



Universidad de Oviedo

Trabajo de Fin de Grado en Geografía y Ordenación del Territorio

**Itinerario geomorfológico desde la Marina oriental a los Picos
de Europa: un recurso para la divulgación y valorización del
patrimonio natural**

Sergio Raigoso Pires

Tutor: Miguel Ángel Poblete Piedrabuena

Facultad de Filosofía y Letras

Julio, 2018

Sergio Raigoso Pires

ÍNDICE

INTRODUCCIÓN	4
OBJETIVOS.....	6
ÁREA DE ESTUDIO.....	7
METODOLOGÍA.....	15
DESARROLLO DE LOS ITINERARIOS GEOMORFOLÓGICOS	16
- La Marina Oriental asturiana.....	17
- Itinerario por el desfiladero de La Hermida.....	42
- Itinerario por el Macizo Central y Oriental de los Picos de Europa.....	47
CONCLUSIONES.....	63
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	64

INTRODUCCIÓN

Según García de la Vega (2012) los itinerarios, las excursiones y los trabajos de campo se han consolidado a lo largo del tiempo como estrategias didácticas fundamentales en el proceso de enseñanza y aprendizaje. En efecto, rompen con la rutina y monotonía de las clases teóricas y permiten, al mismo tiempo, el desarrollo de la capacidad de análisis y de observación por parte del alumnado (Gómez Ortiz, 1986; Sánchez Ogallar, 1995), contrastando en el terreno las explicaciones y teorías formuladas en el aula. Estas razones explican el interés que desde siempre ha suscitado dicho instrumento en la enseñanza de las ciencias de la naturaleza y la reciente proliferación de guías e itinerarios de distinta índole (González y Vázquez, 1991; Benito y Díez, 2004; Adrados, 2011; Adrados et al., 2012). No obstante, en los últimos años se han abierto nuevas líneas de investigación en la que los itinerarios, además del interés didáctico o pedagógico tradicional, cobran además un papel protagonista en la divulgación y valoración del patrimonio natural, al tiempo que constituyen recursos fundamentales para impulsar el desarrollo de sectores emergentes como el geoturismo (Dóniz et al., 2011; Poblete et al., 2013; Beato et al., 2018).

Para comprender la importancia que los itinerarios han tenido y tienen en la actualidad es necesario remontarse a sus inicios, en la que la Institución de Libre Enseñanza (ILE) ha jugado un papel fundamental. La ILE surge en 1876 de la mano de un grupo de catedráticos apartados de la Universidad Central de Madrid debido a su rechazo al Decreto de Orovio fundamentado por Manuel Orovio, ministro de Fomento bajo el mandato de Antonio Cánovas del Castillo, valedor de Alfonso XII. El Decreto prohibía la libertad de cátedra a los dogmas oficiales en materia religiosa, política o moral, por lo que Francisco Giner de los Ríos, Gumersindo de Azcárate, Teodoro Sainz Rueda, Nicolás Salmerón y otras personalidades profundamente comprometidas con la renovación pedagógica española crearon, inspirados por el krausismo, la institución. La ILE defendía unas singularidades pedagógicas como: la desaparición de la enseñanza puramente memorística, participación de los alumnos, salidas al campo, relación de confianza entre docentes y alumnos, máximo respeto al niño, clima de tolerancia y relación con las familias. En definitiva, “una educación activa, integral, armónica, gradual, co-educativa y laica” (Pericacho Gomez, 2012: 51)

Durante la primera etapa de la ILE esta funcionaria como una “universidad” al margen del Estado, sería así hasta que el gobierno liberal de Sagasta aprueba un decreto que establece la libertad de cátedra, por lo que todos los catedráticos fueron readmitidos en las universidades con todos los honores. En la segunda etapa se lleva a cabo la reforma pedagógica donde predomina el “método intuitivo” impuesto por Giner de los Ríos. La tercera y última etapa es cuando se inicia en la ILE un período expansivo y de difusión que se concretará en varias instituciones y obras culturales para una renovación de las actitudes espirituales y científicas. En concreto, se funda en 1907 la Junta para la Ampliación de Estudios (JAE) presidida por Ramón y Cajal y José Castillejo (Abellán, 1997)

La renovación pedagógica propuesta por la ILE quedaría truncada en 1936 debido a la Guerra Civil y la implantación del régimen franquista. Surge en 1970 una modernización de los planeamientos metodológicos con el llamado EGB. Se abren así vías que conducen a la innovación educativa apareciendo los llamados Movimientos de Renovación Pedagógica, donde profesores organizan actividades fuera del aula y se interesan por el medio local (Sanchez Ogallar, 1997).

Centrándonos un poco en la figura de Giner de los Ríos, debemos señalar que era de profunda convicción pedagógica basada en las ideas de Pestalozzi y Froebel, demandaba en el trabajo de campo un lugar de privilegio, la observación directa debía preceder a la explicación en el aula (Sánchez Ogallar, 1995). Propuso, como se mencionó anteriormente, el método intuitivo que constituye un método activo basado en la percepción directa.

Giner de los Ríos y Bartolomé Cossío guiaron, lo que más tarde se traduciría como uno de los mayores aportes de la institución, la primera salida de campo. La salida fue a la Sierra de Guadarrama y los alumnos debían de realizar un diario, en el que recogían los conocimientos adquiridos, más tarde se publicaba un itinerario que detallaba los objetivos de la salida y se describían las principales unidades del paisaje (Jimenez-Landi, 1984).

OBJETIVOS

Entre los objetivos fundamentales de este trabajo cabe destacar intentar contribuir sino a un mejor conocimiento geográfico de la Marina Oriental y de los Picos de Europa, sí al menos a una mayor difusión de los valores paisajísticos y naturales sendas unidades morfológicas. Éste es, en efecto, uno de los fines principales y clásicos de la mayoría de los itinerarios que se confeccionan en las guías de la naturaleza (Poblete, 1991; Poblete y Serrano, 1991; García de Celis, Martínez y Fernández-Vega, 2015). Por otro lado, los itinerarios geomorfológicos pueden servir para llevar a cabo un inventario de aquellos elementos de mayor valor e interés y, al mismo tiempo, valorizarlos, potenciando tales recursos no sólo desde el punto de vista cultural o educativo, sino también económico (Pellitero, 2007; Marino et al., 2017a). Se trata de poner en valor aquellos elementos de mayor trascendencia y que son conocidos como Lugares de Interés Geomorfológico (LIGm). Los LIGm son entendidos como el conjunto de paisajes, áreas, lugares y sitios del territorio que, por su singularidad, relevancia, diversidad, calidad, valor escénico, merecen una atención preferencial en su conocimiento, conservación y divulgación.

El patrimonio geomorfológico constituye parte del patrimonio natural con una fuerte anexión territorial y paisajística. El valor patrimonial del relieve procede de su carácter heredado, su significado paleoambiental, de la escasez de estas formas en el ámbito territorial en el que se inscribe y como condicionante para los usos y emplazamientos humanos, los convierte en recursos territoriales de potencial de impacto socioeconómico. Los LIGm constituyen elementos de alto valor intrínseco para el establecimiento de la historia de la Tierra pero también para la reconstrucción de la evolución de los paisajes. Incluyen un componente estético, primordial en su dimensión como recurso turístico, tienen un carácter dinámico que permite analizar los procesos actuales y su evolución, lo cual les otorga un gran valor didáctico, llevan implícita una dimensión espacial, son territorial y paisajísticamente significativos (Serrano, 2014).

Se pretende con estos itinerarios, identificar los LIGm más destacados y característicos de ambas zonas naturales, con el fin de contribuir a su difusión y preservación, diseñando unas rutas a un tipo de turista que quiera combinar senderismo y conocimiento del paisaje. Con este tipo de iniciativas se pueden sentar las bases de un geoturismo sostenible, al mismo tiempo científico, activo y conservacionista (Serrano;

Esta misma línea de investigación también se está llevando a cabo con otros componentes del medio natural, en concreto, con la vegetación. El patrimonio vegetal es, sin duda, un aliciente más, junto con los aspectos geomorfológicos, para comprender las claves de los paisajes naturales (Beato et al., 2017a; Marino et al., 2017b; Beato et al., 2017b).

AREA DE ESTUDIO

Dos son las unidades morfoestructurales que se recorren durante los itinerarios de este trabajo. Por un lado, la Marina oriental y, de otro, los Picos de Europa. El nexo entre sendas unidades queda establecido a través del desfiladero de la Hermida, por los sedos de comunicación entre Robriguero y Tresviso (Fig. 1). A continuación, se detallan algunas de las principales características morfológicas de la Marina oriental y de los Picos de Europa, que serán explicados con más detalle durante el transcurso de los itinerarios geomorfológicos.

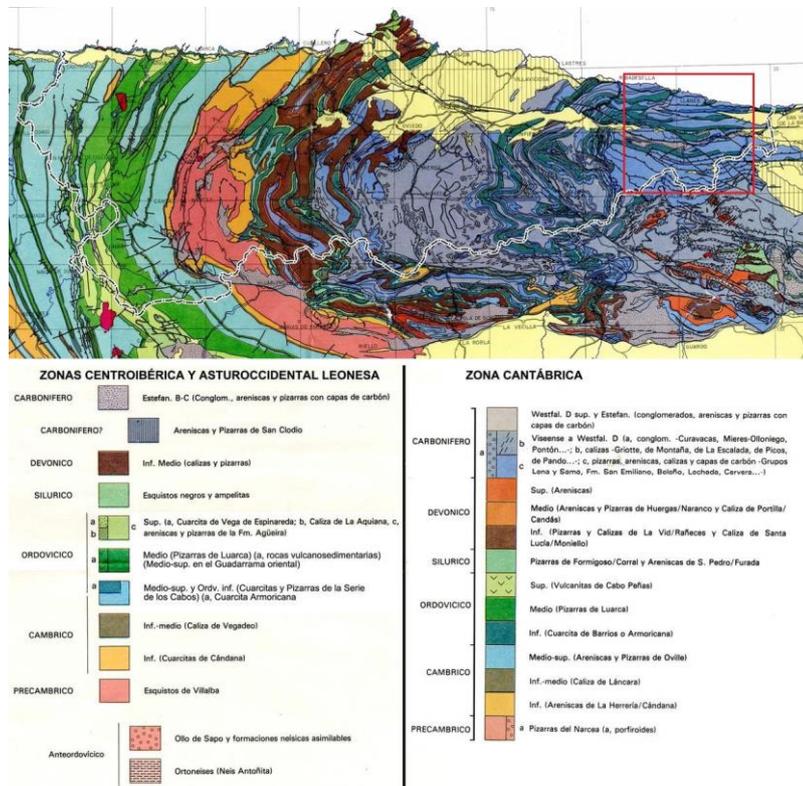


Fig. 1. Mapa geológico de la zona de estudio (Parga Pondal et al., 1982).

La Marina oriental constituye una estrecha banda estrecha de apenas varios kilómetros de anchura delimitada al Sur por la Sierra del Cuera y al Norte por el Mar Cantábrico. Desde el punto de vista geológico, la Marina oriental pertenece a la Zona Cantábrica, una de las cinco zonas en que Lotze (1945) dividió el Macizo Hespérico. En líneas generales, esta unidad se caracteriza por la ausencia de metamorfismo y de deformación interna sobresaliendo una actividad tectónica superficial a base de cabalgamientos. Dentro de la Zona Cantábrica, la Marina oriental pertenece a la Región de Mantos caracterizada por una sucesión repetitiva de materiales litológicos constituidos por cuarcita armoricana, caliza de montaña y pizarras carboníferas con intercalaciones de calcáreas o areniscosas. Las fuerzas tectónicas hercinianas que afectaron a este sector provocaron su rotura en numerosas escamas cabalgantes, con frecuencia estrechas y apiladas las unas sobre las otras, de modo que los estratos aparecen repetidos en bandas dirección E-O (Muñoz Jiménez, 1982; Adrados, 2011).

En cuanto a la morfología del litoral oriental asturiano, el rasgo más relevante y característico es, sin duda, la presencia al pie de las alineaciones montañosas de estrechas y alargadas superficies planas que terminan en acantilados de mayor o menor altura. Dichas superficies, conocidas con el nombre de “rasas” cuando tienen cierta continuidad y de “sierras planas” o “llanos” cuando adoptan la forma de retazos aislados que sobresalen sobre el relieve circundante (Fig. 2). Precisamente es en la costa oriental asturiana, merced a la composición litológica y al rumbo de las escamas septentrionales del Manto de Ponga, donde las rasas, plataformas de abrasión de origen marino, alcanzan su mayor complejidad y mayor número. Los niveles de abrasión marina, hasta un total de 12, según Flor y Flor-Blanco (2013), que corresponden con estabilizaciones del nivel de mar. Estas rasas se conservan mejor sobre suelos cuarcíticos, ya que en las calizas los procesos de disolución han desdibujado estas morfologías.

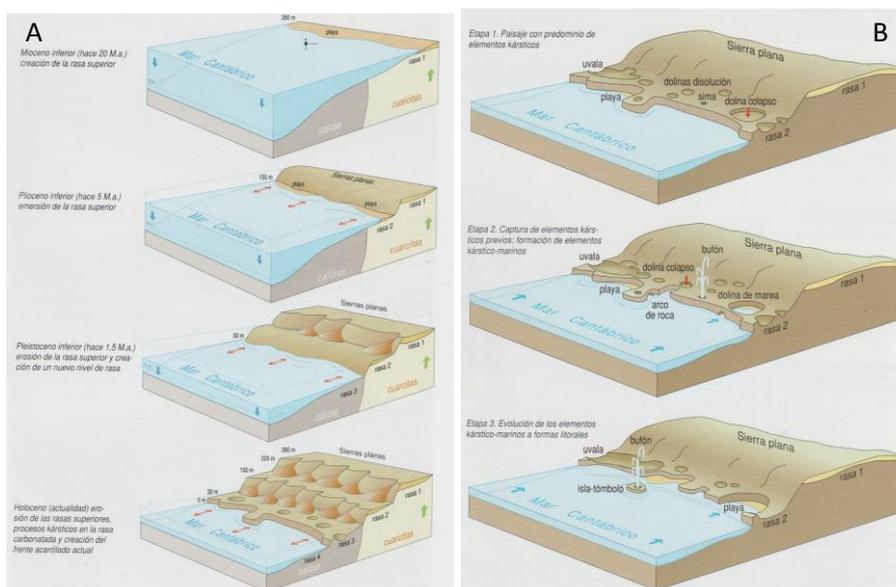


Fig. 2. Bloques diagramas explicando; A) la formación de las rasses del litoral oriental. B) Evolución de las formas costeras más comunes. (Adrados, 2011)

A lo largo de la zona costera se observa multitud de formas de modelado referentes a los paisajes kársticos tanto superficiales como subterráneos. El relieve kárstico, determinado por la solubilidad de la roca, se genera por la meteorización del agua en las rocas carbonatadas, en este caso sobre calizas. Se pueden dar formas kársticas con gran diferencia de tamaños.

El *lapiaz*, es el modelado más característico de los relieves kársticos, antes de infiltrarse hacia el interior de los macizos kársticos, el flujo superficial del agua sobre la roca produce oquedades, surcos y pequeñas cubetas o alvéolos que reciben genéricamente el nombre de lapiaz. Bajo ciertas condiciones, estas formas pueden aumentar desde su más frecuente anchura centimétrica o decimétrica hasta adquirir dimensiones métricas o decamétricas, constituyendo una sucesión de pasillos y torreones.

Las *dolinas* la circulación subterránea del agua se produce principalmente a partir del fondo de depresiones cerradas de tamaños y características variables. Las dolinas, de contorno aproximadamente circular, tienen anchuras y profundidades variables entre unos pocos y varios centenares de metros. Su perfil transversal puede ser cerrado, llegando a constituir pozos, o más abierto, por la acumulación de arcillas de descalcificación, y por el nivel freático del agua, que al dificultar la profundización

vertical, favorece la disolución horizontal y el consiguiente ensanchamiento de estas formas.

Otro fenómeno kárstico fundamental y característico de la costa oriental son los *bufones*, son el desarrollo total de las formas endokársticas y su conexión con las formas superficiales. Se desarrolla este fenómeno durante las fases de pleamar y gran oleaje, el cual llega a tierra infiltrándose por las oquedades y fisuras verticales a presión liberando el flujo del agua en el exterior (Flor y Flor-Blanco, 2013).

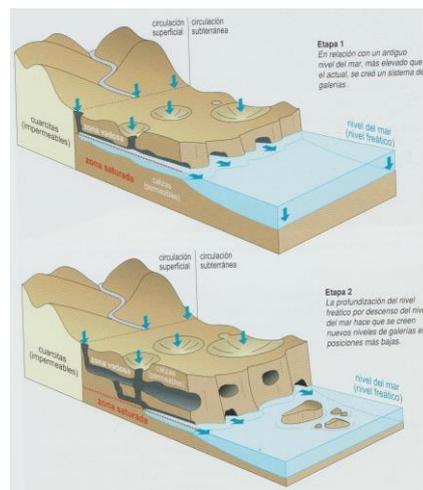


Fig. 3. Bloque diagrama que ilustra los procesos endokársticos (Adrados, 2011).

Durante el desarrollo de la ruta por el borde de costero se encontrarán diversidad de formas originadas por la acción erosiva del oleaje: acantilados y plataformas de abrasión, y formas de acumulación, como playas y tómbolos.

Saliendo un poco del marco geomorfológico de la zona cabe mencionar también su valor geográfico, pues es de alto valor paisajístico debido a su belleza y a los recursos que posee. Durante el itinerario se observarán aprovechamientos antrópicos como viveros y molinos caracterizados por estar mimetizados con formas kársticas.

Los Picos de Europa, situados en el extremo oriental del Macizo Asturiano, constituyen un bastión de alta montaña *sui generis*, no sólo por sus elevadas cumbres que alcanzan el techo de la Cordillera (Torrecerredo, 2.648 m de altitud), sino también por su posición adelantada respecto de la divisoria de aguas, así como por su cercanía al mar, del cual distan menos de 20 km.

Al carecer de parteaguas, los Picos de Europa se hallan escindidos en tres macizos, merced a la intensa labor de excavación realizada por las corrientes hídricas procedentes de la divisoria de aguas, en especial, por los ríos Sella, Cares y Deva; capaces de abrirse paso hacia el Cantábrico tajando profundos y angostos desfiladeros. En concreto, la garganta del Cares deslinda el macizo Occidental o del Cornión conocido también como de Peñas Santas (Peña Santa, 2.596 m), del Central o de los Urrieles, el más agreste de los tres donde se alcanzan las mayores altitudes (Torrecerredo, 2.649 m junto con Torre del Llambrión 2.642 m, Torre Casiano de Prado 2.622 m y el mítico Picu Urriellu, 2.519 m); en tanto que el desfiladero de la Hermida por el que discurre el río Deva y el valle del Duje delimitan el macizo Oriental o de Áliva, de altitudes y dimensiones menores, y cuya cota más elevada corresponde a la Morra de Lechugales con 2.444 m

Desde el punto de vista geológico, los Picos de Europa pertenecen a la Zona Cantábrica, una de las cinco zonas en que Lotze (1945) dividió el Macizo Hespérico. En líneas generales, esta unidad se caracteriza por la ausencia de metamorfismo y de deformación interna sobresaliendo una actividad tectónica superficial a base de cabalgamientos que individualizan las siguientes unidades: Pliegues y Mantos, Cuenca Carbonífera Central, Manto de Ponga, Región de los Picos de Europa y Región del Pisuerga-Carrión.

En concreto, la Región de Picos de Europa está situada en el extremo oriental de la Zona Cantábrica, entre el Manto del Ponga, al norte y oeste, y la Región del Pisuerga-Carrión, al sur. Entre sus características estructurales cabe destacar la homogeneidad litológica con un predominio neto de las calizas carboníferas marinas que alcanzan cerca de 1.500 m de espesor, aflorando también pequeñas hiladas de cuarcitas y pizarras ordovícicas y microconglomerados devónicos en el sector septentrional; así como pequeñas manchas aisladas de areniscas y lutitas pérmicas situadas en torno a Tresviso, Sotres, Collado de Pandébano y Vega Huerta.

Durante la orogenia hercínica las series litoestratigráficas mencionadas fueron sometidas a una deformación tectónica superficial, dando lugar a la formación de diversos cabalgamientos y en menor medida pliegues, debido al predominio del roquedo compacto y masivo (Farias y Heredia, 1994). Por tanto, los Picos de Europa constituyen una unidad tectónica alóctona, cabalgante sobre la Región del Pisuerga-Carrión,

formada por un sistema imbricado de cabalgamientos lístricos, que originan sucesivas escamas, al menos diez, propiciando la repetición de las series calcáreas y su apilamiento hasta duplicar su grosor inicial, esto es, alcanzando un espesor total de 3.000 m.

Las escamas tectónicas presentan en general vergencia sur, ahora bien, en las situadas en el extremo septentrional tienden a la vertical e incluso se aprecian posiciones invertidas. Se estima que la deformación hercínica originó un acortamiento de la cuenca en torno a un 70%, es decir, se produjo un desplazamiento hacia el sur de unos 30 km, al tiempo que el cabalgamiento basal de los Picos se adentró 15 km sobre la Región del Pisuerga-Carrión (Marquínez, 1989). Por último, tales estructuras alóctonas fueron afectadas por fallas direccionales dextrales, de edad tardihercínica y rumbo ONO-ESE, así como por fallas alpinas de trazado E-O y movimientos verticales superiores a 1.000 m; responsables de la elevación de los Picos y de su relieve actual (Marquínez, 1978).

Así pues, el relieve de los Picos es netamente morfoestructural puesto que se articula a tenor del predominio de las calizas carboníferas marinas, dislocadas por la orogenia hercínica en forma de láminas tectónicas apiladas, originando un paisaje singular a base de potentes y macizas cresterías alineadas de este a oeste; cuya morfología se caracteriza por la contraposición entre los espaldares de los dorsos poco pronunciados y tendidos hacia el norte, y los abruptos y escarpados frentes orientados al sur. Otro elemento morfoestructural significativo es el modelado cárstico, que junto con la actividad glacial, fluviotorrencial y el periglacialismo son los responsables de la morfología de los Picos. En concreto, la morfogénesis cárstica, consistente en la disolución de los carbonatos a partir del ataque químico del agua cargada de CO₂ y ácidos orgánicos, se inicia en el Terciario como así lo atestiguan los vestigios de un carst de pináculos, presente en las minas de Buferrera, bajo depósitos arcillosos de alteración. La karstificación prosigue en la actualidad favorecida por las elevadas precipitaciones y las abundantes aguas de fusión nival, en torno a una tasa de ablación de 10 cm/ milenio según la estimación de Collignon (1985); lo que unido al enorme espesor y omnipresencia de las calizas, han contribuido al desarrollo de un relieve cárstico de gran entidad y singularidad geomorfológico no sólo en superficie, sino también en profundidad.

Entre las formas subaéreas cabe destacar, en primer lugar, las estructuras menores a base de surcos de variados tamaños y formas que reciben el nombre de lapiaces o karren. Ocupan grandes extensiones especialmente en el macizo Occidental, dando lugar a amplios campos de lapiaces especialmente en las superficies de abrasión glaciaria (Miotke, 1968), presentando gran variedad de tipologías en función del predominio del entramado estructural (líneas de fracturas, red de diaclasas, planos de estratificación, etc.) o bien de factores externos (pendiente de las laderas, presencia de cubiertas edáficas, actividad nival, etc.). Son especialmente abundantes los rillenkarrren, rinnenkarrren, clints, grikes, trittkarrren y mäanderkarrren.

Por otro lado, las estructuras exocársticas mayores están representadas fundamentalmente por dolinas y, en menor medida, poljés. Las dolinas, conocidas localmente como jous, son depresiones cerradas de planta circular y fondo en forma de embudo que pueden alcanzar un kilómetro de diámetro, como resultado de la acción nivocárstica o glaciocárstica (Miotke, 1968 y Smart, 1986). Por último, los poljés son grandes depresiones cerradas de planta alargada y fondo plano aluvial, destacando en los Picos los de la Vega de Liordes (macizo Central) y de Comeya (macizo Occidental), que alcanza unas dimensiones extraordinarias en torno a 2,5 km de longitud y uno de ancho.

En cuanto a las formas endocársticas cabe señalar que la proximidad y multitud de formas de absorción mencionadas originan una importante infiltración de las aguas y, por consiguiente, un complejo sistema cárstico subterráneo con más de 3.000 cavidades inventariadas, formadas por numerosas simas y galerías de gran profundidad y tamaño. En concreto, destacan los sistemas del Cerro del Cuvón, Jitu y Trave. El primero está situado en el macizo Central y consta de dos simas interconectadas que alcanzan una profundidad de 1.589 m, siendo, por tanto, la sima más profunda de España y la cuarta del mundo. El sistema del Trave, sito en el Jou de los Cabrones, se compone de tres simas y una profundidad de 1.441 m. Por último, el sistema del Situ, entre Vega de Ario y el Jultayu (macizo Occidental), tiene una profundidad de 1.135 m y un desarrollo total de 8 km. Las aguas hipogeas que circulan por el interior de las simas y galerías alcanzan el exterior a través de numerosas surgencias (Caín, Urdón, Covadonga, etc.), liberándose en ellas caudales superiores al m³/s. Se estima que el volumen total de los recursos hídricos medios anuales en los Picos es del orden de 750 hm³/año.

La actividad glaciaria pleistocena alcanzó notables dimensiones de modo que no se limitó a un simple retoque superficial del entramado estructural, sino que conlleva profundos cambios en la morfología del relieve preglaciario, merced a la intensa labor erosiva de las masas de hielo, capaces de remodelar los jous en profundas y amplias cubetas de sobreexcavación, labrar artesas en los valles fluviales y esculpir en las cresterías circos colgados; así como depositar complejos morrénicos muy bien conservados en Pido, Áliva, Lagos de Covadonga, Amuela y Ándara.

Durante las fases frías pleistocenas, en concreto, durante la würmiense, los tres macizos albergaron grandes masas de hielos, destacando por su mayor extensión la del Macizo del Cornión que alcanzaba una superficie de 50 km², con una fuerte disimetría entre los aparatos septentrionales y meridionales.

De los siete glaciares formados en el Macizo Central cabe destacar por sus dimensiones e interés morfológico, los situados en el extremo meridional a saber, los glaciares del Alto Deva, Duje y Salgardas. El primero de ellos tenía su origen en la confluencia de aportes procedentes de los circos de Picos Tesorero, Peña Blanca y Liordes, formándose así una única lengua de unos 300 m de espesor. Ésta descendía por el umbral morfoestructónico de El Cable, salvando, en forma de cascada, un desnivel de 800 m y labrando en Fuente Dé una amplia cubeta de sobreexcavación. Por último, el glaciar se canalizaba por el valle homónimo labrando una bella artesa hasta Pido (900 m), localidad donde depositó un complejo frontal compuesto de 4 arcos morrénicos. En los Puertos de Áliva, las favorables condiciones morfoestructurales y topoclimáticas permitieron el desarrollo de los glaciares de las Salgardas y del Duje. El de las Salgardas es de pequeñas dimensiones, pues sus aportes son escasos y proceden de las laderas sudorientales de Peña Olvidada y de la difluencia de Covarrobres. Se desplazó hacia el E por el valle del río Nevando donde depositó un complejo morrénico formado por más de una decena de arcos frontales. Por el contrario, el glaciar del Duje, bien alimentado en su cabecera por tres circos, dispone de una amplia lengua que desciende hacia el nordeste por el valle homónimo, depositando en los Puertos de Áliva una gran morrena lateral, conocida por Lomba del Toro, de 120 m de espesor y 4 km de longitud. Existen aún controversias interpretativas sobre la extensión del glaciar Duje y sobre la posible conexión entre las lenguas de Áliva y las del valle de las Moñetas, de modo que para unos autores ambas conectaban a unos 950-1.000 m (Baylón-Misioné, 1989), para

otros descendía sólo hasta los 1.290 m, sin conectar con las Moñetas en las Vegas de Sotres (Frochoso y Castañón, 1986).

En el macizo Oriental la principal área glaciaria fue el circo de Ándara, abierto al nordeste a través del valle del Urdón, por donde discurría hasta Tresviso una lengua glaciaria que modeló el característico valle en U.

En cuanto a la cronología y evolución del glaciario tanto pleistoceno como reciente, existen diferentes interpretaciones y posturas divergentes que, por falta de dataciones absolutas, se fundamentan en criterios morfológicos, por lo que en la actualidad hay un intenso debate. Obermaier (1914) planteó la existencia de al menos dos glaciaciones, fundamentándose en la observación en el valle del Duje de unas brechas calcáreas denominadas gonfolitas, que presentan a techo huellas de excavación o sedimentación glaciaria e incluso han sido incorporadas al material morrénico. Este autor interpretó que dichas brechas fueron depositadas también sobre sustrato calcáreo pulido por el hielo glaciario, de ahí su hipótesis. De igual modo, Flor y Bailón-Misioné (1989) señalan en los Puertos de Áliva una fase glaciaria antigua de mayor intensidad que la würmiense de la que no quedan restos sedimentarios, pues habrían sido desmantelados en una etapa posterior de intensa actividad fluvial. Según Smart (1984) and Gale and Hoare (1997) existió una glaciación antigua de edad finiterciaria, basándose en el relleno de cavidades endokársticas y en la tasa de incisión de la Garganta del río Urdón, obtenida mediante la datación de espeleotemas.

Por otro lado, Frochoso y Castañón (1986) argumentan la existencia de una única glaciación comprobada de carácter reciente (Würm), apoyándose en la secuencia morfoclimática que se desprende del estudio de las gonfolitas. Posteriormente estos mismos autores dataron las gonfolitas mediante el método Uranio-Torio, obteniendo una edad de $192.7 \pm 31.9 / -23.3$ ky para la base de origen torrencial de dichas brechas y de $79.1 \pm 7.3 / -6.6$ ka y $55.4 \pm 3.0 / -3.0$ ky (Würm antiguo), para las gravas periglaciares que integran la parte superior. En consecuencia, según Castañón y Frochoso (1996), durante las fases previas al máximo glaciario en el valle del Duje únicamente se generaron depósitos de tipo torrencial y periglaciario. También cabe destacar el trabajo de Jiménez y Farias (2002), en el que mediante una datación radiocarbónica efectuada en los depósitos proglaciares del polje de Comeya (Macizo Occidental de los Picos de Europa), sincrónicos con el máximo avance, son fechados en 40480 ± 820 años BP.

Finalmente, según las interpretaciones de Serrano y González-Trueba (2002) en el Macizo Central, en los Picos de Europa se pueden diferenciar 5 fases glaciares, las 3 primeras correspondientes al Último Máximo Glaciar (LGM):

(i) Pleniglacial máximo: máxima extensión de los hielos. Esta fase dejaría escasos restos morfológicos, fundamentalmente bloques erráticos y restos menores por delante de los complejos morrénicos principales (Pido, Salgardas, Enol, etc). En correlación con el Pirineo tendría menos de 90.000 años.

(ii) Pleniglacial estable: fase de retroceso y estabilización post-máximo con pulsaciones menores, responsable de la deposición de los complejos morrénicos más importantes y voluminosos de los Picos de Europa (Llomba del Toro, Pido, Amuesa, Enol, Ercina, Belbín, etc). En correlación con los Pirineos la edad se situaría entre los 40.000 y los 18.000 años B.P.

(iii) Finiglacial: fase definida por la existencia de morrenas internas dentro de los complejos frontales que están separadas nítidamente de las anteriores. Se trata de una fase de retroceso finiglacial muy pulsadora. Tras ella se produciría una deglaciación generalizada, salvo en las zonas más elevadas. Se le atribuye una edad entre 20.000 y 15.000 años.

(iv) Tardiglacial: fase de avance glaciar que ha dejado complejos morrénicos bajo las cimas más elevadas (Lloroza, Peña Vieja, Jou Santu, Forcadona, Cemba Vieya, etc). Entre 14.000 y 10.000 años

(v) Pequeña Edad del Hielo: fase de avance glaciar acaecida en época histórica en la que existieron 6 pequeños glaciares circunscritos a los enclaves con mejores condiciones topoclimáticas del Macizo Central y del Occidental (González-Trueba, 2005; González-Suárez y Alonso, 1994; Alonso y González-Suárez, 1998).

METODOLOGÍA

La metodología de este trabajo se basa principalmente en la obtención de datos mediante la consulta bibliográfica y, por otro lado, el trabajo de campo.

En primer lugar, se hace una recopilación y consulta bibliográfica y lectura de esta. Acto seguido, se hace una lectura cartográfica para así definir las rutas de una manera coherente para distinguir las zonas con mayor valor geomorfológico e intentar la

unión más lógica posible entre todas. Una vez definidas las rutas en el mapa, se pasa a realización de estas. Se ha realizado también alguna cartografía básica mediante la utilización de imágenes aéreas del PNOA de máxima actualidad. Toda la cartografía que indica los itinerarios está realizada en base a las fotos aéreas del PNOA

En cuanto al trabajo de campo, se traduce en la realización de los itinerarios, donde se realiza una recopilación de fotografías, las cuales nos sirven como diapositivas a la hora de la explicación de los recursos geomorfológicos más destacables.

Debido a las condiciones climatológicas de este invierno, se ha tenido que usar en alguna de las rutas la hemeroteca de fotografías tanto de amigos que las prestaron de forma desinteresada, como propias.

Una vez realizadas las rutas y la obtención de fotografías más explicativas posibles, se pasa a la escritura y realización de los itinerarios.

DESARROLLO DE LOS ITINERARIOS GEOMORFOLÓGICOS

1. La Marina Oriental asturiana

El objetivo del itinerario es identificar y explicar los LIGm más destacados y característicos, concretamente de la costa oriental asturiana. Para ello, el recorrido que se propone por el litoral consta de un total de 6 rutas, que alberga la zona comprendida desde la Playa de Guadamía hasta Pimiango, en definitiva, un total de 37 km (Fig. 4). Cada ruta tendrá una serie de paradas que son entendidas como los LIGm más interesantes. También se señalan elementos de cierto valor antrópico y zonas de aprovechamiento humano. Se buscan también zonas que tengan valor paisajístico y sirvan a la par como puntos de reclamo turístico y mejora de los accesos, pues muchas de las rutas cuentan con acercamientos o caminos cuestionables o nulos de senda.

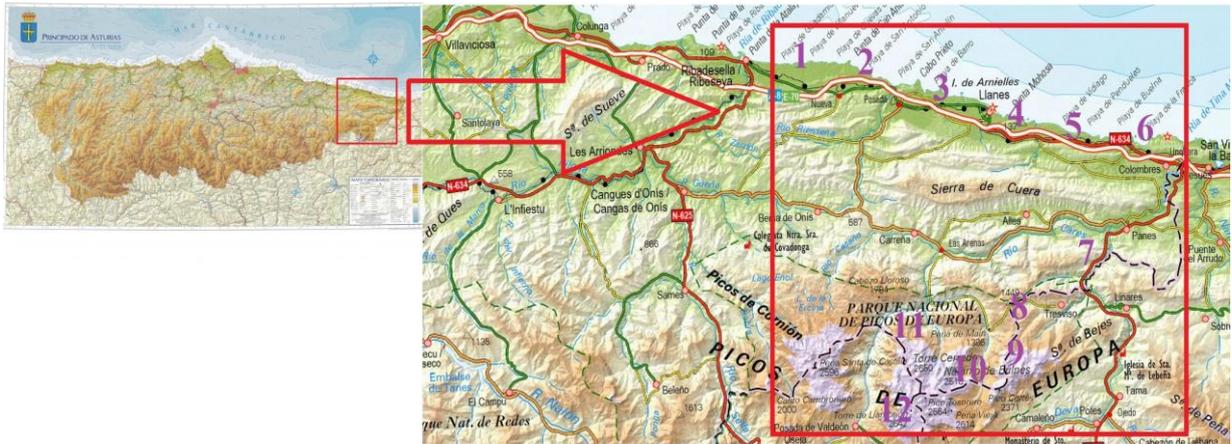


Fig.4. Mapa de localización de los itinerarios geomorfológicos.

Ruta 1. De la Playa de Guadamía a la Playa de Cuevas del Mar

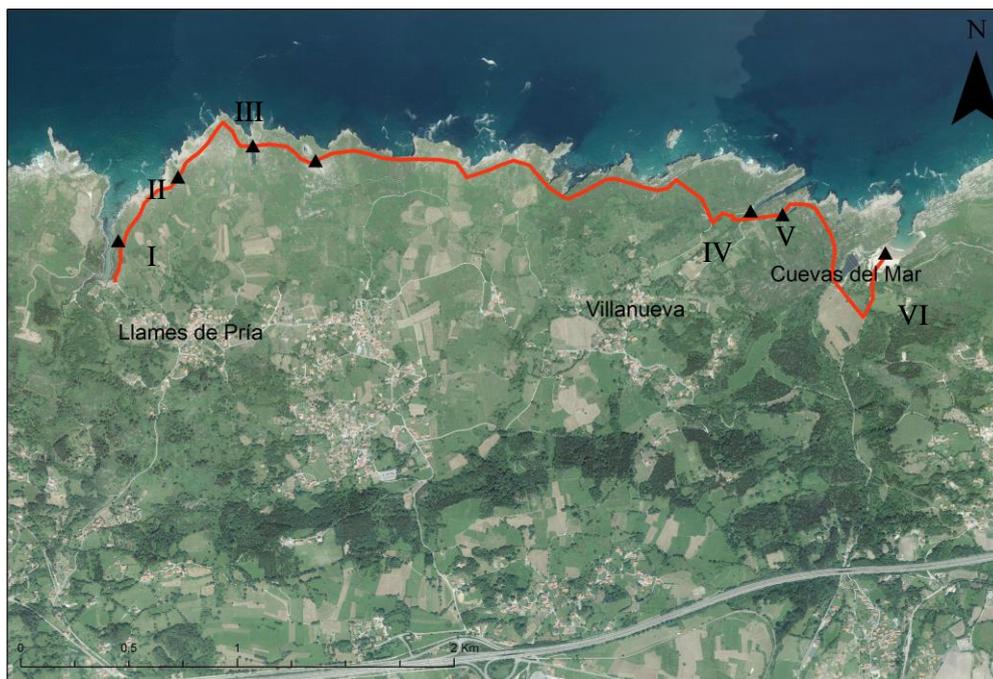


Fig 5. Ruta 1. Fuente PNOA 2014

- | | | |
|----------------------------|---------------------------|-----------------------------------|
| Parada I Playa de Guadamía | Parada II Bufones de Pría | Parada III Pozu Secu |
| Parada IV Playa La Canal | Parada V Mar de Sutierra | Parada VI Playa de Cuevas del Mar |

El trazado rojo corresponde al itinerario a seguir, los triángulos negros establecen las paradas que se harán.

El itinerario comienza en la Playa de Guadamía, frontera natural entre los concejos de Ribadesella y Llanes, y finaliza en la playa de Cuevas del Mar,

perteneciente a la parroquia de Nueva. En esta ruta de unos 4,5 km recorreremos todo el perfil costero

Parada I

La primera parada es la propia playa, situada en la desembocadura del río Guadamía, que contiene un valor paisajístico y estético destacable, con una extensión de 300 metros de longitud de S-N

Como se observa (Fig. 6) en la imagen, la playa tiene una disposición lineal y alargada que va de S-N, y cuenta con una anchura de unos 50 metros. En pleamar está llena en casi su totalidad, se encuentra limitada por afloramientos de calizas. Dejando la playa atrás y a nuestra izquierda proseguimos la ruta dirección NE, donde una zona de fácil acceso y en una gran rasa nos iremos acercando a la siguiente parada apenas a unos centenares de metros.



Fig 6. Playa de Guadamía

Parada II

En la segunda parada está presentes uno de los mayores y más característicos LIGm de toda la costa, los bufones. En este caso los bufones de Pría, pues pertenecen a la población de Llames de Pría. Aquí comenzamos a entrar en un paisaje kárstico e iremos caminando entre los bufones que nos irán limitando el camino, en el cual hay que prestar atención.



Fig7. Bufones de Pría en funcionamiento

Los bufones son un fenómeno que está presente en su totalidad los días de temporal marítimo y pleamar. Los bufones son un fenómeno kárstico debido a la conexión que se produce entre las formas endokársticas y las epikársticas, las galerías marítimas conectan con la

superficie y junto a los periodos de fuerte oleaje y pleamar. Una vez se procede a caminar entre los bufones hay que tener mucho cuidado, pues tienen una fuerza que fácilmente puedan lanzar a una persona varios metros.

Se pueden encontrar aquí la mayor concentración de bufones y de todos los tamaños que van de escala centimétrica hasta grandes cenotes que veremos más adelante. Es una zona con alta influencia turística los días de temporal, es decir, cuando los bufones están en su máxima expresión. Algunos pueden llegar a alcanzar 20 metros de altura. Existe siempre un riesgo en estos lugares pero que puede ser evitado si se toma un comportamiento lógico y precavido al andar por esta zona.



Fig. 8. Distintos tamaños de los bufones.

Prosiguiendo con la ruta esta vez cambiando la dirección hacia el oeste y dejando detrás los bufones y a nuestra izquierda el acantilado nos dirigimos a la tercera parada, donde se podrá comparar con la Imagen 3 el distinto tamaño de los bufones.

Parada III

Se aprecia otra de las formas kárstico-marinas que más se observaran a lo largo de la costa y del itinerario, los cenotes. Los cenotes son dolinas colapsadas con el fondo a nivel de mar y siempre inundadas.

Para entender las dimensiones de esta forma en la parte superior, a ras de suelo se encuentra una pareja de vacas (Fig 9). El cenote tiene una dirección N-S.

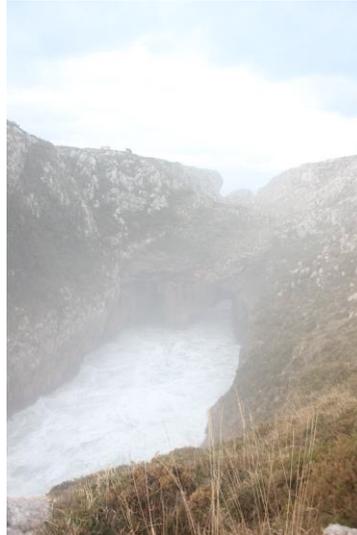


Fig. 9 Cenote

El pozu Secu se comporta como un bufón en grandes temporales por lo que podemos comparar la variación de tamaño entre bufones. En la imagen se puede observar una pareja que nos permite ver la escala del cenote.

Seguimos dirección E dejando siempre el acantilado, con variedad de formas y entradas, a nuestra izquierda y caminaremos por una zona kárstica con alguna dolina que sirve como pasto, para llegar a la cuarta parada.

Parada IV

Observamos otra playa de gran calidad paisajística, en concreto la playa La Canal. Es la más próxima al núcleo rural de Villanueva de Pría, en Llanes. Es una pequeña concha de arena al fondo de un estrecho y alargado cañón kárstico, de ahí su nombre. Esta diminuta playa tiene unas dimensiones de apenas 25 metros de anchura y unos 300 de longitud.



Fig 10. Playa de la Canal

Esta playa tiene este característico trazado debido a la dirección de los planos de estratificación, que son los mismos que el de la playa SO-NE. Se podría hacer una comparativa entre esta playa y la siguiente para observar y comprender la evolución que ha tenido.

Parada V

La quinta parada está apenas a unos 100 metros de la La Canal y coinciden en el mismo tipo de forma, aunque el Mar de Sutierra no está aun totalmente desarrollado. Se puede ver así un ejemplo de como la acción erosiva evoluciona estos lugares.



Fig. 11 Mar de Sutierra

VI Parada

La última parada de esta ruta es la playa de Cuevas del Mar, la cual tiene acceso rodado por la localidad de Villanueva o bien por Nueva de Llanes. Esta playa es el

desemboque del río Ereba, que condiciona la morfología de la arena. Esta playa tiene infinidad de cuevas y arcos que pueden ser visitados en bajamar.



Fig. 12 Playa de Cuevas del Mar

RUTA 2 La Huelga a la ría de Niembu

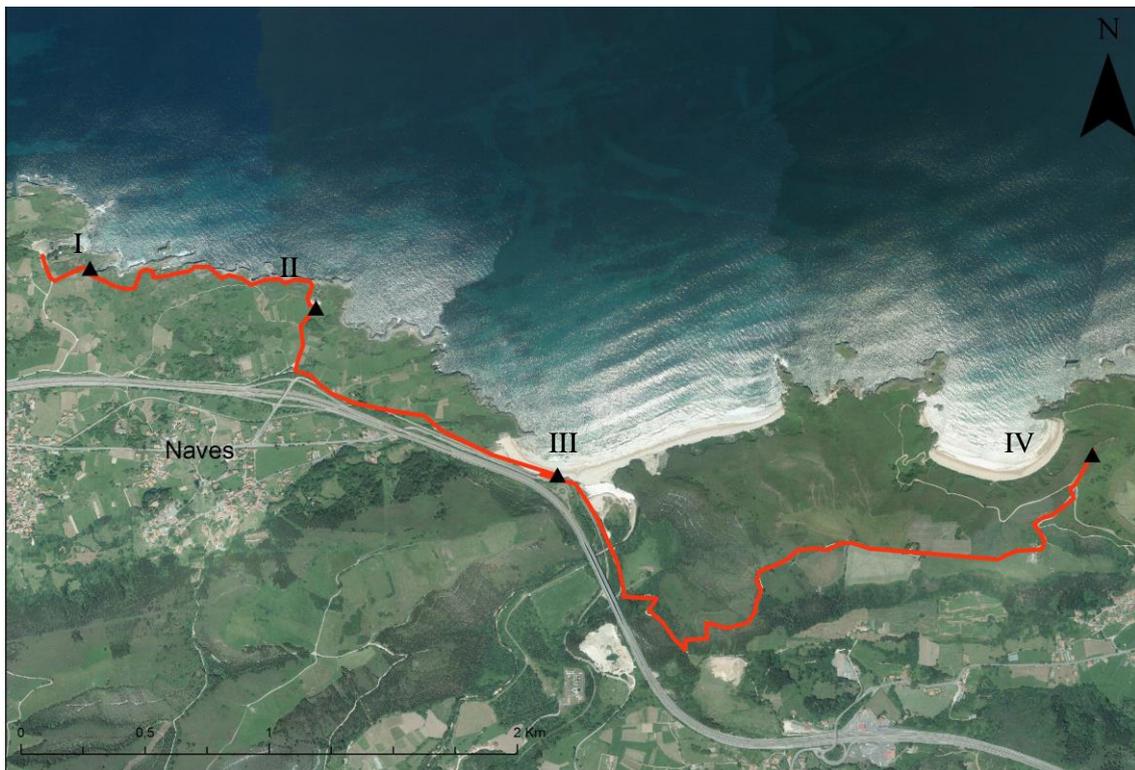


Fig. 13. Ruta 2 Fuente: PNOA 2014

I Parada, La Canalona

Parada II Gulpiyuri

Parada III Playa de San Antolin y río Bedón

Parada IV Torimbia

En esta ruta saldremos desde la playa de la Huelga, precioso mirador del Castru Las Gaviotas. Nos dirigiremos hacia el E por una senda pegada a costa hasta llegar a San Antolín, donde después nos enlazaremos con el Camino de Santiago para llegar a Torimbia para dirigirnos más tarde hacia Niembu.

Parada I

La playa de la Huelga aparte de la belleza de sus vistas al mar debido a la presencia del arco del Castru de las Gaviotas, cuenta con otra playa conocida como La Canalona, una playa angosta, larga y estrecha donde observamos en lo alto grúas para sacar el ocle.

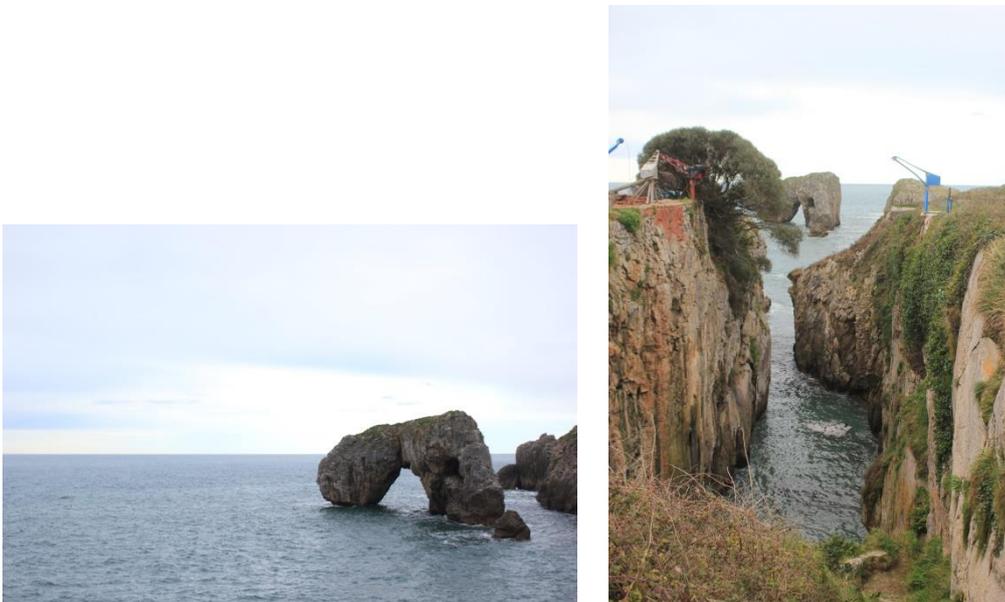


Fig. 14 Castru de la Huelga y el Castru desde la Canalona con las grúas

Parada II

Tras caminar unos 400m hacia el E dejamos durante este breve recorrido otra serie de playas similares (La Canalina) y otra serie de formas como cenotes (La Moria) y playa supramareales (Salmorieda) llegamos a uno de los lugares mas emblematicos y caracteristicos de la costa oriental, tanto por su belleza como por la peculiaridad de este. La playa de Gulpiyuri es una playa sin salida al mar, se trata de una dolina de marea donde el agua entra en la pleamares a traves de conductos submarinos horizontales. Tiene una planta subcircular y todo su reborde superior meridional parece corresponder a una terraza flandriense, la base está representada por limos por la alteracion in situ de la caliza.



Fig. 15 Playa de Gulpiyuri, A desde el frontal y B desde atrás

Rodeando Gulpiyuri por el N nos dirigimos hacia E siempre dejando el mar a nuestra izquierda.

Parada III

Una vez dejamos atrás Gulpiyuri iremos observando en todo momento, si las condiciones meteorológicas lo permiten, el talud de la playa de San Antolín. Una vez llegamos a la playa tendremos que coger el camino de Santiago dejando el río a la izquierda. La playa, la mayor de Llanes, es de carácter mixto siliciclástico (cantos, arenas y gravas) con una franja superior gruesa, tiene una serie de formas características, en la zona occidental contiene un arco natural, en la central se encuentra la desembocadura del río Bedón formando una barra de arena en la propia playa y en la parte oriental observamos los deslizamientos que el oleaje produce en la ladera.

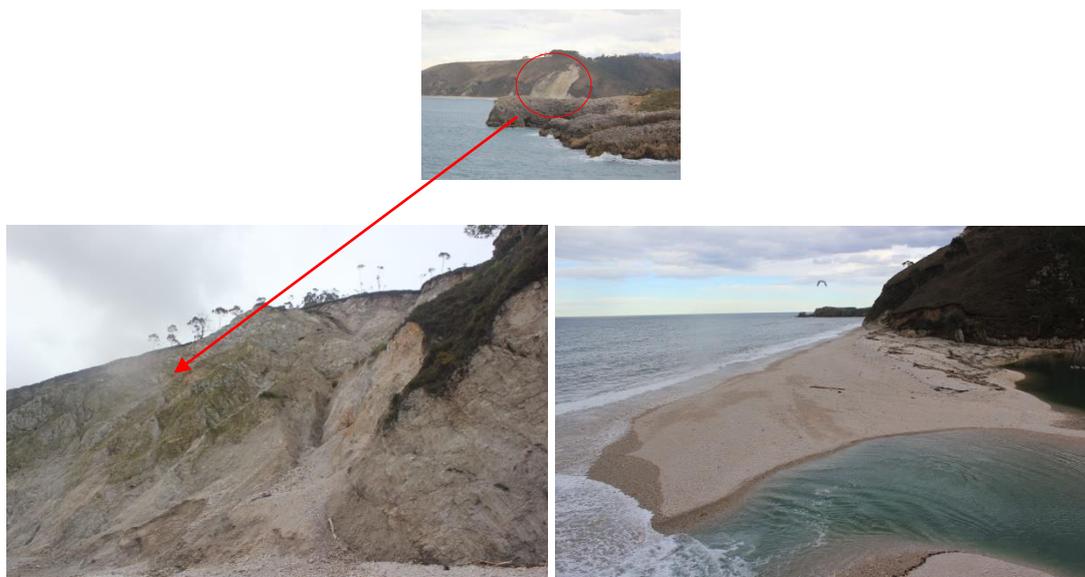


Fig. 16 Desprendimientos de San Antolín y barra de arena.

Parada IV

Siguiendo el camino de Santiago que nos sube por una sierra litoral llegaremos al aparcamiento y a una de las paradas obligatorias debido a la belleza de las vistas y el valor paisajístico. La playa de Torimbia se encuentra al NO de Niembro y es una de las playas más bellas de toda la costa asturiana. Se encuentra en las faldas de una sierra litoral, tiene una disposición en forma de concha. Las puntas que cierran esta playa son de caliza mientras el resto de la playa está asentada sobre cuarcitas.

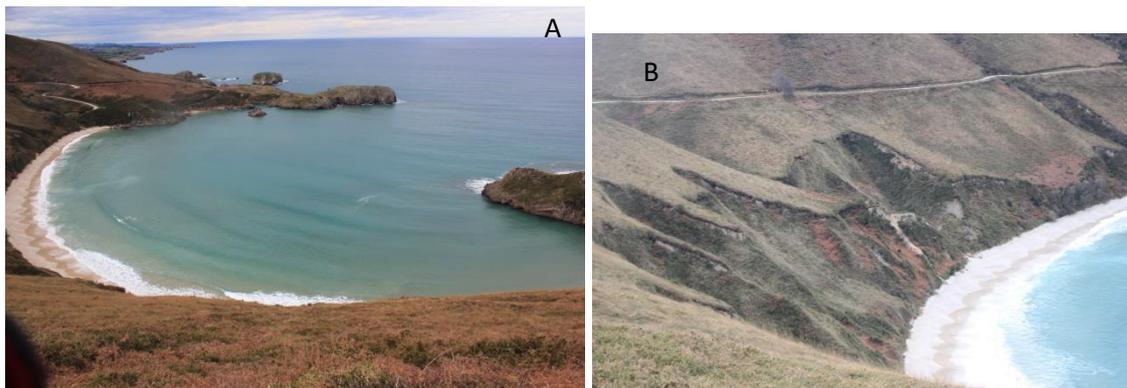


Fig. 17 A, Playa de Torimbia. B. Deslizamientos de ladera en la playa.

Por último, nos desplazaremos por el parking hacia el mar donde un pequeño camino nos dirigirá a Cabu Prietu para proseguir el camino hacia la ría de Niembro pasando por Toranda.



Fig. 18 Vista de la Sierra Litoral (SL) desde Torimbia

Ruta 3 de Troenzo a las islas de Poo



Fig. 19 Ruta 3. Fuente: PNOA, 2014

Parada I Troenzo

Parada II Tómbolos de Celorio y
San Martín

Parada III Islas y playa de Poo

En esta ruta recorreremos toda la costa de las parroquias de Celorio y Poo que se encuentran unidas por, y la cual aprovecharemos, la senda costera. En esta zona se encuentra multitud de islas y tómbolos, comenzando por la playa de Troenzo nos dirigiremos dirección E pasando por Borizu, Celorio, San Martín para acabar en Poo. (Formaciones de las islas y tómbolos).

Parada I

La primera parada se hace en el Castru Troenzo, aquí nos permitiría hacer una síntesis del tiempo y evolución de los tómbolos e islas a simple vista. Troenzo sería la primera etapa y las islas de Poo la última.

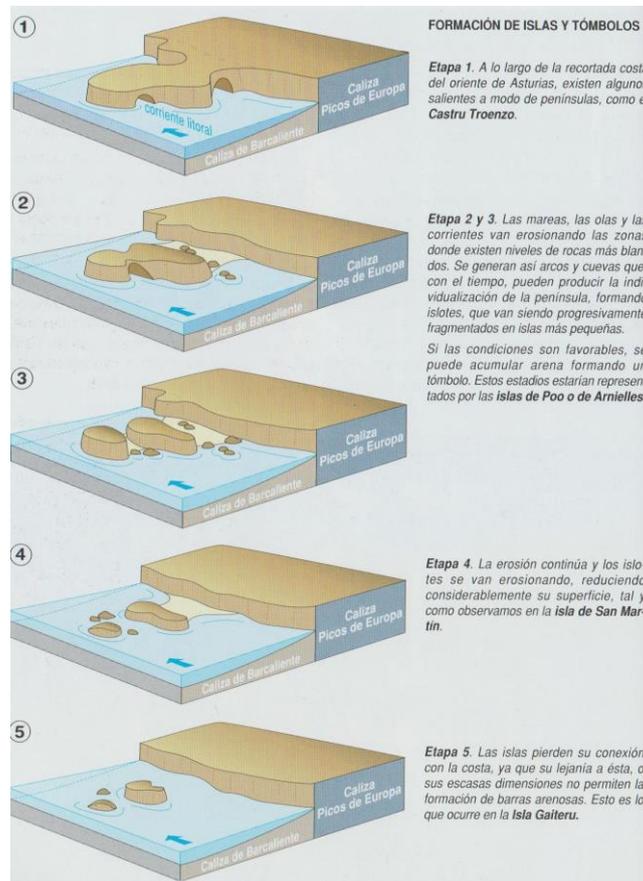


Fig. 20. Bloque diagrama de desarrollo de las islas y tómbolos, Adrados, 2011

Parada II

Los tómbolos son estrechas lenguas de tierra que se extienden entre una isla y tierra firme. En esta zona la union es visible en bajamar quedando en pleamar separadas. En la siguiente imagen observamos el tómbolo de San Martín. (Fig. 21)



Fig. 21 Isla de San Martín a media marea.

Parada III

La playa de Poo se trata de una playa de morfología irregular que se prolonga tierra adentro estrechándose. Se establece aquí la desembocadura del río Vallina lo que da lugar a un ambiente fluvial y marino.



Fig 22. Playa de Poo y río Vallina.

RUTA 4 De Cué al mirador de la Boriza.



Fig 23. Ruta 4 Fuente; PNOA, 2014

Parada I Valles y Herradura

Parada II Antilles

Parada III Ballota

La salida de la siguiente ruta se hará desde el núcleo de Cué concretamente desde el parking anterior a la playa. Nos dirigiremos hacia el NO por una senda que nos lleva al Picu Valles para luego perfilar toda la costa dirección E, después pasaremos por la playa de Antilles. Seguiremos siempre esa dirección E perfilando la costa para así llegar a la playa de Ballota. Una vez en Ballota subiremos por la ladera de una sierra litoral hasta llegar al mirador de la Boriza.

Parada I

La primera parada la haremos en el picu Valles donde más que una forma, se observan un conjunto de formas, dos cenotes, simas invadidas por el mar y un conjunto de dolinas supramareales en la zona de la Herradura.

Los cenotes son simas inundadas por el mar, conductos verticales originados por la erosión del agua desde la superficie y en esta caso hasta el nivel del mar. Las dolinas

supramareales son unas depresiones que se encuentran ubicadas en el borde del acantilado. Tienen un fondo recubierto de arenas y cantos y se forman gracias a los remolinos creados por el oleaje que excavan la depresión. (Fig. 24)



Fig. 24 Dolina supramareal de la Herradura.

Parada II

La playa de Antilles (Fig. 25) se encuentra en el centro de la ensenada de Cué. La playa se trata de un tómbolo que une tres grandes islotes y forma un complejo de gran belleza visible solamente en las mareas bajas.



Fig 25. Ensenada de Cué con distintas mareas. Fuente; Llanes Escenario Natural

Parada III

Dejando atrás Antilles nos dirigimos ahora hacia la playa de Ballota (Fig 26.A) donde vamos a encontrar otro conjunto de formas; bufones, cenotes, dolina de colapso. Pero lo más característico de esta parada son los afloramientos rocosos (Fig 26, B) y la vista que tendremos en el mirador de la Boriza. La playa de Ballota se encuentra

asentada sobre un conjunto de calizas rojas de la Formación Alba. Los acantilados de la playa muestran un relieve diferente, esto se debe a la presencia de cuarcitas de la Formación Barrios. Dejando la playa de lado, subimos hacia lo alto de la sierra plana de Cué, sierra litoral donde se encuentra un campo de Golf para dirigirnos al mirador de la Boriza.



Fig 26. A) Playa de Ballota, B) Calizas rojas de la Formación Alba.

El mirador de la Boriza podemos distinguir una serie de formas como el Castru Ballota el cual nos acompaña desde el momento que entramos en la playa y mirando hacia el sur, un conjunto de sierras planas. Una de ellas partida y tallada por el río Purón.



Fig. 27. Sierras Planas cortadas por el río Puron desde el mirador de la Boriza.

Ruta 5 Vidiago-Cobijeru

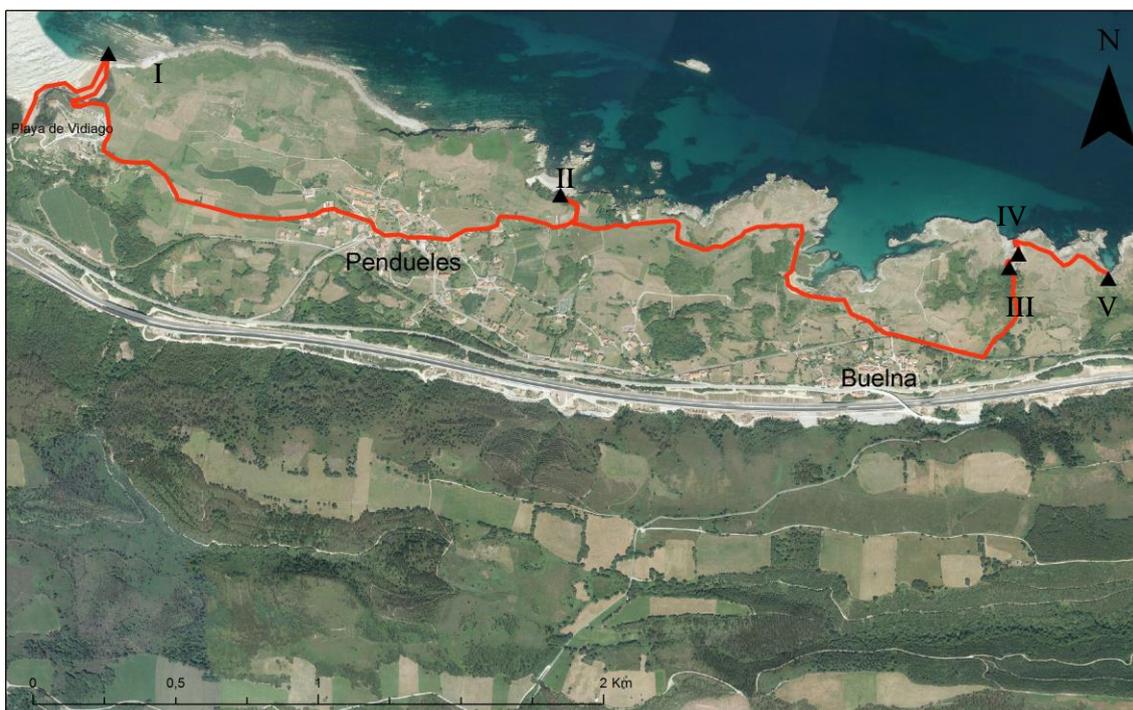


Fig 28. Ruta 5. Fuente; PNOA

Parada I Flysch de Pendueles

Parada II Tómbolo de Castiellu

Parada III Conjunto de Cobijeru

Parada IV Salto Caballo

Parada V Marmitas de Gigante

La siguiente ruta es la más larga pero también la de más belleza. Comenzaremos por la playa de Vidiago para, como de costumbre, seguir dirección E. Aquí observaremos multitud de formas características y de gran belleza.

Parada I

La primera parada se realiza en la playa de Vidiago, se recomienda estar en marea baja, pues el Flysch solo es visible en esta marea. El flysch es una plataforma formada por areniscas, calizas y pizarras que tiene un espesor de 400 m (Fig 29). Estas rocas son diferentes a todas las que afloran en todo el oriente, se han formado en el fondo marino, también se les conoce como turbiditas, y es debido a los sedimentos que circulan por cañones submarinos que surcan el talud continental que son depositados en el pie del talud. Al recorrer el flysch se observa la presencia de capas plegadas, en realidad se trata de slumps, capas deformadas por deslizamientos submarinos.



Fig 29. Flysch de Pendueles.

Salimos del Flysch con la ayuda de un sendero y unas escaleras que nos llevan al camping, a continuación nos dirigimos hacia el núcleo de Pendueles por la extensa rasa. Una vez en Pendueles cruzamos la Calle Hergueta Vidal y seguimos toda la pista que nos llevara a la próxima parada. También hay que señalar la existencia de crinoideos (Fig. 30) en la parte baja del talud, aunque a veces se mueven hacia el flysch debido a los desprendimientos.



Fig 30. Crinoideos en la playa de Vidiago.

Parada II

La playa de Castiellu es una playa compuesta de gravas y cantos de pequeño tamaño y la formación de un gran tómbolo que une la isla de los Picones.



Fig 31 Tómbolo de Castiellu.

Parada III

Siguiendo la pista hacia el E llegaremos a la ensenada de Buelna, seguimos dirección E hasta llegar a un puente que cruza las vías del tren. Dejando las vías a la derecha seguimos la pista hasta llegar a la Cueva Raíces. En el conjunto de estalactitas (Fig. 32) podemos observar el nivel que el agua que puede alcanzar debido a la inundación de la cueva cuando hay fuertes lluvias ya que el sumidero no es capaz de captar toda el agua. Tiene un lecho irregular sobre el que se excava un regato de gravas cuarcíticas y arenas.



Fig. 32 Estalactitas en la cueva Raíces con la marca de agua.

Siguiendo el sendero llegaremos a la playa de Cobijeru, una playa mixta de gravas cuarcíticas y calcáreas subredondeadas (Fig 33). Al igual que Gulpiyuri, se trata de una playa interior. Saliendo de la playa por el NE, nos encontramos con una cueva que tiene alida al mar.



Fig 33 Conjunto de Cobijeru.

Cabe destacar la necesidad de casco, luz y calzado adecuado además de realizar la visita en marea baja y mar en calma. En el interior se han formado algunos precipitados carbonatados como gours y concreciones así como multitud de estalactitas, columnas incluso grabados paleolíticos y tristemente del s.XXI. (Fig 34)

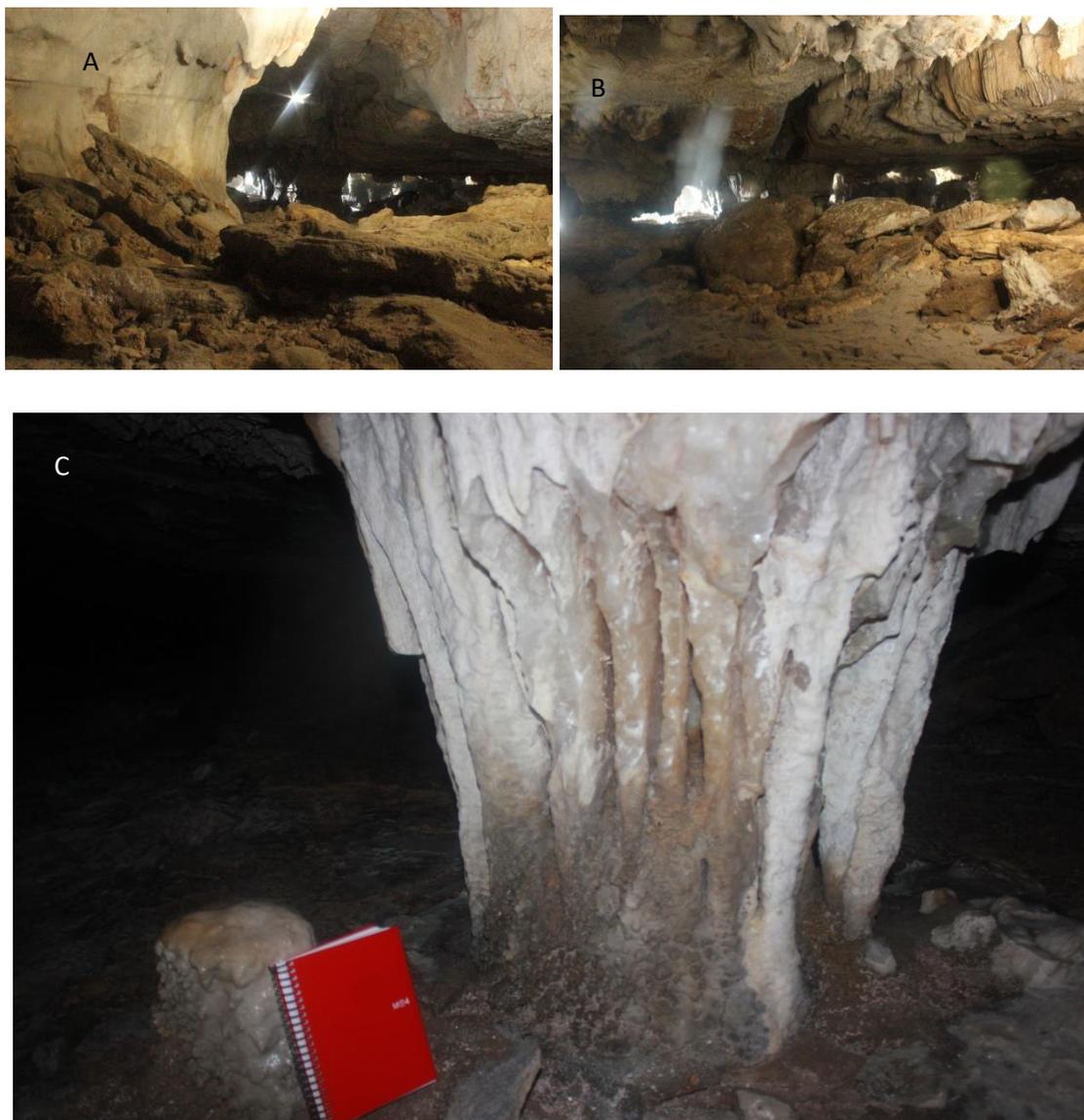


Fig 34. A,B) Cueva de Cobijeru. C) Columna de calcita en la cueva.

Parada V

Para continuar, salimos de la cueva y nos dirigimos al borde del acantilado, donde encontraremos un arco de unos 40 m de altura (Fig. 35). Permite visualizar el conjunto de conexión del borde acantilado con la playa.



Fig. 35 Arco de Salto Caballo

Parada VI

Seguimos dirección E-SE y nos encontraremos con una pequeña ensenada de nombre, la Silluca. Aquí haremos la última parada de esta ruta.

Las marmitas de gigante tienen una formación similar a las dolinas supramareales, solo que el agente erosivo es el río, que produce unas pequeñas pozas debido al desgaste de los cantos que transporta el río.



Fig 36. Marmitas de gigante en la ensenada la Silluca.

Ruta 6 Santiuste a Pimiango



Fig. 37. Ruta 6. Fuente; PNOA

Parada I Bufón de Santiuste

Parada II Mendía

Parada III Cueva del Pindal

Parada IV Mirador del Picu

La siguiente ruta nos llevará desde uno de los bufones más espectaculares hasta Pimiango donde finalizará tanto la ruta como todo el itinerario referente a la parte de la costa oriental. Esta ruta tiene accesos un poco confusos y poco claros, por lo que para evitar carretera, se recomienda hacerlo en marea baja, pues de la Franca a Mendía, se cierra el paso.

Parada I

Partiendo desde Santiuste, veremos indicaciones de bufón en carteles y pasos condicionados o bien desde Buelna y uniendo con la ruta anterior. La primera parada es el bufón de Santiuste, es uno de los más grandes y espectaculares de toda la costa. Podemos observar que en las cercanías del bufón el suelo está lleno de arenas.

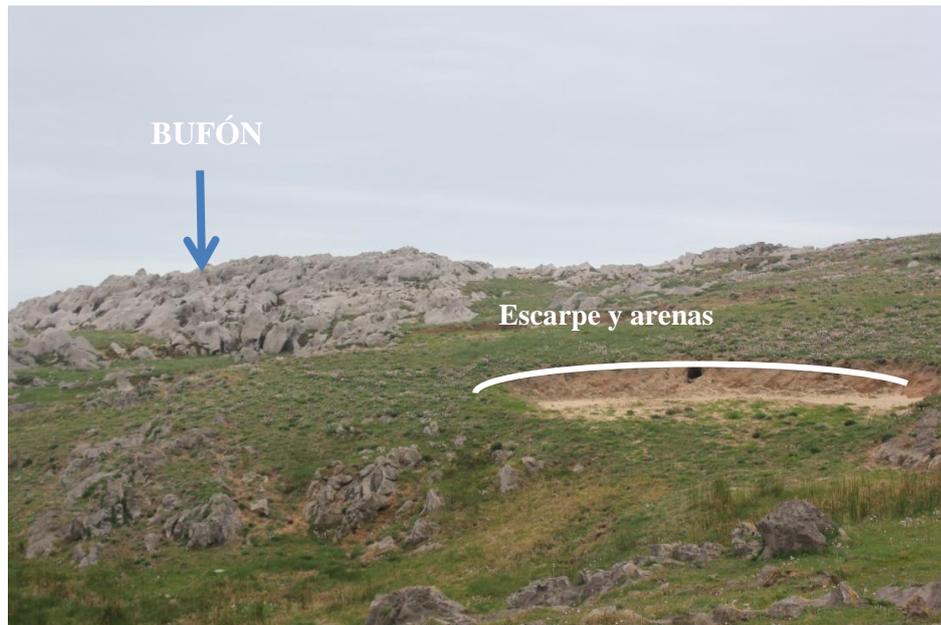


Fig. 38. Bufon de Santiuste y los escarpes.

Parada II

La ensenada de Mendía se encuentra sobre cuarcitas del Ordovícico. En el talud podemos observar depósitos de origen periglacial del Flamiense.

En bajamar se observa una plataforma de abrasión que es un borde rocoso de pendiente suave que se extiende por la zona intermareal. Se forma como resultado de la abrasión de las olas. La plataforma se ‘alimenta’ de la caída de rocas del acantilado.



Fig. 39 . Ensenada de Mendía. D.L, depósitos de ladera. P.A.M, plataforma de abrasión mariana (Fotografía de Miguel A. Poblete).

Parada III

La siguiente parada se encuentra un poco alejada, deberemos ir hacia la núcleo de Pimiango y después seguir las indicaciones que nos llevarán a la Cueva del Pindal así como del centro de Interpretación. La cueva solo se puede acceder mediante visita guiada y tiene un cupo de 20 personas por turno por lo que se recomienda reserva previa. Por apenas 3€ se puede acceder a la cueva en la que encontraremos grandes coladas de carbonato cálcico y estalacticas de gran tamaño, pero la atracción de la cueva y por lo que es declarada Patrimonio de la UNESCO es por la representaciones paleolíticas de esta. A 3 minutos podremos ir hacia la vista de la ensenada de El Moral donde podremos observar el islote de La Lanchuca.



Fig. 40 Islote de la Lanchuca

Parada IV

Para finalizar la ruta haremos la última parada en el mirador del picu, aquí se pueden observar los distintos niveles de rasa. Por un lado, al S, tenemos la rasa de Pimiango y al N, la rasa de Tronía, a un nivel inferior.



Fig 41. Distintos niveles de rasa en Pimiango. Fuente Google Earth.

2. Itinerario por el desfiladero de La Hermida

Antes de comenzar el itinerario por el E, se hará una ruta que nos servirá de conexión entre la zona costera y el parque nacional con el fin de observar el tipo de paisaje que se encuentra entre ambos. He decidido escoger la conexión entre Panes y Tresviso aunque no tenga un gran valor geomorfológico, no se puede negar la belleza y la espectacularidad de estos paisajes anexos al desfiladero de la Hermida, donde el río Deva ha modelado un espléndido y vertiginoso paisaje. Cabe mencionar que el desfiladero de la Hermida es de los más largos de España, con unos 21 km. A lo largo del desfiladero se pueden encontrar cantidad de actividades de ocio como aguas termales, vías ferratas, senderos de vértigo y zonas de escalada.

La ruta se hará desde Panes, concretamente el pueblo de Robriguero, pasando por Cuñaba y San Esteban hasta Tresviso.

Ruta de unión entre la zona marina y los Picos de Europa

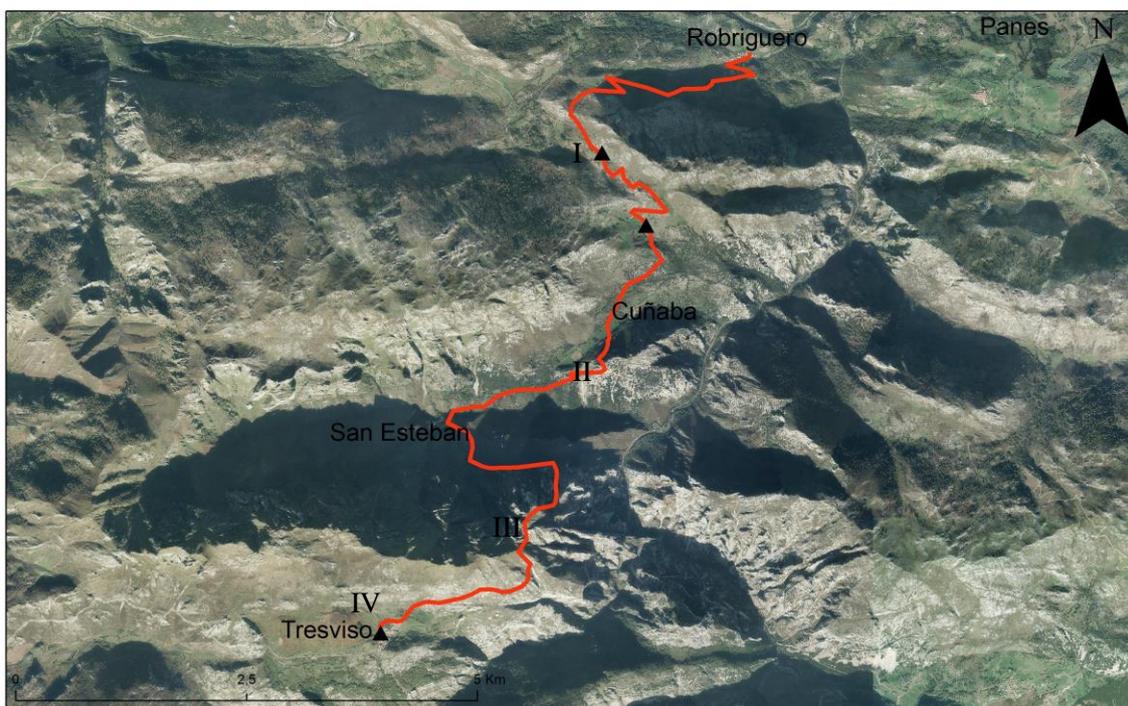


Fig. 42. Ruta de unión entra la Costa y Picos de Europa. Fuente PNOA, 2014

Parada I Minas del Argayón

Parada II Cuñaba

Parada III Pasada del Picayo

Parada IV Tresviso

Salimos desde el pueblo de Robriguero por el cual podemos escoger entre dos itinerarios, uno iría por las minas de Argayón hasta llegar a Cuñaba y el otro se realizaría por la parte más próxima del desfiladero aprovechando aquellas antiguas rutas comunicación entre los lugareños de la zona.

Parada I

Las minas de Argayón son un conjunto minero que se sitúan entre las localidades de Bores y Cuñaba. Este conjunto minero tenía su actividad entre finales del SXIX y principios del SXX, aunque no eran muy extensas en producción, se explotaba manganeso, cinc y plomo.



Fig. 43 Bocamina en el Argayón. Fuente: www.mtiblog.com

Parada II

Siguiendo el entramado de pistas, dejamos de lado las Invernales de Tremaño dirigiéndonos hacia la próxima parada. En San Esteban de Cuñaba observaremos un cambio claro de vegetación entre dos alturas, esto es debido a las propiedades del suelo, pues en la parte baja se encuentran la cuarcitas de la Formación Barrios donde crece una vegetación más oscura y abundante matorral. Por otro lado, en la parte superior se observa un suelo más abrupto e irregular pero con mayor vegetación debido a los suelos calcáreos de la Formación Picos de Europa. El pueblo de San Esteban se encuentra asentado sobre un deslizamiento calcáreo ante las cuarcitas.

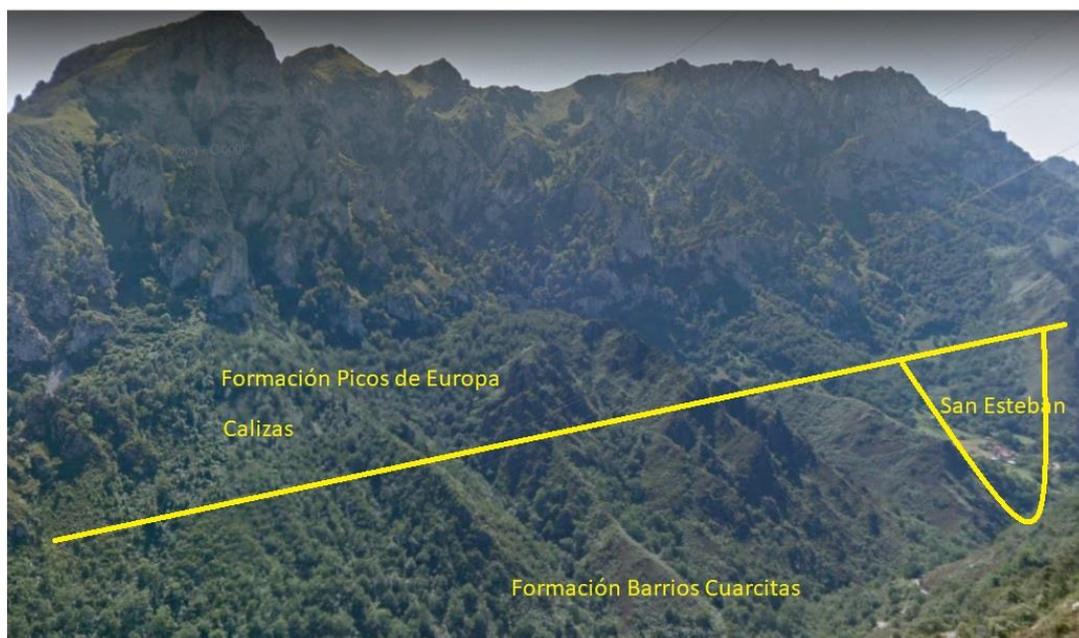


Fig 44 Distintas Formaciones en San Esteban. Fuente; Google Earth.

Parada III

Cruzando el pueblo de San Esteban, nos dirigimos dirección al área recreativa donde cogeremos el sedo que nos llevara a la Pasada del Picayo. Es destacable aquí como se iba buscando camino de collada en collada todo ello colgado sobre el desfiladero de La Hermida.



Fig 45. Subida hacia los Picayos.

Parada IV

Una vez pasados los Picayos seguimos por el sedo hasta la población de Tresviso. Cruzaremos por un promontorio cubierto de vegetación oscura, retazo de las rocas siliciclásticas del Pérmico que hace 280 millones de años cubrían las calizas de Picos de Europa.



Fig 46 Tresviso

3. Itinerario por el Macizo Central y Oriental de los Picos de Europa

Establecida la conexión entre la zona marina y la montaña de Picos de Europa, comienzan, a partir de ahora, una serie de rutas por el Macizo Central y Occidental de los Picos, se podrá ver a lo largo de todos los recorridos el resultado de la acción glaciaria, así como angostos paisajes resultados del modelado fluvial que perfila y excava en este macizo calcáreo. El itinerario consta de cuatro rutas con un nivel de dificultad medio-alto, por lo que hay que tener una mínima noción de montañismo y preparación física adecuada, pues los relieves que encontramos en Picos de Europa lo exigen (Fig 46.).



Fig 46. Relieve del Macizo Central desde El Cuetón.

Ruta 8 Jitu Escarandi- Casetón de Ándara- Vegas de Sotres

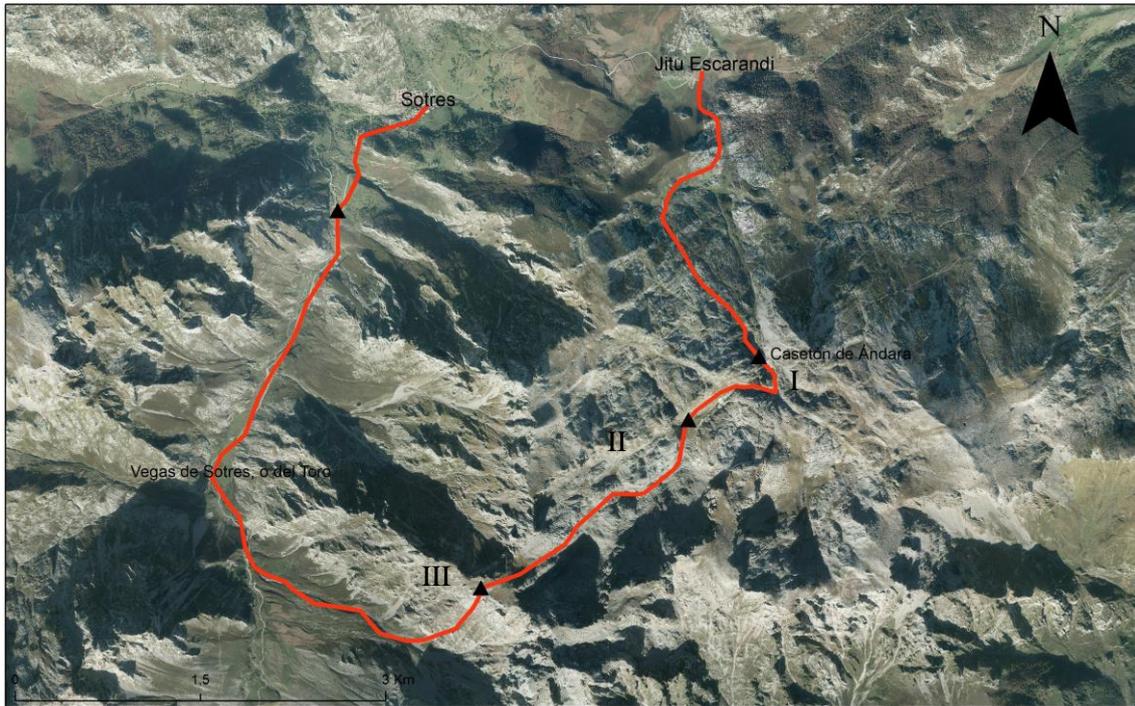


Fig 47. Ruta 8. Fuente PNOA, 2014

Parada I Casetón de Ándara

Parada II Pozo de Ándara

Parada III Canal de Jidiellu

La siguiente ruta saldrá del Jitu Escarandi hacia el casetón de Ándara, de ahí nos dirigiremos al collado Valdominguero para coger la canal de Jidiellu que nos dejará en las Vegas de Sotres. Destaca aquí a parte del modelado glaciar la acción antrópica minera.

Parada I

El casetón de Ándara surge como edificación relacionada con la minería, actualmente es un refugio de montaña. En este macizo se observara las alteraciones, muchas irreversibles que la minería ha provocado. Se observa en toda la zona cantidad de bocaminas, caminos y escombrera. El mayor impacto realizado por la minería se traduce en la agresión a los bosques así como la contaminación edáfica e hidrológica. Por otro lado, se crea aquí un paisaje remoto combinando las construcciones con el relieve y las duras condiciones climáticas. Se explotaba principalmente cinc y plomo.



Fig 48. Vistas del complejo minero del Casetón de Ándara. (Foto de Ricardo)

Parada II

Se produce aquí el mayor impacto, el Pozo de Ándara, era el segundo lago en extensión del PNPE después del Enol. Se trata de una cubeta de sobreexcavación glacial que a finales del sXX quedó reducida a una simple charca debido a las explosiones que hicieron que el agua se comunicara con los conductos kársticos permitiendo su filtración.



Fig 57. Lago de Ándara. (Foto de Ricardo).

Parada III

Para salir del macizo de Ándara hacia las invernales del Texu, utilizaremos la bajada de Jidiellu. La canal de Jidiellu es una de las muchas canales de aludes de picos, sirven como escapes a las masas de nieve o roca que en saturación de agua o por fusión de nieve se desplazan ladera abajo.

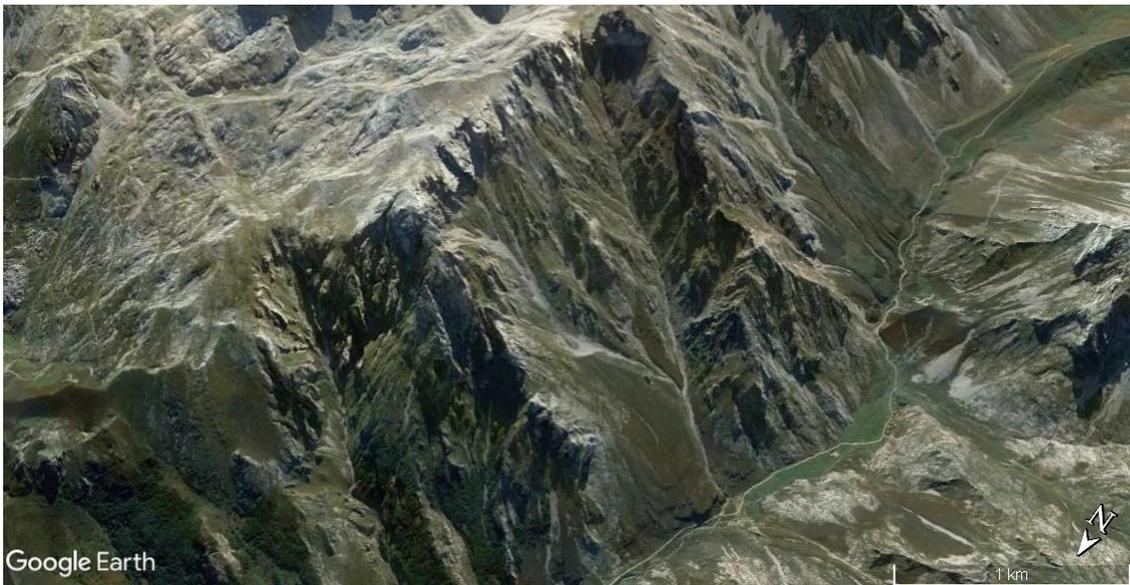


Fig 58 Canal de Jidiellu. Fuente Google Earth.

Ruta 9 Vegas de Sotres- Lago de las Moñetas- Canal del Vidrio- Llomba del Toro

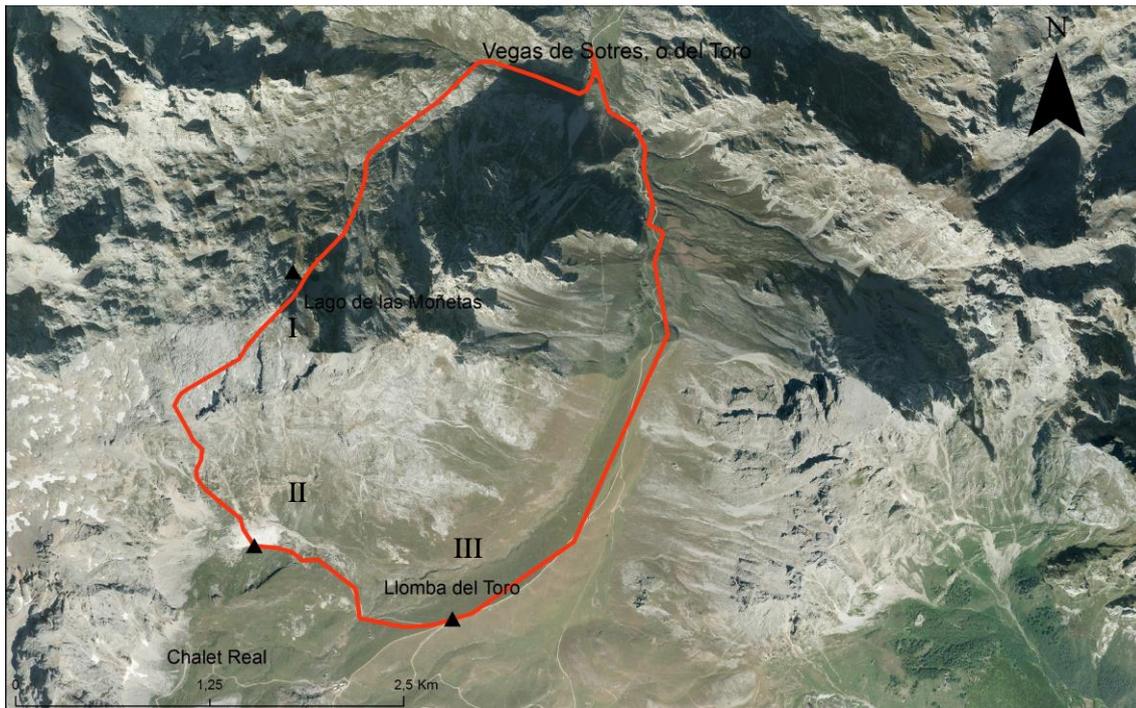


Fig 59. Ruta 9. Fuente PNOA 2014

Parada I Lago de las Moñetas

Parada II Minas de Mánforas

Parada III Llomba del Toro

En esta ruta visitaremos los modelados glaciares más característicos de Picos de Europa. En primer lugar, saldremos de las Vegas de Sotres donde cogeremos la subida de las Moñetas donde haremos la primera parada en el Lago de las Moñetas. Después, subiremos hacia la horcada del Vidrio a la sombra de los Tiros Navarro. Una vez ahí cogeremos la bajada que nos lleva a la Canal del Vidrio, con mucho cuidado saltaremos directamente al chalet Real, donde encontramos el gran complejo glaciar de Peña Vieja. Saldremos de este entramado por la Llomba del Toro de nuevo dirección hacia las vegas del Toro o Sotres.

Parada I

Lago de las Moñetas es una cubeta de sobreexcavación glaciar, estas cubetas de sobreexcavación tienen su origen debido a la excavación que hace el glaciar cuando encuentra un pequeño obstáculo (Fig 60). Alrededor del lago observamos un canchal debido a los desprendimientos.

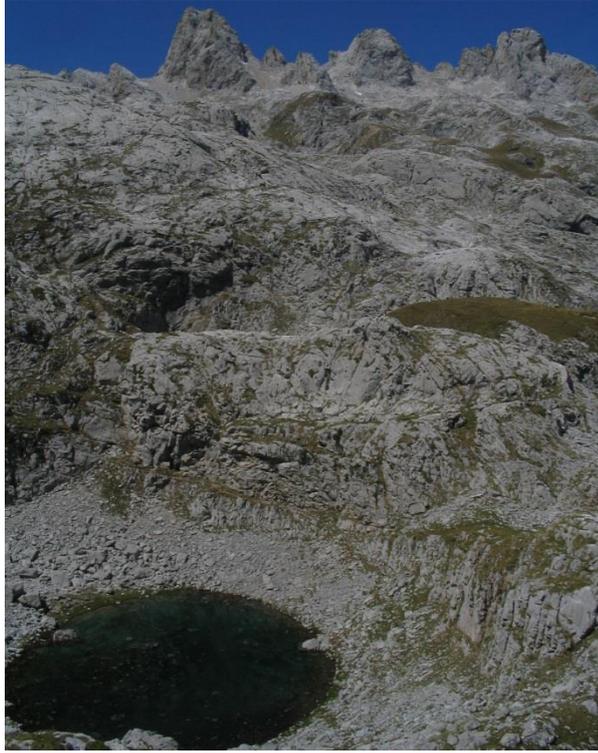


Fig 60. Lago de las Moñetas. (Foto de Ricardo)

Parada II

Las minas de las Mánforas es una edificación minera situada en las faldas de Peña Vieja donde se extraía mineral hasta finales de 1970. El mineral predominante en estas minas era la blenda, mineral compuesto de sulfuro de zinc, el cual servía para galvanizar el hierro.

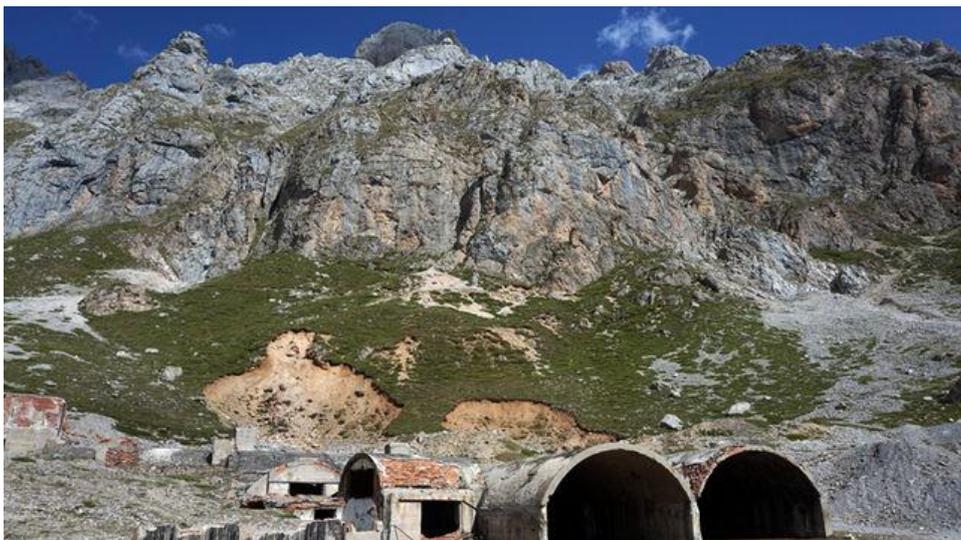


Fig 61. Minas de Mánforas. Fuente www.foropicos.net

Parada III

La tercera parada de esta ruta se hará en la Llomba del Toro. Se trata de una morrena lateral originada por el glaciar del Duje. Este tipo de morrenas se sitúan en los laterales del glaciar donde se acumulan los depósitos arrastrados por este. El conjunto de estos depósitos se denomina till. Esta morrena proviene del glaciar de las Sargadas, en la Fig 62 A, se observa todo el conjunto, desde el circo (C) el cual corresponde con las cumbres de Peña Vieja y Peña Olvidada se desplazaría una masa de hielo dirección E y después N.

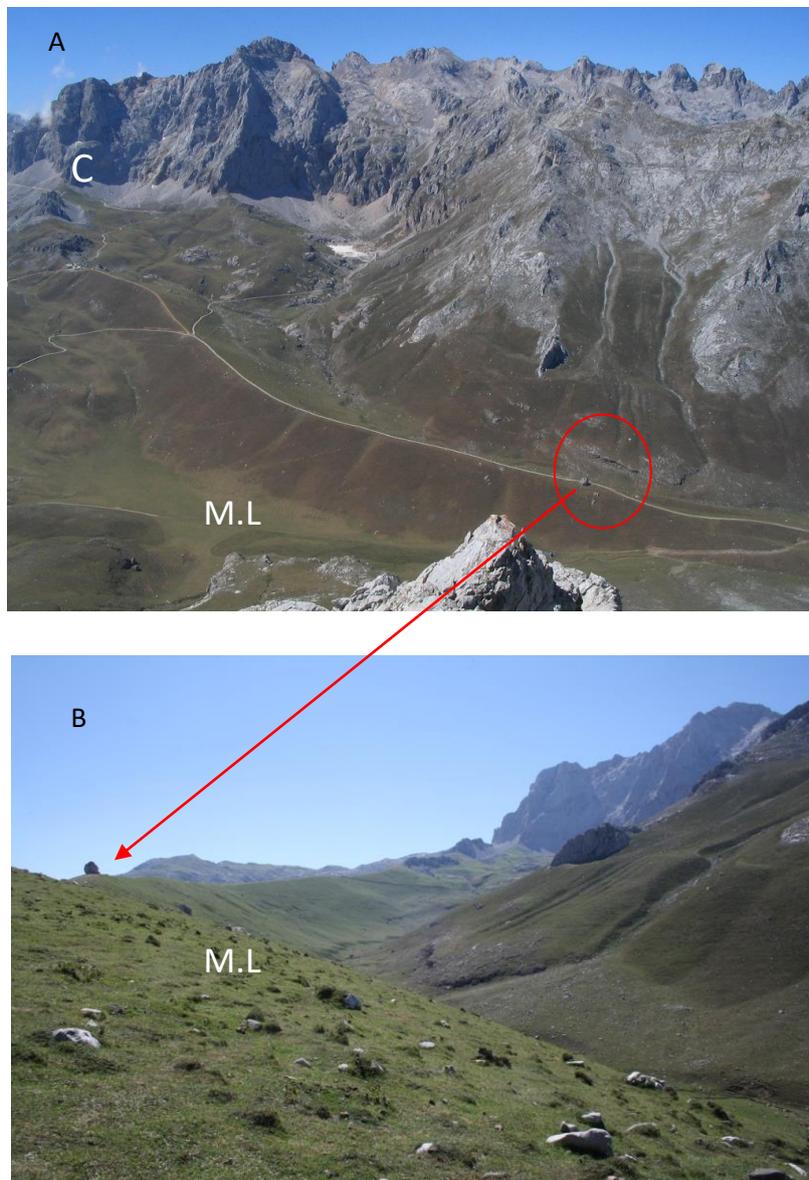


Fig. 62. A) Glaciar las Sargadas desde el Jierru. B) Arco morrenico lateral (M.L) de la Llomba del toro

Ruta 10 Poncebos- Canal de Piedra Bellida- Amuesa- Bulnes



Fig 63. Ruta 10. Fuente PNOA 2014.

Parada I Ruta del Cares

Parada II Collao Cerreu

Parada III Amuesa

Parada IV Bulnes

La primera ruta sale de Poncebos, situado en el concejo de Cabrales donde aprovecharemos la ruta del Cares hasta llegar a Panduculiembu para coger ahí la canal de Piedra Bellida que nos llevará hacia Collao Cerreu, un magnífico balcón sobre el río Cares. Una vez ahí nos dirigiremos a los praos de Amuesa para coger la canal de mismo nombre que nos llevara al poblado de Bulnes, El Castillo. Después de ver Bulnes, nos desplazaremos por la canal del Texu hasta llegar a Poncebos donde comenzamos esta ruta.

Parada I

Durante nuestro paso por la ruta del Cares, sería incorrecto determinar una sola parada por lo que intentare explicar las formas que encontraremos hasta la desviación para coger la canal de Piedra Bellida. El primer termino a observar es el sector de Los

Collaos que nos permite entender la evolución de la garganta. Según Adrados, se observa que el paso de la senda divide claramente dos etapas.(Fig 63) la parte alta corresponde al glaciar con la forma en U y en su parte mas baja se forma el valle fluvial.



Fig. 64 Imagen de los Collaos. (V.G, Valle glaciario, G.F Garganta Fluvial)

La siguiente forma mas destacada se trata de un arco karstico, el Juracao. Es una antigua cavidad que ha quedado expuesta debido a la erosion fluvial que desmantela el macizo rocoso.



Fig 65 el Juracao

Por último una mera mención a la canal de Sabugo y la surgencia del Farfao de la Viña, se trata de un manantial que viene de las partes altas del macizo central (Peña Castil) y que cede su agua al Cares. El trazado rectilíneo de la canal tiene relación con

un plano de falla y un conjunto de materiales transportados por aludes que forman un abanico de derrubios.



Fig. 66 Canal de Sabugo y la surgencia del Farfao.

Parada II

Una vez llegamos a la parte de Culiembru, nos desviaremos hacia el río para cruzar el puente Pando, que nos llevara al prado de Panduculiembru para acceder a la canal de Piedra-Bellida. Una vez llegamos al final de esta larga y pronunciada canal, daremos con el Collado Cerredo, un enorme balcón de la garganta del Cares. Desde aquí observaremos en primer lugar el conjunto glaciar de Mesones, así como las terrazas fluviales del Cares. Destaca aquí la vista de la majada de Ostón, el verde de la zona tienen que ver con los depósitos glaciares que se encuentran en su suelo, siendo así una zona de pastos clave encajada en estos muros de caliza. Por otro lado, debido al encajamiento del río existen depósitos fluviales colgados a metros sobre el cauce. Las distintas fases de encajamiento quedan reflejadas en las terrazas fluviales.

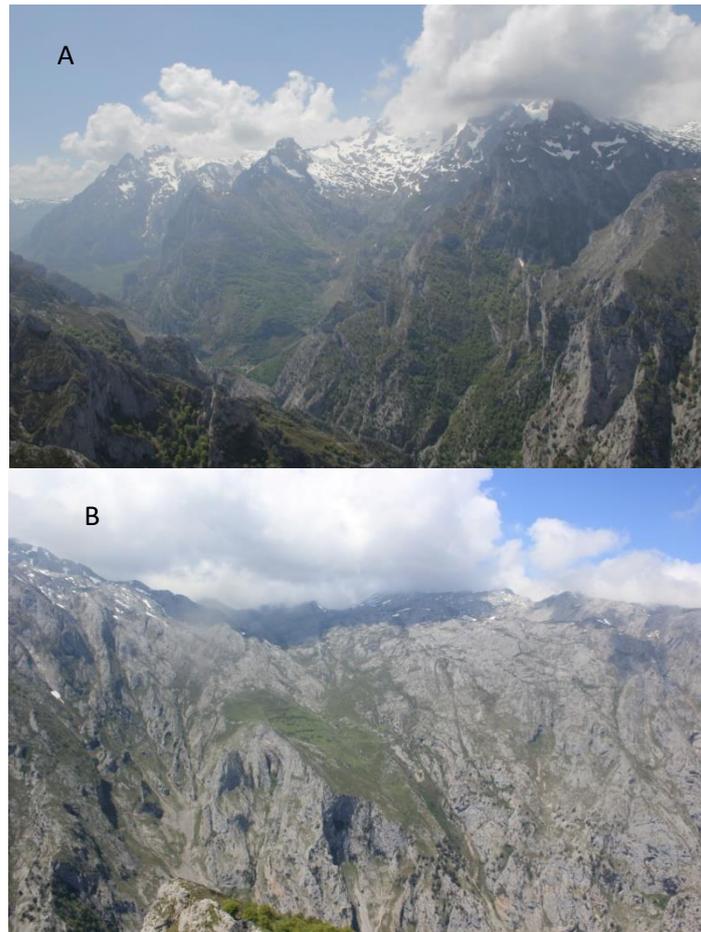


Fig. 67 A) Canal de Mesones B) Majada de Ostón

Parada III

Dejando el Collado Cerredo, nos dirigimos hacia el E para llegar a la Canal de Amuesa cruzando los verdes pastos de la zona debido a los depósitos glaciares, restos de morrenas del glaciar de los Cuetos del Trave. Una vez en la canal observamos un enorme conjunto de depósitos de ladera, en la parte izquierda. Estos depósitos ocultan el cabalgamiento entre calizas y pizarras. En la parte derecha se observan rasgos glaciares como rocas aborregadas y la propia canal en forma de U. Al fondo se observa Pandébano, asentado sobre materiales pérmicos.



Fig 68 A) Canal de Amuesa y desprendimientos. B) R.A. Rocas aborregadas en la canal de Balcosín.

Parada IV

Una vez cruzamos Amuesa, llegamos al pueblo de Bulnes, El Castillo. Desde ahí tendremos una perfecta vista de la canal del Texu, por donde nos dirigiremos a Poncebos y al final de la ruta. Al igual que en Los Collaos, se observa aquí tanto el encajamiento glacial como fluvial. Observamos una marmita de gigante colgada a unos metros del río Texu, la gran energía y turbulencia del agua, hace que los materiales arrastrados por el río vayan puliendo y redondeando las paredes del cauce.



Fig. 69 A) Canal del Texu. B) Marmita colgada.

Ruta 11 Cordiñanes- Jermoso- Cabaña Verónica- Vega de Liordes

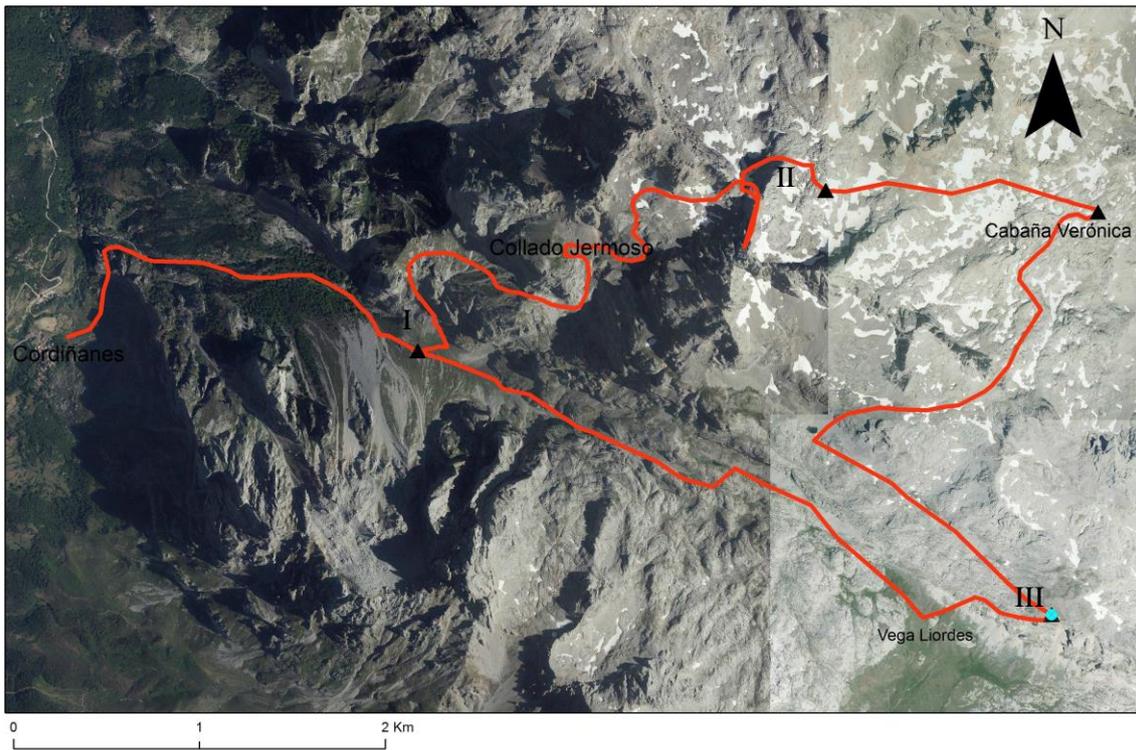


Fig. 70. Ruta 11. Fuente PNOA, 2014

Parada I Asotín

Parada II Circo del Llambrión

Parada III Vega de Liordes

La siguiente ruta parte de la localidad de Cordiñanes, subiremos por la canal de Asotín y el Congosto hasta el refugio de Jermoso. Después abandonaremos Jermoso para subir por Tiro Callejo con la posibilidad de hacer cumbre en la segunda montaña más alta del PNPE o simplemente visitar su circo glaciar, el Llambrión. Acto seguido nos dirigiremos hacia cabaña verónica para coger ahí el camino que nos lleva a Tiro Llago donde cruzaremos hacia la Vega de Liordes. Aquí comunicaremos de nuevo con la canal de Asotín para volver de nuevo a Cordiñanes.

Parada I

La primera parada de esta ruta se efectúa en la Vega de Asotín. En las faldas de la Torre del Friero, observamos un espectacular abanico de derrubios activo. Cuando se generan flujos debido a precipitaciones, nevadas o heladas, la masa de derrubios se desplaza ladera abajo formando una lengua que deja dos elevaciones, levées y un canal central.



Fig. 71 Derrubios del Friero. (L) Levées.

Parada II

Después de salir de Asotín hacia el congosto para llegar a Jermoso, nos desplazamos hacia Tiro Callejo. Una vez pasado este peculiar y peligroso paso en el que se necesita toda la atención nos dirigimos hacia el circo glaciar del Llabrión donde haremos la segunda parada.



Fig. 72 Circo glaciar del Llambrión C, Circo. A, Arista.

Fuente. www.foropicos.net

Observamos aquí todo el circo glaciar que recoge las cumbres del Llambrión y forma una arista dirección NE hasta la base de la imagen, es en el circo glaciar donde se encuentra la zona de acumulación o de alimentación del glaciar donde la masa de nieve comprimida se mueve por deslizamiento y de esta manera forma, por la abrasión, una concavidad rocosa circular o semicircular. Las aristas se forman cuando dos circos glaciares erosionan sus cabeceras.

Parada III

Después de dejar el circo de Llambrión nos acercamos hacia Cabaña Verónica peculiar refugio donde cogeremos el camino que lleva hacia Tiro Llago que nos llevara a la Vega de Liordes donde haremos la última parada.



Fig. 73. Poljé de la Vega de Liordes.

La Vega de Liordes tiene una manta de verdes pastos que se asientan sobre las pizarras de la Formación Áлива. La vega de Liordes es un poljé, una depresión de gran tamaño en zonas kársticas y de fondo plano. El agua que se infiltra a mayores alturas (La Padierna) aflora en la vega creando cursos de agua que se desplazan por esta hasta desaparecer en un sumidero o pónor.

CONCLUSIONES

El valor geomorfológico concentrando en esta zona de Asturias es muy alto debido tanto a la litología, formas tectónicas y dinámicas modeladoras que hubo durante millones de años, pero hay que sumarle a esto el espacio en que toda esta diversidad geomorfológica se produce, pues es en apenas en 400 km². Por otro lado, el itinerario creado puede ser una herramienta clave tanto en la didáctica de la zona como en la búsqueda de concienciación de respeto hacia el patrimonio geomorfológico.

La Costa Oriental presenta un paisaje singular donde la actividad antrópica y el patrimonio natural estuvieron en simbiosis durante décadas, sin embargo, es necesario retransmitir ciertos valores naturales, que tristemente, cada vez más ausentes, se dan entre generaciones. En los macizos de Picos de Europa aquí trabajados, la actividad antrópica fue más dañina, como la minería en el Oriental y la posterior contaminación de los suelos, por eso mismo también se ha de aprender de los errores del pasado para

mejorar el futuro. Es aquí donde la educación es clave para evitar este tipo de métodos y donde el uso de herramientas como este itinerario puede ser beneficiosa.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

-Adrados, L., 2011. Costa oriental de Asturias. Un paisaje singular. Adrados Ediciones, San Claudio.

-Adrados, L et al, 2012. Guía geológica del Parque Nacional de los Picos de Europa. Adrados Ediciones, San Claudio.

-Alonso, V. y González Suárez, J.J., 1998. Presencia de hielo glaciario en los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica). El helero de Jou Negro. *Cuaternario y Geomorfología*, 12 (1-2), 35-44.

-Beato, S., Marino, J.L. y Poblete, M.A., 2017a. El paisaje vegetal y los hábitats forestales de interés comunitario en la Montaña Central Asturiana. *Cuadernos Geográficos*, nº 56(1), pp. 26-52.

-Beato, S., Poblete, M.A. y Marino, J.L., 2017b. El saladar de Bristol: patrimonio vegetal, estado de conservación y propuestas de restauración (Corralejo, Fuerteventura, Islas Canarias). *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, nº 73, pp. 223-246.
<https://doi.org/10.21138/bage.2416>

-Beato, S., Poblete, M.A., Marino, J.L., 2018. A geoturistic route to discover the maars of the Medias Lunas Range (Campo de Calatrava Volcanic Field, Central Spain), *Abstracts Volume of 7th International Maar Conference*, Olot, pp. 214-215.

-Benito, G. y Díez, A., 2004. Itinerarios geomorfológicos por Castilla-La Mancha. Sociedad Española de Geomorfología. Madrid.

- Dóniz, F.J., Becerra, R., González, E., Guillén-Martín, C. y Escobar, E., 2011. Geomorphosites and Geotourism in Volcanic Landscapes: the example of La Corona del Lajial cinder cone (El Hierro, Canary Islands, Spain). *Geojournal of Tourism and Geosites*, 2 (8), 185-197.
- Farias, P. y Heredia, N., 1994. Geometría y cinemática de los dúplex de Pambuches (Unidad de Picos de Europa, Zona Cantábrica, NO de España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 7(1-2), 113-120.
- Flor, G. y Bailón-Misioné, J.L. 1989. El glaciario cuaternario de los puertos de Áliva (Macizo Oriental de los Picos de Europa, occidente de Cantabria). *Cuaternario y Geomorfología*, 3 (1-4), 27-34.
- Flor, G. y Flor-Blanco, G. 2013. Geomorfología oriental de Asturias. *Jornadas de Geomorfología litoral*.
- Frochoso, m. y Castañón, J.C. (1986). La evolución morfológica del alto valle del Duje durante el Cuaternario. (Picos de Europa, NW España). *Ería*, 11, 193-209.
- Frochoso, m. y Castañón, J.C. (1995). Comments on: A glaciers in Picos de Europa, Cordillera Cantábrica, northern Spain by Suárez y Alonso. *Journal of Glaciology*, 41(138), 430-432.
- Frochoso, m. y Castañón, J.C. (1998). El relieve glacial 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.
- Gale, s.j. y Hoare, P.G. (1997). The glacial history of the northwest Picos de Europa on northern Spain. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 41 (1), 81-96.

- García de Celis, A., Martínez, L.C., Fernández-Vega, B., 2015. Los paisajes glaciares de Fornela (León). Docencia, investigación y divulgación del Patrimonio Natural de la Reserva de la Biosfera de los Ancares Leoneses. Ediciones Universidad de Valladolid, Valladolid.
- García de la Vega, A., 2012. El aprendizaje basado en problemas en los itinerarios didácticos vinculados al patrimonio. *Educación y futuro: revista de investigación aplicada y experiencias didácticas*, nº 27, 155-175.
- Gómez Ortiz, A., 1986. Los itinerarios pedagógicos como recurso didáctico en la enseñanza de la Geografía. *Didáctica Geográfica*, 14, 109-116.
- González Trueba, J.J., 2005. La Pequeña Edad del Hielo en los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NO de España). Análisis morfológico y reconstrucción del avance glacial histórico. *Cuaternario y Geomorfología*, 19 (3-4), 79-94.
- González, J. A. y Vázquez, A. 1991. Guía de los Espacios Naturales de Castilla-La Mancha. Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha, Toledo.
- Jimenez Landi, A. 1987. Las excursiones de la Institución.
- Lotze, F., 1945. Zur Gliderung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forschg.* 6, 78-92.
- Marino Alfonso, J.L., Poblete Piedrabuena, M.Á. y Beato Bergua, S., 2017a. Valoración del patrimonio geomorfológico de un sector del Parque Natural de Arribes del Duero (Bajo Sayago, Zamora). *Cuaternario y Geomorfología*, 31(3-4), pp. 27-50. <https://doi.org/10.17735/cyg.v31i3-4.55303>.

- Marino Alfonso, J.L., Beato Bergua, S. y Poblete Piedrabuena, M.Á., 2017b. El patrimonio vegetal en los Arribes del Duero zamoranos: las formaciones de enebro *Juniperus oxycedrus* L. subsp. *badia* (H. Gay) Debeaux. *Cuadernos Geográficos*, 56(3), pp. 90-115.
- Marquinez, J. (1978). Estudio geológico del sector SE de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NW España). *Trabajos de Geología*, 10, 295-315.
- Marquinez, J. (1989). Síntesis cartográfica de la región del Cuera y los Picos de Europa. *Trabajos de Geología*, 18, 137-144.
- Miotke, F 1985, Die Dünen im Victoria Valley, Victoria-Land, Antarktis Ein Beitrag zur äolischen Formung im extrem kalten Klima. *Polarforschung* 55 (2): 79-125, 1985.
- Muñoz Jiménez, J., 1982. Geografía de Asturias. Ayalga Ediciones, Oviedo.
- Obermaier, H. (1914). Estudio de los glaciares de los Picos de Europa. *Trabajos del Museo de Ciencias Nacional de Ciencias Naturales, Serie Geología*, 9, Madrid.
- Pericacho Gomez, J. 2012. Pasado y presente de la renovación pedagógica en España (de finales del Siglo XIX a nuestros días). Un recorrido a través de escuelas emblemáticas.
- Pellitero, R., 2007. Una puesta en valor del relieve como elemento patrimonial: georutas por el alto Carrión (Montaña Palentina). *Polígonos. Revista de Geografía*, 17, 113-132.
- Poblete Piedrabuena, M.A., 1991. Los volcanes del Campo de Calatrava. In: González, J. A. y Vázquez, A. (Coords.), *Guía de los Espacios Naturales de Castilla-La Mancha*. Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha, Toledo, pp. 499-517.

-Poblete Piedrabuena, M.A. y Serrano Cañadas, E., 1991. El Valle de Alcudia. In: González, J. A. y Vázquez, A. (Coords.), *Guía de los Espacios Naturales de Castilla-La Mancha*. Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha, Toledo, pp. 539-558.

-Poblete, M.A., Ruiz, J., Beato, S., Marino, J.L., García, C., 2013. Recorrido didáctico por los lugares de interés geológico del Campo de Calatrava como recurso para la valorización y divulgación de su patrimonio volcánico. In: Mata Perelló, J.M. (Ed.), *El patrimonio geológico y minero como motor del desarrollo local*. SEDPGYM, Piedras Blancas, pp. 131-150.

-Sánchez Ogallar, A. 1995. El trabajo de campo y las excursiones. In: Moreno Jiménez, A y Marrón Gaité, M.J. (Eds.): *Enseñar geografía. De la teoría a la práctica*. Editorial Síntesis, Madrid, pp. 159-184.

-Serrano, E. y González Trueba, J.J., 2002. Morfología y evolución glaciar en los Picos de Europa. In: Redondo, J.M., Gómez-Villar, A., Blanca, R. y Carrera, P. (Coords.), *El modelado de origen glaciar en las montañas leoneas*. Servicio de Publicaciones. Universidad de León, León.

-Smart, P.L. 1984. The geology, geomorphology and speleogenesis of the eastern massif, Picos de Europa, Spain. *Cave Science*, 11 (4), 238-245.