

Mazandrero. Dominan los niveles erosivos, sin depósito, pero en el sector Hoz de Abiada-El Castrejón se aprecia un depósito heterométrico formado por bloques y cantos subredondeados y redondeados con formas elongadas. Los bloques dominantes son de arenisca y conglomerado, con el centio de más de 1 m de eje mayor, tiene abundante matriz arenosilimosa y la estructura no es visible. En el sector de Proño- Villas es visible la morfología de la rampa enlazando con las laderas, con un depósito de gruesos en superficie. En la ladera opuesta, en el sector de Mazandrero, los restos están desconectados de las laderas pero mantienen el mismo nivel altitudinal. Hacia Soto y Espinilla este nivel desciende someramente, con pendientes entre 10° y 1,30° y aparecen depósitos potentes que definen este sector.

En Espinilla se encuentra un tomo sobre el sistema de terrazas que está formado por un depósito sedimentario que supera los 15 metros de espesor. La culminación entra suavemente (1,30°) con los niveles de Soto, también ligeramente más bajos que El Castrejón. En la porción superior muestra al menos cinco niveles diferenciados, con cambios longitudinales. Se aprecian dos unidades diferenciadas:

- En las márgenes la estructura es masiva y caótica en una espesor mayor de dos metros, destacando la presencia de bloques alineados con el eje mayor en vertical y estructura cerrada con matriz limoarcillosa, moderadamente clasificada y con una fuerte disimetría hacia finos. El contraste entre la matriz, la estructura y la presencia de bloques conduce a pensar en materiales movilizados por el agua y retocados por proceso de alta densidad que incorporan los gruesos y los movilizan en masa.

- En el sector central dominan las estructuras estratificadas, con cinco niveles en la parte superior de la formación (figura 14). Se trata de un depósito en el que alternan facies litoestratigráficas de bloques heterométricos con matriz arenosa y arenolimosa con lentejones de finos que denotan altas competencias y combinaciones de flujos de alta densidad y torrenciales.

La columna analizada se ubica en una caja de materiales masivos y presenta profusión de bloques, ordenación horizontal en lechos gruesos, heterometría, trabajamiento por agua de algunos estratos (redondeados y subredondeados), así como competencia en general. Todo ello permite deducir una dinámica torrencial contrastada alternante con flujos de alta densidad. Su posición morfoestratigráfica señala su antigüedad, previa a los sistemas de terrazas y coetánea del nivel de glaciés I, si bien constituiría, en un medio caracterizado por la elaboración de glaciés, un abanico aluvial con alternancia de dinámicas torrenciales y flujos de derrubios, siempre con elevada competencia en un momento de condiciones morfoclimáticas contrastadas.

- Nivel de glaciés II. Son suaves rampas que enlazan con el nivel de terraza II, bien conservado en la margen meridional, con rampas extensas que muestran un depósito heterométrico, con bloques redondeados y elongados de arenisca y conglomerado en una matriz limoarenosa mal clasificada.

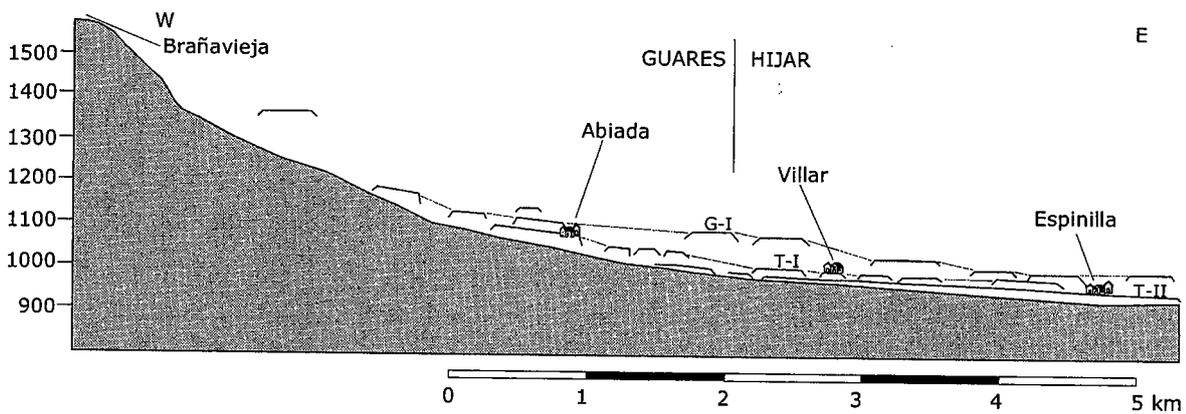


Figura 15. Perfil longitudinal del Híjar entre Brañavieja y Espinilla y representación de los niveles de terrazas y glaciés.

Parada 6. Brañavieja.

Desde la carretera de acceso a la estación invernal de Brañavieja se pueden observar los primeros ejemplos de la morfología glaciar de Alto Campo. Ascendiendo por la carretera se observan los paleovalles colgados de la antigua red del Guares y en la ladera de Cueto Ropero podemos observar la transición desde el modelado pleistoceno torrencial hasta el glaciar. En la ladera sur se observa la sucesión del circo glaciar de Nestosa, que al este deja paso a un nicho de nivación y más al este un nicho torrencial (figura 16), en una ladera donde el glaciarrismo marginal, a favor de la sobreacumulación por el viento en una cota muy baja (ver tabla 2) deja paso a formas periglaciares y torrenciales allí donde no se dieron las condiciones favorables para los glaciares. Más al oeste se suceden los circos glaciares hasta el collado de Brañavieja.

En Brañavieja se puede observar la morfología glaciar del aparato pleistoceno de mayor envergadura. Este collado, previo a la acción glaciar, es, junto al valle colgado del Henar, un paleovalle del Guares, retocado por la difluencia del glaciar de Brañavieja, que ha dejado una morrena que con vértice en Peña Hincá, desciende hacia ambos valles, el Guares, con una continuidad longitudinal fácilmente perceptible, y hacia el Híjar, que enseguida desaparece (figura 17). La observación de la artesa de Brañavieja y la difluencia permite comprobar la importancia, en longitud desde la cabecera y en espesor de este glaciar de casi tres kilómetros de longitud.

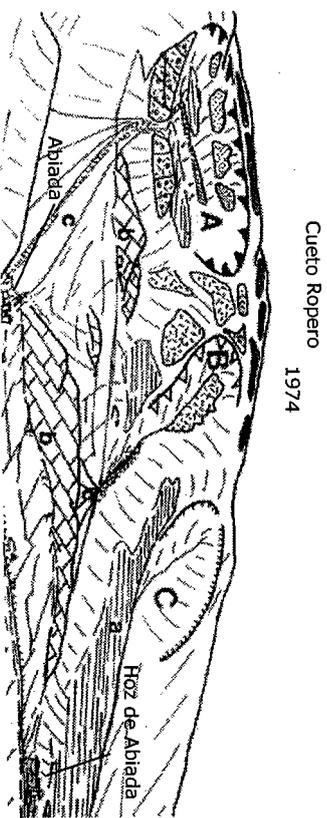


Figura 17. Ladera meridional de la Sierra del Cordel. A, circo glaciar. B, nicho de nivación. C, cabecera torrencial. a, regularización de laderas y glaciares I. b, afloramientos de calizas. c, cono de deyección proglaciar.

Parada 7. Pidruecos.

La carretera de acceso al collado de la Fuente del Chivo, en el km 27, a 1.820 metros sobre el nivel del mar, corta la morrena frontolateral de Pidruecos. En la trinchera se aprecia la textura y la estructura interna del

depósito morrénico que forma la morrena. Esta se alarga hacia arriba y abajo, desdoblándose y delimitando la zona ocupada por el glaciar durante un periodo de retroceso en el cual la artesa de Brañavieja estaría libre de hielo, así como la mitad septentrional de la porción más alta del valle del Híjar (figura 17).

Parada 8. Mirador de la Fuente del Chivo.

Desde el mirador de la fuente del Chivo se tienen dos panoramas ejemplares. Al sur se pueden observar la cresta de la Sierra de Híjar, que desde el Cuchillón (2.179 m) se alarga hasta el Pico Tres Mares (2.164 m), cuyo nombre, como es sabido, se debe a la posición central respecto a tres cuencas, vertiendo sus aguas cada ladera a una cuenca distinta, al sur al Pisuerga y Duero (Atlántico), al este al Híjar y Ebro (Mediterráneo) y al norte al Nansa (Cantábrico). En la Sierra de Híjar es posible observar, por una parte, la sucesión de circos bien conformados desde los que se alimentó el glaciar de Brañavieja, que alojan en su interior complejos morrénicos de las últimas fases de retroceso glaciar (figuras 5 y 17).

Todo este ámbito está muy deteriorado por las instalaciones para la práctica del esquí, que además de deteriorar el paisaje, han impactado sobre los elementos hasta la pérdida patrimonial irreversible de algunos de ellos, como es el caso del glaciar rocoso de los Asnos, ubicado al pie del collado de Los Asnos, y visible desde el collado de la Fuente del Chivo, si bien las obras de adecuación de las pistas lo han reducido a una masa de clastos irreconocible, a pesar de su alto valor geomorfológico (Serrano, 2002).

En la vertiente opuesta se observa, al pie mismo del Collado, en la vertiente norte de la Sierra del Cordel, el amplio desnivel hasta la comarca de Polaciones, valle intramontañoso limitado por la Sierra de Peña Sagra, antiguo valle longitudinal capturado por la red procedente del Cantábrico durante el Pleistoceno inferior (Frochoso, 1990). Se percibe como los capaces ríos cantábricos han podido, al margen de las morfoestructuras, incidir valles profundos y rectilíneos a modo de acaravamientos de amplias dimensiones que erosionan los flancos de la divisoria generando grandes cabeceras de erosión fluvial. Pero en las cabeceras de la Sierra del Cordel, también se instalaron glaciares durante el Pleistoceno y es posible observar la morfología glaciar resultante. La Hoya de Polaciones, al pie del collado muestra una sucesión de cubetas y umbrales que presentan al frente tres complejos morrénicos con morrenas laterales y frontales desdobladas que alcanzan en el más externo los 1.280 metros.

En este territorio se aúnan valores naturales y culturales singulares en perfecta armonía, que sobresalen en Ojo Guareña, en la Ermita de San Bernabé, Monumento Histórico Artístico, donde la historia y la naturaleza se unen para realzar la belleza de este rincón castellano. Pero también en Espinosa de los Monteros, en Villarcayo y su entorno o, más al sur, en Frías, se encuentran elementos singulares del poblamiento vinculados a elementos geomorfológicos sobresalientes, que le confieren un gran atractivo geográfico.

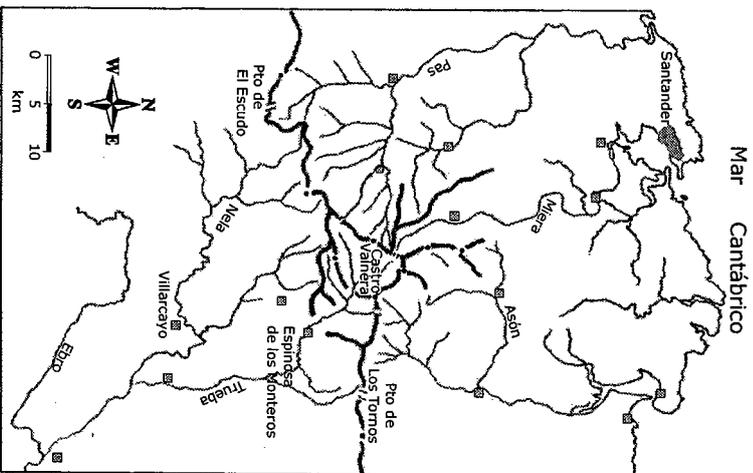


Figura 19. Organización orográfica de la zona de estudio.

4.1. El relieve morfoestructural.

Las Montañas de Burgos son de altitudes moderadas y alternan serrezuelas y depresiones, en general coincidentes con los pliegues y sus direcciones dominantes, NO-SE. Todo el conjunto está constituido por

materiales de la cobertura sedimentaria que durante el mesozoico se depositaron sobre una porción del zócalo arrasado. En el Mesozoico este sector estaría sometido a una importante subsidencia que generó un mar poco profundo donde se depositó la serie calcárea, margosa y areniscosa que caracteriza esta porción de la cordillera. Con la apertura del Golfo de Vizcaya a finales del Cretácico, se inicia una fase compresiva, derivada de la expansión de la corteza oceánica y la división del zócalo hespérico. La orogenia alpina desnivela y eleva bloques que deforman la cobertura y genera una tectónica de cobertura, adaptada al zócalo y eyectiva, con pliegues sinclinales laxos y anticlinales apretados que caracterizarán el relieve en sus elementos morfoestructurales dominantes. Constituye, pues, un relieve plegado con alineaciones adaptadas a las direcciones de los pliegues NW-SE que limitan al sur con la importante falla de Ventaniella, de la misma dirección.

Los relieves resultantes son modestos y están dominados por los elementos estructurales, los materiales, la estratigrafía y las estructuras geológicas, en los que la erosión diferencial ha elaborado depresiones alargadas en las direcciones de los pliegues y crestas monoclinales en las zonas de cumbres a favor de los afloramientos más resistentes, calizas arrecifales de Castro Valnera (1.718 m) y calizas turronenses de las Sierras de Espinosa, Tesla, Humión o Arcena. En este dominio morfoestructural se inscribe la red de drenaje, compleja y dominada por el Ebro. Es una red de antecedencia que se inicia en las fases finales del Terciario, y se instala durante el Plioceno, con sustanciales cambios a lo largo del Plioceno y Pleistoceno que han implicado la adaptación de la red. Configura surcos ortoclinales junto a trazados inadaptados en los que dominan los cañones y gargantas, a menudo de origen fluviokárstico. Con ser el modelado fluvial el más importante, los procesos kársticos, a favor de la existencia de potentes masas calcáreas, han generado interesantes paisajes kársticos, y un desarrollo del endokarst que ha propiciado elementos muy singulares entre los que destacan Puente de Ojo Guareña.

La cobertura ha sido plegada en una tectónica de revestimiento por las tensiones producidas por los empujes septentrionales que deforman el zócalo, al que se adapta. Esta se pliega en amplios sinclinales y anticlinales, con estructuras más complejas hacia el sur, donde la falla de Ventaniella juega un papel fundamental, en el que destaca el sinclinal de Villarcayo-Tobalina. Este, que como ha señalado Ortega Valcárcel (1974), es la "pieza maestra del conjunto regional", pues articula el relieve y ha condicionado la red hidrográfica al norte y sur de su eje, se alarga en dirección NW-SE durante más de 50 kms y tiene una anchura de más de 25 kms. Presenta sendos flancos, el meridional más energético y el septentrional tendido, en el que afloran los 10.000 metros de potencia de la serie cretácica, con complicaciones estructurales menores, como repliegues y dislocaciones. Este amplio flanco del anticlinal, que se continúa hasta la divisorio, confiere una

disposición monoclinal con buzamiento sur a los materiales entre Villarcarayo y los valles del Miera y Asón.

Son, pues, la disposición de los materiales del flanco del sinclinal de Villarcarayo y la alterancia litológica en relación con los procesos erosivos posteriores al emplazamiento de estas estructuras, consolidadas ya a finales del Oligoceno, los responsables de las cuatro unidades morfoestructurales que articulan el relieve del espacio de Ojo Guareña y Castro Valniera. De norte a sur son:

- Flanco sur de la divisoria. En la divisoria, el macizo de Castro Valniera constituye un elevado cordal de dirección NE-SW en el que se enmarcan sendas vertientes muy disimétricas, con más de 1.500 m al norte y laderas escalonadas en bloques y cordales secundarios al Sur. El gran resalte septentrional hace que esta montaña presente una individualidad entre el conjunto de montañas bajas de la Cordillera Cantábrica Oriental. Al norte drenan sus laderas los ríos Pas y Miera, canalizados en profundos y rectilíneos barrancos. La cumbre dista 32 Km en línea recta de la costa, lo que supone un desnivel de 1.700 m, es, pues, un macizo imponente por el Norte, reflejo de la disimetría cantábrica, pero con un carácter excepcional, pues entre la cumbre y el mar no existen resaltes intermedios importantes (tan sólo Peña Cabarga, 569 m, y los cordales que descienden del macizo). Por contra, desde su cumbre se abren los valles del Pisueña y el Pas, rectilíneos y encajados con orientación NNW-SSE, que drenan directamente al mar. El macizo se abre al mar de modo directo e inmediato y supone una importante barrera orográfica que irrumpe bruscamente junto a la costa, ofreciendo un farallón de 1.500 m a superar en poco más de una decena de Km.

Esta unidad está formada por materiales cretácicos de facies Urgoniense, unidad litológica principalmente calcárea, de edad Aptiense-Albense. Se trata en conjunto de un dispositivo deltaico en el que se suceden las series de calizas arrecifales con intercalaciones areniscosas y margosas que conforman, junto a las areniscas microconglomeráticas sobre las que reposan, las zonas de cumbres del macizo de Castro Valniera (Pascual, 1983). Son las calizas y areniscas del Puerto de Lunada.

Al sur de la divisoria el relieve se resuelve en bloques de reducido tamaño que descienden paulatinamente desde la cresta. La topografía se desenvuelve entre valles menores y en altura, que descienden hasta los amplios valles de Lunada y Trueba. Estos están elaborados en las margas y calizas arcillosas de tipo turbidítico. Aptienses y Gargasenses, que buzán 12° al SE, que continúan al sur con la formación de Las Machorras, alterancia de calizas arrecifales, areniscas, arcillas, conglomerados y margas del Aptiense-Albense. Hasta Espinosa de los Monteros (800 m s.n.m. y 15 km de distancia) se suceden las crestas orientadas en direcciones NE-SW que compartimentan el espacio montañoso en valles transversales al principal y cada vez más bajos.

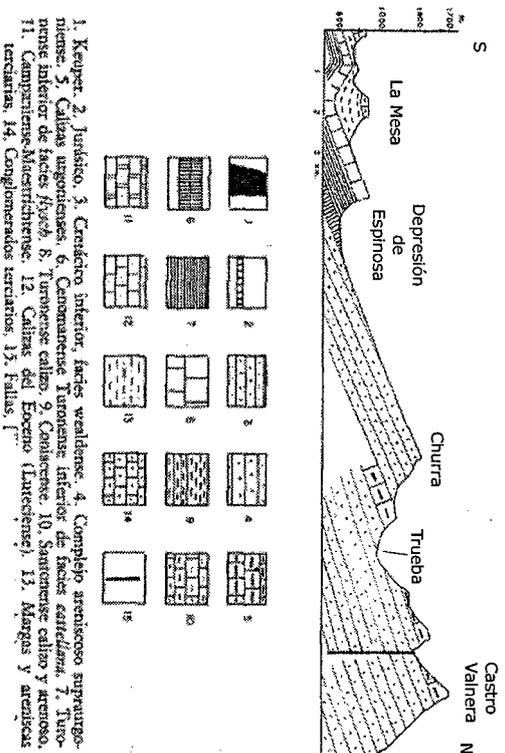


Figura 20. Corte morfoestructural (Ortega, 1974).

Todo el conjunto se articula como un complejo monoclinal buzando al SE (figura 20), que forma parte del flanco de una amplia deformación cuyo eje, al norte de Castro Valniera, está fracturado y desnivelado. El conjunto se encuentra fragmentado en bloques, con fracturas de dirección dominante NW-SE, y E-W que compartimentan el macizo en bloques elevados y hundidos. La vertiente meridional es una montaña compacta y voluminosa pero fuertemente compartimentada y con un descenso progresivo, mediante valles más o menos encajados que dan una fisonomía más suave al conjunto sin perder el carácter montaño.

- Surco de Espinosa, amplia depresión que se alarga entre Espinosa de Los Monteros y el Nela, a favor del afloramiento de las turbiditas de edad Cenomaniense, formación denominada *fisch de bolas*, compuesta por una alterancia de estratos delgados de margas nodulosas, calizas y calizas arcillosas. Estos materiales presentan una gran debilidad ante la acción mecánica y por erosión diferencial han generado un valle ortoclinal de 16 kilómetros de largo por 2 de ancho, en la zona que nos ocupa, continuando hacia el este para enlazar con el valle de Mena. En su interior, los estratos más competentes, las areniscas y calizas arcillosas resaltan dando lugar a crestas monoclinales de escasa entidad que articulan el fondo de la depresión, mientras sobre las margas se elaboran las depresiones secundarias ocupadas por los campos de labor.

- Crestas monoclinales de Ojo Guareña-Pico Bedón: Por encima del Cenomane se desarrolla una sucesión de materiales con calizas y margas turoneses que culminan en un potente estrato de calizas y dolomías de edad Turonense-Cenomane que buzcan concordantes con toda la serie. Estos materiales han ofrecido una mayor resistencia a la erosión, configurando un relieve prominente con un frente, de relieve energético, al norte, y un dorso, tendido, hacia el sur. El frente de la cresta monoclinial presenta un cantil de calizas y dolomías de más de veinte metros de espesor y un talud elaborado en las calizas arcillosas y margas, y recubierto por un coluvión de materiales procedentes del cantil que se acumulan a su pie. El dorso ofrece una pendiente suave, conforme con el buzamiento de los estratos, que enlaza con la depresión ortoclinal que se extiende al pie de la cresta. A favor de la presencia de los materiales carbonatados se desarrolla un sistema kárstico excepcional. La cresta monoclinial presenta en planta una forma festoneada, con entrantes y valles cataclinales que la compartimentan en cuatro porciones mayores. Estos valles ortoclinales están en íntima relación con el drenaje de la cordillera y los procesos kársticos desarrollados en todo el conjunto, destacando las hoces de Cornejo y Hornillalastra.

- Relieves plegados invertidos del Trema: Al sur de la cresta monoclinial la cobertura ha sufrido el repliegue de los estratos en una sucesión sinclinal-anticlinal de escasa entidad, fallada en su flanco. De nuevo la erosión diferencial ha permitido la explotación de los materiales más débiles y ha ocasionado la inversión del relieve, de modo que las margas del Santoniense han sido desmanteladas, pero las calizas de la misma edad se han conservado en una morfoestructura de inversión, el sinclinal colgado y parcialmente cabalgado de La Mesa-Pereda.

Las morfoestructuras condicionan, pues, la red hidrográfica, que se adapta a ellas al tiempo que exhumaba las estructuras, invierte los relieves y configura una red adaptada, pero con importantes variaciones procedentes de los procesos de karstificación. El modelado de la zona de Ojo Guareña no se explica exclusivamente mediante los elementos estructurales, pues desde el emplazamiento de las estructuras se han producido mecanismos que han remodelado el relieve. En primer lugar, todo el conjunto ha sufrido un arrasamiento generalizado, bien visible en las crestas de Ojo Guareña, donde se aprecia el arrasamiento biselado de los estratos que configuran las crestas monoclinales. Significa un periodo de desmantelamiento importante a partir del cual la red hidrográfica iniciaría su encañamiento, y por tanto configurando una red prioritariamente de sobreimpresión que se adapta a las litologías más favorables y permite la inversión de los relieves en el sector meridional. Pero al mismo tiempo que se encaña la red hidrográfica, en los afloramientos calcáreos tiene lugar el desarrollo de los sistemas kársticos.

4.2. El modelado glaciar del Trueba

La morfología glaciar de Trueba, así como de los valles contiguos de Asón y Miera, son sobradamente conocidas pues llamaron la atención de los primeros investigadores que se aproximaron a estas montañas (Saenz, 1934; Hernández Pacheco, 1962; Lotze, 1962, 1964). A pesar de ello son muchas las controversias en torno a su comprensión e interpretación como formas de origen glaciar. Posteriormente, se han realizado análisis de detalle (Hazera, 1968; Mugnier, 1969; Serrano, 1995, 1998) y síntesis interpretativas de conjunto para la montaña cantábrica o partes de ella (Ortega, 1974; Martínez de Pisón y Arenillas, 1979, 1984; Alonso et al. 1981; Frochoso y Castañón, 1996). Estas aportaciones permiten conocer la amplitud de los glaciares en torno a cumbres que no superan los 1.707 m. con lenguas que descendieron hasta cotas muy bajas, como los 425 m. del valle del Asón, los 600 del Miera o los 800 del Trueba en Espinosa de los Monteros. Merece, hoy por hoy, la denominación de singularidad geográfica la presencia de los glaciares del macizo de Castro Valnera, por su presencia en cotas muy bajas en relación con el glaciario de la Cordillera Cantábrica y del Pirineo.

El valle del Trueba soportó un glaciar de más de 40 kms con una lengua de 11 kms de longitud que remodeló el valle. Las formas de erosión se caracterizan por el neto control morfoestructural en su elaboración y organización, y por el modelado contrastado entre las zonas altas y las bajas. La artesa del Trueba tiene una nítida morfología glaciar (figura 21) y en sus márgenes se localizan un conjunto de morrenas que configuran los complejos laterales de los barrancos de Mailo, La Cubilla y La Sía, en la ladera oriental y de la Toba y Riaseco en la occidental. En el sector frontal el glaciar abandonó el complejo morrénico de Espinosa. Estos depósitos poseen un gran interés por permitir confirmar la existencia de un glaciario de gran entidad.

- Morrenas frontales.

Las morrenas frontales de Espinosa de Los Monteros se localizan a 800 m. de altitud, cerrando el valle del Trueba, mediante un amplio anfiteatro en el que se puede observar la sucesión de cordones arqueados, muy marcados topográficamente. Entre Espinosa de los Monteros y el frente se suceden cinco arcos, dos al frente, muy voluminosos, que alcanzan la cota de 804 m., y tres internos, menores pero bien conservados. Finalmente, la loma del polideportivo de Espinosa ha sido atribuida a un origen glaciar (Hazera, 1968; Serrano 1998). Conforman un frente lobulado depositado por el hielo que se expandiría a la salida de la Artesa, en el surco de Espinosa.

En Bárceñas, a 779 m s.n.m. se localizan las morrenas frontales de una fase de retroceso. Están formadas por dos arcos morrénicos curvos, que cierran el valle, en los que se aloja el pueblo de Bárceñas. Aguas abajo enlaza con el nivel de terraza III, que parte de la plana proglaciar.

- Los complejos morrénicos laterales.

En las márgenes del valle del Trueba se alojan un conjunto de tres complejos morrénicos mayores y tres menores. Los más importantes son los de Ríoseco, en la margen SW, conjunto formado por una sucesión de siete morrenas laterales que obturaron el valle, generando seis niveles de depósitos de obturación. En la vertiente opuesta el complejo de obturación lateral de La Sía presenta una sucesión de siete arcos escalonados, con cuatro rellanos intermorrénicos colmatados por depósitos lacustres limoarcillosos, el último de ellos perfectamente conservado. En este complejo las morrenas I, II y III se asocian al máximo glaciar, mientras que la IV estaría en relación con el retroceso finiglacial de Bárcenas. Ambos señalan un espesor del hielo durante el máximo glaciar de 200 m, que descendería a medida que nos aproximamos al frente (figura 21).

Aguas abajo se localiza el complejo de La Toba, colgado 170 metros sobre Bárcena. Presenta un arco morrénico lateral desdoblado en dos morrenas a 760 m, muy bien conservadas, que señalan sendas pulsaciones del máximo glaciar. Tras la cresta morrénica perfectamente configurada y muy bien conservada se encuentra una amplia plana de obturación lacustre también en perfecto estado de conservación. Es un depósito con estratificación horizontal centimétrica de arenas y arcillas alternantes en bandas claras y oscuras en el que sólo son visibles los primeros 40 cm. La simplicidad de este complejo respecto a La Sía y Ríoseco deriva de su posición aguas debajo de Bárcenas, morrena frontal de retroceso, y su funcionamiento sólo durante el máximo glaciar. Estas morrenas denotan un espesor del hielo para el máximo glaciar de 170 m a 4 km del frente glaciar.

Junto a los complejos anteriores, en los Barrancos de Mallo y La Cubilla se encuentran sendos retazos de las morrenas laterales. Aguas arriba, conservan adosadas a las morrenas los retazos de los depósitos finos de origen glaciar, con pequeños rellanos que rompen las pendientes generales del valle. Ambos denotan la presencia de sendas morrenas y lagos de obturación asociadas al máximo glaciar, con el frente en Espinosa.

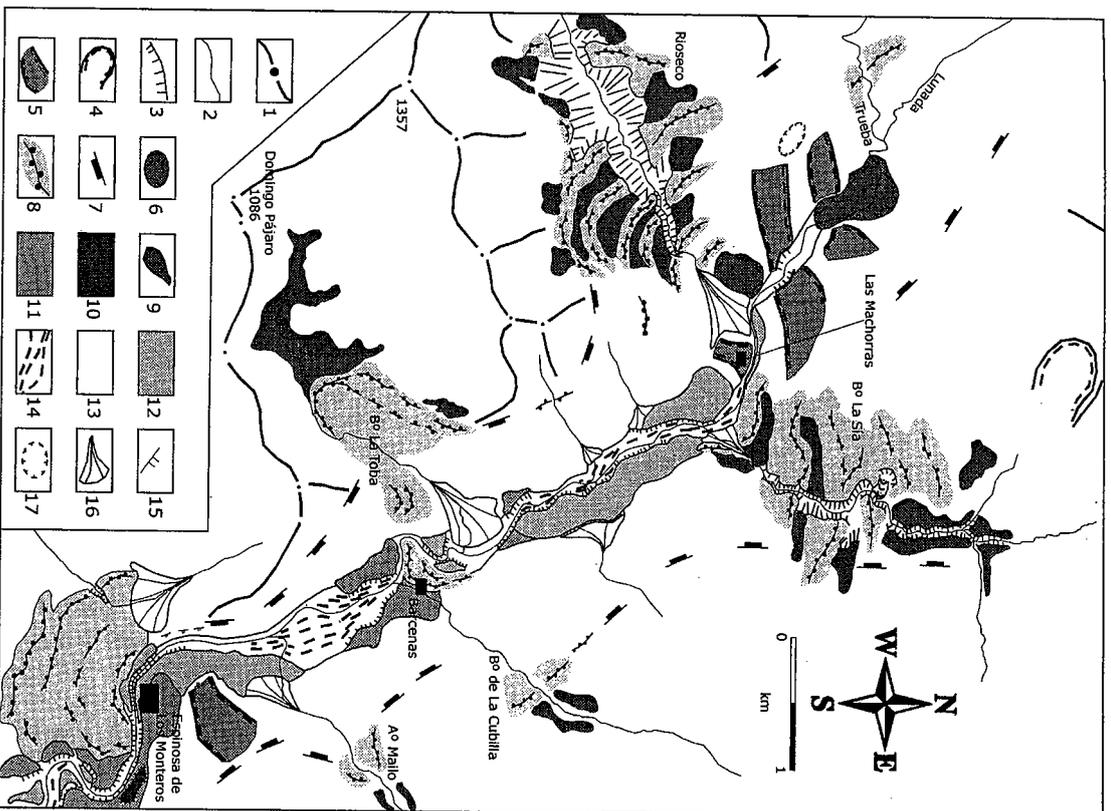


Figura 21. Esquema glaciomorfológico del valle de Trueba entre las Machorras y Espinosa de Los Monteros. 1, cordales y cumbres. 2, río. 3, escarpes. 4, circo. 5, umbral. 6, cubeta. 7, límite de artesa. 8, morrenas. 9, depósitos de obturación. 10, T-I. 11, T-II. 12, T-III. 13, nivel de acumulación fluvial. 14, canales. 15, incisión fluvial. 16, conos aluviales. 17, dolina.

El sistema de terrazas:

En relación con la morfología glaciar el modelado del fondo del valle presenta un sistema de terrazas fluviales y fluvoglaciares, con tres niveles principales y el nivel de acumulación fluvial actual.

NIVEL	TERRAZA	CARACTERÍSTICAS
T-I	T+70	Superficie plana que alcanza los 771 m al S.E. del polideportivo formada por un depósito de cantos y bloques heterométricos subredondeados a redondeados, que superan 1,5 m de eje L. Este rellano coincide altitudinalmente con la morrena del polideportivo, si bien su nivel de base (760-770 m) queda por encima del nivel de base morrénico. Se trata, pues, de una forma previa a las morrenas. A su vez, el depósito tiene su culminación significativamente más alto (771 m) que el nivel de base de las morrenas de Espinosa de los Monteros (750 m).
T-II	T+45	Terraza fluvio-glacial que enlaza con las morrenas frontales de Espinosa, y es el nivel fluvio-glacial de la fase Pleniglacial. Este nivel se presenta en retazos aislados que se prolongan hasta aguas abajo de la Venta de Montija. Es un depósito fluvio-torrencial y todo el conjunto está surcado por canales erosivos. Coincide altitudinalmente con el nivel de microcuestas (750 m.), al sur del actual cauce del Trueba. Se trata, pues, de los restos de una plana proglacial que distribuiría los materiales de las morrenas en un amplio sector entre Espinosa y la Venta de Montija.
T-III	T+10	Es la terraza principal, la más extensa y continua, y en este nivel se sitúa la población de Espinosa de los Monteros. Presenta como característica esencial su continuidad en el interior del anfiteatro morrénico e, interrumpidamente, en la artesa del Trueba hasta las proximidades de Bárcena. Su posición geomorfológica y las características sedimentarias lo relacionan con una terraza fluvio-glacial distal.
T-IV	T+4	Terraza de origen fluvial alojada en la incisión del nivel anterior, se caracteriza por el dominio absoluto de los cantos redondeados. Este nivel presenta continuidad aguas arriba hasta las Machorras, configurando el fondo del valle prácticamente en toda su amplitud. Constituye una fase de acumulación claramente postglacial, en relación con los conos de deyección que invaden el fondo del valle.

N.A.F.
Último nivel que señala la llanura de inundación.

TABLA 5. Niveles de terrazas del Alto Trueba (Serrano, 1995).

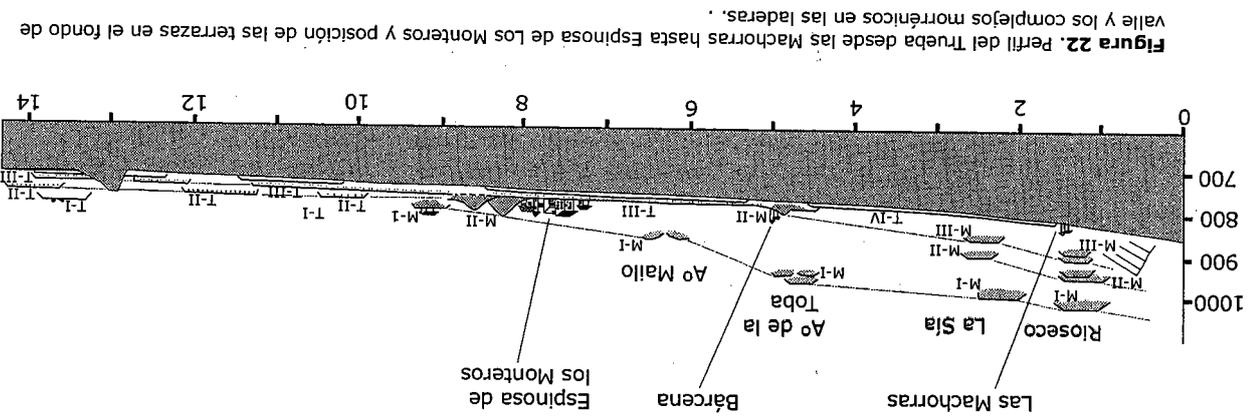


Figura 22. Perfil del Trueba desde las Machorras hasta Espinosa de los Monteros y posición de las terrazas en el fondo de valle y los complejos morrénicos en las laderas.

Evolución glaciomorfológica.

Se trata de una zona excepcional por la presencia de unos glaciares en cotas extraordinariamente bajas si consideramos las altitudes de las cumbres que los generan. La explicación cabe atribuir a su adscripción como glaciares en un ambiente oceánico hiperhúmedo, en los que una sobrealimentación nival en estos sectores permitiría que con unas temperaturas medias moderadamente frías (entre 0 y -1°C) en cotas altas las lenguas descendieran extraordinariamente. Se trata de glaciares marítimos favorecidos por las abundantes precipitaciones (>2.000-2.500 mm) que hacen descender la línea de equilibrio glaciar (ELA) a las proximidades e incluso por debajo del límite del bosque. En este caso, su distancia al mar (30 Km) se ve compensada en la vertiente septentrional por los fuertes desniveles, que implicarían una importante descarga de las masas muy húmedas durante todo el año, con nubosidad y precipitaciones estivales muy elevadas que en el periodo glaciar podrían ser en forma de nieve. Estas condiciones producirían unos glaciares con flujos rápidos, muy dinámicos y pulsadores, con la ELA excepcionalmente baja, caracterizados por la presencia de domos y campos de hielo en altura y la formación de lenguas que alcanzarían los 425-600 m a favor de una topografía muy favorable al norte y los 800 m al sur. En la actualidad las extrapolaciones realizadas a partir de las estaciones de la vertiente norte señalan la posibilidad de precipitaciones que superan los 2.500 mm anuales en la divisoria (Uriarte, 1983; Rasilla, 1994; 1996). Si a este hecho le sumamos el amplio número de días de niebla, sobre todo estival, podemos deducir que con las precipitaciones actuales, un descenso de temperaturas como el sucedido en el Pleistoceno puede permitir la acumulación de hielo en las cumbres, cuya fusión estival se reduce por los numerosos días de niebla, y las abundantes precipitaciones nivales en invierno permitirían el crecimiento de las masas de hielo y el descenso de las líneas de equilibrio glaciar a cotas inusuales en la península Ibérica, del mismo modo que lo son las precipitaciones actualmente para el conjunto peninsular.

Glaciar	Superficie km ²	Altitud max-min	Desnivel m	Longitud km	Orientación	tipo
Trueba	43	1718-740	968	16,5	SE	Domo
Miera	6,25	1560-600	960	5	N	Valle
Asón	10,5	1637-400	1237	8,5	E	Domo
Valdició	1,95	1440-780	660	2,5	N	Circo
Porracolina	0,75	1414-040	374	1	N-NW	Circo
La Urzua	2,25	1158-700	758	2,5	N-NE	Circo
La Breña	8,65	1640-600	1040	5,25	E	Domo
Peña Lusa	2,8	1568-640	928	3,3	NE	Circo

Tabla 6. Glaciares de las montañas pasiegas. Características morfométricas en el Pleniglacial.

La línea de equilibrio glaciar (ELA) de los glaciares de las montañas pasiegas muestra una altitud muy baja, en consonancia con la altitud de las cumbres. El cálculo de la ELA por el método AAR de los glaciares más representativos, procedentes de domos situados en la divisoria, le sitúa en 1.340 metros en el Trueba, y más bajos en los cantábricos, 220 metros en el Asón y 110 en el Miera (figura 23). La altitud media del macizo (MELA) se sitúa en 1.257 metros, altitud muy baja en relación con el glaciarismo peninsular. Esta baja altitud de la línea de equilibrio glaciar en amplios domos sólo puede interpretarse por una sobrealimentación nival que genera domos muy bien alimentados y dinámicos, y son característicos de las montañas con climas oceánicos y en fachadas marítimas.

Glaciar	PaleoELA	Morrenas
TRUEBA	AAR 1340+10	1080
ASON	1120+15	1080
MIERA	1230+10	1020

Tabla 7. PaleoELAs de glaciares pasiegos en el Pleniglacial

De este modo se generarían amplios campos de hielo, domos glaciares que cubrirían las zonas de cumbres y desde los cuales se canalizarían las lenguas, que en la vertiente norte, con orientación favorable, sobrealimentación y fuertes desniveles alcanzaría cotas muy bajas (600 metros en el Miera, 450 en el Asón), mientras al sur, sólo un gran glaciar se canalizaría hasta los 800 metros. Estos glaciares presentan una evolución simple, donde se pueden diferenciar seis fases morfogénicas mayores adscritas todas ellas a fases recientes del Pleistoceno (tabla 8).

FASE I	Terraza superior (T- ¹) 1)	Glaciotorrencial, o fluviotorrencial, perteneciente a una fase anaglaciar, o quizás previa, pero posterior al establecimiento de la red hidrológica.
FASE II	Morrenas de Es- pinosa y terraza fluvio-glaciar T-II	Máximo glaciar, con tres pulsaciones glaciares.
FASE III	Inciñón de T-II	Retroceso glaciar, y encajamiento subsecuente del Trueba entre Espinosa y Loma de Montija. Inciñón moderada.
FASE IV	Morrenas de Bár- cenas y terraza fluvio-glaciar T-III	Fase de equilibrio glaciar, retroceso finopleistoceno.
FASE V	Inciñón de T-II	Retroceso glaciar sin fases de equilibrio hasta la total deglaciación de la montaña pasiega. Inciñón somera en las partes altas y mayor en el frente de la T-III.
FASE VI	Terraza fluvial (T- IV)	Fase postglaciar, posiblemente intercalada con la anterior. Ocupación del fondo de valle por los conos de deyección derivados de la destrucción de los complejos laterales, que son incididos bruscamente. Activa karstificación en las zonas altas de Valhera, con formación de dolinas de subsidencia y retroques de las cubetas glaciokarísticas
FASE VII		Periodo de inciñón menor y génesis de los niveles de acumulación fluvial.

Tabla 8. Fases morfogénicas del alto Trueba.

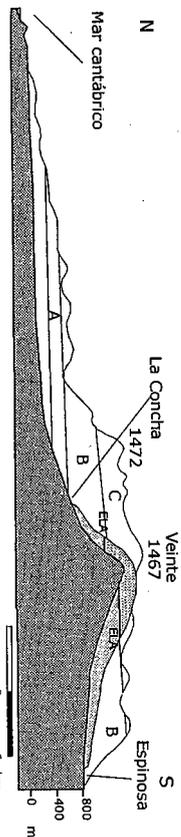
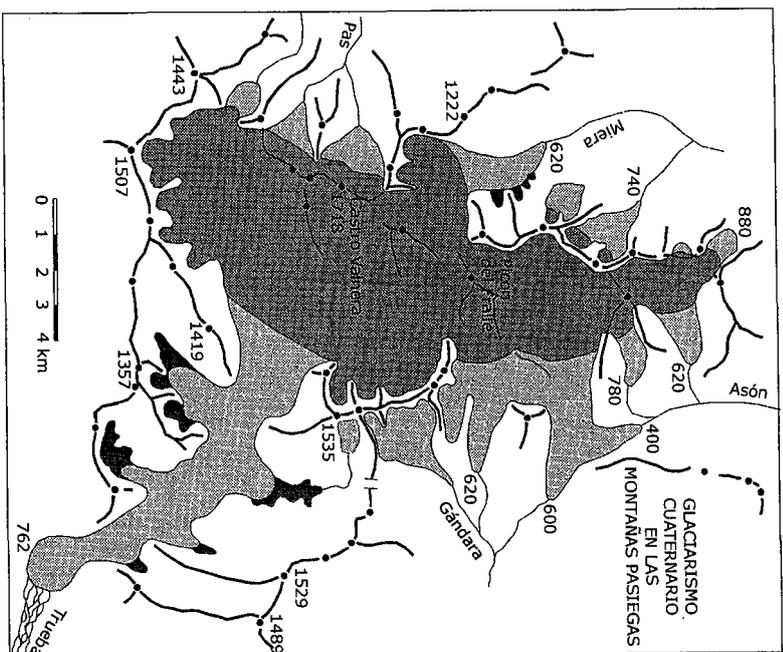


Figura 23. El glaciarismo pasiego en su máxima extensión. 1, zona de ablación. 2, zona de acumulación. El límite señala la ELA obtenida por el método AAR. En el perfil, A, piso montano. B, piso subalpino. C, piso periglacial.

5. ITINERARIO

Parada 9. Puerto de Lunada-Mirador del Miera.

El río Miera drena hacia el Atlántico en un valle profundo y encajado, con un fuerte desnivel. Rodeado por cimas y cordales, entre los que sobresalen Castro Valnora (1.707 m) y Picón del Fraile (1.632 m), el valle está labrado en su mayor parte sobre calizas y areniscas urgonienses, y las areniscas y arcillas wealdenses, que afloran sólo en el sector occidental. La disposición monocinal de los materiales, buzando suavemente hacia el este, es la responsable de la disimetría del valle, con laderas tendidas en la margen occidental e importantes abruptos en la oriental, conformando las paredes y desniveles característicos, como son la cara Norte de Castro Valnora o la del Picón del Fraile.

El Mirador del Portillo de Lunada, a 1.100 m s.n.m., ofrece una panorámica excepcional sobre el Valle del Miera. Se aprecia en el valle un complejo morrénico frontal a 620 m s.n.m. y sendas morrenas laterales que cierran el valle progresivamente hasta desaparecer en su frente (figura 24). Aguas abajo se encuentra una terraza fluvio-glacial que enlaza con el frente morrénico. El complejo morrénico lateral ha obturado una sucesión de valles bien visibles, con cinco relanos colmatados por depósitos lacustres. En este punto las morrenas señalan 70 m de espesor de los hielos. A 900 m s.n.m. hay un complejo frontal interno en perfecto estado de conservación. Su origen es un nuevo periodo de equilibrio del glaciar que implica la permanencia del frente a 850-900 m, con glaciares de lengua simple y muy corta. Se aprecia otro periodo de equilibrio o avance glaciar en torno a 1.000-1.100 m.

El glaciarismo del valle del Miera, enmarcado en el del macizo de Castro Valnora constituye un caso excepcional por la conservación de las formas, su periodización, y especialmente, por su volumen bajo cumbres que no superan los 1.800 m y que alcanzan los 580 m de altitud, favorecidos por la orientación septentrional bajo amplias paredes, los fuertes desniveles y las abundantes precipitaciones procedentes del Cantábrico. En él se puede observar una evolución glaciar muy clara, con tres fases mayores (Moñino et al. 1987, 1988):

- El máximo glaciar (I), caracterizado por la confluencia del hielo del domo de Castro Valnora y un circo individualizado, con una lengua potente que alcanzó los 5 Kms de longitud, subdivisible en dos fases menores (Ia y Ib). Es el pleniglacial del Último Máximo Glaciar.
- Fase intermedia (II), con el circo individualizado y las lenguas procedentes del domo muy cortas, que no sobrepasan el km de longitud. Se aprecian dos pequeñas fases menores (IIa y IIb).
- Fase final (III), de muy reducidas dimensiones y de carácter relicto, alojada en las cabeceras, se asimila a una etapa Finipleistocena.

En el Puerto de Lunada, a 1.307 m s.n.m. se puede observar el contraste entre la vertiente meridional y septentrional, con un modelado más abierto, amplio y de pendientes menores, que permitió la acumulación de hielo en extensos sectores pero con poca potencia, lo que se ha reflejado en la escasa impronta del paso de los glaciares y ha motivado un modelado contrastado respecto a la vertiente Cantábrica.

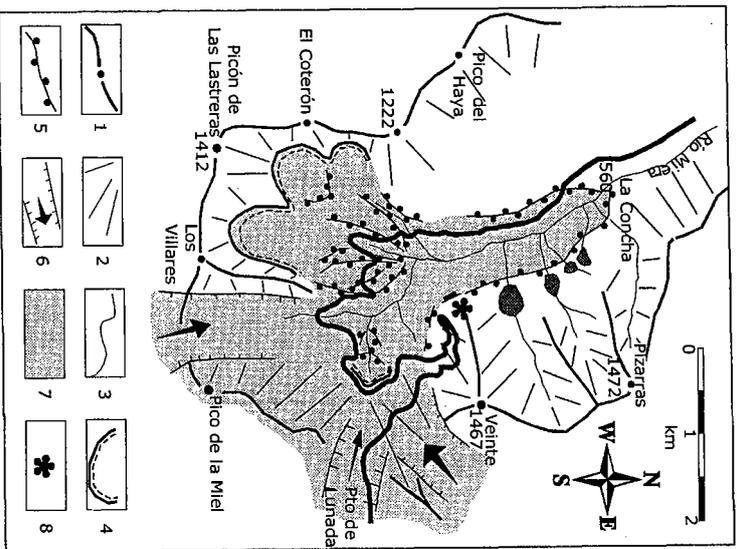


Figura 24. Esquema glaciomorfológico del valle del Miera. 1, cordales y cumbrones. 2, paredes rocosas. 3, ríos y arroyos. 4, circos. 5, morrenas. 6, aportes desde domos superiores. 7, área glaciada. 8, Mirador de Cuvitruyu.

Parada 10. Valnera y puertos de Lunada

Las zonas altas del macizo de Castro Valnera presentan una morfología caracterizada por el control morfoestructural asociado a la alternancia litológica y a la disposición monoclinal de los materiales. El control estructural está presente en la profusión de morfoestructuras monoclinales y

en la karstificación, las cuestras, como ya señalaron Martínez de Pisón y Arenillas (1979), están representadas a todas las escalas. El puerto de Lunada es una amplia depresión en altura elaborada en las calizas estratificadas de la Formación Picón del Fraile. Morfológicamente, al sur de la divisoria se labran las depresiones de Trueba y Lunada, que limitan con los materiales de las calizas masivas de Las Machorras. Es, pues, un control morfológico el responsable de la presencia de un surco de carácter cataclinal que limita con el frente de cuesta labrado en las calizas masivas, originando una depresión en media luna. La zona más elevada del macizo se encuentra compartimentada en bloques fracturados siguiendo las direcciones dominantes, NW-SE y NE-SW.

Pero sobre todo sobresale la ausencia de auténticos circos glaciares. Las formas de modelado glaciar son imprecisas, si bien se puede apreciar una molduración general para todo el conjunto. La ausencia de circos y la presencia de una red jerarquizada de artesas que canalizaban las corrientes de hielo desde las cumbres monoclinales, son los principales elementos del modelado glaciar. En Castro Valnera se han modelado un conjunto de circos menores, todos ellos inscritos en el compacto monolito de la arista cimera y el valle de Valnera ajustado a las direcciones NW-SE y NE-SW, constituye una artesa bien modelada por debajo de los 1.400 m. Estos hechos permiten interpretar la posible existencia de un amplio campo de hielo que se extendería entre los Puertos de Lunada y Estacas de Trueba. Este extenso glaciar tendría una dinámica atenuada en la zona culminante, donde persistiría la alimentación a favor de la fuerte innivación, y adquiriría mayor capacidad cuando las masas de hielo se unían para canalizarse en forma de lengua, modelando la artesa del Trueba.

Parada 11. El complejo de obturación lateral de Rioseco.

El valle lateral de Rioseco fue obturado por la presencia de la corriente principal del glaciar. En el interior del valle, al que accederían los hielos procedentes de Castro Valnera, el glaciar depositó los materiales de origen glaciar y generó sucesivos lagos de obturación cuyos depósitos arman la morfología actual (figura 25). Este complejo presenta la sucesión más clara en el Trueba (Serrano, 1995, 1998). En él se suceden seis morrenas laterales mayores, en ocasiones desdobladas, que señalan otras tantas pulsaciones del glaciar en el Pleniglacial. Las morrenas presentan las características morfológicas propias de tales formas, con cordones alargados de fuerte pendiente que cierran transversalmente el valle de Rioseco. La incisión del río permite observar la estructura de las mismas. Se trata de depósitos sin estructura aparentemente caracterizados por la fuerte heterometría, con profusión de bloques en su interior y en superficie. Entre los distintos arcos morrénicos aparecen depósitos limoarcillosos con estratificación horizontal que señalan la presencia de antiguos lagos de obturación.

Las morrenas se escalonan en el frente del valle de modo que la más antigua de ellas señala un grosor del hielo de 200 m en el sector de las Machorras, y descienden hasta señalar un grosor de 70 m. Las morrenas I a III pertenecerían a pulsaciones del máximo glaciar, cuando el frente se situaba en Espinosa. Por el contrario, las morrenas IV y V notablemente más bajas que las anteriores y de menor entidad, las asociamos a la fase de retroceso de Bárcenas, con un glaciar de 80-90 m de espesor cuyo grosor descendió paulatinamente hasta llegar al frente, 3,5 Km aguas abajo.

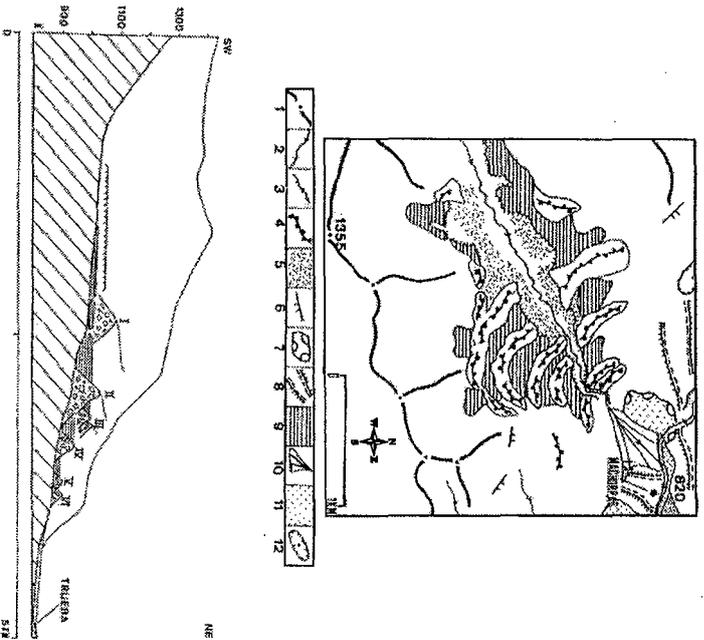


Figura 25. El complejo de obturación lateral de Rioseco, esquema geomorfológico y perfil (Serrano, 1995). 1, cordales y cumbres. 2, ríos y arroyos. 3, escarpes. 4, morrenas. 5, material morrénico disperso. 6, cubeta de artesa. 7, cubeta de sobreexcavación glaciar. 8, umbral glaciar. 10, depósito de obturación. 11, cono aluvial. 12, depósito fluvial. 12, dolina.

Parada 12. El complejo morrénico frontal de Espinosa de Los Monteros.

A 800 m de altitud se localiza un primer conjunto de morrenas que cierran el valle del Truieba. A la salida del mismo forma un amplio anfiteatro en el que se puede observar la sucesión de cordones arqueados, muy marcados topográficamente. Se distinguen cuatro arcos separados por barquillas intermorrénicas que señalan otras tantas pulsaciones del glaciar (figura 26). Todo el conjunto señala una apertura del glaciar a la salida de la artesa, formando un frente lobulado en el surco de Espinosa.

El complejo presenta profusión de bloques en el entorno y en las crestas morrénicas, las formas más características en general bien conservadas, y enlaza con las pequeñas cuestras que se suceden al sur a 750 m de altura. La loma del polideportivo de Espinosa, atribuida por Hazera a un origen glaciar (HAZERA, 1968), aunque no conserva su forma original, ha sido analizada en detalle en un perfil de 5 m (Serrano, 1998) y se ha interpretado como un nivel fluvio-glaciar, generado en un ambiente proglaciar proximal, sobre el que reposa un depósito morrénico supraglaciar de fusión, que constituiría una morrena frontal cuya morfología está muy deteriorada.

Las morrenas de Espinosa de los Monteros, bien conservadas, señalan la máxima extensión del glaciario en el Truieba y atestiguan una fase glaciar pulsadora con, al menos, cuatro pulsaciones menores observables.

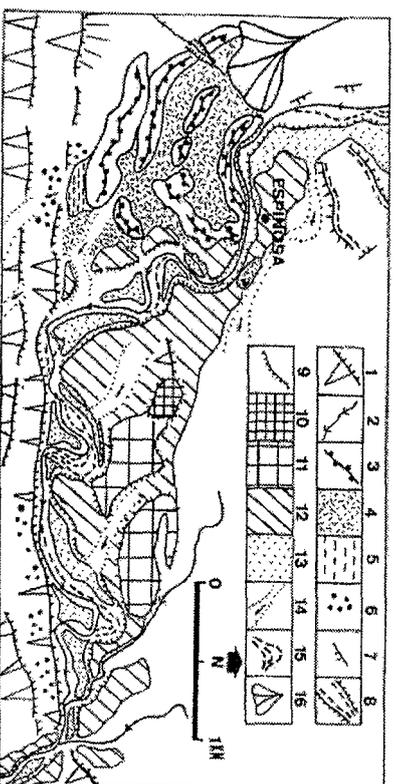


Figura 26. Esquema geomorfológico del complejo morrénico frontal de Espinosa de los Monteros. 1: Relieves en cuesta. 2: Ríos y arroyos. 3: arcos morrénicos. 4: Material morrénico disperso. 5: Depósitos lacustres. 6: bloques dispersos. 7: Artesa glaciar. 8: Umbral glaciar. 9: Escarpes. 10: T1; 11: T2; 12: T3; 13: T4; 14: Surcos erosivos fluviales; 15: Paleocanales recientes; 16: Conos de deyección.

Figura 26. Esquema geomorfológico del complejo morrénico frontal de Espinosa de Los Monteros (Serrano, 1995).

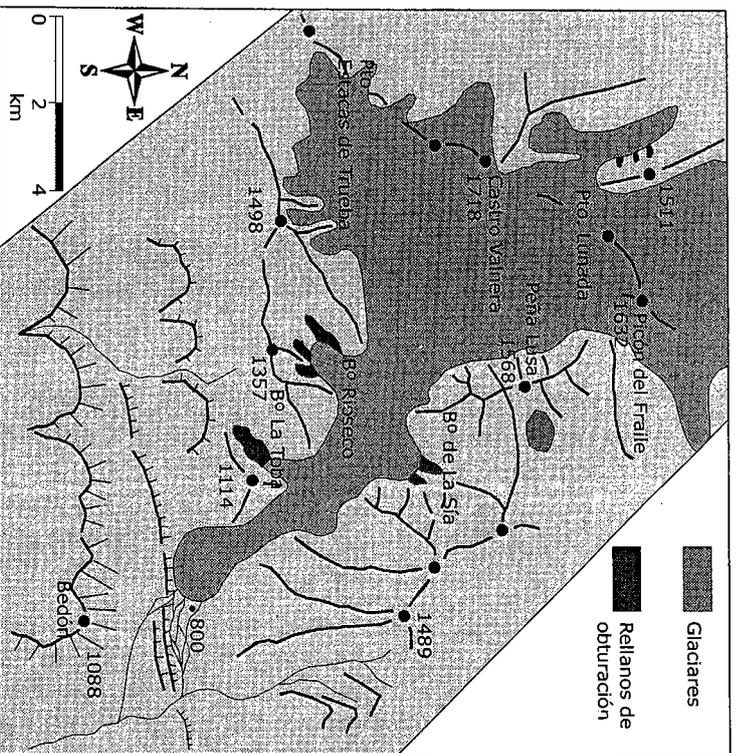


Figura 27. Reconstrucción de la extensión máxima de los glaciares de Trueba y Miera.

Parada 13. El Complejo kárstico de Ojo Guareña.

El entorno de Ojo Guareña esta constituido por los materiales de la cobertura sedimentaria de edad cretácica en la que se suceden conjuntos de areniscas y margas con potentes estratos calcáreos y dolomíticos. En los materiales carbonatados, calizas y dolomías del Turonense y Coniacense medio y superior que constituyen las crestas del flanco norte del sinclinal de La Mesa (figura 28), los procesos kársticos han generado un conjunto de formas significativas. Al exterior dominan las depresiones y simas, formas menores de disolución de poca entidad, como Dolencias y Palomera, los laplaceos, y amplios valles ciegos, destacando los de San Bartolomé, donde se inicia el complejo kárstico de Ojo Guareña, y de Trema.

Los caudales de los ríos Trema y Guareña se incorporan al sistema endokárstico por filtraciones y sumideros. En el valle cataclinal del Trema es posible observar estas pérdidas, pero más interesante es el sumidero del Guareña, a favor de la presencia de las margas, impermeables y no solubles, que impiden la continuidad de los procesos de disolución. En las paredes del valle ciego de Ojo Guareña es posible apreciar los sumideros relictos que en el pasado, cuando el nivel del fondo del valle era más alto, canalizaban las aguas hacia el interior del sistema kárstico. Al sur, en el contacto con las margas y la falla de Villamarín, de nuevo las aguas afloran a la superficie, en fuentes y manantiales como la Torcona, Resurgencia o el Torcón. Denotan un endokarst importante por su desarrollo pero limitado a un pequeño espacio delimitado por el espesor y la extensión de los estratos calizos y dolomíticos del Turonense y del Coniacense.

El elemento más significativo del relieve en este sector es el complejo kárstico de Ojo Guareña, formado por 89,147 kilómetros de galerías que forman el sistema kárstico de mayor desarrollo de España (figura 28). Las aguas que se introducen en el sumidero han ejercido una lenta pero continua labor de disolución de los carbonatos que forman la calizas y dolomías hasta generar amplias cavidades superpuestas en pisos. Presenta un complejo sistema de galerías con seis niveles distintos que señalan los diferentes periodos de drenaje, y una amplia extensión de conductos extendidos en 18 km², entre Cornejo y Villamartín (Figura 29). En su interior, simas, galerías y salas (del Algodón, Guipúzcoa, de las Huellas) se alternan en un rico paisaje subterráneo en el que los conductos fluviales, retocados por las aguas corrientes, alternan con las formas endokársticas derivadas de la precipitación de carbonatos, los espeleotemas. Además, la cueva alberga restos arqueológicos desde el paleolítico hasta la Edad Media, alberga la Ermita de San Bartolomé y ha sido utilizada como Sala del Ayuntamiento de la Merindad de Sotocuevas, municipio al que da nombre, desde 1.616 hasta 1924.

En el modelado externo, finalmente, han intervenido también los intensos procesos fríos del Pleistoceno, capaces de generar importantes acumulaciones de derrubios en los frentes de las crestas, y nichos nivales y glaciares en las laderas de la divisoria. El frío fue intenso en el pleistoceno reciente, como demuestra el frente glaciar ubicado en Espinosa de los Monteros durante el último ciclo glaciar, con su frente a la misma altura que el valle ciego de Ojo Guareña (800 m), donde las condiciones climáticas en ese momento eran periglaciares, extremadamente frías y secas.

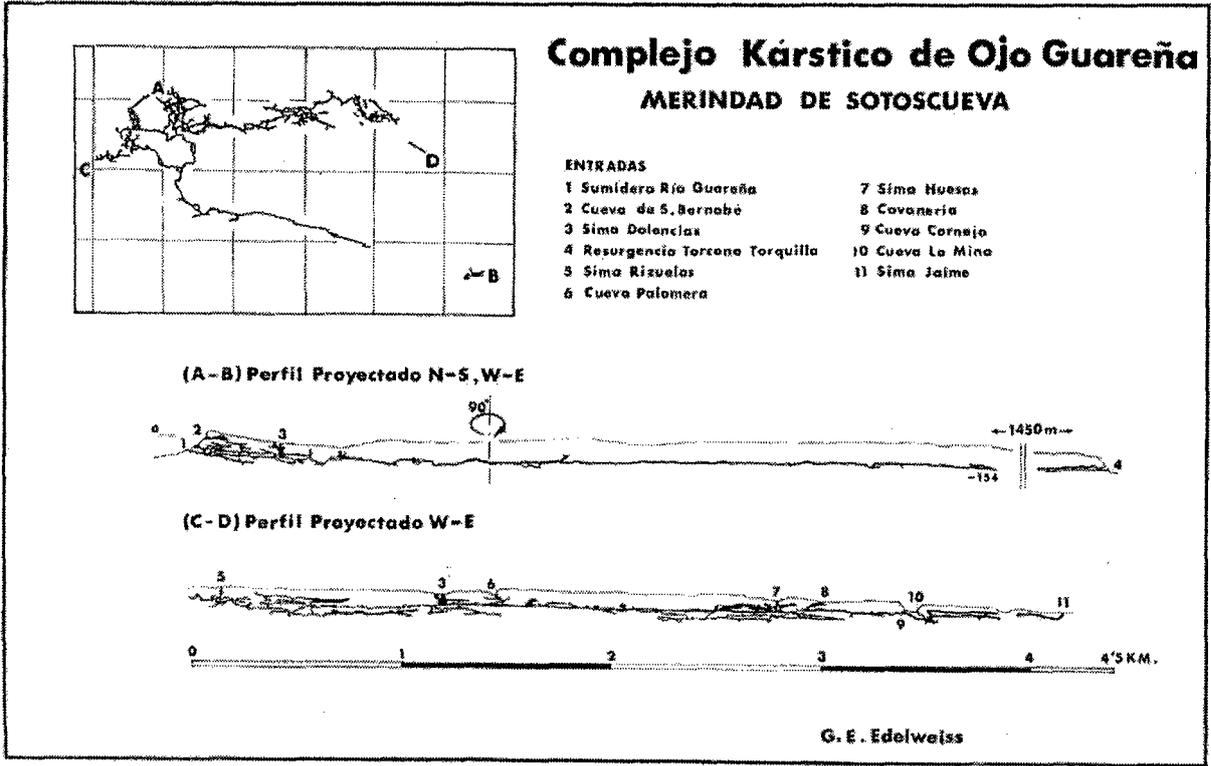


Figura 29. Perfiles y planimetría de complejo kárstico de Ojo Guareña (Edelweiss, 1992)

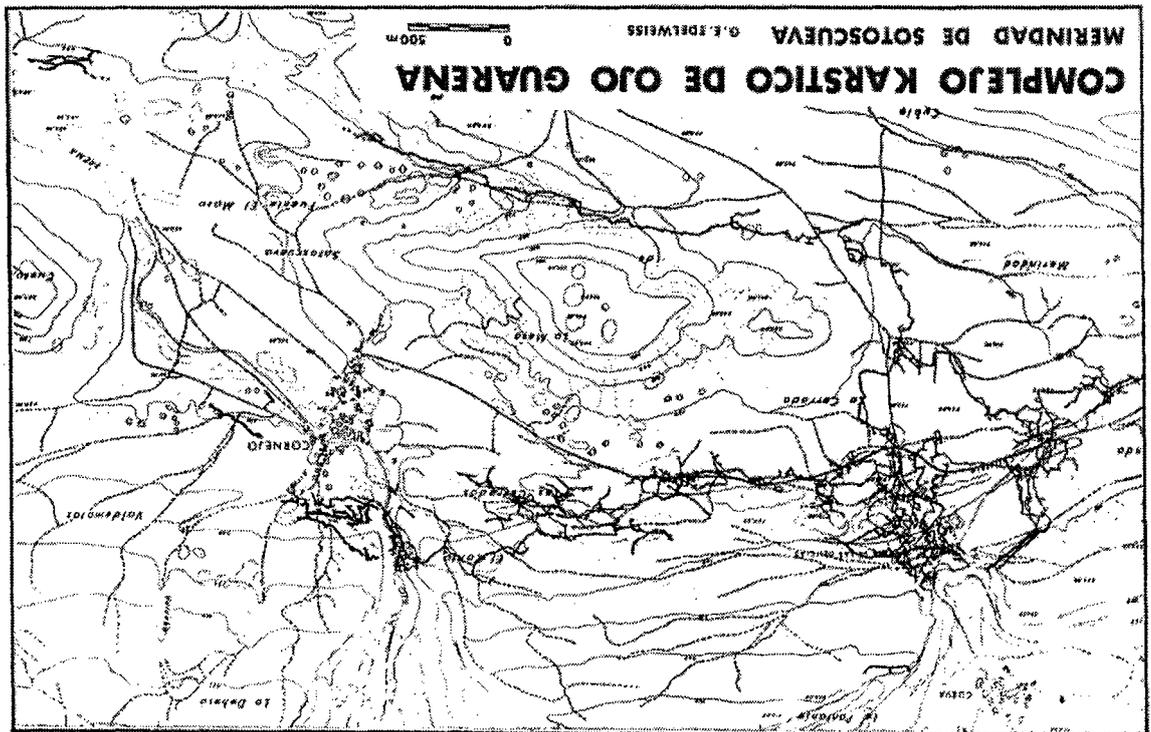


Figura 28. Mapa de las galeras y cavidades del complejo kárstico de Ojo Guareña (Edelweiss, 1992).

Este espacio ha sido declarado Monumento Natural por la Junta de Castilla y León en 1996, protegiendo un territorio de 14,7 Ha que comprende los frentes y dorsos de la cobratera y sobre todo el sistema kárstico. Los elementos principales del medio natural de este espacio protegido son, pues, el relieve y el modelado kárstico de modo que se caracteriza sobre todo constituir un lugares de interés geomorfológico con fuerte incidencia en el paisaje.

6. BIBLIOGRAFÍA

- AEDO, C.; DIEGO, C.; GARCÍA, J.C.; MORENO, G. (1990). El bosque en cantabria. Universidad de Cantabria- A.R.C, Santander.
- ALCALDE, G.; GONZÁLEZ, M.A.; GARRIDO, J.; PALARES, J.; TORRES, F.J.; MERINO, E.; ALONSO, J.(1984). *Estudio monográfico sobre el espacio natural de El valle de Redondos y la cueva del Cobre*. Dpto. de Cultura, Diputación Provincial de Palencia, Palencia.
- ALONSO, F.; ARENILLAS, M.; SAENZ, C.(1982). La morfología glaciar en las Montañas de Castilla La Vieja y León. *I Congreso de Geografía de Castilla-León*, Concejo General de Castilla y León. Burgos, 23-41.
- BUTZER, K.W.(1981). - Cave sediments, Upper Pleistocene stratigraphy and Mousterian facies in Cantabria Spain. *Journal of Archaeological Science*, 8, 133-188.
- CENDRERO, A.; DÍAZ DE TERÁN, J.R., FLOR, E., FRANCÉS, E., GONZÁLEZ, J.R., MARTÍNEZ, J.M. (1986). *Guía de la naturaleza de Cantabria*. Estudio, Santander.
- CIRY, R.; RAT, P.; MANGIN, J.P.; FEUILLEÉ, P.; AMIOT, M.; COLCHEN, M.; DELANCE, J.H.(1967). Des Pyrenees aux Asturies. C.R.S. des Séances de la Société Géologique de France, fasc. 9, 390-440
- CIRY,R.; RAT, P.; MANGUIN, J.P.; FEUILLE, P.; AMIOT, M.; COLCHEN, M.; DELANCE, J.H.(1967). - Des Pyrenées aux Asturies. C.R. des Séances de la Société Géologique de France, fasc. 9, 390-444.
- EDELWEISS, Grupo espeleológico. (1986). *Monografía sobre Ojo Guareña*. Kaité, 4-5. Burgos.
- EDELWEISS, Grupo espeleológico. (1992). *Grandes cavidades burgalesas*. Kaité, Monografía, Burgos.
- ELIZAGA, E. y PALACIOS, J.(1980). Terrazas del río Híjar. En: *I Reunión Nacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio. Guía de Excursiones*. Universidad de Santander, Santander, 148-154.
- ERASO, A. y ROMERO, E. (1965). Introducción al estudio del karst de Ojo Guareña. *Geo y Bio Karst. Revista de Espeleología*, 5-6, 1-31.
- ESPIÑA, R.G.(1996). Tectónica extensional en el borde occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Cordillera Cantábrica), NO de España. *Gogaceta*, 20-4, 137-150.
- FROCHOSO, M.(1990). *Geomorfología del valle del Nansa*. Universidad de Cantabria, Santander.

- FROCHOSO, M. y CASTAÑÓN, J.C.(1998). El relieve glaciar de la Cordillera Cantábrica. En Gómez Ortiz, A. y Pérez Alberti, A.(eds.), *Las huellas glaciares de las montañas españolas*. Universidad de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, 65-138.
- GARCÍA MONDEJAR, J.(1982). Tectónica sinsedimentaria en el aptiense y albiense del dominio perasturiano. En *El Cretácico en España*, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 63-76.
- GUTIÉRREZ MORILLO, A.(1990). El yacimiento paleolítico de Riño (Campo, Cantabria). Primera aproximación. *Congreso Nacional de Arqueología*. Zaragoza, 261-267.
- GUTIÉRREZ MORILLO, A.(1995). La arqueología prehistórica en el valle de Campo. *Cuadernos de Campo*, 2, 23-27.
- GUTIÉRREZ MORILLO, A. (1999). El conjunto megalítico de Los Lagos. *Cuadernos de Campo*, 17, 4-10.
- GUTIÉRREZ MORILLO, A.(2000). Prospecciones de arqueología prehistórica en los términos municipales de Campo de Suso, Emedio, Santurde y Reinosa. Megalitismo. En: Ontañón, R. (coord.). *Actuaciones Arqueológicas en Cantabria. 1984-1999*. Gobierno de cantabria, Santander, 155-158.
- GUTIÉRREZ MORILLO, A. (2000). Prospecciones arqueológicas en los cursos de los ríos Híjar e Izarilla. En: Ontañón, R. (coord.). *Actuaciones Arqueológicas en Cantabria. 1984-1999*. Gobierno de cantabria, Santander, 159-160.
- GUTIÉRREZ, A.; SERRANO, E.(1998). El yacimiento del Paleolítico medio de la "Ermita del Abraz" (Campo de Suso, Cantabria). Aproximación cultural, cronológica y geomorfológica. *Cuaternario y Geomorfología*, 12 (3-4), 27-39.
- HAZERA, J. (1962). Formaciones subaridas de piedemonte del Surco de Espinosa (cuenca superior del Ebro). *Estudios Geográficos*, XXIII, 88, 443-453.
- HAZERA, J.(1968). *La region de Bilbao et son arriere pays. Etude geomorphologique*. Muniibe, 20. San Sebastián.
- HEREDIA, N. et al.(1990). *Cantabria. Mapa geológico y Minero*. ITGE-Diputación Regional de Cantabria. Madrid.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F.(1944). *Fisiografía, geología y glaciarismo cuaternario en las montañas de Reinosa*. Memorias de la Real Academia de Ciencias Físicas Exactas y Naturales, serie Ciencias Naturales. Madrid.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F.(1961). La pequeña cuenca glaciar de la Pe a Lusa en la Cordillera Cantábrica, Santander. *Boletín Real Sociedad Española de Historia Natural*, secc. Geología, LIX, 2, 191-205.
- IGME (1978). *Mapa Geológico de España E. 1/50.000. Nº84 Espinosa de los Monteros*. No de Industria, Madrid.
- IGME (1983). *Puntos de interés geológico en el sector oriental de la Cordillera Cantábrica*. No de Industria, Madrid.
- IGME (1986). *Reinosa. Mapa geológico de España. E.1/50.000 nº 83*. No de Industria, Madrid.
- IGME (1986). *Tudanca. Mapa geológico de España. E.1/50.000 nº 82*. No de Industria, Madrid.

- LOTZE, F.(1962). Pleistocene Vergleischerungen im ostteil des Kantabrischen Gebirges (Spanien). *Academie der Wissenschaften und der Literatur*. Mainz, 22 p.
- LOTZE, F.(1963). Acerca de unas glaciaciones pleistocenas en el Grupo de Valnera (cadenas cantábricas orientales). *Notas y Comunicaciones del IGME*, 72, 257-262.
- MARTINEZ DE PISÓN, E. y ALONSO, F. (1993). Algunas reflexiones sobre el glaciarismo en las montañas de espasa olas. *Cuadernos de sección, Historia 20 (Homenaje Félix Ugarte)*, 109-121.
- MARTINEZ DE PISÓN, E. y ARENILLAS, M.(1979). Algunos problemas de morfología glaciar en la España Atlántica. *Acta Geológica Hispánica*, 14, 445-450.
- MARTINEZ DE PISÓN, E.; ARENILLAS, M.(1984). Nuevos problemas de morfología glaciar en la España Atlántica. *Estudios Geográficos*, XLV, 175, 160-174.
- MOÑINO, M.; CENDRERO, A.; DIAZ DE TERÁN, J.R.(1987). Glaciarismo en el Alto Miera (Cantabria). *Actas V Reunión Sobre el Cuaternario, AEQUA*, Santander, 179-182.
- MOÑINO, M.; RIVAS, V.; CENDRERO, A.(1987). El valle glaciar de Lunada. En *Guía de excursiones, V Reunión Sobre el Cuaternario, AEQUA*, Santander, 35-41.
- MOÑINO, M.; CENDRERO, A.; DIAZ DE TERÁN, J.R.(1988). Dinámica glaciar cuaternaria en la vertiente Norte de Castro Valnera. *Congreso Geológico de España*, vol. 1, 39-402.
- MORALES, C. Y ORTEGA, M.T.(1996). Un clima de transición en alta montaña. En E. Delgado et al. *Arbejal. Cervera de Pisuerga (Palencia)*. Col. Aula Activa de la Naturaleza. Junta de Castilla y León. Salamanca.
- MUGNIER, C. (1968).- El karst de la región de Asón y su evolución morfológica. *Cuadernos de Espeleología*, 4. Santander.
- NUSSBAUM, F. y CIGAX, F. (1952).- La glaciation quaternaire dans la Cordillera Cantabrique (Espagne du Nord). *Revue Geographique des Pyrenees du Sud-Ouest*, 23-1 (En Estudios Geográficos, 1953, 261-270).
- NOSSIN, J.J.(1959). Geomorphological aspects of the Pisuerga drainage area in the Cantabrian mountains (Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, 24, 283-406.
- ORTEGA VALCARCEL, J.(1974).- *La transformación de un espacio rural: Las montañas de Burgos*. Universidad de Valladolid. Valladolid.
- PASCAL, A.(1983).- L'Urgonien. Systemes biosédimentaires et tectogenese. En *Vue sur le Cretace basco-Cantabrique et nord-Iberique*. Memoires Géologiques de la Université de Dijon, Institut des Sciences de la Terre, Dijon, 45-75.
- PEÑA, M.D. y MARTINEZ, A.(1990). *Espinosa de Los Monteros, un municipio de contrastes. Estudio de una comunidad rural*. Universidad de Valladolid, Valladolid.
- RASILLA, D.(1993). Los regimenes de precipitación en el norte de la Península Ibérica. *Estudios Geográficos*, 214, 151-181.
- RASILLA, D.(1996). La distribución de las precipitaciones en una montaña oceánica: la Cordillera Cantábrica. En: *Clima y Agua. III Reunión del Grupo de Climatología*. Dpto. de Geografía, Universidad de La Laguna. La Laguna, 49-63.
- RAT, P. Ed.(1983). *Vue sur le Cretace basco-cantabrique et nord-Iberique*. Memoires Géologiques de la Université de Dijon, Institut des Sciences de la terre, Dijon.
- RAT, P.(1959).- *Les pays cretacés basco-cantabriques (Espagne)*. Publication Université de Dijon, v. 18, Dijon.

- ROSSI, C. Y Ortiz, I.(1990). Espeleogénesis y evolución karstica en el valle Alto de Redondo. Sierra de Peñalobra, norte de Palencia. En *V Congreso español de Espeleología*, Federación Cantábrica de Espeleología, Santander, 409-415.
- ROSSI, C. Y Ortiz, I.(1990). La cueva del Cobre, valle de Redondo, Palencia. *Gamma*, 1, 39-52.
- SAENZ, C.(1935). Restos glaciares de Castro Valnera. *Boletín Real Sociedad Española Historia Natural*, 35, 236-237.
- SERRANO, E. (1995). Geomorfología glaciar del Alto Trueba (Burgos). En Meaza et al. *XI Jornadas de campo de Geografía Física*. AGE. Vitoria, Santander y Logroño, 91-102.
- SERRANO, E. (1996). El complejo morrénico frontal del valle del Trueba (Espinosa de Los Monteros). En Grandal y Pagés (eds.), *IV Reunión Nacional de Geomorfología*. Cuadernos Xeológicos de Laxe nº esp., 505-517.
- SERRANO, E.(2001). El relieve de Alto Campoo. En: F. Manero (Coord.). *Espacio Natural y Dinámicas Territoriales. Homenaje al Dr.D. Jesús García Fernández*, Universidad de Valladolid, Valladolid, 71-82.
- SERRANO, E. (2002). Elementos geomorfológicos singulares y pérdida patrimonial: el caso del glaciar rocoso de Los Asnos (Alto Campoo, Cantabria). En: *Estudios recientes en Geomorfología (2000-2002)*. Patrimonio, montaña y dinámica territorial. Dpto. Geografía-UVA, Valladolid, 431-441.
- SERRANO, E. y GUTIÉRREZ, A. (2000). Las huellas de la última glaciación. El relieve glaciar y el hombre en Campoo. *Cuadernos de Campoo*, 20, 4-14.
- SIEMCALSA (1997). *Mapa Geológico y Minero de Castilla y León*. E. 1/400.000. Junta de Castilla y León-SIEMCALSA, Valladolid.
- URRIARTE, A.(1983). *Régimen de precipitaciones en la costa N y NW de la Península Ibérica*. Caja de ahorros de Guipúzcoa, San Sebastián.