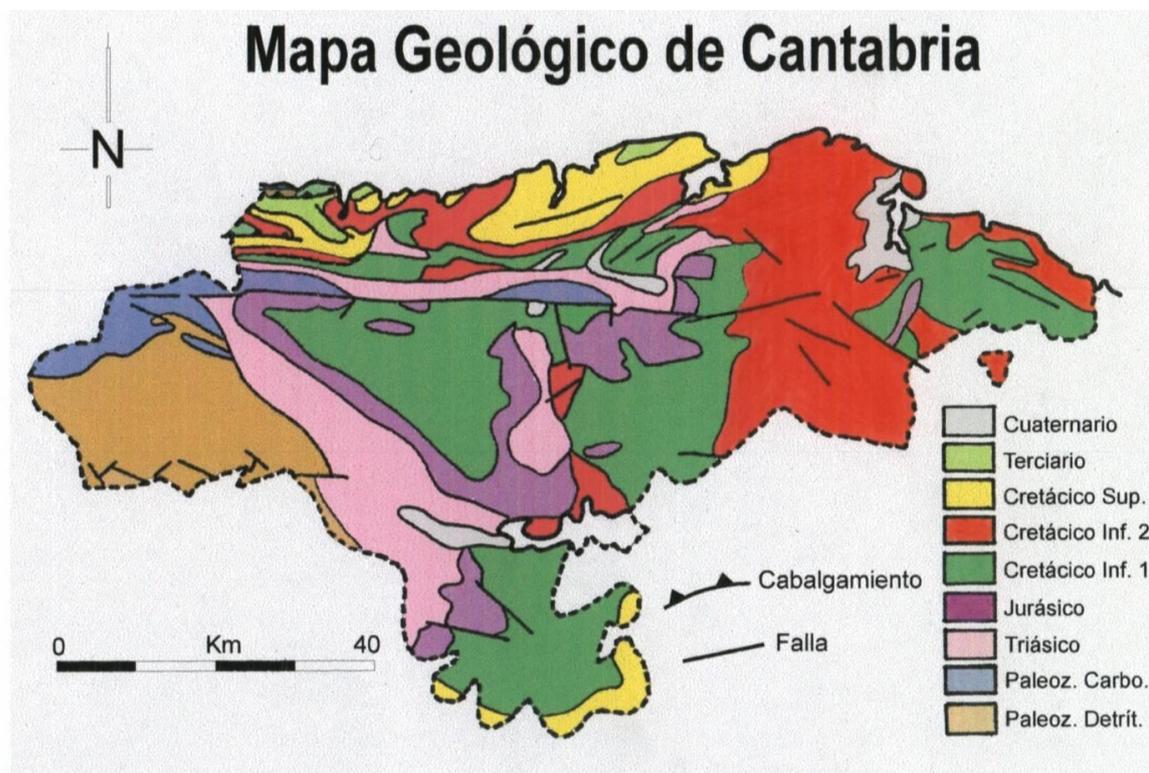


GeoCantabria

(Itinerarios Didácticos del XI Simposio sobre la
Enseñanza de la Geología.
Santander, 11-15 de septiembre de 2000)

Noviembre de 2004

Francisco J. Barba Regidor (editor)



Autores:

L. Adrados	P. Martínez
C. Aramburu	M. Moñino
F. J. Barba	F. Fernández
A. Ceballos	E. Fernández
J.R. Díaz de Terán	L. Piñuela
G. Flor	J.L. Reñón
A. González	J. Saiz de Omeñaca
J. Lires	L. Salas
J. Marquínez	G. Valdeolivas

INTRODUCCIÓN

La celebración del XI Simposio sobre la Enseñanza de la Geología (XI SEG) en Santander, del 11 al 15 de septiembre de 2000, planteó la necesidad de elaborar una serie de itinerarios didácticos que abordaran aspectos relativos al contexto geológico y ambiental de la región. El objetivo era de un lado dar a conocer la riqueza ambiental y, particularmente, geológica, de Cantabria a los asistentes de dicho Simposio; de otro, disponer una serie de materiales de orientación didáctica, para su uso en nuestros centros docentes. Esta utilidad fue constatada en aquellas sesiones del XI SEG a través del elevado interés suscitado en el profesorado participante –tanto de la región como de otras regiones españolas–, que demandaba copias de las diferentes guías elaboradas a tal fin. Este interés continuó tras la finalización del evento, por lo que parecía oportuno buscar la publicación de los mismos.

El resultado final es este libro al que se le ha añadido un capítulo introductorio acerca de la Geología de Cantabria. A continuación, se incluye, por razones técnicas, una selección de los diferentes itinerarios puestos en marcha con ocasión de aquel Simposio, sensiblemente mutilados en cuanto a sus dimensiones originales por exigencias de edición, y, además, con un orden particular que nada tiene que ver con la distribución primera que se había hecho de los mismos; en este caso, se inicia la serie con algunos de los entonces reconocidos como itinerarios monotemáticos regionales (Sistemas dunares del Este de Cantabria, Karst de Matienzo-Asón), para acabar con los multitemáticos (Cuencas de los ríos Miera y Pas-Pisueña, Merindad de Campóo, Liébana-Picos de Europa y los dos por el litoral de Cantabria, occidental y oriental), a ellos se añade un modelo de trabajo en el campo que, si bien se desarrolla en la zona costera del oriente de Asturias, y por lo tanto, fuera del ámbito geográfico de Cantabria, se incluye finalmente en estas páginas por la originalidad metodológica que aporta y por sus posibilidades de realización habida cuenta la relativa proximidad con nuestra región, brindando una gran posibilidad de realización por los escolares de ésta.

Desde estas páginas introductorias, no queda más que darles las gracias a cuantas personas hicieron posible este documento. Desde los autores de los distintos capítulos, hasta el coordinador de todos ellos, D. Marcos Caloca Dobarganes, pasando, indudablemente, por los colegas que experimentaron dichos itinerarios durante la celebración del Simposio.

GEOCANTABRIA 1.

LA GEOLOGÍA DE CANTABRIA: CARACTERÍSTICAS GENERALES

Francisco Javier Barba Regidor

IES Ría del Carmen, Muriedas/

Dpto. C.I.T.I.M.A.C., Univ. de Cantabria

Jesús Sáiz de Omeñaca González

Dpto. C.I.T.I.M.A.C., Univ. de Cantabria

RASGOS GENERALES DE INTRODUCCIÓN GEOGRÁFICA.

A Cantabria se le conoce como “La Montaña”. Ello se debe a su intrincada fisiografía, compuesta por una sucesión de sierras y valles a lo largo de toda la superficie regional (figura 1.1). Las cumbres más altas se encuentran a lo largo de un pasillo que se extiende de O a E desde Picos de Europa hacia el valle del Asón, siguiendo las sierras de Peña Labra y del Cordel. No obstante, las cotas mayores de los 2.000 m se ubican hacia el extremo occidental, desde el Pico Iján (2.068 m).

Esta agreste orografía está recortada más o menos de N a S por los valles fluviales, cuyas divisorias corresponden a la línea de cumbres de las sierras. Excepcionalmente, en algún punto (pico Tres Mares, se sitúa la divisoria de aguas de ríos que van a desaguar más tarde en cada uno de los “tres mares” que rodean la península Ibérica (océano Atlántico y mares Cantábrico y Mediterráneo).

Esta orografía permite definir tres comarcas naturales: la marina, los valles intermedios y Campóo-Valderredible, de diferente caracterización, no sólo topográfica sino también humana, siendo la primera la más densamente poblada, en tanto que la última, en especial su sector más meridional (Valderredible), la que muestra una mayor despoblación y, acaso por ello, la que, por menos antropizada, parece conservar mejor sus rasgos naturales.

Esta complicada orografía es consecuencia directa de la interacción del clima y las rocas que configuran la región; ambas han ido contribuyendo al modelado de una topografía variada desde las sucesivas orogenias –debidas a la evolución de la denominada Placa Ibérica- que desde el Paleozoico Inferior han colaborado en la construcción de lo que hoy entendemos por Cantabria.

A lo largo de las páginas siguientes presentamos una pequeña síntesis de la geología regional, de esa misma geología que ha sido visitada exhaustivamente durante los últimos años para la preparación de los itinerarios geológicos a seguir durante la celebración en Santander, desde el 11 al 15 de septiembre de 2.000, del XI Simposio sobre la Enseñanza de la Geología.

El documento que ahora se presenta pretende contribuir a llenar un hueco en el conjunto de los materiales didácticos disponibles por el profesorado encargado de la docencia de la asignatura Geología y de los contenidos geológicos de otras materias afines. Su interés se centra en la aplicación al contexto geológico regional de buena parte de los contenidos previamente desarrollados en las aulas.

No queremos dejar de resaltar además que, en correlación con orientaciones educativas planteadas por el "Sistema L.O.G.S.E.", se incluye en los itinerarios desarrollados una importante cantidad de información de índole medioambiental para su utilización posterior y conjunta dentro de las materias ligadas al Conocimiento del Medio o a las Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente.

LOS ELEMENTOS GEOLÓGICOS.

La estratigrafía.

La edad de las rocas en Cantabria (figuras 1.2 y 1.3) comprende un registro discontinuo desde el Paleozoico Inferior-Medio hasta la actualidad, con algunos intervalos de tiempo en que prácticamente carecemos de registro sedimentario (Carbonífero Inferior, Pérmico Inferior y Terciario Superior).

El Paleozoico.

Se localiza fundamentalmente en el extremo occidental de Cantabria y está representado por materiales del Ordovícico Inferior y del Carbonífero Medio-Superior.

Los primeros, de naturaleza esencialmente detrítica (cuarcitas), están limitados prácticamente a los alrededores de Pechón y Pesués, en donde forman parte de las denominadas sierras Planas.

El Carbonífero, a su vez, corresponde a dos dominios geológicos muy diferentes, Picos de Europa, con abundantes calizas carboníferas, y Liébana, constituido fundamentalmente por rocas detríticas (conglomerados, areniscas, pizarras), que reciben el nombre de la región donde se localizan. Estos dos dominios formarían parte de una cadena montañosa que se levantó en el N y O de la actual península Ibérica hace unos 300 millones de años (m.a.); es el Macizo Hespérico o Hercínico de la Placa Ibérica. Si las rocas del Dominio de Picos de Europa se formaron en una plataforma continental tranquila, las del Dominio de Liébana lo hicieron en un ambiente turbulento, sacudido por importantes movimientos sísmicos y orogénicos, por cuanto se encontraba en las inmediaciones de la zona en donde se estaba levantando la Cadena. La orogénesis fue la encargada de apilar los carbonatos de aquél sobre los materiales terrígenos de éste.

El Mesozoico en Cantabria.

Es el conjunto cronoestratigráfico mejor representado en la región.

El Triásico.

Los materiales triásicos afloran en una orla que se extiende a lo largo de dos ramales principales (figura 1.2): uno de E a O, todo a lo largo de la Sierra del Escudo de Cabuérniga, y otro de NO a S, desde Picos de Europa a la sierra del Pico Cordel y sierra del Híjar. Además, existen otras series de afloramientos de origen diapírico a lo largo del valle del Besaya y salpicados en la franja costera. Está constituido por rocas detríticas que, de muro a techo, y de partes proximales (al S y O) a distales pueden agruparse como sigue:

- Conglomerados, areniscas, limolitas y arcillitas. Es particularmente interesante la sucesión que se puede observar a lo largo de la carretera del pantano de la Cohilla, en el valle del Nansa, como también los afloramientos del valle medio del río Besaya en las vertientes del desfiladero de las Hoces de Bárcena.
- Calizas y dolomías. Muy reducidas, sólo presentan cierto espesor en el área del valle del Híjar.
- Arcillas y limolitas con predominio de colores rojos, con frecuencia acompañados por yesos y sales minerales (cloruros). Se acumularon en partes distales y suelen aflorar a favor de estructuras diapíricas, como en las bahías de Santander o del Asón.

El Jurásico.

El Jurásico se inicia en Cantabria por medio de una sucesión de materiales marinos, que está constituido por margas, calizas y dolomías depositadas en ambientes sedimentarios de plataforma continental, además, de poca profundidad. Por encima, el Jurásico Superior está representado por el equivalente en la Región al denominado Complejo Pürbeck-Weald, formado de muro a techo por

a) el Grupo Cabuérniga, rico en sedimentos de origen fluvial y otros procedentes de ambiente marinos que le dan una cierta variedad litológica (conglomerados, areniscas, lutitas rojas, lutitas calcáreas, calizas arenosas). Al norte de la Sierra del Escudo de Cabuérniga, no se encuentra esta unidad sedimentaria.

b) el Grupo Pas, presente tanto al norte como al sur de dicho accidente orográfico. Su sedimentación se inicia a finales del Jurásico y se adentra ya, para finalizar, en el Cretácico Inferior. Presenta rocas sedimentarias esencialmente detríticas (conglomerados, areniscas, lutitas) de origen continental, que, en ocasiones, muestran haberse depositado en zonas litorales. Normalmente se distinguen dos Formaciones características en sus propios ámbitos geográficos: Bárcena Mayor y Vega de Pas.

La sedimentación de los materiales que dieron lugar a la aparición de ambos Grupos estuvo fuertemente controlada por la acción de fallas de trazado O-E (Falla de Cabuérniga) y N-S (Falla de Ubierna), lo que demuestra que Cantabria en esos

momentos estaba sufriendo ya, junto con el resto de la entonces placa Ibérica, importantes movimientos tectónicos de los que se hablará más adelante.

El Cretácico, s.str.

Consta básicamente de tres grandes conjuntos sedimentarios:

a) Complejo Urgoniano (Cretácico Inf. 1 en figuras 1.2 y 1.3), con gran variedad litológica y con cambios laterales de facies muy rápidos, como los que pueden observarse en las cercanías de Castro Valnera -desde el puerto de El Escudo al valle del Asón-. Constituye el episodio arrecifal más antiguo de la historia geológica regional; su sedimentación además estuvo controlada tectónicamente, pues los bloques levantados por el juego de las diferentes fallas propiciaron los ámbitos más idóneos para que se produjeran los crecimientos orgánicos formadores de arrecifes. Estos crecimientos los llevaron a cabo fundamentalmente grandes ostreidos incrustantes (Rudistas, destacando el endemismo *Pseudotoucasia santanderensis*). Dominan los carbonatos sobre otras litologías; no obstante las intercalaciones terrígenas son muy abundantes. Su origen está ligado a ambientes deltaicos, litorales, de plataforma, etc. Algunas unidades litológicas características son: Conglomerados de Quintanilla de An, Formación San Roque de Riomiera, Formación Calizas de Ramales, Formación Lunada, Formación Reocín, Formación Suances, etc. La Formación Calizas de Ramales viene a ser la más característica, en tanto que la F. Reocín es la que alberga en su base un conjunto dolomítico con mineralizaciones de Pb-Zn y de Fe; la F. Suances, en cambio, con lentículas milimétricas de lignito intercaladas entre las areniscas y las pizarras, presenta en algunos lugares (Reocín) algunos pequeños granos de ámbar dispersos asociados al lignito.

b) Complejo Supraurgoniano (Cretácico Inf. 2 en las figuras 1.2 y 1.3). Supone la entrada de materiales detríticos en la cuenca sedimentaria y un solapamiento lateral del Urgoniano. Se han definido tres Formaciones de materiales continentales: Utrillas, Valmaseda y Bielva; su distribución es diferente. La primera, con abundantes areniscas, se encuentra al sur del Puerto del Escudo, en donde se apoya directamente sobre el Grupo Cabuérniga; se originó a partir de la sedimentación de arenas feldespáticas procedentes de la erosión de las masas graníticas existentes más al S, tras transporte fluvial. La F. Valmaseda, en la que predominan areniscas y lutitas, fue consecuencia de la sedimentación en ambientes deltaicos y es la más potente de las tres, con al menos 2.000 m de espesor de sedimentos acumulados. La F. Bielva se encuentra al N de la Sierra del Escudo de Cabuérniga, es el equivalente occidental de la F. Valmaseda, y está formada por calizas depositadas en ambientes de plataforma dominada por la acción de las mareas; su máximo espesor se encuentra en Santillana del Mar.

c) El Cretácico Superior. Constituye un retorno a la sedimentación carbonatada, con calizas, margas y lutitas (limos y arcillas). Aparece restringido a dos áreas:

1, meridional (sur del pantano del Ebro), con sedimentos al principio terrígenos y luego más carbonatados, siempre muy ricos en fósiles; y

2, septentrional (Río Nansa, Sinclinal de San Román), con diversas formaciones originadas en ambientes de plataforma y que se encuentran relacionadas mediante cambios laterales de facies (F. Altamira, Margas y Calizas de El Sardinero).

No existe un tránsito brusco con el Terciario, sino gradual (F. Muñorrodero, que se extiende hasta el Paleoceno Sup.).

El Cenozoico.

Comprende dos conjuntos sedimentarios diferentes:

El Terciario.

Se trata de rocas sedimentarias de edad Paleoceno a Oligoceno; la base es gradual sobre el Cretácico Superior. Sólo se conserva en dos áreas:

a) en el sinclinal de San Román. Destacan las formaciones arrecifales paleocenas de San Juan y Sancibrián, equivalentes laterales en esta zona de la F. Muñorrodero. El Eoceno está representado por la F. Peña Saria, carbonatada, rica en fósiles de grandes foraminíferos; y

b) entre el curso bajo del río Nansa y San Vicente de la Barquera, con una sucesión muy similar hasta el Eoceno. Luego presenta el único Oligoceno marino (cabo de Oyambre y zona tectonizada de Lamadrid, entre otras) de toda la Cadena Cántabropirenaica.

El Cuaternario.

Está constituido por una amplia variedad de sedimentos: fluviales (terrazas y fondos de valle, algunos de éstos de gran desarrollo), glaciares y fluvioglaciares; de medios de transición (marismas, estuarinos, playas, arrecifes de poliquetos); gravitatorios (coluvionares, y otros procedentes de movimientos de masa); kársticos (endo y exokársticos) y eluvionares.

Las rocas ígneas de Cantabria.

En Cantabria existen dos grupos de rocas ígneas, muy diferentes tanto en cuanto a su origen como a su edad. Así, hay rocas plutónicas, en su mayoría cercanas a granitoides (gabros a granodioritas, e, incluso, granitos), y limitadas a la Orogenia Hercínica (Carbonífero Sup.-Pérmico), que comprenden diferentes tipos de cuerpos intrusivos, desde diques a *sills* y algunos *stocks*) en Pico Jano, Peña Iján, Peña Prieta, etc., siempre relacionados con grandes fracturas. Incluyen cierto metamorfismo de contacto.

También existen rocas ígneas permotriásicas, de naturaleza calcoalcalina y ligadas a procesos de *rifting* continental. Se trata de rocas clasificadas como ofitas, probablemente subvolcánicas, que aparecen en las inmediaciones de Laredo, en el valle del río Pisueña, en las inmediaciones de Reinosa y en Valedolea, entre otros.

La Tectónica

Desde el punto de vista tectónico, cabe señalar que Cantabria se encuentra ligada a dos contextos diferentes correspondientes a sendas cadenas montañosas que se han sucedido en el tiempo; estas dos cadenas son el Macizo Hespérico y los Pirineos, originados en los ciclos orogénicos conocidos con los nombres respectivos Hercínico y Alpino.

La Orogenia Hercínica

La deformación hercínica se localiza en el extremo occidental de Cantabria y geológicamente se circunscribe a la parte oriental de la denominada Zona Cantábrica. Consta de dos dominios geológicos como ya hemos señalado: Liébana - que es sinorogénico, esto es, los sedimentos se acumularon simultáneamente a la deformación geológica- y Picos de Europa, con sedimentos que se deforman muy posteriormente.

En el Dominio de Liébana, existe cierto metamorfismo (valle de Polaciones), como lo demuestra la esquistosidad -fuerte aplastamiento de las rocas y de los minerales como consecuencia del empuje orogénico, que pone los minerales paralelos entre sí y perpendiculares al esfuerzo dominante-. Los mantos son de dos tipos, de empuje -originados desde el Silúrico/Ordovícico al Namuriense A/B, como ocurre con los Mantos Palentinos- y deslizados -originados desde el Namuriense C al Westfaliense A, como la Unidad de Liébana. Igualmente existen pliegues del mismo tipo, esto es, de gravedad y compresivos.

En el Dominio de Picos de Europa no hay evidencias de metamorfismo, la deformación existente constituye un ejemplo de apilamiento de escamas tectónicas imbricadas y hay escasos pliegues -algunas flexiones, en todo caso-. Además, hay una cierta actividad hidrotermal ligada a fracturas, como muestra la existencia de mineralizaciones Pb-Zn. La deformación abarca desde el Estefaniense B al Pérmico.

La Orogenia Alpina

Los materiales afectados exclusivamente por la deformación alpina en Cantabria se ubican en el extremo occidental de la Cuenca Vasco Cantábrica, rama más occidental, a su vez, de la Cadena Pirenaica en la Placa Ibérica.

La deformación aquí es consecuencia de dos etapas diferentes y sucesivas:

a) distensiva: mesozoica, relacionada con la apertura del Golfo de Vizcaya, como lo sugiere la gran acumulación sedimentaria que se inicia ya en el Jurásico tras el importante desmantelamiento posthercínico del Permotriás. Se caracteriza por los siguientes rasgos:

- movimientos de desgarre de fallas antiguas (Bilbao, Ventaniella), que modifican la paleogeografía;
- vulcanismo de intraplaca: ofitas;
- fases de *rift*: importante sedimentación en el Malm controlada por la tectónica (fallas de Ubierna y de Cabuérniga);
- Desde entonces, se continúa hasta el Aptiense-Albiense la separación de ambas placas, con expansión oceánica en el Golfo de Vizcaya desde el Aptiense Sup.; importante transgresión marina en el Aptiense Inf.: Complejo Urgoniano;
- En el Cretácico Sup. existen ya manifestaciones halocinéticas en el sector septentrional.

b) compresiva: Eoceno-Mioceno. Produce la mayoría de estructuras tectónicas observables; es consecuencia de la convergencia de Iberia y Europa, que da lugar al levantamiento de Pirineos. La deformación es ya aquí tardía en relación con el resto de la Cadena, y aprovecha estructuras previas. Es característica la Falla de Cabuérniga, cabalgamiento vergente al sur, que atraviesa de este a oeste Cantabria y delimita en ésta dos zonas:

b.1. Septentrional, alóctona, con estructuras, más abundantes, de dirección dominante este-oeste, con una mayor norte-sur en Laredo-Ramales.

b.2. Meridional, autóctona; sencilla tectónicamente.

En ambas zonas se han dado procesos diapíricos relacionados con las facies arcillosas triásicas ricas en yesos y sales.

La neotectónica

Sin datos suficientes para determinar el grado de actividad tectónica que tiene lugar en la actualidad, está ligada a la reactivación de fallas antiguas y/o a la actividad halocinética. Existe cierta actividad sísmica: de magnitud inferior a 6 y que supone una peligrosidad sísmica intermedia respecto al global peninsular; efectos más notables: deslizamientos, fallas, etc. Los epicentros de estos terremotos están localizados preferentemente a lo largo de la traza de las fallas de Cabuérniga y de Selaya-Arredondo, así como en ciertos cuerpos diapíricos (Santoña).

En el contexto de la tectónica de placas, Cantabria se localiza dentro de la Placa Ibérica, limitada al norte por un borde de tipo compresivo, que, según ciertos autores se trata de una zona de subducción a lo largo de la cual el suelo oceánico del Golfo de Vizcaya se introduce por debajo de la corteza continental de dicha placa. Ello, junto con el empuje desde el sur de África, justificaría de alguna manera el movimiento existente a lo largo de dichas estructuras geológicas.

LA HISTORIA GEOLÓGICA DE CANTABRIA

La historia geológica de Cantabria, desde el punto de vista de la sucesión de procesos que han ido construyendo su geología, sería, esquemáticamente, la siguiente:

- Los materiales más antiguos se sitúan en la parte occidental de la región y están ligados a la historia de la Cadena Hercínica Ibérica: Ordovícico-Silúrico (materiales detríticos) y Carbonífero Sup. (rocas carbonatadas y algunas detríticas).
- Tras la orogénesis tiene lugar una importante erosión permotriásica, que da lugar a sedimentación detrítica gruesa que progresivamente se hace más fina a medida que se asciende en la serie y se aleja de las áreas madre.
- El Jurásico Inf. se inicia con una invasión marina, que da lugar a facies de este tipo, que pasa a continental a finales del Jurásico Medio: Grupos Cabuérniga y Pas, controlados por fallas que modificaban las dimensiones y otras características de la cuenca sedimentaria.
- El Cretácico se inicia con sedimentación deltaica. En el Aptiense sigue otra eminentemente carbonatada y de plataforma (C. Urgoniano), con fuertes cambios laterales de facies y en el Albiense se desarrolla una red fluvial en cuyos márgenes se instalan bosques de coníferas (lignitos).
- La sedimentación continental continúa en el Cretácico Sup. (F. Utrillas, Valmaseda,...) a la que siguen hasta el Terciario varias oscilaciones marinas (transgresiones y regresiones).
- Terciario. Gran parte de Cantabria estaba emergida; la sedimentación quedó restringida a la parte occidental (Oligoceno marino en los alrededores de San Vicente de la Barquera) y a las proximidades de Santander (cuenca de San Román). Desde el Mioceno Inf. se instaura la situación actual, con ligeras oscilaciones del nivel del mar.

LOS RECURSOS GEOLÓGICOS DE CANTABRIA.

Rocas y minerales.

La historia de la minería en Cantabria se remonta a la época de los romanos, que explotaban ya el yacimiento de Reocín, embarcando el mineral hacia Roma en Portus Blendium (probablemente, Suances)*. Desde entonces hasta la actualidad, diversas han sido las vicisitudes por las que ha pasado la minería en Cantabria, ligada esencialmente al Fe del Oriente de la Comunidad Autónoma (Dícido) a la propia esfalerita de Áliva o de Reocín y a las canteras para áridos, rocas ornamentales o arcillas para la industria cerámica. En resumen, cabe señalar la

* Los cántabros explotaron ya mineral de hierro al menos en Otañes y Peña Cabarga, yacimientos que también fueron conocidos por los romanos.

existencia de seis grupos de recursos minerales explotados en la actualidad, a saber:

- a) Pb-Zn. En la actualidad, sólo explotado en Reocín, una explotación en declive habida cuenta el agotamiento del yacimiento y las dificultades técnicas y económicas de la explotación. En 1991, el Pb extraído representaba el 25 % del total nacional, en tanto que el Zn el 72'5 %.
- b) Yesos y sales, ligados a las facies arcillosas triásicas. Se explotan los yesos en Parbayón y los cloruros en Polanco.
- c) Arcillas y limos. Útiles para la industria cerámica, están ligados a conjuntos litoestratigráficos desde el Triásicos al Terciario.
- d) Rocas ornamentales. En particular, se explotan con este fin las calizas carboníferas, las calizas aptienses y las areniscas triásicas (piedra rojiza de los foramontanos), esta última utilizada en buena parte de las casonas de la zona central de la franja costera (Riocorvo, Cabezón de la Sal, Carmona, Puentenansa, Torrelavega, etc.).
- e) Calizas y dolomías. Son útiles para la fabricación de aglomerantes (Mataporquera, que explota las margas, calizas y dolomías del Jurásico Marino), los áridos (Revilla de Camargo), la industria química (Cuchía; en fase de agotamiento, San Felices), además del ya mencionado uso como roca ornamental.
- f) Ofitas y rocas para áridos. Además de las calizas y dolomías, se explotan las ofitas de las inmediaciones de Reinosa como áridos para el tendido de los paños asfálticos en las carreteras habida cuenta su buena absorción del agua y las facilidades para el agarre del caucho de las ruedas.

Los recursos hídricos e hidráulicos

Se remiten a la explotación de las potencialidades que como recurso de distinta índole presentan tanto las aguas superficiales como las subterráneas.

Las aguas superficiales se distribuyen en diferentes cuencas y subcuencas superficiales, en tanto que las aguas subterráneas lo hacen en unidades hidrogeológicas (Anónimo, 1988). De las aguas superficiales hay dos tipos de consumo básicos: como recurso energético y como abastecimiento urbano e industrial.

Para el aprovechamiento energético existen 8 embalses en servicio, de los cuales, los más conocidos son los del Ebro, Alsa-Torina (central de bombeo), La Cohilla y Mediajo. Las centrales hidráulicas que explotan energéticamente el agua embalsada alcanzan la cifra de once, desde la más occidental (Urdón -en el río Deva-), a la más oriental (Superior -en el río Agüera-), pasando por las del río Nansa (Peña Bejo, Rozadío, etc.) o las del sistema Ebro-Besaya (Aguayo, Torina, Bárcena).

La red eléctrica instalada en torno a estas centrales es doble; de un lado se dispone de una red de 380 Kv que cruza de Oeste a Este la región, con centro en Penagos, paralelamente a la cual se dispone de un segundo ramal al Sur que parte de la Central de Aguayo hacia el Oeste. La segunda red, de 220 kV constituye la ramificación de la anterior hacia los centros de consumo (urbanos, rurales, industriales).

Existe un embalse (Corrales) que se explota exclusivamente para abastecimiento.

Precisamente, desde este punto de vista, en el Mapa del agua en Cantabria (Anónimo, 1988) se señalan 13 sistemas diferentes de abastecimiento; los dos primeros comprenden a los entornos de las dos ciudades mayores de la región (Santander y Torrelavega); los demás están dedicados a abastecer al resto de los núcleos poblacionales, la mayoría de los cuales se sitúa a la franja costera.

Para el caso del abastecimiento a Torrelavega, la Confederación Hidrográfica del Norte inció en 1957 los trámites para la construcción del trasvase Ebro-Besaya con el fin de abastecer de agua a las poblaciones e industrias de la comarca en que se ubica la citada localidad en las épocas de estiaje de los ríos Saja y Besaya. El Consejo de Ministros autorizó su realización el 6 de marzo de 1964, limitando el máximo volumen trasvasable anual a 22 hm³. Estudios posteriores permitieron la posibilidad de trasvasar en los dos sentidos, del Ebro al Besaya y del Besaya al Ebro (bitrasvase).

Los usos de ese agua se orientan de una manera diferente en función de la distribución de la población y del desarrollo industrial y agrícola. Así, los usos urbanos son básicos en la franja costera, si bien en zonas como Castro Urdiales y cuenca baja del río Miera son prioritarios los usos industriales, al igual que ocurre en la cuenca del Besaya. En Campóo-Valderredible existe un cierto equilibrio entre usos industriales y regadíos.

Desde el punto de vista comercial, existen algunas explotaciones tradicionales del agua en Cantabria. Así, son conocidas las plantas de embotellamiento de aguas minerales (Solares, Corconte -que, aunque posee los manantiales en la provincia de Burgos, cerca de los límites con Cantabria, tiene las oficinas centrales en Santander-), así como numerosos balnearios -unos activos, otros cerrados-, todos ellos ubicados a lo largo de la Falla de Cabuérniga u otras asociadas a ella (La Hermida, Las Caldas de Besaya, Puente Viesgo, Liérganes...) o en otros entornos ligados a importantes estructuras tectónicas (Fuencaliente -Solares-, Hoznayo, Ontaneda-Alceda, Fontibre, etc.), varios de ellos también relacionados con el mencionado accidente tectónico.

Una revisión interesante de los usos del agua en Cantabria pueden encontrarse en (Agero, ed., 1997), en donde se recogen, además, otros usos tradicionales no incluidos en este documento (molinos de río, batanes, molinos de marea, etc.).

Cabe reseñar, finalmente, la fuerte inversión económica realizada para el Saneamiento Integral de la Bahía de Santander, obra consistente no sólo en un conjunto complejo de conducciones y de bombeos de las aguas residuales, sino también en su canalización hacia la zona de San Román, donde se terminará levantando una planta depuradora de este agua antes de su vertido definitivo unas millas mar adentro frente a Ciriego.

LOS RIESGOS GEOLÓGICOS EN CANTABRIA

Los riesgos geológicos que tienen mayor incidencia sobre la población son, sin duda, los derivados de la geodinámica externa: inundaciones y avenidas y varios tipos de movimientos en masa. La Tabla 1.I recoge, según IGME (1987), la previsión de la incidencia de los principales riesgos geológicos en la región para el período 1986-2016.

Tabla 1.I. Riesgos geológicos que afectan a Cantabria: tipos y pérdidas estimadas para 30 años (1986-2016). Según I.G.M.E., 1987a.		
Tipo de riesgo	Pérdidas totales (10⁶ pts)	Pérdidas anuales (10⁶ pts)
Deslizamientos	32.327	1.077
Inundaciones	24.339	811
Erosión de costas	20.251	675
Erosión continental	5.780	193
Arcillas expansivas	537	18
TOTAL	83.234	2.774

Existen referencias de inundaciones en Cantabria desde 1396, citándose un total de 33 casos, 18 de los cuales han ocurrido en el siglo XX. De las más recientes, en el "Catálogo Nacional de Riesgos Geológicos" (I.T.G.E., 1988) figuran las de 1974, 1978, 1980 y 1983. Las previsiones de pérdidas para el período 1986-2016 mencionado son de 24 mil millones de pesetas (el 1% del total de las pérdidas del Estado por esta misma causa para ese periodo).

La superficie inundable de Cantabria es de 162 km², equivalente al 3 % del total regional, y se encuentra localizada en el fondo de los valles fluviales y en áreas bajas de la zona costera.

En cuanto a los movimientos en masa, Cantabria presenta unas condiciones topográficas, morfológicas, geológicas y climáticas adecuadas para el desarrollo de los procesos generadores de éstos. Las fuertes pendientes de las laderas, los valles fluviales estrechos y encajados, la existencia de litologías especialmente favorables, como las areniscas y limolitas del Pürbeck y del Weald, así como una elevada pluviometría media anual facilitan el desarrollo de estos procesos. Estos materiales ocupan una extensión de unos 1.500 km² (un 43 % de la superficie regional), sin embargo, la superficie de la región que muestra signos de inestabilidad en las laderas es de unos 340 km², algo más del 6 % del total de la región.

Otros procesos que pueden generar situaciones de riesgo geológico en Cantabria son los hundimientos (súbitos o colapsos y lentos o subsidencias). En unos casos, se deben a la karstificación de las calizas, tanto carboníferas como cretácicas, que cubren el 10'4 % de la superficie de la región (553 km²). En otras ocasiones son las arcillas de las áreas costeras (bahía de Santander) las que pueden generar movimientos subsidentes lentos con grave incidencia en la estabilidad de las construcciones humanas.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS Y LECTURAS RECOMENDADAS

- Agero, J. (editor) (1997). **Cantabria y el agua**. Agedime, S.L.-Edit. Mediterráneo.
- Anguita, F. y Moreno, F. (1993). **Procesos Geológicos Externos y Geología Ambiental**. Ed. Rueda: 311 p.
- Anónimo (1988). **Mapa del agua en Cantabria**. M.O.P.U.-D.R. Cantabria.
- Anónimo (1991). **Monografías de Sustancias Minerales de Cantabria**. I.T.G.E.-Dip. Reg. Cantabria. 7 cuadernillos.
- Apalategui, O., Eguiguren, E., García, I., Zapata, M., Sánchez, R., Garrote, R., Hidalgo, J., del Val, J. (1995). **Mapa Geológico del País Vasco, E: 1/100.000**, E.V.E. Memoria (345 p.) + Mapa.
- Díaz de Terán, J.R. y Cendrero, A. (Coords.) (1992). Riesgos geológicos en España: estado de la cuestión. **III Congr. Geol. España y VIII Congr. Latinoamer. Geología**, Simposios, t. 2: 671-745.
- Duque, L.C. y Elízaga, E. (1983). Puntos de interés geológico en el sector oriental de la Cordillera Cantábrica. **I.G.M.E.-Serv. Publ. Mº. Indus. Energ.**: 76 p. + 39 fotograf.
- Espina, R.G. (1996). Tectónica extensional en el borde occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Cordillera Cantábrica, NO de España). **Geogaceta**, 20 (4): 890-892.
- Espina, R.G., de Vicente, G. y Muñoz Martín, A. (1996). Análisis poblacional de fallas alpinas en el borde occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Cordillera Cantábrica, NO de España). **Geogaceta**, 20 (4): 936-938.
- García Mondéjar, J. (1996). Plate Reconstruction of the Bay of Biscay. **Geology**, 24 (7): 635-638.
- García Mondéjar, J. y Fernández-Mendiola, P.A. y (1989). Evolución de Plataforma/Cuenca en el Albiense de Lunada y Soba (Burgos y Cantabria). Secuencias, asociaciones de sistemas sedimentarios (*systems tracts*) y cambios del nivel del mar. **XII Congreso Español de Sedimentología, 1989. Guía de excursiones geológicas**. Excursión nº 1: 9-43.
- Garzón, G., Alonso, A., Torres, T. y Llamas, J.L. (1996). Edad de las playas colgadas y de las turberas de Oyambre y Merón (Cantabria). **Geogaceta**, 20 (2): 598-501.
- Heredia, N., Robador, A., Rodríguez, L.R., Locutura, J., Zapardiel, J., Gómez, G., Calderón, V., Díaz, L.A. y Peralta, M. (1990). **Mapa Geológico-Minero Cantabria**. I.T.G.E.-Dip. Reg. Cantabria, Memoria: 133 p.

- IGME (1987^a). **Impacto económico y social de los riesgos geológicos en España**. Ins. Geol. Min. de España: 91 p.
- IGME (1987b). **Riesgos geológicos**. Serie Geol. Ambiental. Ins. Geol. Min. de España: 50 p.
- ITGE (1988). **Catálogo Nacional de riesgos Geológicos**. Ins. Tecnol. Geomin. de España: 263 p.
- Lago, M. y Pocovi, J. (1984): Aspectos geológicos y petrológicos de las doleritas triásicas (ofitas) de Cantabria. **Actas I Congr. Español Geol.** Tomo II, pp. 147-160.
- Lumsden, G.I. (1992). **Geology and the Environment in Western Europe**. Clarendon Press-Oxford: 325 p.
- Martínez Álvarez, J.A. (1981). **Mapas geológicos. Estudio e interpretación**. Ed. Paraninfo.
- Pujalte, V. (1977). **El Complejo Pürbeck-Weald de Santander: Estratigrafía y Sedimentación**. Tesis Doctoral, Univ. de Bilbao, 202 p. Inédita.
- Rat, P. (1988). The Basque-Cantabrian Basin between the Iberian and European Plates. Some facts but still many problems. **Rev. Soc. Geol. España**, 1 (3-4), 327-348.
- Rosales, I., Fernández-Mendiola, P.A. y García Mondéjar, J. (1996). El modelo de rampa mixta carbonatada y terrígena del Aptiense de Castro Urdiales (Cantabria). **Geogaceta**, 20 (2): 307-310.
- Rosales, I., Fernández-Mendiola, P.A. y García Mondéjar, J. (1994). Carbonate depositional sequence development an active fault blocks: the Albian in the Castro Urdiales area, northern Spain. **Sedimentology**, 41, 861-882.
- Soto, J.; Gómez, J.; González, A.; Cendrero, A. y Díaz de Terán, J.R. (*in litt.*). Radiactividad en el agua de manantiales de Cantabria (España) y su aplicación al estudio de procesos activos cuaternarios. **Rev. Soc. Geol. de España**.
- Teixel, A. (1990). Structural and stratigraphic framework of the South-Pyrenean Basin: Structural setting. En A. Barboias, A. Robador, J. Serra-Kiel y E. Caus (1990): **Introduction to the Early Paleogene of the South Pyrenean Basin, Jaca**. Project N. 286 I.G.C.P.-Inst. Tecnol. Geomin. España: 13-17.

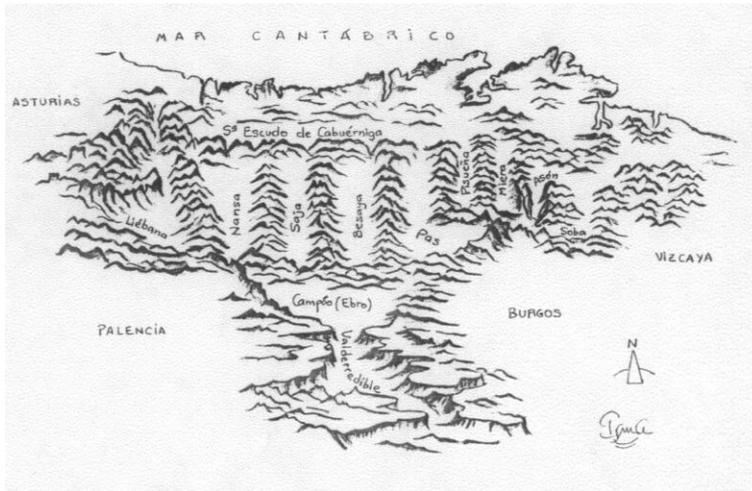


Figura 1.1. Esquema de a distribución del relieve de Cantabria. Tomado de E. Flor, en Cendrero *et al.* (1986), modificado.

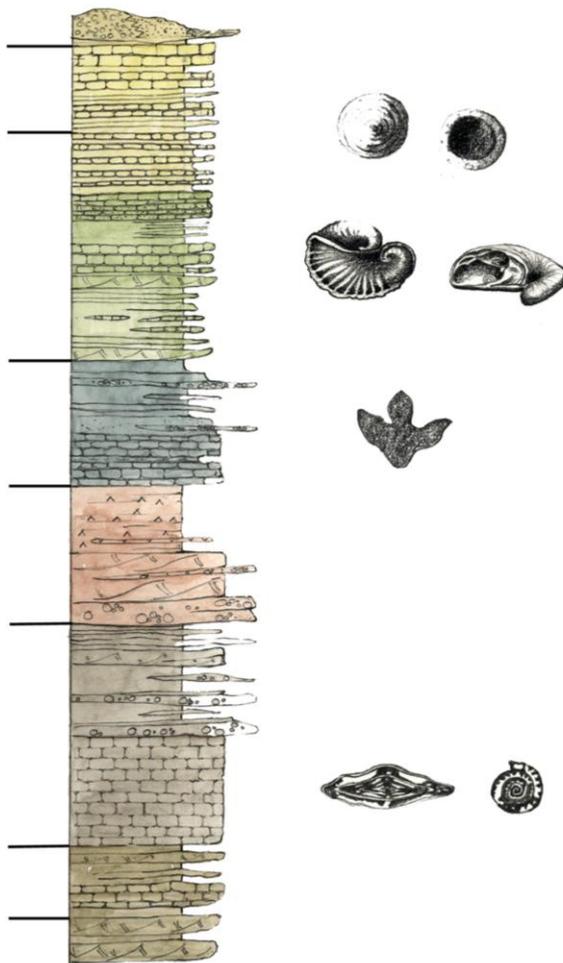


Figura 1.2. Columna estratigráfica sintética de la Geología de Cantabria.

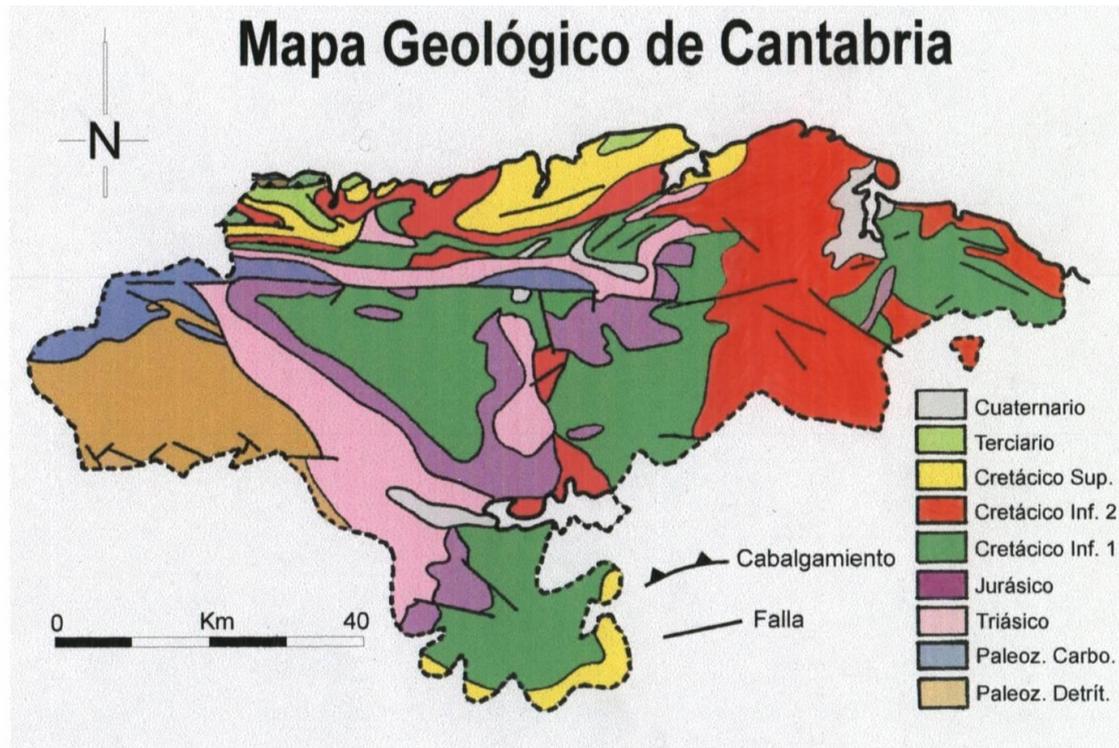


Figura 1.3. Mapa geológico sintético de Cantabria.

GEOCANTABRIA 2.

EXCURSIÓN COSTERA LIENCRES-SAN VICENTE DE LA BARQUERA.

Germán Flor Rodríguez

Departamento de Geología. Universidad de Oviedo

Patricio Martínez Cedrún

Departamento C.I.T.I.M.A.C. Universidad de Cantabria

INTRODUCCIÓN

Los contenidos de esta excursión se separan en dos conjuntos sucesivos, el primero en la desembocadura del río Pas y el segundo sobre el tramo costero que incluye el estuario de San Vicente de la Barquera y la playa de Oyambre (figura 2.1). Para su realización, es importante tener en cuenta la posición de las mareas; así, durante bajamares vivas se facilita la visualización de las características de los fondos arenosos de la bahía del estuario del Pas en las mejores condiciones. Al avanzar la marea durante el trayecto hacia el estuario de San Vicente de la Barquera, éste se inundará paulatinamente, con lo que se puede dificultar la observación de la bahía y de las llanuras de fangos.

El motivo de considerar este entorno geológico como parte fundamental de un itinerario geológico está justificado por representar un territorio relativamente reducido en el que están muy bien representados diferentes ambientes y subambientes morfosedimentarios y dinámicos dentro de una costa rocosa: playas, complejos de dunas eólicas, un afloramiento estratiforme de playa y dunas fósiles y estuarios. Además, los ámbitos en los que se incluyen gozan de figuras de protección como son: “Parque Natural Dunas de Liencres” y “Parque Natural de Oyambre”, en los que se han generado problemáticas ambientales específicas. Así, en las dunas de Liencres, por la extracción de grandes volúmenes de arena y la construcción de aparcamientos sobredimensionados; en el caso de Oyambre, que incluye las rías de San Vicente de la Barquera y La Rabia y las playas extensas de Merón y Oyambre, por la limitación a la urbanización, que tiene una fuerte contestación por parte de los lugareños. Se incluyen una serie de problemáticas ambientales, fundamentalmente en torno a una parte del campo dunar de Liencres, cuyas geometrías y distribución espacial constituyen un complejo sedimentario costero de gran interés científico y recreativo. Morfologías dunares, etapas de formación, degradación antrópica, regeneración natural, manejos y punto singular de análisis geológico y biológico son los vértices sobre los que pivota el abanico de contenidos didácticos.

Por lo que respecta a su utilidad en el aula, desde la perspectiva geomorfológica que aquí interesa, se puede poner en práctica una serie de actividades, fundamentalmente en torno a la cartografía de unidades a partir de la

fotografía aérea (sobre fotocopias de calidad): separar el entorno de las playas, delimitar los contornos de los campos dunares, trazar el recorrido del canal principal y de otros canales mareales en los recintos estuarinos, cartografiar las barras horquilladas y deltas de flujo, individualizar las áreas antropizadas (superficies urbanizadas, aparcamientos, viales, sacas de arenas, marismas reclamadas, etc.).

Se incluye en el apartado final una bibliografía que se ha consultado puntualmente y que puede servir de ayuda para profundizar en alguno de los aspectos tratados en esta guía y la excursión correspondiente.

ESTUARIO DEL PAS-PLAYA DE VALDEARENAS-DUNAS DE LIENCRES

El río Pas está enraizado en la cordillera Cantábrica, al pie de los relieves que constituyen la divisoria hidrográfica principal; drena una superficie de 642 km², su longitud es de unos 57 km y su cuenca hidrográfica tiene una amplia representación rocosa de naturaleza siliciclástica. Su caudal medio es de 15'5 m³/s.

En su desembocadura, ha construido un estuario en el que la influencia fluvial es la causa fundamental de la morfología en planta y de su excavación, así como de las aportaciones sedimentarias, a la que se une la dinámica cíclica de las mareas, que introducen aguas marinas. No obstante, no se debe descartar el papel importante de la incidencia de los frentes de ola en la construcción de la espiga arenosa confinante y la posición del paso de desembocadura en su extremo occidental. Las descargas fluviales han suministrado volúmenes de sedimentos siliciclásticos, de los cuales, los incluidos en la fracción arenosa (2'00-0'0062 mm), han saturado el entorno estuarino externo, construyéndose un extenso prisma costero en el frente de su desembocadura. Esta acumulación adopta una geometría convexa que obliga a los oleajes incidentes a refractarse, generando una corriente con sentido neto hacia el O en su borde occidental, circunstancia que determina el crecimiento de la barrera confinante (playa de Valdearenas) en ese mismo sentido.

No debe descartarse una cierta aportación sólida desde el estuario vecino de San Martín de la Arena, ya que la corriente permanente de deriva costera se mueve hacia el E. Los bioclastos de organismos costeros, principalmente los generados en los bordes rocosos, contribuyen notablemente con su mineralogía carbonatada al volumen total, constituyendo un sedimento mixto de ambos componentes.

Este conjunto morfológico y sedimentario (estuario, playa y dunas) está indisolublemente interconectado por cuanto el área costera que recibe las aportaciones y los influjos dinámicos actuantes se constituye como resultado de una cadena de procesos sucesivos unos a otros en el tiempo y en el espacio.

En términos estrictos, se puede asimilar todo este conjunto extraordinariamente complejo a un estuario mesomareal (sometido a rangos dominantes de marea comprendidos entre 2 y 4 m), que ha sido confinado por una

barrera arenosa, sobre la que se instala un complejo de dunas eólicas costeras, que en su avance transgresivo acaba penetrando en la ladera oriental como un campo remontante. Están, por tanto, ligadas a la desembocadura del río Pas y su ámbito de influencia se extiende por el propio estuario hasta el punto que en su interior se generan también dunas estuarinas (Mogro).

El sistema estuarino

El estuario del Pas se abre sobre terrenos esencialmente mesozoicos sobre los que la tectónica alpina ha practicado un plegamiento laxo, que en este sector tiene una dirección dominante NNE-SSO, y una compartimentación en bloques en que las fallas siguen direcciones NO-SE, N-S y NE-SO. La falla de Oruña-Valdearenas (orientada N-S) ha sido aprovechada parcialmente por el río colector en su curso final para abrir su cauce principal. Como la mayor parte de los ríos cantábricos, de corto recorrido (unos 57 km de longitud) y gran pendiente, debido al levantamiento de la cordillera Cantábrica, en su tramo bajo desarrolla un modelo de meandros encajados. Esta morfología fluvial es la que se excava de forma definitiva durante la última glaciación finipleistocena para que, posteriormente, la transgresión holocena desencadene el proceso definitivo del relleno estuarino y su adaptación a la forma previa del valle.

Se trata, por tanto, de un estuario cuyo relleno sedimentario toma una forma sinuosa en planta y con una anchura reducida, relativamente constante, pero ligeramente superior en el tramo inferior donde alcanza los 600 m. Se cierra por una barrera arenosa representada por la playa de Valdearenas y una buena parte del conjunto de dunas de Liencres (las que culminan dicha estructura), en que la refracción del oleaje incidente predominante (NO) genera un transporte de deriva local, en el costado occidental hacia el O, razón por la cual la desembocadura se ubica en el costado occidental; sin embargo, la deriva general tiene una componente hacia el E, una vez superada la superficie de mayor acumulación (convexa) del prisma arenoso de desembocadura. Se encuentra en una fase de alta tasa de colmatación, con recepción notable de nuevas aportaciones arenosas en las últimas décadas.

Este entorno costero recibió, y sigue con esta misma tendencia, un gran volumen de sedimentos que se transportan por la corriente costera, persistentemente, desde el O hacia el E. Indudablemente, el agente que aporta la mayor cantidad de sólidos está representado por el propio sistema fluvial, pero cabe incluir también aquellas descargas fluviales situadas en áreas próximas (Saja-Besaya) e, incluso, las del occidente de la provincia cántabra, como los ríos enraizados en la cordillera: Cares-Deva y Nansa y otros menores de ámbito costero (El Escudo, La Rabia,...). Cobra gran importancia el proceso de autoalimentación, por el cual el canal principal estuarino, en su discurrir meandriforme, erosiona el sedimento arenoso de la franja de dunas internas en la *Bahía arenosa*, es expulsado

hacia la playa desde donde se reincorpora al campo dunar por el viento, ahora como dunas transgresivas.

En definitiva, la existencia de un material arenoso excedentario en el frente del estuario (desembocadura y playa de Valdearenas) propicia que el viento se encargue de deflacionar la playa, transporte los sólidos hasta rebasar la posplaya y, definitivamente, almacene buena parte de este sedimento en las áreas internas del sistema, como un amplio campo eólico (dunas de Liencres). El análisis cartográfico de este área dunar, separando grandes conjuntos, geometrías y elementos morfológicos (principalmente líneas de crestas), obtenido de la fotografía aérea más antigua (1.957), en un momento en el que todavía no se había implantado el pinar, y las fotografías más recientes, ha permitido detallar la aportación arenosa por componentes principales de viento del NO y, dentro de las áreas internas, aprovechar los del O, lo mismo que las dunas fósiles de Cuchía, para remontar las laderas.

Atendiendo a la zonación geomorfológica del estuario en sentido longitudinal y desde la desembocadura a la cola, se separan tres de las cuatro zonas más representativas (figuras 2.2 y 2.3):

- **Complejo de desembocadura.** Se trata de la unidad confinante (barrera arenosa), constituida por el *sistema de playa/dunas* (Valdearenas/Liencres) de gran entidad, el *paso de desembocadura* (“inlet”) y la *barra de desembocadura*.
- **Bahía arenosa.** Se extiende desde el sector de máximo confinamiento (paso) hasta el extremo meridional del meandro de El Abra. La unidad morfosedimentaria y dinámica fundamental es el *canal principal*, continuación del paso de desembocadura y del canal del río Pas. En su entorno son numerosas las barras horquilladas (“*spillover lobes*”) y algún delta de flujo y barra de meandro. Además, se superponen ondas de arena, “*megaripples*” y toda una amplia y abundante gama de “*ripples*” de corriente y, en menor medida, de oleaje. En ambos márgenes se desarrollan una banda arenosa superior de *playa estuarina* (playa de Usil) y las *dunas estuarinas* muy degradadas por las urbanizaciones residenciales de Mogro.
- **Llanuras fangosas.** Esta zona era la más ampliamente representada en todo el estuario con unas dimensiones que multiplicaban por un factor superior a 10 al conjunto de las dos zonas externas; las políticas encaminadas a su ocupación, como la emanada de la Ley Cambó (1.919), como instrumento jurídico para promover la desecación y relleno de zonas húmedas, favoreció su transformación en áreas reclamadas. Solamente el *canal principal*, con un trazado de baja sinuosidad, conserva en parte sus características morfosedimentarias y dinámicas, pero en esta zona tiene un comportamiento predominantemente fluvial. En el área suroccidental de la Bahía, se abre una ensenada marismeña activa (marisma de Miengo), que representa una

llanura mareal de dimensiones reducidas; en efecto, desde el canal principal hasta las áreas colonizadas por vegetación halofítica (marisma propiamente dicha) se suceden facies arenosas, mixtas y fangosas, drenadas por numerosos canales mareales de gran sinuosidad; se ha dedicado en buena parte a acuicultura.

Como se puede atestiguar de la comparación de las dos fotografías aéreas (figura 2.2 y 3.3), el canal principal experimenta cambios sustanciales en las áreas de desembocadura; en el registro de 1.956, ha acortado su recorrido, dejando a su izquierda una gran barra arenosa de meandro enfrente de las llanuras mareales de Miengo; dentro de ésta, se conservan dos canales principales no funcionales; en 1.989, el canal principal utiliza el trayecto más extenso, poniéndose en contacto con las llanuras mareales. Es relativamente frecuente que los oleajes de tormenta sobre la playa seccionen la barrera en la posición oriental de los bancales (figs. cit.), donde ésta se estrecha considerablemente; esta apertura es aprovechada por el canal principal para ubicar allí su paso de desembocadura durante un cierto tiempo hasta que los oleajes de calma tienden a reinstaurar la morfología previa.

Esta dinámica natural ha servido de excusa para que se interviniera en este segmento del estuario, proponiendo la construcción de una escollera que fijara la zona de sotavento de la barra y el margen izquierdo del canal principal en la *Bahía arenosa*. Afortunadamente, las razones esgrimidas en la línea apuntada han desaconsejado esa iniciativa.

Dunas de Liencres

El exceso de sedimento arenoso en el sistema estuarino favorece que, ante la actuación de diferentes componentes deviento, se produzca una deflación de las superficies arenosas secas, desencadenando la formación de las dunas costeras y, en el caso que nos ocupa, de uno de los campos dunares más amplios e interesantes del litoral cantábrico.

Este campo dunar se ha construido tanto sobre la culminación de la barra arenosa confinante como sobre la ladera rocosa occidental, donde alcanza la mayor extensión y espesor de acumulación arenosa. Por ello, la tipología de las dunas y de cada entorno dunar es diferente y variada en ambos casos (Flor, 1980).

Los vientos reinantes del NO en todo el Cantábrico son los responsables de la deflación de la playa y de la construcción de la cadena dunar activa de la barra playera, que está ocupada por un *cordón dunar* muy estrecho y escasamente construido. En la banda limitante con la playa, no demasiado bien definido, se dispone paralelamente a la de la barra; hacia el costado occidental, paulatinamente, es de menores dimensiones y con numerosas formas dunares embrionarias. En el tercio occidental, la espiga arenosa experimenta cambios muy marcados debidos al barrido superficial del oleaje de tormenta y a la rotura ocasional del oleaje, con lo que el paso de desembocadura, aunque sea de manera efímera, migra hacia una posición ligeramente desplazada unos cuantos

centenares de metros al E. En los dos tercios restantes, la franja dunar situada por detrás del cordón activo ha sido sometida a sacas de arena para su utilización como áridos, lo que ha promovido grandes cambios en su fisiografía y en su dinámica: por una parte, se crearon amplias depresiones y, por otra, la dinámica eólica actual está rellenándolas con nuevas aportaciones arenosas, signo evidente de la existencia de volúmenes excedentarios en la playa. Internamente, se conserva un cordón dunar formado en alguna etapa anterior, muy modificado por la sedimentación eólica posterior y difícil de individualizar (figura 2.2).

En el primer registro de la fotografía aérea de 1.957 (fig. ant.), la sedimentación eólica activa se extendía sobre una franja de unos 200 m por detrás de la playa, creando un amplio pasillo de arena por la margen derecha del estuario; a su través, se introducía material hacia el campo actualmente fijado por pinos y superando ampliamente la zona de transporte eólico, hasta más de 1 km. Una vez alcanzado el costado septentrional de la *Bahía arenosa*, los componentes de viento del NO transportaban parte de la arena hacia el E, en forma remontante. La llegada de grandes cantidades de arena, de una manera más o menos continuada, impedía la colonización vegetal y permitía la existencia de amplias superficies arenosas disponibles para su removilización posterior.

En esa fecha y hasta las sacas de arenas, se desarrollaba una cadena de dunas parabólicas, dos de ellas muy bien definidas en la mitad occidental (cartografiadas en la citada figura) y otras dos en fase de evolución incipiente, de hasta 300 m de longitud y anchura variable -20 a 30 m-. Las porciones de sotavento, correspondientes al cierre en arco de las dunas, estaban fijadas por vegetación, de modo que la mayor parte de la duna actuaba como una cubeta alargada de deflación. La lámina I, reproducida por Loriente y González Morales (1974), es una prueba fehaciente de la distribución del campo dunar y de estas deducciones.

Efectivamente, la actuación de vientos del NO, que giraban a componente E y NE, así como los del SO, muy secos y de gran intensidad, transportaron arenas hacia la ladera oriental para constituir un campo extraordinariamente extenso de *dunas remontantes* (alrededor de 1 km²); *dunas paraboloides* y *transversas* se pueden identificar, así como *corredores de deflación* muy amplios, canalizadores del transporte arenoso. La implantación de pinar supuso su fosilización definitiva, dejando el protagonismo actual a las dunas ligadas directamente a la playa.

En el cordón dunar adosado a la playa, se han abierto pasillos amplios por donde se está introduciendo arena eólica que están sellando las depresiones practicadas por las sacas de arena. Se identifican *dunas lingüiformes* activas, así como extensas *dunas tabulares* que presentan frentes de avance de gran pendiente. Cada cordón dunar está constituido por una gran cantidad y variedad de geometrías dunares de menor dimensión, que se amalgaman muy irregularmente, dejando pasillos de erosión y transporte arenoso, entre los que se alzan geometrías positivas perfectamente fijadas por vegetación para constituir este *cordón dunar*

de mayor magnitud; entre éstas caben destacarse los *montículos aislados* y las *dunas lingüiformes*, en las que la vegetación juega un papel decisivo para su construcción, particularmente el barrón (*Ammophila arenaria*).

En lo que concierne a la vegetación dunar, Lorient (1974) y Lorient y González Morales (1974) aportan referencias detalladas a este campo dunar de Liencres, separando las comunidades y el catálogo de vegetación.

Este campo dunar ha experimentado un deterioro considerable en la década de los 80 con la saca de arenas para fines industriales y la construcción de aparcamientos amplios, a lo que habría que incluir la fijación con pinos en la mayor parte de su superficie. Las extracciones de arenas llegaron, en algunos puntos, hasta el nivel freático libre, lo que ha inducido encharcamientos parciales y temporales y, en definitiva, la colonización de especies vegetales hidrófilas.

Las corrientes conservacionistas consiguieron detener el deterioro, y, en la actualidad, el sistema está evolucionando con una llegada importante de arenas, particularmente en aquellas áreas con una dependencia sedimentaria directa con la playa expuesta.

En 1.999, la Demarcación de Costas en Cantabria ha delimitado parte del campo dunar en cuyo perímetro se ha colocado un vallado de madera para persuadir a los usuarios; en áreas de deflación intensa, se han interpuesto empalizadas de varillas vegetales para inducir una sedimentación y en otras superficies se ha implantado vegetación de barrón. Al objeto de evitar el pisoteo y facilitar el acceso a la playa, se han extendido pasarelas de madera, que permiten, además, una contemplación de este entorno dunar.

Descripción del Itinerario

Una vez dejada la carretera comarcal e iniciado el descenso por la carretera asfaltada hacia la playa de Valdearenas (figura 2.1), se atraviesan las dunas internas y relativamente más antiguas de todo el conjunto, fijadas con la plantación de pinar; son dunas de carácter remontante con morfologías longitudinales y transversales a los componentes de vientos. En esta parada, se pueden identificar los montículos arenosos y sus geometrías particulares, con superficies alomadas y suavizadas, que permiten deducir los vientos generadores con una componente principal del SO; asimismo, se dedicará una atención especial a la identificación de especies vegetales de hábitat dunar costero y su distribución espacial; finalmente, se podrán evaluar las características de la intervención reciente en cuanto a la protección de este espacio.

Al objeto de comprobar los conjuntos dunares más modernos, se efectuará la parada principal en la parte interna o superior del aparcamiento terminal sobre la playa al objeto de acceder directamente al sendero de la antigua explotación de arenas eólicas y llevar a cabo el recorrido (figura 2.3). Se inicia en la parte meridional del campo dunar donde se practicaron las sacas de arenas, dejando a la

derecha (al N) las dunas en fase de progradación hacia el interior (frentes de sotavento con una pendiente considerable), como muestra del avance de la sedimentación arenosa actual (*dunas transgresivas*); las de mayor magnitud tienen una geometría a modo de mantos dunares tabulares de gran dimensión, mientras que las menores son dunas lingüiformes con una gama amplia de tamaños.

Una vez recorrido este primer tramo, se hace uso de la pasarela de madera construida de forma elevada sobre el fondo arenoso, que se adentra hacia la playa. Se observan las diferentes empalizadas de cercado disuasorio y las áreas de revegetación con especies autóctonas, fundamentalmente barrón (*Ammophila arenaria*) en las dunas traseras; se podrá reconocer la grama marítima (*Elymus farctus*), una especie pionera, que se sitúa en la franja limitante con la playa.

En toda esta zona y en el tramo limitante con la playa hasta el aparcamiento, se pueden contemplar diferentes especies vegetales propias de los arenales eólicos, como el nardo marino (*Pancratium maritimum*), cardo de mar (*Eryngium maritimum*), la rucamar (*Cakile maritima*), la lecherina (*Euphorbia paralias*), la soldanella (*Calystegia soldanella*), etc.

En las áreas occidentales de la barrera arenosa, se pueden identificar las dunas de origen más reciente (embrionarias), en las que la vegetación juega un papel fundamental en la consolidación de las geometrías finales. Continuando por el límite playa/campo dunar, se deducen las formas de erosión del oleaje sobre los frentes de dunas, diferentes tipologías dunares, así como los pasillos interdunares de alto flujo, que sirven de entrada de las arenas para constituir las dunas transgresivas.

Una vez abandonado el campo dunar de Liencres y sobre la carretera comarcal (figura 2.1), se contempla una panorámica del estuario en bajamar que permite visualizar el trazado meandriforme de la *Bahía arenosa* y alguna de las barras de meandro y de tipo horquillado.

ESTUARIO DE SAN VICENTE DE LA BARQUERA-PLAYA LEVANTADA DE OYAMBRE

Estuario de San Vicente de la Barquera

El estuario de San Vicente de la Barquera representa un enclave costero de gran importancia geológica, que desarrolla, como el del Pas, la zonación geomorfológica longitudinal característica de un estuario mesomareal confinado por una barrera arenosa. No obstante su alto grado de naturalidad, los manejos en el estuario también han influido en su desarrollo, particularmente en lo que concierne al entorno de la desembocadura.

Esta ría de San Vicente consta, en realidad, de dos grandes brazos, de los cuales el que está conectado al río Escudo, de dirección dominante N-S, es el principal y se sitúa en la posición oriental.

El estuario occidental, denominado Brazo Mayor (marisma de Pombo), está ligado al arroyo Gandarilla y se extiende con una orientación E-O. Debe ser tenido en cuenta como un estuario satélite, representado solamente por la zona de *Llanuras fangosas* y el *Canal superior*, totalmente reclamado, al que le faltaran las facies arenosas del *Complejo de desembocadura* y *Bahía arenosa* (figura 2.4). Se comporta como una ensenada lateral cuyo funcionamiento se articula en torno al canal de desagüe con una doble función fluvial (reflujo) y mareal; deja a ambos lados extensas superficies fangosas con una densidad alta de colonización vegetal halofítica con una red de drenaje formada por canales mareales sinuosos de distinta jerarquización. Deja notar su influencia sobre el amplio bancal arenoso que se sitúa entre la villa y el canal secundario, preferentemente durante las medias mareas descendentes en que arte de su caudal de agua genera flujos intensos sobre su superficie dando lugar a barras horquilladas.

El estuario principal, o de San Vicente de la Barquera propiamente dicho, desarrolla las características de un estuario mesomareal confinado y altamente colmatado en toda su plenitud evolutiva. Está orientado, aproximadamente, en dirección NNE-SSO y su gran amplitud está controlada por fracturas alpídicas que permitieron el afloramiento subsuperficial de materiales blandos (margas y arcillas) del Keuper (Triásico), fácilmente erosionables en el último bajo nivel del mar finipleistoceno. Está drenado por un río costero, que excavó su valle, como fue también el caso del Gandarilla, para su posterior relleno con motivo de la recuperación eustática (proceso transgresivo) en el posglaciar. La cuenca hidrográfica está constituida mayoritariamente por materiales calcáreos cretácicos, siendo las aportaciones de agua preferentemente subterráneas. Las aportaciones sedimentarias arenosas proceden actualmente de la deriva litoral desde los estuarios occidentales de Tinamayor y Tinamenor (González Lastra, J., 1973; González Lastra, J.R., 1976; González Lastra *et al.*, 1979).

El estuario adquiere una geometría triangular muy alargada en planta con una zonación longitudinal bien definida (figura 2.4), en que, desde la desembocadura (influencia marina) a la cola (influencia fluvial), las litologías varían desde arenas a fangos, como respuesta a una disminución de la energía en ese mismo sentido:

- **Complejo de desembocadura.** Se incluyen varias unidades morfosedimentarias y dinámicas.
 - *Barra de desembocadura.* Con una morfología arenosa pobremente definida que tiende a adquirir una forma arqueada con la convexidad hacia mar afuera, se conecta a la porción más externa del canal de desembocadura; en este paso, se genera una barra horquillada de reflujo, más o menos permanente, situada en la porción externa.
 - *Paso de desembocadura.* También denominado canal dedesembocadura, es el segmento distal del canal principal. De escasa longitud y anchura, se

desarrolla en el tramo de mayor confinamiento estuarino. Aquí ha sido artificialmente escollero en ambos costados por lo que su longitud está exagerada. Su dinámica está controlada por la descarga fluvial y extrusión del agua marina mezclada en vaciantes y la penetración de agua marina durante las llenantes; en la porción más externa es donde se alcanzan las velocidades de corriente más intensas y, consecuentemente, el máximo nivel energético de todo el estuario.

- *Barrera confinante*. Constituye el anclaje de cierre del estuario. Está formada por el extremo occidental de la playa de Merón, aunque se encuentra muy modificada por las obras de encauzamiento del canal. Se construye gracias a los oleajes incidentes y, si el sistema tiene un exceso de volumen arenoso, como es este caso, el viento genera un campo dunar en el área de posplaya. El campo dunar inicial (dunas fósiles) se amplió considerablemente (dunas activas) con motivo de las obras de canalización en el estuario.

- ***Bahía arenosa***. Superado el área de confinamiento, el estuario se abre sobre una extensión relativamente amplia que se caracteriza por el predominio de las litologías arenosas; el límite más interno se sitúa con bastante precisión sobre el puente de La Maza; se pueden generar toda una gran variedad de unidades morfosedimentarias y dinámicas:

- *Canal principal*. Ligado directamente al canal fluvial principal del río Escudo, se mueve por el costado oriental con una baja sinuosidad en este tramo; se generan numerosas estructuras mayores de lecho, como barras horquilladas y dunas hidráulicas, particularmente en las márgenes, y lechos planos en las áreas de mayor flujo; moluscos filtradores (*Pholas dactylus*, *Lutraria lutraria*, *Solen marginatus*, etc) se reparten por sus márgenes. Sirve de vehículo para el intercambio de las aguas mezcladas en el interior del estuario y representa la unidad más energética del estuario.

- *Canal secundario*. Se trata de un canal menor, conectado a un drenaje lateral, que tiene su mejor desarrollo en el costado occidental de la bahía; su papel es más importante durante las llenantes, en que sirve de entrada del agua marina, mientras que durante las vaciantes se comporta como un desagüe fluvial. Lechos planos, dunas hidráulicas y “ripples” tapizan el fondo de esta morfología; moluscos filtradores (*Cerastoderme edule*), anélidos tubícolas (*Owenia fusiformis*) y equinodermos del tipo *Equinocardium cordatum* colonizan esta unidad.

- *Delta de flujo mareal*. Este amplio bancal o teso arenoso es una morfología muy peculiar, acorazonada en planta, dentro del cual se instala la rampa característica o canal de alta energía que se resuelve distalmente de forma tripartita. Se sitúa entre ambos canales, principal y secundario. Se resuelve en una amplia plataforma arenosa con la forma acorazonada descrita, debido a la disipación energética centrífuga del flujo mayor desde la rampa. El giro

levógiro durante las pleamares vivas retoca los costados hasta conformar la geometría definitiva, donde la erosión de los canales en los reflujos tiene también un cierto protagonismo.

- *Playas estuarinas*. Franjas arenosas restringidas a superficies arenosas afectadas por las pleamares, mejor desarrolladas sobre las márgenes orientales de la bahía. Precisamente, la playa trasera de la de El Rosal, al N de la Primera y en la margen derecha del canal principal estuarino, sirve en las últimas actuaciones de dragado de la zona portuaria de La Barquera, muy acertadamente, como área de recepción de las arenas para que no queden excluidas del sistema estuarino.

- *Dunas estuarinas*. Se han formado en la esquina nororiental de este recinto, debidas a vientos del SO, con una ayuda adicional por las realimentaciones de las playas.

- *Llanuras arenosas*. Superficies subplanas con numerosos “ripples” de corriente y oleaje, concentradas en la franja occidental, entre la villa y el canal secundario; desarrollan barras horquilladas no muy marcadas, que se activan durante las medias mareas descendentes. Contienen anélidos (*Arenicola marina*, *Nereis diversicolor*) y crustáceos excavadores (*Callinasa subterranea*).

- ***Llanuras fangosas***. Constituyen la unidad zonal más ampliamente representada de toda la superficie estuarina con una litología más fina y abundante materia orgánica, lo que las convierte en áreas de alta productividad orgánica.

- *Canal principal*. Se sitúa sobre el centro y costado oriental con una sinuosidad más acentuada en este tramo; son importantes las barras longitudinales y de meandro que, incluso, pueden contener litologías fangosas; los moluscos filtradores son más escasos en este sector. Siguen representando la unidad más energética, pudiendo pasar gradualmente a las llanuras fangosas y marismas (costado sedimentario) o bruscamente debido a la incisión del canal en su dinámica meandriforme (costado erosivo).

- *Llanuras fangosas*. Superficies subplanas suavemente inclinadas hacia el o los canales, tendentes a colonizarse con plantas halofíticas. Aparecen grietas de desecación y a veces de colapso por erosión de los bordes de los canales. Contienen multitud de anélidos (*Nereis diversicolor*).

- *Marismas o llanuras fangosas vegetadas*. Son las que ocupan mayores extensiones en este estuario, lo mismo que en el brazo del río Gandarillas (marisma de Pombo). Contienen una cierta abundancia de anélidos. Las poblaciones vegetales se distribuyen de acuerdo con la salinidad (menor hacia la cola) y con la altura topográfica (cuanto más elevada, las plantas tienen un rango superior), en este caso debido a la mayor resistencia a

condiciones subaéreas. Destacan las llanuras de *Enteromorpha*, *Zostera* y de halófitas: *Spartina maritima*; por encima, *Salicornia* y *Halimione portulacoides*, *Juncus maritimus*...

- *Canales mareales*. Son canales menores de drenaje de las llanuras (“tidal creek”), que adquieren un trazado muy sinuoso; han experimentado un aporte arenoso durante las llenantes, pero su papel dinámico se ejerce mejor durante las bajamareas en que se constituyen en sendos cauces de dinámica fluvial. Los “ripples” linguoides son numerosos, pero también se generan barras incipientes de meandro y longitudinales, mejor representadas en los canales de mayor jerarquía o en los tramos inferiores de cada canal; se concentran depósitos residuales (“lag”) de fragmentos conchíferos, “pellets” y cantos blandos. En los fondos arenosos, son muy frecuentes las *Arenicola marina*, mientras que en las márgenes erosivas abundan las moradas de carcínidos.

- *Charcas mareales*. Son pequeñas superficies de profundidad decimétrica, que se cubren de agua durante las pleamares y pueden conservarla indefinidamente; se originan por colmatación sedimentaria de antiguos canales mareales; viven multitud de pequeños gasterópodos de la especie *Hydrobia ulvae*.

- **Canal superior**. Predominantemente fluvial, queda restringido al canal fluvial y a las llanuras fluviomareales, que desarrollaban una red de drenaje deficiente por canales mareales.

- *Canal principal*. Tiene un trazado variable desde subrectilíneo a altamente sinuoso. Es estrecho y con márgenes verticalizadas, y los fondos heterogéneos de cantos, gravas y arenas. Su dinámica es fluvial, solamente alterada por penetración de la onda mareal y escasamente de la onda salina.

- *Llanuras fluviomareales*. Extensas llanuras con una dinámica principalmente fluvial, activándose durante desbordamientos en avenidas, más acentuadas si coinciden con pleamares vivas.

Playa de Oyambre

Esta playa extensa, de unos 2'5 km, como la situada inmediatamente al O (playa de Merón), se alimenta de las aportaciones arenosas de los estuarios más occidentales, fundamentalmente de los de Tinamayor y Tinamenor. Se orienta en dirección NO-SE, apoyándose prácticamente en su totalidad sobre una posplaya rocosa (margas terciarias), en fase de erosión activa, salvo en su esquina suroriental donde se ha desarrollado un estuario de dimensiones reducidas, la ría de La Rabia. La orientación de la playa y los oleajes dominantes del NO inducen un transporte de deriva de playa hacia este estuario (Belmonte *et al.*, 1987), lo que ha contribuido con una carga arenosa importante que, a su vez, ha permitido la formación de un complejo dunar, que constituye un elemento morfosedimentario

fundamental, como parte culminante de la barrera de confinamiento. Están constituidas por cordones dunares, dos más importantes, el interno de edad más antigua tiene mayores dimensiones, de los que derivan, tierra adentro, otras dunas lingüiformes menores. Su frente limitante con la playa está atravesando una etapa de fuerte erosión, como lo demuestra la permanencia de los cantiles subverticales durante la mayor parte del año y la recesión del mismo en las últimas décadas. Este fenómeno erosivo afecta también a las margas terciarias de esta playa y de la de Merón, en que los niveles sedimentarios de las playas antiguas levantadas están siendo desmantelados con gran rapidez.

El área de posplaya conserva restos de terrazas marinas, de las cuales la más espectacular es la correspondiente al nivel IX, motivo de la visita detallada. Hay otras manifestaciones de interés, como turbas y tocones de varios miles de años de antigüedad, en la zona intermareal de la playa, solamente visibles cuando los temporales eliminan la cubierta arenosa.

Descripción del Itinerario

La excursión se continúa desde el sistema del estuario del Pas-complejo dunar de Liencres hasta acceder al estuario de San Vicente de La Barquera por la carretera comarcal que bordea la playa de Oyambre (figura 2.1), asciende hasta la población de La Jerra y desciende bordeando la extensa playa de Merón. En la culminación de la loma, desde el alto de La Braña, que la separa de la ría, se tiene un mirador excepcional para observar la desembocadura, bahía y llanuras de este estuario. Se desciende hasta las proximidades del puente de La Maza, para tomar el camino que termina en la playa de Merón, bordeando la margen derecha del estuario.

Estuario de San Vicente

El puente de la Maza, en la carretera nacional, separa las zonas de la *Bahía arenosa*, al N, y las *Llanuras fangosas*, al S. La bahía arenosa contiene un amplio delta de flujo, que desarrolla numerosas ondas de arena y “ripples” de corriente, con su rampa conectada al paso de desembocadura; en los bordes del delta circulan el canal principal (al E) y el secundario (al O). En la margen derecha de la bahía se han generado playas y dunas estuarinas, que han servido como área de almacenamiento para los dragados arenosos de la zona portuaria. En la esquina occidental de la playa se podrá contemplar el complejo dunar relativamente alterado. En el lado meridional, se extienden las llanuras fangosas, mayormente colonizadas por vegetación halofítica, drenadas por canales sinuosos.

Volviendo sobre el mismo puente, se accede a la carretera que lleva a la playa de Merón, donde se bordea el costado oriental de la bahía en el que se visualizan detalladamente el canal principal y las playas y dunas estuarinas. Luego, se vuelve por el mismo recorrido y, antes de llegar a la nacional, se desvía inmediatamente por una carretera costera que lleva a la playa de Oyambre y desde el alto de La

Braña, se contemplala *Bahía arenosa* con el delta mareal de flujo y los canales principal y secundario.

La playa de Oyambre

Este entorno de la playa de Oyambre tiene un abanico amplio de contenidos geológicos y constituyen un motivo de extraordinario interés didáctico; son los relativos a las margas terciarias depositadas en ambientes de talud continental, la ría de La Rabia y el complejo dunar oriental al que se asocia, los sedimentos continentales würmienses, los tocones arbóreos carbonizados conservados en la playa intermareal y las turbas y el nivel de rasa inferior y sus sedimentos asociados.

Son estos últimos los que se han elegido por su máximo interés. En el borde noroccidental de la playa, al NE del monumento al avión "*Pájaro Amarillo*", afloran retazos discontinuos de la rasa (superficie de abrasión marina) de 2-7 m de altura, correspondiente a la rasa IX (Flor, 2000), en relación con las pleamares vivas medias, perfectamente identificables como líneas horizontales sobre las rocas margosas gris azuladas que sirven de posplaya o acantilado limitante.

Próximo al costado septentrional de la playa, se conserva uno de estos registros sedimentarios, que son coetáneos o ligeramente posteriores a la génesis de la rasa aludida (Hernández Pacheco y Asensio Amor, 1966; Mary, 1979 y 1983; Flor, 1983b; Moñino, 1987). Desde la base al techo, está constituido por:

- Bloques imbricados, cantos y matriz arenosa en la que se identifican fragmentos de moluscos costeros; los megaclastos son calcáreos y frecuentemente se encuentran bioperforados; culmina con un nivel arenoso en lo que representa una secuencia granodecreciente de playa hasta completar un espesor de 1'25 m.
- Estratigráficamente por encima, se extiende un nivel de 2'5 m de limos grises de tonos claros, que proceden de la alteración de las margasterciarias y posterior emplazamiento por un movimiento en masa embebido en agua. Aparece restringido a este área de la playa con una geometría lenticular.
- Culmina el registro con un nivel de arenas eólicas, con tonos pardoanaranjados, en el que se conservan estratificaciones cruzadas características, de hasta 5'0 m de potencia.

Estos niveles permiten deducir las oscilaciones del nivel del mar ligadas a la formación de la rasa y su evolución posterior. Su labrado erosivo (figura 2.5.A), así como los depósitos de playa suprayacentes (figura 2.5.B), que se depositan y culminan una fase transgresiva (figura 2.5.C), pertenecen a un momento eustático; posteriormente, el mar se retira, circunstancia aprovechada para que se deposite un coluvionamiento de la vallonada (figura 2.5.D); seguidamente, el nivel del mar se recupera, pero no llega a la posición anterior, con una playa algo más alejada que desarrolla en su franja posterior un campo de dunas que son capaces de

recubrir el conjunto sedimentario anterior (figura 3.5.E). Finalmente, el ascenso cortical emplazaría definitivamente la rasa y estos depósitos en una posición elevada, quedando sometido todo este conjunto a los procesos erosivos en curso (figura 2.5.F). Esta misma evolución es descrita por Mary (1979, 1983) en la playa de Mendía (La Franca, E de Asturias), pero con un registro sedimentario algo diferente.

Descripción del Itinerario

Desde el alto de La Braña, se vuelve por el mismo recorrido y, antes de descender al aparcamiento amplio de la playa de Oyambre, se toma un camino de tierra que termina en esta playa, justo al lado del monumento al *Pájaro Amarillo*, avión que, después de atravesar el Atlántico en 1.929, realizó un aterrizaje forzoso sobre esta playa de Oyambre. Desde aquí se debe continuar por la misma playa arenosa, hacia el NO, unos 300 m. La playa activa superior está orlada por cantos y bloques que proceden de la erosión del registro a visitar. Rebasada la vallonada, inmediatamente se contempla el afloramiento motivo de esta parada. Sobre las margas paleógenas gris azuladas se detecta la superficie de erosión, que en sección aparece marcada por una línea neta subhorizontal, sobre la que reposa un conjunto sedimentario con los tres niveles descritos anteriormente: 1) bloques imbricados, cantos y matriz arenosa con algún molusco y la culminación arenosa de playa; 2) limos grises de soliflucción y 3) arenas eólicas (figura 2.5).

BIBLIOGRAFÍA

- Belmonte, D., Garzón, J., Losada, M., Martínez, R., Ortega, J., Ruiz, E. y C.A.E.A.P (1987). **Oyambre Espacio Natural**. Ed. Estudio. Santander.
- Flor, G. (1980). Las dunas costeras de Cantabria: valores singulares geológicos. **Actas de la I Reunión Nacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio**. Santander. 22 pp.
- Flor, G. (1983a). Las rasas asturianas: ensayos de correlación y emplazamiento. **Trabajos de Geología**, Univ. Oviedo, 13, 65-81.
- Flor, G. (1983b). Las playas levantadas de Merón y Oyambre (Santander). **Actas del IX Congreso Nacional de Sedimentología**, I, 357-371. Salamanca.
- Flor, G. (1995). Clasificación y caracterización de los estuarios asturianos. **Actas IV Col. Int. Ocean. Golfo de Vizcaya** (Eds. O. Cendrero e I. Olaso), 133-141. Santander.
- Flor, G. (2000). El entorno geológico del río y la playa de Bedón. **Bedoniana, anuario de San Antolín y Naves**. II, 55-74. Alvízora Llibros. Oviedo.
- González, J. (1973). **Sedimentología y Dinámica de la Ría de San Vicente de la Barquera, Santander**. Tesis de Licenciatura (inédito). Área de Estratigrafía. Departamento de Geología. Univ. Oviedo.

- González,J.R. (1976). **La Ría de San Vicente de la Barquera: Estudio Oceanográfico y Sedimentológico.** (inédito). 221 pp. 1^{er} premio "Virgen del Mar".
- González,J., González,J.R., Flor,G. y García-Ramos,J.C. (1979). Zonation of organic and inorganic sedimentary structures in San Vicente de la Barquera estuary (Santander, Northern Spain). **Abs. Int. Meet. on Holocene Mar. Sed. in the North Sea Basin, Texel (Holanda)**, I.A.S., t. 6, 84-84.
- Hernández-Pacheco,F. y Asensio,I. (1966). Fisiografía y sedimentología en la playa y ría de San Vicente de la Barquera (Santander). **Estudios Geológicos**, 22, 1-23.
- Loriente,E. (1974). **Vegetación y Flora de las Playas y Dunas de la Provincia de Santander.** Institución Cultural Cantabria. Diputación Provincial de Santander.
- Loriente,E. y González Morales,J.A. (1974). Liencres: el paisaje dunar más importante del Cantábrico. **Pub. Inst. Etnog. y Folk. "Hoyos Sáinz"**, 6, 211-236. Inst. Cult. Cantabria. Santander.
- Martínez,P. (1984). Dinámica y sedimentación en el estuario del Asón (Cantabria). **Trabajos de Geología**, Univ. Oviedo, 14,175-197.
- Mary,G. (1979). **Évolution de la Bordure Côtière Asturienne (Espagne) du Néogène à l'Actuel.** Thèse de Doctorat d'État. Université de Caen. 284 pp.
- Mary,G. (1983). Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno. **Trabajos de Geología**, Univ. Oviedo, 13, 3-35.
- Moñino,M. (1987). **Establecimiento y Cartografía de los Niveles de Rasa Litoral Existentes en Cantabria.** Tesisde Licenciatura (inédita). Facultad de Filosofía y Letras. Univ. Cantabria. 173 pp.

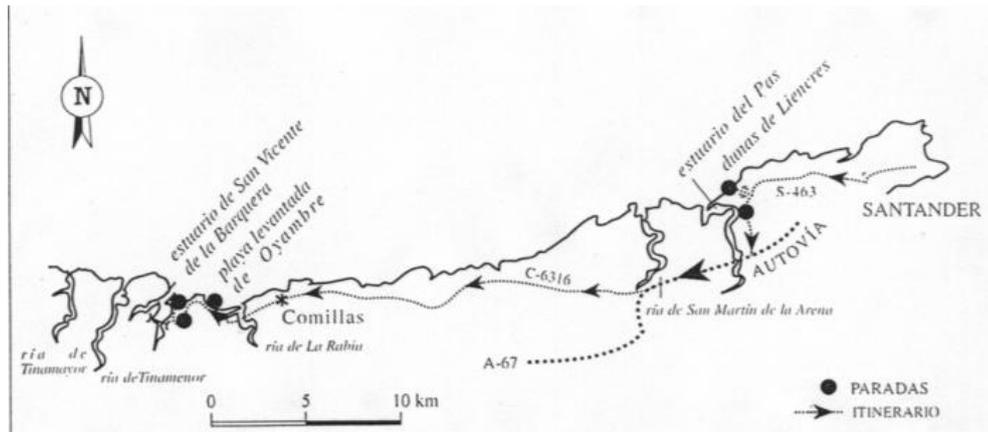


Figura 2.1. Recorrido de la excursión al estuario del Pas-complejo dunar de Liencres, estuario de San Vicente de la Barquera y playa levantada de Oyambre. Se parte de la ciudad de Santander por la comarcal S-643 hacia Soto de la Marina y Liencres; rebasada esta última localidad, al pie de la Picota (Mortera) se encuentra una desviación (carretera SV-4643), que desciende hasta la playa de Valdearenas en unos 1800 m. Finalizada la visita a las dunas de Liencres, se retoma la comarcal S-463 hacia el S y, a un centenar de metros de la desviación se hace una breve parada para contemplar la panorámica del estuario del Pas y la franja posterior del campo dunar de Liencres. El itinerario se continúa por la Autovía A-67 hacia occidente para, en el acceso a Requejada, enlazar a la carretera comarcal C-6316. Superada la villa de Comillas, en el brazo estuarino de El Capitán, en la ría de la Raba, se toma una desviación hacia el N. Se llega a la playa de Oyambre (SV-4832), donde se visitará la playa levantada, para proseguir muy próximo a la costa hasta rendir viaje en el estuario de San Vicente de la Barquera y la playa de Merón.

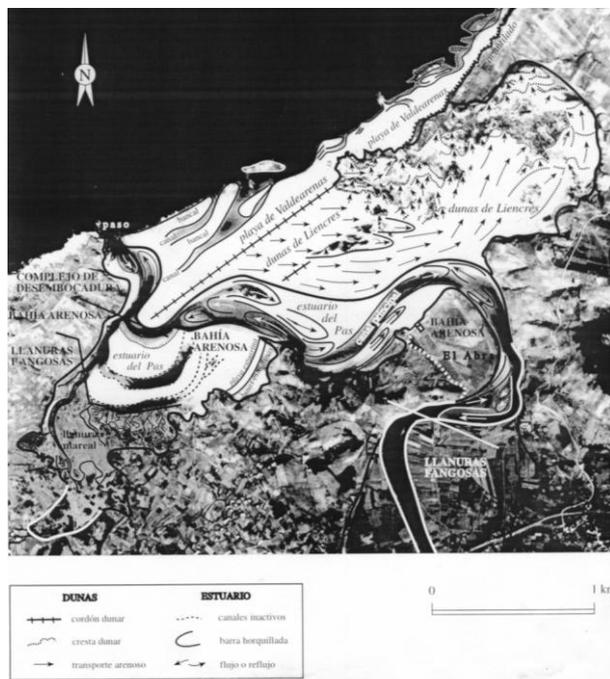


Figura 2.2. Distribución cartográfica de las principales morfologías estuarinas, playeras y dunares del complejo de la ría del Pas, playa de Valdearenas y dunas de Liencres, deducida de las fotografías aéreas de 1.956 del vuelo U.S.A (escala original de 1/26.837). Se zonifica longitudinalmente el estuario aguas arriba, desde las áreas de desembocadura: *Complejo de Desembocadura*, *Bahía Arenosa* y *Llanuras Fangosas*. Se señalan los transportes arenosos dominantes generadores de barras horquilladas y del movimiento eólico. En este registro, la posición del canal principal ha acortado su recorrido y todo el campo extenso dunar interno (*dunas remontantes*) está atravesando una fase transgresiva muy acusada (aportación sedimentaria intensa). Los tonos grises más claros de los sistemas sedimentarios costeros en la foto se corresponden con facies arenosas.

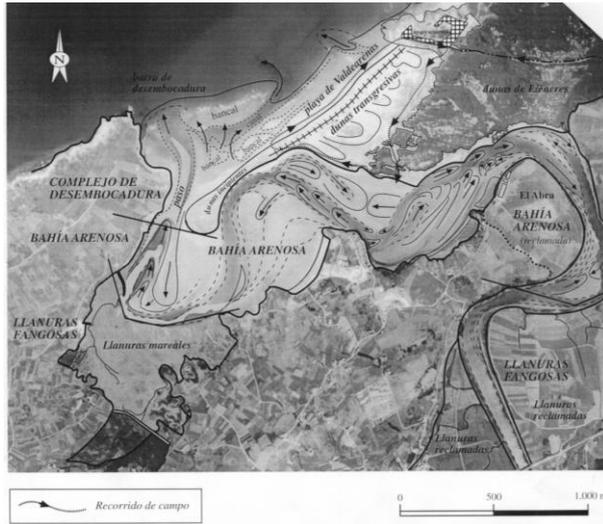


Figura 2.3. Distribución cartográfica de las principales morfologías del año 1989, deducida de las fotografías aéreas de la Diputación Regional de Cantabria -Consejería de Ecología, Medio Ambiente y Ordenación del Territorio- a una escala original de 1/15.000. En este registro, se evidencia la existencia del pinar consolidado en el interior del campo dunar y de las depresiones amplias practicadas por detrás del cordón dunar activo, limitante con la playa, para la extracción de áridos. En toda la extensión alargada de la *Bahía Arenosa*, se generan numerosas barras de flujo y reflujo. Se incluye el trazado aproximado que seguirá el recorrido de campo a las unidades mejor representadas y más accesibles a este complejo morfosedimentario y dinámico costero.



Figura 2.4. Distribución cartográfica de las principales morfologías del estuario de San Vicente de la Barquera para el año 1989, deducida de las fotografías aéreas de la Diputación Regional de Cantabria -Consejería de Ecología, Medio Ambiente y Ordenación del Territorio- a una escala original de 1/15.000. Se zonifica longitudinalmente, reflejándose las unidades morfosedimentarias y dinámicas más representativas. Se destaca la formación de un amplio delta de reflujo en la cabecera de la bahía arenosa. Asimismo, se individualiza un brazo extenso y alargado en el área occidental, conectando al arroyo Gandarilla, propio de una llanura fangosa (marisma de Pombo), totalmente independizada de la perteneciente al estuario principal, cuya conexión directa se efectúa a través del canal principal con el río Escudo.

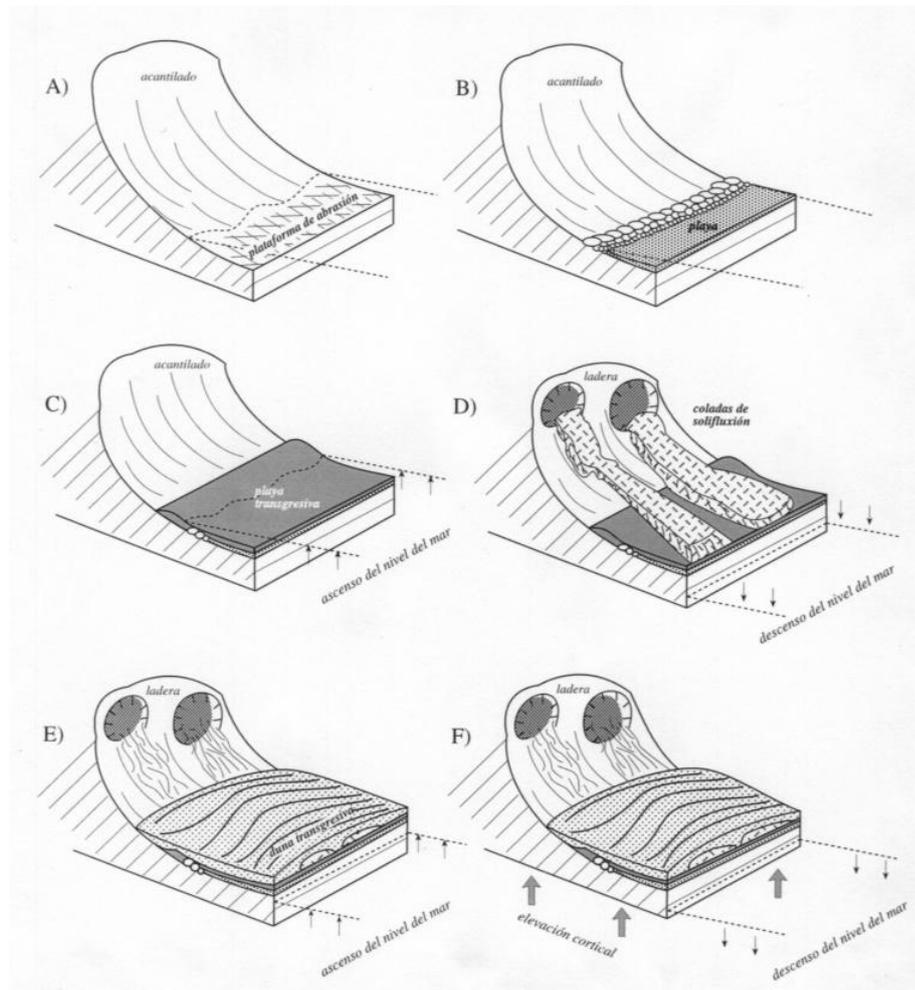


Figura 2.5. Esquema simplificado de la formación y evolución del nivel de rasa inferior (IX) en la playa de Oyambre (occidente de Cantabria), basado en Flor (1985). A) Inicialmente, se produce la abrasión del borde costero sobre los materiales margosos terciarios que dan lugar a una plataforma de abrasión. B) Posteriormente, ésta se inactiva desde el momento en que llegan sedimentos para conformar una playa, en este caso caracterizada por una orla de bloques y cantos en la parte alta y arenas bioclásticas en el resto. C) La elevación eustática determina que la playa adquiera una evolución transgresiva que se traduce en su sedimentación más arenosa, que recubre los megaclastos de la parte alta de la playa. D) Se continúa con una retirada del nivel del mar considerable, quedando el conjunto anterior expuesto al recubrimiento de coladas de solifluxión, desarrolladas en esta vallonada. E) Le sucede una recuperación del nivel del mar, pero no llega a la cota anterior; en este episodio, la playa activa se sitúa más alejadamente y propicia la formación de una gran duna longitudinal por vientos del NE, que recubre los depósitos anteriores. F) Por último, tiene lugar un impulso de ascenso cortical que determina la erosión de estos depósitos y de la superficie de abrasión infrayacente, además de una serie de sucesos posteriores hasta la configuración actual, entre los que habría que incluir, como más importante, el de la formación de la playa arenosa actual y su relación con la ría de la Rabia, desarrollada en el extremo oriental.

GEOCANTABRIA 3.

EL KARST EN CANTABRIA. EXCURSIÓN ASÓN-MATIENZO.

Francisco Fernández

I.E.S. de Cazoña, Santander

Jesús Sáiz de Omeñaca

Dpto. C.I.T.I.M.A.C., Univ. de Cantabria, Santander

INTRODUCCIÓN

Una de las características más notables de la áreas en que se ha desarrollado un modelado kárstico es la complejidad de la circulación del agua, que, en su inmensa mayoría, es subterránea. Por esta razón, una buena parte de la intención de esta salida de campo es el estudio de este drenaje.

Nos encontramos en una de las áreas más completas del mundo en cuanto a las formas generadas como consecuencia de los procesos de disolución de la roca caliza. Utilizando tan sólo cuatro paradas en el itinerario que proponemos tendremos acceso a este modelado tan peculiar y, sin embargo, tan habitual en una buena parte del territorio cántabro.

El Complejo Urgoniano, por el que discurre todo el recorrido de esta excursión, de edad Cretácico Inferior (Aptiense-Albense), consiste en una alternancia de calizas arrecifales estratificadas en bancos -que constituyen la litología fundamental de dicho complejo- y de materiales detríticos (areniscas y arcillas) y margas. El espesor del conjunto en esta zona de Cantabria puede llegar a alcanzar los 1.000 metros. Estos materiales, como consecuencia de la orogenia Alpina, han sufrido una deformación plástica suave dando lugar a buzamientos de las capas no demasiado espectaculares y a una gran red de fracturas con predominio de las diaclasas próximas a la vertical. Todo esto tendrá una importancia grande en cuanto a la evolución de los sistemas kársticos se refiere, habiéndose labrado un notable cavernamiento en la horizontal, galerías, que ocupan distintos niveles en el macizo y que han quedado unidas por pozos interiores.

Las intercalaciones de materiales detríticos y margas han dado lugar a algunas complejidades del drenaje en el área a visitar, p. ej. en la zona de cabecera del río Asón (izquierda orográfica), y cuyo análisis queda fuera de la intención de esta salida de campo.

Por debajo de toda esta inmensa masa de rocas, en que predominan los materiales carbonatados, existe también una potente capa de arcillas y areniscas muy cementadas, de edad Wealdense, que constituyen el nivel de base último de

todas las aguas que circulan no sólo por el área objeto de esta excursión, sino también a lo largo de una inmensa franja en el resto de la cordillera Cantábrica.

Todo el recorrido queda incluido en el mapas topográficos 1/25.000. Hoja 59-II. Arredondo y Hoja 35-IV Entrambasaguas.

DESCRIPCIÓN DEL ITINERARIO (Figura 3.1)

Parada 1. Alto de Alisas.

Interesante punto de observación hacia diferentes zonas. Hacia el S la característica más sobresaliente son las magníficas garmas (no confundir con simas) del área de la Canal de Laya, en la divisoria entre el río Bustablado y el Miera. A pesar de la lejanía al punto de observación el terreno se nos ofrece totalmente caótico y de aparente tránsito imposible. En ocasiones estas garmas pueden llegar a tener hasta 100 metros de profundidad.

También es posible observar la “montaña” que, partiendo del valle del Asón, se eleva rápidamente (Peña Lavalle) y de forma continua avanza hasta la vertiente del río Miera. En el interior de este cordal se ha desarrollado desde finales de la Era Terciaria hasta la actualidad un extraordinario sistema subterráneo, al que nosotros, en esta excursión, tendremos acceso penetrando por Coventosa. Desde el Alto de Alisas, subiendo unos 200 metros hacia el E, podemos contemplar el polje de Matienzo. Este inmenso hoyo cerrado nos sugiere la peculiaridad y complejidad del drenaje del agua que también analizaremos a lo largo de este recorrido.

Parada 2. Val de Asón-cueva de Coventosa.

Después de bajar Alisas, en Arredondo, tomaremos la carretera que se dirige al puerto de los Collados. Antes de comenzar la subida (Puente Nuevo), nos desviaremos a Val de Asón, en donde finaliza la carretera. El objetivo de esta parada es hacer una breve visita a Coventosa.

El sistema subterráneo Cueto Coventosa-Cubera tiene un desarrollo horizontal de 32.529 m y un desnivel desde su entrada más alta (Pozo de El Cueto) de 815 m. En este extraordinario entramado es posible diferenciar una serie de pisos situados a diferentes alturas que nos informan sobre la evolución de la karstificación en la Peña Lavalle desde finales de la Era Terciaria hasta la actualidad. Quizás el más espectacular de estos niveles sea el superior, que da lugar a un gigantesco cavernamiento atribuible a etapas antiguas y relacionado con un clima tropical. Algunos de estos voluminosos conductos subterráneos se encuentran entre los mayores del mundo, como es el caso de la Sala de las Once Horas, Sala Gargantúa, etc. o en la vecina Cañuela la Sala Olivier Guillaume. El sistema subterráneo Tonio-Cañuela (9.642 m por 493 m) forma parte del anterior, pero un enorme derrumbe en la zona de unión (galerías del Tántalo y de los Saltimbanquis) hace imposible la conexión, a pesar del viento huracanado que sopla entre las exiguas rendijas de separación en el acúmulo caótico de bloques.

Nosotros penetraremos en el sistema por Coventosa, que en épocas relativamente recientes (Cuaternario Medio) actuó como surgencia de las aguas que discurrían por el interior de la montaña. En la actualidad, la fuente de la Cubera, situada al pie mismo del río Asón, al lado de la carretera por la que hemos venido, es la que sirve de salida del agua de esta imponente red kárstica. El nivel de base del agua que circula por el interior de las calizas de esta zona es el propio río Asón, que se mueve sobre los materiales impermeables, arcillas y areniscas muy cementadas, de edad Wealdense.

En la breve visita a Coventosa podremos apreciar el gran volumen del cavernamiento que alberga la Peña Lavalle, aunque la existencia de una pequeña caída de 10 metros, nos imposibilitará el acceso a la extraordinaria Sala de los Fantasma, magníficamente decorada por enormes formaciones gravitacionales (estalactitas-estalagmitas y coladas). No obstante, contemplaremos en el área más inmediata a la boca de entrada algunos espeleotemas significativos. Una sencilla trepada nos llevará a una sala, que, aunque no tan espectacular como la de los Fantasma, goza de una gran belleza. Además contemplaremos, sin riesgo alguno, un pozo de unos 50 metros de vertical absoluta, que pone en comunicación los conductos “antiguos” en que nos encontramos, con la zona más profunda del sistema, por la que circula un río que Surge como ya ha quedado expuesto en la Cubera. En las paredes de los conductos de Coventosa observaremos una ingente cantidad de fósiles (*Pseudotoucasia santanderensis*), que son los generadores en realidad de estas inmensas masas de calizas arrecifales.

Parada 3. Poljé de Matienzo.

Volviendo hasta Arredondo, nos dirigiremos a continuación hacia Ramales, para desviarnos en Riva a la izquierda y ascender el puerto de Cruz de Uzano, que nos introducirá en la depresión de Matienzo. El objetivo principal de la excursión a partir de ahora es conocer el peculiar drenaje de esta zona, que tenemos que relacionar obligatoriamente con el de otros tres valles vecinos (Riaño, Llueva y Secadura). Este conjunto, desde el punto de vista hidrológico, podemos nombrarlo con el término de Los Cuatro Valles.

Nosotros realizaremos una breve parada en las proximidades de Seldesuto, en donde contemplaremos una pequeña muestra de la complejidad de este drenaje: la salida del agua por la surgencia del Comellante, punto más bajo del sistema subterráneo de La Vega. Además veremos cómo el río epigeo que se forma como consecuencia de esta surgencia se sume tras divagar aproximadamente 1 km por la llanura kárstica en la cueva del Molino. Dado el interés y la peculiaridad de este drenaje consideramos oportuno describirlo aquí, al menos de forma general, ya que como acabamos de referir, en esta excursión tan sólo veremos físicamente el recorrido del agua descrito anteriormente.

La circulación del agua en Los Cuatro Valles (Riaño-Matienzo-Llueva-Secadura).

Hemos de diferenciar aquí dos drenajes, que, en último caso, reunirán sus aguas para dar lugar a una fuente única, Los Boyones en Secadura. Por un lado tenemos aquellas aguas que realizan un recorrido exclusivamente hipogeo, siguiendo las galerías de la red subterránea conocida precisamente como sistema de Los Cuatro Valles, de unos 40 kilómetros de desarrollo horizontal. Este entramado recoge, en principio, el caudal procedente de las precipitaciones que inciden en una buena parte del valle de Riaño, en donde no existe ningún tipo de torrentera, río, etc. Esto nos hace sacar la conclusión de que toda circulación del agua se realiza por el interior de la montaña. En la 4ª parada de esta excursión visualizaremos este hecho. No obstante esta incorporación del agua al subsuelo es compleja, habiéndose labrado en esta zona todo un entramado de conductos activos, que dan lugar a un importante río hipogeo, al cual se unirá más adelante una buena parte del agua que circula por los montes y valles del entorno, pero que en un momento determinado surgen y se reúnen en el poljé de Matienzo. Por otro lado hemos de considerar precisamente el conjunto de estas últimas aguas, que, a través de diversas fuentes, salen por diferentes puntos en la base de los montes que cierran la depresión de Matienzo. Las principales de estas surgencias son: la del Arenal, que drena el agua de la zona de Alisas (monte de las Calzadillas), la del Comellante (montes Limón y Trillos) y la Lisa y el Transformador (montes Beralta, Muela y Mullir). Las aguas procedentes del Arenal y del Comellante se unen formando un río epigeo, que tras divagar aproximadamente un kilómetro, se sume en el monte Enaso en una gran caverna: la cueva del Molino. En el interior de esta cavidad se hace obvio que diversos conductos impenetrables vierten sus aguas a la galería principal, la cual en época de lluvias alcanza un caudal importante. Parece ser que estos drenajes provienen de la cercana área de Cobadal. Es posible seguir físicamente el río hipogeo durante aproximadamente 1 km.

Al final, un sifón de 80 m hace impenetrable el conducto, a no ser que hagamos uso de las complejas técnicas de espeleobuceo. El agua termina por surgir al otro lado del monte Enaso a través de la boca de cueva conocida como La Cuevona. El ahora llamado río Matienzo recoge de forma inmediata a su afluente, que proviene del drenaje parcial de los montes Beralta, Muela y Mullir, un caudal que ha seguido por La Lisa y El Transformador. El río Matienzo termina por desaparecer de nuevo en la montaña en el sumidero de Carcavuezo, incorporándose al drenaje del sistema subterráneo de los Cuatro Valles, que como ha quedado recogido surge definitivamente en Los Boyones (Secadura).

Parada 4. Alto de Fuente Las Varas.

Ya de regreso a Santander ascenderemos el Alto de Fuente Las Varas. Desde este punto tenemos una buena vista del poljé de Matienzo, montes Mullir, Muela,

etc. Además como ha quedado recogido en la descripción del drenaje de la zona, es el punto ideal para la observación del valle de Riaño.

PROBLEMÁTICA MEDIOAMBIENTAL.

Toda el área por donde discurre la excursión está poco poblada y en consecuencia el hombre no ha efectuado acciones irreversibles en el medio ambiente, lo cual no significa que la zona haya quedado exenta de contaminación y de otras actuaciones poco afortunadas. Como siempre sucede en los relieves formados por rocas carbonatadas el gran problema es la contaminación del agua. El habitante del medio rural desconoce la complejidad de los drenajes y utiliza frecuentemente las torcas y simas para deshacerse de animales muertos, basuras, etc., en la creencia de que estos agujeros no tienen fondo, comunican con el mar, etc. Precisamente en la década de los años 60 se produjo un grave incidente en el barrio del Sedo, ubicado en la depresión de Matienzo. Algún vecino de esta pequeña localidad arrojó a la llamada torca del Sedo, situada en las proximidades de aquel barrio, una vaca enferma de fiebre aftosa. Por el fondo de dicha cavidad corre un río que tras unos pocos cientos de metros Surge en los manantiales de La Lisa y El Transformador. En ese entorno existe una explotación ganadera, cuyas vacas beben habitualmente el agua de estas surgencias. La enfermedad se extendió de tal modo entre aquellos animales que hubo que sacrificarlos a todos.

Recordemos que “poljé” es una palabra con origen balcánico y que traducida al castellano significa “campo cultivado”. Es lógico que el habitante de estas zonas tan accidentadas morfológicamente utilice desde el punto de vista agrícola la llanura cárstica. De manera que en su afán por obtener el mejor rendimiento de la tierra abona los terrenos con purines procedentes de los animales de las granjas del entorno. Así, las aguas que acaban de surgir de la montaña (El Comellante, Arenal, etc.) se contaminan de inmediato por esta razón. Además es frecuente en aquellos ríos epigeos contemplar una gran cantidad de plásticos y otros artilugios metálicos de todos los tamaños, desde latas hasta electrodomésticos.

Especialmente preocupante es el estado de conservación del área más próxima al exterior de la cueva de Coventosa y que nosotros visitamos en esta excursión. La fiebre desatada en los últimos años por los “deportes de aventura” ha propiciado la llegada a estos bellísimos valles cántabros de toda una horda de energúmenos que van dejando su huella imborrable en el interior de algunas cavidades (destrucción generalizada de concreciones, purgas por doquier de carburo, pintadas en las paredes, etc.) como es el caso de Coventosa. Las actuaciones para preservar este tesoro natural tendrán que llegar rápidamente desde nuestras autoridades; de no ser así, en poco tiempo la grandiosidad de estos cavernamientos pasará a ser tan sólo una leyenda.

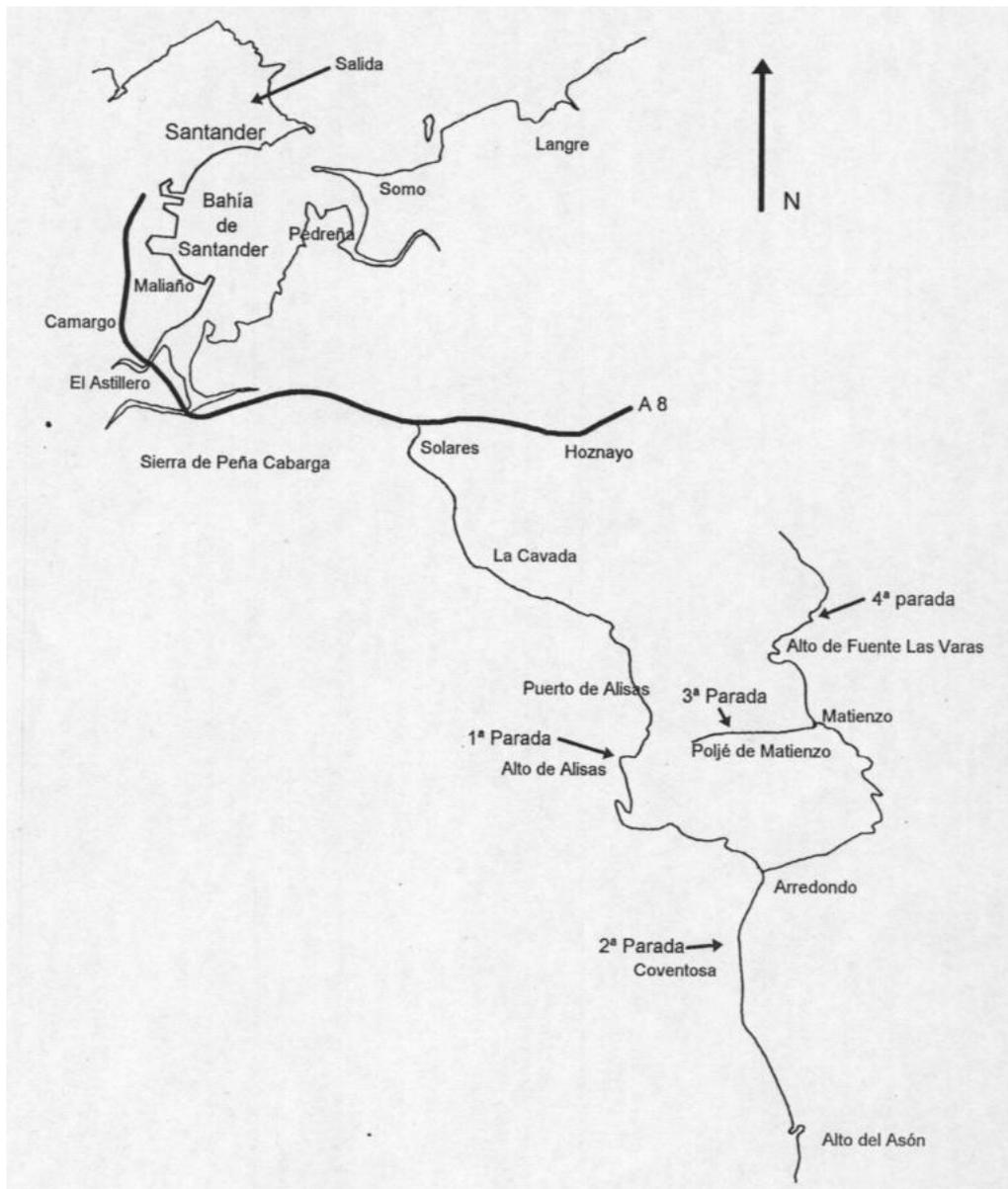


Figura 3.1. Recorrido del Itinerario propuesto.

GEOCANTABRIA 4.

EL JURÁSICO DE LA COSTA ORIENTAL DE ASTURIAS: MODELO DE TRABAJO DE CAMPO.

Esperanza Fernández

Dpto. de Ing. Minera, Univ. de León.

Laura Piñuela

Dpto. de Geología, Univ. de Oviedo

José Lires

Dpto. de Geología, Univ. de Oviedo

Carlos Aramburu

Dpto. de Geología, Univ. de Oviedo

INTRODUCCIÓN

Esta excursión se desarrolla en la costa oriental de Asturias, en el paseo de la playa de Ribadesella (figura 4.1), donde la exposición de los estratos facilita su estudio, y muestra un modelo de trabajo de campo poco convencional.

Las rocas, sedimentarias, que afloran en este lugar son del Jurásico y están agrupadas en varias formaciones. La primera parte de esta guía es una introducción a la geología general de la zona, junto con la reconstrucción paleogeográfica realizada y las aplicaciones económicas de algunas de estas rocas. Posteriormente, se tratará de la actividad didáctica que se desarrollará sobre ellas.

MARCO GEOLÓGICO

El sustrato de los alrededores de Ribadesella está formado por dos conjuntos de rocas de edades muy diferentes: el Paleozoico y el Jurásico (figura 4.1).

El **Paleozoico** incluye materiales desde el Cámbrico al Pérmico (Permotrías) fuertemente deformados durante la Orogenia Varisca o Hercínica, cuya fase principal tuvo lugar en el Carbonífero, hace unos 300 millones de años (m.a.), originando importantes cabalgamientos, pliegues y fallas. En este área afloran predominantemente rocas del Carbonífero, en bandas alternantes de calizas y materiales siliciclásticos (pizarras y areniscas) con estratos subverticales y orientación aproximada E-W. Las calizas destacan en el relieve como lomas y dan lugar a abruptos acantilados marinos. Están muy carstificadas, encontrándose en su superficie numerosas dolinas, sobre todo al este de Ribadesella, y cuevas, algunas con importantes yacimientos arqueológicos, como las de Tito Bustillo, con pinturas rupestres. A pesar de esto, aún conservan sobre ellas trazas de antiguas superficies de abrasión marina, las denominadas "rasas", situadas a diferentes alturas y cuya edad podría oscilar entre el Terciario superior y el Cuaternario antiguo o Pleistoceno (Navarro *et al.* 1986).

El **Jurásico** aflora sólo en una estrecha franja costera, en estratos con buzamientos relativamente altos y con algunos pliegues y fallas originados en su mayor parte durante la Orogénesis Alpina en el Terciario inferior, hace unos 30 m.a. Debido al recubrimiento vegetal de la zona, sólo se observan buenos cortes en los acantilados costeros, donde pueden separarse bien las diferentes formaciones.

El contacto entre el Paleozoico y el Jurásico se realiza por medio de la **Falla de Ribadesella**. Esta importante fractura, que tiene un plano de falla vertical y una orientación dominante E-W, pasa por la localidad de Vega, atraviesa el núcleo urbano de Ribadesella y sale a la costa 1,5 km más al este, en el pedral de Arra. El contraste entre los dos conjuntos de rocas es aquí bien visible, presentando un abrupto acantilado vertical las calizas carboníferas, mientras las rocas jurásicas dan lugar a un acantilado algo más suave, con abundantes pequeños islotes costeros. Según Boillot *et al.* (1974), la Falla de Ribadesella parece prolongarse hasta el cañón submarino de Llanes, algo más al este, cuyo origen debió de controlar. García-Ramos y Claverol (en Aramburu y Bastida 1995) señalan que esta fractura debió de tener inicialmente un carácter de falla normal, originándose por los movimientos de *rifting* del Cretácico Inferior que condujeron a la apertura del Golfo de Vizcaya. El desplazamiento vertical es cifrado en al menos 2 km por estos mismos autores, permitiendo la conservación de las series jurásicas en el bloque septentrional hundido, mientras eran erosionadas en el bloque levantado meridional. Posteriormente, la compresión durante la Orogenia Alpina produjo un rejuego de la fractura como falla inversa y una fuerte deformación de las sucesiones jurásicas.

La sucesión jurásica

Las rocas del Jurásico asturiano fueron objeto de atención ya desde mediados del pasado siglo, pudiendo separarse dos grandes etapas en su estudio. En una primera, los esfuerzos se dedicaron a los estudios estratigráficos y paleontológicos clásicos, culminando en la tesis doctoral de Suárez Vega (1974). Posteriormente, el interés se centró en la sedimentología de estos depósitos y el estudio de sus huellas de dinosaurio. Una recopilación de estos trabajos, realizados por profesores de la Universidad de Oviedo, puede consultarse en Navarro *et al.* 1986 y Valenzuela *et al.* 1986. Síntesis de carácter divulgativo han sido realizadas por García-Ramos y Gutiérrez Claverol (en Aramburu y Bastida 1995), y García-Ramos *et al.* (2000). Además, los autores de esta segunda etapa aplican a estas rocas la nomenclatura estratigráfica empleada en la actualidad, y la descripción que sigue a continuación está esencialmente basada en sus estudios. No obstante, la interpretación de los medios sedimentarios ha sido simplificada y adaptada al carácter didáctico de esta guía.

La sucesión consta de un conjunto inferior carbonático, el Grupo Villaviciosa (comprendiendo las formaciones Gijón y Rodiles), y otro superior predominantemente siliciclástico, el Grupo Ribadesella (comprendiendo las

formaciones La Ñora, Vega, Tereñes y Lastres), separados por una disconformidad (figura 4.2). Todas estas unidades afloran en la región de Ribadesella, excepto la Formación La Ñora, por lo que no será tratada aquí. El espesor total de serie jurásica en este área es de unos 900 a 1000 m.

Formación Gijón

La Formación Gijón aflora, dentro del área estudiada, únicamente en los acantilados de la parte oriental de la playa de Vega, aunque su base, transicional con el Permotriás, no es allí visible. Su edad es Hettangiense y Sinemuriense Inferior (206 a 199 m.a., en el Jurásico Inferior o Lías).

La potencia de esta unidad varía entre 100 y 170 m. Está formada esencialmente por calizas, dolomías y algunas capas de yeso. Las dolomías predominan en la parte inferior, estando a veces brechificadas por disolución de yesos inicialmente presentes ("carniolas"). Las calizas son principalmente micríticas, aunque también se encuentran otras bioclásticas y, en menor medida, oolíticas y oncolíticas, ambas especialmente hacia la parte alta de la formación. Como estructuras sedimentarias se encuentran *birdeseyes*, estromatolitos, *ripples* y grietas de desecación, entre otras. Los fósiles son escasos, restringidos a algunas capas lumaquéllicas de bivalvos (=lamelibranquios), además de algunos gasterópodos, ostrácodos (pequeños crustáceos), algas, etc.; los icnofósiles, exclusivamente de invertebrados, son también poco frecuentes.

La presencia en estratos de la Formación Gijón próximos entre sí de grietas de desecación, indicadoras de exposición subaérea, y de fósiles de aguas salobres apunta a ambientes sedimentarios costeros, conclusión confirmada por la presencia de *birdeseyes* y estromatolitos. Estas últimas estructuras indican además, con frecuencia, un medio de elevada salinidad, como también la presencia de yeso.

Formación Rodiles

La Formación Rodiles se dispone en contacto gradual sobre la unidad precedente, encontrándose buenos afloramientos de ella tanto en los acantilados de la playa de Vega como en los del extremo occidental de la playa de Ribadesella. Su base tiene una edad Sinemuriense superior (199 m.a., dentro del Lías), mientras la del techo es variable de unas localidades a otras, Pliensbachiense (190 m.a., también en el Lías) en la playa de Vega, Toarciense (185 m.a.) en Ribadesella (aún Lías) hasta Bajociense Inferior (174 m.a., ya Jurásico Medio o Dogger) en algunos puntos más al oeste de la playa de Vega, como en el acantilado de Santa Mera (concejo de Villaviciosa).

El espesor de la Formación Rodiles es de 90 m en Ribadesella, aunque llega a alcanzar un máximo de 160 m en la playa de Rodiles, 26 km al oeste de Ribadesella, en el concejo de Villaviciosa, fuera ya de la región estudiada. Se trata de una monótona alternancia rítmica ("ritmita") de calizas micríticas y margas grises. Los primeros metros de la formación, el Miembro Buerres, tienen un carácter

noduloso, observándose *ripples* de oleaje, estratificación cruzada *hummocky*, *convolutes*, *slumps* y fondos marinos endurecidos o *hardgrounds*. Los fósiles más frecuentes son los bivalvos y los gasterópodos, aunque también se encuentran braquiópodos, crinoideos, ostrácodos, algas y muy escasos ammonites; los icnofósiles, todos ellos de invertebrados (producidos por gusanos, crustáceos, medusas, etc.), son abundantes, pero poco variados. En el resto de la sucesión (Miembro Santa Mera), la geometría de las capas es predominantemente tabular, de gran continuidad lateral. Destacan varios tramos de margas negras bituminosas, en algunos de los cuales se encuentran fósiles y microfisuras (diaclasas) rellenos de petróleo. Entre los fósiles dominan los braquiópodos articulados, bivalvos y cefalópodos como los ammonites y belemnites, estos dos últimos emparentados con los actuales calamares. También se encuentran crinoideos, gasterópodos, fragmentos muy escasos de huesos de grandes reptiles marinos, como ictiosaurios y plesiosaurios, e icnofósiles de invertebrados.

La abundancia de fósiles e icnofósiles marinos a lo largo de toda la Formación Rodiles indica que su depósito tuvo lugar en un medio marino somero. Su característico color gris se debe a la abundancia de materia orgánica y sulfuros de hierro (pirita y otros) dispersos en la roca. El Miembro Buerres correspondería a la parte más próxima a la costa donde, debido a la escasa profundidad, las tempestades dejan su marca en el fondo en forma de estratificación cruzada *hummocky*, *ripples* de oleaje y estructuras de deformación (*convolutes* y *slumps*). La nodulosidad característica de este miembro se originó durante una etapa temprana de la diagénesis, poco después de enterrarse el fango carbonatado original y en condiciones de baja velocidad de sedimentación; ocasionalmente, la sedimentación se detuvo y hubo a menudo erosión submarina, dando lugar a *hardgrounds*. El depósito del Miembro Santa Mera debió de tener lugar en un medio más tranquilo, física y químicamente más homogéneo, de mayor profundidad, adecuado para la vida de numerosos organismos, algunos de ellos, como los ammonites, belemnites, braquiópodos articulados y crinoideos característicos de mar abierto. La gran continuidad lateral de muchas de las capas de este miembro refleja las condiciones de homogeneidad y tranquilidad del medio de depósito. En algunos momentos, el contenido de oxígeno de las aguas del fondo debió de ser muy bajo, alcanzándose condiciones próximas a la anoxia que dieron lugar a los tramos de margas bituminosas. En conjunto, las formaciones Gijón y Rodiles registran una profundización progresiva del medio, desde costero a marino somero, llegando a alcanzar más de 50 m de profundidad.

Formación Vega

Sobre la ritmita de la Formación Rodiles se encuentra la Formación Vega. El contacto entre ambas unidades es brusco, por medio de una superficie erosiva de disconformidad que a escala regional adopta la forma de paleovalles. Buenos afloramientos de la Formación Vega se encuentran en los acantilados de la costa entre la playa de Vega y la localidad de Tereñes y en el paseo al Wde la playa de

Ribadesella. Seguramente, la totalidad de la formación corresponde al Kimmeridgiense (154 m.a., dentro del Jurásico Superior o Malm), según dataciones efectuadas a partir de ostrácodos y algas carofitas de diversas localidades. Esto supondría una laguna estratigráfica entre las formaciones Rodiles y Vega de 21 m.a. en la playa de Santa Mera, de 32 en Ribadesella y de 37 en la playa de Vega, aproximadamente.

El espesor de la Formación Vega varía entre los 135 m en Ribadesella y los 150 en Tazones, al N de Villaviciosa. Está constituida por una alternancia de areniscas gris verdosas, a beige por alteración, y lutitas rojas. En menor proporción, se encuentran conglomerados silíceos y polimícticos intraformacionales (de clastos de lutita y caliza arrancados de la propia formación) y algunas calizas micríticas. Estas rocas se ordenan en diversas secuencias granodecrecientes hacia el techo, de 5 a 16 m de espesor y base erosiva, desde conglomerados (cuando existen), pasando por areniscas, a lutitas. Las areniscas presentan con frecuencia estratificación cruzada en surco y, a veces, estratificación cruzada de acreción lateral. En las lutitas hay a veces grietas de desecación, huellas de raíces y nódulos verticales de caliza que coalescen hacia arriba hasta dar en algunos casos una capa continua nodulosa de caliza que constituye un paleosuelo calcáreo (caliche o calcreta). Los fósiles son muy escasos en esta formación, limitándose a algunos restos vegetales y vértebras de dinosaurios en las areniscas y conglomerados, así como los arriba citados ostrácodos y algas carofitas, polen y esporas en algunas calizas y lutitas asociadas. Los icnofósiles son poco variados, destacando la presencia de huellas de pisada de dinosaurios, generalmente en las areniscas, además de pequeñas galerías cilíndricas excavadas por gusanos y artrópodos.

La presencia de grietas de desecación en la Formación Vega indica condiciones subaéreas, al menos periódicas, para las lutitas, lo mismo que los caliches que se encuentran entre ellas. Aunque las coloraciones rojizas pueden aparecer tanto en sedimentos marinos como continentales, son más comunes en estos últimos, por la hematites formada al oxidarse el hierro de algunos minerales en contacto con el aire. La ausencia de fósiles en las lutitas rojas posiblemente se deba a que los restos de los escasos organismos allí vivientes fueron destruidos por oxidación. Por el contrario, los conglomerados y las areniscas debieron de acumularse bajo agua, favoreciendo un ambiente reductor, con escasez de oxígeno, durante la diagénesis temprana, lo que permitió la conservación y posterior fosilización de algunos organismos, así como la preservación de materia orgánica dispersa y la formación de sulfuros de hierro que tiñeron de color gris estas rocas.

Los dinosaurios eran reptiles exclusivamente terrestres, aunque sus huellas podían quedar impresas en áreas sumergidas muy someras, en una costa marina o lacustre-palustre (pantanos), o bien dentro del cauce de un río o de un canal distributivo de un delta. Las secuencias granodecrecientes de la escala aquí reconocida se originan en muchos casos en canales, a medida que éstos se van

rellenando y la corriente pierde fuerza. La estratificación cruzada de acreción lateral es propia de canales meandriformes, marcando sus láminas las sucesivas posiciones del canal a medida que éste migra lateralmente y aumenta la curvatura del meandro. Todos estos datos sugieren un ambiente fluvial meandriforme para la Formación Vega, correspondiendo los conglomerados y areniscas al relleno de los canales y las lutitas a las llanuras de inundación entre los canales. Las calizas corresponden en parte a los caliches, pero otra parte se originó en charcas y lagunas de agua dulce adyacentes a los ríos, donde vivían algas carofitas (propias de aguas dulces o salobres) y ostrácodos. Por otro lado, los caliches y la disposición verticalizada de las huellas de raíces indican un clima de cierta aridez. El tránsito brusco desde las condiciones marinas en que se depositó la Formación Rodiles a las continentales de la Formación Vega se atribuye a movimientos tectónicos, que generalmente han sido relacionados con procesos distensivos de tipo *rifting*.

Formación Tereñes

La Formación Vega pasa gradualmente hacia arriba a la Formación Tereñes. El mejor afloramiento de esta unidad se encuentra en los acantilados al N de la localidad que le da nombre, aunque también aparece en los del W de la playa de Ribadesella. Su edad probable es también Kimmeridgiense (dentro del Jurásico Superior o Malm), según dataciones efectuadas con ostrácodos fuera de la zona de estudio.

El espesor de la formación es de 151 m en los acantilados de Tereñes. Comienza por unos pocos metros de alternancias de lutitas, margas, calizas nodulosas oncolíticas y areniscas grises, además de algunos microconglomerados polimícticos (miembro inferior). Son aquí comunes las grietas de desecación (figura 4.3) y las lumaquelas de bivalvos (figura 4.4) y, en menor medida, de gasterópodos. También aparecen huesos de reptiles (dinosaurios, cocodrilos y tortugas), escamas y dientes de peces, algas, ostrácodos y fragmentos vegetales carbonizados. Los icnofósiles son abundantes, tanto de invertebrados como de vertebrados, encontrándose entre estos últimos frecuentes huellas de pisada de dinosaurios. El resto de la formación (miembro superior) está constituido por lutitas y margas grises oscuras a negras entre las que se intercalan frecuentes capas de calizas, lumaquelas de bivalvos y, más raramente, de gasterópodos, y algunas capas delgadas de areniscas con *ripples* de corriente. En ocasiones se observan moldes de cristales de halita y niveles de yesos. A diferencia del miembro inferior, los icnofósiles son aquí escasos, y sólo de invertebrados.

La litología (calizas y margas), color (gris) y contenido paleontológico (bivalvos y gasterópodos) de la Formación Tereñes son en parte similares a los de la Formación Rodiles, lo que delata un medio de depósito parecido, marino somero, aunque existen importantes diferencias entre ellas. Las grietas de desecación y huellas de dinosaurios en el miembro inferior de la Formación Tereñes indican un ambiente litoral, correspondiente a una costa baja y fangosa, con pequeños ríos

desembocando en ella. El miembro superior se formó a una mayor profundidad, en un medio más alejado de la costa. Los niveles de evaporitas (halita y yeso) indican condiciones de hipersalinidad durante parte de su depósito. Por otra parte, llama la atención la ausencia en esta unidad de ammonites y belemnites, tan comunes sin embargo en la Formación Rodiles. Todo ello se explica considerando que los sedimentos de la Formación Tereñes debieron de depositarse en un mar somero restringido, separado del mar abierto por un umbral o barrera submarina de origen tectónico. La restricción de la circulación con el mar abierto, combinada con un clima cálido y árido provocaría allí un aumento en la evaporación y, por tanto, en la salinidad. El umbral constituiría una barrera tanto física como ambiental para los organismos nadadores, como los cefalópodos, que requieren un hábitat de salinidad marina normal.

Formación Lastres

La Formación Lastres sucede en contacto gradual a la Formación Tereñes. Puede observarse especialmente bien en los acantilados de la costa entre Tereñes y la playa de Ribadesella. Ha sido datada como Kimmeridgiense (Jurásico Superior), a partir de ammonites.

Esta unidad consta de más de 450 m de alternancias de areniscas con cemento carbonatado grises, y beige por alteración, en capas a veces espesas, lutitas y margas negras. Son características las secuencias granocrecientes hacia el techo de varios metros de espesor, comenzando por margas o lutitas en la base, que pasan hacia arriba a alternancias de lutitas y areniscas, para acabar en areniscas en capas espesas. Las estructuras sedimentarias son muy variadas: marcas corriente (*flute, groove y crescent marks*), estratificación cruzada, *ripples* de corriente y oleaje (figura 4.5), grietas de desecación, *convolutes* y marcas de carga, etc. Los intervalos de lutitas y margas tienen un aspecto similar a la Formación Tereñes y, como allí, en ellos se intercalan con frecuencia lumaquelas de bivalvos y, en menor medida, de gasterópodos. Además, se encuentran en esta unidad huesos de peces y de diversos reptiles (dinosaurios, cocodrilos, etc.), algas, ostrácodos y muy escasos ammonites. Son también comunes los fragmentos de troncos y otros restos vegetales (en parte de helechos) carbonizados. Las partes leñosas de los troncos están impregnadas por petróleo, constituyendo una variedad de carbón denominada "azabache". Algunos de estos troncos llegan alcanzar más de 11 m de longitud y cerca de 1 m de diámetro, y otros se encuentran en "posición de vida", conservando sus raíces. Los icnofósiles de esta formación son muy abundantes, originados tanto por vertebrados como por invertebrados (figura 4.6); entre ellos destacan las huellas de dinosaurios y las de pterosaurios (reptiles voladores), recientemente descubiertas.

La conjunción en estratos superpuestos y próximos entre sí de la Formación Lastres de grietas de desecación y huellas de pisada de dinosaurios, indicadores de emersión o de una leve profundidad de agua, junto con tramos marinos, litológica y

paleontológicamente comparables a los de la Formación Tereñes, señalan un ambiente costero. Las secuencias granocrecientes hacia el techo de esta formación son características de sucesivos episodios de progradación o avance hacia el mar de deltas, representando, dentro de ellas, las lutitas y margas fosilíferas la parte marina, mientras las areniscas del techo corresponden a bancos arenosos en la desembocadura de los canales distributarios o, a veces, al relleno de estos mismos canales.

El paisaje jurásico asturiano

A través del estudio de la sucesión jurásica ha podido reconstruirse en gran parte la geografía de aquella época. Hacía poco tiempo que había comenzado la disgregación del supercontinente Pangea. Europa, América y África se encontraban aún unidos o muy próximos y sólo en esta época comenzaba a abrirse el Océano Atlántico. Entonces, tan sólo la mitad occidental de la Península Ibérica permanecía emergida, mientras la oriental estaba ocupada por mares someros, con Asturias en una posición cercana a la costa. La Bretaña francesa se situaba próxima a Asturias, de manera que el actual Golfo de Vizcaya aún no era más que una estrecha lengua de mar; sólo muchos millones de años después, a finales del Cretácico, llegaría a adquirir una configuración próxima a la actual.

El relieve de Asturias era en general suave, dado que la primitiva Cordillera Varisca había sido ya erosionada y la actual no se formaría hasta muchos millones de años después, durante la Orogénesis Alpina, en el Terciario inferior, hace unos 30 m.a. Sólo debieron de existir elevaciones montañosas de cierta importancia a comienzos de Jurásico Superior, producidas por los movimientos tectónicos arriba citados. Estos movimientos, precisamente, marcan un cambio abrupto en el estilo de la cuenca sedimentaria, pues mientras el Grupo Villaviciosa (Formaciones Gijón y Rodiles) consta de unos 300 m de rocas carbonáticas, depositadas a lo largo de 32 m.a., el Grupo Ribadesella está formado por unos 700 m de rocas mayoritariamente siliciclásticas acumuladas en poco más de 3 m.a., debido a una subsidencia y un aporte de sedimentos mucho mayores.

La costa era baja e irregular y su orientación muy diferente a la actual, aproximadamente NO-SE, con el continente situado hacia el SO. Esta costa no era fija, sino que se desplazó numerosas veces a lo largo del Jurásico tanto hacia el SO, dando lugar a transgresiones, como hacia NE, originando regresiones. Así, en las épocas de mayor invasión del mar, especialmente al final del Jurásico Inferior y en el Medio, durante la sedimentación del Miembro Santa Mera de la Formación Rodiles, la mayor parte de Asturias debió de quedar cubierta por el mar, mientras que durante el depósito de la Formación Vega, en el Jurásico Superior, toda ella quedaría emergida. En conjunto, el Grupo Villaviciosa forma una secuencia transgresiva mayor, con la consiguiente profundización de la cuenca, mientras el Grupo Ribadesella da lugar a un ciclo transgresivo-regresivo, con el punto de máxima transgresión situado en la Formación Tereñes.

El clima era cálido. En algunos momentos, como durante el depósito de los sedimentos de la Formación Vega, las precipitaciones debieron de ser escasas, concentradas en determinadas épocas y dando un clima semiárido, mientras en otros pudieron ser más abundantes. El fuerte calor daría lugar a una elevada evaporación, incrementando la salinidad cuando la circulación era restringida, en unos casos en las aguas marinas costeras (Formación Gijón) y en otros en el interior de la cuenca (Formación Tereñes).

La vegetación fue en algunos momentos relativamente abundante y variada y debió de estar constituida en gran parte por helechos y coníferas. Las hierbas y las plantas con flores, tan comunes hoy en día, no aparecerían hasta algún tiempo después, en el Cretácico Inferior.

Aplicaciones económicas de las rocas jurásicas

Muchas de las rocas del Jurásico asturiano, especialmente las de las formaciones Vega y Lastres, presentan un interés económico añadido. La mayoría de los edificios antiguos de la región fueron construidos con areniscas de estas formaciones, aunque también se emplearon otras rocas jurásicas, como las de las formaciones Gijón o Rodiles. Por otra parte, las lutitas y margas negras tanto de la Formación Lastres, como de las formaciones Tereñes y Rodiles, constituyeron las rocas madre del petróleo localizado en el Cretácico y el Terciario de la actual plataforma continental asturiana (Valenzuela *et al.* 1986, Gutiérrez Claverol y Luque, en Aramburu y Bastida 1995). Además, el azabache de la Formación Lastres ha sido tradicionalmente empleado en joyería, al menos desde la Edad Media (Monte Carreño 1995). Por último, las rocas jurásicas dan lugar a dos importantes acuíferos: uno de ellos se localiza en las calizas y dolomías de la Formación Gijón, el otro en las areniscas de la Formación Vega y en los conglomerados de la misma edad de la Formación La Ñora, estando ambos incomunicados entre sí por el tramo margo-calizo impermeable, de la Formación Rodiles (Gutiérrez Claverol y Luque, en Aramburu y Bastida 1995).

La sucesión jurásica en la playa de Ribadesella

A lo largo del paseo y los acantilados que limitan por el oeste la playa de Ribadesella, también llamada de Santa Marina, se encuentra una sección buena y de fácil acceso del Jurásico asturiano (figura 4.7).

Desde aquí puede observarse, mirando hacia el sur, un crestón de calizas carboníferas que constituye uno de los últimos afloramientos de Paleozoico, más allá de la Falla de Ribadesella.

La Formación Gijón, en la base de la sucesión jurásica, no es aquí visible, al estar cubierta por los sedimentos cuaternarios aluviales del río San Pedro, sobre los que se levanta la urbanización Astursella. En el paseo, en cambio, se observa un corte completo de las formaciones Rodiles y Vega en estratos subverticales, fuertemente inclinados hacia el mar, apreciándose claramente el contacto entre

ambas. En la Formación Vega destaca la presencia de varios caliches. En la pequeña rotonda al final del paseo (mirador de la Punta del Pozu) se encuentra el contacto con la Formación Tereñes. Allí mismo se observan, en la base de esta última unidad (miembro inferior), buenos ejemplos de grietas de desecación, varias lumaquelas de bivalvos y algunas huellas de pisada de dinosaurios tanto bípedos (tridáctilas) como cuadrúpedos. El corte de la Formación Tereñes prosigue en los acantilados al oeste, ya fuera del paseo. Un poco más allá, a unos 150 m del mirador, pueden verse numerosas huellas de dinosaurios cuadrúpedos, algunas de ellas ordenadas en rastros, y unas pocas de bípedos, sobre una gran laja de caliza arenosa con *ripples* inclinada unos 80° hacia el mar. El contacto con la Formación Lastres se realiza aquí por medio de una falla subparalela a la estratificación.

ACTIVIDAD PRÁCTICA

La actividad didáctica se realiza sobre las rocas jurásicas del paseo y está dividida en dos fases.

La primera de ellas consiste en el reconocimiento de los principales elementos geológicos (litologías, fósiles y, eventualmente, estructuras sedimentarias) que caracterizan las rocas de tres formaciones del Jurásico. Para fomentar la observación de estos elementos en los participantes y dar a conocer la génesis de estas rocas de una forma entretenida y motivadora, se ha diseñado una práctica basada en los modelos de tipo “resolución de problemas” y “juegos de rol”.

El principal objetivo que se pretende con esta actividad es de carácter **procedimental** y está centrado en la adquisición de determinadas destrezas, como la capacidad de observación y la realización de inferencias, necesarias para la comprensión de cualquier fenómeno geológico. Como objetivo secundario de esta fase, se pretende que los participantes conozcan la geología tanto de la sección estudiada, como de la región oriental de Asturias durante parte del Jurásico. Para lograr este último objetivo, el estudio de estas rocas se realiza, principalmente, desde un punto de vista sedimentológico, es decir relacionando diferentes rasgos litológicos, paleontológicos y estratigráficos de cada secuencia de rocas con el medio de depósito de la misma.

La segunda fase de la actividad es la continuación del “juego de rol” iniciado en la fase anterior y consiste en un debate sobre la protección de lugares similares a los visitados anteriormente (acantilado de Tereñes, paseo de la playa de Ribadesella). Con ella se busca un objetivo básicamente **actitudinal**: que los participantes-alumnos sean conscientes de que la conservación de un espacio natural determinado conlleva costes de diverso tipo (económico, social, cultural, etc.) que deben ser tenidos en cuenta a la hora de decidir sobre la figura de protección asignada (o no) al mismo. Esta decisión debe ser tomada con el respaldo de una investigación rigurosa, así como con la participación de todos los sectores sociales implicados.

Primera fase: estudio de la secuencia jurásica

Esta fase se inicia con una introducción que funciona a modo de actividad de motivación, determinante del entusiasmo con el que los grupos realicen su trabajo. Para lograr esta motivación, la actividad se enmarca en un juego de rol. Así, se divide a los participantes en tantos grupos como formaciones esté previsto estudiar y se asigna a cada grupo el papel de investigadores de la zona, advirtiéndoles que las conclusiones obtenidas por ellos servirán de base para la ulterior toma de decisiones sobre el futuro del enclave. En este contexto de juego, los “profesores” pueden aparecer como representantes de la Administración (por ejemplo, de la Consejería de Cultura de...) interesados en obtener datos sobre el interés geológico de la zona, mientras que los “alumnos” son investigadores de diversas universidades (Universidad de Lastres, Universidad de Colunga, etc.) encargados de realizar un proyecto. Para reforzar la motivación y facilitar el desarrollo de la actividad, el trabajo de los supuestos investigadores se concreta en preguntas que son posteriormente contrastadas y puntuadas; el grupo que consiga una mayor puntuación en esta primera fase, tendrá derecho a elegir el papel que desee desarrollar en la segunda parte del juego.

La investigación propuesta a cada uno de los grupos tiene unos objetivos muy claros. En primer lugar, cada equipo debe identificar la litología, los fósiles orgánicos y los icnofósiles presentes en cada una de las tres formaciones (convenientemente indicadas) que integran la secuencia jurásica en este corte. En segundo lugar, y a partir de estos datos, los participantes deben deducir el ambiente de depósito más probable para cada formación, eligiendo entre varias opciones sugeridas.

Para normalizar las respuestas y guiar a los alumnos hacia la obtención del medio de depósito, se proporciona a cada grupo un conjunto de fichas (figura 4.8) que interrogan acerca de los aspectos anteriormente mencionados. Además, existen “kits” de ayuda, constituidos por fichas de apoyo (figuras 4.9 y 4.10), fotografías, fósiles, botes de ácido clorhídrico y otros elementos, que los participantes pueden solicitar en caso de “atasco” o duda en la resolución de las preguntas, pero cuya utilización está penalizada mediante la sustracción de puntos. A modo de ejemplo, se propone que el valor de cada respuesta acertada sea de 10, mientras que el valor negativo de las ayudas es de 6 para las rocas, 5 para los fósiles orgánicos, 4 para los icnofósiles y 3 para el medio sedimentario. Puesto que se trata de preguntas de tipo “test”, resulta también conveniente penalizar los errores y las casillas vacías. El tiempo de trabajo en cada formación se limita a 10 minutos. Cada vez que los grupos acaben con su análisis de la formación correspondiente, deberán dirigirse a la administración y entregar en la misma una copia del trabajo realizado; de esta forma, se evitan “trampas” en la confección final de las fichas y se controla mejor el tiempo de trabajo.

Como resultado de esta primera fase, cada grupo de “investigadores” tendrá una caracterización de las tres unidades de rocas desde el punto de vista de la litología, los fósiles corporales y los icnofósiles. Con estos datos y, si lo creen necesario, con ayuda de informaciones contenidas en las fichas de apoyo, los participantes deben reconocer en cuál de los cuatro medios sedimentarios que se sugieren como posibles ha sido depositada cada formación. Al acabar la parte de “investigación”, los resultados de los diferentes grupos serán contrastados, bien delante de un cartel con la información solicitada que hay al inicio del paseo, o bien distribuyendo a cada grupo uno de los trípticos sobre las huellas de dinosaurio de la costa asturiana que edita la Consejería de Educación y Cultura del Principado de Asturias. Las puntuaciones anteriormente reseñadas han de servir de base al establecimiento de grupos de debate que forman la segunda parte de la actividad.

Tras la comprobación de los resultados y la valoración de los trabajos realizados, se prevé realizar conjuntamente el recorrido del paseo, analizando por separado los rasgos de cada formación y aquellos lugares donde han sido advertidos, o no, por los diferentes grupos. De esta forma, todos los participantes pueden reconocer cada uno de los elementos implicados en el análisis y observar aquéllos que pasaron inadvertidos para unos, pero no para otros.

Es importante señalar que, como indicamos anteriormente, esta parte de la actividad está diseñada principalmente para motivar al alumno a “observar la roca” y para mostrar que la realización de inferencias es un método habitual en la práctica geológica. No se trata aquí de formar “sedimentólogos”, sino de utilizar una de las disciplinas más atractivas de la Geología para motivar el acercamiento del alumno a la roca.

Por otro lado, el método de separación de las formaciones o unidades de estudio puede ser muy variado. En el caso de la secuencia analizada, las formaciones consecutivas son tan diferentes que resulta relativamente fácil reconocer los límites entre ellas. Además, en nuestro juego hemos separado las unidades a estudiar mediante la colocación de grandes flechas en el suelo indicativas de la edad aproximada de la roca en ese punto. Este método refuerza en el alumno la idea de que el movimiento a través de estratos ordenados implica un viaje en el tiempo y puede dar pie a preguntas y observaciones sobre la existencia de lagunas estratigráficas o de diferentes ritmos de sedimentación.

Segunda fase: debate sobre el futuro de la zona estudiada

Esta segunda parte pretende dar a conocer a los participantes la legislación, teórica y práctica, existente sobre Patrimonio Natural y, muy especialmente, la problemática no escrita que supone la conservación de una zona de interés científico y, en este caso concreto, geológico, paleontológico y didáctico.

Para ello, se plantea un debate que debe desarrollarse a la manera de un juego de rol, en el que participen los mismos equipos que formaron parte de la primera actividad. Cada uno de estos equipos debe elegir (por orden de puntuación

alcanzada en la primera parte) entre una de las figuras que intervienen en el debate. El número de éstas depende de la cantidad de equipos participantes pero deben estar representados, al menos, la administración, el colectivo ecologista, los ayuntamientos y/o los empresarios de la zona. El moderador del debate dará a conocer la normativa existente sobre el tema e indicará las posibles vías de protección del lugar.

Actividades previas, de síntesis y posibles transversales

Consideramos como actividades previas a aquellas que se realizan en el aula o el laboratorio y que están encaminadas a proporcionar conocimientos y destrezas suficientes para resolver los problemas planteados durante la práctica de campo. Estas actividades son especialmente importantes porque de ellas depende, en gran medida, el éxito o fracaso de la actividad. Por este motivo, el tipo y grado de dificultad de las preguntas que se realicen en el campo deben estar, básicamente, supeditados a los logros alcanzados en estas actividades previas.

En la práctica a desarrollar se supone que los participantes tienen conocimientos (si no individualmente, al menos a escala de grupo) que les permitan reconocer varios tipos de litologías y de fósiles corporales. Más difíciles, por poco conocidos, resultan algunos icnofósiles y también es poco o nada habitual trabajar con inferencias sobre medios sedimentarios. Obviamente, en caso de realizarse actividades previas, éstas tendrían que estar encaminadas al reconocimiento de los elementos sobre los que se interroga en la práctica de campo.

Respecto a la litología, es necesario conocer el concepto de roca sedimentaria (especialmente considerada como aquel tipo de roca que surge en un medio de depósito concreto y que, por tanto, guarda trazas del mismo), así como diferenciar entre rocas sedimentarias terrígenas y carbonáticas. Para realizar la práctica de campo con éxito el alumno tendría que poder diferenciar conglomerados, areniscas, calizas y margas. En este marco, la dificultad se encuentra básicamente en el reconocimiento de las margas, que suelen confundirse con las lutitas. Para diferenciarlas puede ofrecerse a los alumnos el tradicional bote de ácido clorhídrico. También pueden realizarse actividades (por ejemplo, visionado de diversas diapositivas) que incidan en el reconocimiento de las margas por su aspecto en el campo: rocas grises, fácilmente erosionables y en general situadas entre estratos de calizas.

En el apartado de fósiles, deben introducirse los conceptos de fósil corporal (el "fósil" por antonomasia) y de icnofósiles. En relación a los primeros, se han seleccionado cuatro fósiles no sólo por su fácil reconocimiento sino también por su abundancia en el afloramiento y por su significado a nivel de ambiente de depósito. En cuanto a los icnofósiles, éstos suelen ser desconocidos (a excepción de las huellas de dinosaurio) pero, precisamente por este motivo, esta práctica resulta excelente para dar a conocer algunas de las estructuras etológicas que aparecen en

las rocas. Como en el caso de las litologías, las actividades previas deberían centrarse en el reconocimiento de los fósiles y también en el significado ambiental de cada uno de los seleccionados para el juego.

Debido a la escasez de estructuras sedimentarias en las rocas del afloramiento seleccionado y a la dificultad para integrarlas en el reconocimiento sencillo de los medios sedimentarios implicados, éstas no se han incluido en el juego. Sin embargo, el estudio de las estructuras sedimentarias resulta básico para la determinación de ambientes de depósito y, por tanto, éstas deberían incluirse en una práctica similar realizada en secciones más propicias. En este caso podrían recibir el mismo tratamiento que rocas y fósiles aunque, dado su carácter dinámico, se recomienda buscar un medio de depósito actual (playa, ría, etc.) donde pueda observarse su formación.

Especial atención merece el apartado dedicado a medios sedimentarios. Realizar inferencias sobre los ambientes de depósito de las rocas sedimentarias es una tarea ardua que sólo pueden realizar algunos especialistas, trabajando en equipo y durante muchos años. No obstante, en algunos casos, no resulta imposible inferir el medio sedimentario general (fluvial, lacustre, marino somero, arrecifal, marino profundo, etc.) a partir de elementos que, individualmente o en conjunto, son exclusivos de alguno/s de ellos. En este caso, las actividades previas deben estar encaminadas a reconocer varios medios sedimentarios actuales y los elementos (litologías, fósiles y estructuras sedimentarias) característicos de cada uno de ellos.

Este tipo de actividades, centradas en la búsqueda de elementos definitorios de medios sedimentarios, es especialmente adecuado para introducir el tema de los fósiles frente a, por ejemplo, las litologías o las estructuras sedimentarias ya que, al contrario que éstas que han permanecido estables en el tiempo (una arena de playa es similar en el Cámbrico que en la actualidad) los organismos han cambiado y, por tanto, las formas presentes en los ambientes actuales no son las que habitaron estos mismos ambientes en el pasado.

Hay varias posibles prácticas de recapitulación, aparte de la que se hará en el campo. Una puede ser el visionado de las diapositivas realizadas durante la salida. Otra, la confección de ambientes sedimentarios inventados pero bien definidos. Esta actividad es del tipo: “¿Qué sedimentos se depositarían en, por ejemplo, Cangas de Onís, si el nivel del mar subiera 2.000 metros?” o “¿qué ocurriría con las faunas que habitan la ría y la playa de Ribadesella si, a consecuencia de una glaciación, el nivel del mar bajara 100 metros?; ¿qué nuevas faunas habitarían esta zona?”; etc.

Esta práctica puede realizarse ampliando las investigaciones propuestas a otros campos, tanto de la geología como de la biología, la geografía o la historia. Por ejemplo, adaptando la actividad a la asignatura de Ciencias de la Tierra y Medio Ambiente, se pueden incluir preguntas relativas a riesgos “geológicos” tanto por

acciones antrópicas (peligrosidad del paseo...) como por la dinámica natural del planeta (cambios que experimenta el acantilado a lo largo del año y otros). También podría analizarse la vegetación existente en la parte superior del paseo: qué tipo de flores, arbustos y árboles existen a lo largo del mismo y si éstos parecen mantener, o no, algún tipo de relación con la litología que sustenta la vegetación. En este caso, el informe final de los expertos podría determinar si los árboles del acantilado son autóctonos y, por tanto, un bien susceptible de conservación, o si se trata de una repoblación destinada a obtener beneficios a corto plazo. El segundo caso abre la posibilidad de realizar una investigación acerca de la vegetación existente en ese mismo lugar antes de la plantación actual y de la que sería aconsejable utilizar en caso de restauración ambiental de la zona.

Por último, comparar los diferentes elementos antrópicos que aparecen en el paseo, así como el impacto visual que producen, puede resultar un ejercicio de lectura de paisaje sencillo y de gran interés.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen las sugerencias y comentarios de José Carlos García-Ramos (Universidad de Oviedo), que contribuyeron en gran medida a mejorar este trabajo.

BIBLIOGRAFÍA

- Aramburu,C. y Bastida,F. (Eds.) (1995). **Geología de Asturias**. Ed. Trea, Gijón, 308 pp.
- Boillot,G., Dupeuble,P.-A., Hennequin-Marchand,I., Lamboy,M., Lepretre,J.-P. y Musellec,P. (1974). Le rôle des décrochement "tardy-hercyniens" dans l'évolution structurale de la marge continentale et dans la localisation des grands canyons sous-marins a l'ouest et au nord de la Péninsule Iberique. **Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynamique** (2), XVI (1), 75-86.
- García-Ramos,J.C., Aramburu,C., Piñuela,L. y Lires,J. (2000). **La costa de los dinosaurios. Rutas por el Principado de Asturias** (3ª ed.). Cons. de Educación y Cultura, Principado de Asturias, Oviedo.
- Monte Carreño,V.M. (1995). **Azabachería asturiana**. (2ª ed.). Principado de Asturias, Cons. de Economía. 134 pp.
- Navarro,D. *et al.* (1986). **Mapa Geologico de España, Hoja nº 31 (Ribadesella)**. IGME, Madrid.
- Suárez Vega,L.C. (1974). Estratigrafía del Jurásico en Asturias. **Cuad. Geol. Ibérica**, 2, 369 pp.
- Valenzuela,M., García-Ramos,J.C. y Suárez de Centi,C. (1986). The Jurassic sedimentation in Asturias. **Trabajos de Geología**, Univ. Oviedo, 16, 121-132.

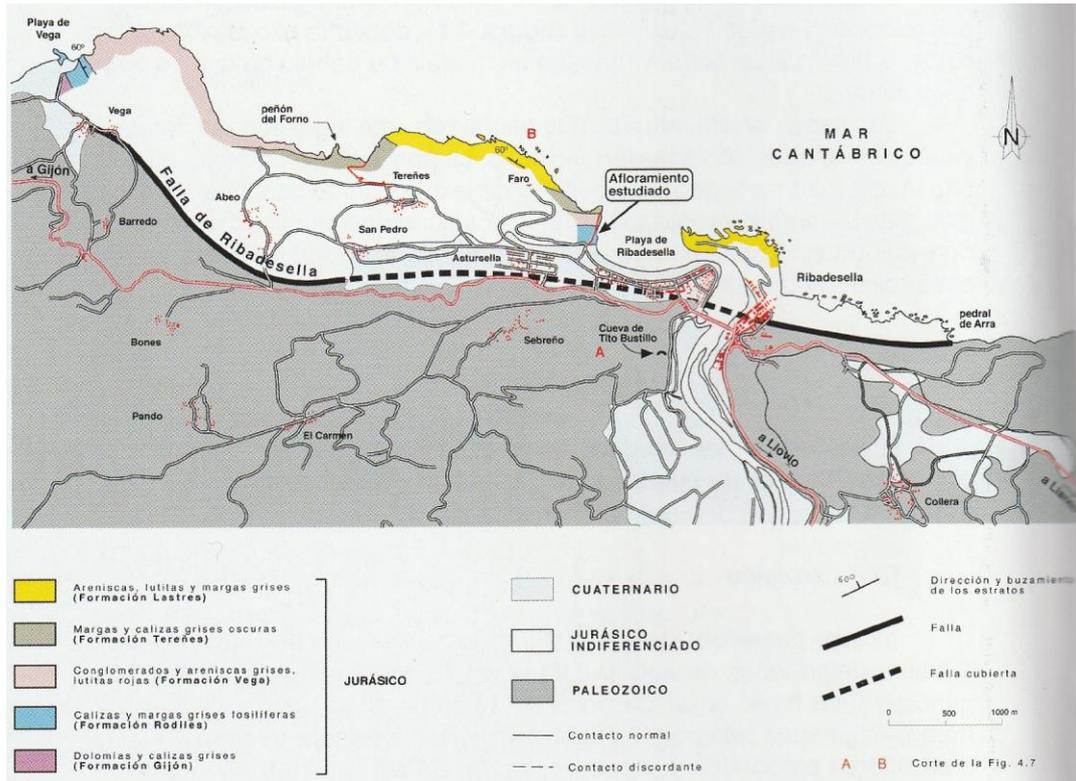


Figura 4.1. Mapa geológico simplificado de los alrededores de Ribadesella. Según García-Ramos *et al.* (2000).

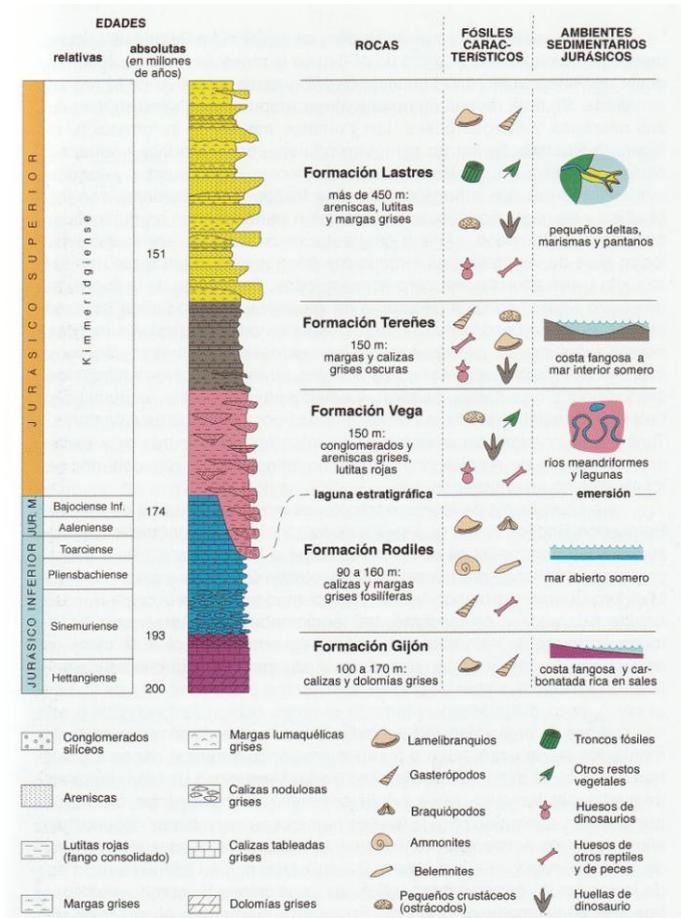


Figura 4.2. Columna estratigráfica generalizada del Jurásico de Asturias entre Gijón y Ribadesella. Según García-Ramos *et al.* (2000) y Valenzuela *et al.* (1986), modificada.



Figura 4.3. Huella de dinosaurio cuadrúpedo superpuesta a grietas de desecación. Formación Tereñes, en los acantilados de la localidad del mismo nombre.

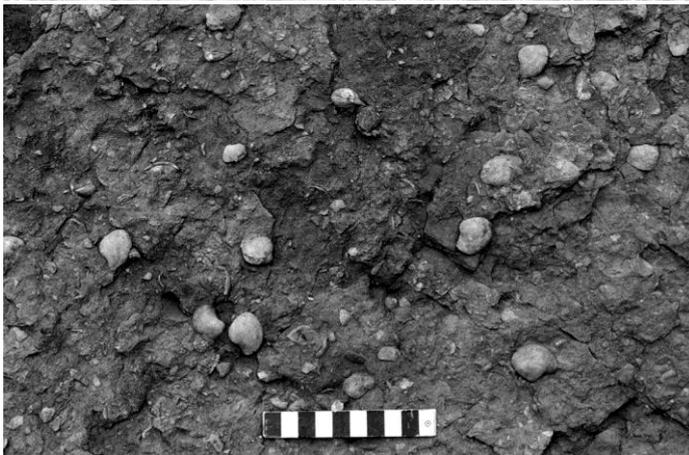


Figura 4.4. Acumulación de bivalvos en la base de la Formación Tereñes en los acantilados al oeste de la playa de Ribadesella. Escala en centímetros.

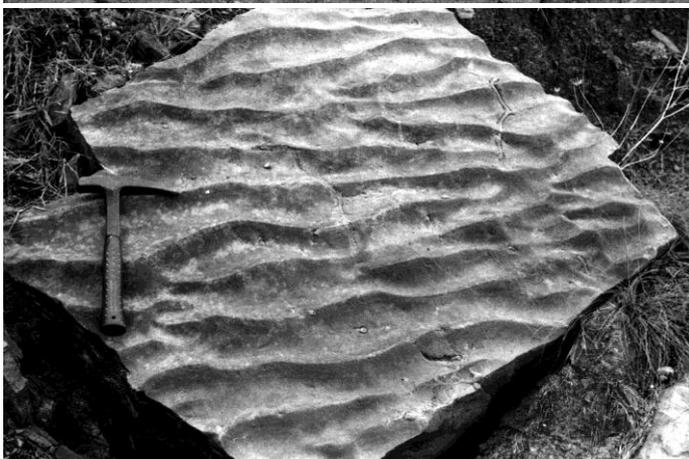


Figura 4.5. *Ripples* de oleaje en una laja de areniscas de la Formación Lastres en los acantilados al norte de Lastres.

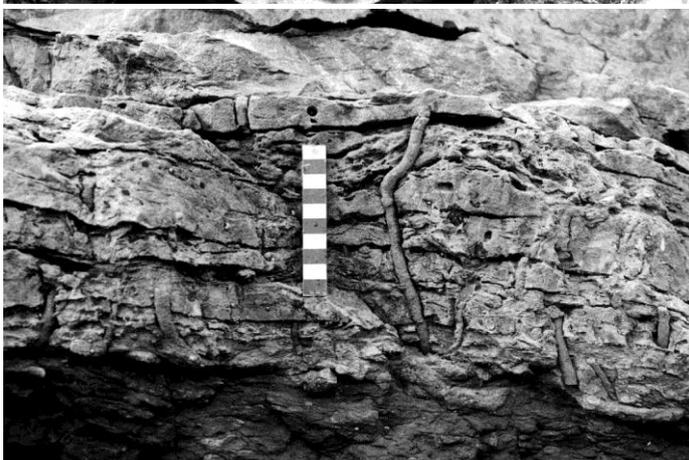


Figura 4.6. Icnofósil producido por gusanos (*Arenicolites* sp.) en areniscas de la Formación Lastres. Acantilados del Faro de Tazones (Villaviciosa). Escala en centímetros.

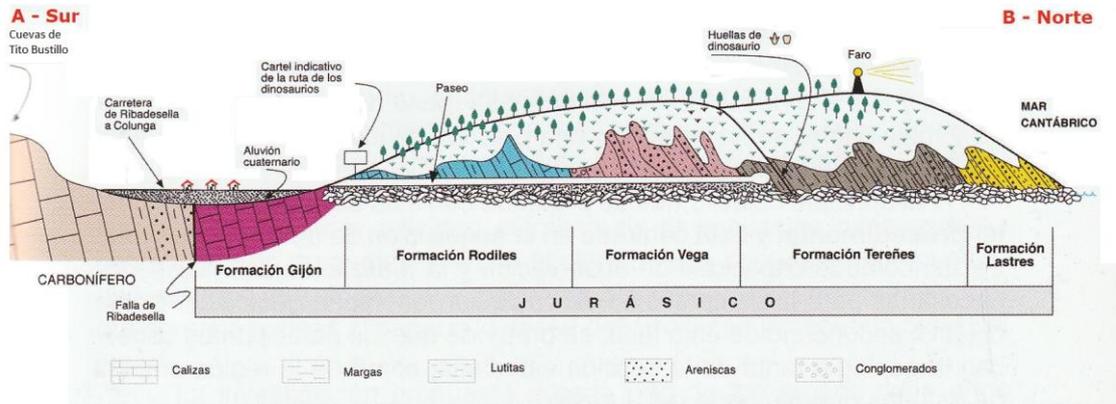


Figura 4.7. Corte esquemático de la sucesión jurásica en el paseo al W de la playa de Ribadesella. No a escala.

Hemos dividido la secuencia de rocas del paseo en tres tramos que representan, dentro del Jurásico, intervalos temporales de más antiguo (hacia el sur, tramo A) a más moderno (hacia el norte, tramo C).

¿EN CUÁL DE ELLOS ENCONTRAMOS LOS SIGUIENTES TIPOS DE ROCAS?

	A	B	C
CALIZAS	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
ARENISCAS	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
MARGAS	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
CONGLOMERADOS	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>

Hemos dividido la secuencia de rocas del paseo en tres tramos que representan, dentro del Jurásico, intervalos temporales de más antiguo (hacia el sur, tramo A) a más moderno (hacia el norte, tramo C).

¿EN CUÁL DE ELLOS ENCONTRAMOS LOS SIGUIENTES TIPOS DE FÓSILES?

	A	B	C
BELEMNITES	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
AMMONITES	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
BIVALVOS (abundantes)	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
VEGETALES (abundantes)	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>

Hemos dividido la secuencia de rocas del paseo en tres tramos que representan, dentro del Jurásico, intervalos temporales de más antiguo (hacia el sur, tramo A) a más moderno (hacia el norte, tramo C).

¿EN CUÁL DE ELLOS ENCONTRAMOS ICNOS ...?

Fósiles	A	B	C
DE DINOSAURIOS	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
DE RAÍCES	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
DE INVERTEBRADOS	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Actuales	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
HUMANOS (acción antrópica)	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>

Hemos dividido la secuencia de rocas del paseo en tres tramos que representan, dentro del Jurásico, intervalos temporales de más antiguo (hacia el sur, tramo A) a más moderno (hacia el norte, tramo C).

¿EN QUÉ AMBIENTE SEDIMENTARIO, de los que se sugieren, SE DEPOSITARON LAS ROCAS DE CADA INTERVALO?

	A	B	C
MARINO	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
ARRECIFAL	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
LITORAL	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
FLUVIAL	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>

Figura 4.8. Fichas de preguntas y respuestas a rellenar por los alumnos. Debe ponerse una cruz en la casilla o casillas correspondientes.

FICHA DE AYUDA Icnos

<p>HUELLAS DE DINOSAURIOS</p>	<p>ICNOFÓSILES DE INVERTEBRADOS</p>
<p>HUELLAS DE RAÍCES</p> <p>Disturban el sedimento formando tubos de sección aproximadamente cilíndrica. En Ribadesella, los tubos de raíces tienen disposición marcadamente vertical.</p>	<p>ACCIÓN ANTRÓPICA</p> <p>ESTAMOS SEGUROS de que para ÉSTO no necesitáis ayuda!</p>

FICHA DE AYUDA Fósiles

<p>"AMMONITES"</p>	<p>"BELEMNITES"</p>
<p>BIVALVOS</p>	<p>VEGETALES</p> <p>La forma más común de fosilizar los vegetales es por CARBONIZACIÓN, es decir por transformación en materia negra, rica en C, que denominamos CARBÓN.</p>

FICHA DE AYUDA Litologías

<p>Sedimento</p> <p>Localización</p> <p>Tamaño de grano</p> <p>Arcilla o limo</p> <p>Arena</p> <p>Cantos y matriz</p>	<p>Roca</p> <p>NO raya al VEDURO</p> <p>Raya el VEDURO</p> <p>SiO₂</p> <p>CO₃Ca</p> <p>LUTITAS</p> <p>MARGAS</p> <p>ARENISCAS</p> <p>CONGLOMERADOS</p> <p>CALIZAS</p>
---	---

Figura 4.9. Fichas de ayuda de reconocimiento de caracteres de las rocas.

<p>CALIZAS</p> <p>Las series constituidas principalmente por estratos de calizas con gran extensión lateral, intercaladas o no con capas de margas, son depósitos exclusivos de medios marinos y lacustres.</p>	<p>SECUENCIAS EN ROCAS TERRIGENAS</p> <p>En ambientes continentales, las sucesiones de rocas sedimentarias terrígenas formadas por repetición de secuencias grandecrecientes del tipo "conglomerado-arenisca-lutita", de pocos metros de espesor, son características de rellenos de canales fluviales.</p>
<p>COLOR ROJO</p> <p>Algunas rocas sedimentarias tienen tonalidades rojizas. Generalmente, este color se debe a la oxidación de minerales que contienen hierro, en presencia de oxígeno libre, dando lugar a hematites, un óxido de hierro. Con frecuencia, esta oxidación se produce en condiciones subaéreas y, con menos frecuencia, en condiciones subacuáticas. Incluso muy pequeñas cantidades de hematites bastan para colorear de rojo la roca.</p>	<p>COLORES BEIGE, PARDO Y AMARILLO</p> <p>Muchas rocas sedimentarias tienen una pátina externa de color beige, pardo o amarillo. Consiste en hidróxidos de hierro (limonita y goethita, principalmente) formados por oxidación de minerales con hierro al quedar expuestos a la alteración al aire libre (meteorización).</p>
<p>ARRECIFES</p> <p>Un arrecife es una masa carbonática (caliza y/o dolomía) en forma de domo originada en mares someros por crecimiento de corales y/u otros organismos que segregan grandes esqueletos calcáreos.</p> <p>Especialmente durante el Jurásico Superior, muchos arrecifes estuvieron contruidos por comunidades dominadas por esponjas y corales escleractinios. En zonas someras, con luz abundante, estos organismos cohabitaban con algas, las cuales estaban ausentes en arrecifes de mayor profundidad.</p>	<p>COLORES NEGRO Y GRIS OSCURO</p> <p>Las rocas sedimentarias de grano fino (lutitas y margas) son, con frecuencia, de tonos negros o grises oscuros. Estos colores se deben a la presencia de sulfuros de hierro y/o materia orgánica dispersos en el sedimento. La conservación de esta materia orgánica y la formación de pirita requieren que la diagénesis temprana de los sedimentos tenga lugar en condiciones reductoras, algo que ocurre con cierta frecuencia cuando su depósito se realiza bajo el agua.</p>
<p>AMMONITES Y BELEMNITES</p> <p>Tanto ammonites como belemnites fueron moluscos nadadores, que habitaron medios exclusivamente marinos de mar abierto. Esta exclusividad en su hábitat se debe a que eran organismos estenohalinos, que no soportaban variaciones extremas de salinidad.</p> <p>Tras la muerte del organismo, las conchas vacías de los ammonites podrían ser transportadas grandes distancias y, en ausencia de barreras físicas que lo impidieran, depositadas en las costas.</p>	<p>HÁBITAT DE ALGUNOS ORGANISMOS</p> <p>Tanto los braquiópodos como los crinoideos son organismos exclusivamente marinos.</p> <p>Por el contrario, los bivalvos y los gasterópodos son organismos preferentemente acuáticos, pero con especies adaptadas a muy diferentes rangos de profundidad y salinidad.</p>
<p>ICNOFÓSILES DE INVERTEBRADOS</p> <p>Uno de los icnofósiles de invertebrados más fácilmente reconocible en esta secuencia es <i>Chondrites</i>. Corresponde a una galería compleja de alimentación, formada por tubos cilíndricos de pequeño diámetro y realizada por organismos de tipo "gusano" en sedimentos depositados en fondos marinos no litorales (ver kit "Ayuda para icnofósiles"). Habitualmente, se reconoce por el diferente color del sedimento en que fue realizada la galería y el del sedimento que la rellena tras su abandono.</p>	<p>FLORA FÓSIL</p> <p>Las huellas de raíces son propias de sedimentos depositados en medios litorales y continentales.</p> <p>La presencia de abundantes restos de vegetales, especialmente de gran tamaño, constituye un indicio para reconocer ambientes continentales y litorales.</p> <p>En cualquier caso, algunos fragmentos de vegetales pueden llegar al mar por flotación y aparecen, por tanto, en sedimentos de origen marino.</p>
<p>ICNITAS DE DINOSAURIOS</p> <p>Aunque los dinosaurios fueron organismos terrestres, sus huellas pueden aparecer impresas en áreas sumergidas muy someras: costas marinas o lacustres, cauces de ríos o canales distributarios de un delta.</p>	

Figura 4.10. Fichas de ayuda para la identificación de medios sedimentarios.

GEOCANTABRIA 5.

UTILIZACIÓN DIDÁCTICA DE LA GEA, FLORA Y FAUNA EN LAS RUTAS DE LA MERINDAD DE CAMPÓO.

Luis Salas

Dpto. C.I.T.I.M.A.C. Univ. de Cantabria

Gonzalo Valdeolivas

I.E.S. Ría del Carmen, Muriedas

José L.Reñón

C.P. de Pedreña

Alfonso Ceballos

INTRODUCCIÓN

Geografía

Con la denominación de Hermandad Mayor de Campóo y posteriormente como Merindad de Campóo, aparece en los documentos históricos de los últimos siglos el territorio de la comarca natural situada al S de la Cordillera Cantábrica. Desde 1883 pasó a formar parte de la provincia de Santander aportando 11 municipios y aproximadamente el 20% de la superficie; en la actualidad aporta el 4'25% de la población de Cantabria (Tabla 5.1). Excepto un corto período de tiempo siempre ha sido una única unidad administrativa¹.

El límite septentrional (figura 5.1) se encuentra en la Cordillera Cantábrica entre las cumbres del Pico Tresmares (2.175 m), Cahorra (1.187 m), Obios (1.219 m), Pico Jano (1.258 m), Mediajofrío (1.396 m), hasta el Puerto del Escudo (1.101 m), que albergan los municipios de la Hermandad de Cinco Villas: Pesquera, San Miguel de Aguayo y Santiurde de Reinosa.

En la ladera S de la Cordillera Cantábrica y valle colindante del sistema fluvial Ebro-Híjar, se sitúan los municipios de Hermandad de Campóo de Suso, Campóo de Enmedio, Campóo de Yuso y Reinosa. El amplio fondo del valle se ha formado sobre las arcillas y yesos triásicos (Keuper) en los que posteriormente se han depositado los aluviones, principalmente del Híjar-Izarilla aunque en parte también del Ebro.

Al S en la zona de transición a la Meseta predomina la horizontalidad con lomas de escaso desarrollo, aumentando ligeramente la altitud media hacia poniente. En medio de esta paramera destaca Montesclaros (960 m), donde se sitúa el Monasterio de Nuestra Señora de Montesclaros, regido por los padres dominicos, centro religioso de la Merindad con un importante arraigo en la

¹ Valderredible logra la independencia jurisdiccional de Campóo en 1635, que le es otorgada por Felipe IV; en ese momento componen el Valle 51 concejos.

población. Las altitudes mayores son las de Somaloma (1.284 m) y Bigüenzo (1.287 m). El Ebro recorre de N a S esta zona desarrollando en su tramo medio una extensa vega, principalmente en Valderredible. Los municipios que pueblan estos lugares son: Las Rozas de Valdearroyo, Valdeprado del Río, Valdeolea y Valderredible; este último es el más meridional de la comarca, finalizando desde el punto de vista geográfico en el resalte calizo que forma el Páramo de La Lora.

Municipio	Habitantes	Hectáreas	Núcleos	h/km ²
Pesquera	104	892	2	11'69
S.M. Aguayo	168	3.605	3	4'66
Santiurde	372	2.500	4	14'88
H C. Suso	1.916	22.363	24	8'56
C.Enmedio	4.026	9.198	16	43'76
C.Yuso	831	8.982	14	9'25
Reinosa	12.350	412	1	3012
Las Rozas	305	5.228	9	5'83
Valdeprado	364	8.975	16	4'05
Valdeolea	1.681	8.346	7	20'16
Valderredible	1.185	29.400	51	4'03
Total	22.117	99.901	147	30'66

El límite O sigue la dirección de la Cordillera Ibérica a partir de la Sierra de Híjar, que se inicia en Pico Tresmares y concluye en Peña Endino (1.548 m), pasando por las cumbres de Pando (2.172 m), Cotomañinos (2.148 m) y Peña Rubia (1.931 m). Antes de llegar a Peña Endino se encuentra el Collado de Somahoz (1.200 m), que marca un cambio de rumbo de la sierra hacia el S. Desde allí, llega a la Hoya (1.000 m). Los límites administrativos con la provincia de Palencia nada tienen que ver con las divisorias hidrográficas, son producto de la Historia.

Por el E una línea irregular poco definida separa Cantabria de la provincia de Burgos, tratándose, nuevamente, de delimitaciones administrativas producto de las demarcaciones señoriales y sus áreas de influencia.

Clima

En el observatorio de Pesquera (620 m) se ha registrado una temperatura media anual de 11'7°C y precipitaciones igualmente anuales de 1.029 mm; en Reinosa (855 m) 9'1°C y 966 mm; mientras que en Polientes (716 m) se registran 12'3°C y 687 mm respectivamente (figura 5.2).

Durante los meses de invierno, la Merindad se encuentra en su límite meridional bajo la influencia del Frente Polar, el cual origina frecuentes

inestabilidades atmosféricas, siendo continuo el desplazamiento de borrascas y sus frentes asociados, que dan lugar a precipitaciones en ocasiones en forma de nieve. La presencia de alturas que superan los 2.000 m origina que las masas oceánicas húmedas del atlántico descarguen gran parte de su contenido en las laderas orientadas al N (observatorio de Pesquera) mientras que al S (observatorios de Reinosa y Polientes) las precipitaciones se reducen considerablemente. Por el contrario, durante los meses de verano hay un alejamiento de los frentes por la influencia que ejercen las altas presiones del anticiclón subtropical de Azores, que se desplaza a latitudes más altas que en el resto de las estaciones.

Hidrografía

La red Hidrográfica (figura 5.3) la forman los cuatro ríos principales:

1. *El Besaya* que nace en la cumbre S de Peñuquíos, municipio de Campóo de Enmedio; su afluente el Torina, que nace en el municipio de San Miguel de Aguayo, es embalsado nada más nacer (embalse de Alsa) para su aprovechamiento hidroeléctrico.
2. *El Saja*, con dos cabeceras: una el río Argonza, también denominado Lodar, proveniente de la ladera E del Ropero (1.492 m), en el municipio de Campóo de Suso; a este río Argonza se le une el arroyo Queriendo. La otra es el arroyo El Diablo, en la Mancomunidad Campóo-Cabuérniga, en la ladera S de la Sierra del Cordel.
3. El *Ebro*, que nace en Fontibre, en el municipio de Campóo de Suso, que tiene dos afluentes principales, el Híjar y el Polla: el Híjar² que comienza su andadura con el arroyo Guares en la ladera S de Pico Tresmares teniendo como afluente el Izarilla, proveniente de la Sierra de Híjar, ambos en Campóo de Suso. El cauce principal del Híjar se une al Ebro en Reinosa, a unos cinco kilómetros de su nacimiento, y un kilómetro después es embalsado para regular aguas abajo su caudal en épocas de estíaje; al llegar a Reocín de los Molinos, en el municipio de Valderredible, recoge el caudal del río Polla, que nace en la ladera S de Somaloma (1.283 m) en el municipio de Valdeprado del Río.
4. El *Camesa* que nace en la ladera S de la Sierra de Híjar, en la provincia de Palencia; atraviesa el municipio cántabro de Valdeolea y vuelve a Palencia. El resto de afluentes son de menor importancia a cuanto régimen y caudal.

Gea

Los materiales más antiguos, pertenecientes al Permotrías (conglomerados, y areniscas), afloran en la sierra del Cordel y en la sierra de Híjar y su prolongación hasta el límite inferior de Valdeolea. Las arcillas y yesos diapíricos (facies Keuper)

se encuentran en el fondo del Valle de Campóo (Suso, Enmedio y Yuso) y del valle de Valdeolea. Sobre estos últimos materiales se han depositado respectivamente los sedimentos aluviales cuaternarios del sistema Híjar-Ebro y Camesa. Entre las arcillas diapíricas afloran ofitas que en ocasiones ocupan extensiones importantes en Campóo de Yuso y Valdeolea.

A continuación de la Sierra del Cordel, siguiendo la Cordillera en dirección E, se hallan las calizas Jurásicas interrumpidas en las inmediaciones de la cumbre del Ropero por los afloramientos de areniscas y arenas del Pürbeck que, nuevamente al perder altura, dan paso a las primeras. Estas mismas calizas Jurásicas, por el SO, siguen el límite administrativo con Palencia extendiéndose hasta los confines de Valdeolea, donde son interrumpidas por el valle que forma el río Camesa en su paso por Cantabria.

En el centro y E de la Merindad, se encuentran materiales mayoritariamente del Cretácico Inferior (facies Weald), y en el S, en el valle formado por el Ebro en su límite con la meseta, aparecen las calizas, areniscas, arcillas y limolitas del Cretácico Superior.

Entre los procesos más importantes cabe destacar: los procesos de ladera y los kársticos. Los primeros han dado lugar a conos y mantos de derrubios depositados al pie de las empinadas laderas de las principales sierras y a las coladas de soliflucción de presencia muy local, principalmente sobre materiales poco consolidados. Los más importantes procesos kársticos, en las zonas ocupadas por las calizas cretácicas e incluso jurásicas, se originan donde la deforestación ha dejado sin protección el escaso suelo que poseían, originándose un paisaje de lapiaz cubierto con escasas herbáceas o matorrales. Otro proceso kárstico importante corresponde a la formación de los depósitos tobáceos en algunas surgencias kársticas.

Los materiales litológicos objeto de explotación en esta Merindad han estado condicionados por las necesidades y la economía del momento. En el municipio de las Rozas de Valdearroyo, entre las arenas y arcillas del Cretácico Inferior se encuentran depósitos de lignito que han sido objeto de extracción hasta los años setenta. Las calizas y margas de edad Jurásica se están utilizando para la producción de cemento en el municipio de Valdeolea donde también se extraen ofitas para el balasto del ferrocarril y carreteras. En Campóo de Enmedio y en San Miguel de Aguayo a principios de siglo se extraía magnesita en depósitos que actualmente están abandonados. En Campóo de Yuso, hasta mediados de siglo, estuvieron en activo labores de extracción de yesos (Villacantid) y calcopirita (Soto). Sin lugar a dudas, el mayor número de explotaciones y el mayor volumen de extracción corresponde a las canteras de roca caliza utilizada tanto para el balasto como para la construcción.

² Nuevamente se volverá sobre el sistema Ebro-Híjar en las paradas correspondientes.

Flora y fauna

Desde el punto de vista biogeográfico la zona de estudio se sitúa en la transición de las provincias orocantábrica, cantabro-atlántica y aragonesa; las dos primeras perteneciente a la región Eurosiberiana, y la tercera, a la Mediterránea.

Sobre sustratos ácidos se instalan el robledal albar (*Q. petrea*), los rebollares (*Q. pyrenaica*) y por el O los cagigales (*Q. robur*), mientras que sobre los sustratos calcáreos lo hacen los quejigales (*Q. faginea*) y los encinares (*Q. rotundifolia*). En las cumbres de la Sierra de Híjar, las temperaturas medias bajan hasta los 2°C; en sus laderas umbrías se localizan las masas de haya (*Fagus sylvatica*) a más altitud de la Merindad (unos 1.600 m), pudiendo mezclarse en ocasiones con el robledal albar.

Los bosques caducifolios, robledales y hayedos, que constituyen las comunidades vegetales potenciales de la mayor parte de la zona. Como en el resto de Cantabria el robledal es el más maltratado por dos causas principales: la calidad de su madera y porque el suelo que ocupa es el más favorable para la implantación de prados y pastizales. Una de las especies de roble es el albar (*Quercus petrea*), uno de cuyos mejores bosques se sitúan el Monte Hijedo (Valderredible). Acompañan a la especie dominante serbales de cazadores (*Sorbus aucuparia*), mostajos (*S. aria*), acebos (*Ilex aquifolium*), avellanos (*Corylus avellana*), tejos (*Taxus baccata*), etc. El matorral que sustituye a este bosque y que aparece en sus claros, además del escobón cantábrico (*Cytisus cantabricus*), lleva especies como la escoba (*Genista florida*) o el brezo arbóreo (*Erica arborea*). En los sitios más degradados, y ya con suelo más pobre, aparece un matorral con tojo o escajo (*Ulex europaeus*), leguminosa de flores amarillas pero con las hojas sustituidas por respetables espinas y más típico de la cara N de la Cordillera Cantábrica, al que acompañan diversas especies de brezos más bajos de los géneros *Erica*, *Daboecia* y *Calluna*.

Existen buenas representaciones de otro robledal, los bosques de rebollo o melojo (*Q. pyrenaica*), que se desarrolla sobre los sustratos ácidos que proporcionan las areniscas y conglomerados. El melojo necesita un mínimo de 600 mm de lluvia anual, de los que 200 mm son imprescindibles durante el período que mantiene la hoja verde. El nombre de rebollo hace referencia a la capacidad de rebrotar de cepa o de raíz emitiendo retoños aéreos que le permiten sobrevivir y extenderse también como matorral rastrero, de ahí su resistencia al fuego.

Entre su fauna vertebrada destaca el lobo (*Canis lupus*), perseguido por los frecuentes daños que ocasiona a la ganadería y la falta de indemnizaciones por las pérdidas producidas, siendo éste el motivo que se exhibe para su captura en la comarca. Engruesan el plantel de mamíferos presentes: corzos (*Capreolus capreolus*), jabalíes (*Sus scrofa*), gatos monteses (*Felis sylvestris*), tejones (*Meles meles*), martas (*Martes martes*) y ardillas (*Sciurus vulgaris*). También pueden verse aves, como picos medianos (*Dendrocopus medius*), pitos negros (*Dryocopus*

martius), azores (*Accipiter gentilis*), águilas culebreras (*Circaetus gallicus*), sordas (*Scolopax rusticola*), arrendajos (*Garrulus glandarius*),...

Al S de la Meridad, en la superficie caliza de los Páramos se establece el dominio típico para el encinar de carrasca (*Quercus rotundifolia*). Aparecen en él matas acostadas que alfombran el suelo; se trata de ejemplares de enebros rastreros (*Juniperus communis*), gayubas (*Arctostaphylos uva-ursi*), brezos calizos (*Erica vagans*) y abrojos (*Genista hispanica*).

Un nuevo tipo de robledal, que, de forma similar a los rebollares, tienen un comportamiento marcesente, es el bosque de quejigo, que se parece más al bosque típico esclerófilo mediterráneo. La hoja del quejigo (*Q. faginea*) es más pequeña y dura que la del melojo, pareciéndose a la de la encina, de ahí su nombre local de "roble enciniego". En Cantabria, los quejigales no superan prácticamente la parte N de la Cordillera, al contrario que los rebollares. En la Merindad los quejigales asociados a un sustrato calizo contactan con encinares, hayedos, melojares y bosques de ribera.

Uno de los árboles más característicos que acompaña al quejigo es el arce campestre (*Acer campestre*), con sus típicas hojas tri o pentalobuladas y sus frutos de 2 semillas aladas que forman entre sí un ángulo de 180°. Quedan aún ejemplares arbóreos del olmo menor o negrillo (*Ulmus minor*), que, aunque son más frecuentes en las proximidades de los arroyos y del mismo Ebro, puede encontrarse incluso al menos en la superficie del Páramo de la Lora; es reconocible por sus limbos foliares asimétricos en la inserción con el peciolo. Aunque muy escasos, se encuentran ejemplares del serbal común (*Sorbus domestica*), cuyas yemas viscosas sin pelos y sus frutos parduzcos en la madurez le diferencian del serbal de los pájaros, propio del bosque del Monte Hijedo y de los hayedos de Híjar.

Otros arbustos y matas que pueden citarse: la mentironera (*Viburnum lantana*), el agracejo (*Berberis vulgaris*), el abrojo (*Genista occidentalis*), la aulaga (*G. scorpio*) la mata del pastor (*Dorichium pentaphyllum*), la dedalera menor (*Digitalis parviflora*), con sus muchas flores marrones, o la brunela blanca (*Prunella laciniata*). Muchas de estas matas pueden ser parasitadas por los tallos rojos, parecidos a cabellos, de la cuscuta (*Cuscuta epithimum*). Otras parásitas de gruesos tallos sin hojas ni clorofila pero con flores de estigmas bipartidos y coloreados, parasitan por las raíces a las genistas; se trata de los jopos (*Orobancha rapum-genistae*), mientras otras especies de jopos son frecuentes sobre los cardos (*Eryngium campestre*).

Los hayedos se encuentran tanto sobre suelos ácidos como básicos, llegando hasta los 1.600 m en el municipio de Campóo de Suso. Se extienden por toda la Merindad alcanzando incluso el borde mismo del Páramo de la Lora, donde contactan con la vegetación paramera. En estos hayedos calizos junto al haya (*Fagus sylvatica*), aparece el tilo (*Tilia platyphyllos*), sobre el que puede localizarse una planta semiparásita, el muérdago (*Viscum album*) más frecuente en las

choperas fluviales. Algunos arbustos rupícolas como el pudio (*Rhamnus alpina*) o el guillomo (*Amelanchier ovalis*), se añaden a la flora de estos hayedos calcícolas.

Por encima de los 1.600 m el límite de los bosques montanos, se instala el llamado piso subalpino de Campóo de Suso, un matorral de enebros y arándanos, que, con algunas matas de abedul, llega a tapar en parte los conglomerados de las cumbres del Tresmares; cumbres que permiten observar las vertientes a los tres mares bajo el vuelo de buitres leonados, cuervos y chovas.

En Valderredible se encuentra la mayor repoblación de pinos silvestres (*P. sylvestris*) que actualmente existe plantada por el hombre en la Comunidad Autónoma. Sin embargo, los diagramas polínicos de las turberas revelan su presencia a lo largo del Holoceno hasta que el haya lo sustituyó en un proceso que se inició hace unos 3.500 años y concluyó hace unos pocos siglos. La vegetación de ribera se caracteriza por formar un ecosistema con plantas que deben tolerar una elevada humedad e incluso encharcamientos en las márgenes de los cauces fluviales. En esta zona, normalmente, aparecen formaciones de sauces arbóreos y arbustivos (*Salix alba*, *S. cantabrica*), alisos (*Alnus glutinosa*), chopos del país y americanos (*Populus sp.*) y fresnos (*Fraxinus excelsior* y *F. angustifolia*).

En las inmediaciones del pantano del Ebro se han formado turberas con una flora asociada muy característica, como es el caso de las plantas carnívoras de los géneros *Pinguicula* (grasillas), *Drosera* y *Utricularia*. Este embalse ha sido declarado “refugio nacional de aves acuáticas”, destacando la presencia de anátidas, linícolas, garzas reales, cormoranes, milanos negros en verano y reales en invierno... En algunos puntos es de destacar además la fácil observación de los nidos de las cigüeñas blancas en los árboles, así como algunas colonias de grajillas, ambas aves muy escasas en Cantabria.

Por último, en los farallones calizos del desfiladero del Ebro se pueden observar colonias importantes de aves típicamente rupícolas: Águila real (*Aquila chrysaetos*), águila perdicera (*Hieraetus fasciatus*), buitre leonado (*Gyps fulvus*), alimoche (*Neophron pernivorus*), halcón peregrino (*Falco peregrinus*), vencejo real (*Apus melba*), etc.

Economía

En las inmediaciones de los cursos fluviales del Híjar, Ebro y Polla se han formado terrazas por las superposición de los depósitos fluviales Cenozoicos. Históricamente, estas áreas han sido utilizadas para la agricultura, pero con la despoblación se han ido convirtiendo en pastizales, pudiendo ser incluso ocupadas progresivamente por el bosque fluvial y el climácico en un proceso de colonización inicial del matorral. En la actualidad la actividad rural más extendida por la Merindad es la cría de ganado vacuno para carne y, en menor medida, para leche, junto con la cría caballar y la ovina.

En la extensa vega que el Ebro ha desarrollado en Valderredible se cultiva la tradicionalmente famosa “patata valluca”, que actualmente se ve acompañada por el cultivo de la fresa. Esta última, se ha visto favorecida por el buen drenaje del suelo en cuya composición hay un adecuado porcentaje de arena, que permite un excelente drenaje. El cultivo sólo se realiza en una primera fase, a partir de la cual, se trasplanta para finalizar su maduración en provincias más meridionales. Además, son tradicionales los cultivos de forrajes como la alfalfa y el girasol en las zonas más secas.

En gran parte de la Merindad, hasta hace unas décadas se cultivaba el lino, planta que debía ser luego preparada en aguas limpias y relativamente veloces en batanes como el que aún se conserva en Fontibre, a orillas del Ebro.

Hasta hace unas pocas décadas, también se cosechaban cereales en gran parte de la Merindad, mientras que en el momento presente sólo persiste esta práctica en algunos puntos de Valdeolea y, algo más extendido, en Valderredible, principalmente por lo que se refiere a la cebada (*Hordeum vulgare*), el centeno (*Secale cereale*), la avena (*Avena sativa*), el trigo (*Triticum aestivum*) y, más recientemente, el maíz (*Zea mays*).

Las orillas y las terrazas fluviales, así como los huertos de los pueblos, son también utilizados para el cultivo de árboles frutales como los perales (*Pyrus communis*), manzanos (*Malus domestica*), cerezos (*Prunus avium*), ciruelos (*P. domestica*) en diversas variedades, además de avellanos (*Corylus avellana*) y nogales (*Juglans regia*).

DESCRIPCIÓN GENERAL DEL ITINERARIO

El itinerario de esta excursión se compone de dos partes: la primera, de aproximación, y la segunda, la excursión propiamente dicha. El tramo Santander-Pesquera por la C.N. N-611, aunque no forma parte del itinerario didáctico *sensu strictu*, se aprovecha para señalar algunos aspectos relevantes del recorrido. Por una parte, están los procesos diapíricos exhumados por el río Besaya, que han dado lugar a tres importantes vegas en los respectivos valles de Torrelavega, Buelna e Iguña, estando las dos primeras muy ocupadas por la creciente urbanización e industrialización. Estas vegas se han individualizado por el afloramiento de las areniscas del Permotrías que se interponen en su continuidad debido a una serie de “Horts” limitados por sistemas de fallas de edad alpina por donde el río Besaya ha labrado las famosas “Hoces de Bárcena” y “La Media Hoz de los Corrales”.

El itinerario como tal comienza en Pesquera, donde aún se conserva una calzada romana en perfectas condiciones; es un lugar adecuado para la obsevación del sistema de construcción de este tipo de viales. Al E de Pesquera se encuentra el municipio de San Miguel de Aguayo de interés por el sistema de embalses construidos con el fin de aprovechar la energía eléctrica nocturna; para ello se ha embalsado el río Torina en el valle natural por el que discurre y se ha construido

un embalse artificial en la subida a Monte Jano (mayor altitud que el anterior). Por la noche se consume energía de la red nacional para ascender agua del primer embalse al segundo; durante el día se reenvía el agua acumulado a las turbinas de la central eléctrica. Otro aspecto se refiere al proceso remontante de la cabecera del Torina que está muy cercano a capturar al Ebro; precisamente en esa zona se ha construido el sistema de comunicación entre los embalses Ebro y Alsa. Tiene gran interés didáctico la repoblación de coníferas en la cabecera del embalse de Alsa, donde se pueden encontrar varias especies diferentes (alerces, abetos, cipreses de Lawson,...) y paisajes que nos recuerdan a la taiga canadiense.

La Cordillera se corona en el Collado de Cañeda perteneciente al municipio de Campóo de Enmedio. En esta localidad hay una cantera de ofitas abandonada que será motivo de la primera parada de esta excursión. Puede observarse en los taludes de la explotación el afloramiento de la ofita entre las arcillas rojas triásicas. En estas últimas aparecen plantas pioneras como el tusílogo y quizás sorprenda la presencia de un matorral calcícola de abrojo y espino albar, pero debe recordarse la presencia de cationes de calcio en los piroxenos cálcicos minerales que se encuentran en la composición de las ofitas.

Esta cantera, que está actualmente en período de desmantelamiento, permite estudiar también el impacto que producen las extracciones de rocas de bajo valor unitario, tanto durante la explotación como a su conclusión.

En esta localidad, se puede visitar el lugar a partir del cual el Besaya tiene un único y definido caudal, por lo que recientemente se ha acondicionado para ser visitado. El Besaya es un río de montaña que se forma en la ladera de Peñuquíos por la suma de pequeños arroyos que drenan sobre un cauce principal. Ascendiendo por este curso se pasa por el pueblo de Aradillos, que tradicionalmente se ha asociado con la más famosa de las batallas libradas entre cántabros y romanos.

Muy cerca se encuentra Reinosa, capital administrativa, comercial y social de la Merindad. Siguiendo el acceso al municipio de la Hermandad de Campóo de Suso, y a unos 5 kilómetros de distancia, se llega a Fontibre perteneciente a este municipio, donde se encuentra la surgencia kárstica que alumbró las aguas de Ebro y que será motivo de la segunda parada. Conviene recordar que la denominación del Ebro se debe a un hecho histórico como a continuación se indica y no a la convención geográfica que considera el nacimiento de un río en aquel caudal que se encuentre más distante de la desembocadura. La denominación proviene del tiempo histórico romano (2.120 BP) debido a una cita del historiador Catón "*Fluvium hiberum is oritur ex Cantabris magnus atque pulder pisculentis*": "Nace el Ebro en el país de los cántabros, y es grande, hermoso y rico en pesca".

Las inmediaciones del nacimiento del Ebro, desde el punto de vista biológico, son un magnífico observatorio para comprobar las alteraciones introducidas por el hombre para "mejorar y acondicionar" las visitas de los turistas, es decir, se ha

superpuesto un ecosistema antrópico al natural: diques de contención, modificación del cauce, alteración de la vegetación de la ribera, repoblación del parque, etc., eliminando los huertos con cultivos de primor que mantenían los nativos. La vegetación fluvial está evolucionando en función de la profundidad del lecho y de la velocidad de la corriente. En las aguas lentas y relativamente profundas pueden observarse especies como la vecabunga (*Verónica beccabunga*) y los ranúnculos acuáticos, mientras las romazas acuáticas ocupan las orillas e incluso se asientan sobre las algas del cauce (indicadoras de eutrofización). Entre la vegetación leñosa de ribera destaca la presencia de sauces, salcedas, fresnos y la ausencia de de alisos.

En Espinilla, capital del municipio, se toma una carretera local que conduce a las terrazas del río Híjar. Aquí, nuevamente, puede observarse la morfología diapírica triásica sobre la que el río Híjar ha depositado sus materiales aluviales formando varias terrazas y en conjunto una extensa vega que llega hasta el embalse del Ebro. Hasta hace unos veinte años, esta vega se inundaba anualmente durante el período combinado de lluvias y deshielo y, posiblemente por ello, ha llegado hasta nuestros días sin usos urbanísticos. Actualmente, la parte de la vega que corresponde al municipio de Reinosa se está utilizando como polígono industrial, para lo que ha sido necesario levantar con rellenos cerca de un metro el nivel de base.

Los yesos, materiales del diapiro, fueron explotados hasta hace unas décadas cerca del pueblo de Villacantid; también han sido objeto de explotación los “cudones” o cantos rodados para la construcción de edificios que representan una característica importante de fisonomía rural de esta zona.

El caudal del río Híjar, en gran parte de su trayecto, y principalmente en verano, tiene flujo subálveo de manera que en varias zonas aparentemente está seco. Recientemente se ha podido comprobar que parte de su caudal se subsume en los paquetes de calizas jurásicas que lo atraviesan, Sgiendo en el nacimiento del Ebro junto con las percolaciones procedentes del resto del macizo kárstico del entorno; ello hace que sea interesante hablar del sistema fluvial Híjar-Ebro.

Se continúa viaje dejando a la derecha en el sentido de circulación el pueblo de Suano donde el famoso arqueólogo Padre Carballo encontró en una cueva del lugar útiles de oficios religiosos medievales. Poco después, siguiendo al río Izarilla, afluente del Híjar, se encuentran un par de pequeñas lagunas que indican un elevado nivel freático, lo que permite explicar por qué en la vega inmediata la hierba está verde incluso en agosto. A continuación, en el talud de la carretera, se observa el contacto entre las arcillas triásicas y las calizas jurásicas.

En Villaescusa del Bardal se podrán observar las nidadas de cigüeña blanca: más de 25 parejas han criado este año. En lo alto del Collado del Bardal se dispone de una magnífica panorámica de una gran parte de la Merindad. Este es un buen observatorio para constatar el contraste entre los materiales triásicos de la

Cordillera Cantábrica y su valle colindante (Campóo de Suso, Campóo de Enmedio, Reinosa y Campóo de Yuso), con las horizontales planicies desarrolladas sobre las calizas cretácicas del S (Las Rozas de Valdearroyo, Valdeprado, Valdeolea y Valderredible). Desde aquí pueden diferenciarse las morfologías más suaves de la Cordillera Cantábrica en las inmediaciones del Ropero (1.491 m) correspondientes a los materiales jurásicos de la facies Pürbeck (conglomerados, areniscas, limolitas) respecto a las formas más angulosas de los materiales permotriásicos (conglomerados y areniscas) en las cumbres del Cordel (2040 m) y Liguardi (1.945 m).

En esta ladera se atraviesa un extenso bosque caducifolio dominado por haya y roble albar, con interesantes especies de la flora forestal como *Lilium martagon*, *Aconitum vulparia*, *Centaurea montana*... y un extensa superficie de prados de diente y de siega ganados al bosque autóctono. En la actualidad, al disminuir la presión demográfica y con ella la carga ganadera de los pueblos, se están abandonando muchos de estos prados de escasa productividad, comenzando a verse las primeras etapas de sucesión del matorral, con la proliferación de endrinos (*Prunus spinosa*), escaramujos (*Rosa canina*), abrojos (*Genista hispanica*), acompañados de bulbosas como la orquídea de flor amarilla (*Orchis provincialis*). En la ladera S del puerto aparece el melojo (*Q. pyrenaica*) salpicando matorrales de escobas, brezos y tojos, indicadores del substrato ácido de las areniscas triásicas, que son objeto de extracción en la actualidad para la construcción.

Esta cara meridional de la Sierra de Híjar da vista al municipio de Valdeolea, por el que discurre de N a S el río Camesa, cuyas aguas vierten al Atlántico, después de hacerlo en primer lugar en el Pisuerga. Es una zona de contrastes acentuados entre el fondo del valle, con verdes praderas debido a la abundancia de agua, y las planicies meseteñas desarrolladas sobre las calizas jurásicas muy drenadas. Actualmente existe un proyecto de encauzamiento que se pretende llevar a cabo haciendo caso omiso a los informes que indican todo lo contrario. El sistema de inundaciones invernales ha convivido con los campesinos desde siempre sin interferirse con la producción de herbáceas para alimentar el ganado vacuno; es más, la inundación periódica beneficia a las pratenses en su competición con matas y arbustos, por lo que de seguir adelante con dicho proyecto, se iniciará una sustitución ecológica. Por la abundancia de agua se ha desarrollado una fauna de batracios que son una de las más importantes bases de alimentación de la cigüeña. Este cauce, cuando llega a Mataporquera, se cubre de nenúfares (*Nuphar luteum*), siendo el único punto de Cantabria donde pueden localizarse.

En este valle la piqueta no ha hecho acto de presencia, manteniéndose las antiguas construcciones con muros de carga, elementos en piedra arenisca y mampuesto y en todos los casos con cubierta de teja arábica. Se conservan en un estado muy aceptable un buen número de iglesias y ermitas de estilo románico,

símbolo de épocas mejores; hoy se rodean de soledad producto de una elevada emigración y envejecimiento de los pocos habitantes que lo pueblan.

El color blanquecino de los tejados de Mataporquera pone de manifiesto la contaminación extrema a que ha sido sometido el pueblo por la fábrica de cemento. Hoy potentes filtros evitan que continúe ese gravísimo impacto. Esta fábrica se encuentra cercana a los paquetes de rocas carbonatadas jurásicas (calizas, margas y dolomías), donde pueden observarse con facilidad series de estratos y sus buzamientos, además de las plantas que colonizan el escaso suelo removido que se ha desarrollado sobre estos materiales, como la mostaza silvestre (*Sinapis arvensis*), las potentillas (*Potentilla neumanniana*) o los nazarenos (*Muscari neglectum*), que florecen ya en invierno.

La excursión prosigue por la carretera comarcal que conduce a Valderredible atravesando el municipio de Valdeprado del Río en cuyo tramo final se encuentra el río Polla. La abundancia de agua en tiempos pasados fue aprovechada en los molinos harineros; incluso uno de los pueblos lleva esta denominación “Reocín de los Molinos”. El río Polla, después de recorrer el valle de Valdeprado, cede sus aguas al Ebro en Bárcena de Ebro (municipio de Valderredible). A partir de esta confluencia comienza a encontrarse el aliso (*Alnus glutinosa*), que acompañará a las saucedas tanto arbustivas como arbóreas ya presentes en el tramo superior. La floresta fluvial puede verse cubierta por plantas semiparásitas como el muérdago (*Viscum album*), o servir de posadero a aves como cormorán grande, garza real, grajillas, milanos, ratoneros,...

En Quintanilla de An, objeto de una parada, puede contemplarse un llamativo afloramiento de los materiales cretácicos detríticos: areniscas amarillentas afectadas por la erosión, arcillas de diversos colores y conglomerados que poco antes nos han ofrecido curiosas rocas en forma de seta. Estas rocas, que forman las colinas de la zona, contactan en esta parte del valle con las terrazas fluviales que forman la vega del río Ebro. El bosque fluvial y sus diversas especies, y plantas sumergidas como los ranúnculos acuáticos son fáciles de diferenciar desde el pintoresco puente que aquí cruza el río Ebro.

En Rocamundo, se encuentra un afloramiento de arenas blancas (facies Utrillas), similares a las del yacimiento de Arija en las cercanías del embalse del Ebro. A partir de este mismo lugar se inicia la carretera de acceso al Páramo de La Lora de la Pata del Cid, donde se encuentran los yacimientos petrolíferos de Ayoluengo. La superficie de la paramera es de edad cretácica mientras que el petróleo procede del Jurásico.

En el pueblo de Cadalso, se podrá contemplar un “humilladero” y una iglesia rupestre del siglo IX excavada en la roca arenisca, al igual que dos posibles antiguas tumbas. Estas construcciones están rodeadas por un rebollar con algunos grandes ejemplares de dicho roble pese a las frecuentes quemadas a que se ve sometido. Inmediatamente después aparece un afloramiento de areniscas sobre

arcillas acaravadas de diversos colores. Las cárcavas se forman por la acción erosiva del agua de arroyada cuando los materiales se encuentran poco compactados y sin la protección de una cobertera vegetal. Los efectos se acentúan por las precipitaciones que en ocasiones adquieren forma torrencial y esporádica y si la cobertera ha sido quemada recientemente.

Continuando el curso del río Ebro, se pasa por Ruerrero, famoso por sus patatas y el magnífico queso que elabora únicamente un sólo vecino. En este mismo pueblo aún quedan vestigios señoriales como pone de manifiesto su Torre. A poca distancia de este pueblo el amplio valle fluvial desarrollado sobre los materiales detríticos cretácicos se encaja en las rocas calcáreas (más modernas que las rocas detríticas ya citadas) formando el enclave conocido como “Cañones del Ebro”. Un estrecho y profundo desfiladero que hace que el río y sus meandros queden encajonados por los páramos, donde la erosión reproduce en las rocas formas espectaculares.

Las surgencias que drenan el agua subterránea de la Lora, como la famosa “Cascada del Tobazo”, ha desarrollado, además de sus formas fantásticas originadas en la deposición de la toba, un bosque de sauces en su parte superior y, a niveles inferiores, una serie de terrazas kársticas colonizadas por plantas hidrófitas como la menta de hoja blanquecina. En el material tobáceo se pueden contemplar las hojas y tallos de vegetales atrapados por los carbonatos del agua.

Siguiendo el desfiladero se llega a Orbaneja del Castillo (Burgos), pueblo rodeado de singulares almenas naturales, con extrañas formas en las rocas, como puede ser un “mapa de África”, o dos camellos unidos por el morro, etc. Existe una surgencia kárstica cuyas aguas atraviesan el pueblo, así como diferentes terrazas de toba por encima de la correspondiente al nivel actual. Cerca del río, en una de las abundantes surgencias existe un típico “pozo azul”, color característico de los lechos calizos.

Este singular enclave es una lección de funcionalidad y aprovechamiento de los recursos naturales: se han utilizado las tobas para la construcción de las casas del pueblo; el agua de la cascada era aprovechada para mover el molino harinero que aún se conserva, así como la “fábrica de la luz”. Ambas instalaciones cubrían las necesidades de los campesinos hasta que la “industrialización” las sustituyó para introducir a sus moradores en los circuitos del actual sistema económico.

Se deja por fin el Ebro para continuar en dirección N subiendo al Páramo de Bricia donde se encuentra un encinar climácico asiduamente quemado con el fin de obtener unos escasos pastos tiernos para el ganado ovino y caprino, mientras se acelera la pérdida del esquelético suelo actual.

Si la luz lo permite se pueden ver hacia el E diversas formas de pliegues y hacia el O una típica falla directa en un cerro testigo formado por calizas tableadas del Cretácico.

Por fin se llega a las inmediaciones del borde oriental del embalse del Ebro, importante protagonista de esta excursión, que ha generado gran parte de la morfología del itinerario. Desde aquí se inicia el regreso a Santander pasando por el siempre peligroso Puerto del Escudo. En la vertiente N el cambio de paisaje pone de manifiesto un clima menos continental.

DESCRIPCIÓN DE LAS PARADAS

Parada 1. Cañeda: Cantera de ofitas

Estas rocas, de bajo valor unitario, reemplazan a las rocas calizas en los aglomerados asfálticos por mejorar la adherencia de los neumáticos y también se utilizan masivamente para el balasto del ferrocarril. El abandono de las instalaciones es un ejemplo típico de los impactos ambientales que proliferan tan abundantemente en la región.

Parada 2. Nacimiento del río Ebro

El nacimiento del río Ebro en las calizas jurásicas presenta en el transcurso del año un caudal diferente en función de las precipitaciones y de la fusión de nieve de la Cordillera Cantábrica. La vegetación fluvial, tanto la permanentemente sumergida, como la que únicamente tiene sus raíces casi siempre encharcadas constituyen una demostración de adaptación al medio.

Parada 3. Cauce del río Híjar

Con la ayuda del mapa geológico escala 1:50.000, serie MAGNA, se pondrá de manifiesto la génesis de la superficie diapírica sobre la que discurre el río Híjar y de las terrazas que se han formado en el transcurso del tiempo; a la vez se indicará las diferentes funciones de la vegetación de ribera. Por otra parte se mostrará qué es la circulación subválvea y la importancia que está adquiriendo en los suministros de agua.

Parada 4. Collado del Bardal

Desde la panorámica del Collado del Bardal, son obseables las morfologías, la cobertera vegetal y el uso que se está haciendo del suelo en la Merindad. Igualmente es observable la combinación de los materiales del substrato, la orientación, la altitud y los procesos naturales. Se pretende que el alumno pueda interpretar y proponer sugerencias a partir de las observaciones y las explicaciones que se le ofrece.

Parada 5. Cantera de Mataporquera

En esta parada se encuentra otro tipo de explotación de rocas de bajo valor unitario: las calizas, margas y dolomías jurásicas que se extraen para la producción de cemento. En el aula se habrá explicado cómo se produce el cemento y ahora se tendrá ocasión de ver los hornos rotatorios y las materias primas, igualmente podrá comprobar por qué se localiza en este lugar.

Parada 6. Quintanilla de An

En esta parada hay un conjunto de rocas sedimentarias (areniscas y arcillas) que permitirán llevar a cabo su reconocimiento y diferenciación. También se podrá observar en las areniscas la morfología Sgida de la erosión eólica a la que se ven sometidas. En otro orden de cosas, esta parada permite reconocer las diferentes terrazas que ha formado el Ebro, principalmente la que permite asentarse el pueblo. En las riberas del río se ha desarrollado una vegetación fluvial arbórea, principalmente de alisos, fresnos, saúcos y varios tipos de sauces; así como las plantas hidrófitas sumergidas en el cauce como los ranúnculos acuáticos. La sucesión ecológica posterior al abandono de las explotaciones ha originado la presencia de diferentes tipos de vegetación de matorral, que, por el contrario, no se encuentran en las zonas de labrantío.

Parada 7. Cadalso

La ermita rupestre fue excavada en la roca hace cerca de un milenio sin que se observe ningún tipo de deterioro (¿espadaña?) y esto sin mantenimiento alguno. Más adelante aparecen arcillas con un elevado grado de erosión, como lo ponen de manifiesto las cárcavas que se han originado a partir de ellas. Esto se debe a que el índice de resistencia litológica es tres veces superior en las areniscas que en las arcillas.

Parada 8. Orbaneja del Castillo

En las laderas del desfiladero aún persisten amplias cavidades a diferentes alturas indicadoras del nivel de base de los freáticos, que nos indican períodos sucesivos de encajamiento del río. El elevado encajamiento ocasiona una importante diferencia térmica y de insolación entre los cantiles de umbría y los de solana; en consecuencia, el lapiaz se encuentra revestido de diferente cobertera.

A lo largo del itinerario se han llevado a cabo suficientes observaciones geobotánicas que demuestran que algunas especies sólo están presentes sobre un tipo de roca concreta, mientras que otras muestran un elevado grado de ubicuidad.

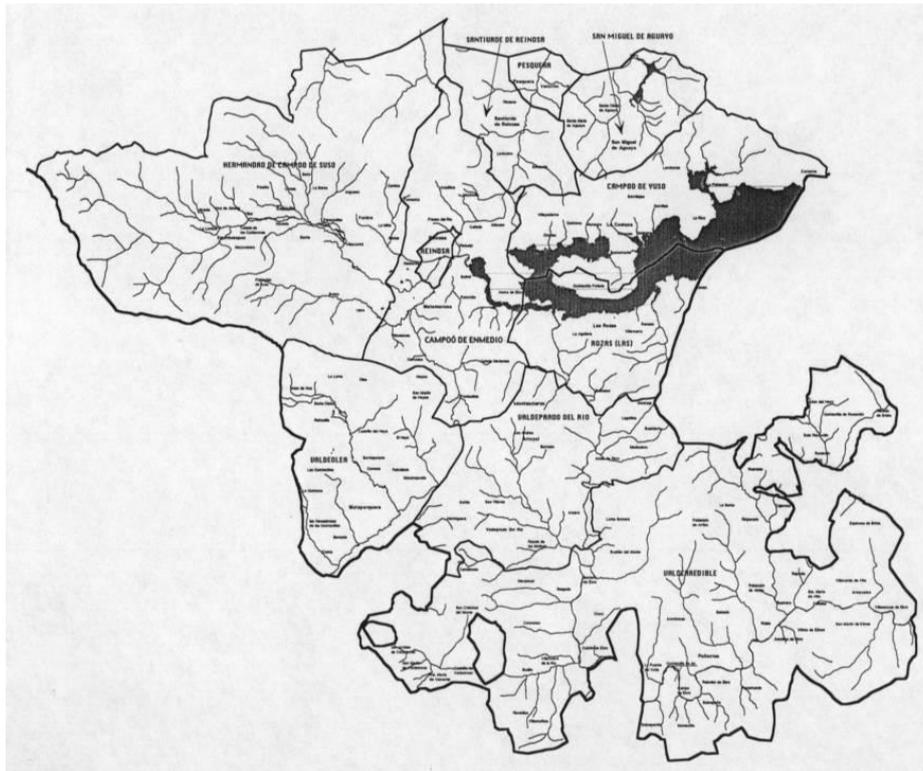


Figura 5.3. Mapa hidrográfico de la comarca de Campóo-Valderredible.

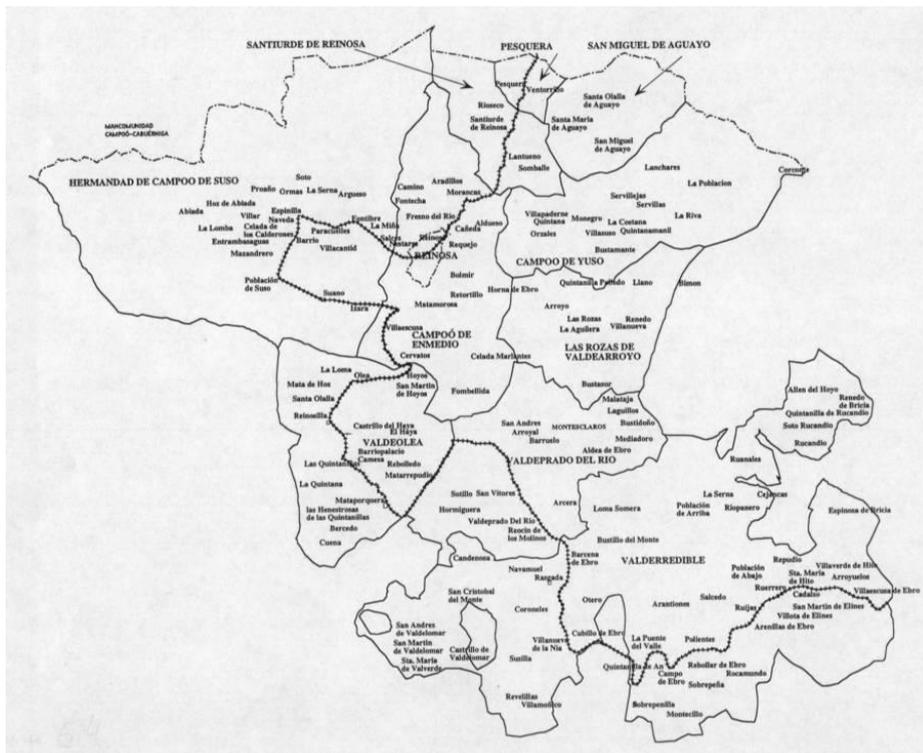


Figura 5.4. Mapa de municipios de la comarca de Campóo-Valderredible.



Fotografía 5.1. Terraza fluvial de cantos con matriz arcillosa, sobre la que se han asentado sauces arbustivos y una plantación de chopos.



Fotografía 5.2. Hayedo (Campó de Suso) con gran abundancia de acebos y brezos arbóreos sobre los materiales permotriásicos (conglomerados, areniscas y arenas) que aparecen al fondo.



Fotografía 5.3. Lignitos entre las calizas jurasicas cerca de Aradillos (Campó de Enmedio).



Fotografía 5.4. Saucedá sobre el Tobazo.



Fotografía 5.5. Ermita de Cadalso excavada en las areniscas cretácicas con rebollar en segundo plano.

GEOCANTABRIA 6.

**EXCURSIÓN POR LAS CUENCAS DE LOS RÍOS MIERA Y
PAS-PISUEÑA. UN EJEMPLO DIDÁCTICO DE
EVOLUCIÓN DEL RELIEVE CUATERNARIO, EN LA
CORNISA CANTÁBRICA ORIENTAL.**

Alberto González

Dpto. C.I.T.I.M.A.C., Univ. de Cantabria

Manuel Moñino

I.E.S. Cantabria, Santander

INTRODUCCIÓN

En Geodinámica el concepto de evolución del paisaje se entiende como la reconstrucción de los cambios surgidos en el relieve, partiendo de aquellas morfologías que consideramos más antiguas hasta las originadas por procesos activos. Naturalmente, el relieve está condicionado por diversos factores ambientales: climáticos, epirogénicos, eustáticos y antrópicos; de tal manera que cuando reconocemos una morfología típica de un determinado proceso morfogenético, podemos imaginarnos cómo fueron los factores reinantes en el momento de su creación.

Se debe tener en cuenta que en el estudio del relieve hay que considerar una dimensión estática y otra dinámica. La estática hace referencia a qué valores tenían en el pasado las variables ambientales antes aludidas. Es decir, si había un determinado régimen climático, si el mar estaba sobre o bajo el nivel actual o, simplemente, si la zona sufría una etapa tectónicamente activa. Pero además, el estudio del relieve posee otra dimensión de tipo dinámico, que nos da información de cómo fueron modificándose estos factores con el tiempo.

Según todo lo expuesto hasta ahora, al estudiar cómo ha evolucionado el paisaje de una región no hacemos otra cosa que reconstruir las oscilaciones que han tenido lugar en el mismo a lo largo de la historia, como reflejo de la evolución del clima, la tectónica, el nivel del mar, y por supuesto el hombre, desde la etapa en que con más profusión se ha desarrollado sobre la tierra (últimos 10.000 años).

Desde un punto de vista pedagógico, es difícil seleccionar ejemplos que ilustren cómo ha evolucionado el relieve de una región. El itinerario que aquí se propone pretende aglutinar algunos detalles de cómo ha sido esta evolución en la zona central Cordillera Cantábrica.

La excursión planteada transcurre a lo largo de los valles de los ríos Miera y Pas-Pisueña, mostrando, en una serie de paradas, aquellos procesos geomorfológicos que más han intervenido en la evolución del relieve de la zona, es

decir: los procesos de ladera, los procesos glaciares y periglaciares, los procesos fluviales, los cársticos y los procesos costeros. Atendiendo a estos cuatro grupos temáticos se ha pensado en una excursión dividida en paradas, en las que se analiza qué factor o factores hay que tener en cuenta en su evolución; qué elementos se deben considerar a la hora de su caracterización espacio-temporal; cómo se relacionan estos procesos entre sí; qué modelos evolutivos se consideran actualmente válidos.

DESCRIPCIÓN DE LA EXCURSIÓN POR PARADAS

La presente excursión sale de Santander en dirección al valle del río Miera (figura 6.1). La descripción de cada una de dichas paradas es la siguiente:

Parada 1. Procesos de ladera activos. El área San Roque de Riomiera

La parada número 1 se localiza en el kilómetro 14 de la carretera que va al Portillo de Lunada, en el cruce entre ésta y la carretera que se dirige a Merilla.

El relieve está estrechamente controlado por la litología y estructura (IGME, 1978a). En la base de las laderas tenemos materiales poco competentes (calizas, calizas arenosas, arcillas y areniscas) con una dirección y buzamiento de $110^{\circ}/37^{\circ}\text{N}$, que denominaremos conjunto basal. Sobre ellos, y concordantes, se encuentran unos carbonatos muy competentes (conjunto superior) que se desarrollan en las partes medias-altas de las laderas, generando cantiles prominentes. Hay que señalar que, desde un punto de vista estructural, estamos en la terminación periclinal del Frente Cabalgante de El Escudo de Cabuérniga, dando paso a la Falla de Selaya-Arredondo (ver, IGME, 1978a); esta zona está muy mecanizada, distinguiéndose en ella varias familias de fracturas (NNE-SSW, E-W, NNE-SSW, NE-SW y NW-SE) algunas de las cuales presentan evidencias reciente de actividad, con una actividad sísmica importante, dentro del contexto regional de Cantabria (González, 1995).

En las zonas de intersección entre planos de fracturas, ligados a los niveles basales, se da la aparición de fenómenos de inestabilidad de laderas (figura 6.2), con toda probabilidad, generados por la acción erosiva del río Miera. En ocasiones, los movimientos generados en los pies se reflejan en la cumbre, condicionando la génesis de fenómenos de caídas de bloques de gran tamaño (caídas, vuelcos, extensiones laterales). Estas caídas se ven favorecidas por la aparición de grandes grietas en el complejo superior, donde se intensifican los fenómenos de disolución. Un ejemplo muy representativo de este tipo de evolución es el argayo de Las Coces.

Parada 2. El valle glaciar del Miera

En esta parada analizaremos la evolución geomorfológica de la cabecera del valle del río Miera. Este área posee un modelado glaciar, probablemente generado en la última glaciación, que está siendo retocado por la acción de los procesos activos, principalmente fluviales y de ladera (coladas de derrubios y flujos de rocas). Para ello, visitaremos dos puntos: el primero es el mirador de Covalrruyo,

situado en un margen de la carretera que lleva al Portillo de Lunada; el segundo, se sitúa carretera abajo, junto a unos invernales.

El Objetivo de esta parada es doble. En primer lugar, mostrar al alumno algunos ejemplos de procesos y formas glaciares extintas. En segundo lugar, analizar la evolución de estas formas en el contexto climático actual.

Una completa descripción de la geología del área la podemos encontrar en IGME (1978a). En resumen, la estructura geológica es de tipo monoclinial, con una dirección 170 y buzamiento 30E; corresponde con un grupo de materiales, fundamentalmente carbonatados del Aptiense. Naturalmente, las unidades con predominio de terrígenos se manifiestan en el relieve. Así, el pie de la ladera oriental construida sobre areniscas, presenta pendientes mayores que la occidental edificada sobre calizas arcillosas y arenosas. La citada estructura está afectada por un sistema de fracturas poco desarrollado (ver, IGME, 1978a). Las características más dominantes del relieve son: la existencia de un modelado glaciar (formas de erosión y acumulación) extinto, parcialmente desmantelado por la actuación de procesos fluviales y de ladera activos; por otro lado, el control estructural ha generado una serie de relieves en Cuesta muy característicos.

El mirador de Coalrruyo, Valle glaciar del Miera.

La cabecera del valle del río Miera constituye un buen ejemplo de modelado glaciar; tal es así que dicho valle ha sido catalogado como Punto de Interés Geológico por el I.G.M.E. en 1983, tanto por sus valores científicos, como didácticos y culturales. El control estructural ha generado un modelado muy particular, dando un valle glaciar asimétrico, en el que aparecen formas de erosión y de acumulación. Mediante el análisis de estas formas se han identificado diversas fases de evolución de los hielos, todas ellas cuaternarias, que se han interpretado como correspondientes a las glaciaciones del Würm, Riss y Mindel (Obermaier, 1914; Hernández Pacheco, 1944, 1962; Lotze, 1963). El estudio de dicho valle puede estudiarse con detalle en los trabajos de Sáenz García (1935), Hernández Pacheco (1962), Lotze (1963), Martínez de Pisón y Arenillas Parra (1979), Moñino y Cendrero (1987), Moñino et al. (1987).

En las (figuras 6.3a y b) muestra una panorámica de dicho valle. En ella se aprecian diversos sistemas de morrenas de fondo, lagos de laterales de obturación, así como el perfil en "U" asimétrico que posee el antiguo lecho glaciar. En el fondo del valle, la acción erosiva de los procesos fluviales y de ladera ha modificado este perfil en "U" transformándolo en otro con forma de "V" (figuras 6.3c y d). A pesar de encontrarnos en un ámbito de alta montaña, donde el régimen de los ríos es torrencial, el paisaje glaciar permanece patente en el relieve, debido principalmente a las técnicas de uso del terreno, que emplean los lugareños y que son proteccionistas con el paisaje. En la figura 6.4 se presenta una cartografía de las formas y depósitos glaciares que se han identificado en el valle, así como las diferentes fases glaciares a las se han asignado.

Las coladas de derrubios de Lunada

La segunda parada se realiza carretera abajo, en dirección a la localidad de La Concha, junto a unos invernales situados en la ladera occidental del valle, que tienen en frente la morrena lateral localizada en la margen oriental. El desmantelamiento de los depósitos morrénicos de Lunada se produce fundamentalmente a través del desarrollo de procesos de ladera. Los procesos glaciares han dejado en el relieve laderas con fuertes pendientes recubiertas por depósitos morrénicos y un tapiz vegetal de pastos. Estos materiales tienen ángulos de rozamiento interno elevados, lo que les permite mantenerse en las laderas durante largo tiempo sin que se favorezcan fenómenos de inestabilidad de las mismas. Cuando estos procesos se desencadenan, su génesis está ligada a episodios lluviosos intensos que generan coladas de derrubios (*debris flows*), de rasgos morfológicos muy característicos: en la cabecera aparecen grietas abiertas, la cicatriz tiene forma irregular (forma de hoja); la superficie de deslizamiento presenta un plano de ruptura múltiple con pendiente media; el depósito tiene una morfología característica constituida por un canal de desagüe claro (forma de v o en artesa) en el que suelen aparecer diques laterales y un cono de derrubios final. Los materiales movilizados lo hacen rápidamente y muy empapados en agua, lo que favorece que el depósito presente cantos ordenados de acuerdo con su tamaño, con textura con soporte de matriz.

Los flujos de roca de Santibáñez de Carriedo

En esta área de la cordillera, pueden aparecer grandes movimientos de ladera, ligados a vertientes muy particulares. Unos buenos ejemplos de este tipo de argayos aparecen en las inmediaciones de Santibáñez de Carriedo. Esta localidad se encuentra enmarcada dentro de la cuenca hidrográfica del río Pisueña; concretamente, en la confluencia entre este río y el Junquera (afluente menor del Pisueña). El río Junquera posee una cuenca hidrográfica muy pequeña, con interfluvios formados por materiales de las Facies Weald que se apoyan discordantemente sobre materiales de las Facies Pürbeck y del Complejo Carbonatado Jurásico (IGME, 1979).

Otra característica más de los interfluvios de esta cuenca es que presentan un fuerte control estructural. La divisoria de aguas meridional (Sierra de Tablao), es el lugar por donde pasa el eje de un sinclinal de orientación N-S. Paralelamente a este eje, aunque un poco más al E (a media ladera), aparece una fractura que duplica la posición del eje del sinclinal antes mencionado. El lecho del río Junquera está situado sobre una de las fallas más importantes de la región, desde un punto de vista sismotectónico (Falla de Selaya-Arredondo), por lo que las rocas de esta cuenca están muy mecanizadas.

En las laderas N de la Sierra de Tablao, aparece una tipología de movimientos de ladera poco descrita en la literatura. Son los "*sackung*" o "*saggun*" o "*rock flows*"

o “*deep seated deformations*” o deslizamientos gravitacionales profundos o flujos de roca.

El principal esfuerzo deformador del relieve es la gravedad a pesar de que son deslizamientos relacionados con áreas tectónicas activas. Aunque la actividad tectónica de la zona es un factor condicionante importante, no desencadena el flujo de roca; que es debido, exclusivamente, a la gravedad. Las características morfológicas de este tipo de movimientos son: en la cabecera aparecen grandes volúmenes de roca que involucran a laderas enteras, grietas abiertas que van desde verticales a inclinadas, depresiones estructurales a media ladera o cerca de los interfluvios (figura 6.5); la superficie de deslizamiento está constituida por varios con movimientos compuestos. Así, tenemos planos casi verticales en cabecera que se transforman en rupturas circulares, y que dan paso a planos casi horizontales en el pie. Hay una deformación interna por efecto del peso. Hay bloques independientes, separados con planos de ruptura; por último en el depósito (de dimensiones enormes) aparecen bloques de ladera independientes con un movimiento muy lento, además se dan signos de abultamientos en el pie.

Parada 3. San Miguel de Luena

En las zonas de alta y media montaña los procesos de gravedad constituyen el principal agente escultor de las laderas. El área de San Miguel de Luena representa un buen ejemplo de evolución de estas zonas. La parada se localiza en el Barrio de Los Pandos, perteneciente al Término Municipal de Luena, kilométrico 105 de la carretera Burgos-Santander, (N-623), antes de ascender el Puerto de El Escudo. Un itinerario a pie por dicha zona permite analizar la magnitud que tienen en esta zona los procesos de ladera.

Una descripción completa de la Geología de la zona se puede encontrar en IGME (1978b). A grandes rasgos, la geología de la zona es muy equivalente a la de la parada anterior, aunque desde un punto de vista estructural, estamos situados en el margen de una zona de interferencia de dos estructuras geológicas. La más antigua corresponde a un anticlinal con un eje de dirección E-W, que ocupa el centro del valle del arroyo de Selviejo. La más moderna es también otro anticlinal que tiene un eje de dirección N-S y está situado sobre la vertiente de aguas occidental del valle. Esta estructura se ve complicada con la aparición de numerosas fracturas en la confluencia del río Magdalena y del arroyo de Selviejo; claramente puestas de manifiesto sobre la superficie topográfica ya que generan un sistema de bloques independientes, en cuyos cantiles se desarrollan fenómenos de caídas de rocas, vuelcos o extensiones laterales.

Desde un punto de vista geomorfológico hay que señalar que nos encontramos en la zona con los interfluvios más bajos de la Cordillera. Sus alturas medias rondan los 1.000 m, aunque algunos picos poseen alturas superiores a los 1.300 m. Por otro lado, el fondo del valle se halla a 500 m.s.n.m.

En los interfluvios aparecen formas erosivas que se han atribuido a nichos de nivación a los que (González, 1995) les ha asignado una edad de Drías III (10.000 – 11.000 B.P.). Es probable que durante la Pequeña Edad de Hielo estas formas fueran retrabajadas por el hielo. Además de estas formas, en los interfluvios aparecen otras actuales debidas a periglaciario (suelos poligonales, pingos, césped almohadillado).

El valle del río Magdalena presenta una morfología típica en “V”. El cauce es de tipo lineal, con régimen torrencial. La llanura de inundación es prácticamente inexistente. Los depósitos del río son de gran tamaño y poco seleccionados.

Ligados al fondo del valle aparecen varios sistemas de terraza con desarrollo espacial reducido. Son afloramientos muy estrechos, generalmente desmantelados por procesos de ladera. Se han identificado en la zona 6 niveles de terraza con alturas que oscilan entre los 3-5 m y los 60 m.

En las laderas dominan los procesos de gravedad. Se han identificado un total de 1.139 argayos, cuyas tipologías más frecuentes son deslizamientos rotacionales, traslacionales, coladas de derrubios “*debris flows*” y de barro “*mud flows*” (figura 6.6) algunos de los cuales son reactivaciones de otros precedentes (detalle de la figura 6.6).

Se ha establecido una cronología para los argayos existentes en la zona, entre los cuales se han identificado 10 grupos, correspondientes a los intervalos: 0-25; 25-200; 200-3.000; 3.000-5.000; 5.000-5.500?; 5.500?-15.000; 15.000-30.000; 30.000-50.000; 50.000-120.000 y >120.000 años (González, 1995).

González (1995) ha estudiado los principales factores desencadenantes de estos movimientos. Este autor señala que en las etapas más antiguas del lapso citado, dichos argayos parecen haber sido desencadenados en gran parte por incisión de los cursos de agua. En las etapas posteriores, de hace menos de 50.000 años, el principal factor desencadenante parecen haber sido las variaciones climáticas, ya que parece haber una correlación entre etapas de aumento de las precipitaciones y periodos con abundantes movimientos de ladera. Por último, existen otro periodo en el que el factor desencadenante parece que fue la actividad humana (hacia 5.500-5.000 B.P).

Las tasas de movilización por argayos y de denudación parecen haber permanecido a grandes rasgos constantes en la zona a lo largo del periodo considerado, salvo a partir del momento en el que se comienza a detectar una influencia humana importante, hace algo más de 5.000 años. Esta influencia se ha traducido en un aumento de dichas tasas por un factor de 10-20.

Parada 4. Puente Viesgo

Los rasgos fluviales constituyen excelentes niveles de referencia temporal por dos razones: en primer lugar, por ser rasgos claramente identificables en el relieve además, de su capacidad de extrapolación a lo largo de una cuenca; en

segundo lugar, por estar constituidos por materiales muy susceptibles a la datación. Estas razones conducen a considerar de manera importante estos rasgos en los estudios de evolución del relieve.

Esta parada se desarrollará en la plataforma de entrada a la Cueva de El Castillo, Puente Viesgo. Desde allí estudiaremos la evolución de los procesos fluviales de la zona. La cueva está situada en el kilómetro 31 de la C.N. 623. Una vez en el aparcamiento del pueblo, a la derecha, hay una carretera que llega hasta la explanada donde se sitúa la entrada. Las cuevas de Puente Viesgo están constituidas por varias cavidades siendo la más relevante la Cueva de El Castillo.

Las características geológicas de detalle de esta zona se pueden estudiar en Carreras et al. (1979). En lo que se refiere al lugar donde se sitúa la parada hay que señalar que nos encontramos en la Caliza de Montaña (calizas masivas y compactas de colores grises) de edad carbonífera. Poseen un buzamiento superior a los 40° y una dirección NE-SW. Los espesores medios reconocibles rondan los 500 m; no se conoce su espesor total puesto que no aparece el muro de los materiales, estimándose en 800 m. Estos materiales se disponen en el "Frente Cabalgante de El Escudo de Cabuérniga".

Desde un punto de vista geomorfológico, nos situamos en una cavidad kárstica. Los procesos kársticos no presentan un gran desarrollo en el área de estudio, sobre todo, porque la extensión ocupada por las unidades carbonatadas (Complejo Carbonatado Jurásico y Calizas de Montaña) es relativamente limitada en la cuenca, en relación con las unidades terrígenas.

Dentro de las unidades carbonatadas, las morfologías kársticas más importantes, desde el punto de vista de los procesos fluviales, son las endokársticas; sobre todo por su relación con el cauce y por poseer materiales susceptibles para la datación. Algunas de estas cavidades tienen sedimentos y restos arqueológicos que corresponden a fases de ocupación humana y que se remontan al Paleolítico Medio-Superior.

Además de estas cavidades existe un desarrollo importante de formas exokársticas (lapiaces y dolinas). Los lapiaces más desarrollados aparecen ligados a las calizas carboníferas, mientras que en los carbonatos jurásicos suelen estar enterrados o semienterrados. Por otro lado, las dolinas son muy abundantes sobre las calizas jurásicas, llegando en ocasiones a alcanzar dimensiones superiores a los 500 m de diámetro.

En lo que se refiere a las formas endokársticas, podemos señalar que éstas están bien desarrolladas en las calizas carboníferas, mientras que en el interior de la unidad jurásica no se conocen cavidades de grandes dimensiones y en ninguna de las existentes se han encontrado, hasta hoy, restos humanos, ni tampoco otros elementos que hayan podido utilizarse para la datación. Es de interés señalar que sondeos realizados en el fondo del valle del río Pas, en Puente Viesgo, han atravesado cavidades kársticas con rellenos de sedimentos fluviales de gravas

gruesas, a profundidades de 150 m por debajo del nivel de la llanura aluvial, que se encuentra a 65 m. Esto indica que en la época en que dicha karstificación y sedimentación tuvieron lugar, el nivel del mar debió ser considerablemente más bajo que el actual. No obstante, ya que no se tienen datos sobre la edad de esa cavidad ni de los sedimentos que la rellenan, este hecho no puede interpretarse en relación con la evolución general de la zona, que se discute más adelante.

En lo que se refiere, de nuevo, a los rasgos fluviales, en la zona se han identificado 4 niveles de superficies antiguas de erosión fluvial. Éstas están situadas aproximadamente a 125, 250, 600 y 800 m sobre el cauce actual (figura 6.7). Por debajo de las superficies, se han identificado 6 niveles de terrazas situadas a alturas de 63, 35, 20, 15, 10 y 2,5 m sobre el nivel del cauce.

El valle del Magdalena-Pas está fuertemente condicionado por algunas fallas. Éstas controlan los límites de los diversos tramos en los que, de acuerdo con la morfología del canal, se puede dividir el curso. Igualmente, se ha puesto en evidencia la existencia de fuertes variaciones en el espesor del prisma aluvial, que también se relacionan con dichas fracturas, y que ponen de manifiesto la existencia de bloques con movimiento diferencial hasta épocas bastante recientes. Algunas de las fracturas citadas presentan sismicidad en la actualidad (Falla Cabalgante de El Escudo de Cabuérniga y Falla de Selaya-Arredondo). Los niveles de terrazas más altos (6 y 5) también presentan evidencias de deformación y basculamiento por acción de esas fracturas. En general, todos los niveles de terrazas muestran un aumento de altura sobre el cauce desde la desembocadura hacia la cabecera, lo que sugiere que ha habido un basculamiento general hacia el litoral.

Las dataciones efectuadas en la cavidad de El Castillo constituyen una referencia temporal importante para el establecimiento de la cronología de los depósitos fluviales.

La cavidad está situada a unos 125 m de altura respecto al nivel del canal del río Pas. En la sucesión estratigráfica, de 18 m de potencia, se han identificado 26 niveles arqueológicos. El nivel 23, está constituido por una costra carbonatada que se sitúa próxima al substrato rocoso. Este nivel se ha datado mediante series de uranio en 89 ± 11 ka. La época de formación de este nivel se ha interpretado como correspondiente al interglacial de Riss/Würm (Cabrera, 1984; Cabrera y Bischoff, 1989; Bischoff et al., 1992).

El nivel de terraza más alto de los identificados aquí es el nivel 6 y se sitúa en esta zona a unos 30 metros por debajo de la cavidad de El Castillo. La edad de este nivel se ha estimado mediante métodos relativos en unos 120.000 años B.P. En el área se han identificado, por otra parte, cuatro niveles de superficies antiguas, la más moderna de las cuales se sitúa a 46 m por encima de la terraza 6 (figura 6.8).

La cavidad, por tanto, ha de ser posterior a la formación de la superficie antigua 4 y presumiblemente anterior a la terraza 6, si bien esto no puede

afirmarse con seguridad. Parece, por tanto, que la formación de la cavidad es bastante anterior a la edad del citado nivel 23.

El resto de los depósitos de terraza datos (a partir de los restos encontrados en los diferentes niveles de terraza) se presentan en la tabla 1. Por otra parte, las edades de las diferentes superficies antiguas se han extrapolado a partir de las tasas de incisión y denudación obtenidas para la zona (la tasa media en los últimos 120.000 años es de 0,5 mm/año). Los resultados así obtenidos dan las siguientes edades para las superficies antiguas identificadas: 0.3 m.a.(sup. A, 125 m); 0.5 m.a. (sup. B, 250 m); 1.2 m.a. (sup. C, 600 m) y 1.6. m.a. (sup. D, 800 m).

En la cuenca del Magdalena-Pas se han datado 6 niveles de terraza con continuidad en toda la cuenca. Sus alturas promedio sobre el nivel del cauce y edades son: 2,5 m (130 B.P.) 10 m (2.700 B.P.), 15 m (4.900 B.P.) 20 m (5.500 B.P.), 35 m (>47.000 B.P.) y 63 m (90.000-120.000 B.P.).

A partir de los datos anteriores se ha interpretado la evolución de la cuenca hidrográfica del río Pas en el Cuaternario. Se considera que hacia el final del Plioceno se formó un relieve muy suavizado, cuyos restos visibles son los retazos de las superficies más antiguas, situadas hacia la zona de cumbres. Ese relieve se fue desmontando paulatinamente como consecuencia del encajamiento de los cursos de agua, muy probablemente determinado por la elevación isostática de la Cordillera.

La presencia de cuatro niveles de superficies antiguas indica que debieron existir al menos cuatro grandes ciclos o etapas de encajamiento, en el lapso temporal que va desde finales del Plioceno hasta hace unos 300.000 años. La incisión total producida por los cursos de agua en ese periodo fue de unos 700 m.

El más antiguo de los niveles de terraza que presenta continuidad en toda la cuenca estudiada, situado a unos 60 m sobre el nivel del cauce y a unos 60 m por debajo de la más reciente de las superficies anteriores, probablemente se formó durante el interglacial Riss-Würm, hace 90.000-120.000 años. Desde este momento, la cuenca experimentó una elevación diferencial de bloques y un basculamiento general, con eje de rotación próximo a la costa, que dio lugar a un encajamiento de los cursos de agua tanto mayor cuanto más próximos al centro de la Cordillera. Ese basculamiento es perceptible incluso en niveles recientes de terrazas, de menos de 3.000 años. La actividad de esos bloques persistió hasta hace menos de 50.000 años, como se deduce de la deformación que presenta la terraza 5 en relación con ciertas fracturas.

Parada 5. Mirador de El Abra del Pas

La relación existente entre depósitos costeros, rasas marinas y terrazas fluviales se muestra en esta parada. Esta parada se desarrolla en la plaza de una antigua cantera situada en el margen de la carretera local que une las localidades de Boo de Piélagos con Liencres, sobre la rasa de 60 metros (figura 6.9).

Una descripción pormenorizada de la geología de la zona la encontramos en IGME. (1976). Desde un punto de vista geomorfológico, la costa de Cantabria presenta un perfil semi-rectilíneo en el que son dominantes las formas acantiladas frente a las formas de acumulación.

Estas últimas están representadas por pequeñas ensenadas, abiertas en función de las litologías menos resistentes a la erosión, así como por extensas playas o flechas de arena que, con un crecimiento en sentido E-W, son conocidas en la región con el nombre de puntales, a las que se le asocian campos de dunas orientados en función de los vientos dominantes. Un ejemplo de estos puntales y dunas asociadas lo tenemos en Liencre, espacio que ha sido declarado Parque Natural en 1986.

Sin embargo, un rasgo significativo del perfil costero y motivo de esta parada son las "rasas", antiguas plataformas de abrasión marina incorporadas al relieve continental. Éstas, que se escalonan a modo de graderías entre los 220 y 1,5-3 m sobre el nivel del mar actual, presentan una superficie plana y ligeramente inclinada hacia el mar, con una pendiente en torno al 2%. Las características morfológicas de estas superficies, su disposición en las proximidades del litoral, así como las características sedimentológicas de los depósitos de arenas y cantos que en ocasiones se observan sobre las mismas permiten interpretar tales superficies y depósitos como derivados de una acción marina y que han sido incorporadas al relieve continental.

En este sentido, la disposición escalonada de estas superficies de rasa ha sido muy discutida, manejándose principalmente dos hipótesis para la explicación de la misma: fluctuaciones glacioeustáticas y movimientos tectónicos.

Por nuestra parte, y a la espera de confirmación en futuras investigaciones, los niveles de rasa por encima de los 5-6 m sobre el nivel del mar actual corresponden, más que a una invasión marina del litoral, a un levantamiento continuado del borde continental, siendo los estacionamientos de este ascenso continental los que van a motivar la abrasión del substrato (Flor, 1983). El ascenso continental de la costa Cantábrica se ha interpretado como el resultado de una pequeña subducción que comenzaría en el Eoceno Superior-Oligoceno. A este respecto, los arrasamientos marinos más antiguos detectados en Cantabria son, en cualquier caso, post-Oligocenos al encontrarse los sedimentos plegados de esta época enrasados en el cabo de Oyambre.

Los niveles de 5-6 m y de 1'5-3 m parecen corresponder a procesos glacioeustáticos más que a procesos epirogénicos. Según Mary (1979), el nivel de 5-6 m tiene una edad comprendida entre el Eemiense y el Interestadio de Amersfoot, tal y como se deduce de la datación de las turberas localizadas por encima de este nivel en la playa de La Franca (Asturias).

Tras la formación de este nivel (detectado claramente en Cantabria en el camping de Pechón y el cabo de Oyambre), tiene lugar la regresión Würmiense

(Mary 1979, Flor 1983), que trajo como consecuencia un descenso del nivel del mar de más de 40 m, lo que implica que la situación de la línea de costa, en esta etapa regresiva, debió estar entre 2 y 4 Km hacia el N de la línea de costa actual. Este hecho supuso la excavación e incisión de los ríos como consecuencia de un cambio del nivel de base de los mismos.

Hacia finales del Magdaleniense (10.500 B.P.) e inicios del Aziliense, se inicia la transgresión Flandriense, momento en el que en la región se registra un aumento en la temperatura ambiente. El momento álgido de esta transgresión se sitúa hacia el 5.500 a partir de la datación por ^{14}C de las turberas de las playas de Oyambre y Merón.

La transgresión Flandriense será la responsable, en gran medida, de la colmatación de los estuarios de esta región y de la aparición de terrazas estuarinas que, como en el caso del estuario del Asón, se localizan a unos 2 m sobre el nivel del mar actual.

Así pues, los niveles de arrasamiento marino existentes en Cantabria parecen tener su origen en un levantamiento progresivo del litoral, de tipo epirogénico, a lo largo del cual se produjeron fases de estacionamiento que dieron lugar a la formación de dichos niveles. No parece que el eustatismo haya jugado un papel importante en este proceso, salvo en el caso de los niveles más bajos.

Por otro lado, la edad de estos niveles sería en cualquier caso post-oligocena para los más altos y más antiguos, y progresivamente más recientes para los niveles inferiores que llegan hasta el Flandriense.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alonso, I., Garzón, G., Gómez-Manzanares, F., González, A., Morla, C., Remondo, J. y Roig, S. (1999). Estudio preliminar del yacimiento de macrorrestos vegetales de Caranceja (Reocín, Cantabria). **Bol. R. Soc. Hist. Nat.** 94 (3-4): 23-40.
- Bischoff, J.L., García, J.F. and Strauss, L.G. (1992). Uranium-series isochron dating at El Castillo cave (Cantabria, Spain): the "Acheulean"/"Mousterian" question. **Journal of Archeological Science**, 19: 49-62.
- Cabrera, V. (1984). **El yacimiento de la cueva de "EL Castillo"**. Bibliotheca Prehistórica Hispana 22. Madrid.
- Cabrera, V.I. and Bischoff, J.L. (1989). Accelerator ^{14}C dates for Early Upper Paleolithic (Basal Aurignacian) at El Castillo Cave (Spain). **Journal of Archeological Science**, 16: 577-584.
- Cendrero, A., Díaz de Terán, J.R., Fariás, P., Fernández-Menéndez, S., González, A., Jiménez, M., Marquínez, J., Menéndez-Duarte, R. and Salas, L. (1994). Temporal distribution and contribution of landslides to landscape evolution from Late Pleistocene to Present in the Cantabrian Cordillera, Spain. In: R. Casale, R. Fantechi and J.C. Flageollet, (Eds.), **Temporal occurrence and forecasting of landslides in the European Community**. European Commission, Bruselas, EUR 15805 EN: 425-506

- Dikau,R., Brunsdén,D., Schrott,L. and Ibsen,M.L. (Eds.), (1996). **Landslide Recognition**. Wiley & Sons, London, 251.
- Flor,G. (1983). Las rasas asturianas: ensayo de correlación y emplazamiento. **Trabajos de Geología**, 13: 65-81.
- González,A. (1995). **Cartografía de movimientos de ladera y su aplicación al análisis del desarrollo temporal de los mismos y de la evolución del paisaje**. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, 415.
- González,A., Díaz de Terán,J.R., Barba,F.J., Remondo,J. y Cendrero,A. (1996). Propuesta de un modelo cronológico para las terrazas de los ríos de la vertiente cantábrica. **IV Congreso Geológico de España**, Alcalá de Henares. *Geogaceta*, 20-5: 1096-1099.
- Hernández Pacheco, F., 1944. **Fisiografía, geología y glaciario cuaternario de las montañas de Reinosa**. Mem. de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, X, Madrid: 183 p.
- Hernández Pacheco, F., 1962. La pequeña cuenca glaciar de la peña de Lusa en la cordillera cantábrica, Santander, **Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.** 59, 2, Madrid: 191-205.
- Heredia,N., Robador,A., Rodríguez Fernández,L.R., Locutura,J., Zapardiel,J.M., Gómez,G., Calderón,V. Díaz,L.A., Peralta,M., Marquínez,J., Gómez Ceballos,R. y Rodríguez,M.L. (1990). **Mapa geológico-minero de Cantabria a escala 1:100.000**. I.T.G.E./Dip. Reg. de Cantabria: 133 p, 2 mapas.
- I.G.M.E., 1976. **Mapa geológico a escala 1/50.000; hoja Nº 34, Torrelavega**. Inst. Geol. y Min. de España., Madrid.
- I.G.M.E. (1978a). **Mapa Geológico a escala 1/50.000; hoja Nº 84, Espinosa de los Monteros**. Inst. Geol. y Min. de España, Madrid.
- I.G.M.E. (1978b). **Mapa Geológico a escala 1/50.000; hoja Nº 83, Reinosa**. Inst. Geol. y Min. de España, Madrid.
- I.G.M.E., 1979. **Mapa Geológico a escala 1/50.000; Nº 58, Los Corrales de Buelna**. Inst. Geol. y Min. de España, Madrid.
- I.G.M.E. (1983). **Puntos de interés geológico en el sector oriental de la Cordillera Cantábrica**. Inst. Geol. y Min. de España, Madrid: 100 p.
- Lotze,F. (1963). Acerca de unas glaciaciones pleistocénicas en el grupo de Valnera (cadenas cantábricas orientales). **Notas y Comun. IGME**, 72: 257-262.
- Martínez de Pisón,E. y Arenillas Parra,M. (1979). Algunos problemas de morfología glaciar en la España atlántica. **Acta Geológica Hispánica**. Homenaje a Lluís Solé i Sabaris, 14, 445-450.
- Mary,G. (1979). **Évolution de la bordure cottière asturienne (España) du Neogène à l'actuel**. Thèse de Doctorat d'état. Université de Caen. 284
- Montes,R. (1993). **Los complejos industriales del Paleolítico inferior en el centro de la región cantábrica**. Trabajos de Investigación de Tercer Ciclo. Dpto. C.C. Hist. Universidad de Cantabria: 204 p.

- Moñino,M.; Rivas,V. y Cendrero,A. (1987). Paradas 3-4. Valle glaciar de Lunada. En A. Cendrero y J.R. Díaz de Terán (Coord.): **Guía de Excursiones, VII Reunión sobre el Cuaternario (AEQUA), Santander**, 21-26 de Septiembre: 35-49.
- Moñino,M. y Cendrero,A. (1987). Glaciarismo en el alto Miera (Cantabria), **VII Reunión sobre el Cuaternario (AEQUA), Santander**, 21-26 de Septiembre: 179-183.
- Muñoz,E., San Miguel,M.C. y Gómez,J. (1991). **Carta arqueológica de San Felices de Buelna**. Impresión. Santander: 50.
- Nemeck,W. and Steel,R.J. (1984). Alluvial and coastal conglomerates; their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. In E.H. Koster and R.J. Steel (Eds.): **Sedimentology of Gravels and Conglomerates**. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 10: 1-31.
- Obermaier,H. (1914). Estudio de los glaciares de los Picos de Europa. **Trab. Museo Nac. de Ciencias Naturales, Madrid**: 41.
- Sáenz García,C. (1935). Restos glaciares de Castro Valnera. **Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.**, XXXV, Madrid: 236-237.

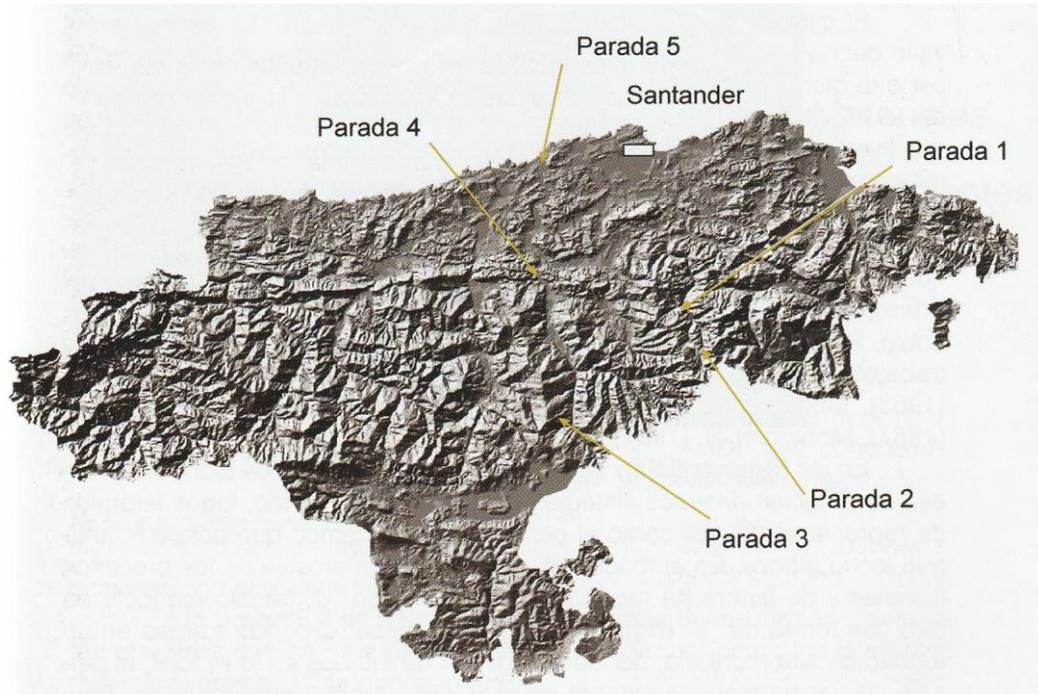


Figura 6.1. Localización de las paradas previstas en el siguiente itinerario.

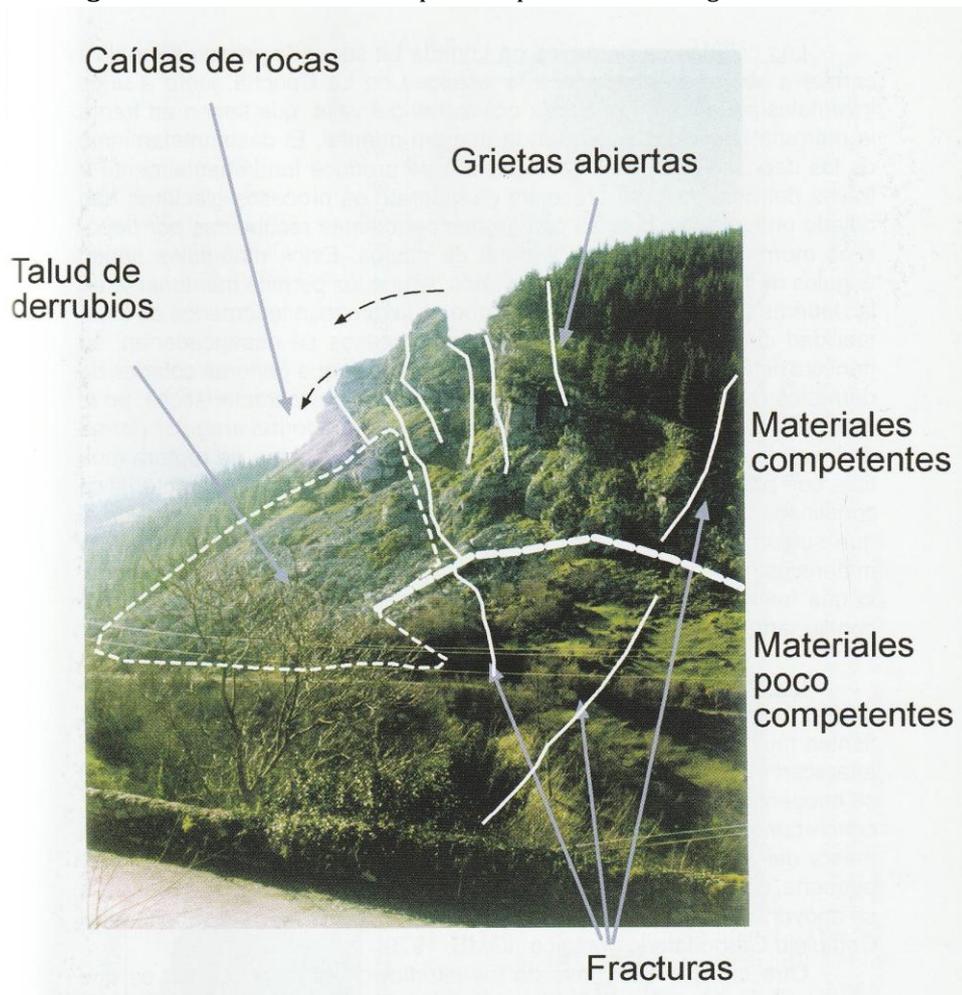


Figura 6.2. Deslizamiento de Las Coces.

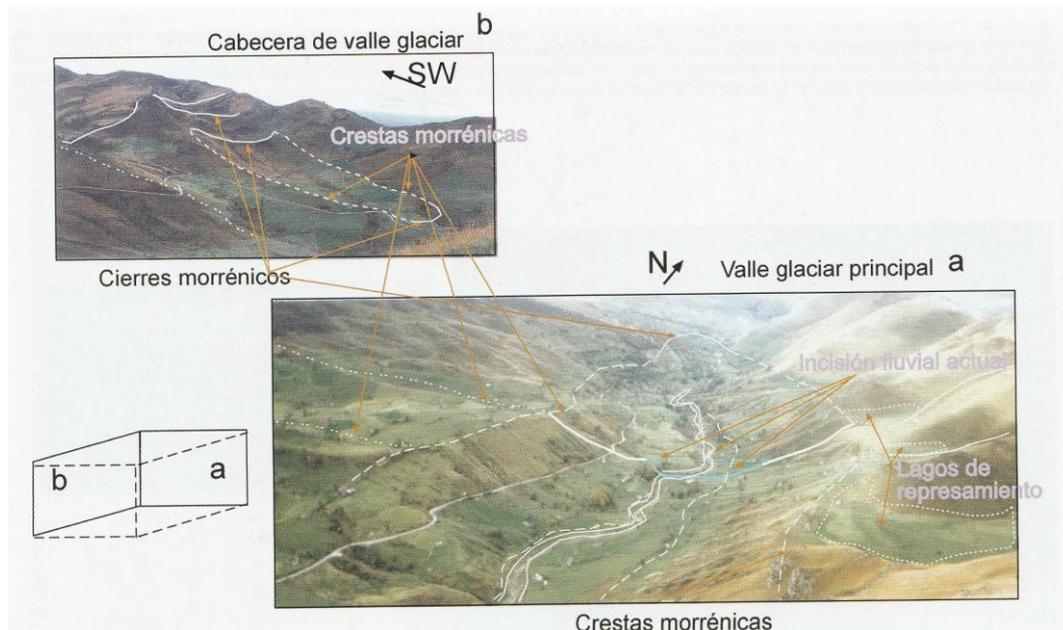


Figura 6.3.a y 3.b. a) Panorámica de la parte alta del valle del río Miera, vista desde el mirador de Covalruyo. Se aprecia como los depósitos morrénicos construyen dos crestas laterales las cuales originan lagos de represamiento glaciar. b) Detalle de una de las cabeceras del valle del río Miera, en la que se aprecia el retroceso de las formas glaciares.

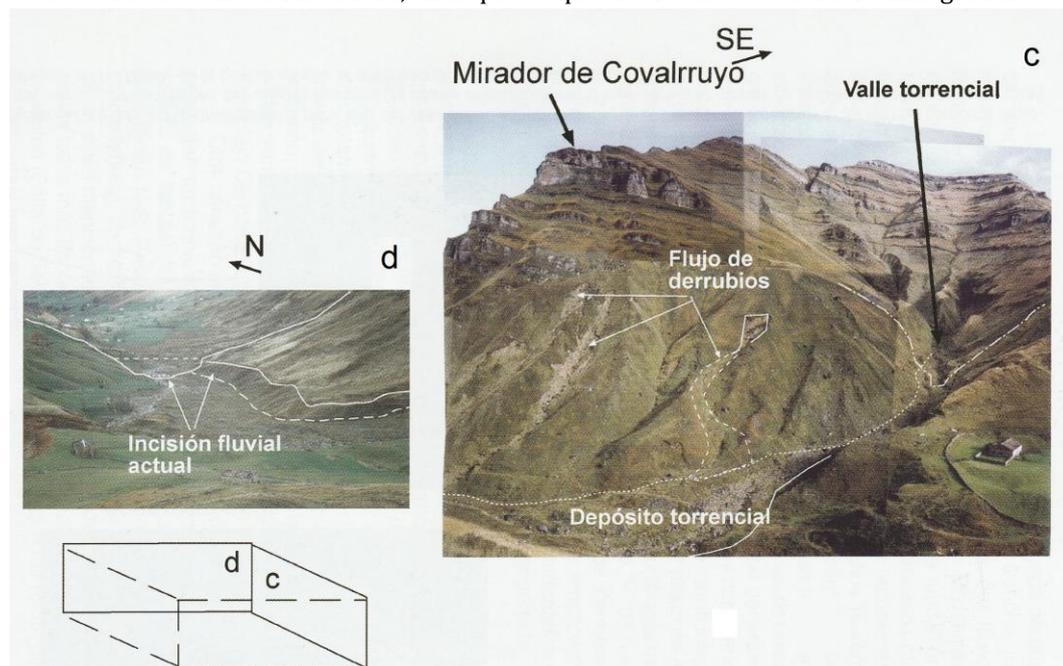


Figura 6.3.c. y 3.d. c) Detalle de la parte alta del fondo del valle del río Miera en el cual se aprecia la incisión fluvial sobre los depósitos morrénicos que recubren las laderas. d) Ladera oriental de la cabecera del valle del río Miera, en la que se aprecian diferentes flujos de derrubios que dismantelan las laderas, así como la acción de torrentes de montaña. En esta imagen de una de las coladas de derrubios que afectan a los depósitos glaciares del río Miera. En ella se observan algunos rasgos típicos como son la corona (dentada y con forma de hoja) y el depósito (con su cono de derrubios al pie y con forma de pata de ave).

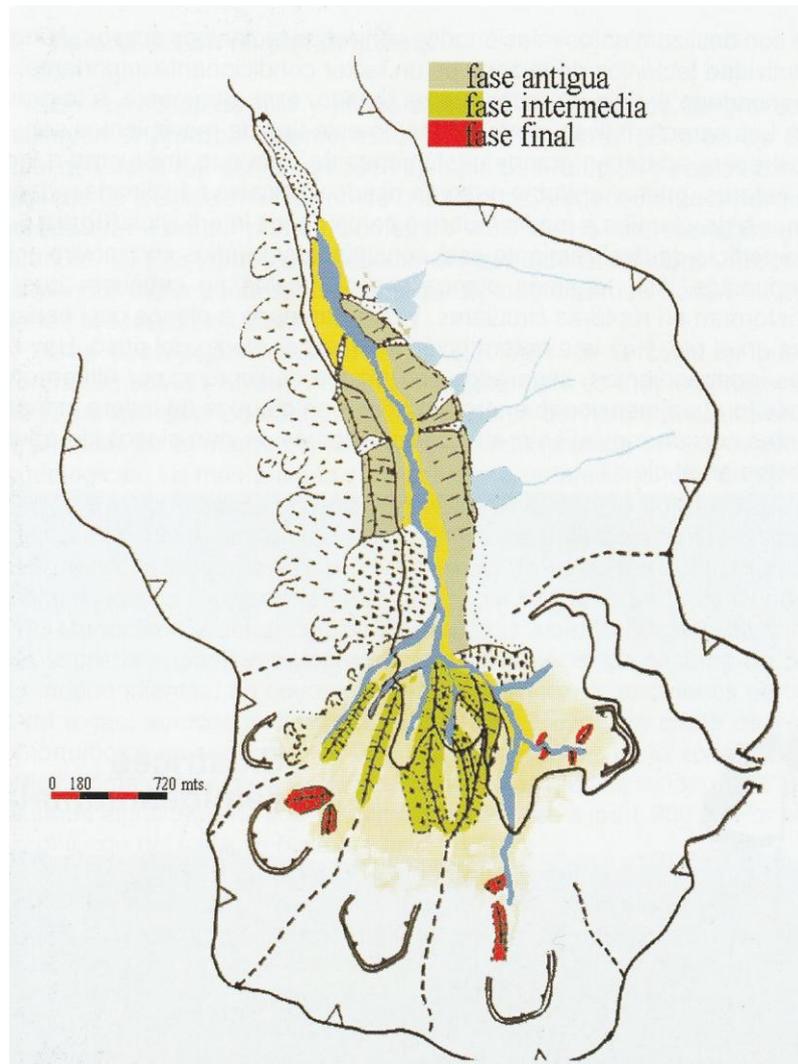


Figura 6.4. Mapa geomorfológico del glaciar del río Miera. Gris, fase antigua; verde, fase intermedia; rojo, fase final.

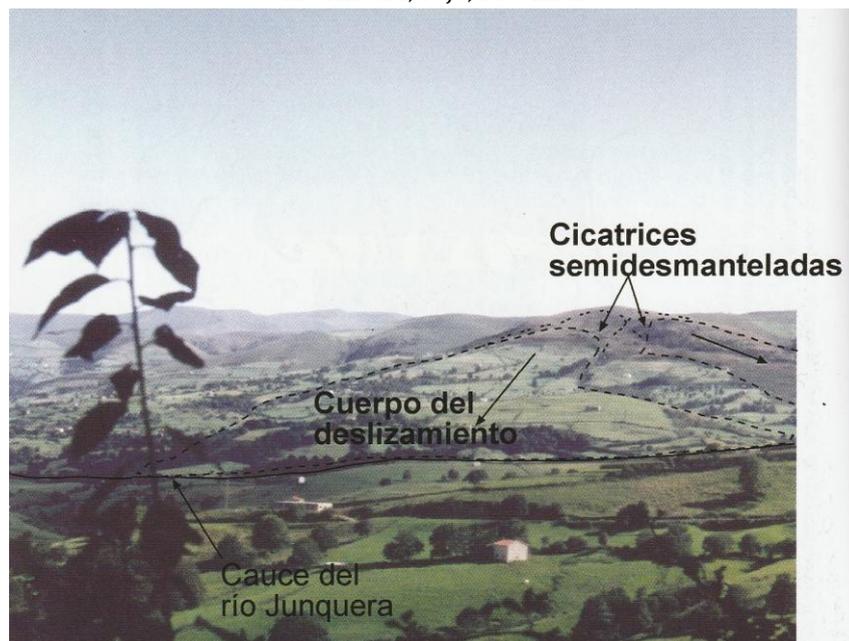


Figura 6.5. Deslizamientos profundos de Santibáñez de Carriedo.

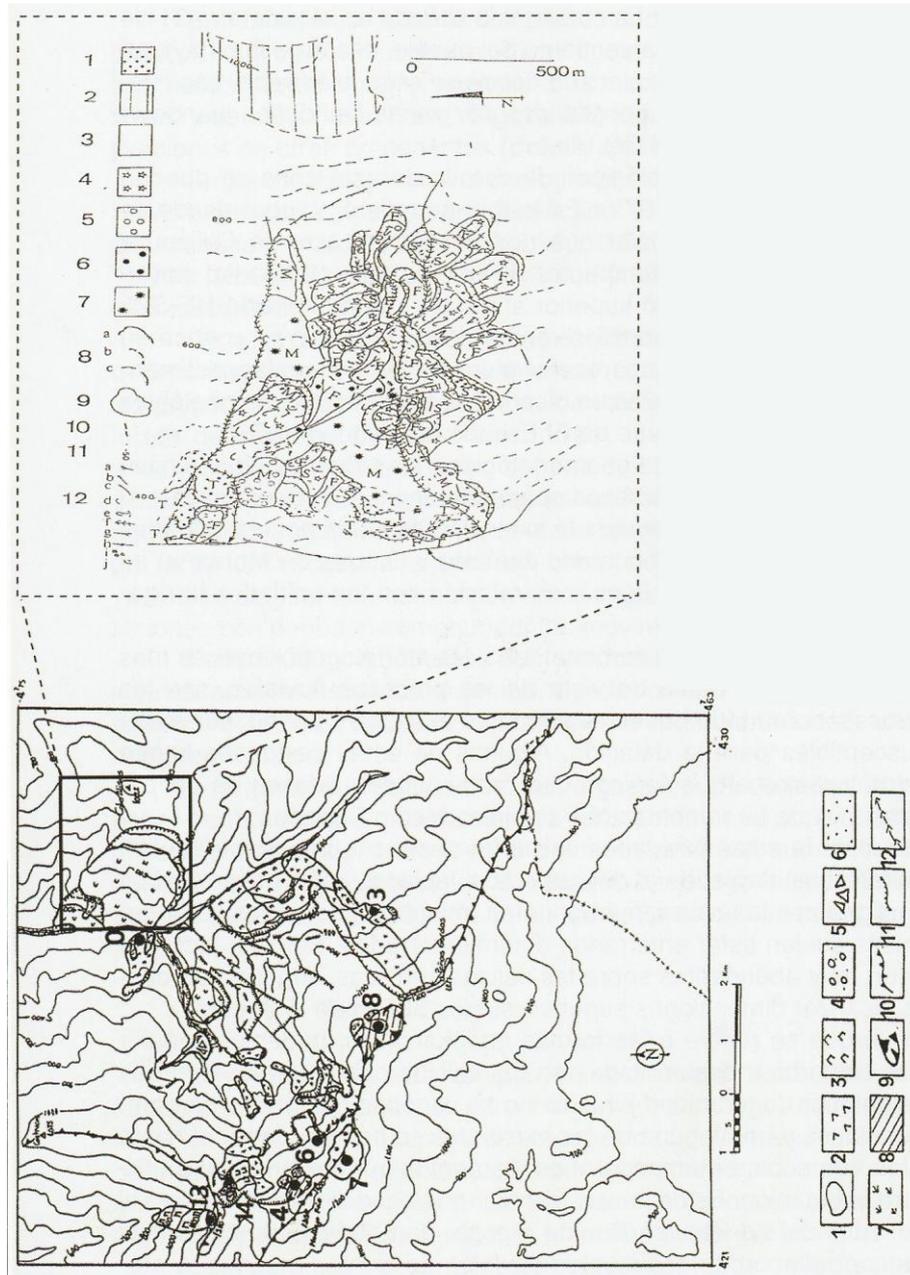


Figura 6.6. Esquema geomorfológico general del área de Los Pandos (modificado de Cendrero et al., 1994). 1, depósitos cuaternarios; 2, flujos; 3, deslizamientos; 4, tilles; 5, conos aluviales; 6, llanuras aluviales; 7 depósitos de turberas; 8, circos glaciares; 9, límites de circos glaciares; 10, divisorias de aguas; 12, canales fluviales. Detalle: Ejemplo del uso de criterios morfológicos y crono-estratigráficos en la datación de movimientos de ladera. 1, terrazas fluviales; 2, superficie antigua; 3, argayos del grupo morfológico A; 4, argayos del grupo morfológico B; 5, argayos del grupo morfológico C; 6, argayos del grupo morfológico D; 7, argayos del grupo morfológico F; 8, coronas: a) conservada, b) erosionada, c) desmantelada; 9, depósito; 10, divisoria de aguas; 11, curvas de nivel; 12, rasgos morfológicos de los argayos: a) canales de flujos, b) escarpes, c) grietas abierta, d) lóbulos de acumulación, e) lóbulos de solifluxión, f) bloque rotado e inclinado contra pendiente; K, caída de rocas; S, deslizamiento; F, flujo; M, Mixto. (González, 1995).

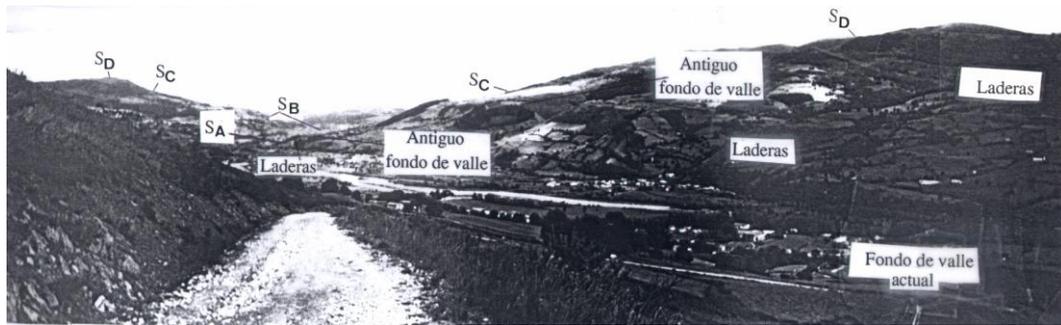


Figura 6.7. Niveles de superficies antiguas y terrazas que se han identificado en la cuenca del Magdalena-Pas.

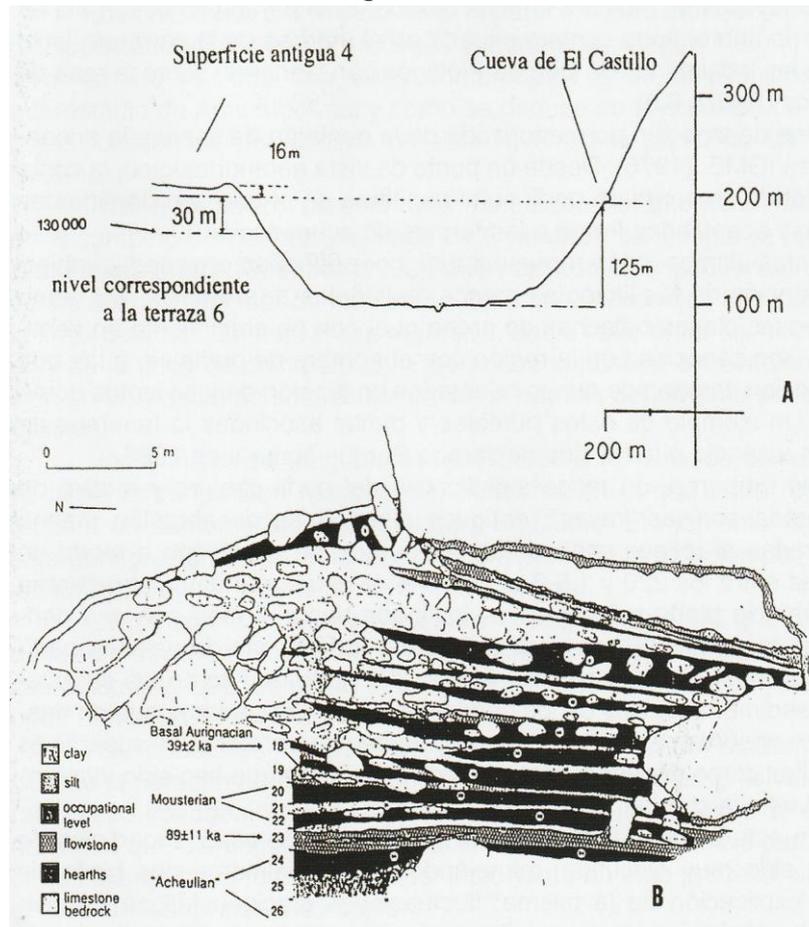


Figura 6.8. A, situación de la cueva de El Castillo con respecto al valle del Pas. B, corte estratigráfico del yacimiento existente a la entrada de la cueva (modificado de Cabrera y Bischoff, 1989 por González, 1995).



Figura 6.9. Imagen aérea del estuario del río Pas en la que se señala la flecha de arena que cierra el estuario, la situación de las dunas repobladas por pinos y la posición del nivel de la rasa de 60 m.

GEOCANTABRIA 7.

ITINERARIO GEOLÓGICO POR LOS PICOS DE EUROPA.

Jorge Marquínez

Luna Adrados

Departamento de Geodinámica, Facultad de Geología,
Universidad de Oviedo

GENERALIDADES

Los Picos de Europa constituyen un sistema montañoso de accidentada orografía, con agudos picachos y profundos cañones, cuya peculiar naturaleza geológica (figuras 7.1 y 7.2), caracterizada por un substrato calcáreo de edad predominantemente carbonífera, hace destacar a estos relieves entre todos los de la Cordillera Cantábrica y les confiere una marcada personalidad.

Los ríos Sella, Cares, Duje y Deva, que cruzan esta unidad y cuyas cabeceras se encuentran en casi todos los casos en el eje principal de la Cordillera Cantábrica, al S de los Picos de Europa, han excavado impresionantes gargantas que seccionaron la enorme mole calcárea formando tres macizos bien diferenciados. Estos macizos se conocen con los nombres de Macizo Occidental (o del Cornión), Macizo Central (o de los Urrieles) y Macizo Oriental (o de Andara).

Las máximas altitudes de cada macizo son La Morra de Lechugales (2.441 m) en Andara, Torre Ceredo (2.646 m) en Los Urrieles y la Peña Santa de Castilla (2.596 m) en el Cornión. Estas cumbres se destacan sobre un roquedo desnudo, que ocupa las zonas más elevadas. Al descender en altura comienzan a aparecer verdes majadas salpicando el roquedo calizo y algunos bosques, mientras que en los valles marginales, por el N y S de la unidad, se asientan pequeños núcleos de población que vivieron tradicionalmente de una ganadería extensiva y en los que avanza día a día la infraestructura turística.

Los relieves de los Picos de Europa se pueden enmarcar a su vez dentro de la Cordillera Cantábrica. Esta cordillera representa la prolongación de la Cordillera Pirenaica y los Montes Vascos, disponiéndose de E a W, paralelamente a la costa, siguiendo el trazado de fallas que elevaron bloques del substrato herciniano durante la Orogenia Alpina. A pesar de la elevada altura de los Picos, el eje de la Cordillera en este área se sitúa al S de esta unidad, que es atravesada enteramente por los ríos cantábricos.

El carácter más destacado del relieve de los Picos deriva de su naturaleza geológica. Las calizas masivas de edad carbonífera, que muestran una gran resistencia a la erosión, preservan la morfología general de bloques desplazados por la tectónica alpina. Las laderas de los valles principales, cuyos desniveles llegan a alcanzar los 2.000 m, muestran unas pendientes vertiginosas, dando lugar

a una morfología de cañones muy escarpados y profundos (Lámina 7.I, foto 1). Mientras tanto, el relieve de las zonas más altas está dominado por formas glaciares (circos, aristas, jous,...) (Lámina 7.I, foto 2) y formas kársticas (campos de dolinas y lapiaces desnudos), desarrollándose un complejo sistema de drenaje subterráneo de las aguas.

Los fuertes desniveles, las distintas orientaciones, su situación con respecto a la Cordillera y su escasa distancia al Mar Cantábrico, hacen que Los Picos de Europa presenten marcadas variaciones climáticas, dentro de un régimen caracterizado generalmente por una gran pluviosidad (en torno a los 1.200–2.000 mm por año) y unas temperaturas relativamente moderadas para su altitud. En una gran parte de los Picos, desde Noviembre a Abril las precipitaciones son generalmente en forma de nieve aunque puede darse alguna nevada estival, siempre por encima de los 2.000 m. Las nieblas son un fenómeno acostumbrado en Picos; aparecen repentinamente y se estabilizan frecuentemente en el verano formando un mar de nubes que únicamente deja al descubierto las cumbres más altas.

Administrativamente los Picos de Europa son una unidad que pertenece a tres comunidades autónomas diferentes (Asturias, Castilla-León y Cantabria), siendo el Pico Tesorero (2.570 m), ubicado en el corazón del Macizo Central, el punto de confluencia entre las tres comunidades.

El 22 de Julio de 1918, coincidiendo con el duodécimo centenario de la Batalla de Covadonga, tuvo lugar la primera declaración de un Parque Nacional en España; se trataba por entonces del Parque Nacional de la Montaña de Covadonga (o de Peña Santa). Como ampliación de este primer Parque Nacional surgiría en 1995 el actual Parque Nacional de Picos de Europa, con una extensión de 646 km² en los que se incluye una parte importante de la Unidad geológica de los Picos de Europa y una pequeña porción de la Unidad del Pisuerga-Carrión.

DESCRIPCIÓN DEL ITINERARIO

Parada nº 1: Estuario de Tina Mayor

El Estuario de Tina Mayor se halla ubicado en la desembocadura del Río Deva (figura 7.3) y constituye el límite entre las provincias de Asturias y Cantabria. Este río drena una gran parte de la Unidad de los Picos de Europa, incluyendo la vertiente lebaniega, el propio valle del Deva, Urdón, Duje y Cares con todos sus afluentes. En conjunto, llegan al estuario todas las aguas procedentes de los Macizos Oriental, Central y parte del Occidental. La historia del estuario está consecuentemente relacionada estrechamente con la de los Picos de Europa.

Los materiales que aparecen representados en la zona N, cerrando el estuario, representan la prolongación nororiental de los materiales paleozoicos de la Unidad del Cuera, dentro de la Zona Cantábrica. Los sectores medio e interno del estuario se desarrollan sobre la cobertera Mesozoico-Terciaria, aquí

representada por materiales del Cretácico y del Terciario. Ambas unidades estratigráficas se encuentran separadas mediante una falla inversa de edad alpina, paralela al trazado de las capas paleozoicas (figura 7.3), que siguen una dirección aproximadamente E-W, paralelamente a la costa. La estructura de la cobertera está caracterizada por un pliegue sinclinal poco apretado y con eje subhorizontal y paralelo al trazado de la falla mencionada, que trunca su flanco N poniendo en contacto el Paleozoico con el Cretácico.

La distinta resistencia de los materiales ha condicionado la morfología del área estuarina. La zona externa, en la desembocadura, es estrecha y encajada, mostrándose como un valle encañonado sobre materiales muy resistentes como son las Cuarcitas de Barrios y la Caliza de Montaña. A favor de los materiales margosos del Terciario se desarrolla el segmento medio del estuario, donde se acumula la mayor parte de los depósitos y cuyo cierre meridional viene condicionado por los materiales calcáreos del Cretácico y del Terciario que producen un nuevo estrechamiento (figuras 7.3 y 7.5).

Sobre la Cuarcita se reconoce una superficie plana de origen marino (la rasa) elevada con toda probabilidad isostáticamente durante el Plioceno y Cuaternario, lo que contribuyó al encajamiento de la red de drenaje.

El origen de los estuarios se asocia a los cambios eustáticos en el nivel del mar que se produjeron durante el Cuaternario en relación con las alternancias entre periodos glaciares e interglaciares. En particular, durante el último periodo glacial (Würm), el nivel marino descendió alrededor de 100 m con relación al nivel actual, propiciando el encajamiento del río, que produjo una excavación del valle. La progresiva transgresión marina asociada a la fusión de los hielos elevó durante el Holoceno el nivel de base, favoreciendo la sedimentación y el relleno del valle excavado previamente. La amplia cuenca de drenaje de Tina Mayor (figura 7.5) y el encajamiento de los valles al cruzar la Unidad de los Picos de Europa, son las razones principales que explican el importante relleno sedimentario de este estuario, en relación con otros estuarios vecinos (Fernández Iglesias, 1999).

Durante el Holoceno la amplitud del estuario en su zona media y la menor resistencia de los materiales, permitió al río divagar lateralmente con meandros que contribuyeron a ensanchar el valle. Algunos trazados recientes de los canales meandriformes abandonados se reconocen fácilmente en este sector medio del estuario

En cuanto a la zonación estuarina de Tina Mayor (figura 7.5), es de destacar la existencia de llanuras fangosas en torno a los canales principales; cuando estas llanuras de fangos alcanzan una altura tal que pueden ser colonizadas por vegetación tolerante a la salinidad, dan paso a las marismas en las que se pueden distinguir varios niveles en función de su altura y por tanto de la vegetación que en ellos crece. En el primer nivel, conocido como marismas bajas y que suele estar afectado frecuentemente por las mareas, se dan praderas de plantas halófilas y

existen numerosos canales de marea de trazados sinuosos. Por encima tendríamos las marismas altas o maduras en las cuales conviven distintas especies halófilas de mayor porte, como son los juncales (*Juncus maritimus*) y los carrizales (*Phragmites australis*).

Los niveles más altos de la marisma, con menor recurrencia de la llegada de la onda mareal, son relativamente extensos en el estuario, que muestra por el contrario escasa superficie ocupada por llanuras fangosas. Ambas características se asocian al importante relleno sedimentario que presenta, lo que ha favorecido una intensa colonización de los terrenos estuarinos para usos agrícolas.

Parada nº 2: Rumenes

Se pretende aquí comentar las características de la secuencia del Paleozoico Inferior, Devónico Superior, Carbonífero Inferior (figuras 7.4 y 7.6) y reconocer además las rocas cuarcíticas de la Formación Barrios que afloran en la base de la subunidad de Gamonedo-Panes. Esta formación está constituida principalmente por ortocuarcitas de color blanco de edad Ordovícico dispuestas en estratos tabulares. En este punto de la carretera la cuarcita se encuentra en contacto normal con la Caliza Griotte (recubierta por depósitos de ladera cuaternarios) y la Caliza de Montaña de edad Carbonífero Inferior, mientras que hacia el S y mediante un contacto mecánico, las cuarcitas se encuentran cabalgando a las calizas carboníferas de la Formación Picos de Europa, pertenecientes ya al Imbricado Principal de los Picos de Europa (figuras 7.6 y 7.7).

En la Unidad de los Picos de Europa, dentro de la denominada Caliza de Montaña se pueden identificar dos formaciones diferentes: Barcaliente y Valdeteja, cuya cartografía presenta no obstante importantes dificultades, dado que el contacto entre ambas no se reconoce visualmente a distancia y requiere la observación de la roca fresca en muestra de mano. Además, en algunas unidades, las facies laminadas de la Formación Barcaliente en su tramo superior (Lámina 7.II, foto 11), alternan con niveles de calizas grises masivas comparables a las facies más típicas de Valdeteja.

Parada nº 3: Balneario de La Hermida

A la altura del pueblo de la Hermida (figura 7.4) afloran lutitas rojizas con intercalaciones de areniscas y niveles con participación volcánica, que han sido atribuidas al Pérmico, encajadas por varias fallas alpinas entre calizas masivas claras correspondientes a la Formación Picos de Europa. En relación con la falla que limita por el S estos materiales pérmicos se producen surgencias de aguas termales (60°C) a ambos lados del cauce del Río Deva. En la margen oriental las ruinas de un antiguo balneario delatan la presencia de las fuentes termales mientras que en la ribera occidental se intuye la presencia de aguas termales por los vapores que salen en la orilla del río.

Parada nº 4: Monasterio de Sto. Toribio de Liébana

Aprovechando la privilegiada situación en la que se encuentra enclavada la Ermita de San Miguel, en las proximidades del Monasterio de Sto Toribio de Liébana, tenemos una panorámica de todo el frente de la Unidad de Picos de Europa en la cual se observa su contacto mecánico con los materiales pizarrosos carboníferos del Grupo Cervera dentro de la Región del Pisuerga-Carrión. Además pueden observarse depósitos originados por procesos de erosión de las laderas, como son la avalancha de rocas situada sobre el pueblo de Brez y el flujo ubicado bajo el pueblo de Turieno.

Parada nº 5: Peña de Oviedo

Desde la pista que asciende de Mogrovejo a los Puertos de Áliva se dispone de una privilegiada perspectiva de las Láminas Frontales de la Unidad de Picos de Europa, en la ladera que desciende vertiginosamente desde las cumbres de Andara hacia Liébana. La secuencia carbonífera implicada en el cabalgamiento frontal muestra claramente las distintas unidades identificadas en el mapa de la figura 7.4: Caliza de Montaña, Formación Picos de Europa con su miembro inferior tableado y la Formación Lebeña. Toda esta sucesión se encuentra a su vez cabalgada por la Caliza de Montaña situada en la base del Imbricado Principal.

La mole calcárea que constituye La Peña de la Cerra y el Prao la Llampá, situada sobre el pueblo de Brez y adelantada hacia el S del frente de los Picos, muestra en la distancia un aspecto aparentemente masivo aunque constituye en realidad un depósito brechoide con bloques angulosos que alcanzan dimensiones de decenas de metros y se acumulan caóticamente sin ninguna ordenación interna aparente. Este depósito ha sido interpretado como el resto erosionado de una enorme avalancha rocosa desprendida desde las laderas de Andara, constituyendo el desprendimiento de rocas de mayores dimensiones de la Cordillera Cantábrica. La dinámica de estos movimientos es muy rápida, lo que los convierte en fenómenos catastróficos, de gran poder destructivo. La fuerte erosión que muestra el depósito de Brez, junto a su situación en el relieve, bastante desconectado de la ladera, sugiere una edad relativamente antigua para el origen de la avalancha.

Parada nº 6: Puertos de Áliva

Excavados sobre los blandos materiales de la Formación Lebeña, los Puertos de Áliva (figura 7.4) constituyen un enclave singular, en el que se desarrolló una activa minería durante gran parte del siglo y se preservan interesantes ejemplos del modelado glaciar que afectó a los Picos de Europa. La amplitud de estos puertos, rodeados por elevadas cumbres y su altura, junto a la poca resistencia a la erosión del substrato, han ocasionado la presencia de numerosos depósitos glaciares y periglaciares que han sido mencionados ya en trabajos muy antiguos (Hernández Pacheco, 1959). Marquínez (1978) realiza una primera cartografía de los mismos, mientras que Frochoso (1980) y Flor y Baylón (1989), han realizado un estudio geomorfológico de estos depósitos.

En Áliva se pueden identificar dos sistemas glaciares principales (figura 7.8):

Sistema de las Salgardas: se inicia en Cueto Redondo (1.909 m) por el S y los contrafuertes de Peña Olvidada (2.406 m) por el W, vertiendo hacia los Puertos de Áliva en el NE, para iniciar luego un giro hacia el S siguiendo el valle del Río Nevandi. En su cabecera y a través de la Horcadina de Covarrobres que actuó como zona de difluencia glaciaria, este sistema debió también recibir alimentación desde el gran sistema que descendía desde el Jou Sin Tierra y Lloroza.

Aunque el Glaciar de las Salgardas debió desbordarse hacia el Valle del Duje y descender más abajo de las invernales de Igüedri (1.260 m) durante su mayor extensión, lo más espectacular son los arcos morrénicos perfectamente conservados entre 1.500 y 1.550 m, remarcando la existencia de una larga etapa de estabilización del frente glaciario a esta altura.

Sistema del Duje: se inicia en los circos altos de Peña Vieja (2.613 m) y Peña Olvidada (2.430 m), descendiendo el hielo a través de la Canal del Vidrio y los Puertos de Áliva hacia el E, siguiendo el Valle del Duje. Durante su mayor extensión, este sistema recibía igualmente alimentación del Valle de las Salgardas y de los valles procedentes de Andara (Canalón del Jierro, Canal de Jidiello etc.) así como del Glaciar de las Moñetas.

La espectacular morrena de la Llomba del Toro, situada a lo largo del Valle del Duje, con sus 3,5 Km de longitud, constituye el cordón morrénico más largo de los que se conservan en la Cordillera Cantábrica (Lámina 7.I, foto 4). Otros depósitos morrénicos más elevados y un pequeño cordón de nivación situado en las proximidades del Chalet Real, contribuyen a ofrecer una perspectiva completa de la regresión holocena de este sistema glaciario.

La morrena de la Llomba cerró un sector del valle, actuando como una presa natural y propiciando el desarrollo de un depósito glacio-lacustre de cierta extensión en el área denominada Campo Mayor. Cerca del frente de las Salgardas, aparece otro represamiento semejante (Campo Menor).

Además de los numerosos depósitos de clastos desprendidos de los escarpes tras la retirada de los hielos, que recubren los pies de las laderas circundantes a los Puertos de Áliva, y en los que se reconocen así mismo canales de transporte por aludes de nieve y flujos de rocas, existen en esta área otros depósitos degradados de brechas calcáreas fuertemente cementadas, cuyo significado presenta un marcado interés para la interpretación de la evolución morfológica y climática de los Picos de Europa.

Parada nº 7: Horcadina de Covarrobres

Desde esta localidad hacia el W y NW (figura 7.4), se ofrece una perspectiva del modelado glaciario que generó un fondo de valle amplio, con cubetas sobreexcavadas (Hoyo sin Tierra y Hoyos de Lloroza), flanqueadas por escarpadas laderas. Este sistema glaciario, que poseía una amplia zona de alimentación excavada

enteramente en calizas, generó pocos depósitos en la zona, vertiendo el hielo en precipitada caída hacia las vegas de Fuente Dé. Tras la retirada de los hielos, la fracturación de los escarpes laterales ha producido grandes cantidades de clastos que forman las lleras o canchales que recubren los pies de estos escarpes.

En las calizas claras bioclásticas de la Formación Picos de Europa, que afloran extensamente en este sector (Lámina 7.II, foto 12), se pueden diferenciar algunos elementos típicos del modelado kárstico, que retocan completamente la superficie de las formas glaciares previas: dolinas y uvalas en las depresiones de sobreexcavación glacial, en cuyo fondo se acumulan depósitos con participación glacial y residuos insolubles de origen kárstico, que dan lugar a un tapiz de sedimentos en algunas depresiones que puede llegar a impermeabilizar su fondo y permiten el encharcamiento temporal.

La superficie de las rocas, allí donde no se encuentra recubierta por clastos, está surcada así mismo por multitud de formas menores de disolución que dan lugar a un extenso lapiaz desnudo en el que predominan las formas con aristas y bordes cortantes. *Grikes*, *Clints*, distintos tipos de *rills* o canalizos, *kamenitsas*, *flutes*, *rain pits*, *ripples*, etc., se pueden encontrar sobre esta variada y rugosa superficie, en la que la disolución ha actuado a favor de las fisas y discontinuidades de la roca, resaltando por el contrario los elementos menos solubles.

Esta zona constituye igualmente un área de captación de aguas hacia el interior del macizo kárstico, siguiendo una red de conductos de trazado preferentemente vertical que transportan las aguas a grandes profundidades, hacia los colectores activos freáticos, a través de los cuales circulan hasta las surgencias próximas a los cauces.

Parada nº 8: Lebeña

Sobre las calizas de Picos de Europa se apoya discordantemente una variada sucesión de unos 700 m de espesor, constituida por pizarras, conglomerados calcáreos y capas de calizas y areniscas. Esta formación fue descrita en los alrededores del pueblo de Lebeña (Maas, 1974) y se le asignó una edad Kasimoviense. Maas consideró los afloramientos de las Vegas de Áliva y Collado de Cámara como Moscovienses, interpretándolos como un cambio de facies dentro del miembro superior de la Formación Picos de Europa y con ellos estableció una nueva formación a la que denominó Pizarras de Áliva. Debido a la continuidad cartográfica entre las formaciones Lebeña y Pizarras de Áliva, a la identidad de sus facies y a la inseguridad de las dataciones efectuadas en estos materiales, se han agrupado ambas formaciones manteniéndose la denominación de Formación Lebeña (Marquínez, 1978).

Esta formación presenta importantes cambios de facies como queda expuesto en las figuras 7.6 y 7.9, y en la que se muestran sucesivas secciones a lo largo de 20 km, desde Lebeña hasta los Puertos de Áliva. Las características de estas sucesiones, con rápidos cambios de facies, importantes niveles conglomeráticos,

abundancia de ritmitas con Ciclos de Bouma de marcado carácter turbidítico y, especialmente, la presencia de grandes olistolitos y olistostromos, permite considerarla como una serie marina de tipo *wild-flisch*, depositada simultáneamente al emplazamiento de los mantos en la cuenca de sedimentación.

Encima del pueblo de Allende y extendiéndose lateralmente hacia el pueblo de Lebeña, se aprecian claramente los olistolitos incluidos en esta sucesión. Estos bloques forman en realidad parte de niveles de olistostromos (figura 7.8) implicando a la Formación Picos de Europa y a rocas de la propia Formación Lebeña (Lámina 7.II, foto 13). En Áliva existen igualmente niveles de olistostromos de características similares a los de Allende y que se extienden desde las laderas de Peña Vieja hasta el E del Collado de Cámara.

En los conglomerados calcáreos, en el olistostromo de Áliva y en las calizas bioclásticas, se han encontrado fusulínidos que permiten asignar a la Formación Lebeña una edad mínima de Kasimoviense, que puede igualmente ser atribuida al emplazamiento de los mantos en este sector de los Picos de Europa.

Parada nº 9: Puentellés

En este lugar (figura 7.4) fue definida la Formación Puentellés (Martínez García, 1981), que se apoya sobre la Formación Picos de Europa, y en contacto con la cual se encuentran unos niveles delgados de pizarras y areniscas. La Formación presenta aquí un espesor de unos 400 m (Truyols *et al.*, 1979), caracterizándose en sus tramos basales por la presencia de calizas masivas claras, muy semejantes a las calizas de la Formación Picos de Europa. Sobre estos niveles afloran calizas bioclásticas oscuras y tableadas, que alternan con niveles de lutitas oscuras. En las calizas abundan los restos de algas y foraminíferos, entre los que se han identificado distintos fusulínidos que han permitido establecer una edad Kasimoviense para esta Formación. Finalmente, la secuencia prosigue con calizas más claras, estratificadas en capas que presentan contactos ondulados con estilolitos, que evidencian disolución por presión (figura 7.10).

En los tramos medios y altos del miembro medio, se identifican a simple vista en la carretera que asciende desde Puentellés hacia Rodriguero, los esqueletos de fusulínidos de gran tamaño del grupo de los *Triticites*, entre los que se encuentra *Triticites ohioensis benshi* (foto en figura 7.11), fósil característico del Kasimoviense superior. Por encima de la Formación Puentellés, en contacto discordante, se encuentran las turbiditas de la Formación Cavandi (Martínez-García y Wagner, 1982), cuyas características se asemejan a las de la Formación Lebeña, de una edad y significado probablemente comparable.

BIBLIOGRAFÍA

Alonso, J.L. (1987). Sequences of thrusts and displacement transfer in the superposed duplexes of the Esla nappe Region (Cantabrian Zone, NW Spain). **J. Struc. Geol.** 9.

- Alonso, J.L., Pulgar, J.Á.; García-Ramos, J.C. y Barba, P. (1995). Tertiary basins and alpine tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain). En: P.F. Friend y C. Dabrio, (Eds.): **Tertiary Basins of Spain. Tectonics, climate and sea-level changes**. Cambridge Univ. Press.
- Alonso, V.; González, J.J. (1998). Presencia de hielo glacial en los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica). El helero del Jou Negro. **Cuaternario y geomorfología**, 12 (1-2).
- Alvárez-Marrón, J.; Heredia, N.; Pérez-Estaún, A. (1989). Mapa Geológico de la Región del Ponga. **Trabajos de Geología**, 18. Universidad de Oviedo.
- Arbolea, M.L. (1981). La estructura del Manto del Esla (Cordillera Cantábrica, León). **Bol. I.G.M.E.**, XCII (I).
- Bahamonde, J.R.; Colmenero, J.R.; Vera, C. (1996). Growth and demise of Late Carboniferous carbonate platforms in the eastern Cantabrian Zone, Asturias, NW Spain. **Sedimentary Geology**, 110.
- Bahamonde, J.R., Vera, C., Colmenero, J.R. (1997). Geometría y facies del margen progradante de una plataforma carbonatada carbonífera (Unidad de los Picos de Europa, Zona Cantábrica). **Revista de la Sociedad Geológica de España**, vol 10 (1-2).
- Bordonau, J.; Serrat, D.; Vilaplana, J.M. (1992). Las fases glaciares cuaternarias en los Pirineos. En Cearreta, A. y Ugarte, F.M. (eds.): **The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region**.
- Castañón, J.C.; Frochoso, M. (1992). La Glaciación Würm en las montañas cantábricas. En Cearreta, A. y Ugarte, F.M. (eds.): **The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region**.
- Delgado, J.; Argüelles, J.M. (1979). Breve información sobre los Picos de Europa. **Mem de la Soc Bot. de Génova**.
- Farias, P.; Marquínez, J.; Rodríguez, M.L., (1990). Geomorfología y origen de la depresión de Comeya (Picos de Europa, Asturias). **I Reunión Nacional de Geomorfología**, 91-101. Teruel, 1990.
- Fernández, E. (1999). **Zonación Morfodinámica e incidencia antrópica en los estuarios de Tina Mayor y Tina Menor (Costa Cantábrica)**. Seminario de investigación. Dpto. de Geología. Universidad de Oviedo.
- Flor, G. Baylón-Misioné, J.I. (1989). Glaciarismo cuaternario en los Puertos de Áliva (Macizo Oriental de los Picos de Europa, Occidente de Cantabria). **Cuaternario y Geomorfología**, vol 3 (1-2).
- Frochoso, M. (1980). El Macizo Central de Picos de Europa y sus glaciares. **Eria**, vol 1. Geomorfología. Glaciarismo.
- Hernández Pacheco, E. (1959). La morrena periglacial de Peña Vieja. Picos de Europa (Santander). **Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat.**, XLV.
- Jiménez, M. (1996). El Glaciarismo en la cuenca alta del Río Nalón (NW de España): una propuesta de evolución de los sistemas glaciares cuaternarios en la Cordillera Cantábrica. **Revista de la Sociedad Geológica de España**.

- Jiménez,M. y Marquínez,J. (1990). Morfología glaciaria en la cuenca alta del Río Nalón. Cordillera Cantábrica. En: Gutiérrez, M.; Peña, J.L. y Lozano, M.V. (Ed.). **Actas de la I Reunión Nacional de Geomorfología**, 1.
- Julivert,M. (1971). Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of NW Spain. **Am. J. Sci.**, 270.
- Maas,K. (1974). The Geology of Liébana. Cantabrian Mountains, Spain. Deposition and deformation in a flysch area. **Leidse Geol. Meded.**
- Marcos,A. (1967). Estudio geológico del reborde NW de los Picos de Europa (región de Onís-Cabrales, Cordillera Cantábrica). **Trabajos de Geología**, 1. Univ. de Oviedo.
- Marcos,A. (1973). Las series del Paleozoico Inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España). **Trabajos de Geología**, 11. Univ. de Oviedo.
- Marcos,A. y Pulgar,J.A. (1982). An approach to the tectonostratigraphic evolution of the Cantabrian foreland thrust and fold belt. Hercynian Cordillera of NW Spain. **Neues Jahrb. Geol. Palaeontol. Abh.**, 163 (2).
- Marquínez,J. (1978). Estudio geológico del sector SE de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NW de España). **Trabajos de Geología**, 10. Univ. de Oviedo.
- Marquínez,J. (1989). Mapa geológico de la Región del Cuera y Los Picos de Europa. **Trabajos de Geología**, 18, Univ. de Oviedo.
- Marquínez,J. (1990). Tectónica y Relieve en la Cornisa Cantábrica. En Cearreta,A. y Ugarte,F.M. (eds.): **The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region**.
- Marquínez,J.; Farias,P., Felicísimo,A.M.; Villanueva,M.; Humara,J.L.; García,P.; Menéndez,R. y Jiménez,M. (1990). **Geología del Parque Nacional de la Montaña de Covadonga**. ICONA. Informe inédito.
- Marquínez,J., Méndez,C.A.; Menéndez-Alvarez; L.C.; Sánchez de Posada,L.C. y Villa,E. (1982). Datos bioestratigráficos de la sucesión carbonífera (Turnesiense-Kasimo-viense) de Las Llacerias, Picos de Europa, N de España.
- Martínez García,E. (1980). Mapa geológico a escala 1:50.000 de la Hoja 32 (Llanes). **I.T.G.E.**, Serie MAGNA.
- Martínez García,E. (1981). El Paleozoico de la Zona Cantábrica Oriental (NW España). **Trabajos de Geología**, 11. Univ. de Oviedo.
- Martínez García,E. y Villa,E. (1998). El desarrollo estratigráfico en las unidades alóctonas del área de Gamonedo-Cabrales (Picos de Europa, Asturias, NW de España). **Geogaceta**, 24.
- Martínez García,E. y Wagner,R.H. (1982). Una cuenca marina del Estefaniense superior en el NorE de España. **Trabajos de Geología**, 12. Univ. de Oviedo.
- Menéndez,R. y Marquínez,J. (1996). Glaciarismo y evolución tardiglaciaria de las vertientes en el Valle de Somiedo (Cordillera Cantábrica). **Cuaternario y Geomorfología**, vol 10 (3-4).

- Navarro,D.; Leyva,F. y Villa,E. (1986). Cambios laterales de facies en el Carbonífero del Oriente de Asturias (Cordillera Cantábrica, N de España). **Trabajos de Geología**, 16. Univ. de Oviedo.
- Obermaier,H. (1914). Estudio de los glaciares de Picos de Europa. **Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales (Geología)**: 9.
- Pérez-Estaún,A.; Bastida,F.; Alonso,J.L.; Marquínez,J.; Aller,J.; Alvarez-Marrón,J.; Marcos,A. y Pulgar,J.A., (1988). A Thin-Skinned Tectonics Model for an arcuate fold and thrust belt: The Cantabrian Zone (Variscan ibero-Armorican Arc). **Tectonics**, vol 7, nº 3.
- Portero,J.M.; Ramírez del Pozo,J.; Olivé,A. y Martín,J.M., (1972). Mapa geológico a escala 1:50.000 de la Hoja 33 (Comillas). **I.T.G.E.**, Serie MAGNA.
- Pulgar,J.A.; Pérez-Estaún,A.; Gallart,J., Alvarez Marrón,J.; Alonso,J.L., Gallastegui,J. y ESCIN Group, (1995). The ESCIN-2 deep seismic reflection profile, a traverse across the Cantabrian Mountain and adjacent Duero Basin. **Rev. Soc. Geol. España**, 8 (4).
- Trujols,J.; González,J.; Marquínez,J.; Martínez,C.; Méndez,C.; Menéndez,J.R. y Sánchez de Posada,L. (1979). Preliminary Note on Two Marine Sections (Tournaisian-Kasimovian) in the Picos de Europa Area (Cantabrian Mountains, NW Spain). En: Sutherland,P.K y Manger,W.L. (eds.): **Compte Rendu Neuvième Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère**, vol 2.
- Wagner,R.H.; Winkler Prins,C.F. y Riding,R.E. (1971). Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in Northern Leon, Spain. **Trabajos de Geología**, 4. Univ. de Oviedo.
- Zamarreño,I. (1972). Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la Zona Cantábrica (W de España) y su distribución paleogeográfica. **Trabajos de Geología**, 5. Univ. de Oviedo.

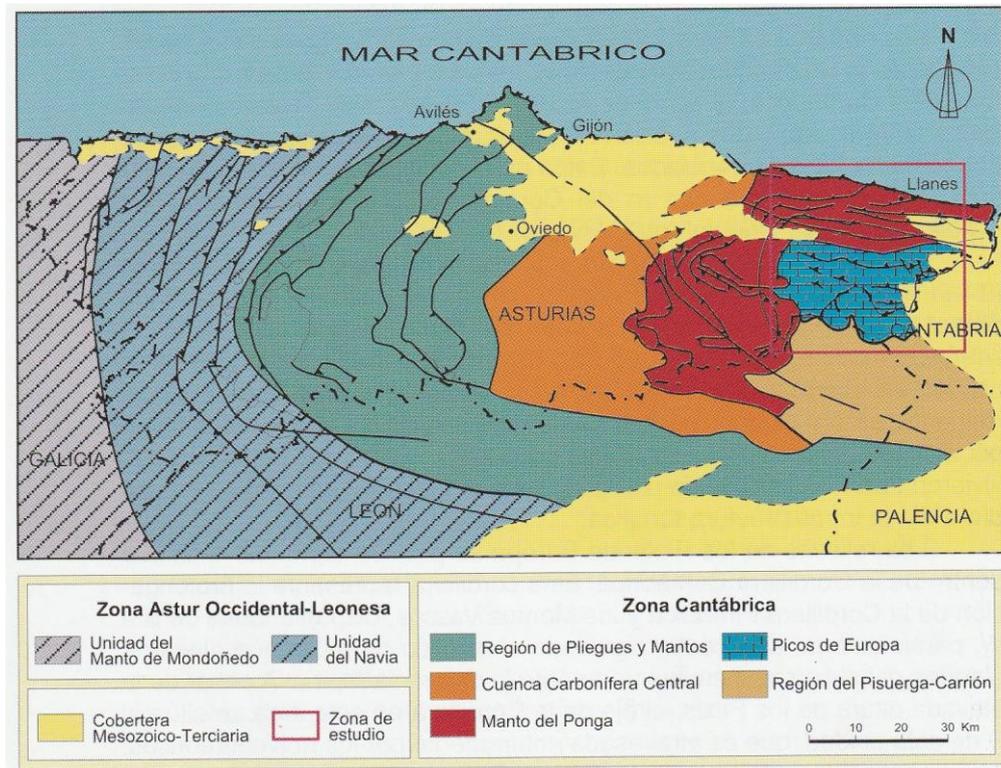


Figura 7.1. Situación geológica de la Unidad de los Picos de Europa en relación con las zonas más externas de la rama norte de la Cordillera Varisca en el Macizo Hespérico (basado en Julivert, 1967 y Marcos, 1973).

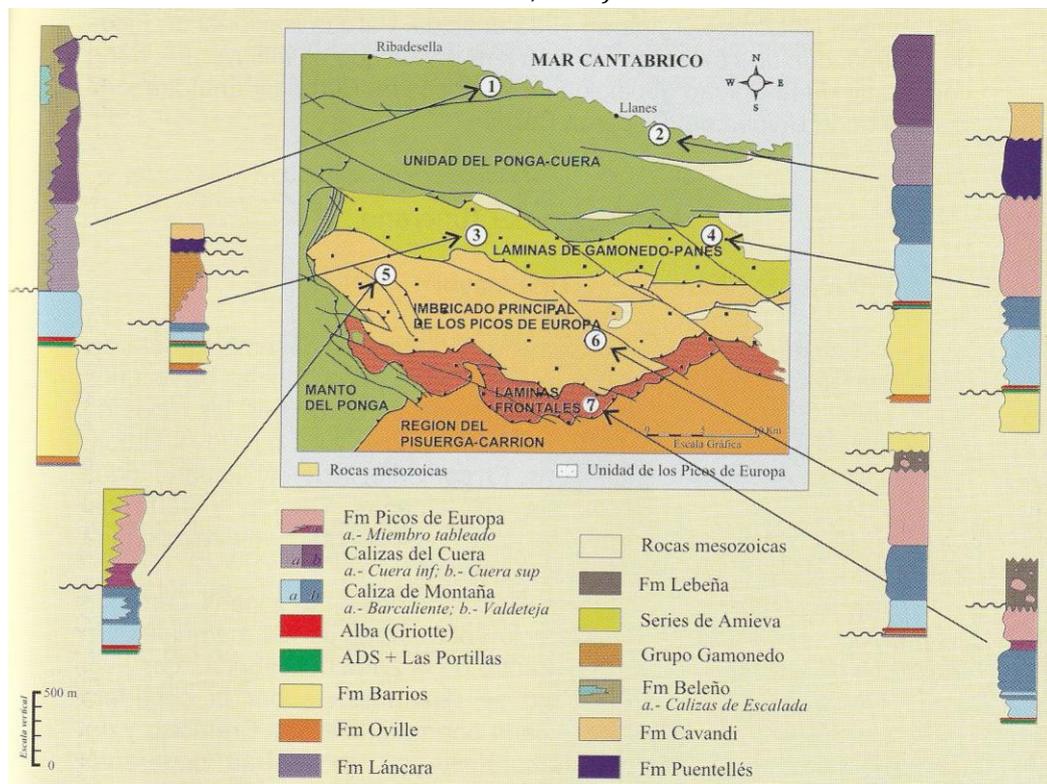


Figura 7.2. Columnas estratigráficas sintéticas en distintas secciones a lo largo de las unidades del Ponga-Cuera y de Picos de Europa. 1.- Naves; 2.- Purón; 3.- Gamonedo (Martínez y Villa, 1998); 4.- Puentellés (Truyols et al., 1979); 5.- Las Llacierias (Marquín et al., 1982); 6.- Sotres-Balcosín; 7.- Nevandi (Truyols et al., 1979).

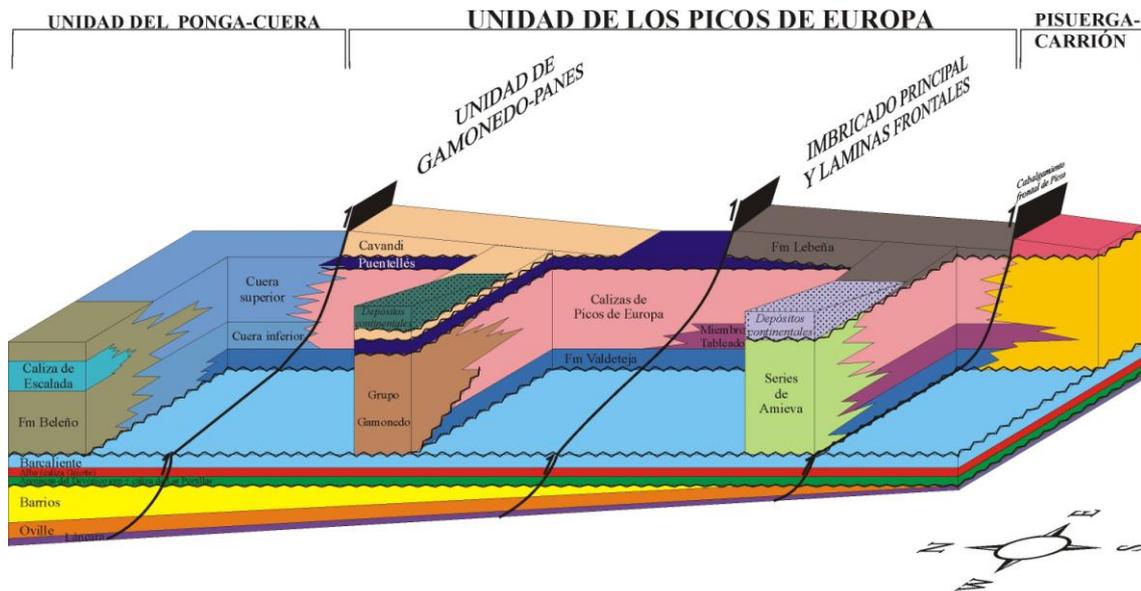


Figura 7.5. Bloque tridimensional esquemático mostrando las relaciones espaciales entre las distintas formaciones litológicas de las unidades de Picos de Europa y del Ponga-Cuera.

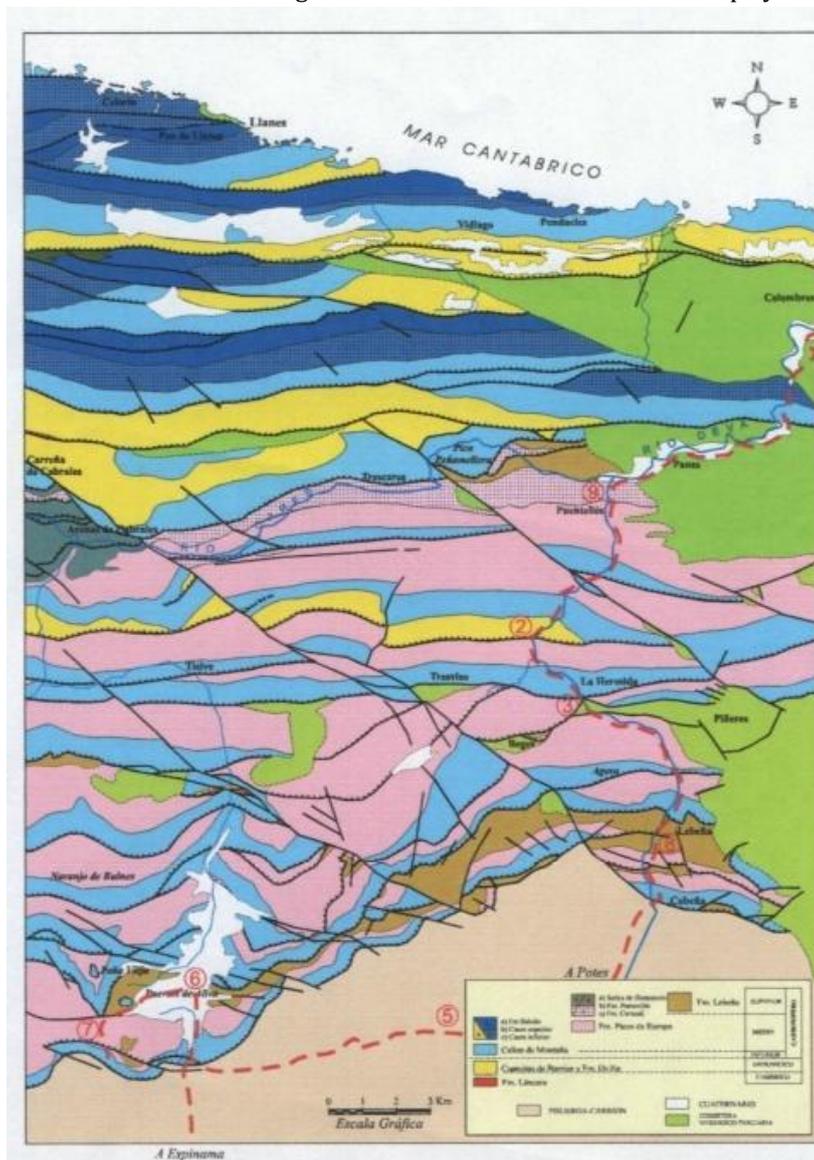


Figura 7.6. Mapa geológico de la Región del Ponga-Cuera y de Picos de Europa (tomado de Marquínez, 1989) mostrando la situación del itinerario a seguir con sus correspondientes paradas: (2) Rumenes; (3) Balneario de La Hermida; (4) Monasterio de Sto Toribio de Liébana; (5) Peña de Oviedo; (6) Puertos de Aliva; (7) Horcadina de Covarrobres; (8) Lebeña; (9) Puentellés.

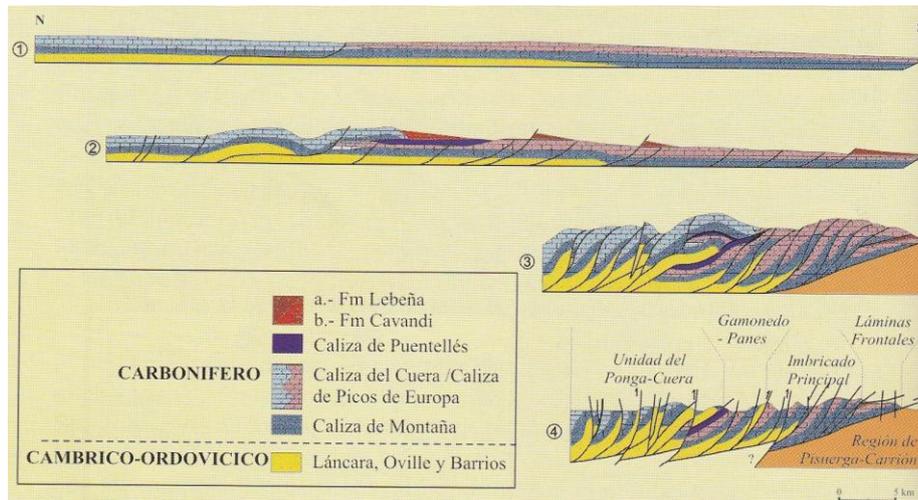


Figura 7.7. Evolución de la Unidad de Picos de Europa en el tiempo. (1) Situación previa al emplazamiento de los mantos. (2) Emplazamiento del Manto del Ponga-Cuera (se señala también la situación de sedimentos sinorogénicos asociados al posterior emplazamiento de algunos mantos). (3) Desarrollo completo idealizado del sistema imbricado de láminas de la Unidad de Picos de Europa, con un acortamiento interno próximo al 60% y un desplazamiento de unos 15 km sobre la Unidad del Pisuegra-Carrión. (4) Situación actual tras la deformación alpina que produjo el rejuego de algunas de las estructuras anteriores y la erosión de la cobertera mesozoica que recubrió a esta unidad (tomado de Marquínez, 1989).

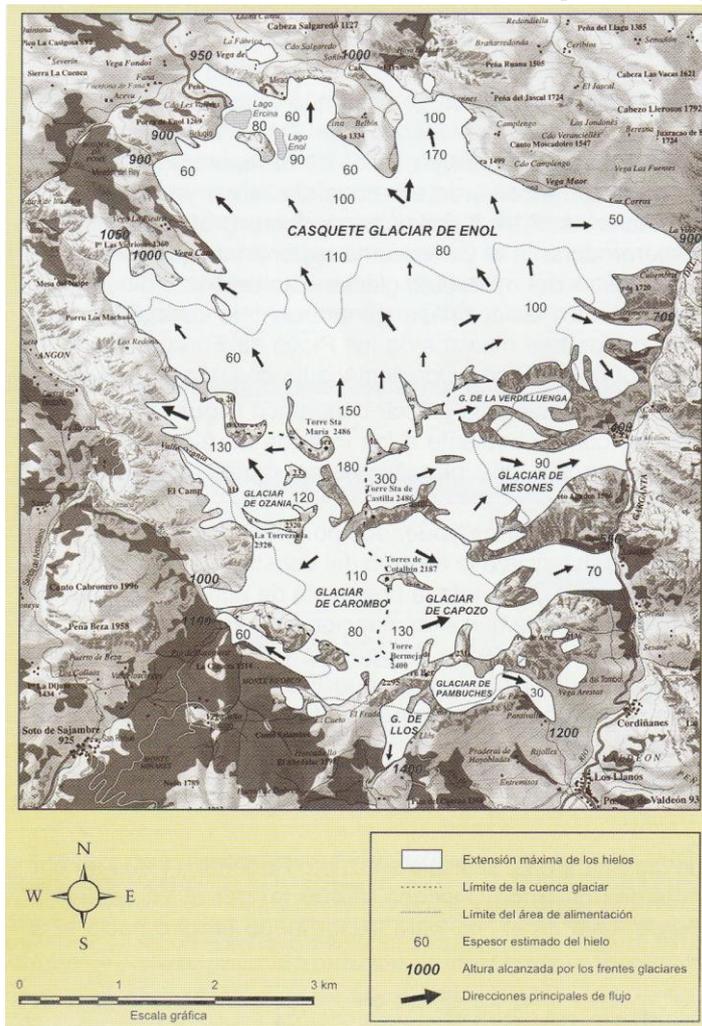


Figura 7.8. Reconstrucción de los sistemas glaciares en el Macizo Occidental de los Picos de Europa durante el momento de máxima extensión de los hielos (Marquínez, et al., 1990. Informe Inédito).

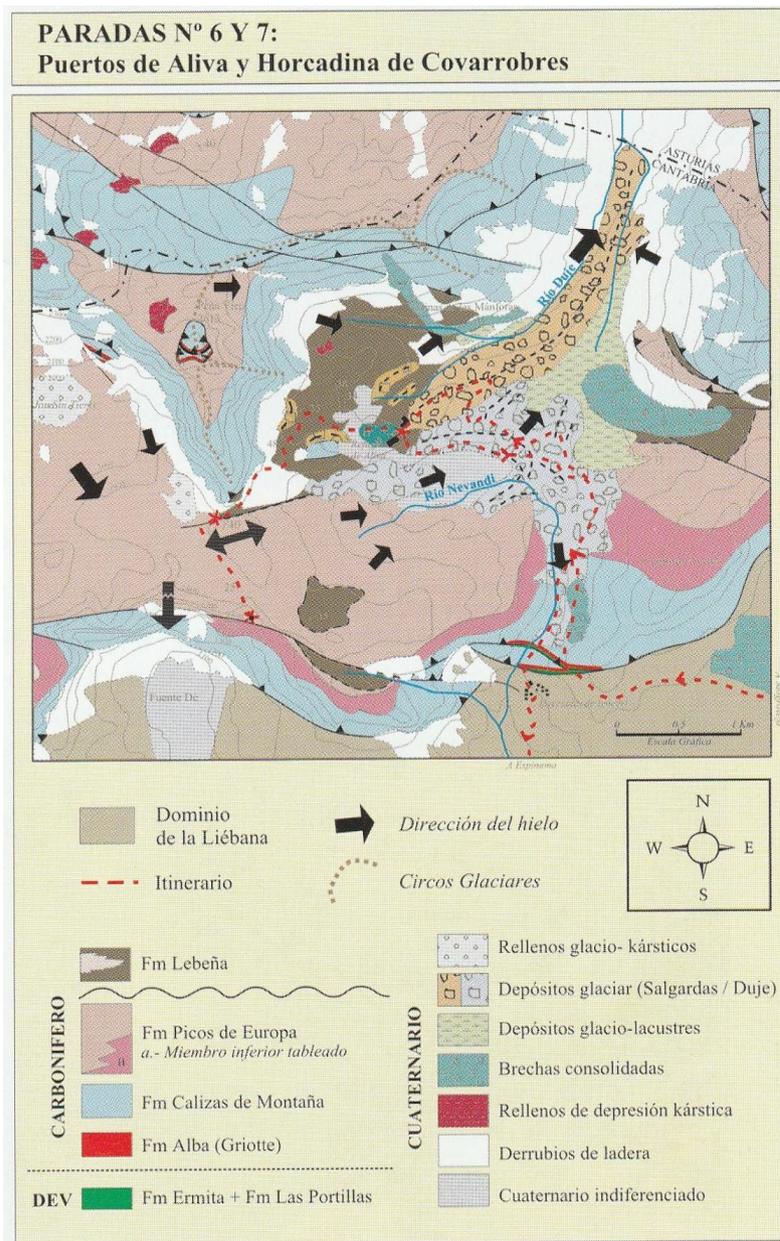


Figura 7.9. Mapa geológico y gemnomorfológico de los alrededores de los Puertos de Áliva (modificado por Marquínez, 1978; Baylón y Flor, 1989).



Figura 7.10. Columnas estratigráficas esquemáticas de la Formación Lebeña realizadas a lo largo de la Unidad Frontal, en las que se muestran los importantes cambios de facies existentes. Es de destacar la existencia de cantos calcáreos de la Fm. Picos de Europa y de la propia Fm. Lebeña dentro de los olistostromos de Aliva y Allende, (Marquínez, 1978).

PARADA N° 8: Olistostromos de Lebeña

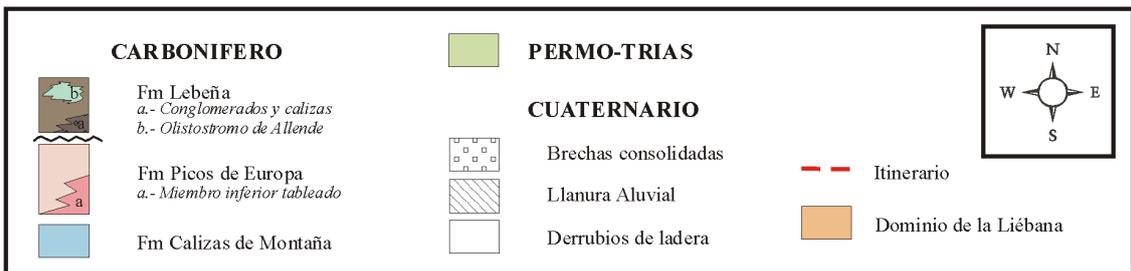
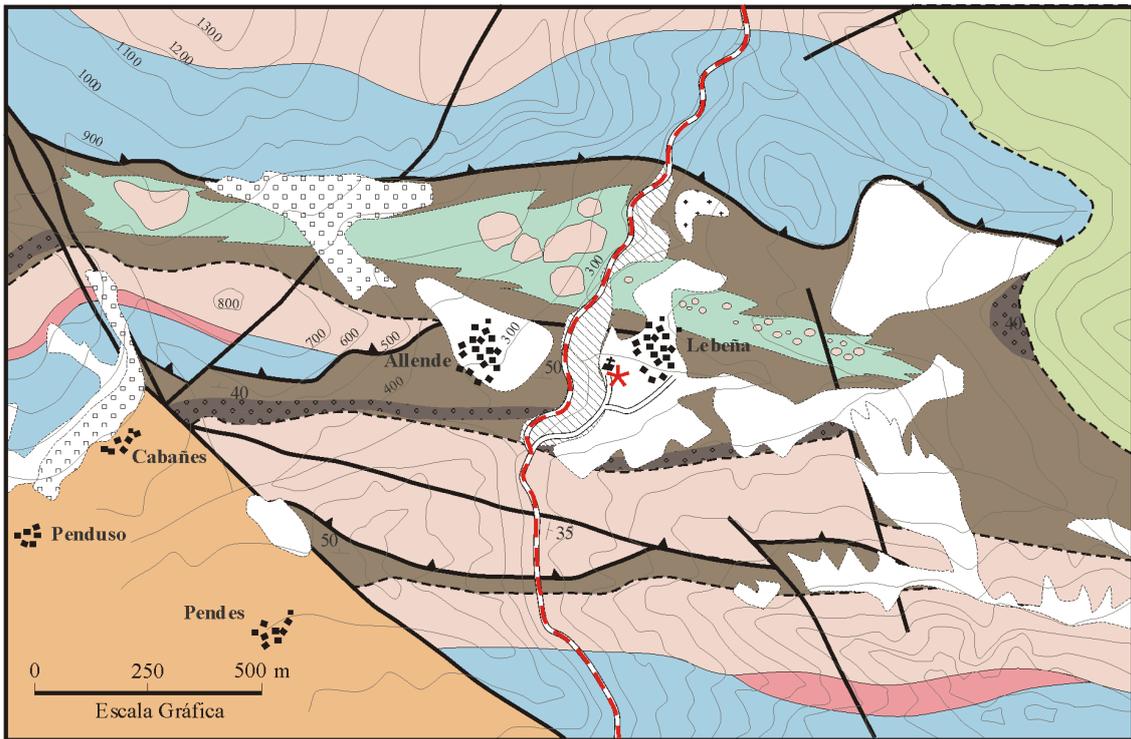


Figura 7.11. Mapa geológico del área de Lebeña en el que se aprecia la existencia de grandes olistostromos dentro de la Fm. Lebeña, (Marquínez, 1978).

PARADA Nº 9 : Calizas de Puentellés

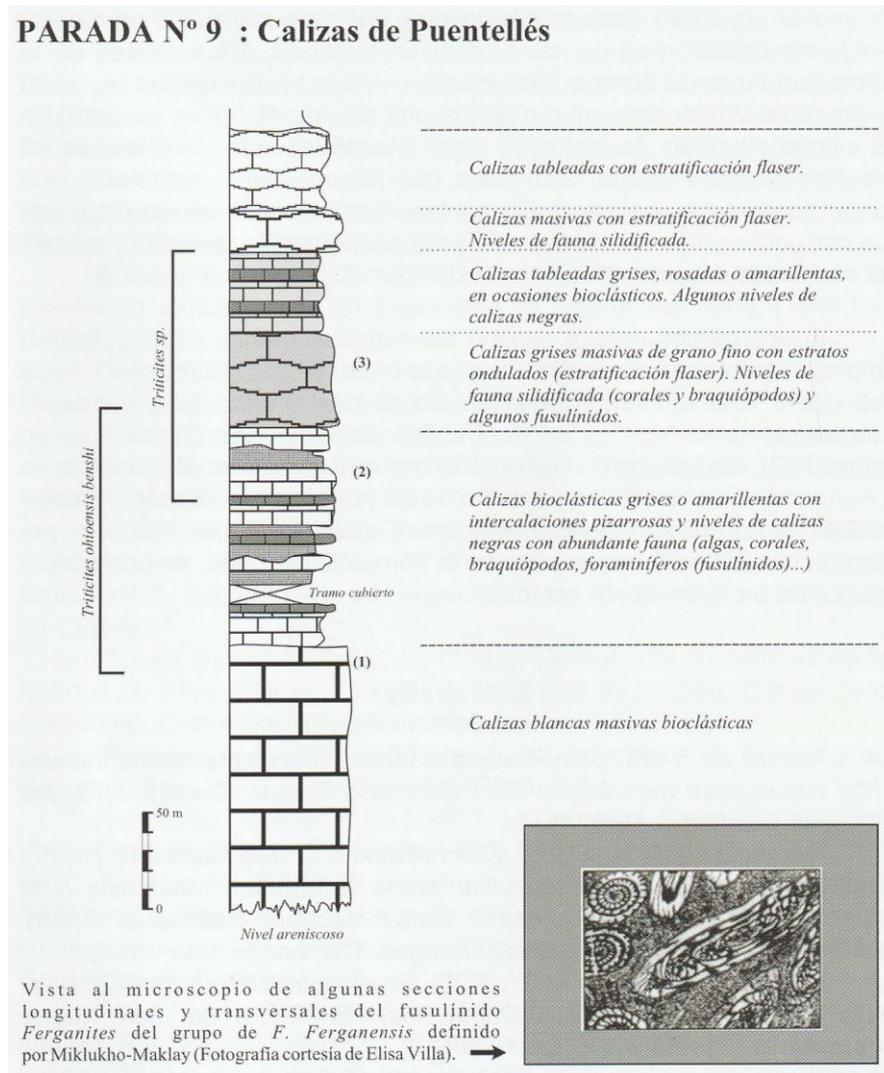


Figura 7.12. Columna estratigráfica esquemática de la Fm. Puentellés en las cercanías de Panes, (Truyols et al., 1979).

GEOCANTABRIA 8.

LITORAL DE CANTABRIA (I): SANTANDER-UNQUERA.

José Ramón Díaz de Terán Mira

Dpto. C.I.T.I.M.A.C., Univ. de Cantabria, Santander

INTRODUCCIÓN

Tradicionalmente se han diferenciado en Cantabria dos grandes áreas naturales: La Marina y La Montaña. Entre ellas se observan diferencias notables, tanto en la topografía, como en el clima, la geología, la flora y la fauna, e incluso en la densidad de población y en el carácter de los asentamientos humanos.

La Marina y La Montaña están separadas una de otra por la Sierra del Escudo de Cabuérniga, elevación topográfica que recorre la región en sentido O-E. La Marina es la zona situada a lo largo de la franja costera, con relieve y clima suave, donde está concentrada la mayoría de la población. La Montaña incluye los dos tercios meridionales del territorio regional, con un relieve en general abrupto, un clima más duro y con una baja densidad de población (figura 8.1).

La costa de la región, que comprende un total de 165'7 km de litoral, es por lo general rectilínea, influida por la alineación general O-E de las principales estructuras geológicas de la región acantilada en su mayoría (135'5 km de acantilados, equivalente al 77% del total de la línea de costa), aunque truncada por la presencia de rías y estuarios que por lo general provienen de la inundación por el mar de los cursos bajos de los principales valles fluviales, como por ejemplo Tina Menor y Tina Mayor, ría de San Vicente de la Barquera, La Rabia, Suances, Mogro, la propia bahía de Santander, y, ya hacia el E, la ría del Asón. En total existen 22 estuarios y áreas marismas, que ocupan en la actualidad unos 47 millones de m².

Un rasgo específico del paisaje de La Marina son las grandes extensiones de topografía suave y pendiente débil hacia el mar, conocidas como rasas. Corresponden a zonas antaño sumergidas que, debido a la erosión marina, fueron arrasadas y que, posteriormente, como consecuencia de los cambios del nivel del mar durante los últimos centenares de miles de años, han quedado emergidas. En Cantabria hay hasta nueve niveles marinos emergidos, que ponen en evidencia distintas situaciones del nivel del mar en épocas pasadas y que se sitúan desde los 200 m sobre el nivel del mar actual (sierras Planas de Pechón y Prellezo) hasta los 2-5 m (por ejemplo, en la playa de Oyambre); aunque el nivel más extenso y mejor representado se sitúa aproximadamente hacia los 80 m sobre el nivel del mar actual (inmediaciones de Liencres).

Aunque los valles fluviales constituyen un rasgo común tanto en La Marina como en La Montaña, en la zona costera, estos valles, próximos a su desembocadura, son amplios, de fondo plano y con laderas suaves. La amplitud de

estos valles fluviales costeros y el material de aluvión que constituye el fondo de los mismos permiten el desarrollo de los suelos más feraces de la región, dando lugar a las fértiles vegas que representan las zonas de mayor riqueza agrícola de Cantabria: es el caso del río Besaya en Torrelavega, o del río Saja en Cabezón de la Sal. En La Montaña, por el contrario, los valles, con laderas más pronunciadas, presentan fondos angostos y estrechos y escasean las zonas de vega.

Otro rasgo a destacar en el paisaje de La Marina, existente también en La Montaña, son los macizos kársticos. Casi un tercio de la superficie regional está constituida por materiales calizos, por lo que las morfologías kársticas superficiales y subterráneas abundan en la región. La extensión, variedad y diversidad de formas, así como la importancia ecológica de estos ambientes, confieren a los macizos kársticos un valor extraordinario como patrimonio natural.

En general, La Marina presenta pendientes relativamente suaves, con predominio de ligeras ondulaciones topográficas, salvo en las áreas ocupadas por los macizos karstificados (zona de Udías-Alfoz de Lloredo, por ejemplo). Las altitudes son pequeñas, no sobrepasando en general los 300 m.

Desde el punto de vista geológico (figura 8.2), la zona occidental de La Marina presenta un conjunto de estructuras, pliegues y fallas, con una dirección general E-O. Destaca la estructura que forma la Sierra del Escudo de Cabuérniga, un gran anticlinal fallado en su flanco S, que constituye el límite meridional de la comarca costera y que está formado por calizas carboníferas masivas y por areniscas y limolitas rojizas del Triásico. Otra estructura notable en la zona, es el gran sinclinal que se extiende desde Udías y Santillana del Mar hasta Santander, y que está constituido, en sus niveles inferiores hacia el O, por grandes espesores de caliza del Cretácico Inferior (caliza Urganiana), mientras que hacia el E, los niveles superiores están formados por areniscas, limolitas, calizas y margas del resto del Cretácico, para culminar, en el núcleo del sinclinal, en las proximidades de Santander, con las calizas arenosas del Terciario.

Otro rasgo geológico destacable de esta zona son los numerosos diapiros formados por arcillas rojizas del Trías, con yesos y sales. Entre ellos cabe destacar los de Cabezón de la Sal y Polanco (donde se explota actualmente la sal), los de las bahías de San Vicente de la Barquera y Santander y los de las ensenadas de Puerto Calderón y Usgo.

Los únicos terrenos terciarios de Cantabria aparecen en esta comarca en el eje del sinclinal Santillana-Santander, y en la zona situada entre Comillas y Unquera. Merece la pena señalar, en esta última zona, las calizas nummulíticas de San Vicente de la Barquera, con abundantísimos fósiles, así como el único Oligoceno marino del N de España, formado por las margas, arenas y conglomerados que aparecen en las inmediaciones de la playa de Oyambre.

Por último, cabe mencionar que en el extremo más occidental de la zona, en las inmediaciones de Tina Mayor y Tina Menor, aparecen los materiales más

antiguos, constituidos por cuarcitas y calizas paleozoicas (del Ordovícico y Carbonífero, respectivamente).

Respecto a la flora, en La Marina aparecen formaciones vegetales ligadas al medio litoral, de gran interés por su escasa representación superficial, como es el caso de los campos dunares, o por tratarse de áreas de máxima productividad biológica, como ocurre con las bahías y estuarios.

La unidad más característica de la zona costera la constituyen los prados de siega, base de la economía rural regional y que ocupan la mayor superficie de todas las formaciones vegetales. Se trata de una comunidad seminatural, formada por numerosas especies de gramíneas, leguminosas, etc., todas ellas de porte herbáceo, que, gracias a la humedad reinante, constituyen un césped continuo cuyas raíces están fuertemente imbricadas. Estas praderías, asentadas normalmente sobre suelos ricos, requieren para su mantenimiento la siega y el abonado periódicos, pues de lo contrario evolucionarían hacia la fase de matorral, siguiendo la sucesión ecológica natural.

Existen también cultivos hortícolas de primor en las tierras más bajas, llanas y soleadas. La benignidad del clima, como consecuencia de la proximidad del mar, permite la implantación en algunas zonas de cultivos frutícolas de carácter mediterráneo, como lo limonares de la zona de Novales, por ejemplo.

En cuanto al estrato arbustivo, son características de esta zona dos formaciones de distinto carácter fitogeográfico. Por un lado, las landas euatlánticas, formadas por matorrales arbustivos y subarbustivos de árgoma, escajo o tojo (*Ulex* sp.) y brezo (*Erica* ssp.), instalados sobre suelos ácidos, oligotróficos, en zonas directamente expuestas al sol. Se originan como consecuencia de la deforestación del bosque autóctono primitivo, por lo que constituyen una formación subserial. La otra formación arbustiva característica es el denominado encinar cántabro, o matorral mediterráneo, por pertenecer a este dominio corológico. Es una formación de carácter relictivo, instalada en épocas climáticas anteriores, ligada edafológicamente a la presencia de la caliza. Sus especies más importantes son la encina, el laurel, el madroño, etc.

El estrato arbóreo en la zona costera está dominado por las repoblaciones monoespecíficas de *Eucaliptus globulus*, destinadas a la industria papelera, y que provocan un fuerte impacto ecológico al afectar a la fauna y flora del suelo y alterar el régimen hídrico y modificar el paisaje de la zona.

Los restos de arbolado autóctono en La Marina son muy escasos, circunscribiéndose a pequeñas manchas aisladas en las vaguadas o en las zonas de difícil acceso. Estos retazos arbolados están formados por especies caducifolias en íntima mezcla (fresnos, avellanos, robles, castaños, etc.), supervivientes de una época pretérita en la que cubrían prácticamente todo el territorio, puesto que representan el clímax vegetal de esta zona costera.

Desde el punto de vista faunístico, las zonas de mayor interés son las ligadas al medio marino, como las rías y estuarios, dunas, acantilados, etc., en las que encuentra refugio una fauna peculiar, inexistente en otras áreas del territorio.

Las playas y rías son recorridas por aves limícolas, como el ostrero o el correlimos tridáctilo, así como por aves marinas en busca de reposo o de comida, como las gaviotas y los cormoranes. Las marismas de las zonas estuarinas son visitadas por numerosas bandadas de aves migratorias, como ánades, cigüeñuelas, somormujos, etc. De ahí que desde el punto de vista ornitológico constituyan lugares de valor excepcional.

Las dunas, como las de Liencres u Oyambre, contienen una comunidad de reptiles bien desarrollada (al menos siete especies) y de gran fragilidad dada la escasa movilidad de estas especies. En los cantiles rocosos de la costa se refugian algunas especies desplazadas de sus hábitats originales, como el halcón peregrino, el cernícalo, la marta, la comadreja, el zorro, etc. También anidan en los acantilados las cada vez más numerosas gaviotas.

El resto de la zona, debido a la intensa influencia humana, presenta un espectro faunístico de poco interés, aunque cabe mencionar los cada vez más escasos mamíferos depredadores de pequeño y medio tamaño, refugiados en los retazos de frondosas que persisten salpicando el territorio de La Marina.

DESCRIPCIÓN DEL ITINERARIO

El itinerario de esta excursión discurre por la mitad occidental de La Marina, concretamente a lo largo del tramo litoral comprendido, de E a O, entre Santander y Unquera, ya en el límite con Asturias. La distancia total a recorrer es de unos 200 km, entre la ida y el regreso (figura 8.3), con un total de siete paradas cuyos contenidos a desarrollar se describen seguidamente.

Parada 1. Faro de Cabo Mayor.

Se trata de un lugar de observación privilegiado, debido a las magníficas vistas que desde él se pueden contemplar, tanto de los acantilados como de la boca de la bahía de Santander.

En el mismo mirador del faro se pueden hacer numerosas observaciones de interés. En primer lugar, en el monumento que allí se encuentra están representados tres tipos de rocas correspondientes a otros tantos períodos del Mesozoico y que se hallan ampliamente distribuidos por Cantabria.

Al pie del monumento, las lajas del piso están formadas por arenisca del Triásico, de grano fino y con un gran número de pequeñas escamas de moscovita (mica blanca) que se aprecian a simple vista por su brillo característico. Otro rasgo perceptible son los numerosos conductos y pistas fósiles que presentan. Estas areniscas triásicas aparecen profusamente por toda la región: en la cuenca del río Besaya, en Campóo y en la sierra del Escudo de Cabuérniga, principalmente. Dada la facilidad de escindir-se en lajas que tiene esta roca, se utiliza con frecuencia para

pavimentar, como roca de construcción e incluso en el pasado ha sido utilizada para techar.

La base del monumento está contituida por una caliza del Jurásico, de color gris y grano fino, con abundantes restos fósiles entre los que destacan los Belemnites y los Ammonites, ambos cefalópodos. Los primeros eran similares a los actuales calamares, siendo eeste resto fósil el equivalente a la “pluma” cartilaginosa del calamar actual. Los Ammonites eran semejantes a los *Nautilus* actuales, protegían su cuerpo dentro de la concha que hoy aparece fósil y tenían sus tentáculos en la parte externa.

Las calizas jurásicas presentan también nódulos de pirita, lo que indica, junto al color oscuro de las mismas, que se formaron en un ambiente reductor, carente de oxígeno. En la actualidad esas piritas están sufriendo un proceso de oxidación, dando lugar a la formación de hidróxidos de hierro de color pardo-rojizo, también visibles aquí.

La cruz del monumento está tallada en areniscas del Cretácico, de grano fino y color gris-amarillento, con escamillas de mica blanca, no muy cementada. Esta arenisca ha experimentado una espectacular meteorización, que ha originado una serie de alveolos o cavidades con unas dimensiones que oscilan desde unos milímetros a centímetros. Teniendo en cuenta que es un monumento construido a comienzos de la década de los años cuarenta, pone de manifiesto que la velocidad de meteorización y “desgaste” de la roca es considerable.

Interesa observar las diferencias de comportamiento de las tres rocas mencionadas ante la meteorización. Según se puede ver, las areniscas triásicas y las calizas jurásicas casi no están afectadas, mientras que las areniscas cretácicas, que son muy porosas, sí lo están; además esta arenisca presenta diferencias en cuanto a la alteración dependiendo de la orientación. En efecto, la alteración es especialmente intensa en la parte SE de la cruz, como consecuencia de ser esta parte la más expuesta a los ciclos de empapamiento por salpicaduras de agua de mar-desección-cristalización de la sal y desmoronamiento de la roca.

Como se puede apreciar, se tienen tres tipos de rocas de características y comportamiento muy diferentes y, por tanto, aptas para distintos usos por parte del hombre. Las areniscas triásicas, en lajas, son adecuadas para pavimentar, techado y recubrimientos; las calizas jurásicas, compactas, son de interés como roca ornamental, dada la belleza de sus superficies pulidas con fósiles; por último, las areniscas cretácicas son fáciles de tallar para su uso como roca de construcción, por eso gran parte de las iglesias románicas de la región están construidas con estas rocas, pero tienen el inconveniente de ser menos duraderas.

Desde este lugar se pueden hacer también observaciones de carácter más amplio. Se aprecian los acantilados de Cabo Mayor formados por calizas arenosas del Campaniense (Cretácico), cuyos estratos están dispuestos en dirección N 65º E y buzamiento 30º NW, inclinados hacia el mar formando una suave rampa. Sobre

esta rampa se pueden ver dos sistemas de fracturas o diaclasas, uno horizontal y otro oblicuo, formando un ángulo de unos 60º con el anterior. Estas diaclasas se debieron a los esfuerzos que experimentaron las rocas al plegarse y colocarse en la posición inclinada que ahora presentan.

La cresta que forma el acantilado presenta las calizas arenosas, ya mencionadas, de grano fino, de color pardo-castaño, con muchos restos de fósiles de equínidos, ostreidos y otros lamelibranquios.

Mirando hacia el E, en el horizonte, se puede ver, si el día es claro, la superficie casi llana de la rasa litoral de los cabos de Ajo y Quejo. Hacia el O, también se observa la superficie llana y suavemente inclinada hacia el mar de la rasa costera, en las inmediaciones del “Panteón del Inglés”. También hacia el O, en primer término, se puede apreciar una vaguada cuyo fondo está constituido por una serie de dolinas alineadas.

Parada 2. La Arnía

Este punto permite la observación de un magnífico ejemplo de costa en retroceso por erosión de los acantilados, con una morfología costera controlada por la disposición y naturaleza de las rocas.

La sucesión estratigráfica de este sector costero (figura 8.4) se aprecia muy bien desde este lugar. La componen, hacia el O, en la zona de Somocueva, calizas aptienses, areniscas y limolitas albienses; la caliza cenomaniense forma el farallón casi vertical que aparece frente a esta playa de La Arnía; las margas y calizas margosas, fácilmente erosionables, constituyen las dos ensenadas que se observan desde este punto, entre las que queda una delgada cresta, todavía no erosionada, donde se ve claramente una fina alternancia de capas margosas.

La importancia de la disposición de las capas de roca y de su grado de fracturación en la conformación del litoral se aprecia aquí con mucha claridad. La caliza resistente, casi vertical, dio lugar a la existencia durante bastante tiempo de un acantilado rectilíneo. Esa caliza fue atacada más intensamente por las olas en los puntos donde estaba más fracturada, dando lugar a pequeñas entalladuras. Éstas poco a poco se fueron ensanchando y permitiendo que la acción erosiva penetrara a través de ellas y fuera afectando a las margas blandas. En estas margas, el oleaje actuó mucho más rápidamente, produciendo ensanches que dieron lugar a ensenadas (figura 8.5).

Donde la caliza está menos fracturada y ha sido erosionada en menor medida, se conservan, detrás de ella y gracias a su acción protectora, restos de la serie margosa poco resistente, tal como ocurre con la cresta que separa la plataforma de abrasión de la playa de La Arnía, hacia el E. La ladera de esta cresta, plana e inclinada hacia el S, es el resto de un pequeño valle excavado a favor de la serie de rocas blandas que posteriormente fue destruido por la acción marina. Este pequeño valle, más o menos paralelo a la costa, se continua hacia el O y hacia el E

(tal y como se puede ver en este último caso en el islote de Covachos, por la disposición de su ladera inclinada hacia el S).

Sobre la propia plataforma de abrasión se aprecia también la existencia de pequeñas fallas y discordancias entre estratos adyacentes, apreciables porque éstos en vez de presentarse paralelos lo hacen formando un cierto ángulo entre sí.

La erosión tiene lugar sobre todo por efecto del oleaje violento, de temporal, con gran energía y capacidad de arrastre de sedimentos. Los productos de la destrucción y desmoronamiento del acantilado sobre la plataforma son arrastrados hacia el exterior, quedando sólo unas pequeñas “playas de cantos”, más o menos redondeados al pie del acantilado. En contraste con la situación descrita, la adyacente playa de La Arnía, que presenta una abertura amplia hacia el E, tiene una delgada capa de arena que cubre la plataforma de abrasión.

Desde la playa de La Arnía, mirando hacia el E, se puede ver el islote de Covachos, situado frente a la playa del mismo nombre, y que constituye un tómbolo en vías de formación, cuyo cordón de arena se origina como consecuencia de la difracción de las olas al chocar contra el islote, lo que provoca una pérdida de energía y la acumulación de los sedimentos arenosos que arrastran. Este islote es un resto no erosionado del paquete de calizas margosas y margas antes citado.

Sobre los acantilados situados encima de la plataforma de abrasión de La Arnía se pueden apreciar huellas evidentes de la erosión del litoral, que en algunos puntos puede afectar a las construcciones edificadas sobre el acantilado. El proceso de retroceso de la línea de costa en este sector es muy evidente, pudiéndose visualizar perfectamente los sucesivos momentos de situación de la línea de costa, que desde el mar hacia tierra están señalados, respectivamente, por la posición que indican los islotes rocosos (urros) y las capas de roca dura. El Instituto Geominero de España ha estimado, en un estudio realizado sobre el impacto económico y social de los riesgos geológicos en España, que las pérdidas ocasionadas en Cantabria por la erosión costera, entre 1986 y el año 2016, ascenderán a unos 15.000 millones de pesetas (IGME, 1984).

Parada 3. Abra del río Pas

Desde el lugar de la parada se aprecia una bellísima vista del abra del río Pas, o ría de Mogro y, si el día es despejado, al fondo se pueden ver las cumbres de los Picos de Europa.

En la margen derecha de la ría, enclavado sobre la flecha litoral que cierra el estuario, se localiza el Parque Natural de las Dunas de Liencres, que tiene una extensión de 194 ha.

El origen de esta acumulación de arenas se debe a la confluencia de la corriente litoral con la del río Pas, que origina el depósito de los sedimentos que arrastran ambas. Estos sedimentos iniciaron la flecha de arena que posteriormente fue creciendo paulatinamente hacia el O, al igual que otras flechas en el litoral

cantábrico. La anchura de la flecha arenosa disminuye progresivamente hacia el O, hasta alcanzar unas dimensiones mínimas cerca de la desembocadura. Curiosamente, sin causa aparente que lo justifique, en dos ocasiones en los últimos años (1995 y 1996), la parte más occidental de la flecha fue parcialmente erosionada, de manera que su extremo quedó desconectado del conjunto, apareciendo entre ambos arenales un canal de circulación de las aguas de cierta amplitud.

Los vientos dominantes del NO fueron arrastrando hacia el interior las arenas depositadas en la costa, formando las dunas remontantes que hoy llegan hasta unos dos kilómetros hacia el interior. Este campo dunar, el mayor del litoral cantábrico, representa un conjunto complejo de dunas, seguramente emplazadas en distintos momentos. Aunque el sistema dunar es activo en la actualidad, ha sido fijado en gran parte por una repoblación de pino marítimo (*Pinus pinaster*) efectuada en 1949.

En cualquier caso, para obtener una idea más cabal de las características y procesos del sistema dunar en Liencres, se recomienda acudir a las páginas donde se describe la excursión a los campos dunares de Liencres y Oyambre (**GeoCantabria 2**, en este volumen).

Al igual que casi todos los estuarios de la región, el de la desembocadura del Pas se encuentra muy disminuido en cuanto a su superficie original debido a los rellenos que se han producido en sus márgenes; en el caso concreto de este estuario, para obtener terrenos dedicados a la ganadería. Efectivamente, en la región, uno de los problemas ambientales más graves que afectan a las zonas litorales consiste en la destrucción de marismas y zonas húmedas por medio de rellenos, desecación y construcción de barreras para ubicar urbanizaciones, infraestructuras, instalaciones industriales, agrarias o, incluso, para el vertido de escombros o residuos de explotaciones mineras.

Los 22 estuarios y áreas de marisma existentes en Cantabria tenían una superficie original de 99'305 millones de m² que en la actualidad han quedado reducidos a 47'223 millones de m², es decir, como consecuencia de la presión humana han experimentado una reducción del 52'45% en su superficie total. Algunos de ellos incluso han perdido el 100% de su superficie. El ritmo de relleno es de 49 a 64 veces más rápido que el natural y, de continuar este ritmo, el total de las áreas intermareales de la región habrán desaparecido en 138 años (Rivas, 1991).

Este problema puede agravarse aún más si de acuerdo con las proyecciones se produce un aumento del nivel del mar a consecuencia del cambio climático. La prevista elevación del nivel del mar en 50 cm por encima del actual para mediados del próximo siglo implicaría para Cantabria que 15 km² de zonas bajas litorales se verían afectadas, muchas de ellas ocupadas por urbanizaciones, industrias o infraestructuras.

Parada 4. Mina a cielo abierto de Reocín

Aunque el yacimiento fue ya conocido y explotado durante la colonización romana, por encontrarse cerca de la vía que conducía desde Segisamo (hoy Sasamón) hasta Portus Blendium, en Suances, se abandonó posteriormente hasta que a mediados del siglo XIX se volvieron a reanudar los trabajos mineros que ya de manera ininterrumpida han continuado hasta la actualidad, estando prevista la clausura de la explotación en el año 2003 por agotamiento del mineral.

El largo periodo de trabajo minero y los volúmenes de material manejados durante el mismo, ha dado lugar a grandes cambios topográficos y ecológicos, modificando notablemente el paisaje original del entorno, no sólo generando huecos sino también creando depósitos de materiales procedentes de los desmontes y de estériles de los diferentes tratamientos a los que se somete el mineral.

Las vicisitudes de la explotación, sobre todo las mejoras de las técnicas extractivas y de tratamiento, así como la demanda del mercado, han sido la causa de las variaciones habidas en los lugares, métodos y sistemas de explotación. Originalmente la explotación comenzó a cielo abierto, en el llamado “Zanjón”, en el mismo lugar aproximadamente donde hoy se localiza la actual mina a cielo abierto. Pasó luego a realizarse la explotación mediante minería subterránea, para simultanearse desde 1965 ambos tipos de extracción hasta la actualidad (figura 8.6).

Los minerales que se extraen en Reocín están constituidos por blenda y galena y, en menor proporción, pirita. Las producciones actuales son de 90.000 tm de blenda y 8.000 tm de galena. De ellas, proceden de la explotación en cantera del Zanjón aproximadamente un 35% de la blenda y el 35% de la galena.

La explotación a cielo abierto, permite apreciar tanto las masas acumuladas de rocas procedentes del desmonte (30.000 tm/día) que rellenan parcialmente la propia cantera, cubriendo parte del hueco originalmente creado, como la zona donde ahora se procede al arranque del mineral. Las dimensiones actuales de la cantera son 1.300 m de largo, 500 m de ancho y 200 m de profundidad desde la cota máxima del terreno circundante. El fondo de la cantera se encuentra en la cota -60 m, es decir a 60 m por debajo del nivel del mar.

Está previsto que cuando finalice la explotación en la cantera, ésta se rellene parcialmente con los materiales de la gran escombrera que se encuentra situada al S de la misma y que está formada por la acumulación de los materiales de desmonte procedentes de la propia explotación a cielo abierto. De cualquier forma, quedará parte de la misma sin rellenar, quedando este hueco inundado y cubierto por un lago generado por el ascenso del nivel freático, producido como consecuencia del cese del bombeo de las aguas desde el interior de la explotación subterránea hasta el cercano río Besaya, cuando cese la actividad en la mina.

La explotación subterránea consta de 8 niveles, extendiéndose a lo largo de 3 km², con una profundidad máxima de 430 m desde la superficie, situándose el nivel más profundo a 320 m por debajo del nivel del mar.

Parada 5. Escombreras y parque de La Viesca

En las inmediaciones de este lugar se pueden apreciar dos notables ejemplos de recuperación de otra tantas escombreras de estériles, constituidas por materiales finos procedentes de los lavaderos de flotación del mineral, donde se efectúa la separación del plomo y del zinc mediante la diferencia de densidades.

En la primera de ellas, rodeado por una exuberante vegetación arbórea y palustre, aparece un lago artificial creado para ser utilizado como depósito de decantación y de las aguas empleadas en los procesos de explotación y beneficio del mineral. El aspecto del lugar, hoy día, ofrece un cuadro ciertamente bucólico, muy alejado del que se espera encontrar en las proximidades de una explotación minera. La restauración de esta zona fue realizada por la empresa en una época muy temprana, durante la década de los cincuenta, constituyendo lo que seguramente fue entonces uno de los ejemplos más logrados de recuperación de escombreras existentes en el país.

A unos pocos centenares de metros de este lago, se encuentra el parque de La Viesca, situado en la margen izquierda del río Besaya, uno de los grandes cursos fluviales de Cantabria, que además da nombre a una importante comarca de la región.

Desde el punto anterior hasta el parque de La Viesca, incluso más allá, a lo largo de la margen izquierda del Besaya, se extiende un conjunto de antiguas escombreras, constituidas por estériles finos procedentes de los lavaderos de flotación del mineral; todas ellas están colonizadas por una vegetación arbórea que enmascara los depósitos mencionados y que confiere un cierto carácter agreste a este lugar.

El parque de La Viesca está precisamente ubicado justo sobre una de estas antiguas escombreras de estériles de flotación. Es un magnífico ejemplo de restauración, sobre todo si se considera que fue promovida y realizada por los propios vecinos del barrio de Covadonga, perteneciente a la cercana ciudad de Torrelavega, como parque para el esparcimiento de los habitantes del barrio que seguramente es uno de los socialmente más deprimidos de esta ciudad.

El elemento más llamativo en la restauración de esta zona lo constituye el río artificial que con un caudal constante atraviesa el parque. Las aguas de este arroyo provienen, por un lado, de un rebosadero del lago anteriormente mencionado, que permite mantener siempre el mismo nivel del agua dentro del propio lago. Sin embargo, la mayoría del caudal es suministrado al arroyo por las tuberías de drenaje del interior de la mina de Reocín. Tanto las aguas que provienen del rebosadero, como las que proceden de las tuberías de drenaje del interior, forman

una espectacular cascada que se desploma sobre el arroyo artificial, entre una frondosa vegetación de repoblación.

Continuamente están funcionando las bombas de achique del interior de la mina para evitar su inundación. Por medio de dos tuberías de 900 mm de diámetro, las aguas del interior son llevadas a la superficie y vertidas al río Besaya en este punto, aportando un caudal de 1.000-1.200 l/s al propio río.

En los desmontes efectuados en la escombrera, en las inmediaciones del parque, se pueden también apreciar paleocauces, así como distintas estructuras sedimentarias, formadas durante la deposición de los materiales de la escombrera. Materiales que eran transportados por una corriente de agua, a través de un sistema aéreo de canales, desde los lavaderos de flotación hasta la escombrera.

Parada 6. Monumento al Pájaro Amarillo (playa de Oyambre)

El objeto de esta parada es poder observar los depósitos de playa levantados correspondientes al Cuaternario.

A lo largo del litoral cántabro se instalan una serie de depósitos y superficies de aplanamiento que corresponden a antiguas playas y plataformas de abrasión marina incorporadas al relieve continental como consecuencia del ascenso que experimenta la costa cantábrica desde finales del Terciario. La morfología de estas superficies, así como los depósitos, han sido estudiados por numerosos autores desde el primer tercio de este siglo hasta la actualidad (Gómez de Llarena y Royo Gómez, 1927; Cueto, 1930; Mary, 1975, 1979; Moñino, 1986; Moñino, Díaz de Terán y Cendrero, 1987). Precisamente, Moñino, Díaz de Terán y Cendrero (*op. cit.*), han puesto de manifiesto la existencia en Cantabria de nueve niveles de oscilación marina comprendidos entre los 220 m y los 2 m por encima del nivel del mar actual, situados respectivamente a 200-220 m, 140-160 m, 80-100 m, 65-75 m, 40-60 m, 25-35 m, 15-18 m, 5-6 m y 1-3 m.

La edad de las superficies más altas, y por consiguiente más antiguas, es postoligocena, mientras que el nivel situado a 1'5-3 m corresponde a la fase transgresiva Flandriense, datada según Mary (1975, 1979) entre los 5.800 y 5.300 B.P.

Por lo general, son escasos los depósitos sobre las superficies de rasa que presentan alturas superiores a los 40 m. Por el contrario, los niveles más recientes (5-6 m y 1'5-3 m) están representados fundamentalmente por depósitos marinos situados en las inmediaciones de la actual línea de costa. Ejemplo de lo anterior es el depósito de cantos y arenas correspondientes al nivel de 5-6 m que se localiza en la playa de Oyambre. Este depósito descansa sobre una superficie de abrasión marina tallada en las margas y arcillas grises del Oligoceno que aflora hacia el occidente de la playa (figura 8.7).

La base del depósito, situada a 2'5-3 m sobre el nivel del mar actual, está constituida por un nivel de cantos imbricados de naturaleza cuarcítica,

presentando sus ejes mayores una disposición paralela al mar. Este nivel de cantos presenta una potencia media de 1'60 m, pudiéndose subdividir, a partir del tamaño de los cantos, en un nivel inferior de unos 0'7 m de espesor y formado por grandes bloques que llegan a alcanzar los 0'8 m de eje mayor, y otro superior, de aproximadamente 0'9 m de potencia, en el cual los cantos presentan dimensiones entre los 30 y 100 mm de eje mayor. Este nivel basal de cantos se acuña lateralmente hacia el SE, al tiempo que disminuye el tamaño de los mismos.

Por encima del nivel basal de bloques y cantos, aparece un depósito arenoso de aproximadamente 1 m de potencia, sobre el que se instala en el extremo occidental del mismo un nivel limolítico-arcilloso de unos 4 m de espesor, que desaparece lateralmente hacia el SE. Por encima de este nivel descansa un depósito de arenas de tamaño fino y muy bien clasificadas de unos 10 m de potencia, observándose estratificación cruzada en la parte superior.

Mary (1979) interpreta el depósito de la playa de Oyambre como correspondiente a dos fases de estacionamiento marino situadas a 15-18 m y 5-6 m, respectivamente; este último representado por dos momentos transgresivos. Posteriormente, Flor (1980) lo interpreta como producido por un único estacionamiento marino situado al nivel de 5-6 m. En este sentido, el nivel basal de cantos correspondería a un nivel de playa. El nivel limolítico-arcilloso representaría un depósito de ladera en un momento en el que el nivel del mar retrocede. Posteriormente el nivel marino vuelve a ascender dando lugar al nivel de arenas eólicas de la parte superior del depósito. En la playa de La Franca (en Asturias), Mary (1975, 1985) cita este mismo nivel de 5-6 m y le asigna una edad comprendida entre el Eemiense y el estadio de Amersfoot.

La playa de Oyambre es una de las más extensas de Cantabria, con 1'5 km de longitud, y presenta también un campo de dunas asociado en su extremo oriental. Sobre los acantilados de esta playa se pueden apreciar perfectamente los efectos de la erosión marina.

Parada 7. Ría de Tina Menor

Esta parada permite apreciar, además de la belleza del lugar, diversos aspectos de interés tanto geológico como geomorfológico. Se sitúa el punto de parada al pie de la sierra plana de Pechón, que consiste en una rasa costera situada a unos 220 m sobre nivel del mar actual, que tiene continuidad hacia el E en la inmediata sierra plana de Prellezo y, hacia el O, ya en Asturias, en la sierra plana de Pimiango. La cima de estas sierras planas muestran claramente su origen erosivo marino conservando perfectamente -de ahí el nombre- la superficie de abrasión en su cima, ligeramente inclinada (aproximadamente 3º) hacia la posición del mar actual. En algunos puntos de esta superficie plana se pueden apreciar también algunos depósitos discontinuos de cantos rodados correspondientes a pequeñas "playas de cantos" existentes sobre la plataforma cuando ésta estaba sometida a la dinámica marina.

Constituye el nivel emergido más alto en la costa cantábrica y está labrada sobre las cuarcitas ordovícicas, que son los materiales geológicos más antiguos que afloran en la región. Estos materiales pueden apreciarse justo enfrente del punto de parada, pudiéndose diferenciar tanto la cuarcita fresca inalterada, como los depósitos de alteración de la propia roca. Recubriendo a unas y a otros, aparece sobre la laderas de fuerte pendiente de la sierra un coluvión continuo de naturaleza silíceo.

También, mirando hacia el E, hacia la entrada de la ría, se puede ver la margen derecha de Tina Menor. Sobre esta margen se alza la sierra plana de Prellezo, también labrada sobre cuarcitas, así como sus pronunciadas laderas casi verticales sobre el fondo de la ría. Justo en la embocadura se puede apreciar el contacto entre la cuarcita, que conforma la sierra plana, y la caliza carbonífera. El contacto viene señalado por la existencia de una pequeña cueva, excavada por la erosión marina aprovechando la zona de debilidad creada por la diferencia litológica establecida entre la cuarcita y la caliza.

Mirando hacia el N, la superficie topográfica, que, a modo de escalón al pie de la sierra de Pechón, está instalada sobre la caliza carbonífera constituye otro nivel antiguo de rasa, situado a 80-100 m sobre el nivel del mar actual, y cuya superficie original es difícil de reconocer como consecuencia de la intensa karstificación que presenta la caliza. Existen aquí un conjunto de cuevas de gran interés, con depósitos de relleno de origen continental (coluviones cuarcíticos, procedentes de la adyacente sierra de Prellezo), así como depósitos marinos que evidencian pasados momentos de ascenso del nivel del mar.

BIBLIOGRAFÍA

- Bruun,P. (1986). Worldwide impact of sea level rise on shoreline. **Effects in stratospheric ozona and global climate**. vol. 4: 99-128.
- Cendrero,A. y Díaz de Terán,J.R. (Eds.) (1987). Guía de Excursiones. **VII Reunión sobre el Cuaternario. AEQUA. Santander**: 115 p.
- Cendrero,A., Díaz de Terán,J.R., Flor,E., Francés,E., González,J.R. y Martínez,J.M. (1993). **Guía de la Naturaleza de Cantabria**. 3ª ed. Libr. Estudio: 348 p.
- Cendrero,A., Díaz de Terán,J.R. y Francés,E. (1999). El medio natural de Cantabria y su problemática ambiental. In: **Libro Homenaje a D. Angel Ramos (1926-1998)**. S. González (Ed.). R. Academia Ciencias Exactas, Fís. y Naturales-Academia de Ingeniería-E.T.S. Ingenieros de Montes. Madrid: 125-150.
- Cueto,E. (1930). Nota acerca del origen de las llanuras, rasas y sierras plana de la costa de Asturias. **Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.** N° 30. Madrid: 241-255.
- Gómez de Llarena,J. y Royo Gómez,J. (1927). Las terrazas y rasas litorales de Asturias y Santander. **Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.** N° 17. Madrid: 19-38.
- IGME (1984). **Impacto económico y social de los riesgos geológicos en España**. Inst. Geológico y Minero de España. Madrid. 91 p.

- Mary,G. (1975). Oscillation d'âge atlantique du niveau marin S la plage de La Jerra (San Vicente de la Barquera, Santander). **Breviora Geológica Astúrica**, año XIX. Nº 1. Oviedo: 49-51.
- Mary,G. (1979). **Évolution de la bordure cotière asturienne (Espagne) du Néogène a l'actuel**. Tesis Doctoral. Univ. de Cáen. Francia: 288 p.
- Mary,G. (1985). Niveaux marins du littoral asturien et galicien entre San Vicente de la Barquera et Foz. **I Reunión del Cuaternario Ibérico**. Lisboa: 219-228.
- Moñino,M. (1986). **Establecimiento y cartografía de los niveles de rasa litoral existentes en Cantabria**. Mem. Licenciatura. Univ. de Cantabria: 176 p.
- Moñino,M., Díaz de Terán,J.R. y Cendrero,A. (1987). Pleistocene sea level changes in the cantabrian coast, Spain. **Inter. Symp. on Geomorphology and Environmental Management**. Allahabad, India.
- Rivas,V. (1991). **Evolución reciente y estado actual del litoral cantábrico oriental**. Tesis de Doctorado. Univ. de Murcia.

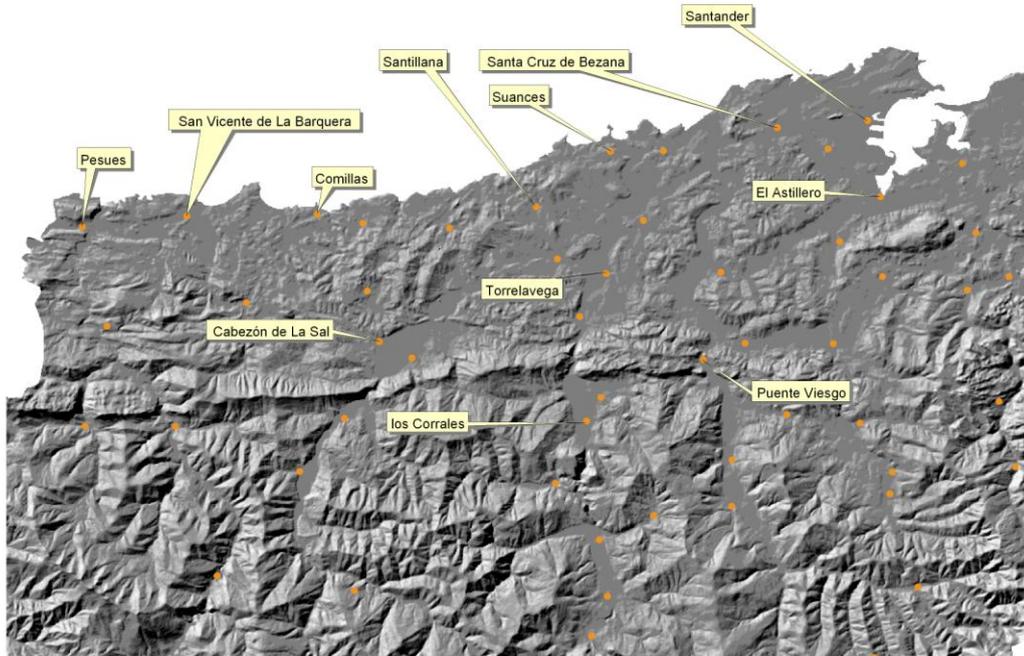


Figura 8.1. Sector occidental de La Marina.

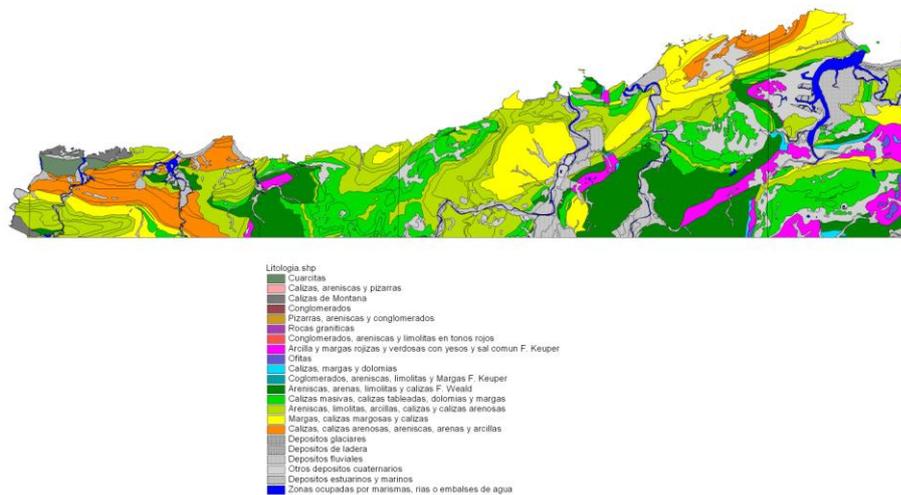


Figura 8.2. Plano geológico de la zona occidental de La Marina.

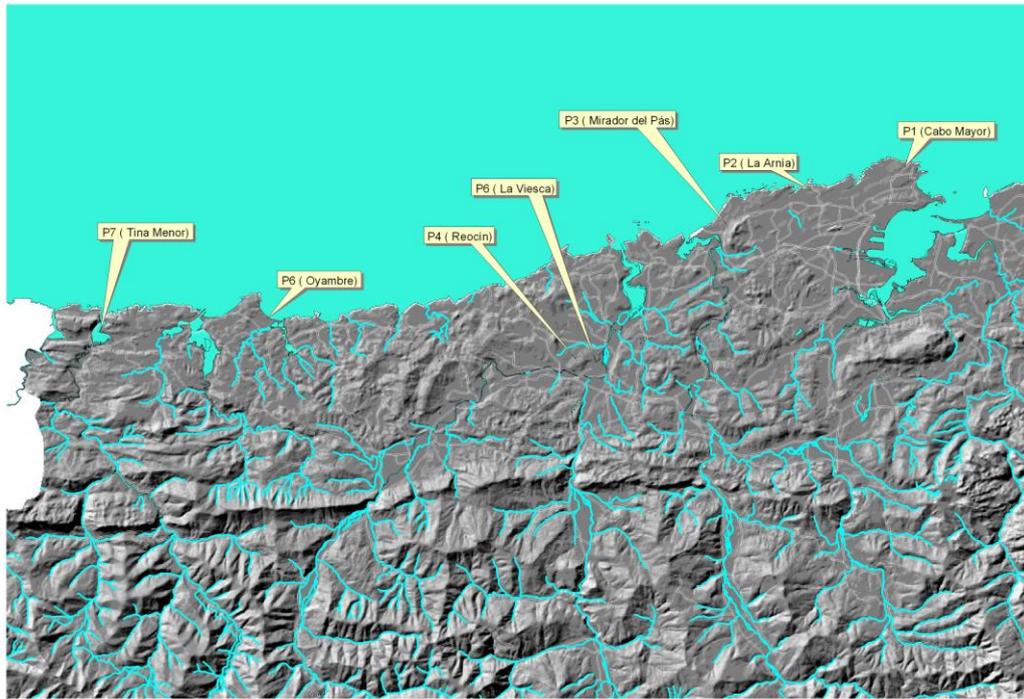


Figura 8.3. Itinerario y situación de las paradas de la excursión.

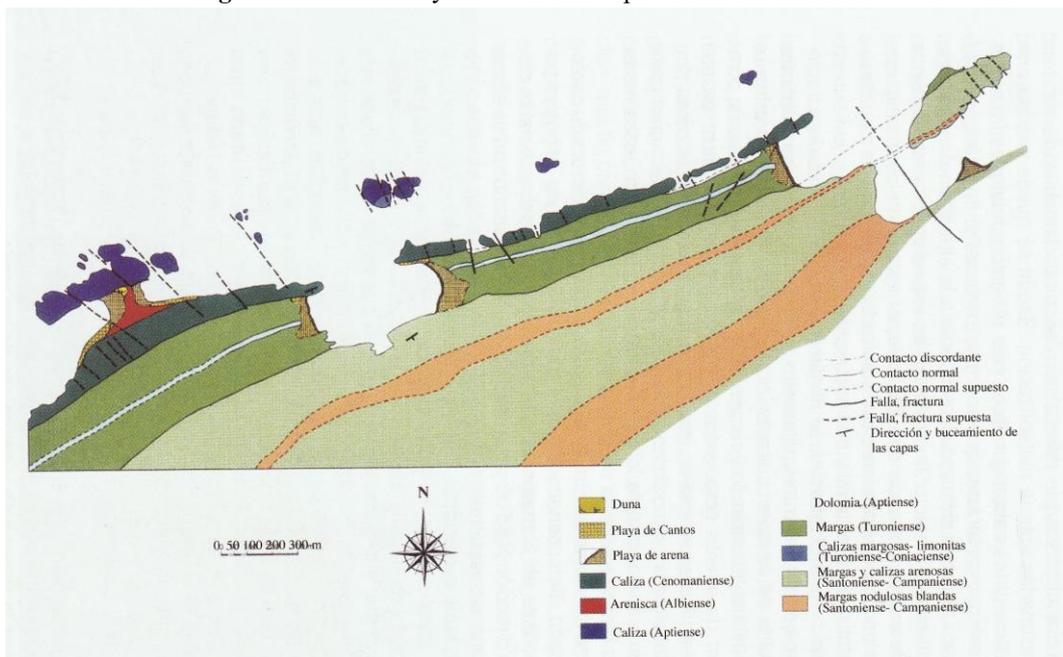


Figura 8.4. Mapa geológico del tramo costero comprendido entre Covachos y Somocueva.



Figura 8.5. Plataforma de abrasión de La Arnía.

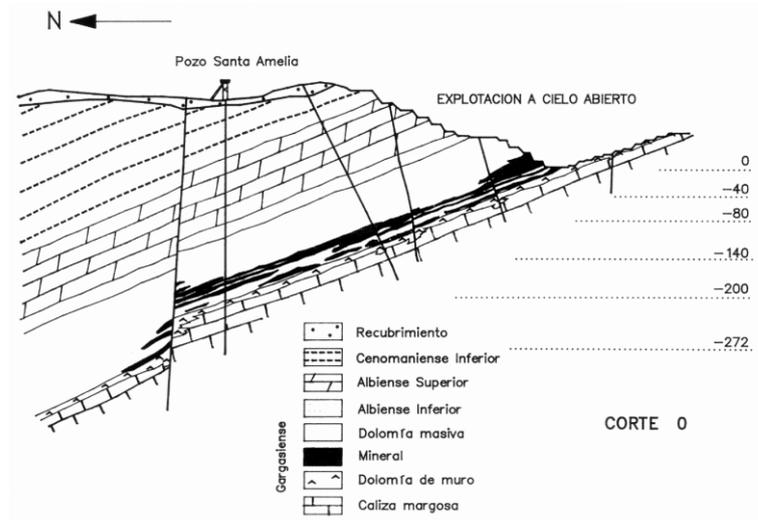


Figura 8.6. Corte estratigráfico del yacimiento de Reocín.



Figura 8.7. Aspecto de los depósitos de Oyambre.

GEOCANTABRIA 9.

LITORAL DE CANTABRIA (II): MIOÑO-CASTRO URDIALES-LIENDO-LAREDO.

Francisco Javier Barba Regidor

I.E.S. Ría del Carmen, Muriedas
Dpto. C.I.T.I.M.A.C., Univ. de Cantabria, Santander

INTRODUCCIÓN

El itinerario propuesto se sitúa entre dos accidentes geográficos mayores que de E a O son la ensenada de Dícido y la desembocadura del río Asón, y se extiende al N inmediato del tramo de la Carretera Nacional 634 entre los kilómetros 143 y 175 (figura 9.1).

Cronoestratigráficamente, los materiales comprenden desde el Triásico Superior al Cretácico Medio. En su mayoría corresponden al Cretácico Inferior (figura 9.2), y son generalmente de naturaleza carbonatada (calizas y margas); son más escasas las arenitas y las lutitas. Localmente hay rocas subvolcánicas básicas - ofitas- emplazadas durante el Keuper.

Estructuralmente, la zona forma parte de flanco noroccidental del Anticlinal de Bilbao (figura 9.3), una de las estructuras tectónicas mayores más importantes de la "Región Vasco-Cantábrica", que se encuentra ligada en todos sus aspectos geológicos a la evolución de los Pirineos, de la que constituye su rama occidental.

Desde un punto de vista geoambiental, se trata de un entorno dominado por la acción del modelado costero, que delimita desde áreas fuertemente acantiladas a otras deprimidas en que se abren bahías frecuentemente acompañadas por sistemas de marismas de ocupación creciente por el ser humano; ello condiciona diferentes mecanismos de respuesta por parte de la naturaleza en su tendencia para restablecer las condiciones originales, dando lugar incluso a la generación de diferentes tipos de riesgos geológicos.

DESCRIPCIÓN DEL ITINERARIO

Parada 1. Playa de Dícido-Mioño.

Esta primera parada se realiza en la ensenada de Dícido, cerca del límite oriental de Cantabria. Se accede desde el cruce hacia el N en la curva de la C.N. 634 a su paso por Mioño. Desde ahí, se entra en un estrecho vial de acceso dificultoso para grandes autobuses que discurre paralelamente al río Dícido, hasta en la explanada que se abre antes del puente que cruza el río en su desembocadura en la ensenada.

1. Rasgos geomorfológicos. Básicamente:

- Procesos y formas costeras:

* Acantilado. Protege la playa por ambos flancos; al pie del mismo existen sendas plataformas de abrasión marina de desigual desarrollo. Representa el dominio donde la erosión es mayor y el área madre de buena parte de los sedimentos acumulados en el conjunto playero.

* Conjunto playero. En marea baja se distinguen en él los tres niveles relativos a la posición de las mareas:

- a) supramareal, con importante aportación antrópica (rellenos y escombros) sobre gravas redondeadas retrabajadas y ocasionalmente imbricadas por la acción del oleaje. El límite inferior de esta franja -variable estacionalmente- viene dado por un escalón de unos 30º (berma o grada) de base sinuosa en que las gravas dibujan un festoneado característico convexo-cóncavo (Lámina 9.I.a); en las partes cóncavas de este festoneado, las arenas alternan con las gravas sirviendo de amortiguación a la entrada de la ola y dando paso a la franja siguiente.
- b) intermareal. Constituido esencialmente por arenas (ver más adelante), con gravas dispersas que, donde aparecen más concentradas, presentan imbricaciones, pero cuando aparecen aisladas sobre las arenas desarrollan frecuentes marcas en herradura (*current crescent*).
- c) Submareal. Es el segmento subacuático de la playa, y, por lo tanto, de más difícil observación; es esencialmente arenoso en los límites con el intermareal.

- Procesos y formas fluviales: Son las morfologías creadas por río Mioño en su desembocadura. De cauce fuertemente condicionado por la ocupación humana, presenta aquí un trazado sinuoso en su estrecha llanura aluvial, ligeramente aterrada localmente; en su cauce se observan frecuentes cantos redondeados así como masas arenosas. La zona observada representa la convergencia sedimentaria entre el río y el medio costero en que nos encontramos. Estacionalmente, sus aguas llegan a infiltrarse en los depósitos playeros antes de ser vertidas al mar.

- Procesos y formas de ladera: Vienen ayudados por el socavamiento en la base de los acantilados costeros, que contribuyen a la pérdida de las condiciones de equilibrio gravitacional de los materiales rocosos. Se trata de desprendimientos y caídas de bloques, que determinan el descarnamiento superficial de las rocas - sobre las cuales se instalan especies oportunistas en un vano intento de colonizar y fijar mediante las raíces los pobres suelos existentes- y el retroceso paulatino de la línea de costa.

2. *Observaciones litológicas*. Se trata de materiales de origen sedimentario, y se refieren a:

- Sedimentos recientes. Se trata generalmente de materiales, sin consolidar o en vías de consolidación, originados a partir de la dinámica costera: oleaje y corrientes -oscilación mareal incluida-. Se trata de gravas planares y bordes redondeados y arenas; su distribución mutua depende de la pendiente de la playa:

aquéllas se encuentran más cerca de las áreas productoras que las arenas. Desde la superficie de la playa y desde la línea que separa el inter del supramareal hacia las partes más profundas e internas del cuerpo sedimentario originado, se observa un grado creciente de litificación de las gravas –que pueden estar imbricadas-, embebidas en una matriz arenoso-fangosa (Lámina 9.I.b).

Las arenas son eminentemente carbonatadas de origen biogénico, si bien se puede observar a la lupa una relativamente importante presencia de óxidos y carbonatos de hierro procedentes de la degradación de las masas metalíferas explotadas hasta hace poco tiempo. En superficie, los cuerpos sedimentarios arenosos presentan *ripple marks*, marcas en herradura o *crescent marks*, regueras o *rill marks*, así como, ocasionalmente, en la zona de mayor energía del intermareal, lineación de partición.

- Rocas sedimentarias. Son calizas micríticas a margas y, más raramente, pizarras sedimentarias oscuras, todas del Cretácico Inferior más alto (Aptiense-Albiense). Las rocas carbonatadas están moderadamente a mal estratificadas y afectadas (ver adelante) por una microfracturación, en tanto que las rocas arcillosas presentan replegamientos en el contacto con la fractura mayor del borde oriental de la playa. Lateralmente, intercalado en los niveles más margosos, puede aparecer algún banco arenítico. Los intervalos entre unas capas y otras no siempre son netos sino que pueden ser graduales, observándose en el afloramiento la estratificación por la diferente resistencia a la erosión de los estratos.

3. *Observaciones estructurales*. La deformación geológica sufrida aquí por las rocas corresponde a:

- Plegamiento-inclinación de estratos. Los estratos presentes en el acantilado costero del borde oriental de la ensenada presentan buzamientos de 50-60º hacia el O; forman el flanco nororiental de un pliegue sinformal-sinclinal de eje NO-SE, ligeramente paralelo cartográficamente al Sinclinal de Sámano, situado inmediatamente al S.

- Fracturación. En el área de estudio existen tres niveles de escala en cuanto a las fracturas presentes: a) A escala cartográfica se dibuja una fractura mayor que se extiende de SSO a NNE por el eje de la playa (Foyo, 1978); esta fractura explicaría, según este autor, la ausencia en el margen occidental de la playa, en dirección hacia Castro Urdiales, del nivel de calizas arcillosas del área de Saltacaballos –al E inmediato de este punto-. b) De una escala menor sería la falla que se sitúa en el borde oriental de la playa, merced a la cual se abre una pequeña cavidad; en el contacto mecánico se observan intensos replegamientos de los materiales arcillosos del bloque septentrional –posiblemente, el bloque hundido-, así como una importante brechificación en la superficie de falla –con un relativamente potente espejo de falla calcítico asociado, con estrías que marcarían la dirección de los movimientos-. Posiblemente, por la ubicación del área en relación con la zona tectónica de Saltacaballos (Foyo, *op. cit.*) y por implicaciones de tipo estratigráfico,

podría tratarse de una falla inversa. c) También se pueden observar fracturas distensivas de pequeña escala que desplazan masas del interior de los estratos. En su interior existen grietas de tensión rellenas de crecimientos calcíticos sobre los cuales el movimiento de los bloques determina la aparición de estrías de falla que permiten reconstruir al menos la dirección de los bloques de falla durante los procesos de deformación frágil de las rocas. d) Además, en el afloramiento principal -accesible sólo en marea baja-, existe microfracturación generalizada que afecta en particular a los estratos margosos; dicha microfracturación aparece como un diaclasamiento oblicuo respecto a la estratificación y al resto de las fracturas y que, al igual que éstas, pueden aparecer rellenas de crecimientos de calcita fibrosa perpendicular a la pared de las grietas (Lámina 9.I.c). Se discutiría el posible origen de este tipo de fracturas, si correspondientes a una esquistosidad de fractura, si a un sistema de simples microfracturas en relación con la orientación de los esfuerzos tectónicos, σ_1 , σ_2 , σ_3 .

4. *Elementos antrópicos*. Se enumeran, básicamente:

- Minería. Destacan las escombreras de estériles y los rellenos procedentes de las antiguas explotaciones mineras de Mioño -hoy abandonadas-, una de cuyas bocaminas abría en las inmediaciones de la playa, si bien la mayor parte de la extracción se producía a cielo abierto, como bien se puede constatar todavía de la observación de la cresta montañosa por encima de la Autovía del Cantábrico en este lugar. También, el trazado del antiguo ferrocarril minero, que descargaba el mineral en el cargadero -aún conservado- sobre el acantilado occidental.

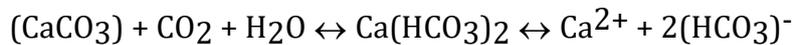
- Asentamientos humanos. Los asentamientos humanos en la zona son en parte una consecuencia del punto anterior, así como de usos más ligados con la cultura del mar y de usos actuales. Así, en cuanto al primer aspecto citaríamos las viviendas -todavía ocupadas- del margen occidental de la playa; en cuanto al segundo de ellos, el dique de ese borde occidental o los relativamente numerosos merenderos para abastecer la demanda de los bañistas estivales.

Parada 2. Castro Urdiales: Punta Cotolino-Playa de Brazomar.

En el entorno de la desembocadura del río Brazomar convergen básicamente aspectos de tipo litológico, geomorfológico y estructural. En la época de la presencia de las tropas romanas en este entorno, la geografía mostraba que el curso del actual Arroyo Sámano estaba ocupado por una ensenada que llegaba hasta Sámano ("Portus Amanus"). La colmatación de la misma, tanto por causas naturales como antropogénicas, fue provocando una progresiva regresión de la línea de costa a las posiciones actuales. La visita a este lugar se desarrolla sucesivamente en dos puntos: el Parque de la Punta Cotolino y la Playa de Brazomar.

1. *Rasgos geomorfológicos*. Son básicamente de tres tipos:

- Karst. Se puede estudiar en el entorno septentrional de la Punta Cotolino. Este promontorio calcáreo constituye un pequeño lapiaz que incluye formas de colapso; resulta de la acción erosiva ejercida por las aguas superficiales cargadas de CO₂, que, al atacar a la caliza (CaCO₃), la carbonata, convirtiéndola en un producto altamente soluble en agua, el bicarbonato de calcio -Ca(HCO₃)₂-, que es fácilmente eliminable por aquélla. La reacción:



precisa temperaturas generalmente bajas para permitir la solubilidad del CO₂ en el agua (a 25°C, 0'0003 atm y PCO₂ de 0'03% es de 55 mg/l; a 0°C y a las mismas condiciones restantes, es de 75 mg/l); si la temperatura aumenta lo suficiente o la presión de vapor de este gas es baja en la atmósfera, la reacción se desplazará hacia la izquierda, no se solubilizará el carbonato y la erosión de la caliza no sólo se retardará al no producirse la meteorización previa, sino que el bicarbonato se transformará en carbonato precipitado, reincorporando CO₂ a la atmósfera.

Aquí, bajo las condiciones ambientales normales, las aguas de lluvia y las del mar, incrustadas en las fisuras -numerosas- de la roca, harán que aumente el tamaño de éstas si el contenido en CO₂ es suficientemente alto. Se desarrollan de ese modo las morfologías ruinosas propias de un lapiaz en diferentes escalas (desde microcanaladuras a pilares), asociadas a las cuales, a su vez, se originan hundimientos favorecidos por la labor de socavamiento en la base del cantil por la acción de las olas y/o por desmoronamiento endokárstico de la caliza.

- Costeros. Están relacionados con los procesos y formas de evolución del acantilado-plataforma de abrasión del flanco oriental del promontorio y de la playa de Brazomar.

Los procesos generadores del acantilado están relacionados con la mayor energía de los frentes de oleaje -ya de por sí bastante limitados por el espigón del muelle septentrional del puerto-; también, con la pendiente estructural, paralela a la pendiente topográfica, y con las diaclasas de la roca. El resultado es el lento retroceso del cantil, a cuyos pies se encuentra la plataforma de abrasión, cuyos fragmentos rocosos se extienden hasta la ensenada del Pocillo de los Frailes, con abundante sedimentación y retrabajamiento de cantos y gujarros.

Frente a este área de energía elevada, se encuentra, al otro lado del promontorio, el conjunto playero de Brazomar. En éste, en el que dominan las arenas biogénicas, el supramareal está altamente modificado por las ocupaciones humanas (urbanizaciones, instalaciones hoteleras, paseos y viales), que constriñe el resto de las unidades: la berma que separa inter de supramareal se sitúa en las inmediaciones de la balaustrada que separa la playa del paseo que rodea el arco playero. Esta posición se modifica ligeramente estacionalmente por la saca natural de arenas durante los temporales de invierno, que afecta además a la altura de la

playa, que se reduce considerablemente, en tanto que, con la entrada estival de aquéllas, la altura se recupera. Este ritmo puede ser constatado observando fotografías del lugar de una estación a otra.

Si el supramareal está mal representado -no hay de hecho sistemas dunares activos propiamente dichos-, el intermareal puede llegar a representar la gran mayoría de la zona útil de la playa (sólo en marea baja) para el ocio. En estas ocasiones, se puede observar un conjunto de estructuras sedimentarias diversas: *ripple marks* -de oscilación, romboidales o linguoidales-, marcas de expansión de la ola, marcas en herradura, lineación de partición, excavaciones orgánicas y diminutos volcanes de aire,... En las rocas emergidas de esta zona, es posible estudiar en situaciones favorables los ecosistemas rocosos de la marea baja, ricos en algas calcáreas, celentéreos, gasterópodos y algunos crustáceos, entre otros.

- Fluviales. En cuanto a los aspectos de la morfología fluvial, está fuertemente condicionada su influencia por los caudales y la energía que el río presenta en este punto. Queda limitada simplemente a la presencia de un curso rectilíneo favorecido por la fuerte karstificación de las calizas del lugar y por la historia geológica reciente. El curso actual, como ya se ha indicado atrás, ocupa la superficie de colmatación de la antigua ensenada que hacía que el mar penetrara hasta la localidad de Sámano en la época del dominio romano, como lo constatan los frecuentes descubrimientos y rescates de restos de entonces.

2. Elementos litológico-estratigráficos.

Las rocas dominantes en el entorno son calizas y calcarenitas, con un buen punto de observación en el muro del borde nororiental, que se abre hacia la ensenada del Pocillo de los Frailes. Pueden distinguirse los componentes bioclásticos (fragmentos esqueléticos de gasterópodos, lamelibranquios, equinodermos,...) de una caliza gris, con textura *packstone*, localmente laminada. También se pueden estudiar las diferencias de la estratificación, el uso de los denominados criterios de polaridad, etc.

3. Elementos mineralogénicos. Ligados al caso estudiado en la playa de Dícido, en las karstificadas calizas grises con orbitolinas y rudistas aptienses-albienses (C. Urganiano) de la parte más septentrional de Cotolino, existen venas, filoncillos y masas pardamarillas de carbonatos y óxidos de Fe (siderita, calcita, hematites y limonita).

4. Observaciones estructurales. El entorno de la playa de Brazomar-Punta Cotolino constituye el flanco septentrional de un antiformal de dirección E-O, cuya línea de charnela se extiende desde el S de Mioño hasta Laredo. La orientación de los estratos muestra direcciones de estrato de 45 a 70°, con buzamientos de 30 a 60°.

5. Elementos antrópicos. La Punta Cotolino está fuertemente afectada por la acción del hombre. Además de las actividades mineras (Indicio minero nº 98 de Locutura y Zapardiel, 1990), el área ha sido utilizada tanto como área de entrenamiento de

tiro por parte de las Fuerzas de Seguridad del Estado en el pasado o como vertedero hasta su posterior conversión actual en parque público. En cuanto a los alrededores de la playa de Brazomar, cabe insistir de nuevo en las modificaciones sufridas por la acción humana (urbanizaciones, instalaciones hoteleras, viales, etc.).

Parada 3. Playa Arenal (Sonabia)

La playa Arenal, a la que se accede desde la Autopista A-8 (Salida Oriñón), se sitúa al NO inmediato del pueblo de Sonabia (figura 9.4), al pie del farallón de Candina. Se llega a ella esencialmente a pie, dada la estrechez de las calles, que dificulta el acceso en autobuses de gran tamaño, aunque no por vehículos menores.

Geológicamente, corresponde a una depresión alargada entre los conjuntos carbonatados del Aptiense-Albiense Inferior y Medio y los margo-carbonatados del Albiense Medio-Superior. Su origen se relaciona con la presencia de una intensa diaclasación en estas rocas, así como con una importante fractura de dirección NO-SE, que, unido a la diferente resistencia a la erosión de los materiales han condicionado el relieve actual.

1. Rasgos geomorfológicos. En esencia comprenden:

- El dominio playero. De orientación NO-SE (figura 9.5), constituye el relleno de una pequeña ensenada protegida por dos promontorios calcáreos relacionados con el macizo de Candina: Punta Yesera y Punta de Sonabia (más conocida como La Ballena). Estos promontorios la resguardan de la erosión costera; la evolución en el espacio y en el tiempo de los procesos de erosión/sedimentación ha configurado la estructura interna, que ha sido modificada substancialmente por las actuaciones humanas con la ocupación de la mayor parte del supramareal para cultivos, con un cordón frontal de arena dispuesto igualmente por el hombre para proteger aquéllos de la acción del viento y del oleaje. La configuración resultante permite identificar diversas unidades, cada una caracterizada por unas condiciones dinámicas diferentes y por un agente distinto, donde el viento y el oleaje se complementan en la aportación de las arenas y en su distribución por todo el conjunto.

El contorno de la playa emergida tiene una forma subrectangular (figura 9.5), alargada en planta y abierta hacia el mar (Flor y Martínez, 1991). Hacia la parte alta existe un sistema de dunas activas que se instalan sobre la porción externa de una antigua superficie de playa de disposición plana que, de acuerdo con estos autores, habría sido activa durante la transgresión flandriense e inmediatamente después al descender el nivel marino.

El componente fundamental de los materiales playeros es de arenas carbonatadas de origen biogénico, que resultan de la intensa abrasión sufrida por los caparzones de moluscos y equinodermos principalmente; su sedimentación se ve favorecida por el efecto de sombra ejercido por el peñón de Candina sobre la

pequeña ensenada de Sonabia. El exceso de materiales aportados por el mar al sistema se acumula sobre un supramareal con escasa diversidad de estructuras sedimentarias (marcas de expansión de las olas, *ripple marks* de ola y, más escasamente, romboidales, marcas en herradura, lineación de partición) modificado por la instalación de una barra arenosa situada en la posición aproximada de la berma de tormentas; esto determina la limitación de esta parte de la playa (playa fósil, postflandriense), ocupada por pequeñas parcelas utilizadas como huertas de los lugareños. Debido a estas limitaciones topográficas y a las direcciones de los vientos dominantes, las arenas se distribuyen formando un complejo campo dunar. Flor y Martínez (*op. cit.*) clasifican los tipos de dunas en dos categorías (figura 9.5): de acumulación y de erosión (depresiones de deflación o "*blowouts*"); las primeras, a su vez, en transversas (dunas transversales y cordones dunares), longitudinales y mixtas (barjánicas). Su descripción puede seguirse en Flor y Martínez (*op. cit.*).

- Los procesos de ladera. Se identifican esencialmente por la presencia de diferentes tipos de depósitos asociados (figura 9.5) a lo largo de la ladera al pie del macizo de Candina. Así mismo, Flor y Martínez (*op. cit.*) cartografían algún deslizamiento en la ladera que cierra por el NNO la playa, a la altura del límite con el nivel de bajamar.

- El karst. Fundamentalmente, exokarst: lapiaz tallado sobre las calizas aptienses y el supraurgoniano -más margoso-. Las formas dominantes son ruiniformes, sobresaliendo de la roca tumores de naturaleza silíceo, muy abundantes en las calas del entorno (ver a continuación).

2. *Elementos litológicos*. Son de origen sedimentario: rocas carbonatadas y gravas y arenas -no consolidados aún o en vías de consolidación-. Los primeros son calizas wackestone con restos de corales, braquiópodos, equinodermos y lamelibranquios y con abundantes parches silíceos que, por su mayor resistencia a la erosión, resaltan en el relieve de la roca; el tamaño de estos parches pasa de unos escasos centímetros a cerca de 2 decímetros y pueden observarse en las rocas en la base de los acantilados que rodean la playa, en donde aparecen concentrados en determinados niveles estratigráficos, y, preferentemente, en todo el margen septentrional del promontorio que protege por el N la playa (punto B de la figura 9.4). Este rasgo permite aseverar la existencia en el medio sedimentario, durante la sedimentación de los componentes carbonatados de la roca que se estaba originando, de aportes silíceos asimilados por organismos con esta clase de caparzones (esponjas, posiblemente); posteriormente, los procesos diagenéticos serían capaces de movilizar primero y luego fijar la sílice procedente de los esqueletos de dichos organismos.

Los materiales cuaternarios se distribuyen en los depósitos de ladera (mantos de derrubios) ya citados y en los depósitos playeros y de los complejos dunares asociados. También cabe citar los depósitos marinos levantados existentes

en el sendero que conduce al punto B de la figura 9.4. Son arenas y arenitas cuarzosas, ferruginosas, amarillentas a pardas, con poligonizaciones remarcadas por rellenos de óxidos de Fe que representan procesos de migración de los óxidos en las etapas de la diagénesis ocurrida durante la emersión y la consecuente desecación del sedimento, para precipitar dichos compuestos minerales en las grietas abiertas por retracción del material (Lámina 9.I.d).

Parada 4. Liendo-Acantilado de San Julián (Liendo)

Se sitúa inmediatamente al N de Liendo. Se accede desde la Carretera Nacional 634 a su paso por esta localidad; al final de la recta en sentido a Laredo se encuentra una desviación a la derecha que conduce hacia el barrio Isequilla. Desde aquí, en un nuevo cruce en "Y", se toma la primera a la derecha, siempre buscando la posición del mar. La pista hacia el afloramiento objeto de esta parada, en la zona de mayor pendiente, tiene el firme cuarteado. Está formado por cemento que liga guijarros de anhidrita yesificada procedente de las escombreras de la planta de tratamiento de fluoritas en Ontón; este cuarteamiento se debe al hinchamiento de un material hidrófilo que la intensa humedad, mediante hidratación, transforma en yeso. Este proceso contribuye a la destrucción de la calzada.

1. La depresión de Liendo. La playa de San Julián está separada de la depresión de Liendo por un pequeño umbral topográfico que permite cerrar la conexión directa entre ambas. Esta depresión tiene un fondo plano (figura 9.6.a) y se sitúa a 50 m sobre el nivel del mar; está limitada por un conjunto de fracturas de direcciones variables y ha sido calificada en distintas fuentes como cubeta de descalcificación, como poljé, etc. Los materiales de base que la rellenan son de arriba a abajo arcillas beiges plásticas de más de 2'50 m de espesor (profundidad medida en cimientos de algunas viviendas) y, por debajo, arenas y arcillas alternantes con algunos niveles carbonosos, cuyo espesor máximo del conjunto alcanza los 150 m en algunos puntos (G. Flor, com. pers.).

Alrededor de la depresión dominan las calizas con rudistas (Cretácico Inferior-Medio; figura 9.6.b). En sus márgenes se observan un conjunto de montículos cónicos (*hum*, según Hernanz, 1968), cuya morfología depende de la corrosión de borde, lo que determina la velocidad de expansión lateral; en general, de acuerdo con este autor, cuanto mayor es ésta, la forma del "hum" se hace más abrupta, y llega a ser vertical en climas tropicales a subtropicales. En el margen septentrional convergen materiales cretácicos, jurásicos y triásicos caracterizando una de las estructuras geológicas recogidas en el catálogo de Puntos de Interés Geológico en la región (Duque y Elízaga, 1983): el diapiro de San Julián.

2. El diapiro de San Julián. Se sitúa en el acantilado de acceso a la playa de San Julián. A él se accede desde el borde occidental de la depresión de Liendo mediante una pista primero y un camino de cierta peligrosidad de tránsito después. El afloramiento se sitúa en una antigua cantera de arcillas. Al O del frente del afloramiento se observan los materiales cretácicos, en tanto que hacia el E

inmediato aparecen los jurásicos. Ello permite poner en evidencia la característica de este rasgo estructural: el contacto mecánico entre materiales plásticos rojizos a localmente verdosos (arcillas y margas yesíferas) del Triásico con otros más modernos (cretácicos y jurásicos).

Parada 5. Laredo: Atalaya-Playa de La Salvé

Se estudian aquí las rocas subvolcánicas de la Atalaya y la interferencia entre los procesos costeros y las actividades humanas en el entorno de la playa de La Salvé.

1. Las vulcanitas de la Atalaya de Laredo. La Atalaya de Laredo está constituida por rocas de tonos verdosos claros en superficie de alteración, en tanto que en superficie fresca presentan tonos más oscuros; esencialmente son masivas, y están atravesadas por numerosas venas blanquecinas; su textura, de acuerdo con la descripción en IGME (1982) y Lago y Pocovi (1984), es holocristalina, heterogranular y diabásica, con piroxenos, plagioclasas y minerales opacos, que los primeros clasifican como diabasas, en tanto que los segundos reconocen como doleritas. Frecuentemente existen segregaciones de olivinos en cristales microscópicos. En cualquier caso, representan una paragénesis propia del magmatismo toleítico.

En este afloramiento, Lago y Pocovi (*op. cit.*) identifican estructuras fluidales y, citando datos de Montigny *et al.* (1982), su edad radiométrica basada en el K/Ar sobre roca total es de 152 ± 6 m.a., lo que supone que el emplazamiento de estas rocas tuvo lugar, a favor de determinadas fracturas, posteriormente al Keuper.

Existe una estrecha relación entre la fracturación tectónica y el afloramiento de estas rocas en la zona (Colindres-La Pesquera-Laredo); dicha fracturación afecta además, entre otras, a las transformaciones mineralógicas postmagmáticas. De acuerdo con observaciones de vesículas y de un ligero metamorfismo de contacto sobre los materiales plásticos del Keuper realizadas por Lago y Pocovi (*op. cit.*) en el afloramiento de La Pesquera, estos autores interpretan que estas rocas intruyeron a través de fracturas cuando los sedimentos del Keuper no estaban completamente consolidados.

En el marco de la tectónica de placas, estas rocas representarían un vulcanismo en fase de *rifting* correspondiente a la fragmentación del Pangea generado al final del Carbonífero; a su vez, la movilización diapírica de los materiales plásticos del Keuper habría arrastrado hacia la superficie parte de estos materiales volcánicos, quedando intruidos entre aquéllos.

2. La Playa de La Salvé: procesos naturales e interferencias antrópicas. Con una longitud de más de 4.000 m, y suaves pendientes y desniveles, la playa de La Salvé se encuentra imbricada entre el mar y el casco urbano de Laredo en un conflicto de intereses desde los años sesenta en que el llamado "*boom*" turístico comenzó a terminar la tarea iniciada antes del siglo XVI. Su morfología es de barra arenosa de

dirección que parte de E-O en la parte más oriental, arqueándose para adquirir una traza SE-NO hasta su ápice, a la altura de Santoña, en que sigue por el interior de la ría con una dirección N-S donde el río Asón entra en contacto con el mar (figura 9.7). De acuerdo con Flor *et al.* (1982) esta playa representa una importante zona de sedimentación costera con influencia dominante de tipo estuarino y, más ligeramente, fluvial a lo largo del borde costero de Santoña. Geológicamente, todo el entorno se ubica sobre los materiales triásicos que dibujan la gran estructura diapírica que desde la Atalaya de Laredo y el S de Colindres se extiende al NNO hacia Santoña.

Los niveles mareales de la Playa de Salvé presentan las siguientes características, todas ellas con un amplio abanico de estructuras sedimentarias (figura 9.8):

- El supramareal. En origen contiene las dunas más extensas de Cantabria, así como las más degradadas por la presión urbanística (Flor, 1980). Según este autor, toda la barra está orlada por una cresta transversal convexa muy discontinua, mejor desarrollada en la parte de la ría de Treto. El incipiente estado de evolución de estas dunas hace que esta cresta delimite en el interior de toda la superficie de la barra una suave y amplia depresión en que se van a originar formas eólicas poco desarrolladas e irregularmente repartidas. La duna se reactiva en las depresiones que dejan las crestas en el borde de la playa; se forman lenguas hacia el interior, fosilizando las ya fijadas. Al acercarnos a Laredo, la banda convexa va desapareciendo, siendo substituida por dunas lingüiformes que en la actualidad están creciendo entre la playa y el muro construido, que prueba la progradación de la playa. Las formas son incipientes, con pequeñas lomas alargadas de forma ovoide, perpendiculares y oblicuas a la línea del nivel del mar, que están siendo fijadas por vegetación. El surco que sigue a la cresta hacia el interior del campo dunar es muy estrecho en el sector de la playa e inexistente en el de la ría. La intensa presión urbanística sufrida por el entorno de la Playa de Salvé ha determinado no sólo la privación de áreas de extensión de este campo dunar tierra adentro, sino que los vientos generadores se han visto modificados de modo que actualmente existe una escasa sedimentación eólica que es ahora muy superficial.

En la banda más externa o próxima al nivel del agua, se pueden formar varios escalones o bermas, producidos por el estacionamiento de pleamares vivas y/o la erosión del oleaje, siendo más frecuentes en la zona occidental de la playa (Flor y Martínez, 1997).

- El intermareal. Se sitúa entre los niveles de mareas vivas máximas. Su anchura es la mayor de la playa emergida, disminuyendo hacia el O, donde el tamaño de grano de la arena se hace mayor y donde la pendiente es más alta por la mayor actividad energética del oleaje incidente. En la mayor parte de la playa y durante los períodos en que alcanza el perfil de equilibrio -coincidente con las épocas de calma de oleaje-, Flor y Martínez (*op. cit.*) identifican un amplio abanico de estructuras

sedimentarias presentes (figura 9.8): líneas de vaivén en forma de hiladas con la convexidad hacia tierra, muchas de las veces conteniendo restos de algas, ramas, conchas, etc.; marcas en herradura (*current crescent*) y lineación de partición; también, agujeros y domos debidos al escape del aire al inundar la lámina de agua la masa arenosa seca, que dan lugar, internamente, a estructuras de deformación por extrusión de fluidos; *ripples* romboidales, muy abundantes, y, entre las escasas estructuras de origen orgánico, pequeños agujeros debidos a pulgas de agua (*Talitrus saltator*), que sirven de alojamiento temporal para estos organismos hasta la pleamar siguiente. También, y donde hay fuerte cambio de pendiente, marcas de arroyada (*rill marks*), a través de las cuales se elimina el agua retenida en los poros intergranulares e introducida durante la pleamar en toda la parte de la playa situada por encima; en la porción más interna, un canal estrecho de desagüe, que permite la formación en su entorno de *megaripples* complejos y *ripples*, superpuestos o no, de tipo preferentemente linguoides; en la más externa, un amplio bancal de escaso relieve positivo (unos pocos centímetros), con la superficie prácticamente subplana y sobre la que se generan *ripples* romboidales y líneas paralelas de alto flujo. En áreas de mucha energía, se substituye este bancal por *megaripples* romboidales.

- El submareal. Está permanentemente sumergido y se extiende desde el punto de las bajamares vivas máximas hasta una profundidad en que el oleaje de base apenas es perceptible, fijándose para una costa energética como la Cantábrica entre 10 y 12 m. Enlaza gradualmente con la plataforma interna, sin que se pueda establecer otro límite que el convencional mencionado. Las estructuras mayores se concretan en sistemas de barras y surcos (éstos más próximos a la orilla o a sotavento de las barras), coincidiendo con la posición de los diferentes rompientes del oleaje. En todo el fondo son abundantes los *ripples* de oleaje, bien direccionales, bien de interferencia, por el efecto de vaivén del mismo. Abundan los anélidos y los moluscos (*Donax vitatus*, *Tellina tenuis*,...) y equinodermos (*Echinocardium cordatum*), que habitan en el interior en los centímetros superficiales del sedimento arenoso.

Otros datos referentes al supra, inter y submareal de esta playa pueden seguirse en Flor y Martínez (*op. cit.*).

La vegetación se sitúa a partir de la porción más externa de la zona supramareal. Se trata de un ecosistema asentado sobre arenas móviles, sometidas a las acciones de las mareas vivas cuando se producen oleajes de tormenta y, fundamentalmente, el viento. Por ello, la salinidad es muy elevada y las comunidades vegetales son poco estables y muy abiertas. En la línea de la pleamar, se deposita materia orgánica, que enriquece las arenas en sales nitrogenadas, lo que, sumado a los aportes de origen antrópico, determina que en estas arenas se desarrollen determinadas especies nitrófilas: *Agropyrum junceiforme*, *Salsola kali*, *Cakile maritima*, *Honkenya peploides* o *Elymus farctus*.

3. *El Puntal-la playa del Regatón*. La barra arenosa de playa en el margen derecho del canal principal del Asón, que recibe la denominación de El Regatón, es una playa típicamente estuarina (figura 9.7). Se sitúa en una gran acumulación arenosa occidental o flecha, en la que también se incluye la playa de la Salvé, y tiene una serie de peculiaridades que la diferencian de las restantes. Adquiere una orientación aproximada N-S a lo largo de 3 Km, que contrasta con la dirección E-O de las formadas en otros estuarios. Esto viene condicionado por la existencia del Peñón de Santoña (Monte Buciero), que ejerce un efecto de abrigo por el cual las corrientes fluviales y fluviomareales, particularmente durante condiciones de refluo o en bajamar, así como por la actuación de los oleajes que entran en la concha laredana, refractándose, obligando a que el sedimento arenoso se disponga creciendo como si se tratara de un tómbolo, en cuyo desarrollo el oleaje sólo tiene efecto en la parte de la barra de la playa de La Salvé, mientras que en el borde occidental actúan las corrientes del Asón y las producidas por las mezclas de aguas dulce y salada. Estas últimas son las causantes de que la playa de El Regatón tenga una alineación prácticamente rectilínea con dirección N-S.

La playa de El Regatón está directamente influenciada por la dinámica del canal principal a lo largo del ciclo mareal, aunque durante las pleamares se produce una removilización de la superficie arenosa por corrientes laminares del canal y por el oleaje generado a partir de vientos sobre la superficie del agua en el interior del estuario. La pendiente es suave, con arenas en la parte intermareal superior que pueden en algunos casos pasar gradualmente hacia abajo a fangos en la zona intermareal baja. La zona sumergida, sin embargo, es fuertemente arenosa, con tamaños gruesos y lavado de componentes finos. En la parte alta intermareal predominan los *ripples* de corriente paralelos a la línea de agua, mientras que en la inferior los *ripples* adquieren una trayectoria perpendicular a los anteriores al ser generados por los flujos fluviomareales descendentes. En esta zona inferior son abundantes las pistas de anélidos sobre la superficie, así como bioturbación del sedimento por estos mismos organismos, destacando la debida a *Arenicola marina*. Entre ambas zonas intermareales se forman sendas marcas de arroyada (figura 9.8).

BIBLIOGRAFÍA

- Barba,F.J. (1988). **Itinerarios Geológicos**. CEP-Castro Urdiales: 60 p.
- Ciry,R.; Rat,P.; Manein,J.; Feuillée,Ph; Amiot,P.; Col-chen,M. y Délance,J.M. (1967). **Réunion extraordinaire de la Societé Géologique de France, des Pyrenées aux Asturies**. C.R. Somm. Soc. Géol. France, 9: 389-444.
- Duque,L.C. y Elízaga,E. (1983). **Puntos de Interés Geológico en el Sector Oriental de la Cordillera Cantábrica**. Ser. Pub. Min. Ind. y Ene.-I.G.M.E.: 76 p.
- Flor,G. (1980). **Las dunas costeras de Cantabria: valores singulares geológicos**. C.R. I Reunión de Geol. Amb. y Ord. Terr., Santander-1980: 22 pp.
- Flor,G.; Llera,E. y Ortea,J. (1982). **Los carbonatos biogénicos de los sedimentos de las playas arenosas de Asturias y Cantabria: su origen y significado**

- dinámico. Primera Parte.** *Cuadernos del CRINAS*, nº 2: 77 pp.
- Flor,G. y Martínez,P. (1991): **Características morfológicas y sedimentológicas de las dunas eólicas de Sonabia (Zona Oriental de Cantabria, NO de España).** *Estudios Geol.*, 47: 317-337.
- Flor,G. y Martínez,P. (1997): **La costa de Laredo.** *Consej. de M.A.O.T.-Gobierno de Cantabria*: 86 pp.
- Foyo,A. (1978): **La estructura geológica de la región de Castro Urdiales.** Tesis de Licenciatura, Univ. de Oviedo. Inédito.
- Lago,M. y Pocovi,A. (1984). **Aspectos geológicos y perológicos de las doleritas triásicas (ofitas) de Cantabria.** *C.R. I Congr. Esp. Geol.*, t. II: 147-160.
- Martínez,P. (1984). **Dinámica y sedimentación en el estuario del Asón (Cantabria).** *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 14: 175-197.
- Rosales,I, Fernández-Mendiola,P.Á. y García-Mondéjar,J. (1994). **Carbonate depositional sequence development on active fault blocks: the Albian in Castro Urdiales area, northern Spain.** *Sedimentology*, 41(5): 861-882.
- Varios autores (1982). **Mapa Geológico de España, escala 1/50.000. Hoja nº 36 (Castro Urdiales).** *Inst. Geol. Min. España*, Mapa y Memoria: 31 p.

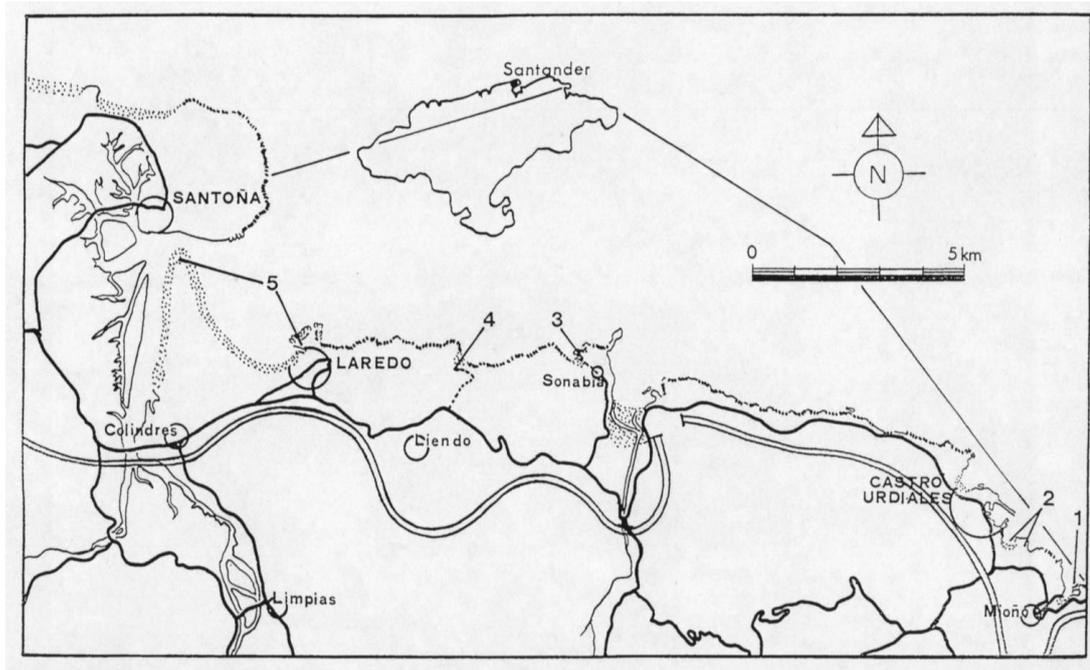


Figura 9.1. Localización geográfica del área a visitar.

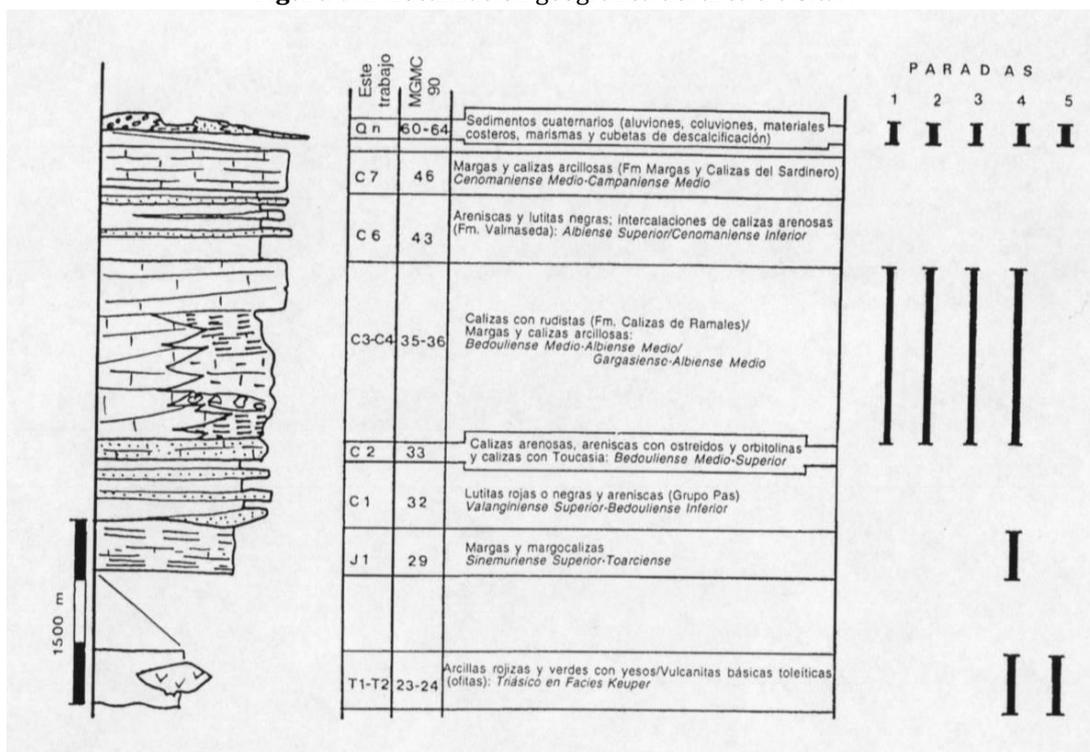


Figura 9.2. Columna estratigráfica de la zona costera oriental de Cantabria. La columna "Este trabajo" recoge la numeración dada a las unidades cronoestratigráficas representadas en el mapa de la figura 3, en tanto que en la columna MGMC90 se expresa su equivalencia con las dadas en el Mapa Geominero de Cantabria a escala 1/200.000 de 1990. En la columna tercera se acompaña un descriptor de cada unidad, en tanto que en la cuarta columna se señala la aparición de cada uno de dichos intervalos cronoestratigráficos en los puntos de este Itinerario. La escala es aproximada.



Figura 9.3. Mapa estructural del área a visitar.

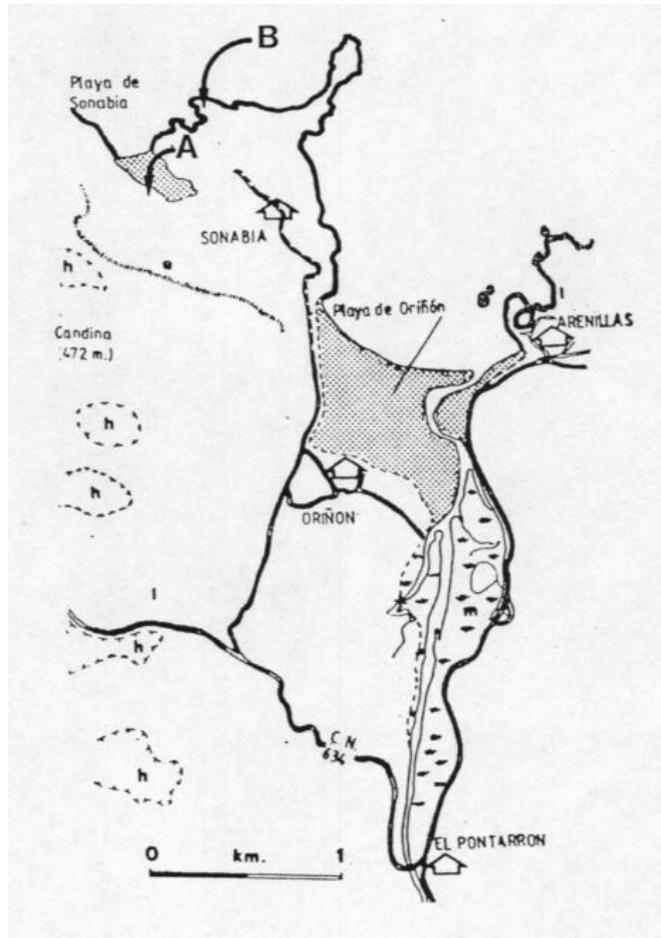


Figura 9.4. Situación de la playa de Sonabia.

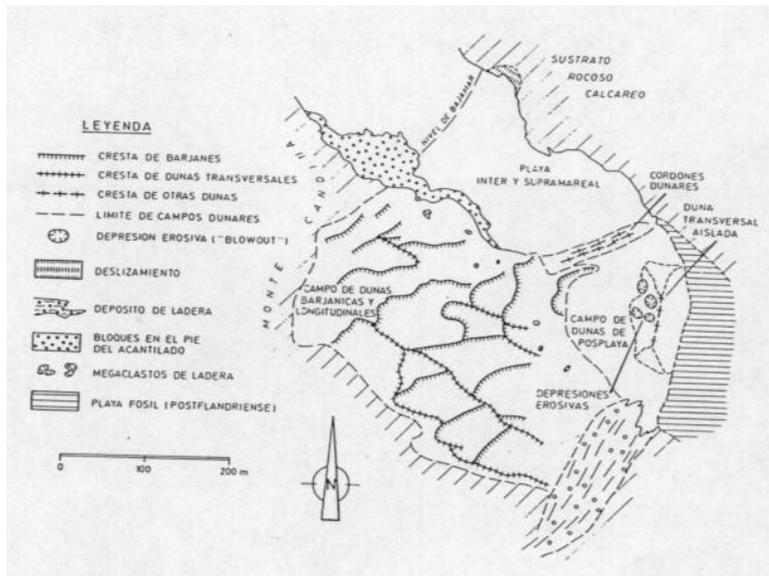


Figura 9.5. Repartición del conjunto de playa/dunas y campos eólicos más característicos. Según Flor y Martínez (1991).

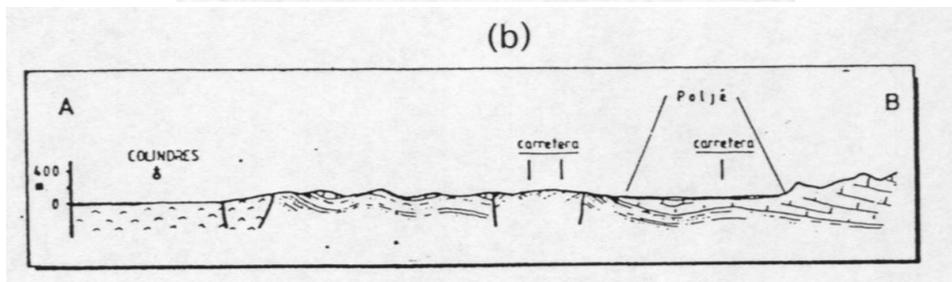
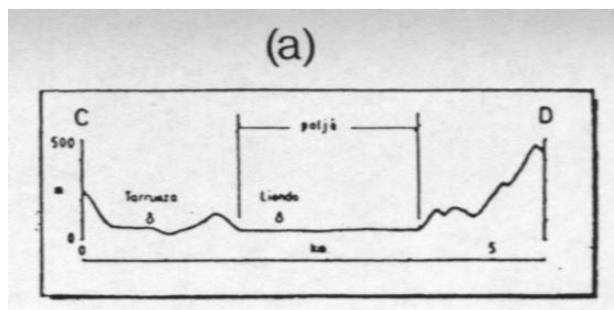


Figura 9.6. Perfil topográfico (a) y geológico (b) de la depresión de Liendo.

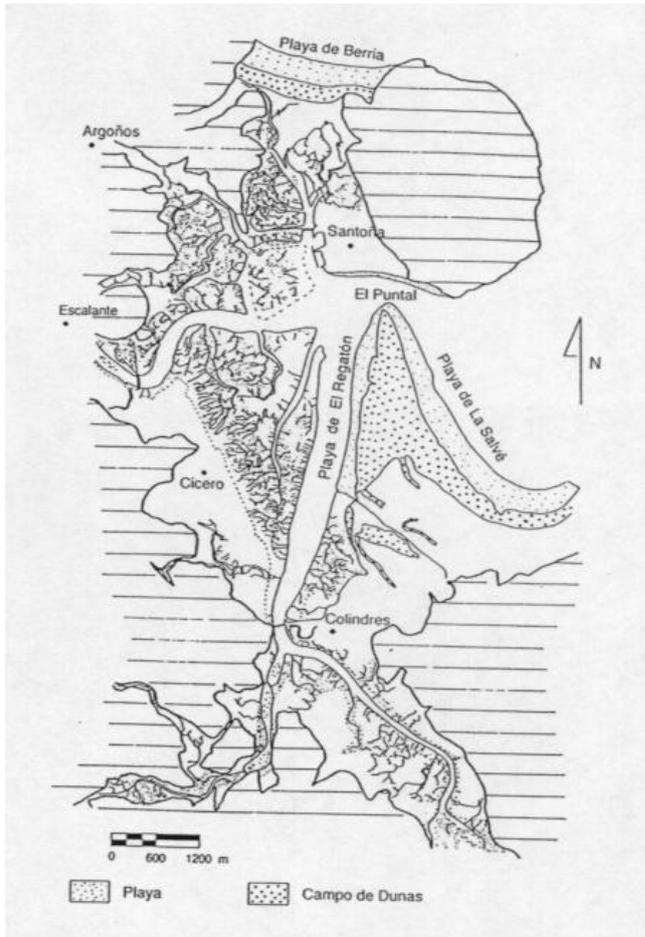


Figura 9.7. La playa de la Salvé en el contexto de la desembocadura del río Asón. Según Martínez (1984).

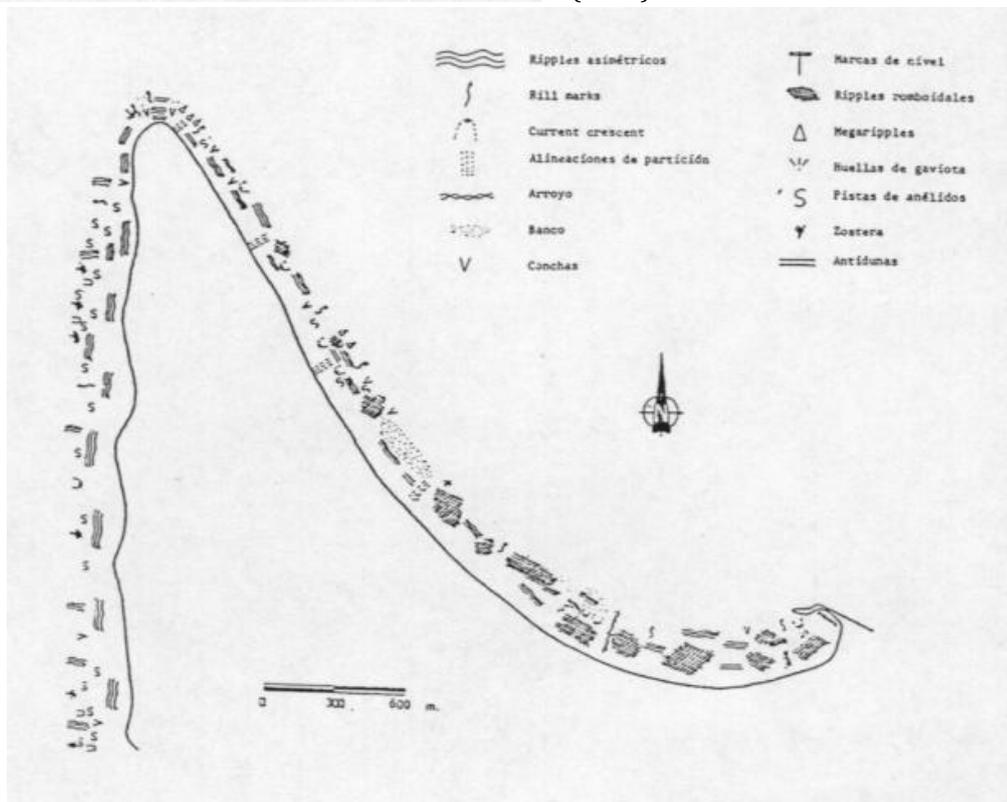


Figura 9.8. Estructuras sedimentarias de la playa de Salvé (Laredo). Según Martínez (1984).



(a)



(b)



(c)



(d)

Lámina 9.I. a) Lenguas y entrantes en las gravas de Dícido. **b)** Gravas en el supramareal de Dícido. Obsérvese el diferente grado de cementación. **c)** Microfracturación en las margas de la playa de Dícido. **d)** Depósitos marinos levantados en Sonabia mostrando poligonizaciones originadas por retracción tras el descenso del nivel marino; obsérvense las costrificaciones ferruginosas en las grietas, producidas durante la diagénesis en las zonas de menor presión de la masa sedimentaria

NOTA FINAL

Este documento es el pdf del texto y gráficos del original de la obra del mismo título (**GeoCantabria: Itinerarios Geológicos**) publicada en noviembre de 2004 por la Consejería de Medio Ambiente del Gobierno de Cantabria. **D.L. SA-1504-2004, ISBN: 84-688-9052-9.**

El Copyright es propiedad de los autores (ver portada).

Dado que no se puede obtener el original impreso por estar agotado, esta versión que se deposita en la web de Educantabria permite facilitar el acceso a una información demandada por distintos docentes para uso de tipo exclusivamente educativo.

Aunque se permite su descarga para ese tipo de usos, no se permite en cambio para uso comercial del mismo ni de ninguno de los contenidos incluidos.

El Editor
Octubre de 2024

ÍNDICE

Nº	TEMA	Pág.
	Introducción general	1
1	Introducción geológica	3
2	Excursión costera Liencres-San Vicente de la Barquera	19
3	El karst en Cantabria. Excursión Asón-Matienzo	39
4	El Jurásico de la costa oriental de Asturias: modelo de trabajo de campo	45
5	Utilización didáctica de la gea, flora y fauna en las rutas de la Merindad de Campóo	65
6	Excursión por las cuencas de los ríos Miera y Pas-Pisueña. Un ejemplo didáctico de evolución del relieve Cuaternario, en la cornisa cantábrica oriental	85
7	Itinerario geológico por los Picos de Europa	105
8	Litoral de Cantabria (i): Santander-Unquera	123
9	Litoral de Cantabria (ii): Mioño-Castro Urdiales-Liendo-Laredo	141
	Nota final	161

