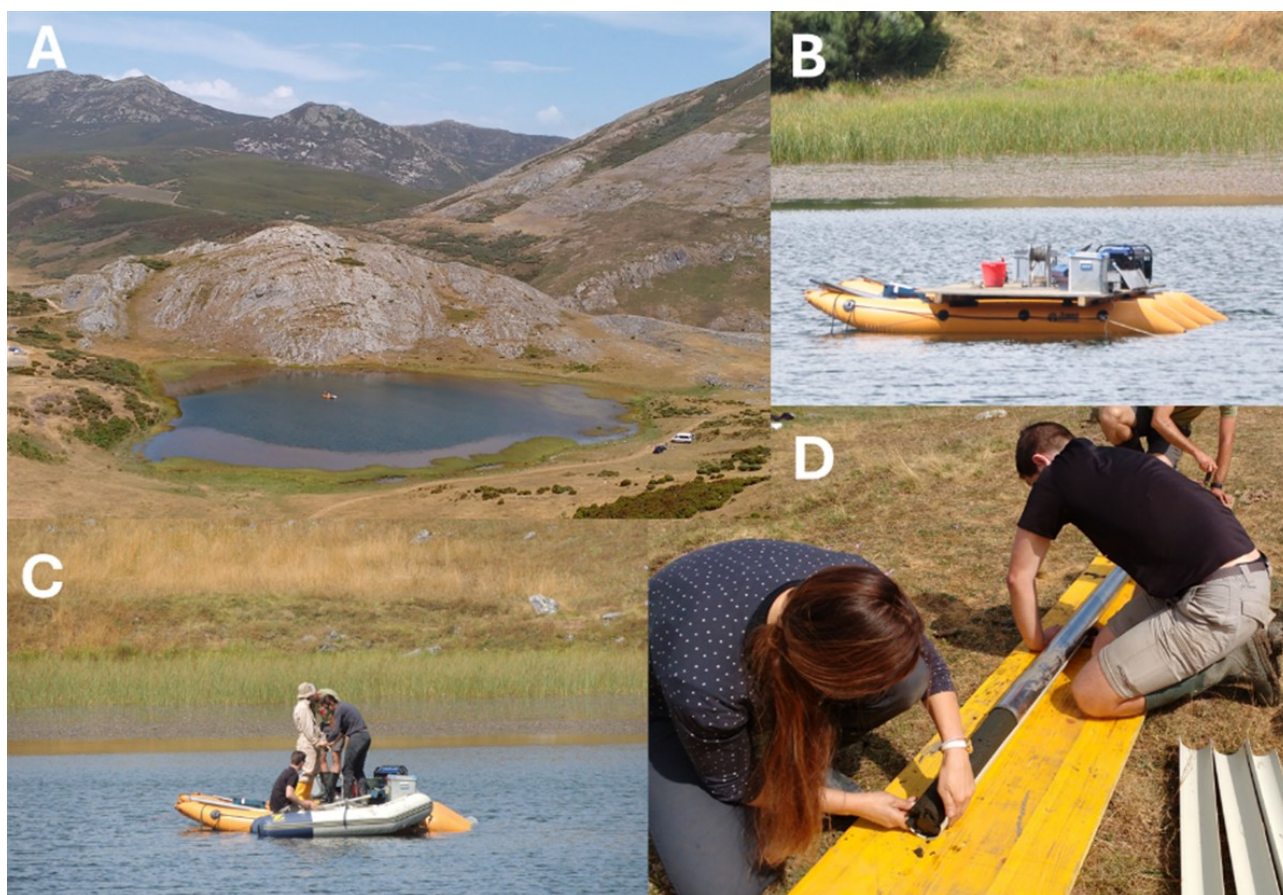


Figura 7. Plataforma de sondeos y recuperación de testigos en el Lago de Isoba (León) en el verano de 2018. A) Vista panorámica del lago con la plataforma de sondeos. B) Detalle de la plataforma, montada sobre dos embarcaciones hinchables. C) Recuperación de un testigo sobre la plataforma. D) Extrusión del sedimento en la orilla del lago para su posterior estudio.

La ventaja de estos sistemas es que permiten adquirir un gran número de datos con una alta resolución y sin consumir sedimentos. Por otro lado, el resto de análisis “convencionales” incluyen los composicionales, como el contenido en carbonatos y materia orgánica, composición mineral, geoquímica elemental e isótopos estables en materia orgánica y carbonatos, y el estudio de restos biológicos (polen, diatomeas, ostrácodos, quironómidos, etc.), fundamentales para conocer la respuesta de los ecosistemas acuáticos del pasado a los cambios registrados en cada momento. Estos análisis son más laboriosos y costosos desde el punto de vista económico y consumen porciones de sedimento considerables, pero son esenciales porque nos proporcionan un conocimiento más preciso sobre las condiciones ambientales del pasado. Por último, un paso esencial para poder llevar a cabo

una precisa reconstrucción paleoambiental es la Geocronología, para poder datar de forma absoluta (conocer con precisión la edad del sedimento en cada profundidad en años antes de la actualidad) mediante diferentes técnicas radiométricas, como el conocido carbono-14 (medido en restos vegetales terrestres que llegan transportados al fondo de los lagos) para los últimos 30 000 o 40 000 años, u otros radioisótopos como el ^{210}Pb o el ^{137}Cs (Fig. 8).

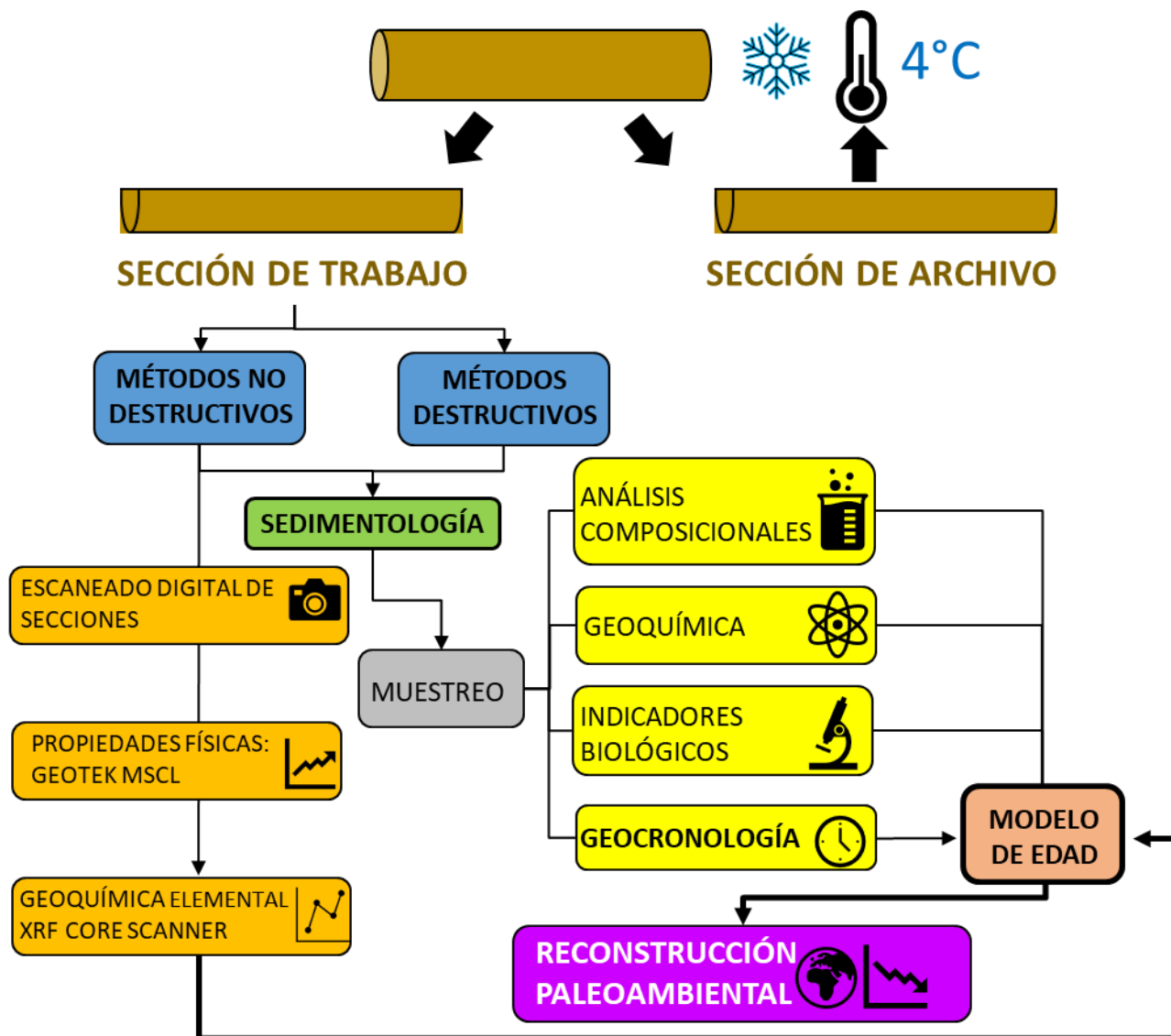


Figura 8. Principales pasos en el análisis de sondeos de sedimentos lacustres desde su recuperación en el campo. Autor: Mario Morellón.

Procesos de laderas

En todo paisaje montañoso hay una serie de procesos gravitatorios en las laderas de las montañas que van modificando el paisaje progresivamente. Esta zona no es la excepción. La misma Laguna Grande de Babia se ve afectada por procesos de ladera que han condicionado su morfología. Aunque la mayor parte de los lagos de origen glaciar se forman en cubetas erosionadas por el hielo, el cierre de las mismas suele estar formado por depósitos morrénicos depositados por el propio glaciar. Sin embargo, no es el caso en esta ocasión. El cierre de la laguna está formado por sendos conos de deyección en ambas laderas del valle (Fig. 9). Esa es la causa de que la forma de la laguna sea alargada y su desagüe se estreche progresivamente. Un cono de deyección está constituido por depósitos producidos por deslizamientos, desprendimientos y/o desplomes desde zonas altas de la ladera que se acumulan en la parte inferior del valle.

En las zonas donde las montañas presentan masas rocosas con gran pendiente, pueden formarse canchales, que son acumulaciones de rocas desnudas debidas al desprendimiento de bloques individuales de roca. El desprendimiento es facilitado por un proceso de meteorización física denominado gelifracción. Las rocas, en este caso calizas, presentan grietas formadas por planos de estratificación y diaclasas. El agua de lluvia penetra en esas grietas y en invierno se congela aumentando su volumen, lo que provoca la expansión de las grietas y la fragmentación de la roca. La alta inclinación facilita que esas rocas fracturadas caigan por la pendiente y se acumulen en zonas más bajas de la ladera, donde el desnivel es menor.

Un ejemplo muy característico de estos canchales se puede observar desde el mirador de la Laguna de Babia en la ladera norte del valle del Sil. Los pliegues de las rocas calizas que se advierten en esa ladera y que describiremos más tarde, dan pendientes fuertes por las que se desprenden bloques que se acumulan a mitad de la ladera (Fig. 10).



Figura 9. Conos de deyección que forman el cierre de la laguna. Escala: 500 m. Imagen modificada de *Google Earth*.



Figura 10. Detalle de canchales. Escala: 500 m. Imagen modificada de *Google Earth*.

La estructura geológica en Lago de Babia

La estructura geológica de la Cordillera Cantábrica está condicionada por las orogenias Varisca y Alpina. En la Zona Cantábrica, la orogenia Varisca tuvo un desarrollo relativamente superficial, ya que no hay una importante deformación interna y el metamorfismo es solo local y de muy bajo grado. Se trata de lo que se denomina tectónica de piel fina (Julivert, 1971), con diversos cabalgamientos superpuestos (Figs. 11 y 12). El nivel de despeque de esos cabalgamientos es en general la Formación Láncara (Cámbrico Inferior y Medio). La disposición centripeta se debe al cierre del Arco Astúrico producido por un oroclinal (curvatura del orógeno producida en una fase tardía de la orogenia).

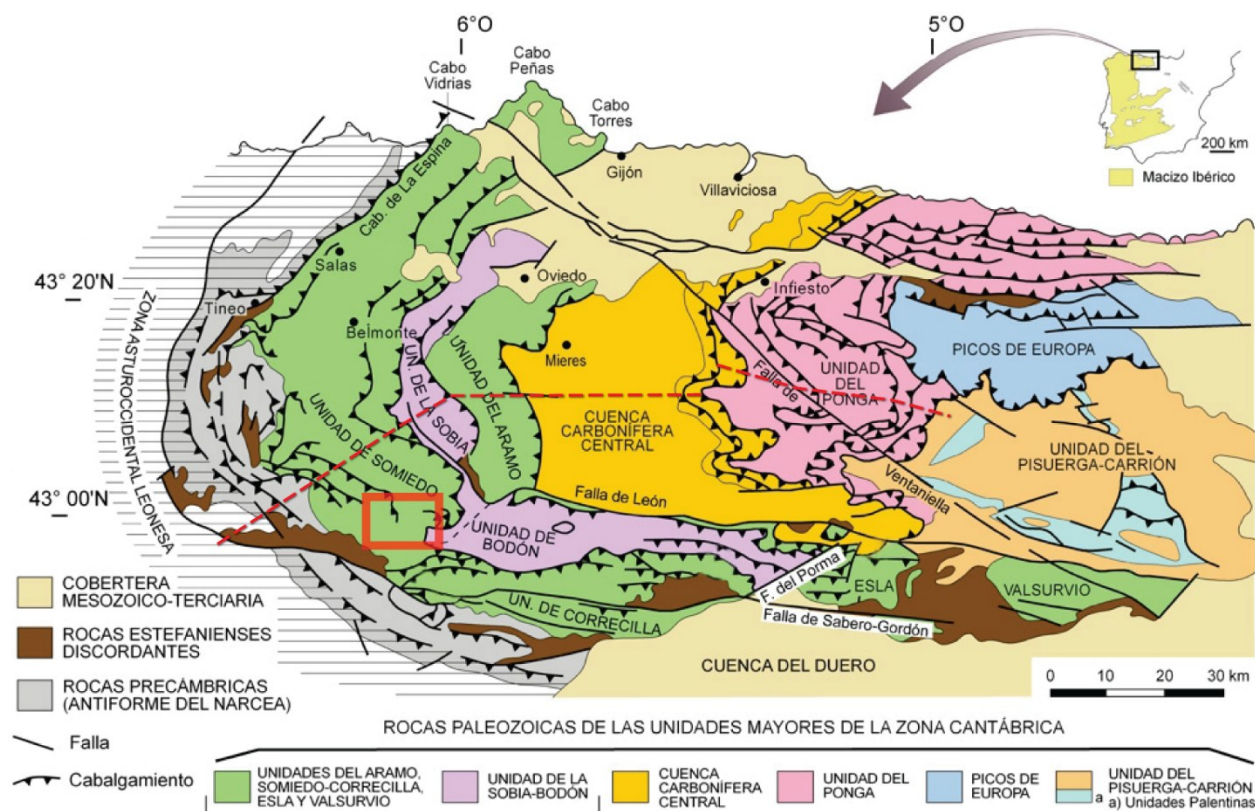


Figura 11. Geología de la Zona Cantábrica mostrando las principales unidades y cabalgamientos variscos (según Bastida, 2004, basado en Julivert, 1971). La laguna grande de Babia se encuentra en la zona recuadrada en rojo. La línea discontinua roja marca la posición del corte de la Fig. 12.

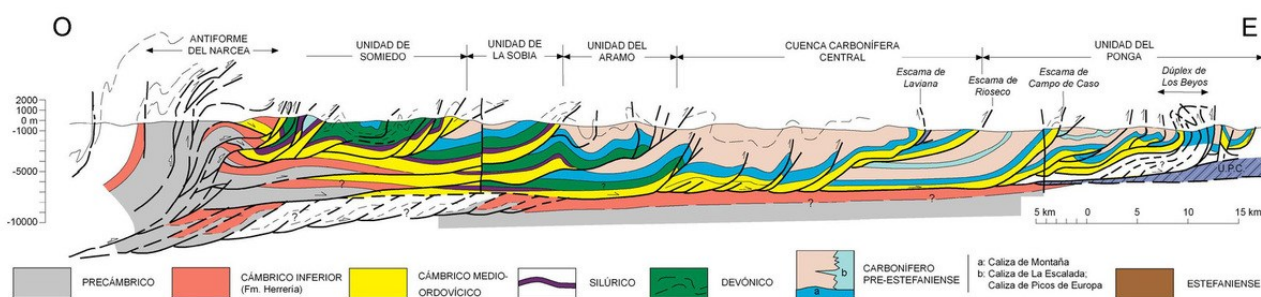


Figura 12. Corte geológico de la Zona Cantábrica que muestra la geometría con rampas y rellanos (según Pérez-Estaún et al., 1988; ver situación en Fig. 11). La zona en la que se encuentra la Laguna Grande corresponde a la zona plegada en la unidad de Somiedo.

Nosotros nos encontramos en la unidad de Somiedo-Correcilla, que está formada por un cabalgamiento principal (Manto de Somiedo) y una gran cantidad de pequeñas escamas que pueden

observarse perfectamente en la Babia Baja, que constituye una semiventana tectónica (zona donde los materiales cabalgados, especialmente del Devónico y Carbonífero, aparecen rodeados parcialmente por el cabalgamiento). En el manto de Somiedo, se reconocen además dos sistemas de pliegues. Uno de ellos se dispone paralelamente y el otro perpendicular a los cabalgamientos. El primero de ellos se relaciona con el desplazamiento de los cabalgamientos hacia el este y el segundo con el acortamiento de norte a sur producido por el oroclinal (Alonso, 1987).

Estos conjuntos de pliegues pueden observarse perfectamente desde el mirador del Lago de Babia sobre el valle superior del río Sil. En la panorámica que se aprecia desde este lugar se observan materiales del Devónico fuertemente replegados. La base de esos materiales lo constituye el grupo La Vid del Devónico inferior, que son los mismos que pisamos en el mirador. Por encima se encuentra la Formación Santa Lucía, del tránsito del Devónico inferior al medio, que constituye el paquete de calizas más potente que se aprecia en la ladera de enfrente, dividido en dos partes por unos niveles blandos intermedios. Superpuestas a la Formación Santa Lucía están las Pizarras de Huergas, del Devónico medio, que son los materiales blandos que se observan entre los dos principales paquetes de rocas competentes. Finalmente, los niveles superiores corresponden a la Formación Portilla, también del Devónico medio, que son las calizas que se observan en la parte superior derecha de la foto las montañas.

En la ladera septentrional del valle del Sil se observan dos anticlinales y dos sinclinales. En la montaña más alta de la parte central se observa un anticlinal a cuyos lados se divisan dos anticlinales. Un segundo anticlinal se observa hacia el oeste, formando un relieve algo menor. Además, los pliegues están fallados en diversos puntos. El lugar más llamativo se encuentra en el sinclinal situado más al oeste, cuyo cierre inferior se encuentra cortado por dos fallas inversas que desplazan hacia abajo parte de las formaciones Coladilla y Santa Lucía (Fig. 13).

En el panorama que hemos estado observando, las montañas se encuentran en los anticlinales y los valles en los sinclinales. Sin embargo, si nos fijamos en el anticlinal que queda al oeste en esa ladera y si volvemos la vista atrás, hacia el valle donde se encuentra la Laguna Grande de Babia, observamos que en las zonas altas a ambos lados se encuentran afloramientos de la Formación Coladilla. Constituyen los flancos de un anticlinal que aquí ha sido erosionado en su zona axial para formar el valle donde se encuentra el lago. Esto es lo que se denomina un relieve invertido en el que el valle se sitúa en el anticlinal y la montaña en el sinclinal.



Figura 13. Conjunto de pliegues y fallas en la ladera norte del valle del Sil. Fotografía de Sergio Rodríguez.

El Grupo La Vid en Lago de Babia y su contenido paleontológico

El Grupo La Vid fue descrito originalmente como “Esquistos y calizas de La Vid” por Comte (1936) en la cuenca alta del río Bernesga. Posteriormente el mismo autor (Comte, 1959) lo define como Complejo de La Vid, y, finalmente, Vilas Minondo (1971) distingue cuatro unidades, Dolomías de Felmin, Calizas de La Vid, Pizarras de Valporquero y Calizas superiores. García-Alcalde y Racheboeuf (1978) dan categoría de grupo a la unidad y de formaciones a las divisiones de Vilas

Minondo (1971). Vera de la Puente (1989) asigna nuevas denominaciones a las calizas de La Vid (Calizas de La Pedrosa) y a las calizas superiores (Calizas de Coladilla), y compara estas unidades con el Grupo Rañeces, equivalente al Grupo La Vid en Asturias.

Tanto las Calizas de La Pedrosa como las Pizarras de Valporquero y las Calizas de Coladilla tienen abundante contenido paleontológico, aunque de forma irregular, presentando tanto zonas con gran densidad de fósiles como zonas con escasa cantidad de ellos. Todas estas unidades son reconocibles en la zona del valle de La Cueta y Lago de Babia. En esta última zona forman un anticlinal que presenta una inversión del relieve (ver apartado de la estructura). Las capas que afloran en las proximidades de la Laguna Grande de Babia corresponden a los niveles más altos del grupo, que son las Calizas de Coladilla. Esta unidad es muy fosilífera, pues contiene abundantes crinoideos, briozoos de diversos tipos entre los que destacan los fenestélidos, y braquiópodos diversos. Localmente se pueden encontrar corales tabulados ramosos (Fig. 14) y masivos, y, más raramente, corales rugosos solitarios.

Presenta algunos niveles de calizas y margas de color amarillo, rojo y verde que han sido denominadas “capas de *Trybliocrinus*”, por presentar restos de este crinoide de gran tamaño (Fig. 15), que es también reconocible en la plataforma de Arnao en Asturias.

Estos niveles se han interpretado como pertenecientes a una plataforma marina somera bastante próxima a la costa, donde un ambiente muy favorable para el desarrollo de invertebrados, constituido por aguas agitadas con alto contenido de nutrientes permitió la colonización por braquiópodos, briozoos y crinoideos, e incluso la formación de pequeños parches arrecifales.

La parte superior de estas capas muestran un contacto gradual con la Formación Santa Lucía, perdiéndose los tonos rojizos.



Figura 14. Detalle de niveles con corales tabulados del género *Thamnopora*. Fotografía de Sergio Rodríguez.



Figura 15. Enraizamiento de un *Trybliocrinus*, que muestra el arranque de diversas “raicillas” laterales y la base del pedúnculo de fijación del crinoide.

Bibliografía

- Alonso, J.L. (1987). Sequences of thrusts and displacement transfer in the superposed duplexes of the Esla Nappe region (Cantabrian Zone, NW Spain). *Journal of Structural Geology*, 9 (8), 969-983.
- Alonso, V. (1998). El glaciario de la comarca de Laciana y alrededores. Zona occidental de la Cordillera Cantábrica. En: *Las Huellas Glaciares de Las Montañas Españolas* (Gómez-Ortiz, A., Pérez-Alberti, A., eds.), Universidade de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, 139-160.
- Alonso, V. (2020). El alcance del último máximo glacial en la cabecera del río Luna, cordillera Cantábrica (N de la provincia de León, España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 33 (1), 43-53.
- Alonso, V. y Suárez Rodríguez, A. (2004). Evidencias geomorfológicas de la existencia de un pequeño casquete glacial en la Comarca de Babia Alta (Cordillera Cantábrica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 17 (1-2), 61-70.
- Bastida, F., coord. (2004). Zona Cantábrica. En: *Geología de España* (Vera, J.A., ed.), Sociedad Geológica de España - Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 25-49.
- Charles, F., Smol, J.P. y Engstrom, D.R. (1994). Paleolimnological approaches to biological monitoring. En: Loeb S.L. y Spacie A. (Eds.), *Biological monitoring of aquatic systems*. CRC press, Boca Raton, FL (USA), 233-293.
- Comte, P. (1936). La série devonienne du León. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 202, 337-339.
- Comte, P. (1959). *Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, Memorias, 60, 440 pp.
- Frochoso Sánchez, M. y Castañón Álvarez, J.C. (1998). El relieve glacial de la Cordillera Cantábrica. En: *Las Huellas Glaciares de Las Montañas Españolas* (Gómez-Ortiz, A. y Pérez-Alberti, A., eds.), Universidade de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, 65-137.
- Fuentes-Pérez, J.F., Navarro Hevia, J., Ruiz Legazpi, J. y García-Vega, A. (2015). Inventario y caracterización morfológica de lagos y lagunas de alta montaña en las provincias de Palencia y León (España). *Pirineos*, 170, e013, 1-18. DOI: <http://dx.doi.org/10.3989/Pirineos.2015.170006>.
- García de Celis, A. y Martínez Fernández, L.C. (2002). Morfología glacial de las montañas de la cuenca alta de los ríos Sil, Omaña, Luna y Bernesga: revisión y nuevos datos (Montaña Occidental de León). En: *El modelado de origen glacial en las montañas leonesas* (Redondo Vega, J.M., Gómez-Villar, A., González Gutiérrez, R.B. y Carrera Gómez, P., eds.), Universidad de León, León, 137-193.
- García-Alcalde, J.L. y Racheboeuf, P.R. (1978). Nouveaux brachiopodes *Chonetacea* du Dévonien de la Cordillère cantabrique (Nord-Ouest de l'Espagne). *Geobios*, 11 (6), 835-865.
- Jalut, G., Turu i Michels, V., Dedoubat, J.J., Otto, T., Ezquerro, J., Fontugne, M., Belet, J.M., Bonnet, L., García de Celis, A., Redondo-Vega, J.M., Vidal-Romaní, J.R. y Santos, L. (2010). Palaeoenvironmental studies in NW Iberia (Cantabrian range). Vegetation history and synthetic approach of the last deglaciation phases in the western Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297 (2), 330-350. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.08.012>
- Julivert, M. (1971). Décollement tectoniques in the Hercynian Cordillera of Northwest Spain. *American Journal of Science*, 270, 1-29.

- Navarro Vázquez, D. (1978-1982). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, hoja n.º 101 (Villablino), segunda serie*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 56 pp.
- Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Alonso, J.L., Marquínez, J., Aller, J., Álvarez-Marrón, J., Marcos, A. y Pulgar, J.A. (1988). A thin-skinned tectonic model for an arcuate fold and thrust belt: the Cantabrian Zone (Variscan Ibero-Armorican Arc). *Tectonics*, 7 (3), 517-537.
- Redondo-Vega, J.M., Gómez-Villar, A., González-Gutiérrez, R.B., Santos-González, J. (2018). El origen de las lagunas de León. En: *Xeomorfoloxía e paisaxes xeográficas, catro décadas de investigación e ensino: homenaxe a Augusto Pérez Alberti* (Blanco-Chao, R., ed.), Universidade de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, 469-486.
- Santos González, J. (2010). *Glaciarismo y periglaciarismo en el Alto Sil, provincia de León (Cordillera Cantábrica)*. Tesis Doctoral, Universidad de León, 689 pp.
- Santos González, J. y Fernández Martínez, E. (2011). Guía de campo: patrimonio geológico en las reservas de la biosfera del Valle de Laciana y de Babia (León). En: *Avances y retos en la conservación del Patrimonio Geológico de España. Actas de la IX Reunión Nacional de la Comisión de Patrimonio Geológico (Sociedad Geológica de España)*. León, 14-18 de junio de 2011 (Fernández-Martínez, E. y Castaño de Luis R., eds.), Universidad de León, 279-293.
- Santos-González, J., González-Gutiérrez, R.B., Santos, J.A., Gómez-Villar, A., Peña-Pérez, S.A., Redondo-Vega, J.M. (2018). Topographic, lithologic and glaciation style influences on paraglacial processes in the upper Sil and Luna catchments, Cantabrian Mountains, NW Spain. *Geomorphology* 319, 133-146. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.07.019>
- Santos-González, J., Redondo-Vega, J.M., García de Celis, A., González-Gutiérrez, R.B., Gómez-Villar, A. (2022). The glaciers of the Leonese Cantabrian Mountains. En: *Iberia, Land of Glaciers* (Oliva, M., Palacios, D. y Fernández-Fernández, J.M., eds.), Elsevier, 289-314. DOI: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00014-1>
- Santos-González, J., Redondo-Vega, J.M., González-Gutiérrez, R.B., Gómez-Villar, A. (2013). Applying the AABR method to reconstruct equilibrium-line altitudes from the last glacial maximum in the Cantabrian Mountains (SW Europe). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 387, 185-199. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.07.025>
- Vera de la Puente, C. (1989). Revisión litoestratigráfica de los Grupos Rañeces y La Vid (Devónico Inferior de la Cuenca Astur-Leonesa). *Trabajos de Geología*, 18: 53-64.
- Viani, C., Colombo, N., Rogora, M., Giardino, M., Freppaz, M., Bollati, I.M. (2025). Perspectives on abiotic ecosystem services provided by glacial lakes in high-mountain areas. *Ecosystem Services*, 76, 101798, 1-21. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.ecoser.2025.101798>
- Vidal Box, C. (1943). Notas previas a un estudio morfológico y geológico de la alta cuenca del río Sil, cuencas de Laceana y Babia Alta (provincia de León). *Revista de la Real Academia de Ciencias, Madrid*, 38, 95-117.
- Vidal Box, C. (1958). Algunos datos sobre morfología y depósitos cuaternarios en la región montañosa de Laceana y Babia Alta (Provincia de León). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, Sección Geológica*, 56, 143-168.
- Vilas Minondo, L. (1971). *El Paleozoico Inferior y Medio de la Cordillera Cantábrica entre los ríos Porma y Bernesga (León)*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, Memorias, 80, 169 pp.

Para citar este artículo:

Rodríguez, S., Rodríguez-Castro, I., Santos González, J., Stachnik, A., Martín-Chivelet, J., Morellón, M. y Esteve, J. (2026). Geología integral en Lago de Babia. *GeoLaciana 2026*, artículo 8.