

eman ta zabal zazu



Universidad del País Vasco Euskal Herriko Unibertsitatea

FACULTAD DE LETRAS

GEOGRAFÍA Y ORDENACIÓN DEL TERRITORIO

Departamento de Geografía, Prehistoria y Arqueología.

**MORFOLOGÍA Y EVOLUCIÓN GLACIAR
CUATERNARIA EN EL MACIZO DEL GORBEA**

Curso 2015-2016

ALUMNO: ADRIAN BURGADA EREÑO
SUPERVISIÓN: IBAI RICO

ÍNDICE:

1- Resumen.....	2
2- Introducción e hipótesis.....	2
3- Metodología:.....	3
4- Zona de Estudio.....	4
4.1- Localización:.....	4
4.2- Relieve y geología.....	5
a) Geología.....	5
b) Masividad:.....	5
4.3- Rasgos Bioclimáticos:.....	6
a) Orientación:.....	6
b) Climatología:.....	6
c) Vegetación:.....	7
5- Estado de la cuestión.....	7
5.1- Glaciarismo en los Pirineos.....	9
5.2- Glaciarismo en la Cordillera Cantábrica.....	9
5.3- Glaciarismo en los Montes Vascos.....	10
6- Resultados.....	12
6.1- Formas y depósitos.....	12
6.1.1 Formas.....	12
6.1.2- Depósitos.....	14
6.2- Interpretación del glaciarismo.....	18
6.3- Evolución glacial y cronología.....	20
7- Conclusiones.....	23
8- Bibliografía:.....	25

Título: Morfología y evolución glaciaria cuaternaria en el Macizo del Gorbea

Palabras clave: Geomorfología glaciaria, Cuaternario, Montes Vascos, Último Máximo Glacial, Pleistoceno Superior, Macizo del Gorbea

1- Resumen

El glaciario en los Montes Vascos sigue siendo a día de hoy un tema de discusión entre numerosos investigadores. En este sentido, el presente estudio analiza la morfología y la evolución glaciaria ocurrida en el Macizo del Gorbea durante el Cuaternario. El análisis de las formas y depósitos identificados en el macizo confirma la presencia de procesos glaciares ocurridos en el Pleistoceno Superior, con un total de tres glaciares de circo con orientación N-NE-E. Estos procesos glaciares estarían ligados a ciertas características topoclimáticas que permitieron el desarrollo de procesos glaciares bajo cotas de moderada altitud, como el relieve óptimo para la acumulación nival, la masividad y las orientaciones del macizo, y el alto grado de oceanidad. El análisis y la interpretación de las formas y los depósitos ha confirmado que estos procesos generaron unas masas de espesores máximos de entre 80 y 100 metros, con unas longitudes de entre 600 y 1000 metros, y con frentes ubicados a una altitud de entre 970 y 1145 metros. Las formas y depósitos analizados muestran la presencia de dos avances glaciares, y de acuerdo con los estudios analizados sobre la cronología glaciaria tanto en la Cordillera Cantábrica, como en el Sur de Europa, se ha realizado una propuesta cronológica con una primera fase anterior al Último Máximo Glacial Europeo, y una segunda fase en sincronía con el Último Máximo Glacial Europeo.

2- Introducción e hipótesis

Son numerosos los estudios realizados en el norte de la península sobre procesos de glaciario en el Pleistoceno reciente (Martínez de Pisón, 1992; Castañón, 1992, 1994; Frochoso et al, 1998; Serrano, 2013, 2015). Los procesos glaciares en la Cordillera Cantábrica han estado influenciados por la proximidad del océano, lo que ha permitido el desarrollo de actividades glaciares a cotas que varían desde los 2600 metros de altitud, hasta casos excepcionales donde la acción del hielo glaciario se ha dado bajo cumbres de 1500 metros (Frochoso et al, 1998). Todos estos procesos han estado ligados a las condiciones topoclimáticas de la zona, como el relieve, su disposición orográfica, su localización y la climatología (Frochoso et al, 1998).

Los procesos glaciares de los Montes Vascos en el cuaternario, y más precisamente en el Pleistoceno Superior, han estado principalmente circunscritos a la Sierra de Aralar (Kopp,

1965; Ugarte, 1985, 1992; González Amuchastegui, 2000; Rico, 2010), sin llegar a concluir en un sistema glaciar vasco.

El Macizo del Gorbea en concreto, ha sido estudiado por varios autores que han obtenido diferentes conclusiones sobre sus formas y depósitos. En él se han citado actividades glaciares (Schmidt-Tomé, 1973), periglaciares (Ugarte, 1992; Martínez de Pisón, 1992), y recientes estudios que han vuelto a remarcar la presencia de depósitos de origen glaciar (Serrano et al, 2015). A pesar de ello, hasta la fecha, no se ha realizado ningún estudio en profundidad que haya analizado la citada geomorfología glaciar del Macizo del Gorbea.

Mediante este trabajo de investigación, se pretende avanzar en la interpretación de la acción del hielo en la región de los Montes Vascos, y de esta manera mejorar en el conocimiento de la evolución morfogenética de esta región y del conjunto de la zona Atlántica peninsular.

Los objetivos de la investigación son en definitiva, comprender la posible evolución glaciar del Macizo del Gorbea, y determinar la intensidad, magnitud, características y cronología de los procesos de carácter frío ocurridos durante el Cuaternario reciente.

3- Metodología:

Para la elaboración del estudio, se ha seguido la siguiente metodología.

Revisión bibliográfica: Se ha recopilado toda la documentación disponible y relacionada con este campo. Tras la recopilación, se ha procedido al estudio de referencias relacionadas con el glaciario y la evolución climática, tanto a nivel global como a nivel local. Toda esta revisión bibliográfica ha supuesto el punto de inicio de este trabajo, proporcionando una base teórica sólida sobre el tema en cuestión.

Fotointerpretación: La fotointerpretación ha supuesto un paso importante antes de realizar el trabajo de campo, facilitando la identificación de las formas y depósitos. La fotointerpretación se ha llevado a cabo analizando las diferentes ortofotos de la zona de estudio, y junto a ello, se han analizado las diferentes cartografías disponibles del terreno. Entre las cartografías más recurridas se encuentran el mapa geomorfológico, el mapa litológico y los mapas de sombras obtenidos del Lidar (2012). Toda esta cartografía se ha obtenido tanto de la Infraestructura de Datos Espaciales (IDE) de Euskadi, como del Instituto Geológico y Minero de España (I.G.M.E).

Trabajo de campo: Tras la fotointerpretación y la revisión bibliográfica, se han emprendido una decena de salidas al Macizo del Gorbea para un reconocimiento directo. Los recorridos para el análisis del terreno se han establecido de manera sistemática, permitiendo recorrer todo el macizo, y en ellos se han observado y analizado diferentes formas y depósitos. En

cada punto de interés se ha examinado la situación, la orientación, la altitud, la litología, y dimensiones y espesores de los depósitos.

Cartografía geomorfológica: Para la realización del mapa geomorfológico, se han tenido en cuenta tanto los resultados obtenidos en el trabajo de campo, como la cartografía disponible. Se han inventariado y clasificado las formas y depósitos reconocidos, y tras establecer su ubicación, se ha realizado esta cartografía fundamental para la comprensión e interpretación de la evolución geomorfológica de la zona de estudio.

Mapa de extensión glaciaria y sus diferentes fases: Una vez ejecutado el mapa geomorfológico del macizo, y teniendo en cuenta la bibliografía analizada, se ha propuesto la extensión glaciaria del Macizo del Gorbea, en el que se han añadido las diferentes fases glaciarias identificadas.

4- Zona de Estudio

4.1- Localización:

Al norte de la Península Ibérica, en el extremo oriental de la Cordillera Cantábrica, se sitúan los Montes Vascos, una cadena montañosa con una acumulación de picos de altitud media y de relieve irregular, que en ningún caso superan los 1600 metros de altitud.

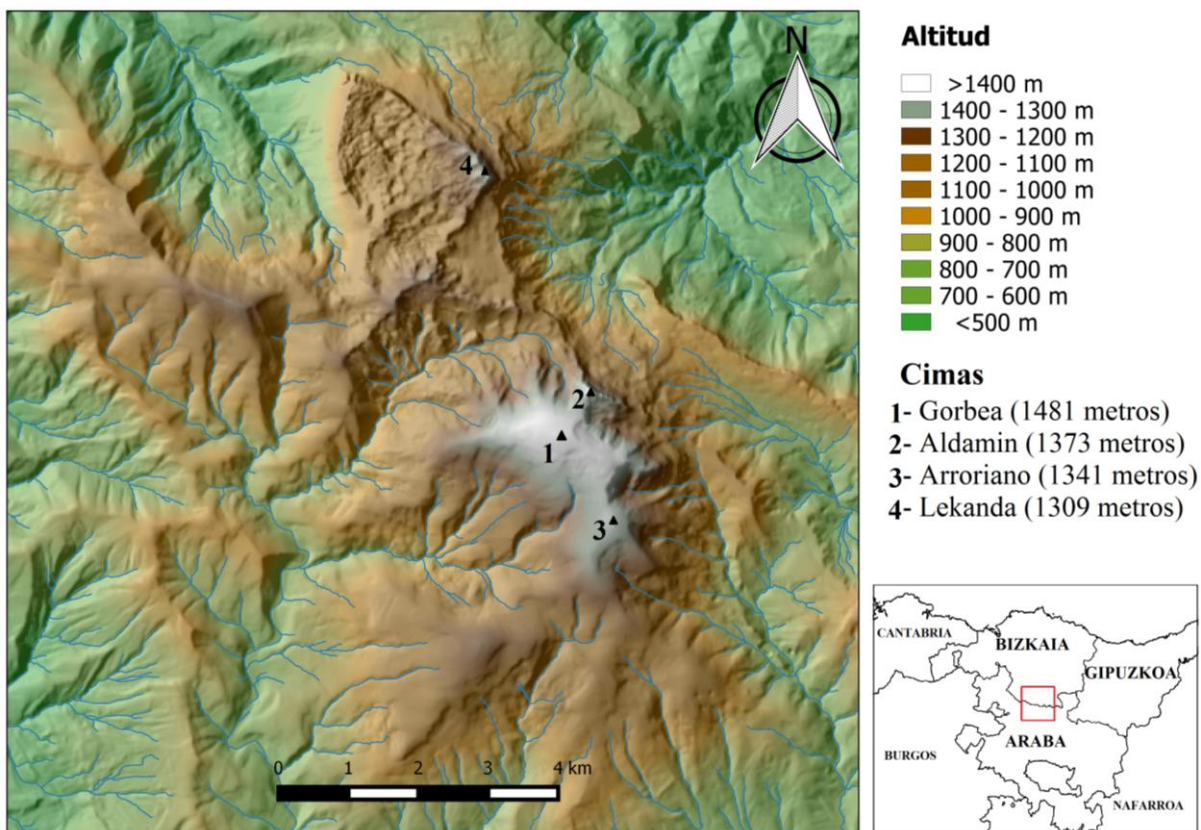


Ilustración 1: Localización del Macizo del Gorbea. Fuente: Elaboración propia a partir del Lidar (2012)

En el extremo centro-occidental de los Montes Vascos, el Macizo del Gorbea se alza sobre los valles de Arratia-Nerbioi y las Etribaciones del Gorbea. Este macizo se ubica entre las provincias de Araba (Zuia) y Bizkaia (Zeanuri), y marca la divisoria de aguas entre la vertiente cantábrica y la vertiente mediterránea. El macizo presenta un conjunto de elevaciones donde se sobrepasa con regularidad los 1200 metros, y donde destacan las cimas del Lekanda (1309 m), Aldamin (1376 m) y el punto más elevado del macizo, el Gorbea (1481 m) (*Figura 1*).

4.2- Relieve y geología

a) Geología

El Macizo del Gorbea, ubicado en el arco anticlinorio externo, constituye el techo topográfico de las provincias de Bizkaia y Araba. Este macizo con formación monoclinual está compuesto por estratos de carbonatos y areniscas, formados en una cubeta que fue elevada debido a la tectónica ocurrida a finales del mesozoico y comienzos del cenozoico. Como resultado de ello, quedaron paquetes de rocas plegadas, que formaron zonas más altas (anticlinales) y zonas más deprimidas (sinclinales) (*Figura 2*).

El macizo está constituido fundamentalmente por materiales urgonianos del Aptiense-Albiense medio, con calizas arrecifales, y areniscas y lutitas supraurgonianas en la parte más elevada del macizo (I.G.M.E, 1978).

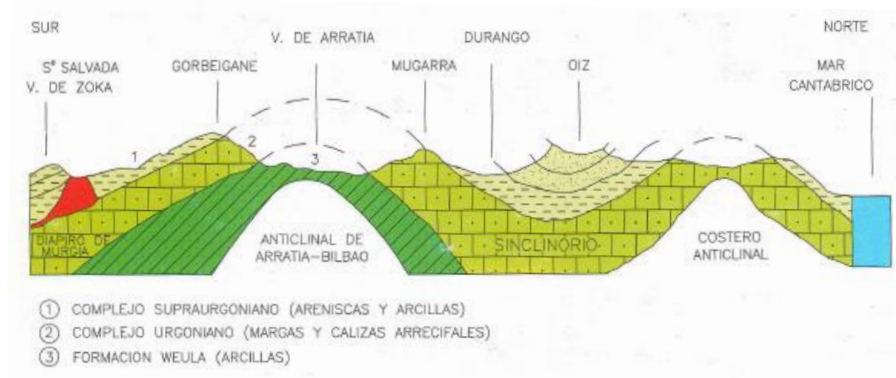


Figura 2: Corte geológico de las morfoestructuras de los Montes Vascos. Fuente: Antigüedad y Ugarte (1985)

b) Masividad:

El Macizo del Gorbea contiene una superficie por encima de los 1100 metros de 17,75 km², y se sitúa en la tercera área más masiva de Euskadi (*Figura 3*), solamente superada por Aizkorri (25 km²) y Aralar (35,5 km²) (Ugarte, 1992).

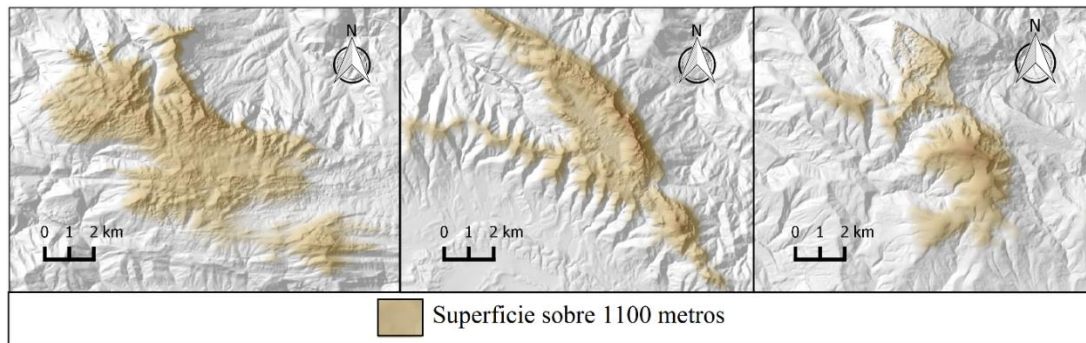


Figura 3: Superficie por encima de los 1100 metros de altitud en Aralar, Aizkorri y Gorbea. Fuente: Elaboración propia a partir del Lidar (2012)

La masividad, junto con la altitud y su grado de oceanidad, supone un elemento clave o de importancia a la hora de albergar procesos glaciares o periglaciares. Cuanto más masividad contenga un relieve, mejores condiciones se dan para la acumulación nival.

4.3- Rasgos Bioclimáticos:

a) Orientación:

Los Montes Vascos, que se extienden muy cerca de la costa vasca, suponen una barrera orográfica importante para las corrientes que vienen desde el Océano Atlántico. La cadena montañosa está alineada de oeste a este, y a una distancia relativamente corta del mar. El Macizo del Gorbea en especial, forma una superficie con orientación Noroeste-Sureste (Meaza y Urrestarazu, 1995).

Las corrientes de viento son diferentes a lo largo del año. En invierno predomina la corriente en chorro (Jet Stream), que se encuentra entre los 30 y 40 grados. Esta corriente provoca que los vientos predominantes vengan del Oeste. En otoño y primavera en cambio, este flujo de aire va perdiendo fuerza, dando lugar a una gran variación, y los vientos dominantes provienen tanto de componente Sur (cálido) como de componente Norte (húmedo y fresco). En verano, los vientos del Norte se desplazan más al N, y toda esta región queda influenciada por el anticiclón de las Azores, aunque también se dan excepciones.

Por todo ello, la orientación de este macizo embestido por vientos, queda influenciado por rachas que provienen tanto del Oeste, como del Suroeste y Noroeste (Uriarte, 1996).

b) Climatología:

Esta región recibe una alta cantidad de precipitación, y es de destacar el gran contraste que se da entre el norte y el sur del cordal. La vertiente atlántica concretamente, se caracteriza por precipitaciones intensas y de una duración no muy larga, y es considerada una de las zonas más lluviosas de Europa (Uriarte, 1996).

En este contexto, el Macizo del Gorbea, situado en una zona que se aproxima a un entorno hiperhúmedo (*Figura 4*), se beneficia de una gran acogida de precipitaciones (Uriarte, 1996).

Otro aspecto importante a destacar es la fuerte influencia del océano. Los escasos 40 kilómetros que lo separan del océano generan una gran influencia oceánica que da lugar a las altas precipitaciones, superiores a 1500 mm anuales (Uriarte, 1978).

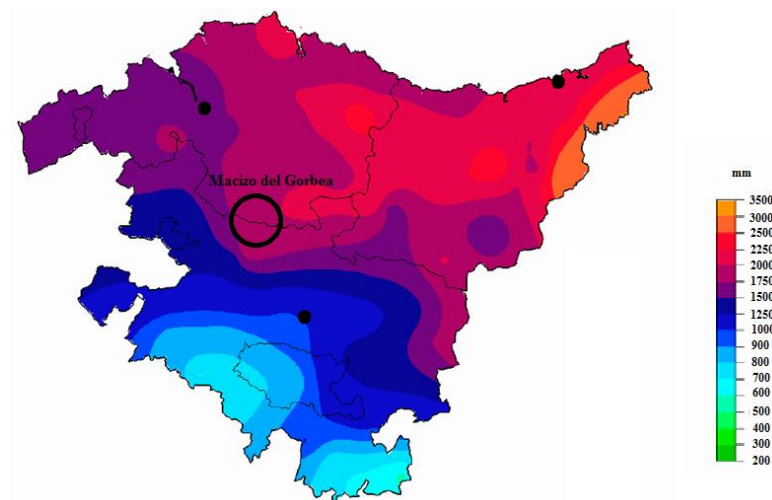


Figura 4: Precipitación acumulada anual en la CAPV. Fuente: Euskalmet

c) Vegetación:

El área de estudio se localiza dentro de la divisoria atlántico-mediterránea, y ello provoca cambios en la vegetación de las diferentes vertientes del macizo. En su conjunto, se observa un gran dominio del hayedo, relacionado con la elevada humedad del lugar. También se debe de destacar la gran superficie ocupada por las plantaciones forestales, con especies como el pino insigne (*Pinus radiata*) o el pino laricio (*Pinus nigra*). En menor medida, aparecen superficies de tamaño más reducido ocupadas por rebollar (*Quercus pirenaica*) y otro tipo de vegetaciones características de la zona. Por último, en las zonas de cumbre, se imponen las praderas montanas y la vegetación rupícola (Meaza, 1997).

5- Estado de la cuestión

Aunque las causas del inicio de las glaciaciones cuaternarias siguen sin ser del todo claras, su inicio parece tener estrechas relaciones con un enfriamiento general del clima, un mantenimiento del calor en las temperaturas de los mares, y una oscilación en la inclinación del eje de la tierra que ocasiono una reducción de la insolación veraniega en las latitudes altas del hemisferio norte. Este mantenimiento del calor en los mares provocó un aporte de

humedad que junto al enfriamiento del clima, generó un aumento de precipitaciones en forma de nieve (Uriarte, 2009).

La acumulación de nieve en las latitudes altas provocó que los bosques de la taiga se redujeran, dando paso a un paisaje de tundra, y la acumulación de nieve fomentó el aumento del albedo, agudizando la glaciación (Noblet et al, 1996).

La Última Glaciación (115.000-19.000 B.P) muestra tres picos de fuertes descensos en el nivel del mar respecto al nivel de hoy en día (Figura 5), y estos descensos han sido identificados como tres fases diferentes (Uriarte, 2009).

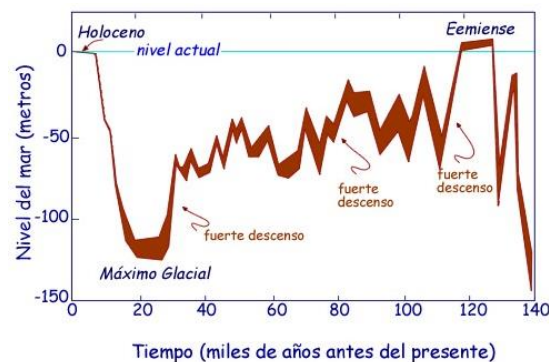


Figura 5: Nivel del mar durante los últimos 140.000 años según las terrazas de coral de Huon, Nueva Guinea. Fuente: Uriarte (2009)

La primera fase (115.000-85.000/75.000) fue el inicio de un rápido enfriamiento. En este periodo, en el centro de Europa (Sur de los Vosgos) se dio una transición de una vegetación templada a una vegetación mucho más fría (Woillard, 1979), en este aspecto, el Norte de Europa sufrió un rápido enfriamiento, pero en el Sur del continente por el contrario, el clima cálido pudo haberse mantenido hasta la segunda fase de enfriamiento (Allen, 1999).

La segunda fase (85.000/75.000-30.000 B.P) de enfriamiento originó una segunda gran acumulación de hielo. El mar se situó a 70 metros por debajo del nivel actual, y el enfriamiento fue bastante mayor que en la primera fase, llegando a un descenso de 10°C respecto a la primera fase de enfriamiento en el Suroeste de Francia (Genty et al, 2003), y con periodos fríos mucho más largos e intensos (Uriarte, 2009).

La tercera fase (30.000-19.000 B.P) de enfriamiento fue la fase más fría de la Última Glaciación, y su punto culminante se dio en el Último Máximo Glacial (23.000-19.000 B.P), con el máximo avance de los grandes casquetes de hielo (Uriarte, 2009).

El Último Máximo Glacial fue muy significativo en las latitudes altas, y sobre todo en el interior de los continentes. El volumen de hielo del Manto Finoescandinavo (Europa) alcanzó los 7

millones de km³. Este periodo fue caracterizado por gran aridez climática, junto con una mayor intensidad del viento y del frío (Uriarte, 2009).

Sin embargo, la evolución glacial en el sur de Europa y la Península Ibérica parece haber sido asincrónica respecto al de los grandes casquetes glaciares (García-Ruiz et al, 2003; Pallàs et al, 2006; Serrano, 2013). Las principales fases y cronología glacial en el norte peninsular se describen a continuación.

5.1- Glaciarismo en los Pirineos

El estudio del glaciarismo en los Pirineos es muy amplio, aunque todavía no se ha llegado a precisar sobre la cronología absoluta de las fases. Se trata de un glaciarismo con una gran influencia oceánica, sobre todo en el sector oeste del Pirineo Aragonés (con procesos glaciares bajo cumbres más modestas), a diferencia de los macizos continentales, que muestran un glaciarismo restringido a una mayor altura (Martínez de Pisón, 1992). La magnitud e intensidad de las fases glaciares en esta cordillera fueron muy notables, con valles glaciares que cubrieron varias decenas de kilómetros (superando los 40 km), con considerable espesor (entre 500 y 900 metros de altura), y llegando a finalizar a cotas de entre 700 y 900 metros en la vertiente surpirenaica (Gómez Ortiz et al, 2001).

Según algunos estudios (García-Ruiz et al, 2003; Pallàs et al, 2006; González-Sampériz et al, 2006), la máxima extensión de los glaciares pirenaicos parece ser anterior al Último Máximo Glacial Europeo, y este avance máximo se ha datado en un periodo anterior al 30.000 B.P. Al Último Máximo Glacial por el contrario, se le han asociado extensiones glaciares de un tamaño más reducido. En relación a ello, se han obtenido conclusiones similares en el Norte del Pirineo (Andrieu et al, 1988) y en los Vosgos franceses (Seret et al, 1990).

Las cronologías establecidas para diferentes puntos la cordillera (Serrano, 1998, 2002; Serrano y Martínez de Pisón, 1994) coinciden en las siguientes fases principales; el Pleniglacial (50.000-20.000 B.P), el Retroceso Finipleniglacial (20.000-15.000 B.P.) y el Tardiglacial (15.000-10.000 B.P.).

5.2- Glaciarismo en la Cordillera Cantábrica

El comienzo del estudio de las huellas glaciares en el norte de la península se dio con las investigaciones de Casiano de Prado (1852), quien menciona por primera vez los procesos glaciares en esta región. A partir de la mitad del siglo XX, las investigaciones se centraron en la cronología, extensión y límites de las fases glaciares de la Cordillera Cantábrica, con autores como Lotze (1963), Castañón (1983), Arenillas Parra (1981) y Martínez de Pisón (1979).

En los últimos años, las investigaciones en referencia a los procesos glaciares han estado relacionados a la edad de las fases, y a glaciarios a baja altitud, como los estudios de Martínez de Pisón (1984, 1992), Castañón (1992, 1994), Moñino (1988), Frochoso (1997), Serrano (1995, 2001, 2002), y González Trueba (2006), entre otros.

Actualmente se ha visto que el glaciario en la Cordillera Cantábrica fue reducido, en comparación al resto de las cadenas montañosas. Además se trata de un glaciario que varió en la altitud de su formación, ya que se han encontrado signos glaciares en macizos de más de 2000 metros, y en casos excepcionales, en los cuales se dieron procesos glaciares bajo cumbres de 1500-1400 metros, como en Castro Valnera (Frochoso et al, 1998).

El glaciario en la Cordillera Cantábrica ha mostrado singularidades en comparación con otros procesos glaciares en macizos continentales. Sobre todo en su sector más oriental, donde la distancia al mar es más reducida. En este sector se han dado procesos glaciares a cotas inferiores al resto (llegando a desarrollarse bajo cumbres de 1500 metros), y en ellas también influyen factores como la orientación, el relieve, y las precipitaciones (Frochoso et al, 1998).

Cronológicamente se identifican tres fases principales; la fase de máximo avance, uno o dos estadios intermedios, y un último estadio residual ligado a condiciones frías pero menos húmedas (Frochoso et al, 1998).

Recientes correlaciones morfoestratigráficas de formas glaciares, y nuevas dataciones en complejos morrénicos han facilitado una nueva aproximación a la cronología del Pleistoceno Superior (Serrano et al, 2013). En ella se identifican tres fases:

- Fase de máxima expansión (42.000-31.000 BP), donde predominaba un ambiente frío y húmedo, y con nevadas provenientes de masas húmedas y frías del N, NW y SW.
- Fase de glaciares alpinos (31.000-18.000 BP), con glaciares más cortos pero más gruesos, y con un clima frío y seco. Esta fase concuerda con el Último Máximo Glacial Europeo.
- Fase de los circos glaciares (incertidumbre en su cronología), breve periodo con glaciares presentes únicamente en las montañas con mayor altitud.

5.3- Glaciario en los Montes Vascos

Diferentes autores han tratado de definir las características del glaciario Pleistoceno en los Montes Vascos, aunque los procesos glaciares de esta región han estado circunscritos principalmente a la Sierra de Aralar (Rico, 2010).

La primera referencia a procesos glaciares la encontramos en la Sierra de Aralar, con el estudio de Gómez de Llarena (1948), y a este le siguen los estudios de Kopp (1965), Ugarte (1984, 1985, 1992), Gutiérrez Elorza (1986), González Amuchastegui (1995, 2000) y Rico (2010), entre otros.

Es mediante Schmidt-Tomé (1973) cuando se hace la primera referencia al glaciario en el Macizo del Gorbea. En esta obra poco conocida, Schmidt-Tomé cita una actividad glacial a 1200-1300 metros de altitud, señalando la existencia de depósitos morrénicos terminales al noreste de Itxina, Aldamin y Egiriñao, junto con características nivo-karsticas en Itxina y Austigarbi.

Posteriormente varios depósitos son interpretados como fluvio-glaciares en el mapa geomorfológico de Bizkaia (Varios, 1986), incluyendo una nueva zona en la cabecera del río Arbaiza, que posteriormente sería identificada como acumulación de bloques de areniscas transportadas (Ugarte, 1990).

Estos resultados fueron puestos en duda por un nuevo estudio (Ugarte, 1990). En él, se identificaba una morrena con un pequeño circo entre Aldaminoste y Dulao, en la zona de contacto entre las areniscas y las calizas, aunque se destacaba que no existía un transporte longitudinal de sus materiales. También se identificó un derrubio de ladera en Aldaminazpi, y se puso en duda el depósito fluvio-glacial de Egiriñao, afirmando que su origen estaba en una acumulación de caudales de aguas fluviales. En cuanto a Itxina, Ugarte señaló una morfología nivo-kárstica, con procesos de disolución de tipo “rinnekarren” en las paredes (*Figura 6*).

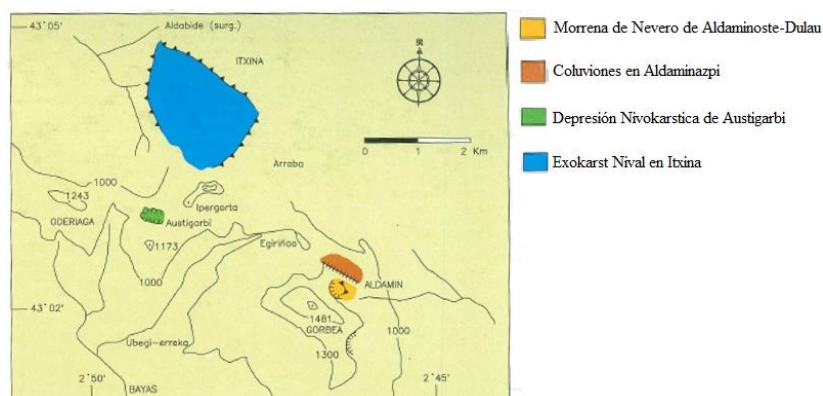


Figura 6: Mapa geomorfológico del Macizo del Gorbea. Fuente: Ugarte (1985)

Otros autores han considerado que las huellas glaciares del macizo no son del todo claras, y han relacionado al Macizo del Gorbea con fenómenos nivo-periglaciares y kársticos (Martínez de Pisón, 1992).

Nuevos estudios han arrojado luz a la posibilidad de procesos glaciares cuaternarios en el Macizo del Gorbea. En una reciente publicación (Serrano et al, 2015) se citan tres pequeños

circos glaciares generados por acumulación de nieve por ventisca a sotavento, con orientaciones al norte. Estos circos son situados en la fase de máxima expansión entre 42.000-31.000 BP, y pudieron perdurar en la fase de glaciares alpinos (Serrano et al, 2015) (Figura 7).

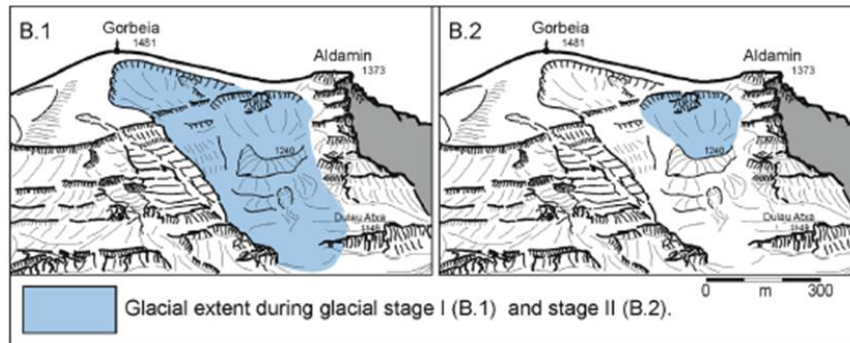


Figura 7: Diferentes fases glaciares en el Macizo del Gorbea. Fuente: Serrano et al (2015)

6- Resultados

El trabajo de campo ha permitido la toma de datos y la realización de observaciones para el análisis y la interpretación de las formas y depósitos. Los datos y las observaciones han sido contrastados con la fotointerpretación y los estudios previos de la zona, y de esta manera se han desarrollado un conjunto de conclusiones con el fin de aclarar las características morfológicas del Macizo del Gorbea.

Los resultados han sido plasmados en un mapa (Figura 11) que refleja la geomorfología glaciar de la zona. Por otro lado, se ha efectuado una interpretación de los procesos glaciares, incluyendo sus características, fases y una propuesta cronológica.

6.1- Formas y depósitos

Teniendo en cuenta la alteración y erosión de la litología, junto a las altas precipitaciones anuales, se ha dificultado la preservación de formas y depósitos del Macizo del Gorbea. También es de destacar la alta densidad de vegetación presente en algunos depósitos identificados, dificultando enormemente su descripción y análisis.

6.1.1 Formas

Mediante las numerosas salidas de campo, se ha interpretado la existencia de tres circos glaciares en el conjunto del macizo. Todos ellos se encuentran muy próximos a la cima del monte Gorbea (1481 metros), y sus características varían dependiendo de su orientación, su altitud y su litología. Los circos glaciares identificados (Figura 8) han sido nombrados como C1, C2 y C3, y a continuación se realiza una descripción detallada de cada circo.

El circo C1 se halla al NE de la cima del monte Gorbea. La parte superior del circo (1450 metros) se encuentra sobre una depresión también conocida como “Iritai” o “Igitai”, sobre el barranco de Dulao, y en la que actualmente se forman neveros estacionales (Goikoetxea, 1971). Con una longitud total de 650 metros, y con una orientación de 65° grados respecto al Norte, está compuesto por areniscas en su parte elevada, y por calizas en su parte inferior. Se trata de una forma que debido a su litología se muestra muy erosionada, y estudios anteriores han interpretado la parte inferior del circo como un pequeño circo ubicado en la zona de contacto entre las areniscas y las calizas arrecifales, sobre la morrena de Aldaminoste- Dulao (Schmidt-Tomé, 1973; Various, 1986; Ugarte 1990).

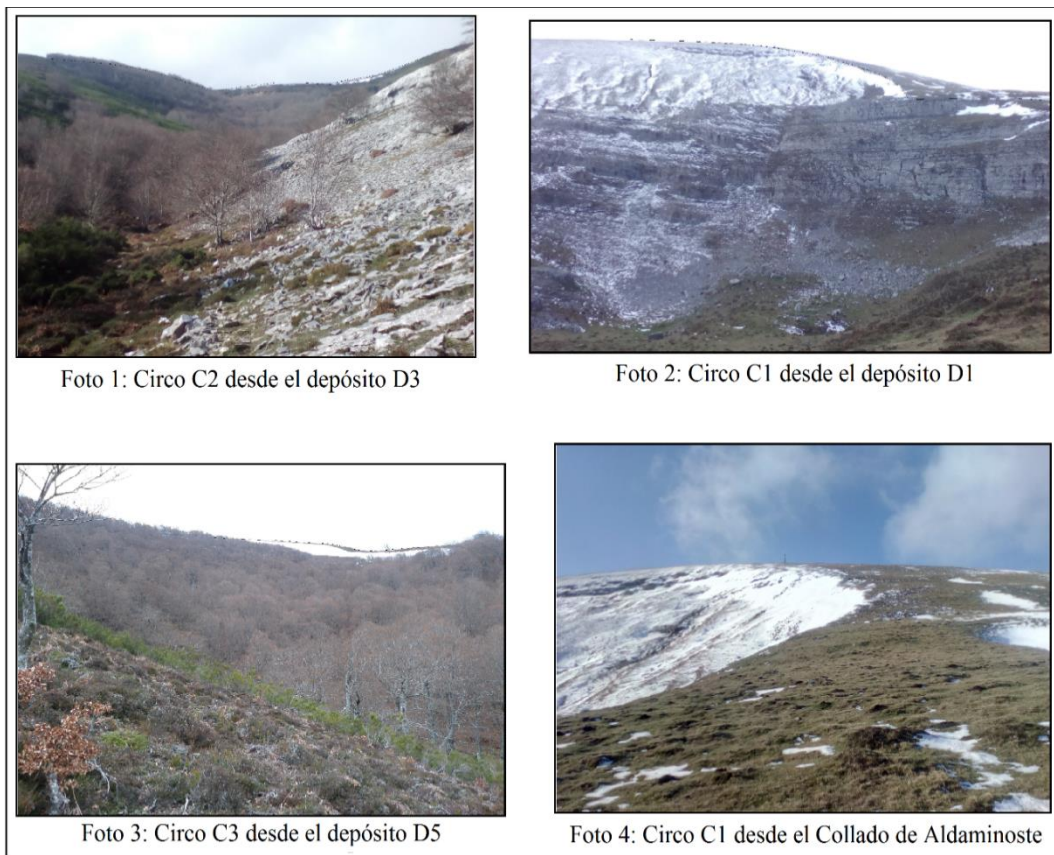


Figura 8: Fotografías de los circos identificados en el macizo. Fuente: Elaboración propia (2015-2016)

El circo C2 se sitúa al SE de la cima del monte Gorbea, sobre el punto conocido como “Las Neveras”, al norte del monte Arroriano (1341 m). La parte superior del circo se ubica a una altura de 1335 metros, y presenta una longitud de aproximadamente 930 metros, con una orientación de 90° respecto al norte. La parte elevada del circo está constituida por areniscas, aunque bajo el circo encontramos una litología compuesta por calizas. Este circo apenas conserva formas claras de actividad glaciar y actualmente se encuentra cubierto por brezales y un hayedo. La gran densidad de vegetación y la erosión del terreno dificultan una mejor interpretación.

El circo C3 es el más meridional del macizo, y se ubica al E del monte Arroriano (1341 metros). El circo se encuentra a una altura de 1300 metros y muestra una longitud de unos 450 metros, con una orientación de 85° respecto al norte. Este circo se encuentra sobre areniscas, y sus formas han sido muy erosionadas. Al igual que el circo C2, se encuentra prácticamente cubierto por la vegetación, principalmente por brezales y un hayedo en su parte inferior.

En los tres circos analizados, la influencia topoclimática adquiere un gran peso, dado que los circos muestran orientaciones en dirección Este, y este glaciario está ligado a vientos de componente Oeste que generaron glaciares por la acumulación de nieve por ventisca a sotavento (Serrano et al, 2015).

6.1.2- Depósitos

La identificación de los diferentes depósitos ha supuesto ser una tarea complicada, ya que las muestras de estos procesos y sus formas son escasas por la alta erosión de los materiales. Por otro lado, la falta de cortes y la cubierta vegetal dificultan esta tarea.

La interpretación de los depósitos se ha realizado mediante el análisis de su morfología externa y su posición respecto al conjunto de formas y depósitos de la zona (*Figura 10*). Cabe destacar que en algunos casos ha sido posible identificar bloques de litología alóctona. En total se han contabilizado 5 depósitos (*Figura 9*), y estos depósitos han sido nombrados de la siguiente manera; D1, D2, D3, D4 y D5.

El deposito D1 se sitúa al E del Collado de Aldaminoste (1321 metros), a una altitud de 1215 metros. En la bibliografía analizada se hace referencia a este depósito, identificado como la morrena Aldaminoste-Dulao, y es interpretado como un depósito morrénico provocado por una actividad glacial (Schmidt-Tomé, 1973), como una morrena relacionada con procesos periglaciares (Ugarte, 1985) y como una morrena firme al pie de un pequeño circo donde no se ha producido un transporte longitudinal de los materiales (Ugarte, 1990).

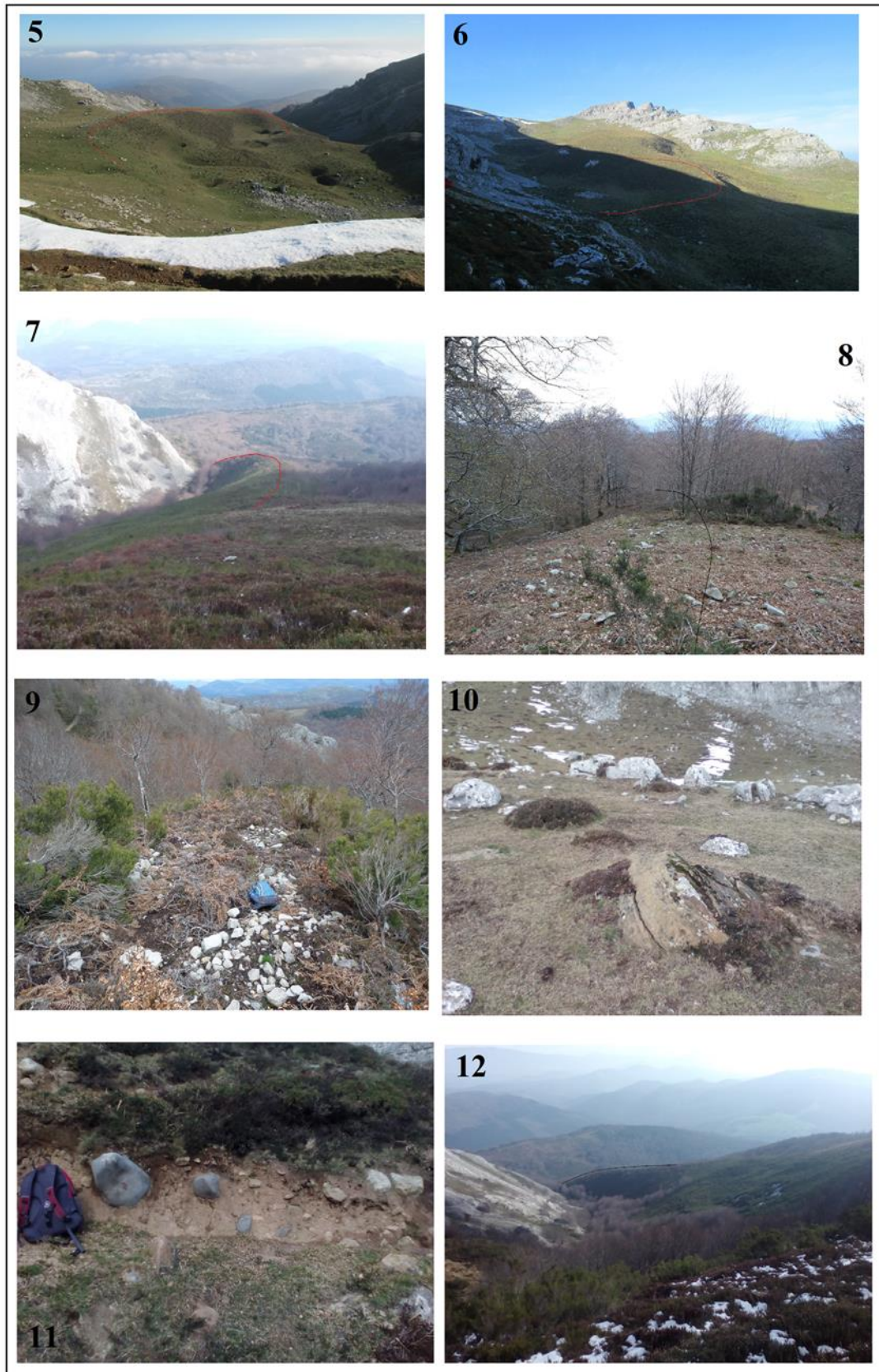


Figura 9: 5. Depósito D1 desde el Collado de Aldaminoste (1321 m); 6. Depósito D2 visto desde el pie del Barranco de Dulao; 7. Depósito D3 desde las inmediaciones del monte Arroriano (1341 m); 8. Bloques heterométricos sobre el depósito D4; 9. Bloques heterométricos sobre el depósito D5; 10. Litología alóctona sobre el depósito D1; 11. Materiales heterométricos en el depósito D1; 12. Depósito D3 visto desde el circo C2. Fuente: Elaboración propia (2015-2016)

Con un espesor de 20 metros y una longitud de 330 metros en dirección NO-SE, este depósito se encuentra sobre calizas, y presenta litología alóctona (bloques de arenisca) a lo largo de todo el depósito, asociada a la actividad glaciaria bajo el circo C1. En este depósito se ha encontrado un corte que muestra materiales heterométricos y ausencia de clasificación (*Figura 9*). Tras el análisis de su posición, su morfología y sus características, se interpreta como una morrena fronto-lateral.

El depósito D2, que se ubica a una altitud de 1145 metros y a escasos metros del depósito D1, contiene características muy similares. Con un espesor de 17 metros y una longitud de 210 metros, el depósito está asociado a la actividad glaciaria del circo C1. En la bibliografía analizada se incluyen ambos depósitos dentro de la morrena Aldaminoste-Dulao (Schmidt-Tomé, 1973; Various, 1986; Ugarte 1990), pero tras el análisis de sus formas, se ha identificado una mayor erosión en el depósito D2, y teniendo en cuenta que se encuentra a una altitud inferior al depósito D1, se ha concluido con que se trata de un depósito formado antes del D1 en términos cronológicos. Teniendo en cuenta las características analizadas, se interpreta como una morrena fronto-lateral.

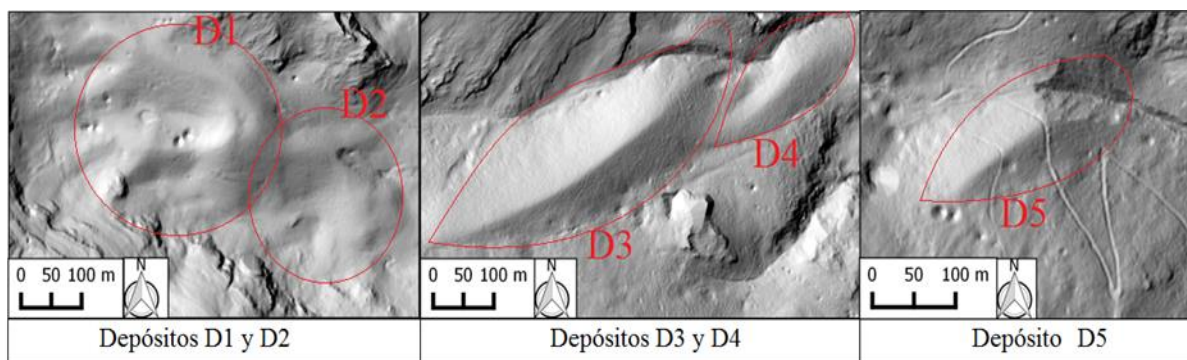


Figura 10: Visualización de los depósitos identificados mediante fotointerpretación. Fuente: Elaboración propia a partir del Lidar (2012)

El depósito D3, ubicado al NE del monte Arroriano (1341 metros), se encuentra a una altitud de 1030 metros. Se trata de un depósito que no ha sido mencionado en ninguno de los estudios realizados hasta la actualidad, y su única referencia aparece en la Infraestructura de Datos Espaciales (IDE) de Euskadi, marcado como un depósito glaciario y periglaciario. Este depósito presenta una forma alargada con orientación SO-NE, y tiene un eje muy marcado entre ambas vertientes del depósito. El depósito presenta un espesor de 20 metros y está asociado a la actividad glaciaria del circo C2.

El depósito se ubica sobre calizas y contiene bloques de litología alóctona (Areniscas), aunque la densa vegetación que lo cubre, compuesta por brezales, imposibilita una mayor observación de sus características sedimentológicas.

En definitiva, el depósito presenta las características de una morrena fronto-lateral, aunque su parte frontal ha sido totalmente erosionada por la acción del arroyo que transcurre por este punto, y que se une al río Zubialde.

El depósito D4, se encuentra a unos 20 metros al E del depósito D3, a una altitud de 975 metros. En la bibliografía analizada no se muestra ninguna referencia que identifique este depósito. El depósito presenta una forma alargada con orientación SO-NE, y un eje no muy marcado entre ambas divisorias. Se trata de un depósito muy erosionado por un arroyo, sobre todo en su frente ya inexistente, y donde actualmente se asienta un hayedo. Con un espesor de 14 metros y una longitud de 160 metros, el depósito está asociado a la actividad glaciaria bajo del circo C2.

El depósito se ubica sobre calizas, aunque en su entorno afloran bloques heterométricos de areniscas y calizas, lo cual nos permite observar la presencia de litología alóctona. En definitiva, el depósito D4 ha sido interpretado como una morrena fronto-lateral.

El depósito D5, ubicado a una altitud de 1040 metros, se encuentra al Sureste del monte Arroriano (1341 metros). Asociado a una actividad glaciaria bajo el circo C3, en la bibliografía analizada no hay ninguna referencia sobre él. El depósito muestra una forma alargada en dirección SO-NE, un eje marcado entre ambas divisorias del depósito, un espesor de 13 metros, y una longitud de 160 metros. En la parte frontal del depósito, se observa el trascurso de uno de los arroyos del río Zubialde, que ha erosionado por completo su frente.

El depósito se ubica sobre calizas, areniscas y limonitas, y en superficie sin cubierta vegetal afloran bloques heterométricos de areniscas y calizas, aunque la mayor parte del depósito se encuentra cubierto por una densa población de brezales y hayas, lo que dificulta un análisis más detallado. En definitiva, el depósito D5 ha sido interpretado como una morrena fronto-lateral.

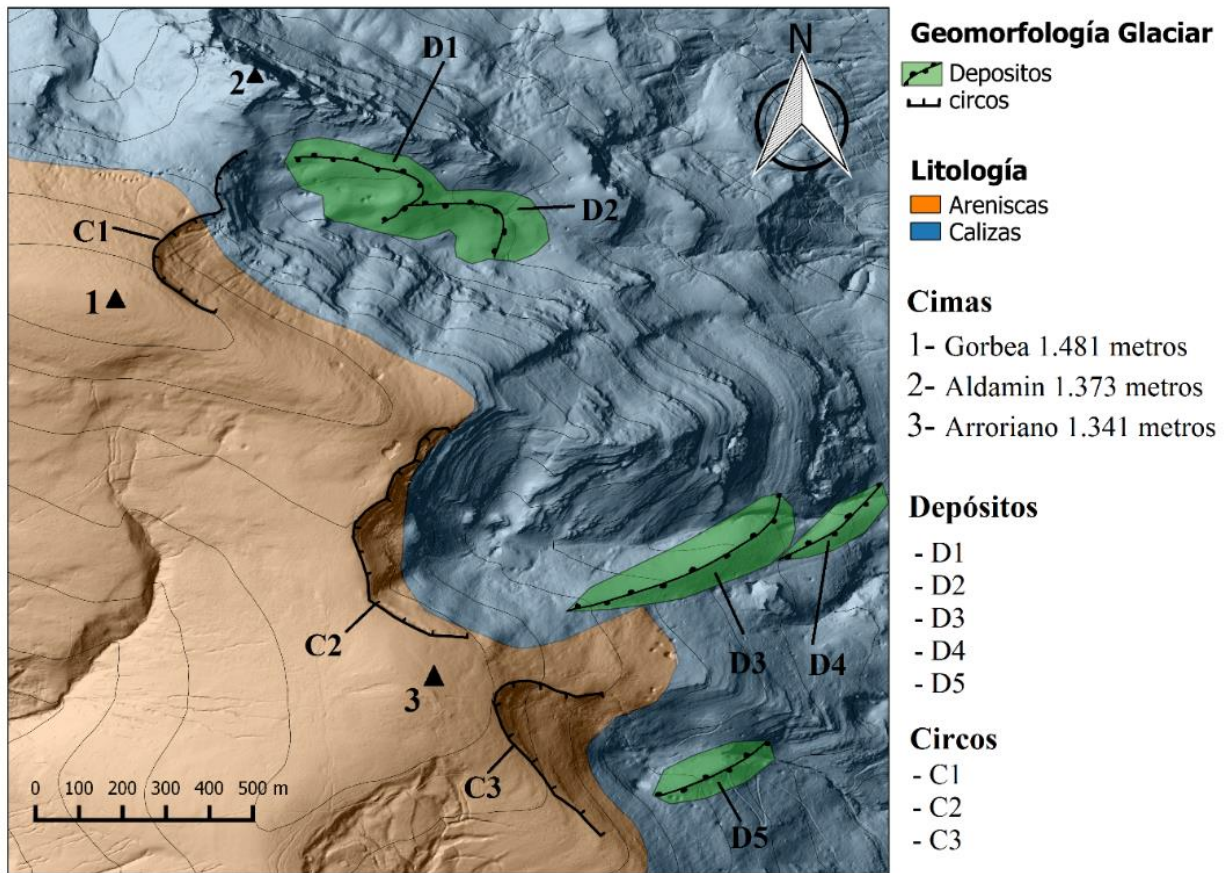


Figura 11: Geomorfología glaciar en el Macizo del Gorbea. Fuente: Elaboración propia a partir del Lidar (2012)

6.2- Interpretación del glaciario

Tras el análisis del conjunto de estudios realizados en referencia al Macizo del Gorbea, y la identificación de las formas y depósitos que éste alberga, se procede a una interpretación de los procesos glaciares ocurridos en el macizo durante el Pleistoceno Superior.

Los resultados obtenidos muestran el desarrollo de aparatos glaciares en vertientes orientadas hacia el N y el E, inmediatas a la cima del monte Gorbea (1481 metros). Por el contrario, en las vertientes situadas a una altitud similar, pero con orientaciones diferentes, se ha descartado la presencia de procesos glaciares, ya que no se han encontrado huellas relevantes.

Teniendo en cuenta la altitud media de las partes superiores de los circos (1360 metros) y de las morrenas frontales (1080 metros), se estima que el glaciar albergó un espesor máximo que rondaría los 80-100 metros de altura (Estimación obtenida a través de GIS).

La influencia oceánica resultó ser uno de los factores clave en el desarrollo de los glaciares del macizo, con la sobrealimentación de nieve por la exposición a los vientos húmedos oceánicos. Sin embargo, la influencia oceánica no fue el factor desencadenante de todo este

proceso glaciar. La topografía del terreno y el relieve óptimo para la acumulación nival, junto con la masividad del macizo y su orientación (NO-SE) concluyeron en una suma de circunstancias idóneas para la acumulación (por ventisca a sotavento), retención y posterior formación del aparato glaciar por los vientos húmedos dominantes desde el Oeste (Florineth 1998; Florineth et al, 2000), desarrollando aparatos glaciares sobre las vertientes orientadas hacia el NE-E con baja insolación.

Este tipo de glaciario a baja cota es sin ninguna duda un caso inusual, ligado a los factores climáticos, estructurales y topográficos del macizo. Sin embargo, en un contexto cercano encontramos casos similares al del glaciar del Gorbea. En el contexto Atlántico Peninsular, los casos más relevantes se encuentran en Castro-Valnera (Cantabria), donde se desarrolló un glaciario bajo cumbres de 1500-1400 metros (Frochoso et al, 1998), y en el Valle de Arritzaga (Gipuzkoa), donde se desarrolló un glaciario bajo cumbres de hasta 1270 metros (Rico, 2010).

Las formas y depósitos presentes muestran la presencia de tres glaciares con orientaciones NE-E, que fueron formados por la acumulación de nieve bajo los circos C1, C2 y C3 (*Figura 12*).

Respecto al glaciar más septentrional, ubicado bajo el circo C1 (1450 m), se interpreta que el espesor máximo de la masa glaciar rondaría los 85 metros, dependiendo del relieve y la deformación del hielo, y contendría una longitud máxima de 800 metros hasta el depósito D2 (1145 m).

En el glaciar ubicado bajo el circo C2 (1335 m), albergó un espesor máximo de masa glaciar de alrededor de 100 metros dependiendo del relieve y la deformación del hielo, y abarcaría una longitud máxima de un kilómetro hasta el depósito D4 (970 m).

Por último, el glaciar más meridional, ubicado bajo el circo C3 (1300 m), pudo contener un espesor máximo de masa glaciar de 55 metros, con una longitud de 600 metros hasta el depósito D5 (1040 m).

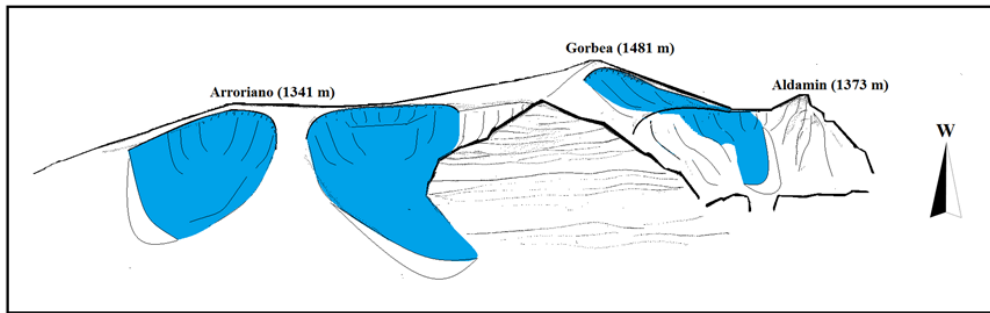


Figura 12: Interpretación del avance máximo de los glaciares del Macizo del Gorbea en sus vertientes NE-E. Fuente: Elaboración propia

En conclusión, los depósitos y las formas muestran unas características glaciares, y se confirma la existencia de procesos glaciares en el Macizo del Gorbea. Este glaciario estuvo ligado a condiciones topoclimáticas particulares (alto grado de oceanidad, orientación de los circos, relieve óptimo para la acumulación, masividad del macizo) que permitieron el desarrollo de procesos glaciares bajo cotas de moderada altitud. Además, mediante el análisis de los depósitos y la interpretación de los glaciares, se han identificado dos fases de avance glaciar pertenecientes a diferentes periodos. A la fase de mayor avance glaciar se le han asociado los depósitos D2, D4 y D5. Por el contrario, los depósitos D1 y D3 han sido asociados a un avance glaciar de menor extensión respecto al anterior, finalizando a alturas más elevadas, y con depósitos de mayor volumen.

6.3- Evolución glaciar y cronología

Aunque el avance máximo de los grandes casquetes (Manto Laurentino y Manto Finoescandinavo) se llevó a cabo en el periodo del Último Máximo Glacial (23.000-19.000 B.P), los glaciares de montaña del Sur de Europa alcanzaron su máximo desarrollo en un periodo en el que el Atlántico Norte quedó relativamente ausente de hielos (Florineth, 1998; Adams, 2002). Este periodo de máximo avance de los glaciares de montaña del Sur de Europa, ha sido ubicado entre el 50.000 y el 24.000 B.P (Florineth, 1998).

El Último Máximo Glacial, alcanzó su punto más frío hace aproximadamente 22.000 años, y provocó una reducción de la temperatura del hemisferio norte de entre 5,7°C y 8,7°C, con un enfriamiento del agua superficial de alrededor de 10°C en el Atlántico Norte. (Uriarte, 2009). Este proceso provocó un mayor enfriamiento del clima, desencadenando en una mayor aridez. Este hecho provocó el avance máximo de los grandes casquetes de hielo, pero el descenso de la humedad tuvo un efecto directo en los glaciares de montaña del Sur de Europa, donde no había suficientes precipitaciones para llegar a extensiones glaciares parecidas al periodo anterior (50.000-24.000) (Florineth, 1998).

En relación a ello, estudios sobre el cuaternario en la Cordillera Cantábrica han barajado la posibilidad de una fase de máximo avance glaciar anterior al Último Máximo Glacial Europeo (Moreno et al, 2010; Jalut et al, 2010; Serrano et al, 2010, 2011), donde se muestra un comportamiento distinto entre los glaciares de montaña del Sur de Europa y los grandes casquetes.

En este contexto, el glaciario en el Macizo del Gorbea, caracterizado por una acumulación nival por ventisca a sotavento (Serrano et al, 2015), está situado en un entorno climático húmedo, atlántico y no excesivamente frío, que podría haber alcanzado su máxima extensión entre el 50.000 y el 24.000 B.P. Esta extensión en cambio, sufriría un retroceso durante el Último Máximo Glacial, debido a una mayor aridez y una menor acumulación nival, junto con la influencia de los vientos fríos y secos provenientes del Este (Uriarte, 1992).

Mediante la interpretación de las formas y los depósitos, es posible distinguir dos fases glaciares (*Figura 13*) que afectaron al Macizo del Gorbea. Pero la ausencia de un análisis sedimentológico y de dataciones absolutas imposibilita la certificación de las diferentes fases y de la cronología que se realiza a continuación, y es por ello que la cronología descrita tiene un carácter de propuesta (*Figura 14*). Para esta propuesta se ha partido de la cronología realizada para el sector oriental de la Cordillera Cantábrica (Jiménez et al, 2013; Serrano et al, 2013; Rodríguez-Rodríguez et al, 2014).

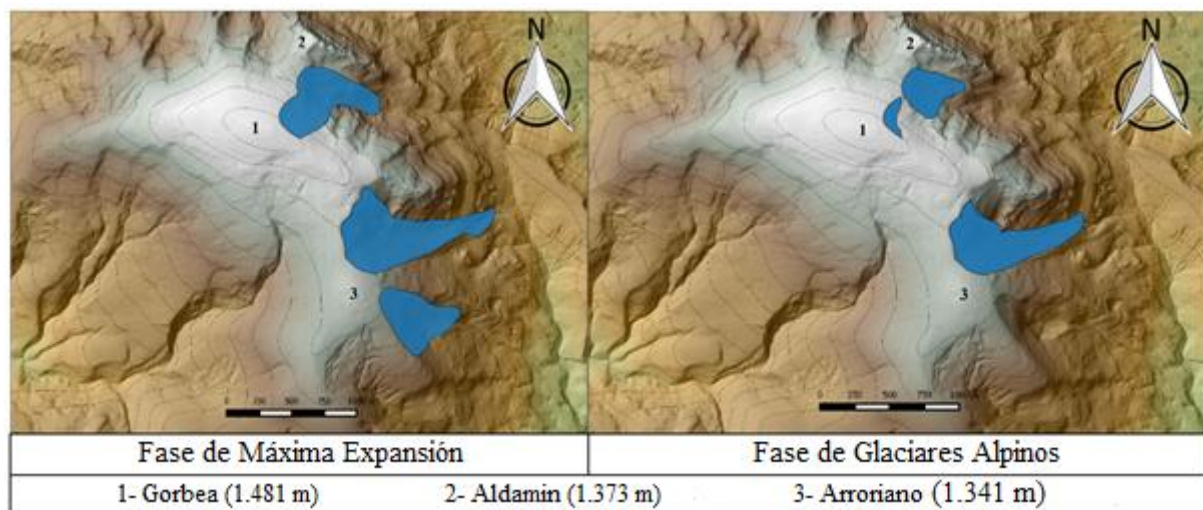


Ilustración 13: Extensión de las diferentes fases glaciares en el Macizo del Gorbea. Fuente: Elaboración propia a partir del Lidar (2012)

1- Fase de Máxima Expansión: Esta primera fase, situada entre el 42.000 y el 31.000 B.P, está caracterizada por ser la fase de mayor extensión glaciar (Serrano et al, 2015). Ubicada al final del Estadio Isotópico 3, ha sido distinguida por ser un periodo frío, con un ambiente

húmedo, y con nevadas intensas provenientes de las masas húmedas y frías de componente N, NO y SO, generando grandes aparatos glaciares.

Tras analizar los ejes de las morrenas y la alta erosión en ellas, junto con los accidentes geográficos visibles en la zona, se estima que bajo los circos C1, C2 y C3 se desarrollaron tres glaciares de circo con orientación N, NE y E, y con una extensión de entre 600 metros y un kilómetros de largo. En esta fase de máxima extensión, el espesor de la masa de hielo pudo alcanzar una altura máxima de 85 metros (bajo el circo C1), dependiendo del relieve y la deformación del hielo, y los frentes de los glaciares formaron los depósitos D2 (bajo el circo C1), D4 (bajo el circo C2) y D5 (bajo el circo C3).

La escasa insolación estival, la orientación de los circos y el relieve apto para la acumulación nival (masividad sobre 1100 m), junto con las características climáticas, originaron una sobrealimentación nival, generando aparatos glaciares a baja cota.

2- Fase de Glaciares Alpinos: Esta fase, que se produjo aproximadamente entre el 31.000 y el 18.000 B.P (Jalut et al, 2010), y situada en el Estadio Isotópico 2, parece concordar con un periodo de retroceso y posterior avance a posiciones cercanas a la fase anterior, asociado a unas condiciones más frías y áridas, y vientos de componente E. Este enfriamiento pudo llevarse a cabo gracias a la disminución altitudinal de la banquisa helada, generando condiciones intensas de frío, inviernos secos y la disminución relativa de las nevadas (Serrano et al, 2013). Esta fase, que posiblemente se caracterizaba por una mayor estabilidad, parece estar acorde con el Último Máximo Glacial Europeo. Las formas de las morrenas, junto con los accidentes geográficos visibles, sugieren que en este periodo se consolidaron los depósitos D1 (bajo el circo C1) y D3 (bajo el circo C2), con un espesor máximo de la masa de hielo que pudo alcanzar los 100 metros (bajo el circo C2) en su punto máximo, dependiendo del relieve y la deformación del hielo. Esto puede ser argumentado por las características climáticas de este periodo, que favorecieron en la consolidación de glaciares más cortos, pero con un mayor grosor (Serrano et al, 2015). En esta fase, se ha interpretado la presencia de dos pequeños glaciares situados bajo los circos C1 y C2, con una longitud bastante más reducida, y con unas morrenas de mayor tamaño, asociadas a unas condiciones climáticas más frías y de mayor aridez, que depositaron un mayor volumen de clastos en las partes frontales.

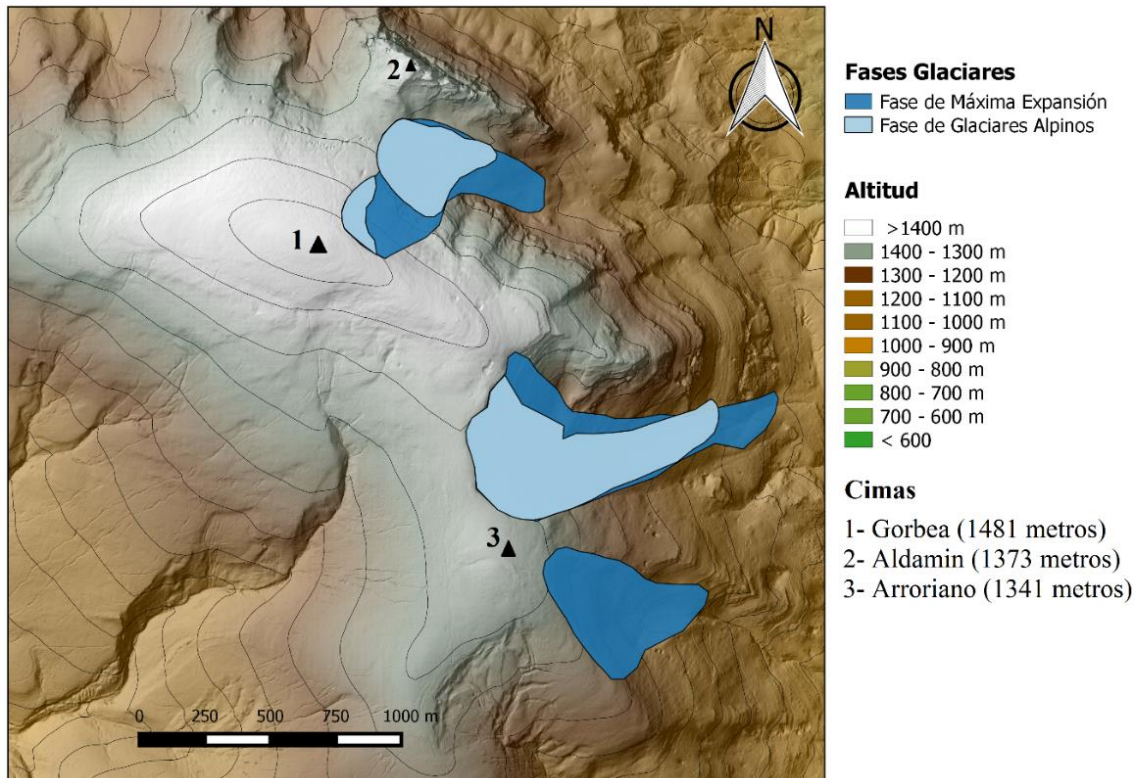


Figura 14: Extensión de las fases glaciares en el Macizo del Gorbea. Fuente: Elaboración propia a partir del Lidar (2012)

7- Conclusiones

Tras el análisis de las formas y los depósitos, se confirma la existencia de procesos glaciares cuaternarios en el Macizo del Gorbea. Las formas presentes en el conjunto del macizo muestran una gran alteración y erosión en un periodo post-glacial, pero los depósitos observados evidencian la presencia de tres glaciares de circo con orientaciones N, NE y E, ligados a las condiciones topoclimáticas del macizo, como el alto grado de oceanidad, la masividad, la orientación, el relieve y la topografía. Bajo estos circos, de una altitud media de 1360 metros, se desarrollaron tres glaciares de circo, de un espesor máximo de entre 80 y 100 metros, y que llegaron a albergar una longitud de entre 600 y 1000 metros. En la fase de avance máximo, los frentes de los glaciares se situarían a una altitud de entre los 1145 metros (depósito D2) y los 970 metros (depósito D4). Se trata de un glacialismo a baja cota, con características similares a las observadas en otros macizos como Aralar o Castro Valnera.

De acuerdo con los estudios realizados en los Pirineos (García-Ruiz et al, 2003; Pallàs et al, 2006; González-Sampérez et al, 2006), en los Vosgos Franceses (Seret et al, 1990) y en la Cordillera Cantábrica (Moreno et al, 2010; Jalut et al, 2010; Serrano et al, 2013) entre otros, la máxima extensión de los glaciares de montaña en Sur de Europa se llevó a cabo antes del Último Máximo Glacial Europeo, en un periodo anterior al 30.000 B.P.

Las características de los depósitos analizados han permitido inferir dos fases glaciares en el conjunto del macizo; una fase de avance máximo y una fase de glaciares alpinos. En base a ello, se ha realizado una propuesta cronológica de estas dos fases.

La fase de avance máximo (41.000 -31.000 B.P.) estaría caracterizada por un clima húmedo y frío, con abundantes aportaciones nivales. Estas condiciones permitieron la acumulación de una densa masa de hielo bajo los circos C1, C2 y C3, generando aparatos glaciares de una longitud que rondaría entre los 600 y los 1000 metros. Las morrenas asociadas a esta fase cumplen con las características que acreditan una etapa de gran aportación nival, generando lenguas glaciares menos gruesas y más largas, que finalizarían sobre los depósitos D2 (1145 m), D4 (970 m) y D5 (1040 m).

La fase de glaciares alpinos (31.000-18.000 B.P.), que mantuvo una sincronía con el Último Máximo Glacial Europeo, estaría predominada por unas condiciones más frías y áridas. Estas circunstancias climáticas generaron glaciares más cortos pero con un mayor grosor. En esta segunda fase, el macizo albergo dos glaciares bajo los circos C1 y C2, y los depósitos asociados a este periodo reflejan posiciones de frentes glaciares a mayor altura, sobre cotas de 1215 (D1) y 1030 (D3).

En definitiva, la realización de este trabajo ha permitido avanzar en el conocimiento de la acción del frío en los Montes Vascos. Con todo ello, futuras investigaciones, que incluyan técnicas sedimentológicas, serán de importancia clave a la hora de avanzar en la interpretación morfogénica durante el Pleistoceno reciente, tanto en el Macizo del Gorbea, como en la Cordillera Cantábrica y el conjunto del Atlántico Peninsular.

8- Bibliografía:

- Allen, J.; Alien, J.R.M.; Brandt, U.; Brauer, A.; Huberten, H.; Huntley, B.; Keller, J.; Kraml, L.; Mackensen, A.; Mingran, J.; Negendank, J.; Nowaczyk, N.; Oberhansli, H.; Watts, W.; Wulf, S.; Zolitschka, B. (1999). Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period, *Nature*, 400, 740-743
- Arenillas Parra, M.; Alonso Otero, F. (1981). La morfología glaciar del Mampodre (León). *Boletín de la Real Sociedad de Historia Natural* (geol.), nº 79, pp.53-62.
- Castañón Alvarez, J.C. (1983). El glaciario Cuaternario en el macizo de Ubiña (Asturias-León) y su importancia morfológica. *Eria*, nº 4, pp. 3-49.
- Castañón Alvarez, J. C.; Frochoso, M. (1994). El Periglaciario en la Cordillera Cantábrica. En: *Periglaciario en la Península Ibérica, Canarias y Baleares*. Granada: Serv. Public. Universidad de Granada. 1994, p.75-91.
- Eusko Jauriaritza / Gobierno Vasco. geoEuskadi. 2016 <http://www.geo.euskadi.eus/s69-15375/es/>
- Florineth, D., Schluchter, C. (2000). Alpine Evidence for Atmospheric Circulation Patterns in Europe during the Last Glacial Maximum. Institute of Geology. University of Bern, Baltzerstrasse 1, CH-3012 Bern, Switzerland. *Quaternary Research*, 54, 295-308.
- Frochoso, M.; Castañón, J.C. (1998). El relieve glaciar de la Cordillera Cantábrica. En: *Las Huellas glaciares de las montañas españolas* (Gómez Ortiz, A. Pérez Alberti, A., eds.). Servicio de Publicaciones de la Universidad de Santiago de Compostela. Santiago de Compostela, 65-137.
- García-Ruiz, J.M.; Valero-Garcés, B.L.; Martí-Bono, C.; González-Sempériz, P. (2003). Asynchronicity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees. *J. Quat. Sci.* 18, 61–72.
- Genty, D.; Blamart, D.; Ouahdi R.; Gilmour, M.; Baker, A.; Jouzel, J.; Sandra Van-Exter I. (2003). Precise dating of Dansgaard-Oeschger climate oscillations in western Europe from stalagmite data, *Nature*, 421, 833-837.
- Goikoetxea Araluze, N. (1971). Montañas de Euzkalerria. En: *Colección 5 Ibaizabal*. Biblioteca Vascongada Villar. Bilbao.
- Gómez Ortiz, A.; Martí Bono, C.E.; Salvador Franch, F. (2001). Evolución reciente de los estudios de Geomorfología glaciar y periglaciario en España (1980-2000). Balance y perspectivas. En: *Evolución reciente de la Geomorfología española (1980-2000)* (Gómez-Ortiz, A., Pérez-González, A., eds.) Soc Española de Geomorfología y Servei de Gestió i Evolució del Paísatge. Barcelona-Madrid, 139-184.
- González Amuchástegui, M^a, J (2000). Evolución morfoclimática del País Vasco durante el cuaternario: Estado de la cuestión. *Rev. C&G.*, 14 (3-4), 79-99.
- González-Sampériz, P.; Valero-Garcés, B.L.; Moreno, A.; Jalut, G.; García-Ruiz, J.M.; Martí-Bono, C.; Delgado-Huertas, A.; Navas, A.; Otto, T.; Deboubat, J.J. (2006). Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. *Quaternary Research*, 66, 38–52.
- I.G.M.E. et al (1978): Mapa geológico de España. E: 1/50.000. Elorrio (87) y Vitoria (112). I.G.M.E Madrid
- Jalut, G.; Andrieu, V.; Delibrias, G.; Fontugne, M.; Pages, P. (1988): Palaeoenvironment of the valley of Ossau (Western French Pyrenees) during the last 27.000 years. *Pollen et Spores*, 30, 357-394.
- Jiménez, M.; Rodríguez, L.; García-Ruiz, J.M.; Domínguez, M.J.; Farias, P.; Valero, B.; Moreno, A.; Rico, M.; Valcárcel, M. (2013). A review of glacial geomorphology and chronology in northern Spain: timing and regional variability during the last glacial cycle. *Geomorphology* 196, 50-64
- Koop, K.O. (1965): Límite de la nieve perpetua y clima de la época glaciar Würmiense en la sierra de Aralar (Guipúzcoa-Navarra). *Munibe*, XVI, 3-20.
- Lotze, F. (1963): Acerca de unas glaciaciones pleistocenas en el Grupo de Valnera (cadenas cantábricas orientales). *Notas y Comunicaciones del IGME*, 72, 257-262.
- Martínez De Pisón, E.; Arenillas Parra, M. (1979) Algunos problemas de morfología glaciar en la España Atlántica. *Acta Geológica Hispánica*, pp. 445-450.
- Martínez de Pisón, E.; Arenillas Parra, M. (1984). Nuevos problemas de morfología glaciar en la España Atlántica. *Estudios geográficos*, XLV, 159-175.
- Martínez de Pisón, E.; Alonso Otero, F. (1992). Algunas reflexiones sobre el glaciario en las montañas Españolas Cuadernos de Sección. *Historia Geografía*. Eusko Irakaskuntza. Donostia, 20, 109-121.

- Meaza Rodríguez, G.; Ruíz Urrestarazu, E. (1995). El Relieve. En: *Geografía de Euskal Herria*. Ostoa. Lasarte-Oria
- Meaza Rodríguez, G. y Ruíz Urrestarazu, E. (1997). Suelos, Vegetación y Fauna. En: *Geografía de Euskal Herria*. Ostoa. Lasarte-Oria
- Moñino, M.; Cendero, A.; Díaz de Terán, J.R. (1988). Dinámica glacial cuaternaria en la vertiente norte de Castro Valnera, Cantabria. En: *II CONGRESO geológico de España*. Comunicaciones, Vol I. Granada: Universidad de Granada, 399- 402.
- Moreno, A.; Valero, B.L.; Jimenez, M.; Domínguez, M.J.; Mata, M.P.; Navas, A.; González Sampériz, P.; Stoll, H.; Farias, P.; Morellón, M.; Corella, J.P.; Rico, M.T.; (2010). The last glaciation in the Picos de Europa National Park (Cantabrian Mountains, northern Spain). *Journal of Quaternary Science* 25, 1076-1091
- Noblet, N. et al. (1996). Possible role of atmosphere-biosphere interactions in triggering the last glaciation, *Geophysical Research Letters*, 23, 22, 31-91
- Rico Lozano, I (2010). Glacial morphology and evolution in the Arritzaga valley (Aralar range, Gipuzkoa). *Rev. C. & G.*, 25 (1-2), 83-104
- Schmidt-Tome, P (1973). Neue, niedrig gelegene Zeugeneiner wurmeiszeitlichen Vergletscherung im Nordteil der Iberischen Halbinsel (Prov. De Vizcaya und Orense in Nordspanien). *Eiszeitalter und Gegenwart*, 23-24, 384-389.
- Seret, G.; Dricot, J.; Wansard, G. (1990). Evidence for an early glacial maximum in the French Vosges during the last glacial cycle. *Nature* 346, 453-456.
- Serrano, E.; González-Trueba, J.J.; González-González, M. (2012). Mountain glaciation and paleoclimate reconstruction in the Picos de Europa (Iberian Peninsula, SW Europe). *Quaternary Research* 78 (2), 303-314.
- Serrano, E.; González-Trueba, J.J.; Pellitero, R.; González-García, M.; Gómez-Lende, M. (2013). Quaternary glacial evolution in the Central Cantabrian Mountains (Northern Spain). *Geomorphology* 196, 65-82.
- Serrano, E.; Gómez-Lende, M.; González-Amuchastegui, M^a, J.; González-García, M.; González-Trueba, J.J.; Pellitero, R.; Rico, I. (2015). Glacial chronology, environmental changes and implications for human occupation during the upper Pleistocene in the Eastern Cantabrian Mountains. *Quaternary International*. 364, 22-34
- Serrano, E., Agudo, C., Gonzalez Trueba, J.J. (2002). La deglaciación de la alta montaña. Morfología, evolución y fases morfológicas glaciares en el macizo del Posets (Pirineo Aragonés). *Rev. C & G.*, 16 (1-4), 111-126.
- Serrano Cañadas, E.; Martínez de Pisón, E. (1994) Geomorfología y evolución glacial en el Pirineo Aragonés Oriental. *El Glaciarismo surpirenaico: Nuevas aportaciones*. C. Martí Bono & J.M. García-ruiz, Eds. 1994. Geoforma Ediciones.
- Serrano Cañadas, E. (1998) Geomorfología del Alto Gállego. Pirineo Aragonés. Institución Fernando el católico. Diputación de Zaragoza.
- Ugarte, F.M. (1985). Geomorfología del Karst de la Sierra de Aralar (Cuenca Cantábrica). *Cuadernos de Sección: Historia-Geografía*. 5, 33-54.
- Ugarte, F.M. (1992). Glacial and periglacial morphogenesis in the Basque Mountains. En: *The late Quaternary in the Western Pyrenean Region* (Cearreta, A. y Ugarte, F.M., eds.). Universidad del País Vasco. Bilbao, 235-255.
- Uriarte Cantolla, A. (1978). Mapa pluviométrico del extremo oriental del Cantábrico. *Lurralde*. 1, 285-289.
- Uriarte Cantolla, A. (1997). El Clima y las Aguas. El clima de la prehistoria Vasca. En: *Geografía de Euskal Herria*. (Rodríguez Meaza.G., ed.) Ostoa. Lasarte-Oria, 79-82.
- Uriarte Cantolla, A.; Ollero Ojeda, A.; Ormaetxea Arenaza, O. (1996). Clima y Aguas. En *Geografía de Euskal Herria*. ((Rodríguez Meaza.G., ed.) Ostoa. Lasarte-Oria.
- Uriarte Cantolla, A. (2009). *Historia del Clima de la Tierra*. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco. Vitoria-Gasteiz, 306p.
- Woillard, G. (1979). Abrupt end of the last interglacial in the north-east France, *Nature*, 281, 558-562.