

CAPÍTULO 1.1.

El Geoparque de la Costa Vasca. El *Flysch* de Zumaia-Deba.

Pedro José Lozano Valencia¹

Itxaro Latasa Zaballos¹

Guillermo Meaza Rodríguez¹

¹Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea



CAPÍTULO 1.1. EL GEOPARQUE DE LA COSTA VASCA. EL *FLYSCH* DE ZUMAIA-DEBA.

Pedro J. Lozano Valencia, Itxaro Latasa Zaballos y Guillermo Meaza

Universidad del País Vasco/Euskal-Herriko Unibertsitatea

1.1.1. Introducción

Uno de los activos geológico-geográficos más en auge durante los últimos tiempos en Euskal Herria es, sin duda, el denominado "geoparque de la Costa Vasca", concretamente el tramo de *Flysch* entre Zumaia y Deba, y la rasa mareal que la erosión ha generado sobre esta litología (Tamés, Mendiola & Pérez, 1991a). De hecho, su fama ha alcanzado una escala internacional al ser uno de los pocos puntos en el mundo donde se observa perfectamente el tránsito entre los últimos pisos del Mesozoico (Cretácico superior -Campaniense y Maastrichtiense-) y los primeros del Cenozoico (Paleógeno-Paleoceno -Daniense y Thanetiense-) y, cómo no, el delgado "estrato de iridio", que aparece como consecuencia del hipotético choque de un meteorito contra la tierra y que dio lugar no sólo al cambio que se tomaría como tránsito entre las dos eras, sino también a un gran proceso de extinción biótica masiva, seguramente el último en ocurrir antes de la presencia humana.

Todo este sector se encuentra protegido con dos figuras diferentes. Por una parte, el 10 de febrero de 2009 fue declarado "Biotopo protegido" mediante el decreto 34/2009. Esta es una de las dos figuras más importantes de protección según la ley que rige dicha materia dentro de la Comunidad Autónoma del País Vasco (CAPV) (Ley 16/1994 de 30 de junio de Conservación de la Naturaleza del País Vasco, modificada posteriormente por la Ley 2/2013, de 10 de octubre). Por otra parte, goza de la figura de "Geoparque", dependiente de la UNESCO, que recoge como tal cualquier porción del territorio que sea digna de ser tenida en cuenta a partir de sus recursos geológico-geomorfológicos. En cualquier caso, el biotopo (también incluido en la red europea de espacios protegidos a partir de la figura LIC/ZEC), cuenta con una superficie superior a las 4.300 Ha, de las cuales 3.756 se corresponden con la superficie marina y 495 con la terrestre (Hilario, 2012). Se trata, por tanto, de un espacio singular no sólo por sus formaciones geológicas o geomorfológicas, sino también por los variados ecosistemas que alberga, desde los 13 kilómetros de acantilados a sus rasas mareales o a los someros fondos marinos que alcanzan más de 1 km mar adentro.

Este espacio, que se encuentra limitado por los cascos urbanos de Zumaia, al este, y Deba, al oeste, comprende más de 10 kilómetros lineales de costa con muy pocos impactos antrópicos. Dentro de la costa guipuzcoana se sitúa en su sector más occidental, a más de 45 kilómetros de San Sebastián, 85 de Bilbao y 100 de Vitoria-Gasteiz. La mejor forma de acceder a estos ecosistemas y recursos geológicos es a través de la Carretera N-634, también denominada localmente Carretera de la Costa, o la más rápida a través de la Autopista de peaje A-8.



Fotografía 1.1.1. El Flysch y la rasa mareal entre Zumaia y Deba. Fotografía de los autores.

1.1.2. Composición y caracterización cronolitoestratigráfica del Geoparque

La composición litoestratigráfica dentro de los límites del Geoparque varía, aunque siempre manteniendo la estructura flyschoides. No obstante, las litologías se van sucediendo de oeste a este, puesto que las rocas más antiguas se sitúan en el extremo más occidental de este espacio, coincidiendo con Punta Arnillo, antes de entrar en la Ensenada de Deba y, con ello, en litologías cuaternarias derivadas de la sedimentación costera y también fluvial a partir de los aportes del río Deba. A continuación, se describirán muy someramente cada uno de estos grupos litológicos siguiendo el Mapa Geológico del País Vasco y más concretamente la hoja 63-II de Zumaia a una escala 1:25.000.

La primera formación a reseñar consiste en una alternancia de areniscas y lutitas negras junto a algunos estratos megaturbidíticos muy localizados. Se trata de un *Flysch* de tonos oscuros, debido a las lutitas, que anuncia lo que más al oeste será el dominante “*Flysch negro*” en contraposición con el “*Flysch blanco*” típico de la costa guipuzcoana. (Mapa 1.1.1.) Esta primera formación litológica se enmarca en el Cretácico inferior y, en concreto, dentro del Albiense (entre 112 y 99,6 millones de años). Hacia el oeste, ya en las inmediaciones de Punta Altzurri la topografía intersecta una línea de cabalgamiento con unas margocalizas grises estratificadas que van dando paso, en el sector de Playa Endata, a un banco de brechas de bloques de areniscas y cantos blandos que a techo pasan a margas y margocalizas rosas. Este último estrato cuenta con escasa potencia y, además, con muy poco recorrido lateral, de manera que rápidamente es sustituido por un potente banco de margas, margocalizas y calizas, o lo que es lo mismo, por un *Flysch calizo*, en referencia a que, en este caso, no existe ningún término o estrato detrítico tal y como sí ocurre dentro del denominado *Flysch detrítico calcáreo* donde a las margas y calizas hay que sumarle estratos de calcarenitas. Las tres formaciones descritas con anterioridad (margocalizas grises,

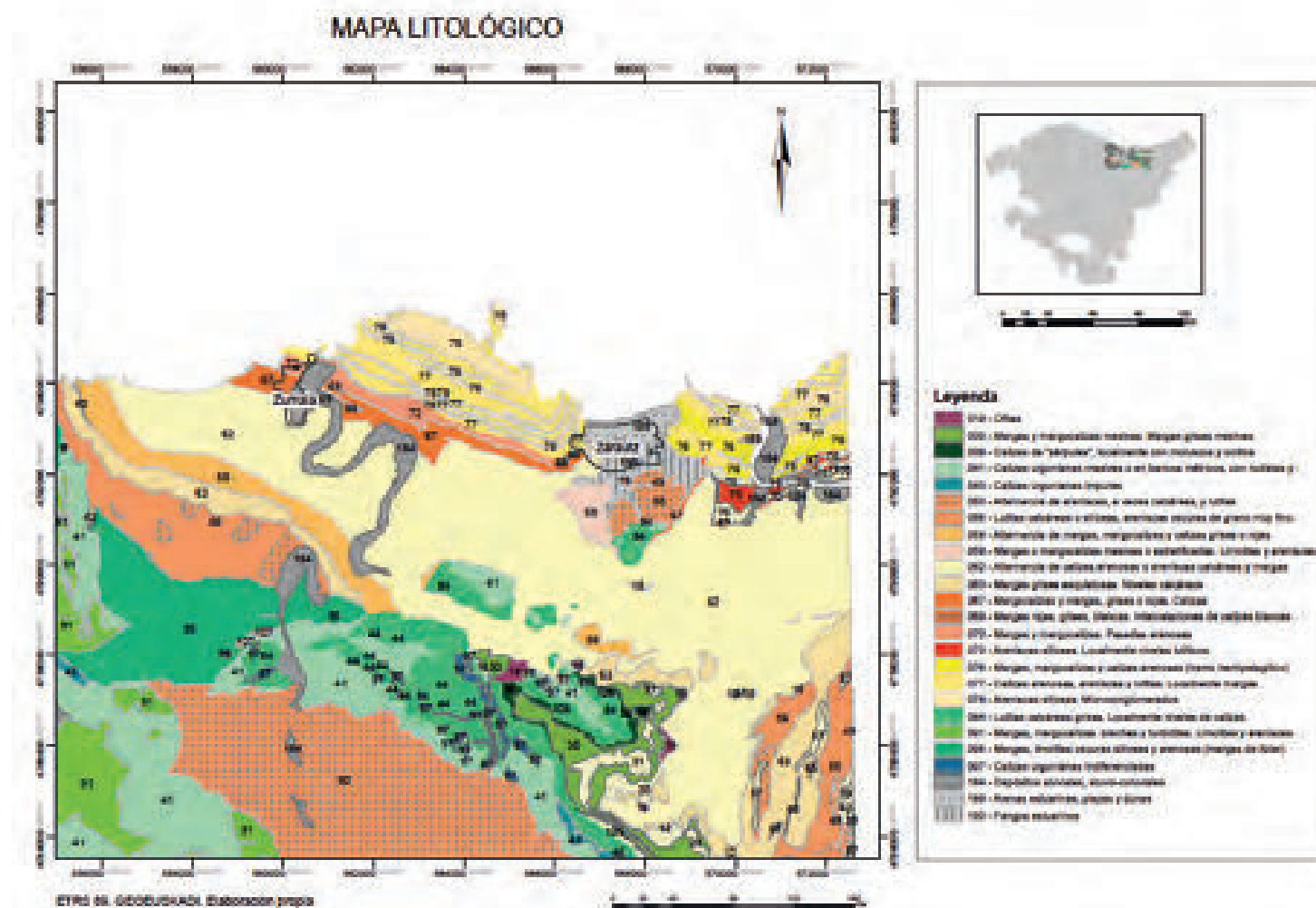
brechas y *Flysch* calizo) se sitúan cronoestratigráficamente dentro del Cenomaniense-Santoniense (entre 99,6 y 83,5 millones de años).

En Punta Endata y, a partir de un contacto concordante, aflora la siguiente gran formación, la dominante y, a la vez, la que mayor extensión y potencia alcanza, puesto que desde Punta Endata se extiende hasta poco antes de Punta Aitzgorri y da lugar a litologías rosadas o rojizas, ya del Cenozoico o de la transición entre el Mesozoico y el Cenozoico. Esta unidad litoestratigráfica, que se distribuye por toda la Ensenada de Aitzuri, se caracteriza por una alternancia rítmica y repetitiva de margas, margocalizas y calizas arenosas, de manera que, por contraposición a la anteriormente descrita, a esta se la denomina “*Flysch* detrítico calcáreo”. Esta litología queda datada dentro del Cretácico superior, en concreto, a caballo entre el Campaniense y el Maastrichtiense (entre 83,5 y 63 millones de años).



Fotografía 1.1.2. El *Flysch* detrítico-calcáreo. Obsérvense los estratos más lábiles y erosionados (margas) y los más duros en resalte (calizas arenosas). Fotografía de los autores.

También a partir de un contacto plenamente concordante, la anterior unidad da paso a la siguiente que aparece datada dentro de los últimos momentos del Maastrichtiense y anterior al tránsito con el primer piso de la era cenozoica (entre 65,5 y 63 millones de años). Se trata de otra alternancia de margas y margocalizas, es decir, sigue dándose esta estructura de *Flysch* con una repetición de estratos relativamente finos y contrastados litológicamente que, sin embargo, en este caso vuelven a no presentar composición detrítica alguna, de manera que puede ser calificado nuevamente como *Flysch* calcáreo.



Mapa 1.1.1. Mapa Litológico de la Costa entre Deba y Orio. Elaboración propia a partir de Geoeuskadi.

Ya en Punta Aitzkorri o Algorri, se da paso al primer piso del Cenozoico, es decir, a litologías del Paleógeno y en concreto a los primeros pisos del Paleoceno, que discurren entre el Daniense y el Selandiense (entre 65,5 y 60 millones de años) bajo un clima tropical. Se trata de margas rosas y margocalizas y calizas rosadas que forman un *Flysch* cromáticamente vistoso y que generan un relieve en resalte que, por su mayor competencia, alcanza mayores altitudes que los términos circundantes, por ejemplo, en la atalaya donde se sitúa la Ermita de San Telmo (a entre 95 y 110 metros sobre el nivel del mar). Este grupo litológico aparece en contacto concordante bajo la siguiente unidad paleocena: una alternancia de margas, margocalizas e intercalaciones esporádicas arenosas que, un poco más al este, es cortada por una falla importante. La propia falla y la menor competencia frente a la erosión de estas litologías margosas del último piso del Paleoceno, Thanetiense (entre 60 y 55,8 millones de años), ha dado lugar, por erosión diferencial, a un potente escarpe que linda con la Playa de San Telmo.

Más al este continúa la estructura flyschoides, en este caso una alternancia de lutitas y areniscas junto a paquetes de pequeña potencia de areniscas gruesas y microconglomerados, que se encuentran encuadradas en el Ypresiense (entre 55,8 y 48,6 millones de años) y, por tanto, en el Eoceno. Estas formaciones en las que se encaja el río Urola orlan por ambos márgenes la desembocadura del río y sobre ellas este mismo colector ha ido sedimentando arenas, limos, cantos rodados y arcillas, a lo largo del periodo Cuaternario. Este último tramo del *Flysch*, de gran potencia, que prosigue hacia el este, es denominado "*Flysch* arenoso" (Hilario, 2012).

1.1.3. Morfogénesis del Flysch. ¿En qué medio sedimentario se generó el Flysch?

Esa misma alternancia de estratos duros y blandos en repetición rítmica ya nos aporta una serie de pistas con las que poder acercarnos a la génesis sedimentaria de esta curiosa formación. En primer lugar, habría que tener en cuenta el paleorelieve o la disposición de las masas continentales emergidas y los mares existentes entre estas masas sólidas en este momento entre los 112 y 45 millones de años.

Durante el Cretácico superior, momento en el cual se depositan las series más potentes de este conjunto, existen dos franjas o territorios terrestres dentro de lo que hoy en día se corresponde con la Península Ibérica. Abarcando todo el occidente de la Península existiría una gran isla dentro de lo que podríamos considerar como proto-oceano atlántico que contaba con una cuenca oceánica mucho más reducida que la actual, puesto que entre África y América habría una separación relativamente reducida. Esta primera isla que podríamos definir como lo que hoy en día será la Iberia silíceo o herciniana (Portugal, Galicia, Extremadura, Andalucía Occidental y Castilla y León occidental), pertenecería a un archipiélago extenso y poblado de islas que supondría el límite más occidental del océano de Thetys, el cual quedaría limitado al norte por la placa Euroasiática (pero algo diferente a la actual puesto que China y el Tíbet se situarían más al norte de las posiciones que hoy ocupan) y al sur por Australia y el Continente Antártico (todavía unidos) y la India ya en migración hacia el norte pero pegada a Madagascar y, todo ello, a su vez, cerca del continente africano. África, por su parte, marcaría el límite más sudoccidental del mencionado mar.

Más al este se situaría una segunda isla más pequeña, que ocuparía lo que hoy en día es el Pirineo oriental, el Valle del Ebro e incluso el sudeste de Navarra (Macizo de Cinco Villas, Quinto Real, etc.). Donde hoy encontramos la línea pirenaica existe, en este momento, una estrecha y apretada fosa tectónica que está recibiendo, a modo de pequeño geosinclinal, una serie de aportes sedimentarios desde las dos islas antedichas, además de otras que se disponen en lo que hoy es Francia y las Islas Británicas. Es precisamente en esa fosa tectónica donde se va a dar la gran sedimentación del futuro *Flysch*. En concreto, a ese geosinclinal llegan aportes sedimentarios que se debieron corresponder con un clima donde lo que dominan son abundantes episodios torrenciales capaces de movilizar grandes cantidades de diferentes sedimentos desde las masas continentales. Los aportes sedimentarios llegaban a una especie de cañones dentro de una dilatada plataforma continental que enlazaba ésta con los fondos más profundos de lo que anteriormente se ha denominado fosa tectónica.

De esta manera, transversales al eje de la fosa, se insertaban profundos cañones que enlazaban su fondo con la plataforma continental y por los cuales se canalizaban y conducían los sedimentos erosionados en estas islas a partir de un régimen precipitacional relativamente torrencial y hasta tumultuoso o en forma de grandes precipitaciones y avenidas. Al igual que en la actualidad, la gran acumulación de sedimentos en la plataforma continental llegaba a un punto de inestabilidad en el borde de la plataforma con el talud continental, desencadenándose roturas y deslizamientos submarinos que, con el movimiento y la incorporación de agua, pasaban a flujos de derrubios y corrientes de turbidez, para ser depositadas en el fondo de manera ordenada en una secuencia de gruesos a finos. Esto último se corresponde con las turbiditas que podemos encontrar dentro de alguno de los pisos del *Flysch*. En este caso, los bloques métricos y decimétricos (clastos empastados en el resto de la matriz margocalcárea) procedentes de la plataforma, hablan de una erosión fuerte a partir de grandes avenidas que se corresponderían con fuertes trombas de agua. En los momentos en que esos flujos no fueran tan tumultuosos ni contaran con gran energía, sí que mantendrían cierta competencia para arrastrar desde materiales arenosos, limoso-arcillosos; con bajas energías o un clima más calmado arrastrarían materiales disueltos, como los carbonatos *sensu lato*. Por decantación, se irían sedimentando, en primer lugar, los materiales más gruesos (arenas), luego los un poco más finos (limos, arcillas, margas) y, finalmente, los disueltos o semidisueltos en el agua (carbonatos y bicarbonatos). Estos episodios repetidos una y otra vez durante más de 67 millones de años son los que dieron lugar a esta sedimentación contrastada, en bancos o estratos relativamente estrechos o poco potentes pero, a su vez, muy contrastados litológica y competencialmente frente a la erosión.

1.1.4. Irrupción del Flysch en superficie. Efectos de la orogenia alpina sobre estos materiales. ¿Por qué aparecen verticales o semiverticales aquellos estratos que, en su momento fueron depositados en posición horizontal?

La sedimentación ocurrida durante todo el Cretácico y una buena parte del Cenozoico (hasta el Eoceno Superior y Oligoceno Inferior) (33 millones de años) se mantendrá de forma muy similar a lo largo del tiempo.

No obstante, en este momento (hace 33 millones de años) ocurre un evento geológico de escala regional que tendrá sus consecuencias a una escala mucho más local, caso que nos ocupa. Durante el Eoceno la placa africana comenzó a desplazarse hacia el norte mientras que la placa euroasiática se mantenía más o menos estable en la demarcación que ocupa en la actualidad. De esta manera, las islas que se encontraban entre las dos grandes placas comenzaron a migrar hacia el norte hasta que, primero a la altura de lo que hoy es Girona (Pirineos Orientales) y posteriormente en el sector pirenaico central, comenzó a chocar con la enorme placa euroasiática. Puede decirse, de manera grosera o coloquial, que un martillo (la placa africana), comenzó a golpear contra un pequeño acero (placa ibérica) que se disponía, a su vez, sobre un yunque (placa euroasiática). Ello hizo que los materiales depositados durante los 67 millones de años en el geosinclinal que nos ocupa comenzaran a plegarse y a emerger a la superficie uniendo, de esta forma, las placas francesa e ibérica en un movimiento que no es coetáneo en todo el recorrido pirenaico, sino que, como hemos mencionado, comienza antes en el Pirineo oriental para luego pasar al central y terminar con el occidental (el último en emerger y conformarse como una gran cadena montañosa). Tales fueron las fuerzas de compresión que plegaron y replegaron todos estos sedimentos que, en las fases orogénicas más intensas, incluso llegaron a fracturar sedimentos tan plásticos.



Fotografía 1.1.3. Disposición vertical o cuasivertical del *Flysch* cenozoico o rosado en las inmediaciones de la ermita de San Telmo y la Playa homónima. Además de plegamientos muy intensos podemos observar estructuras falladas. Fotografía de los autores.

La orogenia pirenaica, que coincide con la alpina, muestra diferentes fases (EVE, 1989). Una primera fase comprensiva daría lugar a todas las estructuras plegadas e incluso a algunas fallas inversas derivadas de las fuertes presiones sobre estos materiales y, en una fase terminal o tardía, a movimientos distensivos que, a su vez, harían rejuglar las fallas inversas o generarían nuevas fallas, en este caso de carácter normal o incluso de desgarre. Todas ellas se pueden observar en Zumaia al igual que en el contacto entre

el macizo hercínico de Cinco Villas y la cobertera sedimentaria mesozoica (nordeste de Gipuzkoa). Como resultado de ello, en Zumaia los estratos que en su momento fueron depositados horizontalmente aparecen hoy verticalizados o semiverticalizados. También abundan las fallas y diaclasas surgidas como consecuencia de las importantes fuerzas compresivas que desbordaron o traspasaron las capacidades relativamente plásticas o elásticas de estos depósitos.



Fotografía 1.1.4. Estructuras plegadas y falladas dentro del *Flysch* detrítico calcáreo de Zumaia-Deba.
Fotografía de los autores.

La gran variedad de pliegues y fallas inversas quedan, en general, insertas en un flanco anticlinal, al menos en cuanto a los materiales pertenecientes al *Flysch* detrítico-calcáreo, pero que al oeste se encuentra con una falla y un cabalgamiento de las margocalizas grises estratificadas del Cenomaniense-Santonense, mientras que hacia el este aparece una gran falla que corta perpendicularmente el cauce del río Urola y pone en contacto este flanco anticlinal con otro sinclinal (EVE, 1989).

1.1.5. El pequeño estrato de Iridio y las hipótesis sobre su posible génesis. Fósiles del *Flysch*

Cuando se estudian las diferentes facies del *Flysch* se encuentran dos tramos bien diferenciados: el cretácico y el cenozoico. Son muy abundantes los fósiles marinos en

el cretácico, pero a partir del tránsito K/T (Hilario, 2012) los estratos son prácticamente azoicos, lo que nos lleva a pensar, indefectiblemente, en una extinción masiva. Pero antes de formular una hipótesis sobre el origen de esa extinción, conviene describir sucintamente los dos tipos de fósiles que se pueden encontrar dentro del *Flysch*: los macro, y los microfósiles.

En cuanto a los primeros, hay que reseñar la presencia, no muy abundante, de Ammonites. Estos cefalópodos del Cretácico, con una concha enrollada en espiral a modo de ensaimada, surcaban los mares impulsados mediante la expulsión de chorros producidos a través de un sistema interconectado de cámaras que se encuentran unidas por un sifón y que pueden hacer que el animal ascienda o descienda. Además, el animal se impulsaba hacia atrás a cierta velocidad a partir de la expulsión de chorros de agua, igual que el actual nautilus. Los *Ammonites*, cuando morían, caían al fondo y su dura concha con el tiempo era fosilizada junto al resto de sedimentos. Los Ammonites, fósiles-guía del Mesozoico, están ausentes de los términos o estratos del Cenozoico, lo que nos lleva a pensar que, al igual que los dinosaurios, desaparecieron de forma general entre el Cretácico y el Paleoceno.

Mucho más abundantes que los *Ammonites* son los inocerámidos. Se trata de moluscos bivalvos que vivieron en los fondos marinos tanto durante el Jurásico como en el Cretácico. Aparte de ser, junto a los icnofósiles, los más abundantes, muestran medidas realmente grandes, con ejemplares que pueden llegar incluso al metro de largo. No obstante, lo más habitual es observar conchas de entre 15 y 35 centímetros. Curiosamente, los rastros de estos bivalvos son muy abundantes y visibles, pero sólo 100 metros antes (al oeste) del estrato de iridio que coincide con la transición ya reseñada entre el Mesozoico y el Cenozoico. Esto nos llevaría a pensar que estos moluscos desaparecieron unos 2,5 millones de años antes de la gran extinción del límite K/T (Hilario, 2012).

También se pueden hallar restos o fósiles de diferentes especies de equínidos o erizos de mar. Se trata del caparazón calcáreo de estos invertebrados marinos que, o bien vivían alimentándose en el fondo marino, o sus esqueletos llegaron a depositarse sobre los sedimentos. Este tipo de fósiles son más escasos que los *Ammonites* y, por lo tanto, muy difíciles de ver. Más fáciles de ver son los icnofósiles, que son huellas dejadas por animales que se desplazaban, refugiaban o alimentaban (a veces todas a la vez) por estos materiales que iban siendo sedimentados gradualmente. Como no contaban con partes o esqueletos duros, lo único que ha quedado fosilizado son sus rastros. De esta manera, no podemos saber con exactitud las características morfológicas, biológicas, ecológicas de los animales que los originaron; pero a través de sus huellas se pueden colegir algunos aspectos como su tamaño. Esta gran variedad de rastros, unida a la posibilidad de observarla, hacen de Zumaia un lugar excepcional puesto que, a todo ello, hay que sumar que muchos de estos rastros han sido clasificados, nombrados y descritos, gracias a los trabajos de autores como Florentino Azpeitia, Joaquín Gómez de Llarena y Dolf Seilacher, de manera que en la actualidad, puedan ser estudiados en otras partes del mundo y, a su vez, nos den pistas sobre organismos que, de forma similar, viven a día de hoy en los fondos abisales oceánicos. De esta forma, en el *Flysch* podemos encontrar géneros y especies como *Zoophycos*,

Spirorhaphe azteca, *Rhizocorallium*, *Rotundusichnium zumayensis*, *Paleodictyon*, *Helminthopsis abeli*, *Megagraption*, *Helminthorhaphe flexuosa*, *Chondrites*, *Cosmorhaphe*, *Scolicia Prisca*, *S. plana*, *Urohelminthoida*, *Belorhaphe*, *Lorencinia*, etc.



Fotografía 1.1.5. Rastros fósiles del género *Chondrites*. Estos icnofósiles se distribuyen desde la costa hasta los fondos abisales. Los generan diferentes organismos invertebrados y pueden encontrarse desde el Pérmico hasta la actualidad. Fotografía de los autores.

El segundo grupo es el de los microfósiles con, fundamentalmente, 4 grandes categorías (Hilario, 2012):

- los foraminíferos planctónicos, organismos unicelulares que eran transportados de un sitio para otro flotando en las aguas superficiales y que contaban con un caparazón de carbonato cálcico. Se han podido describir más de 100 especies que llegan a desaparecer a partir del límite K/T, pero que en la actualidad también existen en abundancia, de manera que debemos pensar que se extinguieron en algunas zonas, pero siguieron subsistiendo en otras.
- los foraminíferos bentónicos, organismos unicelulares que, al contrario que los anteriores, habitaban los fondos marinos y que también poseían un caparazón normalmente calcáreo constituido por varias cámaras. Curiosamente, estos foraminíferos no dejan de aparecer en los estratos posteriores al límite K/T, lo que hace pensar que si no se extinguieron tan masivamente como los anteriores podría deberse a que las grandes catástrofes y cambios fueron sufridos por las capas más superficiales de los mares y océanos y por la superficie terrestre, y no tanto por los fondos marinos a cierta profundidad;
- los nanofósiles calcáreos, algas unicelulares que vivían flotando en superficie y que no han variado ostensiblemente hasta la actualidad, puesto que pueden ser encontradas de forma abundante formando parte del fitoplancton marino;
- los ostrácodos, crustáceos de un tamaño muy pequeño, por debajo del milímetro, que poseen dos valvas y muestran una morfología arriñonada. También pueden ser encontrados en la actualidad en diferentes mares y océanos.

A lo largo y ancho del planeta, en aquellos sustratos aflorantes donde se puede observar el límite K/T se constata que algo más del 72% de las especies que existían a finales del Cretácico no aparece en el siguiente piso. Es decir, asociado a ese límite K/T hay un periodo de extinción masiva similar a otros cuatro de anteriores momentos geológicos y que han servido a los geólogos para establecer límites entre periodos e incluso entre eras geológicas: el tránsito entre el Ordovícico y Silúrico, entre el Devónico y el Carbonífero, entre el Pérmico y el Triásico, y el Triásico y el Jurásico. El límite K/T conforma un estrato muy delgado, de entre 3 y 5 mm de ancho, constituido por una arcilla muy oscura y del que, por dataciones asociadas al Helio³, se constata que fue depositado en menos de 10.000 años. Existen varias evidencias dentro de esta fina capa que hablan de importantes anomalías o excepciones a lo que suele ser normal geológicamente. Por una parte, se dan grandes concentraciones de iridio, uno de los elementos químicos más densos y pesados de la Tierra, así como uno de los más escasos. Dentro de esta arcilla del límite K/T existen concentraciones de iridio 100 veces superiores a lo normal dentro de otros estratos y rocas, es decir, dado que solo en determinados cuerpos celestes, como los meteoritos o los asteroides, es tan abundante este metal, se llegó a contemplar la posibilidad de que fuera el choque de uno de estos cuerpos con la Tierra lo que diera lugar a esta sedimentación tan anómala y, a su vez, a la macroextinción ya referida.

Existe un rosario de otras anomalías, como la presencia de microesférulas y microtectitas a lo largo y ancho del mundo, pero principalmente repartidas en torno al Golfo de Yucatán. Se trata de gotas de material fundido derivadas del rozamiento de un cuerpo celeste al entrar en la atmósfera y del choque contra la Tierra. En ese mismo momento también parece registrarse un descenso brusco del isótopo ¹⁸O, que se relaciona con un periodo rápido de enfriamiento global relativamente acusado, que se vincula a su vez con una gran cantidad de cenizas y material en suspensión dentro de la atmósfera. Este efecto, al impedir el paso de los rayos del sol en una cantidad que pudiera mantener las temperaturas tal y como existirían antes del choque del meteorito, es el que daría lugar a un invierno generalizado y sostenido en el tiempo. También se detecta un descenso brusco, en la misma medida, del isótopo ¹³C que es inseparable del plancton calcáreo que lo toma de las aguas del océano en forma de ¹²C. La casi desaparición del isótopo ¹³C lleva a pensar en el cese de la producción primaria asociada al mar y, por tanto, en un proceso de extinción masiva. También existe, en la misma proporción, un descenso abrumador de los pólenes de angiospermas y esporas de helechos y musgos, de manera que la producción primaria también se redujo al máximo y quedó seriamente comprometida en las tierras emergidas. Por último, dentro de ese estrato fino de arcilla también se aprecian importantes concentraciones de hollín y cenizas, inherentes a grandes incendios, que pudieron ser provocados por la intensa lluvia de material fundido, derivada del choque del asteroide contra la Tierra y, a la vez, por el fuerte ascenso de la temperatura a escala mundial derivado del mismo fenómeno.

A partir de estas evidencias, se han construido dos grandes teorías que podrían explicar tales efectos. La primera aboga por asociar semejantes anomalías a la existencia de potentísimas erupciones volcánicas en el entorno al Deccán (India), que

darían lugar a coladas basálticas de potencia superior a 2 km. Sin embargo, dichas coladas pudieron ser datadas en dos millones de años antes que el límite K/T. Así que, en la actualidad, la hipótesis más plausible sería la segunda, la del choque de un enorme meteorito contra la Tierra, tanto más cuanto que a las anteriormente referidas evidencias se le suman otras como el cráter de Chicxulub, descubierto en 1991. Es la prueba más evidente de esta teoría: un enorme cráter de choque de 170 km de diámetro, sepultado en la actualidad por cientos de metros de sedimento y con abundantes cuarzos de choque y nanodiamantes dentro de la estructura cristalina de varios minerales de Centroamérica y Norteamérica. A su vez, dentro de esa estructura groseramente circular existen enormes anomalías gravimétricas y magnéticas, de unas muestras descubiertas en el interior y que, la compañía Petróleos Mexicanos, había obtenido algunos años antes a partir de exploraciones y toma de muestras en busca de petróleo. Junto a ello, comenzaron a encajar otras evidencias como la presencia de rastros de tsunamis y contratsunamis derivados del hipotético impacto. De hecho, el mar contra el que choca el meteorito es relativamente somero, mientras que el tsunami principal se calcula que pudo ascender por encima de los 500 metros. Estas magnitudes se derivan de las mencionadas evidencias de tsunamis, consistentes en importantes depósitos de areniscas con laminaciones cruzadas y definidas como tsunamitas, en todo el Golfo de México.

Con todos estos datos, se ha calculado que el meteorito podría medir unos 10 km de diámetro y que su impacto pudo liberar una energía equivalente a la detonación de 10.000 veces el arsenal nuclear existente hoy en día en todo el mundo. Además, el agua del mar que rodeaba a la zona del impacto y gran parte del material de choque y del fondo del mar se fundió o se evaporó y fue eyectado a la atmósfera y fuera de ella por una nube incandescente de polvo y vapor. Luego, pudo producirse una primera lluvia de microtectitas o material muy fino pero fundido, que pudo durar del orden de dos a tres semanas. Por su parte, el resto del material (polvo e iridio vaporizado) tardó más de 14 meses en abandonar la atmósfera e ir siendo decantado hacia la superficie de la tierra. En la zona del impacto del meteorito los seres vivos murieron por aplastamiento, por las altísimas temperaturas propias de la estela del meteorito al entrar en la atmósfera y del propio choque, por la onda sonora derivada del propio impacto, por la lluvia constante durante días de las pequeñas o grandes gotas del material fundido e incandescente, por los enormes terremotos asociados al evento o por los repetidos y devastadores tsunamis (Kring, 2000).

Por otra parte, las perturbaciones ambientales se dieron a escala global y comenzaron con la mencionada lluvia de gotas de material incandescente. Su gran cantidad dio lugar a una intensa radiación infrarroja que calentó el planeta a unas temperaturas muy elevadas y difícilmente compatibles con la vida. Estas provocaron la ignición de gran parte de las masas boscosas existentes en las tierras emergidas. De esta forma, se liberó a la atmosfera gran cantidad de partículas en forma de hollín y cenizas y, a partir de los macroprocesos de combustión forestal, grandes cantidades de diferentes gases como NO₂, CO y CO₂. Tanto las cenizas como el hollín y los incendios provocaron la imposibilidad de entrada de la luz solar en la atmósfera, de forma que al gran calentamiento le siguió un descenso térmico brusco, pero sostenido en el tiempo, que hizo que se imposibilitara el ejercicio de la función fotosintética por parte de los

productores primarios. De esta manera, toda la cadena trófica, fundamentalmente la continental, quedó comprometida: sin producción primaria, el resto de los seres heterótrofos terminaron por morir de inanición. Por si ello fuera poco, la combinación de los abundantes gases emitidos y el vapor de agua generó importantes cantidades de lluvia ácida a escala global. Es muy posible que las emisiones llegaran a la ozonósfera y afectaran a la composición de ésta, con lo que las emisiones ultravioletas comenzaron a llegar masivamente a la superficie de la tierra generando importantes mortandades, mutaciones y cambios sustanciales en la biota.

Se cree que, una vez transcurridos unos meses y de que la atmósfera fuera liberándose de las partículas y micropartículas, la existencia de grandes cantidades de gases de efecto invernadero hizo que las temperaturas volvieran a ascender de forma brusca y potente, de manera que los pocos habitantes vivos de la Tierra tuvieron que volver a hacer frente, en un espacio temporal muy reducido, a otras condiciones muy diferentes a las anteriormente referidas. Sólo aquellas especies muy plásticas ecológicamente o aquellas que vivieran en los océanos a unas profundidades relativamente grandes podrían haber soportado estos cambios y condiciones tan adversas y bruscas.

1.1.6. Características geomorfológicas del Flysch y de la rasa mareal

Uno de los elementos paisajísticos de mayor relevancia y carácter del Geoparque es la rasa mareal, plataforma que es visible en toda su envergadura sólo en mareas bajas muy vivas (hasta un kilómetro mar adentro), y que es creación del fuerte e incesante oleaje cantábrico. La acción del oleaje puede actuar de dos formas bien diferentes: por golpeo y por impacto contra la base del acantilado. El golpeo puede ser hasta de varias decenas de toneladas por m² y se hace más palpable en momentos de marea alta y con marejadas o fuertes oleajes asociados a borrascas en el Atlántico. Por el impacto contra la base del acantilado, los materiales (desde bloques métricos hasta pequeñas partículas de arena y limo) pueden ser arrastrados por el oleaje. Así, en la parte baja del acantilado se va dando un proceso de abrasión y socavamiento que termina por producir el colapso de las capas superiores y, con ello, el palpable retroceso del mismo. El material desprendido, lejos de configurarse como una barrera que pudiera deshacer la fuerza del oleaje, se desintegra -muy a menudo en forma de tapiz de cantos rodados y aplanados- y juega un papel erosivo esencial en la dinámica de retroceso del acantilado.

Lógicamente, la contrastada litología del *Flysch* provoca que, por erosión diferencial, este fenómeno progrese más dentro o contra las capas más lábiles o poco competentes frente a la erosión (margas y lutitas), mientras es mucho más lento contra las calizas más duras y, por ello, son los estratos o conjuntos de estratos más calcáreos los que en mayor resalte aparecen. Cuando el mar retrocede deja a la vista la estructura de la rasa mareal o rasa de abrasión (Tamés, Mendiola & Pérez, 1991b), plataforma con morfología clásica de erosión mecánica, pero que puede presentar otras morfologías típicamente sedimentarias, como las playas de guijarros, cantos o arenas que se disponen sobre la propia rasa mareal. Las rasas cuentan con muy poca pendiente (por debajo del 1%) y están indefectiblemente relacionadas con una importante diferencia entre la bajamar y la altamar o, dicho de otra manera, para dar

lugar a estas plataformas tan extensas es necesario que el nivel intermareal sea pronunciado. En todo caso, son clave dos aspectos: la diferencia litológica entre estratos más blandos y más duros; y la orientación del propio *Flysch* con respecto a la línea de costa, que debe aparecer de forma perpendicular al oleaje general, de manera que la acción de éste sea mucho más acentuada. Cuando la dirección de los estratos es perpendicular al eje de los trenes de olas, el resultado es perfectamente visible desde Punta Marianton hasta Punta Aitzuri: una costa recortada y dividida entre bahías o playas y cabos (por erosión diferencial los cabos responden a la concentración de estratos o conjuntos más duros y las bahías a la de los más lábiles o blandos frente a la erosión). Si la dirección de los estratos es paralela o semiparalela a la línea de costa y, por tanto, a los ejes de trenes de olas, la erosión es más homogénea y presenta un frente más rectilíneo.



Fotografía 1.1.6. Derrubios propios del acantilado del sector de Aitzuri. Se trata de dos niveles de playa de cantos rodados y aplanados por la acción del oleaje que tapizan la rasa mareal. Fotografía de los autores.

Sobre el acantilado también están actuando otros agentes erosivos. Algunos de ellos, como el viento, con poca capacidad modeladora pese a los importantes flujos del noroeste y norte, potentes fundamentalmente en invierno y primavera, (aquí no están presentes las areniscas del Eoceno de la zona de Mendizorrotz o Jaizkibel, donde se generan importantes sectores de tafonis). Otro elemento erosivo es el agua corriente continental, que también ejerce una presión modeladora en determinadas partes del acantilado, como puede observarse en el ejemplo de los pequeños valles y vallejos modelados a favor bien de fracturas o bien de estratos menos resistentes ante la erosión hídrica de algunos arroyos que se han ido encajando tanto en los acantilados como tierra adentro. Pero el hecho de que los arroyos se encuentren colgados a una altura de entre 10 y 30 m sobre el nivel del mar actual demuestra que éste evoluciona a mayor velocidad por socavamiento basal derivado de la acción del mar que por la erosión lineal derivada de la circulación del agua continental. En efecto, aquí los

arroyos y arroyuelos no cuentan con grandes caudales puesto que sus cuencas de recepción son muy modestas, de manera que desembocan en el mar en forma de pequeñas cascadas que, muchas veces y por la cantidad de bicarbonatos que arrastran, generan pequeños edificios tobáceos.



Fotografía 1.1.7. Uno de los arroyos que labran pequeños valles desemboca en la línea del acantilado. Obsérvese la gran cantidad de vegetación y algas asociadas a la cascada y que dan lugar a un interesante edificio tobáceo. Fotografía de los autores.

Por debajo del nivel del agua marina se pueden observar diferentes niveles de rasa mareal. Muy posiblemente, los cambios de nivel del mar derivados de los diferentes periodos glaciares e interglaciares hayan dado lugar a los distintos niveles de rasas. De hecho, por los estudios batimétricos realizados sobre los fondos marinos locales y regionales se sabe que la plataforma actual se interna en el mar hasta 1 km, que desciende desde el nivel de costa hasta unos 32 m de profundidad, y que después hay un pequeño salto de unos 18 m que nos conduce hacia otro nivel de rasa mareal hasta 2,5 km mar adentro, siendo precisamente allí donde se pueden atisbar los restos del final de los paleocacuces de los pequeños arroyos que hoy en día todavía siguen activos. Algo más allá, aproximadamente a 70 metros de profundidad y 4,5 km de distancia de la línea de costa actual, se conservan los restos del final del paleocauce del Urola, el río más grande de la zona. Esto quiere decir que hace unos 20.000 años, cuando el último periodo glacial se hallaba en su máximo y el frente glaciar llegaba a París o Berlín, el nivel del mar se encontraba, aproximadamente, entre 120 y 125 metros más abajo que en la actualidad.

Por encima de la línea de costa actual existen también restos de otras plataformas de abrasión, de lo que se puede colegir que en otras épocas el nivel del mar se ha situado por encima del actual (hasta 20 m). De hecho, se piensa que, en el último periodo interglacial, hace unos 150.000 años, el nivel del mar se situaba, precisamente, a esa

altitud. Es posible inferir, entonces, que también el nivel de fusión de los hielos fuera superior y, por tanto, las temperaturas a escala global más altas.

Por último, hay que tener en cuenta que las playas de arena de la zona, al menos las naturales, siempre se disponen en la margen derecha de los grandes ríos. De esta forma, se puede afirmar que los sedimentos arenosos playeros (con un 25% de bioclastos, 70% de granos de cuarzo y 5% de litoclastos) que son los transportados por el río y, por tanto, en gran medida erosionados tierra adentro, son redistribuidos por la deriva litoral que circula durante casi todo el año de oeste a este, y es la que distribuye y sedimenta esos aportes terrígenos al este de las desembocaduras. Ello se puede observar en la playa de Lapari junto a la desembocadura del Deba y en la playa de Santiago en la desembocadura del Urola. Otras playas más modestas responden a estar a socaire de la dirección de marea dominante y a contar con abrigos rocosos que se internan hacia el mar y que defienden dichos sedimentos mixtos (arenas y cantos rodados) de la acción directa del oleaje. En este caso, los dos ejemplos más evidentes son la playa de Itzurun y Sakoneta.

1.1.7. Características biogeográficas del Flysch

La mayor parte de los ecosistemas protegidos bajo la figura de “Biotopo” se encuentran por debajo de la línea de pleamar. En efecto, de las 4.330 Ha protegidas 3.753 se corresponden con ecosistemas litorales y marinos, y tan sólo un 13,3% se relaciona con el acantilado o son ecosistemas plenamente terrestres, entre los que destaca la campiña cantábrica. Imperan los ecosistemas marinos de aguas someras poca profundidad y totalmente fóticos, esto es, a los que llega la influencia más o menos palpable de la luz solar, muy valiosos y apreciados ecológicamente porque muestran una multiplicidad de formas de vida, comenzando por una gran proliferación algar y terminando por la visita más o menos puntual de algún mamífero marino como el delfín mular (*Tursiops truncatus*).

No obstante, aunque parezca que el lecho marino es relativamente homogéneo, con una rampa en descenso suave de pendiente cercana al 1%, lo cierto es que la gran variedad de estratos duros y blandos alternantes genera discontinuidades y resaltes o pequeñas cubetas, oquedades, cuevas o abrigos donde muchas especies encuentran sus condiciones óptimas. En lo referente a las algas, son las rojas las que mejores desarrollos registran en los fondos más profundos de la rasa mareal. Así, especies como *Gelidium sesquipedale*, *Coralina Officinalis* y *Lithopyllum* sp. medran de forma notable a profundidades de escasa luz solar (dentro del ambiente fótico). La *Gelidium* aparece de forma masiva en las playas y es recogida para su aprovechamiento en la industria productora de *agar-agar*, una combinación de polisacáridos con gran capacidad de gelificar, por lo que es utilizada en cocina, cosméticos, industria farmacéutica, etc. A una profundidad media, con mayor presencia de la luz solar, crecen algas pardas como *Cytoseira* sp., *Ascophyllum nodosum*, *Fucus vesiculosus*, *Fucus serratus*, *Himanthalia elongata*, *Bifurcaria bifurcata*, *Dyctiota dichotoma* y *Pelvetia canaliculata*. En las zonas menos profundas y más iluminadas por la luz solar aparece el grupo de las algas verdes, las más evolucionadas y que cuentan prácticamente con los mismos pigmentos clorofílicos que las plantas superiores

terrestres. Son ejemplos de éstas *Ulva lactuca*, *Enteromorpha* sp., *Codium* sp. y *Cladophora* sp.

También son altos los niveles de diversidad de invertebrados y vertebrados. Entre los primeros destaca el grupo de los moluscos, donde podemos encontrar desde organismos extremadamente simples como las lapas (*Patella rustica* y *P. depressa*), el bígaro (*Littorina litorea*), el mejillón (*Mytilus* sp.) o tremendamente evolucionados como la sepia (*Sepia officinalis*) o el pulpo (*Octopus vulgaris*). También son interesantes los litófagos *Lithophaga caudigera* y *Pholas callosa*. Otros invertebrados menos evolucionados pueden ser las actinias (*Actinia equina* y *Actinothoë spirodeta*) y las anémonas (*Anemona viridis* y *Urticina felina*), de gran abundancia en toda la rasa mareal, los equinodermos *Paracentrotus lividus* y *Sphaerochinus granularis* (este último a profundidades mayores), la ofiura *Ophioderma longicauda*, la estrella de mar *Marthasterias glacialis* o los abundantes nudibranquios, comúnmente denominados “bailarinas españolas” (*Hypselodoris cantábrica*, *Asolida papillosa* o *Aplisia punctata*).



Fotografía 1.1.8. *Marthasterias glacialis* es uno de los elementos marinos más abundantes y característicos de estos fondos someros de la rasa mareal. En la foto un ejemplar joven. Fotografía de los autores.

Otro grupo ampliamente representado de invertebrados es el de los crustáceos. Cabe destacar la sempiterna presencia de “quisquillas” o camarones como *Palaemon serratus*, *Lysmata seticaudata* o *Alpheus dentipes* (este último dentro del grupo de los decápodos). Por su parte, el cangrejo más abundante es el denominado cangrejo francés (*Pachygrapsus marmoratus*), mientras que entre las grietas se hace fuerte el cangrejo moruno o peludo (*Eriphia spinifrons*). En las cubetas abunda el cangrejo *Xantho incisus*, al igual que el cangrejo ermitaño (*Clibanarius erythropus*).

En lo que respecta a los vertebrados, el grupo más interesante es el de los peces. Hay especies típicas de estos fondos rocosos relativamente poco profundos y que pueden subsistir con una lámina de agua muy liviana y dentro de las abundantes cubetas

inundadas cuando baja la marea, caso de *Lepadogaster lepadogaster*, *L. candollei*, *Apletodon dentatus*, *Coryphoblennius galerita*, *Blenius incognitus*, *B. trigloides*, *B. pholis* y *Enophris bubalis*. A cierta profundidad y sin dejar que la marea las deje acantonadas en estas charcas, se sitúan especies como *Labrus bergylta*, *Coris julis*, *Symphodus melops*, *Lithognathus mormyrus*, *Diplodus sargus*, *D. vulgaris*, *Sparus aurata* y *Dicentrarchus labrax*.

Entre las aves destaca la oportunista y bien representada, gaviota patiamarilla (*Larus michaellis*) que comparte los restos y carroñas aportados por la marea con la también abundantísima gaviota reidora (*Larus ridibundus*). Los cormoranes moñudos (*Phalacrocorax aristotelis*) pueden ser vistos de forma puntual e intermitente al ser una de las especies más escasas, y en peligro, de la costa. Entre los guijarros y apresando los abundantes invertebrados de la línea altamar-bajamar se encuentra el andarríos (*Actitis hipoleucos*).

El de los acantilados es un ecosistema realmente dinámico, continuamente erosionado, venteado y salpicado por el *splash* marino, lo que hace que sean muy pocos los elementos o especies de flora y fauna que puedan habitar de forma continua en estos paredones. En lo que respecta a la vegetación, podemos encontrarnos con muy pocas plantas adaptadas a la falta de suelo, a la dinámica acelerada de los acantilados y a las salpicaduras del mar (Fernández Prieto & Loidi, 1984). Abundan las plantas crasas, que toman esta estrategia de succulencia halofítica como consecuencia precisamente de la influencia salina, caso de *Plantago marítima* y *Crithmum maritimum*. Otras plantas vasculares como *Asplenium marinum*, *Spergularia rupícola* y *Limonium binervosum* aparecen asociadas a fisuras donde la influencia del mar es palpable pero no tanto como para impedir su presencia. Otras especies que habitan el acantilado, pero ya sobre suelos más desarrollados, seguramente por la presencia de rellanos o de sectores donde dominan de forma particular las margas, son *Daucus carota* subsp. *gummifer*, *Silene vulgaris* subsp. *marítima*, *Festuca rubra* subsp. *pruinosa*, *Leucanthemum vulgare* subsp. *crassifolium*, *Anthyllis vulneraria*, *Helichrysum stoechas*, *Ricardia picroides*, *Brassica oleracea* var. *sylvestris*, *Matthiola incana*, *Desmazeria marina*, *Spergularia marina* o la endémica *Armeria euscadiensis*. También se pueden encontrar de forma muy dispersa y siempre con portes relativamente modestos *Tamarix gallica* (Aseguinolaza et al., 1988). En la parte más alta de los acantilados, con mucha menos influencia salina, se instala una comunidad de matorral muy típica de estas zonas y sectores y que se encuentra protegida por la directiva Natura 2000 de la Unión Europea: la landa calcícola de *Erica vagans*, *Brachypodium pinnatum*, *Smilax aspera*, *Rubia peregrina*, *Genista hispánica* subsp. *occidentalis*, *Ulex europaeus*, *U. gallii* y *Rosa sempervirens*.

En lo que respecta a la fauna, si difícil es el ambiente para la vegetación, no menos complicado es para que cualquier taxón vertebrado o invertebrado medre de forma continua por estos ecosistemas. Sin embargo, es relativamente frecuente observar a la lagartija roquera (*Podarcis muralis*) o a la gaviota patiamarilla (*Larus michaelis*) apostada en estos enclaves e incluso sacando adelante sus polladas. Sobre dichos pollos, sobre todo cuando son pequeños, puede preñar otro habitante de estas zonas y sectores como es el halcón peregrino (*Falco peregrinus*).

Por encima de los acantilados se desarrolla un relieve en colinas y vallejitos típico de la erosión diferencial sobre el *Flysch*, que pone en resalte aquellas zonas donde abundan las calizas mientras que rebaja a vallejitos las margas o las lutitas donde se instalan los pequeños cauces fluviales que con dirección sur-norte drenan el terreno hacia los acantilados. Pues bien, en todos estos sectores dominaron, antes de la intervención del ser humano, los bosques de roble pedunculado (*Quercus robur*) o una vegetación muy típica de estos enclaves costeros calcáreos como es el encinar cantábrico de *Quercus ilex* subsp. *ilex*. Por su parte, cerca de los pequeños cauces, normalmente encharcados debido a su escasa pendiente, aparecía el típico bosque de ribera donde dominaban *Alnus glutinosa*, *Fraxinus excelsior*, *Corylus avellana*, *Salix* sp. y *Ulmus minor*.

Pero este paisaje original ha sido transformado desde tiempos inmemoriales por la actividad humana, sobre todo por la agricultura y la ganadería, dando paso a un paisaje igualmente valioso, pero plenamente cultural: la campiña cantábrica, que guarda y atesora interesantes especies de vegetación y fauna. Puede ser definida como un conjunto abigarrado y denso de diferentes ecosistemas o unidades como bosques de encinar cantábrico joven, algún que otro robledal, pastizales de diente y siega, sectores para huertas y cultivos y repoblaciones con especies fundamentalmente exóticas como *Pinus radiata* o *Eucalyptus globulus*. En los pequeños robledales que subsisten podemos observar especies como *Quercus robur*, *Ilex aquifolium*, *Crataegus monogyna*, *Prunus spinosa*, *Cornus sanguinea*, *Asplenium scolopendrium* subsp. *scolopendrium*, *Primula acaulis* subsp. *acaulis*, *Arum italicum*, *Polypodium cambricum*... En los bosquetes y rodales de encinar cantábrico habría que destacar *Quercus ilex* subsp. *ilex*, *Phillyrea latifolia*, *Ligustrum vulgare*, *Larus nobilis*, *Smilax aspera*, *Rhamnus alaternus*, *Erica lusitanica*, *Osyris alba*, *Aster linosyris*, *Stachys ocymastrum*, *Vincetoxicum hirundinaria*, *Cichorium intybus*, etc.



Fotografía 1.1.9. Todavía puede encontrarse retazos de encinar cantábrico de *Quercus ilex* subsp. *ilex* en algunos lugares muy restringidos de la zona. Fotografía de los autores.

En el paisaje de campiña cantábrica, los elementos verdaderamente biodiversos son los pastizales. Aunque cuentan con muy pocas especies caméfitas o fanerófitas (abundantes, no obstante, en los setos de separación entre campos) atesoran un gran número de herbáceas que, a veces, esconden pequeños tesoros en forma de plantas raras o endémicas. Podemos encontrar *Brachypodium pinnatum*, *Pteridium aquilinum*, *Achillea millefolium*, *Campanula glomerata*, *Festuca* gr. *ovina*, *Orchys mascula*, *Serapias lingua*, *Fritillaria pirenaica*, *Aquilegia vulgaris*, *Trifolium pratensis*, *Polygala vulgaris*, *Pimpinella saxifraga*, *Agrostis capillaris*, *Plantago lanceolata*, *Echium vulgare*, *Veronica sennenii*, *Asphodelus albus*, etc. (Gobierno Vasco, 1991).

Entre la fauna invertebrada de campiña cantábrica destacan especies como el caracol común (*Helix aspersa*), el caracol rayado o de bosque (*Cepea nemoralis*) y diferentes babosas como *Arion rufus*, *Deroceras agreste*, *Limax maximus*, etc. Otro grupo importante dentro de los invertebrados es el de los artrópodos, entre los que hay que destacar los arácnidos *Araneus diadematus*, *Argiope bruennichi*, *Nuctenea patagiata* o *Misumena vatia*. En el gran grupo de los insectos podemos destacar lepidópteros como *Arctia caja*, *Papilio machaon*, *Iphiclydes podalirus*, *Macreoglossum stellatarum* y *Anthocaris cardamines*; coleópteros como *Lampryris nocticula*, *Lucanus cervus*, *Melolontha melolontha*, *Leptura rubra*, *Cetonia aurata*; ortópteros como *Gryllus campestris*, *Acheta domesticus*, *Tettigonia viridissima* y *Oedipoda germánica*. También habría que destacar insectos de gran tamaño como la Mantis religiosa (*Mantis religiosa*), los caballos del diablo (*Calopteryx haemorrhoidalis*) o la libélula (*Cordulegaster annulatus*).

Por su parte, los elementos de la fauna vertebrada más característicos de estos ambientes son el anfibio *Alytes obstetricans*; los reptiles *Lacerta viridis*, *Anguis fragilis*, *Natrix* y *Vipera seoanei*; las aves *Buteo buteo*, *Falco tinnuculus*, *Coturnix coturnix*, *Hirundo rustica*, *Anthus trivialis*, *Motacilla alba*, *Erithacus rubecula*, *Turdus philomelos*, *Sylvia atricapilla*, *Parus caeruleus*, *P. major*, *Lanius collurio*, *Sturnus vulgaris*, *Serinus serinus*, *Carduelis chloris*, *C. carduelis* y *C. cannabina*; y los mamíferos *Erinaceus europaeus*, *Crocivura russula*, *C. suaveolens*, *Talpa europaea*, *T. occidentalis*, *Pipistrelus pipistrelus*, *Arvicola terrestris*, *Microtus agrestis*, *Vulpes vulpes*, *Mustela nivalis* y *Meles meles*.

Bibliografía

Aseguinolaza, C., Gómez, D., Lizaur, X., Montserrat, G., Morante, G., Salaberria, M.R., Uribe-Etxebarria, P.M. &Alejandre, J.A. (1988). *Vegetación de la Comunidad Autónoma del País Vasco*. Servicio de Publicaciones del Gobierno Vasco, Vitoria-Gasteiz.

EVE (Ente Vasco de la Energía). 1989. *Mapa Geológico del País Vasco. Hoja 63-II Zumaia*. Escala 1:25.000, Madrid.

EVE (Ente Vasco de la Energía). 1991. *Mapa Geológico del País Vasco*. Edit. Ente Vasco de la Energía. Escala 1:200.000, Bilbao.

Gobierno Vasco. (1991): *Mapa de vegetación de la Comunidad Autónoma del País Vasco. Hoja 63-II de Zumaia*. Edit. Gobierno Vasco-Departamento de Urbanismo, Vivienda y Medio Ambiente. Escala 1:25.000, Vitoria-Gasteiz.

Hilario, A. (2012): *El Biotopo del Flysch. Un viaje por la vida y el tiempo. Guía de campo y recorridos para comprender los secretos de un biotopo muy geológico*. Edit. Gipuzkoako Foru Aldundia, Donostia-San Sebastián. 244 pp.

Kring, D.A. (2000): "Impact events and their effect on the origin, evolution, and distribution of life," *GSA Today* 10, 8: 1–7. *Invited paper*.

Tamez, P.; Mendiola, I. & Pérez, C. (Dir.) (1991a): *Puntos de interés geológico de Gipuzkoa*. Edit. Gipuzkoako Foru Aldundia, Donostia-San Sebastián. 167 pp.

Tamez, P.; Mendiola, I. & Pérez, C. (Dir.) (1991b): *Geomorfología y edafología de Gipuzkoa*. Edit. Gipuzkoako Foru Aldundia, Donostia-San Sebastián. 128 pp.

