



EL FLYSCH DEL LITORAL DEBA-ZUMAIA

***Una "ventana"
a los secretos de
nuestro pasado geológico***



J.I. Baceta ⁽¹⁾, X. Orue-Etxebarria ⁽¹⁾, E. Apellaniz ⁽¹⁾, M. Martín Rubio ⁽²⁾, G. Bernaola ⁽²⁾

(1) Dpto. Estratigrafía-Paleontología Facultad de Ciencia y Tecnología UPV-EHU

(2) Dpto. Ingeniería Minera y Metalúrgica y Ciencias de los Materiales.

Escuela Universitaria de Ingeniería Técnica de Minas y Obras Públicas UPV-EHU

ÍNDICE

Prólogo

1. Introducción	1
2. La investigación del flysch entre Deba y Zumaia	7
3. Las rocas que componen el flysch	27
4. Estratigrafía del flysch entre Deba y Zumaia	43
5. Los fósiles del flysch	55
6. Límites de edades geológicas, ciclos climáticos y otros eventos significativos del flysch	71
7. La formación de los Pirineos y las estructuras tectónicas del flysch	93
8. Los acantilados del flysch: un ejemplo peculiar de modelado litoral	109
Bibliografía	131

Prólogo

Hasta hace poco tiempo, el Patrimonio Geológico era el gran desconocido dentro de los elementos recogidos en el Patrimonio Natural de una región. Su estudio es una de las áreas recientemente incorporadas al ámbito de la investigación, conocimiento y conservación de la Naturaleza, incorporación impulsada, indudablemente, porque la Sociedad actual considera una necesidad y un deber la protección integral del medio ambiente para poderlo legar en las mejores condiciones a las futuras generaciones.

A tenor de su definición, recogida en la ley 42/2007 del Patrimonio Natural y de la Biodiversidad, se entiende por Patrimonio Geológico "el conjunto de recursos naturales geológicos de valor científico, cultural y/o educativo, ya sean formaciones y estructuras geológicas, formas del terreno, minerales, rocas, meteoritos, fósiles, suelos y otras manifestaciones geológicas que permiten conocer, estudiar e interpretar: a) el origen y evolución de la Tierra, b) los procesos que la han modelado, c) los climas y paisajes del pasado y presente y d) el origen y evolución de la vida".

Actualmente, el estudio del Patrimonio Geológico pretende identificar, conservar y divulgar los valores de aquellas zonas particularmente ricas en el registro y manifestaciones externas de todos los procesos relacionados tanto con la dinámica del planeta Tierra, como con la aparición y el desarrollo de la vida en él. Por ello, el estudio de la Geodiversidad supone una nueva forma de observar y aprender de lo que la naturaleza nos muestra. La belleza de las formaciones geológicas y los secretos que se guardan en ellas, aúnan el interés puramente científico con la estética y el arte, lo que confiere a las zonas en las que estas se asientan un atractivo turístico y pedagógico adicional.

La idea de elaborar este libro surgió de la necesidad de dar a conocer el extraordinario valor geológico de los acantilados y toda la costa situada entre Deba y Zumaia, sin duda uno de los espacios de referencia mundial para la observación y estudio de rocas sedimentarias depositadas en ambientes marino profundos, durante el intervalo de tiempo geológico que comprende desde el Cretácico inferior al Eoceno, es decir entre 100 y 50 millones de años desde la actualidad.

El extenso y profundo conocimiento que de la geología de toda esa zona posee el equipo de especialistas que firmamos la obra, doctores en Geología que llevan trabajando más de dos décadas en la misma, nos impulsó a solicitar colaboración para desarrollar el proyecto a la Dirección de Biodiversidad de la entonces Consejería de Medio Ambiente del Gobierno Vasco, de la que recibimos apoyo en su inicial andadura, apoyo que felizmente tuvo continuidad también con los actuales gestores de la Dirección de Biodiversidad del Departamento de Medio Ambiente, Planificación Territorial, Agricultura y Pesca del actual Gobierno Vasco.

Con esta publicación, pretendemos iniciar al público interesado en el conocimiento de la geodiversidad en el excepcional espacio costero comprendido entre Deba y Zumaia, así como acercar a la Sociedad un aspecto del medio físico un tanto desconocido y poco difundido, ya que tradicionalmente se ha dado más valor a otros factores ambientales como la fauna y la flora. Tomar conciencia de la gran variedad de elementos geológicos que podemos identificar y conocer en nuestro entorno, nos ayudará a comprender como actúan aquellos, como base y sustento del resto de valores ambientales y en consecuencia a amarlo, respetarlo y, como no, y cuidarlo y conservarlo.

*Juan Ignacio Baceta
Xabier Orue-Etxebarria
Estibaliz Apellaniz
Maite Martín
Gilen Bernaola*

Leioa, 20 de Marzo de 2012



CAPÍTULO 1

Introducción

El tramo litoral Deba - Zumaia

El flysch: concepto y consideraciones generales

Las claves para comprender el flysch

Introducción

Las rocas del flysch que afloran en los acantilados del tramo litoral entre Deba y Zumaia poseen un gran valor naturalístico y paisajístico, pero si por algo se caracterizan es por albergar uno de los registros geológicos más completos e importantes a nivel mundial del Cretácico y Paleógeno, periodos que estuvieron jalonados por importantes acontecimientos físicos y biológicos en la historia de nuestro planeta. El gran valor científico de este registro sedimentario ha atraído el interés de grupos de investigación de todo el mundo. En los últimos años, sin embargo, la importancia de las rocas del flysch ha trascendido el ámbito de la investigación y cada vez es mayor el interés que muestra la sociedad acerca de la geología, en general y de las rocas del flysch, en particular. Muestra de ello es que las rocas que afloran en los acantilados de Deba y Zumaia han sido portada de periódicos y en más de una ocasión han abierto los informativos en radio y televisión. Como respuesta tanto al interés científico como social que suscitaba este tramo de la costa guipuzcoana, el 10 de febrero de 2009 el Gobierno Vasco declaraba Biotopo Protegido el tramo litoral entre Deba y Zumaia, siendo uno de sus principales objetivos asegurar la conservación del patrimonio geológico del frente de acantilados.

El tramo litoral Deba - Zumaia

El litoral entre Deba y Zumaia comprende un tramo de costa de 7.5 km de longitud y orientación general este-oeste, situado en el sector occidental de Gipuzkoa, entre Haitzandi, en el extremo Este de la ensenada de la bahía donde desemboca el río Deba, y Haitzabal, en la orilla izquierda de la desembocadura del río Urola (Fig. 1.1). Este tramo de costa está definido por una línea de acantilados prácticamente continua, a cuyo pie se sitúan extensas plataformas de abrasión, habitualmente conocidas como rasas mareales. Ente entorno llama poderosamente la atención de cualquier observador por el escaso grado de ocupación humana que presenta, situación que principalmente es resultado de su carácter escarpado y la mala accesibilidad a la propia línea de costa desde el interior.

Geológicamente, la tramo litoral entre Deba y Zumaia se caracteriza por un sustrato de rocas sedimentarias de tipo “flysch”, que en edad comprenden desde el Cretácico inferior (Albiense, 105 millones de años) hasta el Paleógeno inferior (Eoceno, 48 millones de años). En su conjunto, la sucesión de rocas aparece inclinada entre 40 y 60° hacia el norte-noreste, de manera que las rocas más antiguas (de edad Albiense) se localizan en Deba, y las más modernas (del Eoceno) en Zumaia (Fig. 1.1). Esta configuración está trastocada localmente por la presencia de accidentes tectónicos, principalmente en forma de fallas y fracturas de diferente escala y orientación.

En su conjunto, la sucesión de capas de roca o estratos que definen el flysch expuesto entre Deba y Zumaia se asemeja a un libro muy antiguo, cada una de cuyas páginas estaría representada por una capa de roca. Por tanto, en este libro podríamos de forma prácticamente continua todo lo acaecido en los océanos antiguos durante aproximadamente 57 millones de años de la historia de la Tierra, concretamente durante el intervalo de tiempo comprendido desde el Albiense (Cretácico inferior) y el Eoceno (Paleógeno inferior). Una circunstancia similar se repite en sucesiones flysch de esta y otras edades, preservadas en diferentes partes del planeta, razón por la cual todas las sucesiones flysch constituyen un filón inagotable de datos sobre la historia de la Tierra, para cientos de científicos que las vienen investigando de forma intensiva, ya desde finales del siglo XIX.

El flysch: concepto y consideraciones generales

En sentido amplio, en Geología se denomina *flysch* a un conjunto de rocas sedimentarias que se habrían formado en ambientes marinos profundos (entre 1000-5000 m) y que se caracterizan por presentar una estratificación persistente y muy bien definida (Figs. 1.1, 1.2). Como norma general, las rocas del flysch aparecen como capas plano-paralelas claramente identificables, que en el afloramiento (zona de roca expuesta) suelen presentar una gran continuidad lateral.

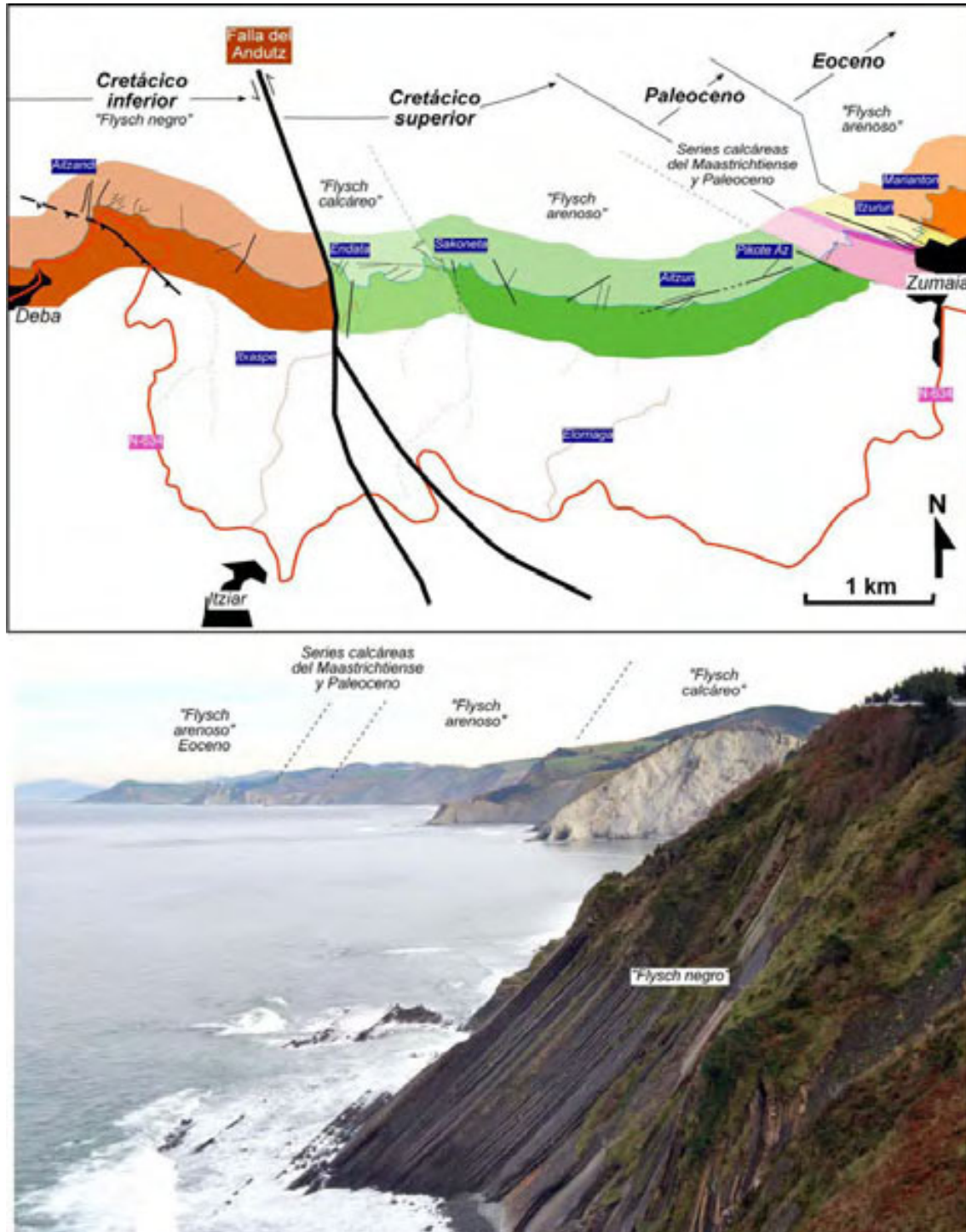


Figura 1.1. Cartografía geológica y panorámica general del tramo litoral entre Deba y Zumaia, con indicación de las principales unidades estratigráficas que forman la sucesión flysch, el accidente tectónico más significativo (falla del Andutz) y algunos puntos geográficos de referencia.

Las sucesiones de rocas flysch suelen representar un registro prácticamente continuo de la sedimentación que ocurrió en los fondos marinos antiguos y suelen contener numerosos restos y evidencias de las formas de vida que habitaban dichos fondos (p. ej. fósiles marinos) y de los diferentes procesos que los afectaban (p. ej. el depósito de capas de arena por corrientes submarinas).

El término flysch proviene de la lengua alemana, del nombre con que se asignaba en algunos valles suizos a las formaciones de rocas que, debido a los fuertes relieve, frecuentemente experimentaban procesos de deslizamiento y desplome pendiente abajo. El nombre fue formalmente introducido en la terminología geológica por Studer en 1827, y posteriormente se ha aplicado a sucesiones de rocas de diferentes edades y localización a lo largo de Europa y otras partes del mundo.



Figura 1.2.- Aspecto general de la sucesión flysch en las proximidades de Sakoneta. En la imagen se constata claramente la gran continuidad y carácter plano de los estratos del flysch y la persistente alternancia de capas duras y blandas que lo caracterizan, correspondientes a diferentes tipos de rocas.

El flysch entre Deba y Zumaia, que forma una sucesión prácticamente continua de más de 5.000 m de espesor, es uno de los mejores ejemplos de este tipo de formación geológica que se conoce en Europa. Por una parte, destaca por la excelente calidad de sus afloramientos, los cuales conforman una línea de acantilados que localmente superan los 200 m de altura. Por otro lado, este flysch constituye uno de los registros más completos que se conocen de los acontecimientos que marcaron la evolución de la Tierra durante el periodo de 60 millones de años que comprende parte del Cretácico inferior, el Cretácico superior y una gran parte del Paleógeno (Fig. 1.3). Todos estos atributos son bien conocidos desde mediados del siglo XX y han generado una afluencia prácticamente continua de investigadores y especialistas en Geología de Europa y Norteamérica. Fruto de ello son más de 100 publicaciones científicas

sobre diferentes aspectos de la sucesión del flysch, incluyendo varias Tesis Doctorales y numerosos artículos en las más prestigiosas revistas científicas del campo de la Geología.

Las sucesiones de tipo flysch como la que aparece entre Deba y Zumaia siguen formándose en los fondos marinos actuales, tal y como se ha documentado en las numerosas campañas de exploración submarina que vienen realizando diferentes organismos internacionales de investigación (principalmente el *DSDP-Deep Sea Drilling Programme* y el *ODP-Ocean Drilling Programme*).

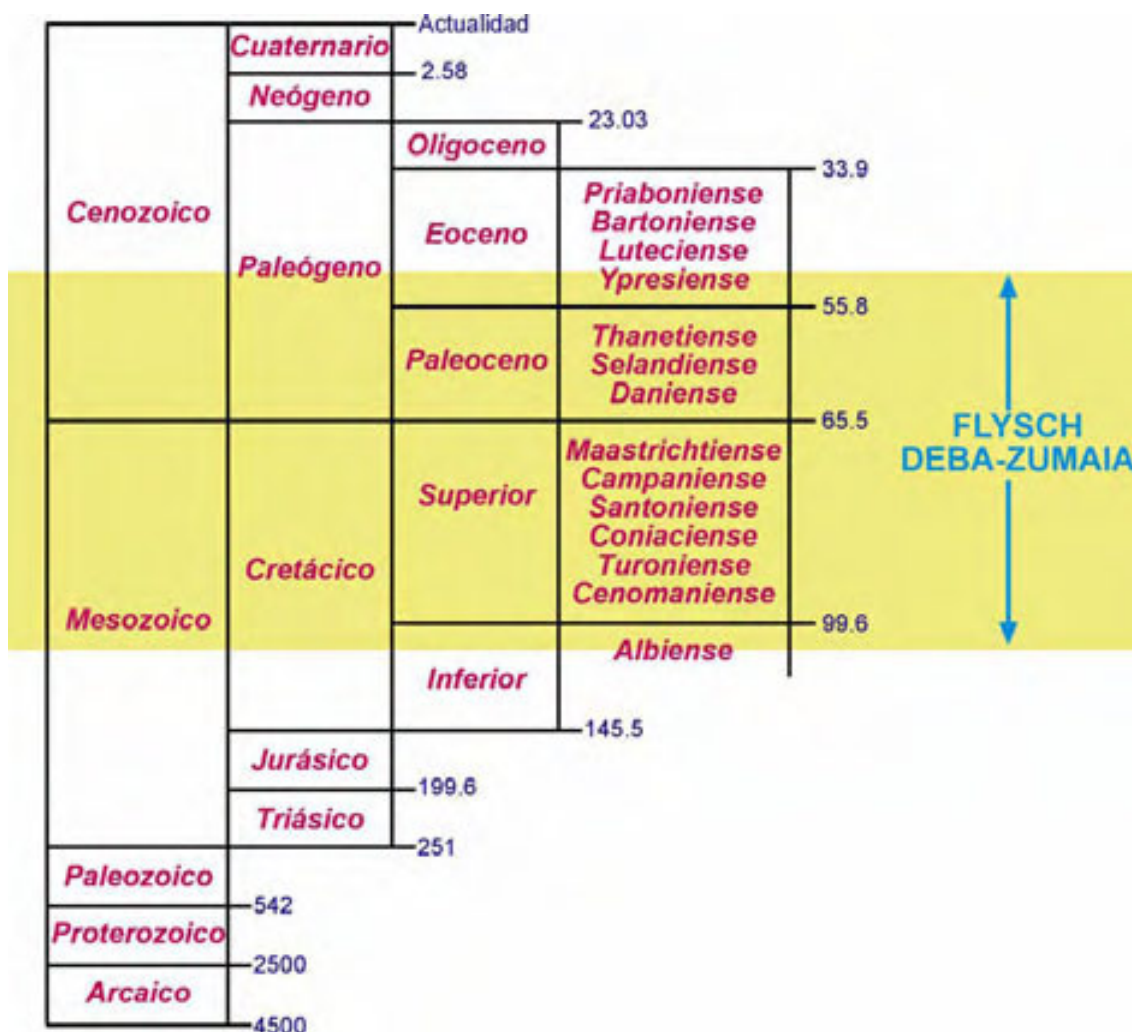


Figura 1.3.- Tabla simplificada de los tiempos geológicos, indicando el intervalo temporal que representa el flysch Deba-Zumaia. Para caracterizar con más precisión dicho intervalo, en la columna de la derecha se incluye la sucesión de pisos cronoestratigráficos (de Albiense a Priaboniense), que son las divisiones de tiempo básicas establecidas en la escala temporal entre el Cretácico medio y el Eoceno. Las cifras en azul corresponden a edades absolutas de los límites entre las diversas unidades cronológicas en millones de años.

Las claves para comprender el flysch

Uno de los objetivos principales de este libro es proporcionar las claves para poder interpretar lo que nos relatan las rocas del flysch sobre el intervalo de tiempo geológico que representan, el cual estuvo marcado por importantes eventos que influyeron de forma considerable en la evolución de la vida y que, por tanto, condicionaron el presente del planeta Tierra.

Sin duda, para entender las sucesiones flysch como la que define el litoral entre Deba y Zumaia, es fundamental conocer los diferentes tipos de rocas que la componen. Con este fin en el capítulo 3, *“Las rocas que componen el flysch”*, se da a conocer de forma sintética como se produce la sedimentación flysch y cual fue el contexto de formación concreto del flysch de Deba-Zumaia. Asimismo se describe la génesis de las diferentes clases de rocas que habitualmente suele incluir este tipo de sucesiones y que a grandes rasgos puede dividirse en dos tipos: (a) las rocas producto de la decantación del material en suspensión en el agua *“lluvia pelágica”* tales como las lutitas, margas y calizas y (b) las rocas producto de corrientes submarinas, entre ellas las turbiditas.

La distribución de los diferentes tipos de rocas que forman la sucesión flysch entre Deba y Zumaia no es homogénea. En la zona de Deba, por ejemplo, se pueden distinguir intervalos claramente dominados por lutitas y margas, mientras que en la Punta Aitzgorri, en Zumaia, las unidades están casi exclusivamente compuestas por calizas. Asimismo en todo el intervalo comprendido entre Deba y Zumaia existen importantes variaciones en la abundancia y espesor de las turbiditas. El capítulo 4, *“Estratigrafía del flysch entre Deba y Zumaia”*, está dedicado al modo en que las rocas del flysch están ordenadas en el tiempo y en el espacio. En este capítulo se nos darán las claves para entender como se realiza ese orden y, una vez establecido, conocer cual ha sido la sucesión de eventos geológicos acaecidos a lo largo de la evolución del planeta en ese intervalo de tiempo.

Uno de los aspectos más llamativos y mejor conocidos del flysch entre Deba y Zumaia es la presencia de restos fosilizados de diferentes organismos que habitaban los mares del Cretácico y comienzos del Terciario. De dichos organismos se han preservado partes enteras, fragmentos de sus esqueletos (los cuales suelen corresponder a conchas y caparazones de carbonato cálcico de diferente morfología o tamaño), o rastros de su actividad en el sedimento (trazas fósiles). Por su belleza y/o singularidad muchos de estos fósiles, sobre todo los ammonoideos, son objeto de coleccionismo por lo que encontrarlos es una tarea difícil a pesar de su relativa abundancia. Los fósiles del flysch nos aportan información esencial sobre las condiciones ambientales del periodo de tiempo en el que vivieron los organismos de los que provienen y del lugar en el que se depositaron una vez muertos. Por lo tanto, si sacamos un fósil del estrato en el que se encuentra, además de quebrantar las leyes que protegen el patrimonio paleontológico, estamos perdiendo parte de la información que albergaba dicho fósil sobre el ambiente en el que vivía el organismo que lo produjo y sobre el lugar de depósito.

Afortunadamente, el flysch de Deba-Zumaia se caracteriza por contener una gran cantidad y variedad de fósiles microscópicos que son una herramienta excepcional para analizar la respuesta de las comunidades bióticas a los cambios ambientales. Esto se debe al elevado número en el que suelen estar presentes los microfósiles, permitiendo estudios cuantitativos de alta resolución sin las limitaciones de densidad de muestreo y número de especímenes que presentan otros grupos fósiles como los ammonites. El capítulo 5, *“Los fósiles del flysch”*, se ocupa de algunos aspectos generales sobre los fósiles y la fosilización aunque se centra principalmente en la clasificación y descripción de aquellos fósiles que se pueden encontrar con mayor facilidad en el flysch entre Deba y Zumaia. Esta descripción se realiza a partir de una subdivisión informal de los fósiles del flysch en macrofósiles, microfósiles y trazas fósiles.

La excelente calidad de los afloramientos del flysch entre Deba y Zumaia y el buen grado de conservación de sus rocas y fósiles constituyentes, proporcionan un marco incomparable para el estudio de los diferentes límites de edades geológicas, diversos ciclos climáticos y otros eventos, algunos de carácter catastrófico, que sucedieron durante su formación. Aunque los fósiles y la paleontología pueden considerarse una de las fuentes principales para obtener información sobre lo acaecido en el pasado, comparten con otras disciplinas científicas ese cometido entre las que cabe destacar la estratigrafía, geoquímica, magnetoestratigrafía, etc.

El capítulo 6, *“Límites de edades geológicas, ciclos climáticos y otros eventos significativos registrados en el flysch”*, está dedicado a los acontecimientos más significativos registrados en el flysch, entre los que cabe destacar (a) la extinción masiva del límite Cretácico/Terciario relacionado con la extinción total o parcial de muchos grupos de organismos marinos y terrestres, entre ellos, los dinosaurios, (b) el límite Paleoceno-Eoceno, coincidente a nivel mundial con un calentamiento climático muy brusco de alrededor de 8°C en la temperatura media de los océanos y la atmósfera y (c) los cambios climáticos asociados a ciclos de Milankovitch.

La sucesión de estratos que conforma el flysch entre Deba y Zumaia se depositó sobre fondos marinos que, a gran escala, eran planos y bastante regulares. La configuración actual de la sucesión, inclinada entre 30 y 60° hacia el norte y noreste, es por tanto producto de una deformación posterior, que estaría directamente relacionada con la formación de los Pirineos. En los estratos que componen el flysch se pueden encontrar numerosas evidencias de la deformación tectónica producida por la creación de los Pirineos entre las que destacan las estructuras como pliegues y fracturas. En el capítulo 7, *“La formación de los Pirineos y las estructuras tectónicas del flysch:”*, se aborda el modo en el que a lo largo de la historia de la Tierra los movimientos tectónicos han variado el aspecto de los continentes y los océanos. Fundamentalmente se centra en dos aspectos: (1) en la evolución que experimentó la sucesión del flysch tras su creación, en relación a los movimientos compresivos que se produjeron entre la placa Ibérica y la Euroasiática, debido a los cuales se cerró el mar en el que se habían depositado estos materiales formándose la cadena montañosa actual de los Pirineos y (2) en la descripción de las estructuras preservadas en el flysch resultado de dichos movimientos tectónicos.

Por último, en el capítulo 8, *“Los acantilados del flysch: un ejemplo peculiar del modelo litoral”*, se aborda los acontecimientos más recientes que han afectado al flysch y que han permitido que estas rocas formadas hace millones de años afloren de forma excepcional, generando un precioso paisaje acantilado y brindándonos la oportunidad de conocer de primera mano lo ocurrido durante aproximadamente 57 de los últimos 105 millones de años. En este capítulo se describen los procesos de formación de las costas acantiladas que se caracterizan por el predominio de los fenómenos de erosión sobre los de sedimentación.

Tal como se extrae de este último capítulo, el conjunto de los afloramientos de las costas acantiladas del flysch entre Deba y Zumaia son el resultado de los fenómenos erosivos de la acción continua del oleaje durante los últimos miles de años. En todo ese tiempo la información que sobre la historia de la Tierra albergaban estas rocas ha permanecido a nuestro alcance, pero no fue hasta finales del siglo XIX cuando, a partir de las primeras investigaciones científicas, se comenzó a obtener dicha información. Si en la actualidad conocemos parte de lo que estas rocas nos cuentan sobre el pasado de la Tierra, es debido al trabajo y esfuerzo de muchas personas que han dedicado gran parte de su tiempo al estudio del flysch. Es difícil mencionar en unas pocas líneas a todos ellos pero en el capítulo que viene a continuación, *“La investigación del flysch entre Deba y Zumaia”*, se hace una revisión de aquellos trabajos e investigadores que han marcado un hito en el conocimiento del flysch entre Deba y Zumaia.



CAPÍTULO 2

La investigación del flysch entre Deba y Zumaia

Antecedentes

Excursiones y guías de campo al flysch guipuzcoano

***Publicaciones científicas sobre diferentes aspectos del
flysch de la costa de Zumaia***

Aspectos paleontológicos

Límite Cretácico/Paleógeno

Otros temas de interés en los materiales del flysch

***Tesis Doctorales relacionadas con la serie flysch que
aflora entre Deba y Zumaia***

Universidades del País Vasco y Zaragoza

***Workshop de Zumaia 2007 y la elección de los
estratotipos del Paleoceno***

La investigación del flysch entre Deba y Zumaia

El flysch de la costa guipuzcoana y, particularmente, el comprendido entre Deba y Zumaia, muestra unos afloramientos espectaculares y unas características muy interesantes en lo que respecta al espesor que presentan los diferentes periodos geológicos que abarca, su continuidad estratigráfica, casi ininterrumpida, la facilidad para el estudio y muestreo de sus series, que, unido a su accesibilidad, hace que se trate de uno de los lugares mas atrayentes, no sólo para los geólogos, sino también para investigadores de otras disciplinas científicas. Por este motivo, son numerosos los científicos que se han acercado a esta zona costera para realizar diferentes tipos de estudios, principalmente geológicos, desde finales del siglo XIX. A lo largo de este capítulo, en sus diferentes apartados, vamos a intentar recoger los trabajos más interesantes realizados en ese tramo de la costa guipuzcoana, aunque debemos indicar que, debido al elevado número de los mismos, solo vamos a referir los que consideramos más representativos.

Antecedentes

Uno de los primeros trabajos relacionados con el tema, es una publicación de 1876, cuando la Comisión del Mapa Geológico de España dio a conocer un trabajo realizado, anteriormente, en 1865, por D. Amalio Maestre, que permanecía inédito, bajo el título *"Reseña Geológica de las Provincias Vascongadas"*, en el que únicamente se intentaba dar un avance de la geología de dichas provincias. Otro de los trabajos más interesantes es el titulado *"Sur la géologie des Pyrénées, de la Navarre, du Guipúzcoa et du Labourd"* realizado por Stuart Menteath (1880-1881), en el que compara la formación de las areniscas con lechos de calizas intercalados presentes en Gipuzkoa con el *flysch* o *Wiener Sandstein* de Austria. Este autor dice haber encontrado *Fucoides* idénticos a los del *flysch* de los Alpes, así como impresiones semejantes a *Scolicia prisca*. En un trabajo posterior de 1894, el mismo autor señala la posición de las calizas litográficas rosas de Gipuzkoa por encima del Maastrichtiense.

Una de las aportaciones más importantes al conocimiento del cretácico de Gipuzkoa corresponde al trabajo de D. Ramón Adán de Yarza (Fig.2.1), publicado en 1884, en el que, entre otros aspectos, ya remarcaba el interés geológico de esta zona *"...Continuamente, en efecto, se suscitan discusiones entre los geólogos más eminentes sobre el deslinde de los diferentes horizontes de este sistema (se refiere al Cretácico) en la región pirenaica, y aunque creemos que en las provincias vascongadas es donde más completo se presenta..."*, dando a entender la importancia que tiene el Cretácico de la costa vasca, aunque en aquella época no se habían diferenciado todavía, en Gipuzkoa, materiales del periodo paleógeno, englobándose todos ellos en el Cretácico. En este trabajo, describe una serie de cortes de este periodo en Gipuzkoa, con su litología y fauna, en los que cita las margas de Zumaia y los numerosos pliegues que aparecen al este de Deba, en el *Flysch Negro* del Cretácico inferior, tal y como se puede observar en la carretera que sube a Itziar desde Deba.



Figura 2.1.- D. Ramón Adán de Yarza

En su *"Nota sobre el Cretáceo y el Eoceno de Guipúzcoa"*, Vicente Kindelán (1919) presentó, por primera vez, pruebas paleontológicas de la presencia del Eoceno en las costas de Gipuzkoa, confirmando lo que Stuarth Menteath ya había anunciado, aunque no lo había apoyado con fósiles. También hace referencia a la importancia del Cretácico, cuando

manifiesta *"...los periodos Infracretáceo y Cretáceo, que van a ser objeto de la presente nota, suman un espesor considerable en Guipúzcoa y Vizcaya, quizás como en ninguna otra región del mundo..."*. En este trabajo también se presenta una fotografía de un afloramiento situado a la entrada de Zumaia y una descripción, acompañada de fotografías, de las trazas fósiles que aparecen en las areniscas y margas que se sitúan en el flysch paleoceno, por encima de la caliza rosácea de Zumaia. Tiempo después, en 1923, J. Mendizabal analizó las calizas del Danés en Gipuzkoa, remarcando su interés para fijar el tránsito entre el Cretácico y el Eoceno (por aquel entonces, todavía no se había diferenciado el Periodo Paleoceno).



Figura 2.2.- D. Joaquín Gómez de Larena

costa cantábrica y de algunos otros puntos de España", en el que se describen una gran variedad de estas huellas fósiles, la mayor parte encontradas en los alrededores de Zumaia y, principalmente, en el tramo comprendido entre esta localidad y Getaria. Muchas de las trazas corresponden a descripciones de especies nuevas y, entre ellas, *Palaeodictyon gomezi*, dedicada a D. Joaquín Gómez de Larena (Fig. 2.2). Hay que citar también a D. Máximo Ruíz de Gaona (Fig.2.3), por su contribución al estudio paleontológico del flysch terciario de Gipuzkoa, con un trabajo publicado en Estudios Geológicos en 1948. El autor presenta listas de géneros y especies de macroforaminíferos, moluscos, briozoos, etc., hallados entre Zumaia y el Cabo Higuer. En otro trabajo del mismo año, hace referencia a un foraminífero desconocido hasta entonces en la Península Ibérica, *Laffitteina*, que él encontró en materiales de la sección que va desde Zumaia a Getaria.

Uno de los primeros trabajos dedicados al estudio detallado de las trazas fósiles del flysch de la costa guipuzcoana, es el de D. Florentino Azpeitia (1933), titulado *"Datos para el estudio paleontológico del flysch de la*



Figura 2.3.- D. Máximo Ruíz de Gaona

Entre los ejemplares recogidos de dicho género de foraminífero, Ruíz de Gaona reconoce formas diferentes a las conocidas hasta entonces, que le permiten establecer dos nuevas especies, una de ellas *L. yarzai*, dedicada a D. Ramón Adán de Yarza. Máximo Ruíz de Gaona está considerado como un pionero en el estudio sistemático de los nummulítidos (un grupode foraminíferos) y en su utilización como elementos para la datación bioestratigráfica de los materiales terciarios guipuzcoanos. En otro trabajo posterior realizado junto con G. Colom (1950), describe los foraminíferos encontrados en los yacimientos de Punta Izustarri y Punta Iruarriaundieta, entre Zumaia y Getaria.

Uno de los investigadores que posiblemente más han contribuido en dar a conocer Zumaia y el flysch costero del oeste de Gipuzkoa, es Joaquín Gómez de Larena (Fig.2.2). Este discreto y minucioso investigador realizó diversos trabajos en la zona, y fruto de su admiración por ella llegó a calificar los acantilados de Zumaia como un “*museo geológico al aire libre*”. El trabajo publicado en 1946 lo dedicó a la revisión de fósiles de “pistas” del flysch guipuzcoano, describiendo varias nuevas y denominando a una de ellas *Helminthoida zumayensis*. En 1949, presentó nuevas observaciones recogidas en numerosos puntos de la Península Ibérica, pero siempre dentro de la facies flysch, incluyendo datos de Zumaia y de la Cuenca de Pamplona. Pero su trabajo más completo es el que aparece publicado en las Monografías del Instituto “Lucas Mallada” de Investigaciones Geológicas, en dos tomos, correspondientes a los años 1954 y 1956, bajo el título “*Observaciones geológicas en el flysch Cretácico-Numulítico de Guipúzcoa*” (Fig.2.4). En dicho estudio, se tratan diversos aspectos relacionados con el flysch guipuzcoano: sus diferentes tipos, sus límites, la tectónica, reflexiones sobre su naturaleza y un análisis paleontológico dedicado, principalmente, a la paleoicnología (estudio de las “pistas” fósiles) del flysch. En el trabajo, asimismo, aparecen numerosas fotografías mostrando imágenes del flysch de la Playa de San Telmo, las calizas y margas rosas del Daniense de Zumaia, estratos del flysch cretácico en Deba y terciario en Zumaia con estructuras sedimentarias y pistas, así como el *Flysch Negro* con septarias de Deba.

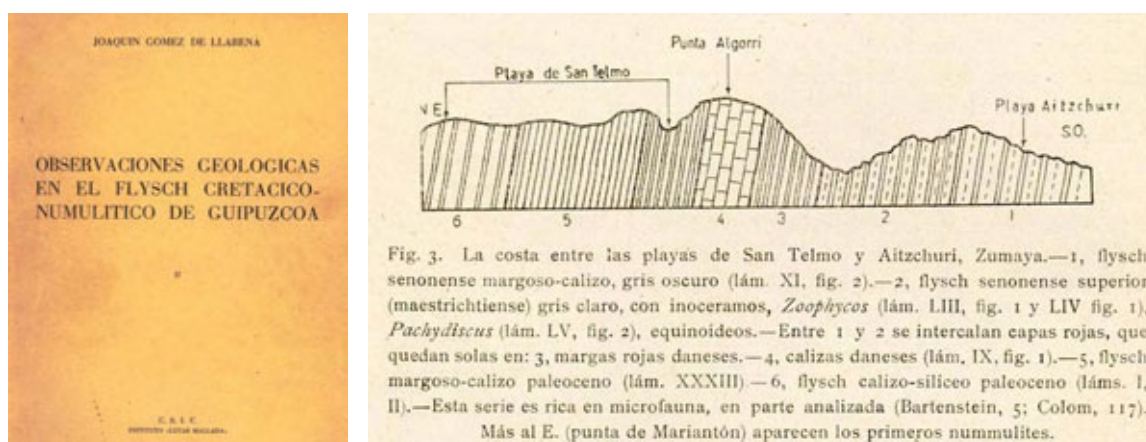


Figura 2.4.- Portada del libro que recoge el trabajo de Gómez de Larena sobre el flysch guipuzcoano. A la derecha esquema de la sección de Zumaia que aparece en el mismo.

Los afloramientos del flysch que aparecen en la costa guipuzcoana ya eran conocidos para los investigadores extranjeros, al menos, desde comienzos del siglo XX. El interés que ya despertaban estos materiales y la importancia de los mismos, hizo que una imagen del flysch eoceno de la Playa de Itzurun apareciera como portada de un libro de texto de Geología (Fig.2.5), publicado en 1964 por la prestigiosa editorial Springer-Verlag, bajo el título “*Atlas and glossary of primary sedimentary structures*” cuyos autores fueron los renombrados geólogos estadounidenses F.J. Pettijhon y P.E. Potter.

Sin embargo, es a partir de los trabajos de Ruiz de Gaona y sobre todo de los de Gómez de Larena, cuando estos afloramientos pasan a ser una de las zonas de interés geológico más relevante de Europa, y ello hace que numerosos investigadores, principalmente extranjeros, desarrollen sus investigaciones a lo largo de esta costa. Entre estos primeros estudios cabe resaltar los trabajos de Jost Wiedmann (1960, 1962) y las Tesis Doctorales de Dietrich Herm (1965) y Axel von Hillebrandt (1965) de las que hablaremos más adelante.



Figura 2.5.- Portada del libro de Pettijhon & Potter (1964), en la que aparecen los materiales del flysch de la playa de Itzurun, sobre una imagen actual del afloramiento

Por último, hay que mencionar que, en Agosto de 1945, se reunieron en Aralar un grupo de investigadores entre los que se encontraban los ya mencionados Ruiz de Gaona y Gómez de Larena, junto con naturalistas guipuzcoanos como Laborde, Elosegí, etc. y otros catalanes como Mateu y Margaleff, entre otros, con la idea de estudiar diferentes aspectos de la fauna, flora, geología, espeleología, folklore, etc. de aquel macizo montañoso. En una de las veladas se trató una idea, que ya había sido propuesta con anterioridad por el Dr. Gómez de Larena a la Real Sociedad Bascongada de los Amigos del País y unánimemente aceptada por esta: la necesidad de crear un Museo en el que se recogiera toda la riqueza de Historia Natural, de prehistoria, etc. y junto con ello, la creación de una Sociedad que reuniera a cuantos sintieran inquietudes por los problemas geobiológicos en nuestra región.

De ese modo, después de muchas gestiones, y gracias al apoyo de numerosos técnicos y aficionados a estos estudios, surge la Sociedad o Grupo de Ciencias Naturales Aranzadi, en memoria del Dr. D. Telesforo de Aranzadi. Posteriormente se creó el Museo de Ciencias Naturales, ubicado en el Palacio de San Telmo. Tanto Ruiz de Gaona como Gómez de Larena se encargaron de dotar a dicho Museo, entre otro tipo de aportaciones, con gran parte del material paleontológico recogido en el flysch guipuzcoano.

Excursiones geológicas y Guías de Campo al flysch guipuzcoano.

Como consecuencia de los estudios realizados, en la primera mitad del siglo XX, en las series sedimentarias del Terciario guipuzcoano, los materiales del flysch adquirieron tal relevancia, que rápidamente se convirtieron en visita deseada para todo tipo de investigadores (Fig.2.6), tanto de modo individual como colectivamente, en visitas organizadas para grupos de geólogos, muchas de ellas en el seno de congresos científicos.



Figura 2.6.- Visita de geólogos alemanes en 1924, observando y analizando el flysch de la costa guipuzcoana

Una de las primeras excursiones al flysch terciario es la que se realizó con motivo de la celebración del “*Primer Congreso Internacional de Estudios Pirenaicos*”, que tuvo lugar en San Sebastián entre los días 22 al 26 de Septiembre de 1950. Al año siguiente, los materiales del flysch cretácico-nummulítico de Zumaia recibieron la visita de investigadores de la Universidad de Bruselas, que organizaba anualmente una excursión de ocho a diez días por uno de los países de Europa.

La visita fue dirigida por D. Joaquín Gómez de Larena, que se encargó de enseñarles la geología y la geografía física de los Pirineos occidentales. Como curiosidad cabe decir que junto con los profesores y alumnos de dicha universidad, también participaron un cirujano, el jefe de sección de geología del Museo del Congo Belga, el barón Henri de Serret y el paleontólogo Ruiz de Gaona. Según recoge en sus impresiones del viaje el Profesor Denaeyer, quedaron asombrados de la belleza excepcional de los afloramientos del flysch guipuzcoano, de la posibilidad de estudiar página por página un capítulo completo del globo terráqueo, de la abundancia inverosímil de pistas y su estado de conservación admirable, destacando entre las secciones visitadas, la de los acantilados de la costa de Zumaia. Para terminar manifestó “*¡qué admirable campo de investigación!, en vano se buscaría en los Alpes –tierra clásica del flysch – una continuidad semejante en los cortes, ni una tranquilidad tectónica parecida*”.

En Mayo de 1972, investigadores de la Koninklijke/Shell Exploration and Production Laboratory (The Netherlands) realizaron una visita a los depósitos del Terciario inferior en el

área costera de San Sebastián, quedando gratamente impresionados. Como consecuencia de ello, en el “IX Congreso Internacional de Sedimentología” celebrado en Niza (1975), organizaron una excursión para dar a conocer dichos afloramientos (Fig.2.7). La salida estuvo coordinada por el Dr. C. Kruit, uno de los integrantes de aquella primera visita. Entre las paradas realizadas hay que destacar la que se hizo para mostrar la sección de la Playa de Itzurun y otra en el flysch del Eoceno inferior a la salida de Zumaia, en dirección a Getaria.

Cada vez de modo más frecuente, se fueron sucediendo las visitas relacionadas con congresos o con otro tipo de reuniones científicas a la zona costera de Gipuzkoa y entre todas ellas solamente citaremos algunas. Así, con motivo de las “III Jornadas de Paleontología” celebradas en Leioa (1987) se organizó una excursión para visitar la sección de Zumaia y, principalmente, el límite Cretácico/Terciario que aparece en la punta de Aitzgorri. El encargado de dirigir la salida fue el

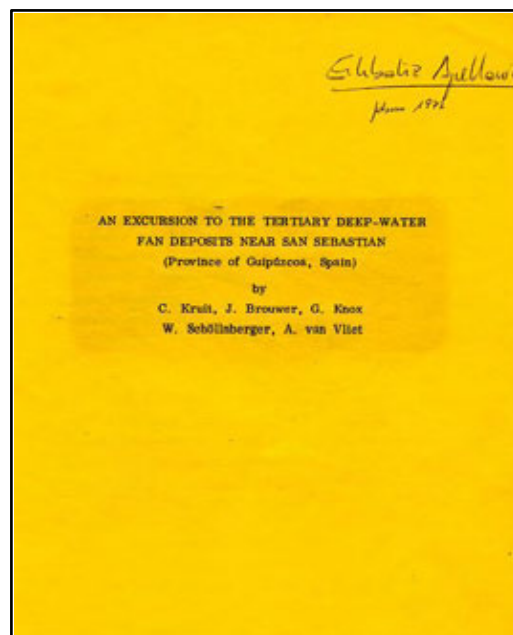


Figura 2.7.- Portada del libro de la excursión geológica organizada por Kruit et al. (1975) para visitar el flysch terciario de la costa guipuzcoana.

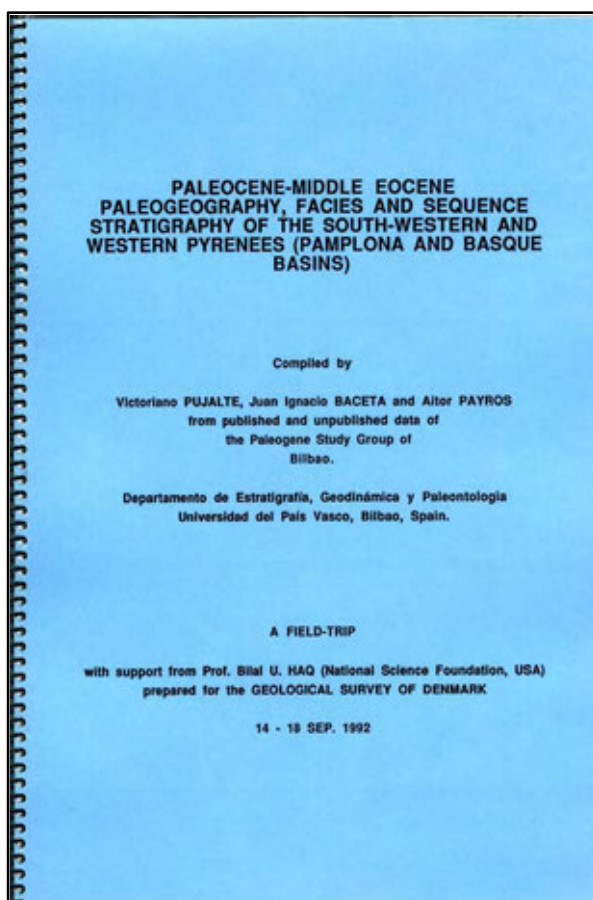


Figura 2.8.- Portada de la guía de campo de la excursión geológica para el Geological Survey of Denmark.

paleontólogo polaco Jost Wiedmann, especialista en moluscos ammonioideos, que había realizado varios trabajos entre Deba y Zumaia, publicados desde 1960.

Poco después, en 1989, los organizadores del “XII Congreso Español de Sedimentología”, celebrado en Leioa, ofertaron diferentes excursiones geológicas. Una de ellas estaba proyectada para dar a conocer los sistemas sedimentarios, secuencias deposicionales, etc. de la Cuenca Vasca. Durante la primera jornada se realizó una visita a la localidad de Zumaia, para mostrar las secuencias y macrosecuencias deposicionales presentes en el flysch del Maastrichtiense superior, Paleoceno y Eoceno inferior. A lo largo del recorrido se aprovechó también para visitar el conocido límite K/T (Cretácico/Terciario).

Del 14 al 18 de Septiembre de 1992 tuvo lugar un “Field-Trip” organizado por V. Pujalte, J.I. Baceta y A. Payros para un grupo de geólogos del Servicio Geológico de Dinamarca (Fig.2.8) con la idea de enseñar aspectos de la Estratigrafía

Secuencial y Paleogeografía del Paleoceno-Eoceno medio de la Cuenca Vasca y Cuenca de Pamplona. Durante el último día se visitaron los afloramientos costeros de Zumaia.

Aprovechando la celebración del “*Internacional Meeting and Field Conference*” que se desarrolló en Zaragoza en Noviembre de 1992, se proyectó una excursión geológica a la Playa de Itzurun, organizada por el Dr. E. Molina, para dar a conocer el límite Paleoceno/Eoceno que aparece a la entrada de dicha playa. Otro “*Field-Trip*” fue el organizado por V. Pujalte, S. Robles, J.I. Baceta y X. Orue-Etxebarria, en relación al *International Symposium on “Sequence Stratigraphy of European Basins”* celebrado en Dijon, en Mayo de 1992. A lo largo del primer día de la excursión se visitaron los materiales del flysch entre el final del Maastrichtiense y el Eoceno inferior.

Del 27 de Mayo al 1 de Junio de 1993, V. Pujalte, J.I. Baceta, A. Payros y X. Orue-Etxebarria dirigieron un “*Field-Seminar*” para la Shell Internationale Petroleum Maatschappij BV, dedicado a la estratigrafía secuencial y facies del final del Cretácico y Eoceno medio al W de los Pirineos. Como visita, casi obligada, teniendo en cuenta su interés geológico, el último día se hizo una parada para mostrar los materiales de la sección de Zumaia. Con un enfoque muy parecido, visita a la sección de Itzurun incluida, estos mismos investigadores también organizaron, en 1994, un “*Seminario de Campo*” para los integrantes de la reunión del “*Groupe d’Étude du Paléogène and IGCP Project 286*” y al año siguiente, en 1995, otro para la Asociación Española para la Enseñanza de las Ciencias de la Tierra (AEPECT).

Nuevamente, en 1996, tuvo lugar en Zaragoza un “*International Meeting and Field Conference*”, organizado por E. Molina, I. Arenillas y B. Schmitz, dedicado al análisis de los pisos del Paleógeno inferior. Una de las salidas geológicas se hizo para acudir a la sección costera de Zumaia con el fin de analizar los límites del Paleoceno, así como el límite Tanetiense/Ypresiense.

En relación con la “*XXII Reunión de la Sociedad Geológica de España*” celebrada en Leioa (1997), se realizó una excursión pre-sesión (Fig.2.9), organizada por miembros del Departamento de Estratigrafía y Paleontología, para visitar materiales del flysch Cretácico superior y Paleógeno del País Vasco, con visita incluida a la Playa de Itzurun y a los eventos biológicos registrados en esta sección costera.

De todas las excursiones realizadas posteriormente hay que destacar la que tuvo lugar con motivo del Congreso Internacional “*Climate & Biota of the Early Paleogene*” (Fig.2.10), celebrado en Bilbao del 12 al 20 de Junio de 2006 y que reunió a unos 150 científicos de todo el mundo. Esta “*Post Conference Field Excursión*” (Fig.2.10) tuvo lugar el 16 de Junio y permitió a los investigadores analizar las secuencias deposicionales del flysch de la Playa de Itzurun, así como las características de los diferentes límites del Paleoceno y Eoceno inferior presentes en la misma.

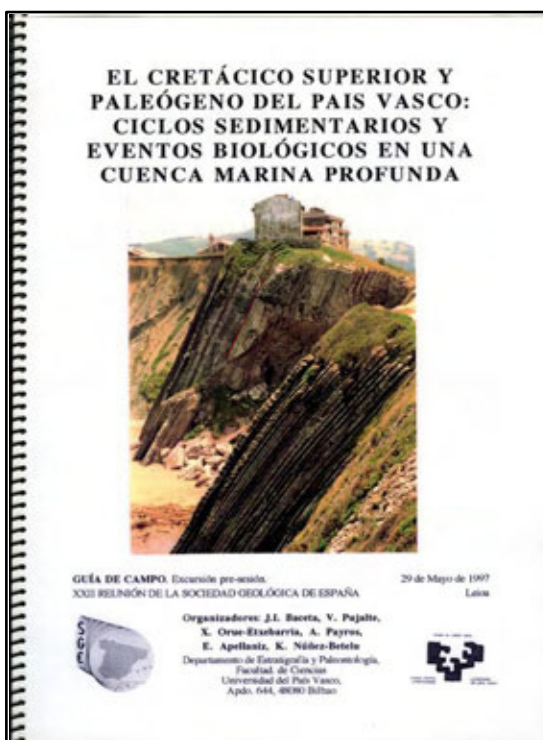


Figura 2.9.- Portada de la guía de la excursión geológica a los afloramientos de Zumaia, organizada para la SGE

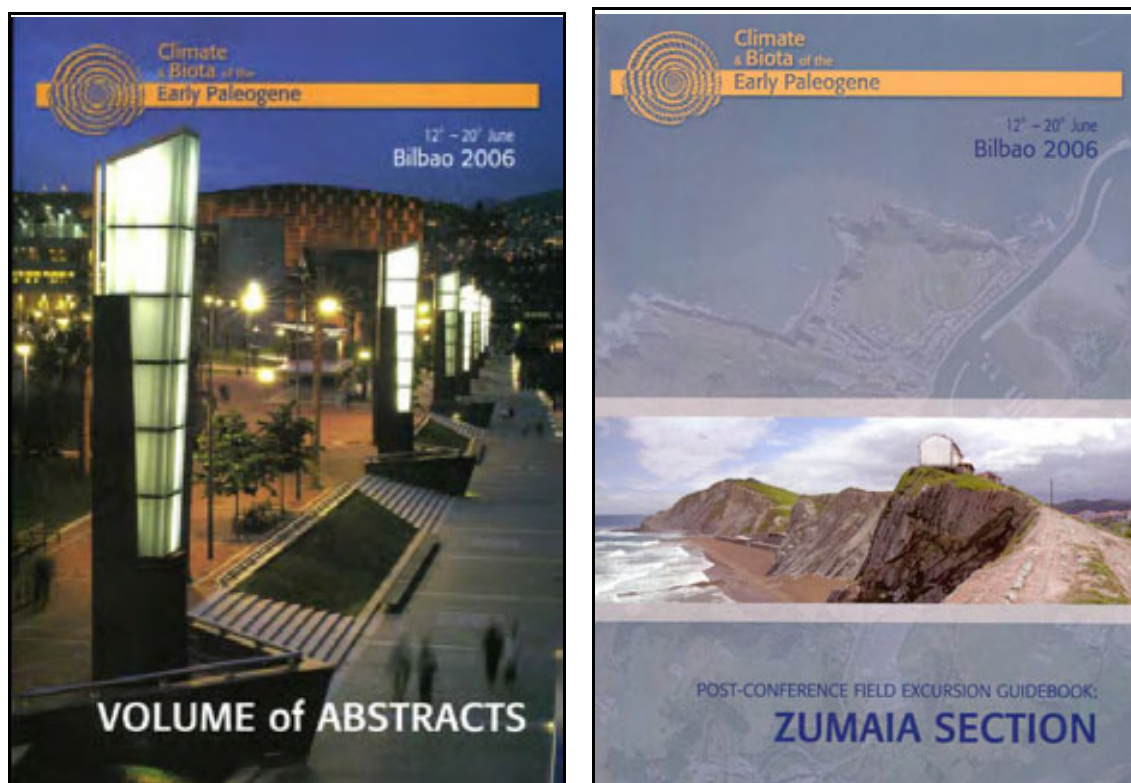


Figura 2.10.- Volumen de Abstracts del Congreso CBEP 2006 y portada de la guía de campo correspondiente a la salida que, durante dicho congreso, se realizó a la sección de Zumaia.

Publicaciones científicas sobre diferentes aspectos del flysch de la costa de Zumaia

Los trabajos realizados por el Dr. Gómez de Llarena y su buena relación con numerosos geólogos europeos, favoreció que desde finales de la década de los 50 investigadores de diferentes nacionalidades se acercaran a observar el flysch expuesto entre Deba y Zumaia.

Los excepcionales afloramientos del flysch Cretácico y del Paleógeno inferior, así como la presencia de límites y eventos significativos a lo largo de la serie, hizo que el número de trabajos realizados en relación a dicho flysch fuera aumentando sin cesar. Entre todos ellos, los más abundantes son los que hacen referencia a diferentes aspectos paleontológicos y los relacionados con límites y eventos biológicos, sobre todo con las extinciones acaecidas en el límite Cretácico-Paleógeno. Son tantos los trabajos publicados acerca de este flysch que sólo citaremos algunos de ellos.

Aspectos paleontológicos

Algunos de los primeros trabajos publicados con esta temática, corresponden al afamado paleontólogo polaco Dr. Wiedmann (Fig.2.11), que se dedicó al estudio de los ammonoideos. En el primero de ellos, publicado en 1960, se hace referencia a *Pachydiscus llarenai* (nombre específico dedicado a Gómez de Llarena), como especie índice para el Maastrichtiense superior de Zumaia. Otros trabajos haciendo hincapié en el mismo grupo aparecieron en 1962, 1969, 1981, y posteriormente otro más realizado en colaboración con Peter Ward (1983). Acerca del mismo tema, P. Ward y W. Kennedy en 1993, basándose en el análisis de los ammonites encontrados en cuatro secciones vascas (Fig.2.12), Bidart (cerca de Biarritz), Bahía de Loia (en Hendaia), Zumaia y Sopelana, llegaron a la conclusión de que, en contra de lo manifestado hasta entonces, la mayor parte de las especies del Maastrichtiense superior llegaban hasta el límite K/Pg y, por lo tanto, ese tipo de organismos también sufrió una extinción brusca en dicho límite.

Otro de los grupos de moluscos que ha sido objeto de numerosos estudios es el de los inocerámidos. Elorza y García Garmilla (1998) presentaron un análisis de las conchas de estos bivalvos en el Maastrichtiense medio de las secciones de Sopelana, Zumaia y Bidart, infiriendo datos de tipo medioambiental. Además, el análisis de diferentes tipos de isótopos en la concha de los inocerámidos así como en la matriz carbonatada, permiten a Gómez-Alday y Elorza (2003) llegar a conclusiones interesantes acerca de la diagénesis diferencial y la evidencia de cambios climáticos.



Figura 2.11.- D. Jost Wiedmann

Por lo que respecta a los trabajos basados en análisis micropaleontológicos, es obligatorio citar los de D. Herm y A. von Hillebrandt, publicados a mediados de la década de los 60 y a los que me referiré más adelante. Otro de los trabajos basado en microorganismos fósiles, es el de Orue-Etxebarria et al. (2007), que profundiza acerca del interés de los foraminíferos planctónicos a la hora de definir los estratotipos del Paleoceno medio en la sección de Zumaia (Fig. 2.23).

Pero además de los foraminíferos planctónicos, otro de los grupos implicados en las investigaciones desarrolladas en esta sección es el del nannoplancton calcáreo y entre los trabajos dedicados a este grupo habría que destacar el realizado por Kapellos (1974) en los materiales terciarios comprendidos entre Zumaia y Getaria.

En 1976, dos de los autores (X. Orue-Etxebarria y E. Apellaniz) realizaron un reconocimiento de los materiales y un muestreo de la serie flysch entre la Punta de Algorri y el Monte San Antón, en Getaria, con el objetivo de comparar su microfauna planctónica con la de la sección que se extiende desde Sopelana hasta la Punta de la Galea.

Los foraminíferos bentónicos fueron objeto de estudio para W. Kuhnt y M.A. Kaminski (1997), que analizaron muestras del Cretácico superior y Paleógeno inferior entre Deba y Zumaia. Otro trabajo recientemente publicado sobre el mismo tema es el de L. Alegret et al. (2009), (Fig.2.13), en el que se analizan los cambios en los foraminíferos bentónicos a lo largo del límite Paleoceno/Eoceno de la Playa de Itzurun.

Otros trabajos de índole paleontológica en esta sección son el de P. Ward et al. (1986; 1991) sobre la distribución de ammonites, belemnites e inocerámidos, el de I. Canudo y E. Molina (1992) acerca de los cambios en las asociaciones de los foraminíferos planctónicos y sus implicaciones paleoceanográficas, y el de S. Leszczynsky (1991), en el que se extraen consecuencias de tipo medioambiental estudiando los icnofósiles que aparecen en el flysch entre Deba y Getaria. También hay que citar entre ellos el trabajo de V.

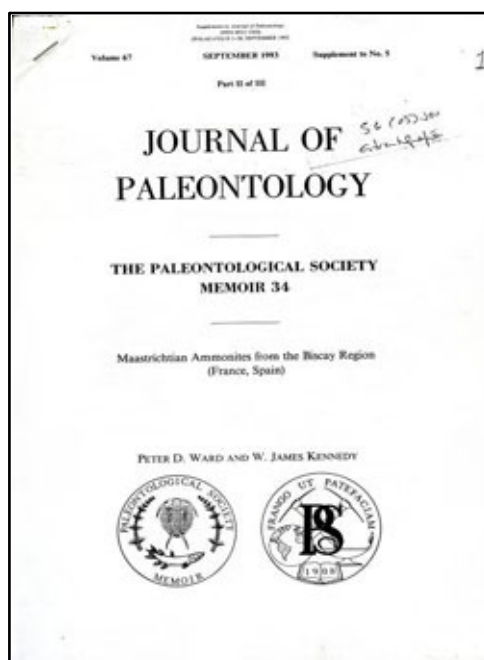


Figura 2.12.- Portada del trabajo sobre ammonoideos de la costa vasca, desde Sopelana hasta Bidart.

Pujalte et al. (1995) que trata la bioestratigrafía y magnetoestratigrafía de los materiales del Maastrichtiense superior y Paleoceno mediante los foraminíferos planctónicos, y el de B. Schmitz et al. (1998), en el que se analiza el microplancton calcáreo del Paleoceno.



Figura 2.13. Primera página de la publicación sobre foraminíferos bentónicos del tránsito Paleoceno/Eoceno en la sección de la playa de Itzurun, en Zumaia.

Límite Cretácico/Paleógeno

Uno de los temas que más ha atraído la atención de los científicos, a partir del comienzo de la década de los 80, es el análisis de la crisis biológica que tuvo lugar en el límite K/T. Previamente a esta fecha, en lo que respecta a las hipótesis sobre las extinciones masivas,

Percival y Fischer (1977) ya habían analizado la crisis del nannoplancton en el tránsito Cretácico/Terciario de la sección de Zumaia. Poco después del conocido trabajo de Alvarez et al. (1980), estos mismos autores publicaron otro, que apareció en 1982, (Fig.2.14), acerca de la anomalía en iridio detectada en dicho límite, en diferentes secciones de todo el mundo, incluida la de Zumaia y una de Donostia, en la que encontraron un pico de iridio de 4.0 ppb.

Ese mismo año, J. Smit y W.G.H.Z. ten Kate presentaron la distribución de los elementos traza, incluyendo el iridio, en este límite, en cinco secciones, entre ellas las de Zumaia y Bidart, esta última cerca de Biarritz. Jan Smit es el científico más importante, junto con Walter Alvarez, que ha investigado lo acontecido en el límite Cretácico/Terciario y uno de los que más tiempo ha dedicado a la investigación de la sección de Zumaia.

En esta misma línea de análisis, L. Aquilina presentó en 1986 resultados geoquímicos del límite K/Pg de la Cuenca Vasco-Cantábrica y C. Jehanno et al. (1987) datos de la concentración de iridio de la sección de Zumaia. Los análisis de isótopos y señales paleoceanográficas fueron contemplados por S.V. Margolis et al. (1987). Otro estudio en el que se analizan datos geoquímicos y mineralógicos en dicho límite es el de E. Doeberle y S.V. Margolis (1990).



Figura 2.14. Primera página de la publicación en la que se cita la concentración de iridio en el límite Cretácico/Paleógeno en la Punta de Algorri.

Por otra parte, Kuhnt y Kaminski (1993) analizaron los cambios en la comunidad de foraminíferos bentónicos con caparazón aglutinante de aguas profundas en el tránsito Cretácico-Paleógeno, estudiando muestras de las secciones de Sopelana y Zumaia.

Miembros del Departamento de Estratigrafía y Paleontología de la Universidad del País Vasco, así como otros del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza, han realizado numerosos trabajos acerca de este límite, bien sea tratándolo de un modo exclusivo o considerándolo en un contexto más amplio. Uno de ellos es el de V. Pujalte et al. (1988), que trata de las secuencias deposicionales en el tránsito Cretácico-Terciario del surco flysch en la Cuenca Vasco-Cantábrica, especialmente bien representadas en la sección de Zumaia. A. Flores et al. (1990), así como M.A. Lamolda y A. Gorostidi (1992) estudiaron las variaciones en las asociaciones de nannofósiles de dicho tránsito. Otro a resaltar es el de E. Apellaniz et al. (1997), que revisa el tipo de extinción que experimentaron los foraminíferos planctónicos al final del Cretácico, así como la evolución de estos organismos al comienzo del Terciario, en diversas secciones de la Cuenca Vasca, entre otras la de Zumaia (Fig.2.15). Arz et al. (1992) tratan la extinción de los foraminíferos planctónicos del Maastrichtiense superior de la sección de Algorri y Arz et al. (1999) analizan la extinción de estos organismos en el tránsito Cretácico-Terciario de la misma sección. En un trabajo de síntesis basado en el análisis de varias secciones de cuenca profunda (Baceta et al., 2005/2006), se presentaron las características de la crisis biológica en el límite K/T de la Cuenca Vasca (Fig.2.16).

Otros temas de interés en los materiales del flysch

Crimes (1973) estudió las trazas fósiles del flysch de Zumaia que aparecen desde las calizas hasta las turbiditas distales. Otro trabajo es el de Rosell et al. (1985), en el que, dentro de un estudio más amplio, se describen las secuencias deposicionales del Paleoceno y Eoceno inferior presentes en la sección de Zumaia. Relacionado con el anterior, Pujalte et al. (1989) escribieron sobre la influencia del eustatismo y la tectónica en la génesis de secuencias y macrosecuencias deposicionales del Maastrichtiense superior-Eoceno inferior de la Cuenca Vasca. En Baceta et al. (1997) se tratan los ciclos sedimentarios y biológicos a lo largo del Cretácico superior y Paleógeno de dos perfiles estratigráficos: el de Zumaia y el de Eibar. Por otra parte, un estudio litoestratigráfico y magnetoestratigráfico detallado de la sección de Zumaia ha sido tratado por Baceta et al. (2000). Los límites Daniense/Selandiense (Arenillas et al., 2008; Bernaola et al., 2009) y Paleoceno/Eoceno (Canudo et al., 1995; Schmitz et al., 1997, 2001; Adatte et al., 2000; Baceta et al. 2000; Arenillas y Molina 2000; Orue-Etxebarria et al., 2004 (Fig.2.17)) de la sección de Zumaia, también han sido objeto de estudio por un elevado número de investigadores.

Entre el resto de trabajos publicados en la serie flysch entre Deba y Zumaia, habría que citar los de Roggenthen (1976) que realizó un estudio magnetoestratigráfico del Paleoceno; B. Mathey (1982) que describe de modo general los materiales del flysch del Cretácico superior, así como unidades litoestratigráficas y formaciones desde Deba a Zumaia; Mount et al. (1986) y Lamolda y Paul (2007) que analizaron los isótopos de carbono y oxígeno de los materiales del Maastrichtiense superior; Arz et al. (1992) que hicieron un estudio comparativo entre el Maastrichtiense de Zumaia y el de Agost (Alicante); ten Kate y Sprenger (1993) que describen la ciclicidad de tipo orbital en el Paleoceno de Zumaia; Pujalte et al. (1998) acerca de las secuencias deposicionales y los cambios del nivel del mar durante la misma época; Gawenda et al. (1999) relacionando el clima y la bioproductividad con la sedimentación; Dinarès-Turell et al. (2002, 2003) sobre análisis de tipo magnetoestratigráfico del Paleoceno y el límite con el Eoceno, y Giannetti (2009), que trata sobre la distribución de las asociaciones de icnofósiles durante el Paleoceno superior. Hay otros muchos trabajos que no hemos citado porque harían la lista demasiado larga.

Analysis of uppermost Cretaceous-lowermost Tertiary hemipelagic successions in the Basque Country (western Pyrenees) : evidence for a sudden extinction of more than half planktic foraminifer species at the K/T boundary

by ESTIBALEZ APELLANIZ*, JUAN IGNACIO BACETA*, GILEN BERNAOLA-BILBAO*, KOLDO NÚÑEZ-BETELU*, XABIER ORUE-ETXEBARRIA*, AITOR PAYROS*, VICTORIANO PUJALTE*, ERIC ROBIN** and ROBERT ROCCHIA**

Key words. – Sudden extinction, Planktic foraminifers, K/T boundary, Basque Country (Western Pyrenees), Biostratigraphy, Sequence stratigraphy, Iridium, Ni-rich spinels, Soot, Bolide impact.

Abstract. – This paper summarises our current knowledge about 21 sections across the K/T boundary from the Basque Country (western Pyrenees), all of them comprising intermediate-deep basinal facies. This study allowed us to establish that Sopelana III and Bidart are the best sections for analysing the extinction of the planktic foraminifers at the K/T boundary. Detailed analyses of planktic foraminifers from four new sections allow us to differentiate four biozones, one at the end of the Cretaceous and three at the beginning of the Tertiary. These analyses further show that 63 Upper Maastrichtian planktic foraminifer species reached the boundary where 33 species became extinct. The study also shows that some species decreased markedly in abundance in the last few metres of the Cretaceous prior to the extinction event, which could be related to environmental changes at the end of the Maastrichtian. More than 50% of the planktic foraminifers, that is 33 species, became extinct at the end of the Cretaceous. However, most of the extinct species were rare and only about 20% of the total Cretaceous assemblages are involved in the extinction event. The 30 surviving species, that is less than 50% of the Cretaceous species, later disappear through the *Pr. longiapertura* and *P. pseudobulloides* biozones of the beginning of the Tertiary. Above the K/T boundary, samples are far poorer in planktic foraminifer specimens than those from the uppermost Maastrichtian and include 16 Tertiary species. Moreover, together with this extinction event there are impact markers (iridium and Ni-rich spinels), as well as a high concentration of soot at the beginning of the Danian at the Sopelana III section. This strengthens the hypothesis of a causal link between the impact and K/T extinctions.

Analyse des séquences hémipélagiques du Crétacé final et du Tertiaire basal du Pays basque (Pyrénées occidentales) : extinction soudaine de plus de la moitié des espèces de foraminifères planctoniques à la limite K/T

Mots clés. – Extinction soudaine, Foraminifères planctoniques, Limite K/T, Pays basque (Pyrénées occidentales), Biostratigraphie, Stratigraphie séquentielle, Iridium, Spinelles nickelifères, Soot, Impact d'un bolide.

Resumé. – Une synthèse de notre connaissance des 21 coupes de la limite K/T au Pays basque (Pyrénées occidentales) est présentée dans ce travail. Toutes ces coupes correspondent à des faciès de bassin moyen-profond. Leur étude permet d'établir que Sopelana III et Bidart sont les meilleures sections pour analyser l'extinction des foraminifères planctoniques à la limite K/T. Les résultats obtenus d'après l'étude détaillée des foraminifères planctoniques de quatre nouvelles coupes de la limite K/T sont présentés ici. Pris dans leur ensemble, ces coupes ont permis de reconnaître quatre biozones, une à la fin du Crétacé et trois au début du Tertiaire. Les 63 espèces reconnues dans le Maastrichtien supérieur atteignent la limite où une extinction soudaine en affecte 33 espèces. D'autre part, on observe également une baisse quantitative des populations de certaines espèces dans les derniers mètres du Crétacé, ce qui pourrait être lié à des variations environnementales avant l'extinction de la fin du Maastrichtien. L'extinction soudaine de la fin du Crétacé affecta plus de 50% des espèces de foraminifères planctoniques mais les espèces crétacées qui disparaissent à la limite sont minoritaires et ne représentent pas plus de 20% du total des spécimens. Les 30 espèces survivantes (un peu moins de 50% des espèces crétacées) disparaissent par la suite dans les biozones à *Pr. longiapertura* et *P. pseudobulloides* au début du Tertiaire. Les échantillons du début du Tertiaire sont beaucoup plus pauvres en foraminifères planctoniques que ceux du Maastrichtien supérieur et comptent 16 espèces. D'autre part, coïncidant avec l'extinction des foraminifères planctoniques de la limite K/T, on observe des indices d'impact (iridium et spinelles nickelifères), ainsi qu'une concentration élevée de suie dans les premiers centimètres du Danien à Sopelana III. Ces résultats suggèrent une relation de cause à effet entre de possibles impacts et l'extinction.

VERSION FRANÇAISE ABRÉGÉE

Dans ce travail, un résumé de nos connaissances générales sur la limite K/T à partir de l'étude de nombreuses coupes du Pays basque (Pyrénées occidentales), ainsi que d'une analyse détaillée des foraminifères planctoniques de quatre coupes (Sopelana III, Urrutxua, Herrera et Gaskoe) sont présentés. Ces coupes, peu connues jusqu'à récemment, sont pourtant caractéristiques tant d'un point de vue lithologique que micropaléontologique de la limite K/T dans cette région. L'extinction en masse de la limite K/T est l'une des plus importantes et des mieux connues du Phanérozoïque. Elle affecta, entre autres, fortement les foraminifères planctoniques. Actuellement, plus de vingt affleurements de cette limite sont connus au Pays basque. Ils se situent dans trois zones principales et, ponctuellement, sur la côte sud-occidentale d'Aquitaine (fig. 1). D'un point de vue paléogéographique, toutes ces coupes s'inscrivent dans un contexte de bassin profond (Bassin basque), à bathymétrie comprise entre 800 et 2000 m [Orue-Etxebarria *et al.*, 1996; Pujalte *et al.*, 1997]. La sédimentation de ce bassin était essentiellement pélagique et/ou hémipélagique, avec des passées plus sporadiques de dépôts turbiditiques dilués, présents seulement sur certaines coupes. Ce bassin était entouré, excepté à l'ouest, de zones de sédimentation peu profonde sur des plate-formes carbonatées, dans lesquelles la limite K/T n'est pas préservée à cause d'une période de bas niveau de la mer.

* Estratigrafía eta Paleontología Saila, Zientzi Fakultatea, Euskal Herriko Unibertsitatea, 644 Postakutza, 48080 Bilbo, Basque Country, Spain.

** Centre des Faibles Radioactivités, Laboratoire Mixte CEA-CNRS, avenue de la Terrasse, 91198 Gif-sur-Yvette, France.

Manuscrit déposé le 3 mars 1997; accepté après révision le 27 mai 1997.

Figura 2.15.- Primera página de la publicación que recoge datos sobre la crisis biológica del final del Cretácico, basados en el análisis de varias secciones de la Cuenca Vasca.

MUNIBE (Antropología-Arkeología) 57/1	Homenaje a Jesús Altuna	55-66	SAN SEBASTIAN	2005/2006	ISSN 1132-2217
---------------------------------------	-------------------------	-------	---------------	-----------	----------------

Contribuciones del Pirineo Vasco al conocimiento de la crisis biológica del límite Cretácico-Terciario

Contributions of the Basque Pyrenees to the knowledge of the Cretaceous-Tertiary boundary biotic crisis

PALABRAS CLAVE: Límite K/T, crisis biológica, Pirineo Vasco, foraminíferos planctónicos, nanofósiles calcáreos.
KEY WORDS: K/T boundary, biotic crisis, Basque Pyrenees, planktic foraminifers, calcareous nanofossils.

J.I. BACETA* G. BERNAOLA* X. ORUE-ETXEBARRIA*
E. APELLANIZ* V. PUJALTE* F. CABALLERO*

RESUMEN

En el Pirineo Vasco existen numerosos afloramientos del límite Cretácico-Terciario en facies marinas (hemipelágicas). En este trabajo presentamos una síntesis de datos sobre la estratigrafía general y detallada del límite y los principales acontecimientos evolutivos de los foraminíferos planctónicos y los nanofósiles calcáreos durante la transición entre el Cretácico y el Terciario. Estos datos revelan que el Pirineo Vasco contiene un registro potente y relativamente completo del límite, que incluye la arcilla rica en elementos cósmicos que fue seleccionada en el Kef (Túnez) como marcador formal del límite geocronológico. En el Pirineo Vasco, el depósito de esta capa arcillosa fue contemporáneo con un drástico descenso en la diversidad de foraminíferos planctónicos y nanofósiles calcáreos, indicando una relación directa entre el meteorito que impactó en la península de Yucatán (México) y la extinción de primer orden que afectó a ambos grupos de plancton calcáreo.

ABSTRACT

Numerous outcrops of the Cretaceous-Tertiary boundary in deep marine (hemipelagic) facies exist in the Basque Pyrenees. In this paper we present a synthesis of data about the general and detailed stratigraphy of the boundary in the area and the main evolutionary steps recognised in the evolution of planktic foraminifers and calcareous nanofossils during the Cretaceous-Tertiary boundary. These data reveal that the Basque Pyrenees contain thick and relatively complete K/T boundary sections, including the clay layer rich in cosmic markers which was selected in the Kef (Tunisia) to define the boundary formally. In the Basque Pyrenees the deposition of this clay layer was contemporaneous to a drastic reduction in the diversity of both planktic foraminifers and calcareous nanofossils, thus indicating a direct link between the meteorite impact in the Yucatan Peninsula and the first-order extinction event which affected to both groups of calcareous plankton.

LABURPENA

Euskal Herriko Pirinioetan itsasertze hemipelagikoei dagozkien azaleramendu ugari daude Kretazeo/Tertziario mugaren inguruan. Lan honetan, Kretazeo/Tertziario iragaketaren estratigrafia orokorra eta zehatza erakustez gain, muga horretan foraminifero planktonikoek zein nanofosil karetsuek jasan zituzten gertaera ebolutibo nagusien datu-sintesia ere aurkeztzen da. Datu hauek, Euskal Herriko Pirinioek K/T mugaren erregistro zabala eta nahiko osoa dutela adierazten dute. Bertan elementu kosmikoek aberatsa den buztin geruza aurkitu daiteke, el Kef-en (Tunizia) muga geokronologikoa markatzailer formalizat hautatua izan zena. Euskal Herriko Pirinioetan buztin geruza honen metatzat bat egiten du foraminifero planktoniko eta nanofosil karetsuen dibertsitate murrizketa bortitz batekin, Yucatan penintsulan (Mexiko) talka oin zuen meteorito eta plankton karetsuaren organismo talde bi hauek eragin zuen suntsipen masiboaren arteko lotura zuzena dagoela adieraziz.

* J.I. BACETA, G. BERNAOLA, X. ORUE-ETXEBARRIA, E. APELLANIZ, V. PUJALTE y F. CABALLERO.
Estratigrafía eta Paleontología Saila, Zientzia eta Teknologia Fakultatea, Euskal Herriko Unibertsitatea UPV/EHU, 644 pl., 48080 Biltzaio.
Autor de contacto: J.I. BACETA, e-mail: <gpbaceta@ig.ehu.es>

Figura 2.16.- Primera página del trabajo de Baceta et al. (2006) en donde se analizan datos de la Cuenca Vasco-Cantábrica en relación a la crisis biológica finicretácica.

New constraints on the evolution of planktic foraminifers and calcareous nannofossils across the Paleocene-Eocene boundary interval: the Zumaia section revisited

Xabier Orue-Etxebarria, Bilbao, Gilen Bernaola, Firenze,
Juan Ignacio Baceta, Bilbao, Eugenia Angori, Firenze,
Fernando Caballero, Bilbao, Simonetta Monechi, Firenze,
Victoriano Pujalte, Bilbao, Jaume Dinarès-Turell, Roma,
Estibaliz Apellaniz, Bilbao, and Aitor Payros, Bilbao

With 12 figures

ORUE-ETXEBARRIA, X., BERNAOLA, G., BACETA, J. I., ANGORI, E., CABALLERO, F., MONECHI, S., PUJALTE, V., DINARÈS-TURELL, J., APELLANIZ, E. & PAYROS, A. (2004): New constraints on the evolution of planktic foraminifera and calcareous nannofossils across the Paleocene-Eocene boundary interval: the Zumaia section revisited. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 234: 223–259; Stuttgart.

Abstract: The Zumaia Section (western Pyrenees) contains one of the most complete and expanded deep-water successions across the Paleocene-Eocene transition so far described. The succession, which is rich in well preserved microfossils, outcrops continuously along sea cliffs and has been the subject of cyclostratigraphic, micropaleontologic, magnetostratigraphic and chemostratigraphic analyses.

In a new, high-resolution biostratigraphic and paleoecologic study of planktic foraminifers and calcareous nannofossils of the 67 m thick interval from the upper part of the magnetochron C25r to the lower part of the calcareous nannofossil Zone NP11, including the Initial Eocene Thermal Maximum (IETM), the last and first occurrences (LO, FO) of the most important species, and their relative position within chrons C25r, C25n and C24r have been pinpointed.

Some of our results on the distribution of planktic foraminifera are at odds with previous studies, the following ones being particularly noteworthy: (a) the LO of *Globanomalina pseudomenardii* coincides with the P/E boundary, although specimens within the last 10 meters of the Paleocene succession are distinctly smaller than those found within Biozone P4; (b) the FO of *Morozovella subbotinae* occurs in the upper part of chron C25n, about 28 m below the IETM; (c) the LO of *Igorina laevigata* is observed 7 meters above the P/E boundary; (d) *Globanomalina luxorensis* is very scarce in all of the studied samples (less than 1 % of the assemblage), including those above the IETM; (e) the proportion of acarini-

0077-7749/04/0234-0223 \$ 9.25

© 2004 E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, D-70176 Stuttgart

Figura 2.17.- Primera página de la publicación acerca de la crisis biológica relacionada con el límite Paleoceno/Eoceno basada en un estudio realizado en la sección de Itzurun.

Tesis Doctorales relacionadas con la serie flysch entra Deba y Zumaia.

La excelente exposición de los afloramientos y la continuidad de las series sedimentarias del flysch, hicieron que muchas Tesis Doctorales, especialmente de investigadores extranjeros, analizaran estos materiales como parte de su tema de investigación. De todas ellas, hay que mencionar, en primer lugar, la Tesis de Pierre Rat (Fig.2.18), publicada en (1959), una obra de ámbito regional, que marca un nuevo estilo en las investigaciones geológicas de la Cuenca Vasco-Cantábrica. En este trabajo de carácter generalista, se remarca tanto la Estratigrafía y Sedimentología como el contenido faunístico macro y micropaleontológico. En ella se hace referencia, por primera vez, a series estratigráficas y unidades de la cuenca en materiales del Cretácico inferior y superior, entre Deba y Zumaia, así como también del Eoceno del tramo costero de Gipuzkoa. Por otra parte, la primera Tesis de Geología realizada en la Universidad del País Vasco es la de Juan Campos (1976), que realiza un estudio geológico general del Pirineo vasco al oeste del río Bidasoa, en el que trató materiales del flysch Cretácico de Gipuzkoa y Navarra.



Figura 2.18.- Dr. Pierre Rat



Figura 2.19.- Dr. Raymond Ciry

La amistad de Gómez de Llarena con geólogos alemanes, como los Drs. Schmidt-Thomé y Kockel entre otros, tuvo una influencia decisiva en que algunos de sus alumnos se acercaran a la Cuenca Vasco-Cantábrica y a la sección costera de Zumaia, para realizar posteriormente sus investigaciones en esta cuenca. Cabe mencionar al geólogo alemán Franz Lotze, cuyos trabajos en los Pirineos Cantábricos aparecen publicados desde 1931. También fue importante la aportación francesa en la investigación geológica del norte de la Península Ibérica (Carez, 1881) sobre todo la de la Escuela de Dijon, creada por Raymond Ciry (Fig.2.19), geólogo de dicha ciudad, que en 1926 inició sus investigaciones en los territorios vasco-cantábricos.

Entre los continuadores de aquellos, hay que citar los casos de F.K. Ewert (1964) y H. Völtz (1964) que estudiaron materiales del Pirineo; P. Feuillèe (1967) que investigó el Cenomaniense desde Asturias a los Pirineos vascos; A. Pascal (1984) que analizó los sistemas biosedimentarios urgonianos en el margen nord-ibérico; o B. Mathey, que en 1987 publicó las investigaciones de su Tesis Doctoral, defendida en la Universidad de Dijon, y titulada *"Les flyschs Crétacé supérieur des Pyrénées. Basques"*, entre otros.

Hay que hacer una mención especial de los investigadores alemanes Dietrich Herm y Axel von Hillebrandt que acudieron por primera vez a Zumaia en 1958, cuando conocieron a Gómez de Llarena y que, en sus Tesis Doctorales, estudiaron los materiales costeros del flysch que va desde Deba hasta Getaria. El profesor Herm investigó acerca del Cretácico superior entre Deba y la Punta de Aitzgorri, y von Hillebrandt el Paleógeno desde Zumaia hasta Getaria.



Figura 2.20.- Dr. Axel von Hillebrandt

Se trata de dos trabajos muy detallados realizados en base al estudio de los foraminíferos planctónicos. La publicación de ambas Tesis en 1965, dio un renombre internacional a Zumaia en el campo de la Geología (Micropaleontología). La Tesis le sirvió a von Hillebrandt (Fig.2.20) para conseguir su habilitación en la Universidad Técnica de Berlín. Posteriormente la Tesis Doctoral de L.G. Allen (1975) se ocupó de los cambios en las asociaciones de foraminíferos en el límite K/T de Zumaia. Otra Tesis realizada en este sector es la de A. Van Mier (1982) que se dedicó a la investigación de los depósitos turbidíticos del Terciario inferior de Gipuzkoa. En la actualidad las Tesis Doctorales han pasado a tener un carácter más especializado, como sucede con la de F. Martínez Ruiz (1994), en la que se analizan evidencias geoquímicas y mineralógicas del impacto de un meteorito en el tránsito Cretácico-Terciario en algunas secciones de la costa vasca.

Universidades del País Vasco y Zaragoza

A partir de la década de los 80, son numerosos los investigadores de ambas universidades que centran las investigaciones relacionadas con sus Tesis Doctorales en las secciones costeras comprendidas entre Deba y Zumaia. Así por ejemplo, I. Canudo (1990) estudia los foraminíferos planctónicos del Paleoceno y Eoceno en el prepirineo meridional, incluyendo la sección de Zumaia. Por su parte, los foraminíferos bentónicos del tránsito Paleoceno-Eoceno son el tema de la Tesis Doctoral de N. Ortiz (1993), que dedicó parte de su investigación a la sección que aflora a la entrada de la Playa de Itzurun. En el mismo año, A. Gorostidi revisó los nannofósiles calcáreos del Cretácico superior en diferentes secciones de la Cuenca Vasco-Cantábrica, incluyendo la sección que va desde la Ensenada de Aitxuri a la Punta de Aitzgorri. En 1996 J.A. Arz e I. Arenillas defendieron sus Tesis Doctorales, en las que analizaron los foraminíferos planctónicos del Cretácico superior y del Paleoceno respectivamente de los materiales costeros de Zumaia.

Las secuencias deposicionales, facies y evolución paleogeográfica son los temas de investigación de la Tesis Doctoral de J.I. Baceta (1996), que dedicó una atención especial al magnífico afloramiento del Paleoceno de la Playa de Itzurun (Fig.2.21).

J.J. Gómez-Alday en 2002 obtuvo resultados interesantes acerca de las condiciones paleoambientales en el Maastrichtiense inferior, a partir del análisis de los isótopos de carbono y oxígeno tanto en la roca encajante como en las conchas de fósiles de inocerámidos, así como de la distribución de los minerales de la arcilla en el sedimento.

La Tesis de G. Bernaldo (2002) está basada exclusivamente en el Paleoceno de la sección de Zumaia, con un análisis cuantitativo riguroso de los cambios experimentados en las

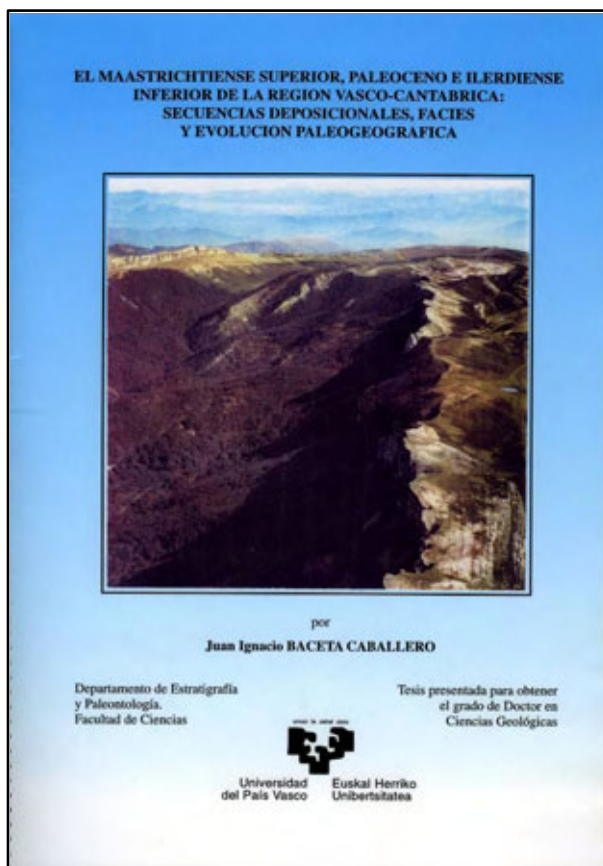


Figura 2.21.- Portada de la Tesis Doctoral de Juan Ignacio Baceta

asociaciones de nannoplancton calcáreo y de la localización de los diferentes eventos evolutivos que registró este grupo de organismos, con el fin de caracterizar la evolución paleoambiental y paleoceanográfica de la Cuenca Pirenaica durante el Paleoceno. S. Ortíz (2006) estudió por medio de los foraminíferos bentónicos los eventos acaecidos en el Paleógeno. Finalmente F. Caballero (2007) analizó los cambios en las comunidades de foraminíferos planctónicos en el límite Daniense/Selandiense de la sección de la Playa de Itzurun.

Workshop de Zumaia y la elección de los estratotipos del Paleoceno

En las últimas décadas se está procediendo a la revisión de los estratotipos de límites entre pisos (divisiones de tiempo geológico) y las extraordinarias virtudes de la sección de Zumaia (Fig.2.22) han hecho que esta haya sido propuesta como candidata para varios de los límites presentes en dicha sección.

Para ser candidata a estratotipo, cualquier sección debe cumplir la mayor parte de una serie de requisitos, entre los que se encuentran: que sea una serie potente, que no presente hiatos (faltas de registro sedimentario), que esté poco o nada afectada por la tectónica, que tenga gran variedad y cantidad de grupos fósiles y que estos estén bien conservados, que permitan hacer dataciones absolutas, análisis isotópicos y/o paleomagnéticos, que sea accesible, que permita una buena conservación, etc. Zumaia había sido propuesta anteriormente como candidata a estratotipo para el Cretácico/Paleógeno y el Paleoceno/Eoceno, pero en ambos casos no fue elegida por muy poco, quedando en segundo lugar entre las candidatas.



Figura 2.22.- Aforamiento de la playa de Itzurun en donde se han definido dos estratotipos del Paleoceno

La sección de Zumaia fue nuevamente propuesta como candidata en numerosos trabajos realizados por profesores de las Universidades del País Vasco y Zaragoza, en este caso para los estratotipos del Paleoceno esto es, para la base de los pisos Selandiense y Thanetiense (Fig.2.22). Después de muchos años de investigación y numerosas publicaciones sobre el tema, Zumaia era la candidata oficial, tal como aparecía en Episodes (2004). Birger Schmitz Chairman del “Paleocene Working Group” consideró que ya había suficiente información sobre el tema y que era conveniente hacer una reunión de especialistas y tomar una decisión formal al respecto.

En Junio de 2006 se celebra en Bilbao un Congreso Internacional sobre “*Climate and Biota of the Early Paleogene 2006*” (Fig.2.10) y Schmitz considera adecuado aprovechar esta reunión y dedicar una sesión del mismo para decidir la elección del estratotipo. Pero a lo largo de la misma, los doctores W. Berggren, M.P. Aubry y R.P. Speijer, entre otros, presentaron una nueva sección como candidata para estratotipo del Selandiense, se trataba de Qreiya, sección que se encuentra en Egipto. Ante la nueva disyuntiva planteada, Schmitz decidió retrasar la elección hasta que se conocieran mejor las posibles bondades de esta sección.

Para no demorar demasiado la elección, los miembros del Departamento de Estratigrafía y Paleontología de la UPV decidieron, con el acuerdo del Chairman, organizar un Workshop Internacional. Aunque, en vista del éxito alcanzado con el Congreso de 2006, inicialmente se pensó organizarlo en Bilbao, finalmente se consideró que sería más conveniente celebrarlo en Zumaia, por su proximidad a la sección propuesta como candidata. Con este motivo se reunieron en el Hotel Zelai de Zumaia, alrededor de 25 especialistas del 18 al 21 de Junio de 2007 (Figs.2.23 y 2.24).

International Workshop of the
Paleocene Working Group



Zumaia, Basque Country June 2007

**The Zumaia section:
a robust candidate for the placement of the
Danian/Selandian and Selandian/Thanetian
boundaries**

Xabier Orue-Etxebarria (1), Laia Alegret (2), Estibaliz Apellaniz (1), Ignacio Arenillas (2), Juan Ignacio Baceta (1), Gilen Bernaola (1), Fernando Caballero (1), Jaume Dinarès-Turell (4), Maite Martín-Rubio (1), Eustoquio Molina (2), Silvia Ortiz (2), Victoriano Pujalte (1), Birger Schmitz (3).

(1) Dpto. Estratigrafía y Paleontología, University of the Basque Country.
 (2) Dpto. Ciencias de la Tierra, University of Zaragoza
 (3) Dpt. of Geology, University of Lund.
 (4) Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Roma.

The Paleocene Working Group was created with the objective of searching for suitable criteria to define the formal base of the Selandian and Thanetian stages. These are expected to be defined at distinct markers in a well-documented continuous stratigraphic section, within a series of successive events that could provide their best reliable correlation worldwide.

The Zumaia section is the leading candidate for the placement of both the D/S and S/Th GSSPs (Gradstein et al., 2004), and this has prompted a series of detailed studies about its magneto-, chemo- and bio-stratigraphic records, mainly carried out

Figura 2.23.- Trabajo presentado en el Workshop de 2007, en el que se recoge la propuesta para nombrar los estratotipos del Paleoceno en la sección de Itzurun.

Tras las intervenciones de los investigadores que apoyaban alguna de las dos secciones, Zumaia y Qreiya, y de otras que trataron diversos aspectos relacionados con el tema en cuestión, se procedió a la votación, con la sorpresa de que todos los presentes votaron a favor de la sección de Zumaia. Por fin, con esta elección, se reconocían las innegables virtudes del Paleoceno de la Playa de Itzurun y, consecuentemente, Zumaia pasaba a ocupar el lugar que le correspondía en el contexto mundial de la Geología. En esta misma línea hay que mencionar que el pasado mes de septiembre de 2009 otra sección de la costa vasca, que se encuentra en la playa de Gorrondatxe (Aizkorri), situada en los afloramientos del flysch entre Getxo y Sopelana ha sido elegida como nuevo estratotipo del Ypresiense-Luteciense, pisos incluidos dentro del periodo Eoceno.



Figura 2.24.- Workshop organizado por los investigadores de la UPV-EHU en Zumaia (2007): portada del libro de abstracts e imagen de una de las sesiones de trabajo.

Para finalizar este capítulo, es necesario resaltar que las investigaciones geológicas del flysch entre Deba y Zumaia todavía no han concluido. En efecto, actualmente varios grupos de geólogos, holandeses, belgas, italianos y británicos, entre otros, están realizando diversos estudios sobre determinados límites de edades geológicas, sobre el registro paleomagnético y cicloestratigráfico o, también, acerca de la evolución de varios grupos de microfósiles. En este mismo contexto, los investigadores de la Universidad del País Vasco, la más cercana a los afloramientos, seguimos realizando estudios similares, cuyos resultados esperamos seguir publicando en los próximos años. Al fin y al cabo, el flysch entre Deba y Zumaia sigue guardando muchos secretos sobre la historia de nuestro planeta y puede considerarse, en conjunto, como una fuente inagotable de información sobre los eventos acaecidos en el pasado, información que puede ayudar a entender, y en algunos casos a predecir, otros acontecimientos que están ocurriendo o pueden suceder en un futuro próximo.



CAPÍTULO 3

Las rocas que componen el flysch

Introducción

Breve noción del contexto de formación del flysch

Principales atributos de la sedimentación flysch

Las rocas producto de la “lluvia pelágica”: calizas, margas y lutitas

Las rocas producto de corrientes submarinas: turbiditas

Otras estructuras sedimentarias comunes en las turbiditas

Rocas “singulares” del flysch

Las rocas que componen el flysch

Un aspecto fundamental para entender sucesiones flysch como la que define el litoral entre Deba y Zumaia, es conocer los diferentes tipos de rocas que la componen y, de acuerdo a sus características, deducir los procesos que han actuado durante su formación y la evolución que han experimentado con el tiempo. De modo general, las sucesiones flysch se formaron en la parte más profunda de las cuencas marinas. Esta idea sobre su origen resulta bastante obvia hoy en día, aunque es necesario indicar que no era tan evidente para los geólogos hasta hace 50 años, cuando el conocimiento sobre la morfología y los procesos de sedimentación que operaban en los fondos marinos actuales era todavía limitado, haciendo difícil cualquier comparación entre procesos y productos de sedimentación actuales y los que potencialmente habrían actuado en la antigüedad. En general, los fondos marinos de más de 500 m de profundidad se consideraban contextos de sedimentación “tranquilos” donde solo debían acumularse depósitos finos de decantación. La rotura de cables telefónicos submarinos tendidos a comienzos del siglo XX fue una de las primeras evidencias indicativas de que eso no era así, ya que demostraba la existencia de corrientes y procesos energéticos en los fondos oceánicos capaces de romper estructuras de considerable grosor y resistencia. A partir de mediados del siglo XX, con el desarrollo de las investigaciones submarinas mediante el uso de batiscafos, submarinos y sondas de diferente tipo, los científicos fueron también constatando la presencia en los fondos marinos de importantes acumulaciones de arenas, gravas e incluso sedimentos de grano muy grueso (conglomerados y brechas) y, a su vez, comenzaron a medir y caracterizar las corrientes submarinas de diferente escala, procedencia y grado energético que los transportaban y depositaban. Estos descubrimientos y el desarrollo de modelos experimentales de laboratorio fueron claves para entender el origen y comportamiento de las “turbiditas”, capas de sedimento arenoso compactado que constituyen, sin duda, el atributo más distintivo de las sucesiones flysch.

Breve noción del contexto de formación del flysch

La sucesión flysch entre Deba y Zumaia se considera por muchos científicos como uno de los mejores ejemplos de rocas sedimentarias formadas en un fondo marino profundo que se conocen a nivel mundial. De acuerdo con las dataciones paleontológicas, esta sucesión de rocas se habría formado durante un periodo de 60 millones de años, entre el Albiense y el Eoceno. Las investigaciones geológicas realizadas en el ámbito de los Pirineos durante las últimas décadas han puesto en evidencia que durante dicho intervalo de tiempo geológico Europa e Iberia estaban más separadas que hoy en día y que en su zona de contacto se situaba un golfo marino de más de 200 Km. de anchura y abierto hacia el antiguo Golfo de Bizkaia, con una zona central extensa y relativamente llana a profundidades del orden de 1000 a 3000 m (Fig. 3.1a). Es en esta zona profunda del antiguo golfo Pirenaico donde precisamente se habría depositado la sucesión flysch que aparece entre Deba y Zumaia. No obstante, es importante destacar que este afloramiento no es el único de la región, ya que existen buenas exposiciones de rocas del mismo tipo y edad en áreas como el valle de Ulzama, en Nafarroa, o la alineación de relieves situados entre Eibar y los acantilados de Sopela-Punta Galea, en Bizkaia.

Las investigaciones geológicas también han reconocido y caracterizado el registro rocoso que se habría depositado al mismo tiempo en las zonas litorales que bordeaban el golfo Pirenaico, las cuales se componen de rocas sedimentarias formadas en deltas fluviales, extensas playas e, incluso, diferentes tipos de plataformas marinas y arrecifes coralinos. Los afloramientos de las sucesiones de rocas litorales equivalentes al flysch entre Deba y Zumaia

se sitúan en diferentes puntos a lo largo de los actuales Pirineos, siendo uno de los más conocidos el situado en los espectaculares relieves subverticales que rodean el valle de Ordesa (Fig. 3.1b).



Figura 3.1.- A) Reconstrucción de la (paleo) geografía general de la región Pirenaica durante la formación del flysch entre Deba y Zumaia (intervalo Cretácico superior y Paleógeno inferior). B) panorámica de los impresionantes escarpes de la ladera norte del Valle de Ordesa, en Huesca, formados por sucesiones de rocas depositadas en ambientes marinos litorales, contemporáneas a la formación del flysch. La unidad 1 (inferior) corresponde a areniscas deltaicas del Cretácico superior, mientras que la unidad 2 (superior) está compuesta por calizas del Paleoceno-Eoceno inferior depositadas en plataformas marinas que localmente incluían arrecifes de corales y algas.

Por tanto, de acuerdo a la antigua geografía (paleogeografía) del ámbito pirenaico deducida de las investigaciones geológicas, se puede concluir que el flysch entre Deba y Zumaia es la sucesión de rocas que caracterizaría el contexto de sedimentación más distal y profundo del golfo pirenaico durante el Cretácico superior y el Paleógeno inferior. A la vista de los caracteres que se describen en los siguientes apartados, las rocas que forman la sucesión flysch se habrían creado por una amplia gama de procesos sedimentarios agrupables en dos categorías principales: i) *procesos de decantación*, que habrían dado lugar a rocas como las calizas, margas y lutitas, y ii) *procesos de resedimentación*, correspondientes a la actividad de corrientes submarinas y flujos de gravedad cuyo resultado más significativo serían las rocas de composición arenosa conocidas como turbiditas. El material arenoso que define estas rocas particulares incluye frecuentemente restos fósiles de algas calcáreas, corales y foraminíferos, así como fragmentos carbonizados de vegetales. Estos componentes son relativamente abundantes en las sucesiones de rocas litorales contemporáneas formadas en los márgenes del golfo Pirenaico, hecho que demuestra que las corrientes que los transportaron hasta la zona profunda del flysch se habrían originado en zonas costeras y desplazado pendiente abajo a lo largo de distancias considerables.

Principales atributos de la sedimentación flysch

A la hora de observar y analizar cualquier aspecto de las sucesiones flysch, hay tres aspectos intrínsecos a ellas que se deben tener en cuenta en todo momento, y que resultan básicos para entender su organización interna y los procesos que han generado los diferentes tipos de rocas que las componen.

1) La formación (sedimentación) de cualquier sucesión de rocas flysch se ha producido, en general, de forma *bastante lenta* en comparación a otros tipos de acumulaciones sedimentarias como, por ejemplo, las playas, deltas o estuarios. Muchas de las sucesiones flysch estudiadas suelen presentar tasas de acumulación (espesor de sedimento depositado por unidad de tiempo) del orden de 1 a 10 cm/1.000 años. En base a ello, un intervalo de rocas de 1 m de espesor puede representar un periodo de tiempo geológico de hasta 100.000 años, uno de 100 m hasta 1 millón de años, y uno de 5.000 m, ¡hasta 50 millones de años o más! Estas estimaciones simples, sin embargo, fundamentalmente son válidas para aquellas partes del flysch en que dominan rocas que se generaron por procesos de decantación (calizas, margas y lutitas) (Fig. 3.2a). No obstante, al considerar la presencia de turbiditas la tasa de sedimentación de la sucesión flysch puede aumentar de forma considerable, ya que estas capas de roca arenosa pueden haberse formado individualmente en periodos de tiempo muy cortos (de unas horas a unos pocos días) y, por tanto, aquellos intervalos del flysch en que son abundantes o predominan, las tasas de depósito pueden llegar a superar ampliamente los 100 cm cada 1000 años (Fig. 3.2b).

2) Si bien el depósito de las sucesiones flysch se produce de forma relativamente lenta, el proceso o procesos sedimentarios que las generan se suelen registrar de manera *prácticamente continua*, incluso si lo consideremos a una escala de tiempo humana. Este aspecto no lo presentan la mayoría de acumulaciones sedimentarias que se forman en nuestro planeta (sirvan de ejemplo, la duna de un desierto o la barra arenosa al borde de cualquier curso fluvial), y hace que las sucesiones flysch constituyan un registro prácticamente continuo en el tiempo y, por tanto, el mejor laboratorio para estimar aspectos claves en la investigación geológica tales como la evolución o los fenómenos de extinción de determinados grupos de organismos fósiles que contienen, o el desarrollo y tiempo de duración de eventos catastróficos de escala global, variaciones en las condiciones oceanográficas e, incluso, los antiguos cambios climáticos experimentados por el planeta.

3) La complejidad que suelen presentar las sucesiones flysch no procede de su variedad litológica (en la mayoría de los casos se suelen reconocer entre 3 y 6 tipos de rocas distintas), sino que reside en la manera en que los tipos de roca se suceden y alternan a lo largo de la sucesión de estratos, es decir, su complejo y persistente *carácter alternante* o incluso *cíclico* (Fig. 3.2). La alternancia de los diferentes tipos de rocas es el primer aspecto que se reconoce al observar una sucesión flysch, ya que las variaciones en dureza, color y composición, según los tipos, hace que el afloramiento aparezca como una sucesión característica de estratos duros y blandos, y con continuos cambios de color que bajo buena iluminación permite obtener imágenes de gran belleza paisajística.

Las investigaciones geológicas más recientes están confirmando que la alternancia rítmica o cíclica de los diferentes tipos de rocas en las sucesiones flysch (y por tanto, de los procesos sedimentarios que las generaban) no es un atributo casual o de naturaleza aleatoria, sino que en muchos casos sería el reflejo de cambios ambientales y climáticos que habrían afectado a todo el planeta y que actuarían a diferentes escalas de tiempo geológico y con frecuencias (periodicidad) más o menos estables a lo largo del tiempo (entre ellas las ciclicidades de Milankovitch, ver capítulo 6). Las “varvas” (laminaciones de colores claros y oscuros de origen estacional) que se observan en fondos de lagos, los anillos de crecimiento en árboles o las bandas de crecimiento en las conchas de moluscos, serían ejemplos similares de series alternantes, pero en este caso operando a escalas de tiempo mucho menor.

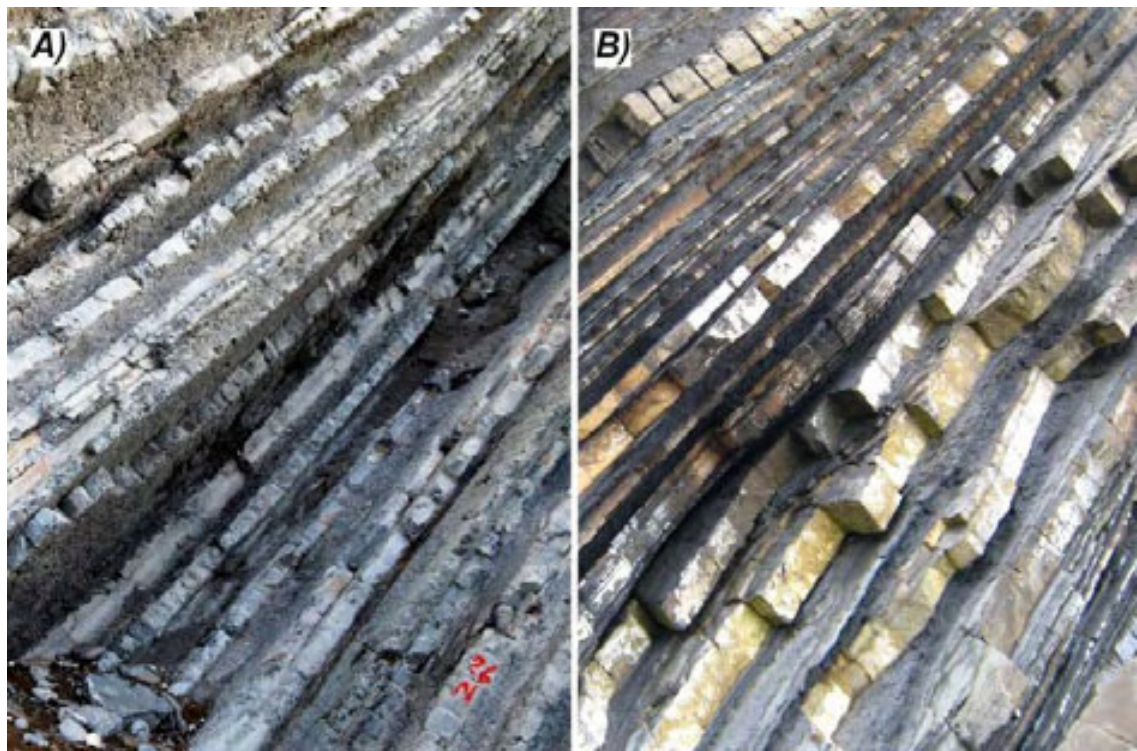


Figura 3.2.- Imágenes de dos intervalos de aproximadamente el mismo espesor (5m) de la sucesión flysch. En la imagen de la izquierda (A) el flysch aparece compuesto por una alternancia regular de calizas (capas claras resaltantes) y margas (capas más oscuras formando entrantes) generadas por procesos de decantación, que de acuerdo a las dataciones paleontológicas representan, en tiempo, un intervalo de aproximadamente 500.000 años (tasa de sedimentación media de 1 cm/1.000 años). Por su parte, en la imagen de la derecha (B) el flysch aparece formado por numerosas capas de turbiditas (estratos duros resaltantes), entre las que se intercalan niveles de lutitas de decantación (tramos recesivos oscuros). La presencia de turbiditas hace que la tasa de sedimentación de este tramo del flysch sea del orden de 5 cm/1.000 años, y que, a pesar de tener un espesor similar al mostrado en A, solo represente, en tiempo geológico, una quinta parte (100.000 años).

Por otro lado, hay otro aspecto intrínseco a todo tipo de sucesiones de rocas sedimentarias que también debe tenerse en cuenta a la hora de observar una serie de tipo flysch. Su formación es un proceso de acumulación fundamentalmente vertical en el que según avanza la sedimentación los sedimentos previos se van enterrando bajo los nuevos, hecho que provoca que los primeros se vayan compactando, hasta dar finalmente un sedimento litificado o roca. Dependiendo del tamaño y tipo de partículas constituyentes mayoritarias (limo, arcilla, arena, grava, microfósiles, etc.), durante la litificación los sedimentos marinos profundos suelen perder entre 1/2 y 2/3 de su espesor y volumen originales, principalmente por el empaquetamiento progresivo de las partículas y por el escape del agua intersticial que contiene el sedimento en el momento de su depósito.

Tener en cuenta este último atributo es fundamental a la hora de analizar las rocas del flysch, ya que cuando observamos una capa de roca de 1 m de espesor, debemos considerar que el sedimento original del cual procede podía haber tenido entre 1.5 y 3 m de grosor. Igualmente, los efectos de la compactación deben valorarse a la hora de observar otros elementos característicos del flysch, como las laminaciones y estructuras de deformación plástica que presentan las turbiditas, como veremos más adelante, o las estructuras generadas por la actividad de organismos (las trazas fósiles, ver capítulo 5).

Una última consideración: el hecho de que las rocas del flysch hayan sido originalmente sedimentos sueltos hace que, a la hora de describirlas, los geólogos utilicen indistintamente los términos roca sedimentaria, sedimento y depósito, a pesar de que en todo momento son conscientes de que su significado estricto es claramente diferenciado. A efectos de simplicidad, en este libro también se emplea dicha acepción general.

Las rocas producto de la “lluvia pelágica”: calizas, margas y lutitas

Como ya se ha indicado, una gran parte de los sedimentos del flysch son resultado de procesos de decantación de partículas de sedimento fino o muy fino, mayoritariamente de tamaños inferiores a 0,05 mm. En un contexto marino, dichas partículas pueden tener un origen externo (son transportadas a mar abierto por diferentes procesos) o generarse en el propio medio por actividad biológica o físico-química, siendo por tanto de origen autóctono (Fig. 3.3).

Las partículas de origen externo corresponden principalmente a limo y arcilla detríticos. En la mayoría de los casos, estas partículas son producto de la erosión de rocas de diferente tipo en zonas continentales, que son transportadas hasta el mar por los ríos y, posteriormente hacia mar adentro por corrientes y plumas de densidad.

Frecuentemente, se ha constatado que el limo y arcilla detríticos han sido transportados desde el continente por corrientes eólicas, tal y como ocurre actualmente en el Atlántico central, donde los vientos dominantes hacia el oeste son capaces de transportar gran cantidad de material fino aventado en el desierto del Sahara. El aporte de polvo en suspensión por corrientes eólicas procedentes del Sahara ejerce un impacto considerable en zonas tan alejadas como Mar Caribe, donde una parte significativa de la mortandad que están sufriendo los corales de arrecife estaría relacionada por dichas partículas eólicas.

En contextos de cuencas marinas adyacentes a zonas litorales con importante desarrollo de arrecifes, (el ejemplo del Mar Caribe sería claramente ilustrativo) también se produce un importante trasvase hacia el área marina profunda de sedimento fino de composición calcárea, producido por la disgregación de los esqueletos de organismos que habitan estos ecosistemas, tales como corales, algas, foraminíferos y diferentes tipos de moluscos o equinodermos.

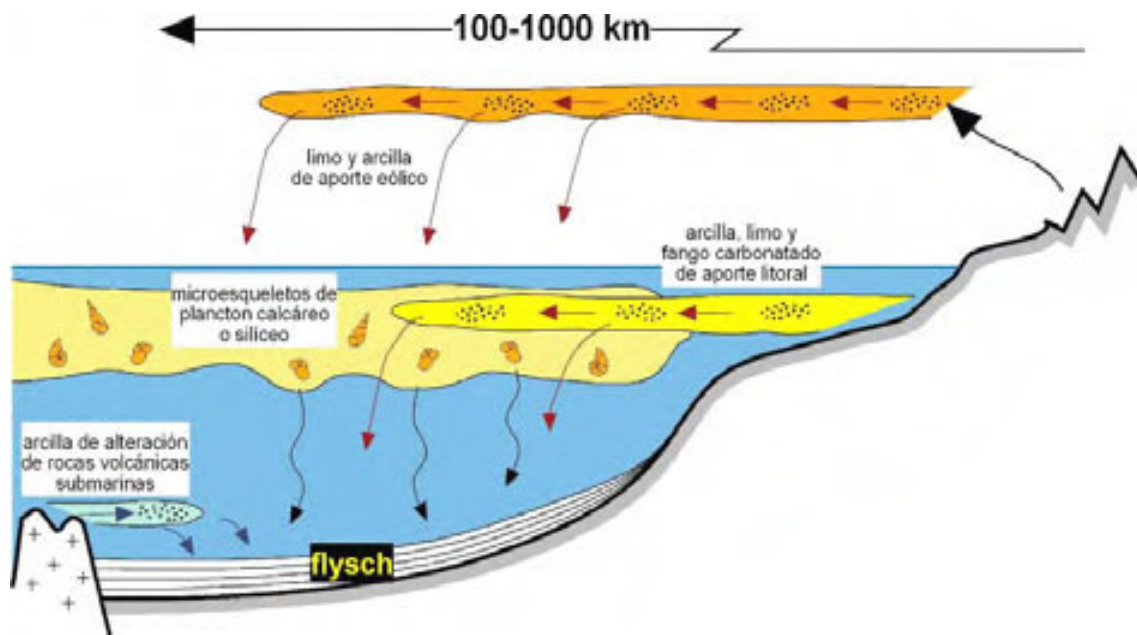


Figura 3.3.- Esquema ilustrativo de los diferentes procesos y tipos de sedimentos de grano fino implicados en la lenta pero continua “lluvia pelágica” que registran de forma ininterrumpida los fondos marinos profundos.

La variedad de partículas de grano fino de origen “autóctono” que alcanzan por decantación los fondos marinos donde se acumula el flysch es considerablemente mayor en comparación a las de origen “externo”, debido a que en su génesis interviene un mayor número de procesos. Por un lado, se diferencian aquellas que son consecuencia de la propia actividad biológica, que mayoritariamente corresponden a restos de los caparzones de microorganismos planctónicos (foraminíferos, cocolitofóridos, diatomeas, etc.) que vivían a diferentes profundidades en la columna de agua y que tras su muerte fueron decantando lentamente hasta alcanzar el fondo marino.

En función de que domine uno u otro tipo de microplancton, la constitución de los fangos que alcanzan y se decantan sobre el fondo marino varía significativamente. Como ocurre en la actualidad, el caparazón de los microorganismos planctónicos del periodo de tiempo que comprende la formación del flysch Deba-Zumaia, durante el Cretácico y el Paleógeno, era también mayoritariamente de composición calcárea (carbonato cálcico) y, por tanto, daban como resultado fangos de esa composición. No obstante, es necesario indicar que en otras edades más antiguas, como por ejemplo durante el Paleozoico, principalmente abundaban los microorganismos planctónicos con concha de composición silícea u orgánica que, por tanto, daban lugar a fangos con una composición mineralógica sustancialmente distinta.

El otro grupo importante de sedimentos finos que podemos considerar como de origen “autóctono” corresponde al de las arcillas resultantes de la alteración de rocas volcánicas submarinas. Como es bien conocido, una parte importante de los relieves que rodean o emergen de los fondos oceánicos actuales y antiguos corresponde a montañas volcánicas submarinas (las que se suelen denominar como dorsales oceánicas, guyots, seamounts, etc.) creadas por el ascenso de magma desde el manto terrestre en zonas de debilidad de la corteza terrestre o a lo largo de las zonas de separación de las placas litosféricas. El contacto continuado de las rocas volcánicas submarinas con las aguas profundas, frías y generalmente de química agresiva, provoca su hidratación y rápida alteración por diferentes procesos, dando como resultado partículas finas que se desprenden de las rocas y pueden “viajar” a través de los océanos distancias considerables, hasta depositarse en fondos próximos o alejados donde se están formando sucesiones de tipo flysch.

En síntesis, los fondos marinos donde se acumula sucesiones de tipo flysch registran de forma prácticamente continua una decantación de material fino que en composición y origen pueden ser muy variados. Este proceso, que habitualmente se describe como la “lluvia pelágica”, se produce de un forma muy lenta pero es prácticamente continua, hecho este último que posibilita una acumulación ininterrumpida y bastante homogénea, sobre áreas extensas del fondo marino, de cantidades significativas de material fino. Las diferencias en composición que presente este material va ser determinante durante su compactación y posterior transformación en roca (litificación), ya que dará lugar a diferentes tipos. En el flysch entre Deba y Zumaia son tres los tipos principales de rocas resultado de decantación que se pueden reconocer en la sucesión: *calizas*, *margas* y *lutitas* (Fig. 3.4).

Las *calizas* (Fig. 3.4a) son rocas que habitualmente aparecen en capas de 10 a 50 cm de espesor, de tonalidades claras y color gris, beige o rosa, que son relativamente duras y compactas y, por ello, generalmente aparecen formando resaltes en el afloramiento de la rasa o el acantilado. Mineralógicamente, las calizas están constituidas por un 75-100% de carbonato cálcico, con proporciones menores (entre 0 y 25%) de minerales arcillosos. Observadas al microscopio, las calizas del flysch aparecen formadas por proporciones variables de caparzones de foraminíferos planctónicos (zooplancton), englobados dentro de una matriz oscura microcristalina, básicamente compuesta por restos de cocolitofóridos (fitoplancton). Debido a su pequeño tamaño, estos últimos componentes, los cocolitofóridos, solo son observables bajo microscopios ópticos de grandes aumentos, o mediante el uso de microscopio electrónico.

Las *margas* (Fig. 3.4b) son muy parecidas a las calizas en cuanto a elementos constituyentes, aunque difieren de ellas en que tienen un contenido en arcilla considerablemente mayor (en el caso ideal hasta el 50%). Este mayor contenido en arcilla tiene consecuencias directas en el aspecto y dureza relativa de las rocas margosas, ya que son menos compactas que las calizas, suelen presentar una laminación fina y discontinua características, y normalmente aparecen formando intervalos menos prominentes. La coloración de las margas es también bastante variable (gris, rojo vinoso o con matices verdosos), y casi siempre de tonalidades más oscuras que las de las calizas.

Por su parte, las *lutitas* (Fig. 3.4c) son rocas que fundamentalmente están constituidas por minerales de la arcilla, con proporciones bajas o muy bajas (siempre menos del 20%) de partículas carbonatadas o limo silíceo. Son, por ello, mucho más blandas que todas las anteriores y que las propias turbiditas que se describirán a continuación. Como norma general, las lutitas suelen desarrollar una laminación bastante evidente (en muchos casos desarrollada durante la compactación) y, por su carácter blando y fácil erosión, aparecen formando los mayores entrantes y zonas deprimidas en el relieve del afloramiento del flysch.

Aunque apenas presentes en la sucesión flysch entre Deba y Zumaia, dentro del grupo de materiales de grano fino producidos por la lluvia pelágica también se incluyen otras tipologías singulares. Entre ellas podemos citar las capas producidas compuestas de partículas de origen volcánico que se originan y emiten a la atmósfera durante las erupciones subaéreas y que, arrastradas por el viento, pueden alcanzar la superficie del mar y, mediante decantación, depositarse sobre en las zonas más profundas. A su vez, pueden aparecer intercaladas capas producto de la decantación de partículas finas de composición silícea, a partir de microfauna planctónica con esqueletos de esa composición, dando rocas conocidas como radiolaritas o diatomitas. En ocasiones, la litificación de los fangos silíceos lleva aparejado una removilización de la sílice, que acaba concentrada en niveles o nódulos de silex. Este material, duro y frágil, fue de gran importancia para nuestros antepasados prehistóricos, que lo utilizaron como materia prima para la fabricación de todo tipo de utensilios y herramientas (puntas de flecha, hachas, raederas e incluso agujas).

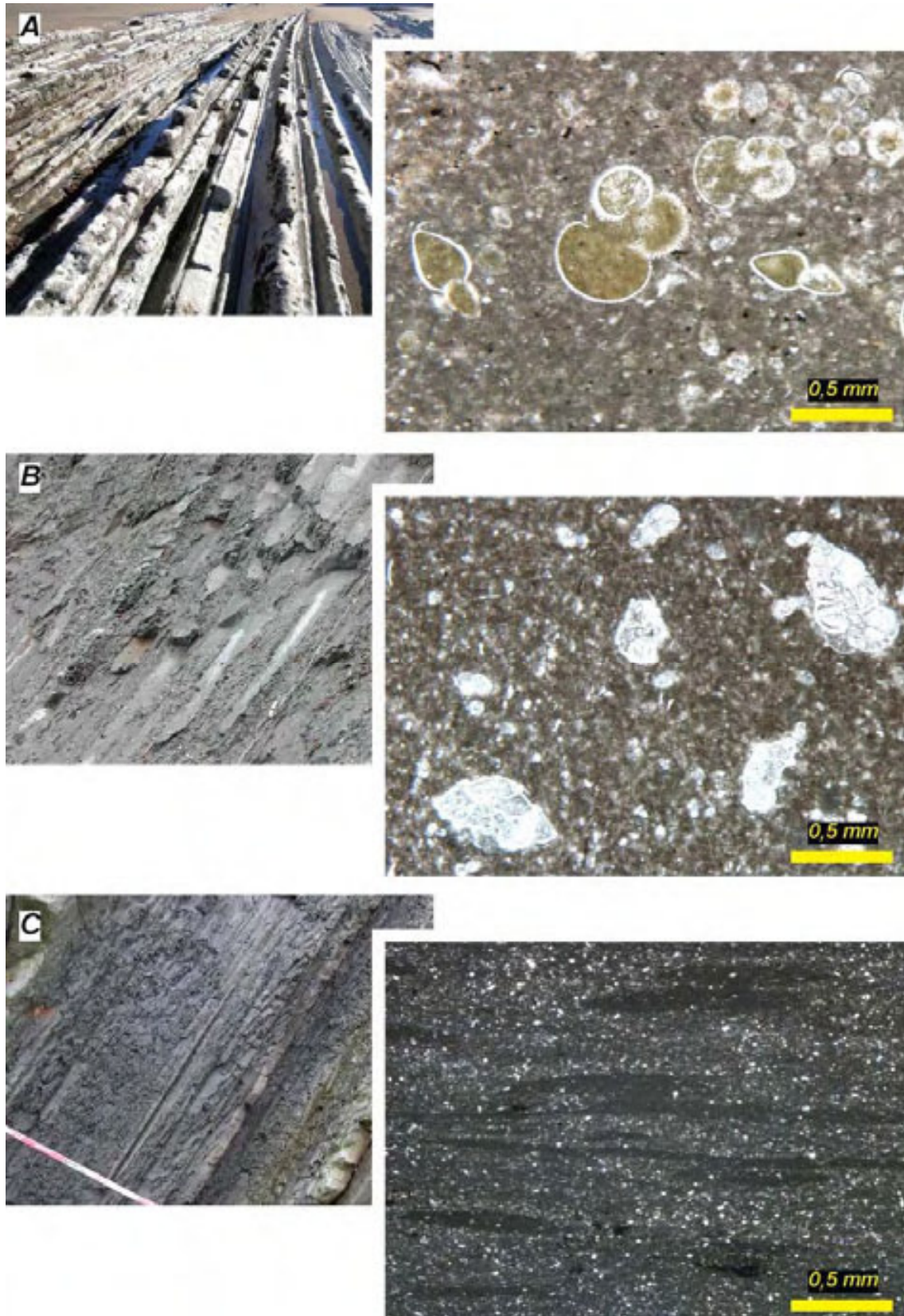


Figura 3.4.- Aspecto en afloramiento (izquierda) y microscopio (derecha) de los 3 tipos principales de rocas resultado de decantación. A) calizas del Paleoceno formadas por fango de carbonato cálcico y caparazones dispersos de foraminíferos planctónicos rellenos de glauconita (un mineral verdoso rico en potasio y hierro). B) margas del Cretácico superior que incluyen caparazones de foraminíferos planctónicos de esas edades. C) lutitas laminadas del Cretácico inferior, constituidas por arcillas y granos de sílice de tamaño inferior a 10 micras (puntos blancos brillantes).

Las rocas producto de corrientes submarinas: turbiditas

Las turbiditas son los elementos más característicos de las sucesiones flysch y, de hecho, en muchas definiciones formales se considera que su presencia resulta determinante para definir este tipo de acumulación sedimentaria y distinguirlas de las formadas en otros contextos sedimentarios. Dentro de toda la gama de rocas que podemos diferenciar en un flysch, las turbiditas resultan muy evidentes a la vista por su mayor dureza relativa (generalmente dan las capas más resistentes a la erosión y, por ello, forman los mayores resaltes), pero sobre todo por presentar una gran variedad de estructuras internas en forma de laminaciones y cambios en el tamaño de grano de las partículas, que son fáciles de distinguir y caracterizar por cualquier interesado en su observación.

La presencia en sedimentos o rocas sedimentarias granulares de laminaciones, es un rasgo común que indica de forma inequívoca que se han originado por la actividad de corrientes cuyo fluido, en la mayoría de casos, corresponde a agua o aire. Los flujos de aire (viento) y agua (cursos fluviales de diferente tipo, corrientes de marea, olas, etc.) son producto de las interacciones que se producen entre las masas continentales, la atmósfera y la parte superior de la hidrosfera, por lo que de modo general se registran en zonas superficiales de nuestro planeta. En los albores de la investigación de las sucesiones flysch, la aplicación de este simple concepto general planteaba un gran problema de interpretación: si estas sucesiones contienen capas arenosas con laminaciones, deben haberse formado en zonas emergidas o marino someras, y por tanto no pueden ser características de medios marinos profundos. Como ya se ha indicado, la exploración de los fondos marinos modernos reveló que esa concepción era incorrecta y, asimismo, que en las zonas más profundas de las cuencas oceánicas se generaban y circulaban corrientes de muy diverso tipo y energía, capaces de transportar y depositar cantidades importantes de partículas sedimentarias de grano medio y grueso (arena, grava, cantos, etc.).

La observación y medición de las corrientes que actúan en los fondos marinos actuales y los modelos experimentales a escala fabricados para su simulación en laboratorio, han demostrado que la mayoría de ellas entran en la categoría de los denominados “flujos sedimentarios de gravedad” y más concretamente en la de los conocidos como flujos turbidíticos, corrientes acuosas cargadas en sedimento y con gran turbulencia interna, capaces de desplazarse a favor de pendientes imperceptibles gracias al efecto “lubrificante” que produce en su base la incorporación de agua durante el movimiento. El punto de origen de los flujos sedimentarios de gravedad que se producen en cuencas marinas, generalmente se localiza en zonas litorales o poco profundas (Fig. 3.5), posiciones donde se acumulan gran cantidad de sedimentos detríticos aportados desde el continente. Como resultado de una inestabilización causada por un evento de gran energía (por ejemplo, un terremoto o una gran tormenta) o, simplemente, por la pura acción de la fuerza de gravedad (especialmente en aquellas zonas litorales con inclinación topográfica significativa), el sedimento granular se puede removilizar y formar un flujo denso y turbio (de ahí el nombre de corrientes turbidíticas) que es capaz de desplazarse a través de los taludes submarinos y llegar a los fondos marinos alejados decenas o incluso centenares de kilómetros del punto de origen en el litoral.

Cuando alcanzan y circulan a través de los fondos marinos profundos, zonas que a gran escala son de topografía plana y sin apenas inclinación, los flujos sedimentarios de gravedad descienden en velocidad de forma progresiva por reducción de la pendiente y, por tanto, pierden progresivamente su capacidad de seguir transportando el sedimento granular, el cual se va depositando sobre el fondo marino en forma de capas (las turbiditas) con estructuras y laminaciones características. Dado que el proceso de deceleración de la corriente es paulatino, el primer sedimento que se deposita es el de mayor tamaño de grano (grava o arena gruesa), y sucesivamente le suceden las fracciones más pequeñas (arena media-fina, limo y, finalmente, arcilla).

El depósito por deceleración progresiva del flujo daría, por tanto, una capa que presenta gradación positiva (disminución en el tamaño de grano de las partículas, de base a techo) y, a su vez, una sucesión vertical característica de estructuras que se conoce como *Secuencia de Bouma*. Este nombre se debe a Arnold Bouma, excepcional geólogo holandés, quien en 1962 y tras realizar innumerables observaciones en turbiditas, estableció que los tipos de laminaciones que presentan se disponían con un orden determinado, y que, por tanto, obedecían a estadios distintos durante la deceleración de la corriente turbidítica que las depositó (Fig. 3.5).

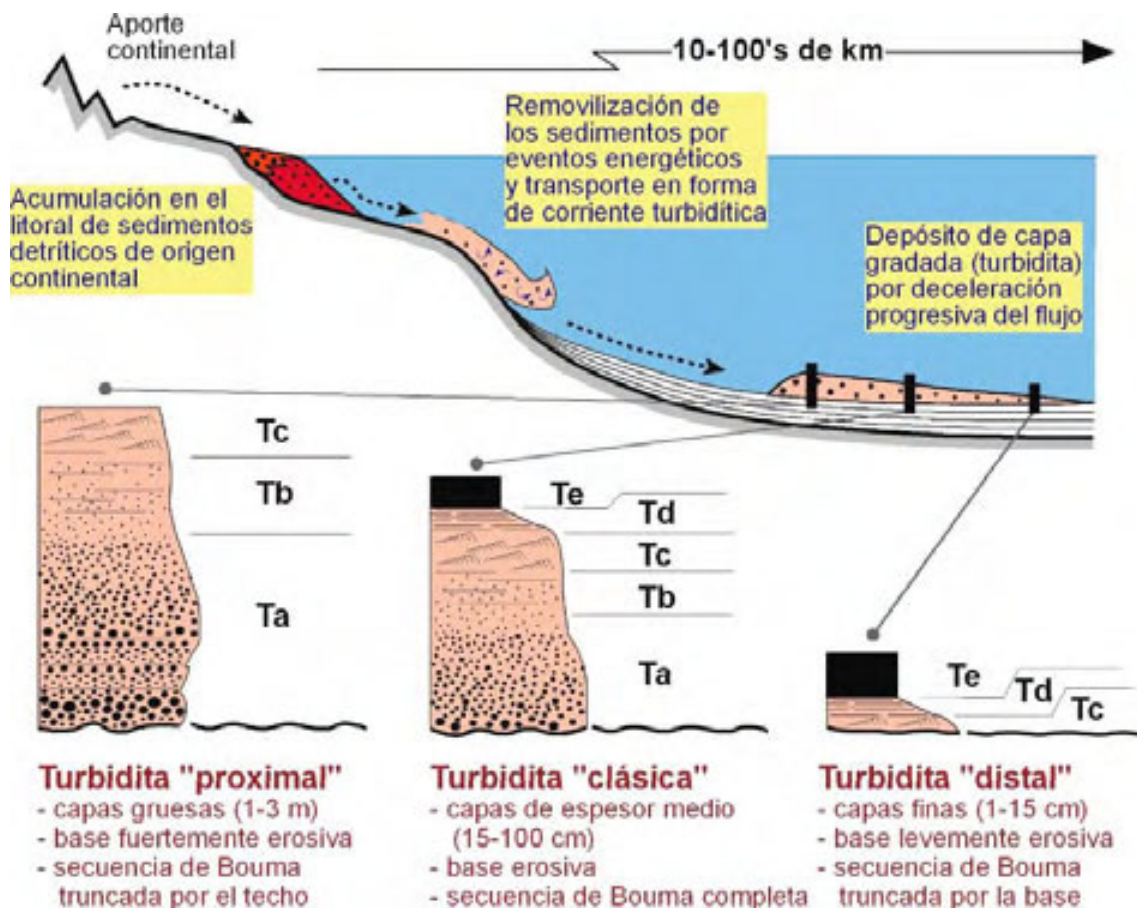


Figura 3.5.- Esquema ilustrativo del proceso de formación de las turbiditas (arriba) y tipos de secuencias verticales más comunes de las estructuras que suelen presentar.

La secuencia de Bouma completa (caso ideal en las denominadas “turbiditas clásicas”, Fig. 3.5) suele constar de 5 tramos o términos característicos observables en el perfil transversal de las capas turbidíticas, que ordenados de base a techo son:

- Ta - tramo arenoso gradado de aspecto masivo,
- Tb - tramo arenoso con laminación paralela,
- Tc - tramo de arenas finas con laminaciones cruzadas (laminación “ripple”),
- Td - tramo limoso con laminación paralela fina,
- Te - tramo lutítico finamente laminado o masivo.

Las capas de sedimentos resultantes de los flujos turbidíticos (las turbiditas) presentan espesores variables (entre 3 m y 1 cm) y son lateralmente persistentes, ya que en afloramientos apropiados pueden seguirse lateralmente durante varios cientos de metros o incluso kilómetros. Como norma general, las turbiditas presentan mayores espesores cuanto más cerca se hayan depositado del punto de procedencia de la corriente generadora, de manera que las capas gruesas (1-3 m) se consideran representativas de zonas “proximales” y las más finas (1-2 cm) de zonas más alejadas o “distales” (Fig. 3.5). La secuencia de Bouma característica sobre todo aparece completa en capas con espesores de 50-100 cm, pero tiende a estar incompleta por su techo (faltan los términos d y e) en las capas gruesas “proximales”, e incompleta por su base (faltan los términos a y b) en las capas finas “distales”. En cualquiera de los casos, es importante tener en cuenta que en afloramientos de flysch con exposición de un número elevado de turbiditas, es posible observar capas de espesores, tamaños de grano y tipos de secuencias de Bouma muy variables, a la vez que términos intermedios entre las principales tipologías (Fig. 3.6).

Uno de los aspectos que permite establecer el origen litoral del sedimento que compone las turbiditas y, por tanto, de las corrientes que las generaron, es analizar su composición. En la mayoría de los casos, las partículas más abundantes corresponden a granos detríticos de cuarzo, feldspatos y micas. No obstante, muchas turbiditas incluyen restos de microfauna planctónica (foraminíferos), y también pueden presentar proporciones significativas de fragmentos esqueléticos de organismos de hábitat somero o litoral (algas calcáreas, foraminíferos bentónicos, corales, briozoos, ostréidos, etc.), o de granos y restos de madera fósil o carbón, componentes estos últimos de evidente origen continental.

Otras estructuras sedimentarias comunes en las turbiditas

La secuencia vertical de laminaciones que suele definir las turbiditas y sus diferentes variantes no son las únicas estructuras que se pueden identificar en ellas. En efecto, este tipo de rocas contienen una amplia gama de otras estructuras llamativas que aparecen en su perfil transversal, a su base o a su techo (su superficie inferior y superior), y que informan de muchos otros aspectos relacionados con su formación, como el potencial erosivo y la dirección de las corrientes que las crearon, o los procesos de escape de fluidos producidos durante el depósito del sedimento, poco después o durante la compactación.

De toda la amplia gama de estructuras que pueden presentar las turbiditas, se describen a continuación aquellas que son más comunes y/o fáciles de reconocer a lo largo de todo el afloramiento de rocas flysch entre Deba y Zumaia.

“Rizaduras” de corriente (trenes de “ripples”). Uno de los tipos de laminaciones observables en el perfil de cualquier turbidita es la laminación cruzada, la cual define el término Tc de la secuencia de Bouma, que se caracteriza por sedimento arenoso dispuesto en grupos de láminas que se entrecortan entre sí (Fig. 3.6c). De acuerdo a lo observado en los modelos experimentales, en flujos unidireccionales como las corrientes turbidíticas, las laminaciones cruzadas se generan a un régimen de velocidad entre 0,3 y 0,7 m/s y los grupos de láminas que se crean se disponen inclinados hacia la dirección que seguía la corriente. Es por ello que este tipo de laminación aporta información sobre la procedencia y el sentido de desplazamiento de las corrientes, aspecto que resulta fundamental para inferir que caracteres tenía la cuenca de sedimentación del flysch. Las laminaciones cruzadas son producto de la migración en la dirección de la corriente de unas pequeñas morfologías (1-5 cm de anchura) en forma de crestas sinuosas alineadas de forma perpendicular a la corriente, que denominan se “ripples” (rizaduras). En ocasiones, estas morfologías aparecen excelentemente conservadas en el techo (superficie superior) de las capas turbidíticas (Fig. 3.7).

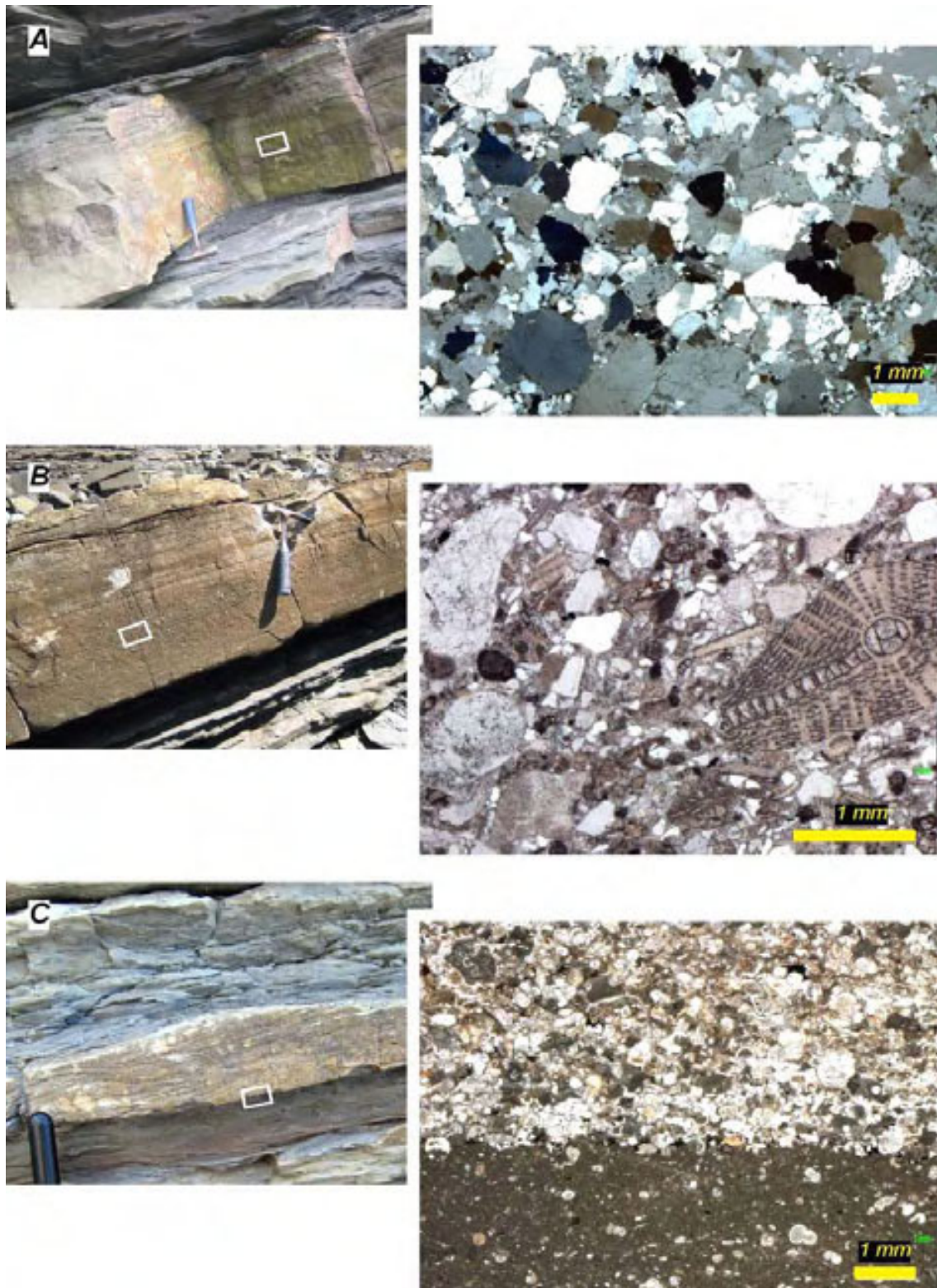


Figura 3.6.- Aspecto en afloramiento (izquierda) y microscopio (derecha) de 3 tipos de turbiditas comunes en la sucesión flysch entre Deba-Zumaia. A) Turbidita "proximal" con secuencia Ta-c compuesta casi exclusivamente por granos de cuarzo detrítico. B) Turbidita "clásica" con secuencia de Bouma completa (Ta-e), compuesta por granos de cuarzo detrítico y restos de organismos marino someros de esqueleto calcáreo, entre los que destaca la concha de un macroforaminífero bentónico del género *Orbitoides* (elemento con forma discoidal a la derecha de la fotografía). C) Turbidita "distal" con secuencia Tc-e, compuesta por pequeños granos de cuarzo y abundantes conchas de foraminíferos planctónicos. La parte inferior de la imagen de microscopio muestra la caliza pelágica sobre la que se depositó la turbidita, así como la línea de contraste de color y componentes la base neta y ligeramente erosiva de esta última.

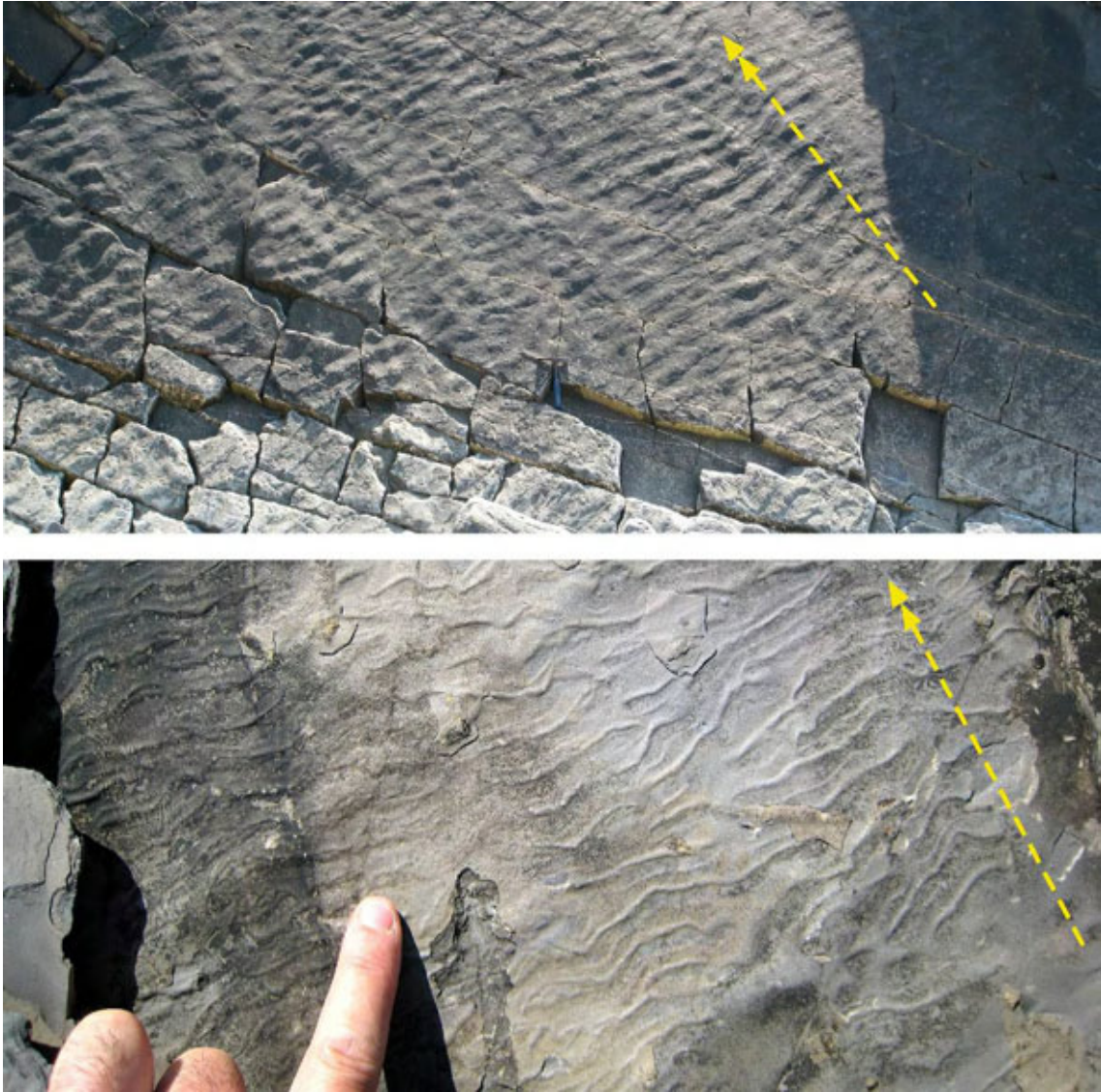


Figura 3.7.- Dos ejemplos de diferente escala de rizaduras de corriente (trenes de “ripples”) visibles en el techo de niveles turbidíticos con buen desarrollo del término Tc de Bouma (arenas con laminaciones cruzadas). En ambos ejemplos la flecha representa la dirección que tenía la corriente generadora.

“Flutes” y “grooves”. Son dos tipos distintivos de marcas de erosión generadas por las corrientes turbidíticas durante su desplazamiento sobre el fondo marino y que aparecen preservadas como moldes a la base de las capas de turbiditas. Los “flutes” son pequeñas (2-10 cm) depresiones elongadas pero asimétricas, generadas en el fondo marino por los remolinos de la corriente, que se disponen de forma paralela y que se suavizan en la dirección de la corriente (Fig. 3.8a y b). Son por ello excelentes indicadores de la dirección y el sentido que tenía el flujo generador.

En cambio, los “grooves” son acanaladuras rectilíneas de 1-5 cm de anchura y de una longitud que en ocasiones supera los 10 m (Fig. 3.8c). Los “grooves” son generados por el arrastre sobre el fondo de objetos (generalmente cantos) que transportaba la corriente turbidítica. Las acanaladuras se generaban de forma paralela a la corriente y por ello permiten deducir la dirección de movimiento que tenían.

Laminación “convoluta” o “en volutas”. Bajo estas denominaciones, se engloba un conjunto de estructuras variadas en cuanto a su tamaño y complejidad que corresponden a pliegues muy irregulares afectando a la laminación original (plana o cruzada) de la capa de sedimentos turbidíticos (Fig. 3.9). Este plegamiento es generalmente resultado del escape de fluido y, eventualmente, de un arrastre parcial de la corriente turbidítica sobre las láminas de sedimento que se está depositando. La anchura de los pliegues así generados suele fluctuar entre 10 cm y 1 m, dependiendo del espesor de la capa, el tamaño de grano del sedimento afectado y la densidad de laminaciones que presenta.

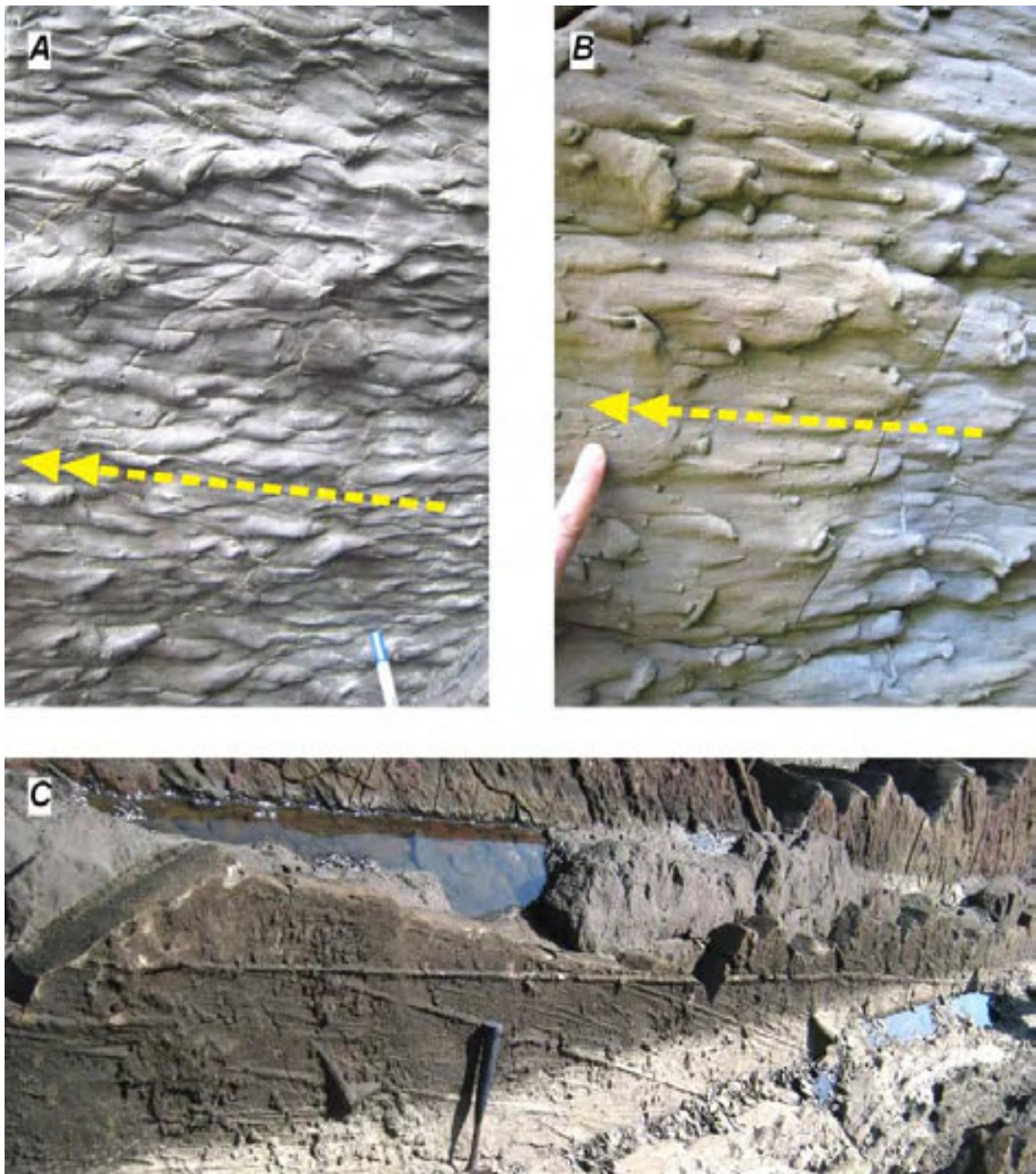


Figura 3.8.- Ejemplos de marcas de erosión preservadas a la base de niveles turbidíticos. A y B corresponden a agrupaciones de dos tipos diferentes de “flutes” helicoidales (A) y rectos (B). En ambos ejemplos la flecha representa la dirección que tenía la corriente generadora. En C se ilustra el muro de una turbidita con varios ejemplos espectaculares de acanaladuras rectas (“grooves”) originadas por el arrastre sobre el fondo blando de cantos transportados por la corriente turbidítica.



Figura 3.9.- Dos ejemplos representativos de los pliegues complejos que definen la laminación convoluta que frecuentemente presentan las capas de turbiditas. Los cambios de espesor de las láminas de sedimento y la desaparición del plegamiento hacia arriba (los pliegues no se reconocen en su techo) son índices claros de que su formación afectó a sedimentos todavía sin consolidar y tuvo lugar durante o poco después de su depósito.

Rocas “singulares” del flysch

No se puede terminar este capítulo sin hacer referencia a unos tipos de rocas peculiares que aparecen dentro de la sucesión flysch, como son los nódulos y niveles de siderita, y las septarias (Fig. 3.10). A pesar de ser minoritarias en cuanto a volumen y frecuencia de aparición, estos tipos de rocas resultan muy llamativos en buenas condiciones de observación.

Los *nódulos de siderita* son agregados minerales de grano muy fino de dicho mineral (un carbonato rico en hierro), de contorno redondeado, morfología general aplanada, tamaños entre 10 y 50 cm y colores entre vinoso y rojo intenso, que se suelen disponer paralelos a los estratos de la sucesión. Los *niveles de siderita* son iguales en composición, aunque difieren de los nódulos en que forman capas más o menos continuas de espesor centimétrico, que lateralmente se reconocen sobre distancias considerables. Ambos tipos de rocas, nódulos y niveles, son precipitados minerales que se han formado entre los sedimentos del flysch durante las fases iniciales de su enterramiento bajo los depósitos posteriores, el escape del fluido intersticial y la serie de transformaciones mineralógicas resultado de la compactación (paso de sedimento a roca).

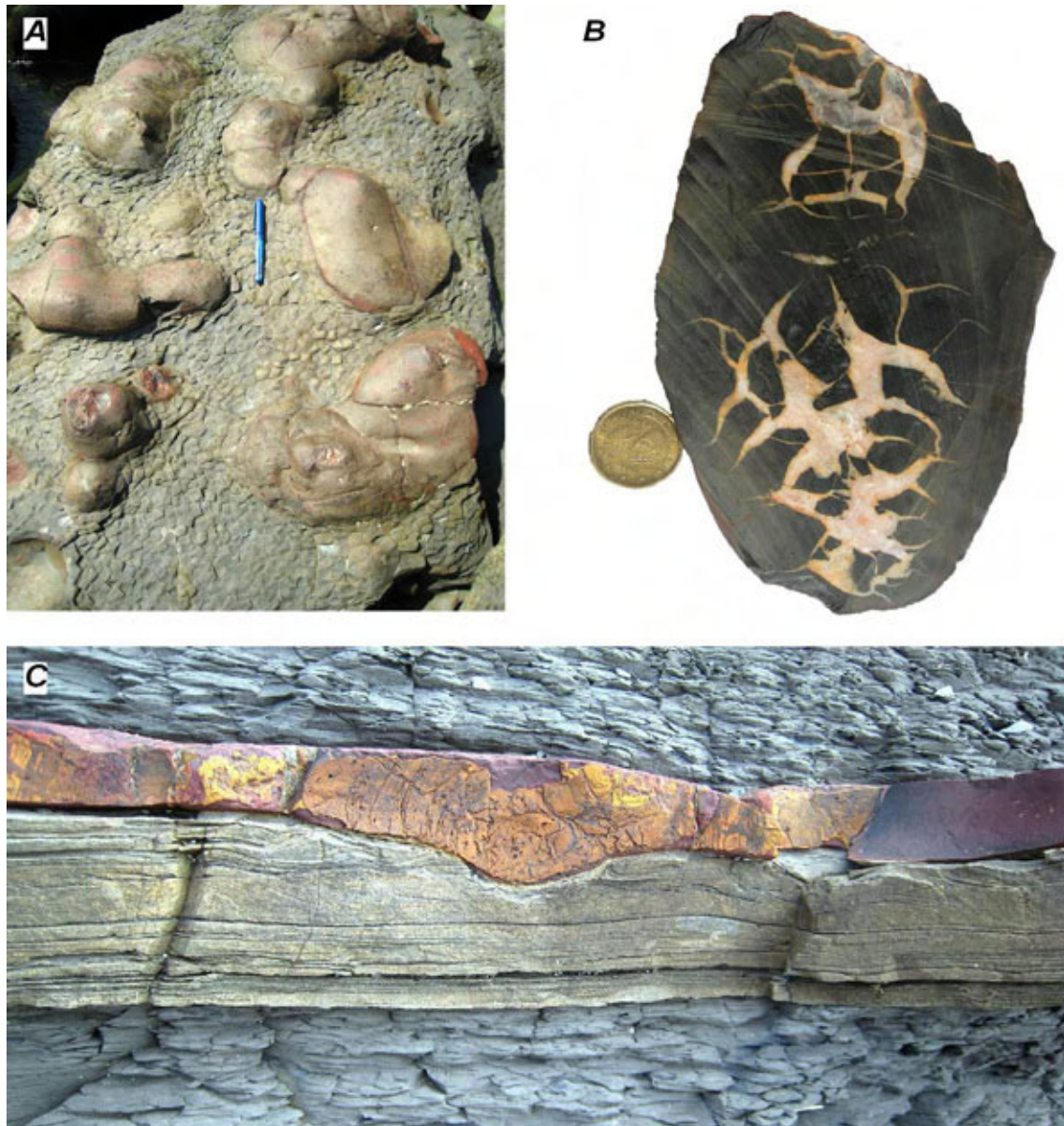


Figura 3.10.- Ejemplos de nódulos (A) y niveles continuos (C) de siderita, y sección transversal de una septaria (B) con su característico entramado de fracturas rellenas de precipitados minerales (en este caso calcita).

Las *septarias* son un tipo especial de nódulo muy conocido y apreciado por los coleccionistas de minerales. Su aspecto exterior es similar al de los nódulos, pero no ocurre lo mismo con su interior, que guarda una “sorpresa” de gran belleza. En efecto, cuando se seccionan, las septarias aparecen como un nódulo que muestra un complejo sistema de fracturas radiales y concéntricas rellenas de distintas fases minerales, tales como calcita (carbonato cálcico), sílice (SiO_2) o barita (BaSO_4). La belleza de la estructura reside en su tamaño, en el contraste de coloraciones y en el trazado de las fracturas rellenas de mineral. Su origen se atribuye principalmente a procesos de fracturación interna de los nódulos poco después de su creación y a la circulación de fluidos de composición variada que da lugar a los precipitados de relleno. Dentro del flysch entre Deba y Zumaia, los nódulos y niveles de siderita son relativamente frecuentes en la parte inferior de la sucesión, dentro de la unidad que se denomina Formación Deba o Flysch Negro. Por otro lado, es esta misma unidad la que contiene los ejemplos conocidos de septarias, las cuales han sido objeto de una recolección desmesurada durante varias décadas, en muchos casos con fines puramente comerciales.



CAPÍTULO 4

Estratigrafía del flysch entre Deba y Zumaia

Concepto de estrato, Estratigrafía y diferentes tipos de unidades estratigráficas

Unidades estratigráficas de la sucesión flysch

Flysch Negro o Formación Deba

*Flysch calcáreo del Cretácico Superior
o Formación Itziar*

*Flysch arenoso del Cretácico Superior
o Formación Aguinaga*

*Series calcáreas del Maastrichtiense y Paleoceno
Formación Zumaia-Algorri*

Formación Aitzgorri

Formación Itzurun

*Flysch arenoso del Eoceno
o Formación Jaizkibel*

Estratigrafía del flysch entre Deba y Zumaia

La singularidad de las ciencias geológicas estriba en que, compartiendo con el resto de disciplinas científicas el cometido de observar, describir, definir y ordenar los elementos motivo de análisis para intentar explicar su génesis y evolución, añaden al estudio una componente temporal que no tiene correspondencia en las demás ciencias, siendo precisamente la Estratigrafía la rama de la Geología que se ocupa de ordenar en el tiempo, y también en el espacio, los eventos geológicos, es decir, los sucesos acaecidos a lo largo de la evolución de nuestro planeta, desde su origen hace unos 4.600 millones de años hasta la actualidad. La Estratigrafía aporta las claves para entender la Historia de la Tierra basándose en multitud de observaciones, tanto realizadas directamente sobre el terreno como obtenidas usando métodos indirectos y técnicas de laboratorio. Así, la Estratigrafía constituye el fundamento de cualquier estudio geológico, puesto que ordena los acontecimientos, posibilita visiones del pasado terrestre y, en un ámbito más aplicado, permite también orientar y optimizar las investigaciones en el campo de la prospección de recursos minerales y energéticos.

Concepto de estrato, Estratigrafía y diferentes tipos de unidades estratigráficas

Las rocas sedimentarias generalmente se disponen en capas o niveles denominados *estratos*, que pueden mostrar espesores muy variables, desde unos pocos centímetros hasta varios metros, y que constituyen la característica más común de las rocas formadas por acumulación de sedimentos. En este contexto, la *Estratigrafía* se define como la rama de la Geología que se ocupa del estudio e interpretación de las rocas sedimentarias estratificadas, y de la identificación, descripción, secuencia, tanto vertical como horizontal, cartografía y correlación de las unidades estratificadas de rocas (Weller, 1960). Así pues, cualquier estudio estratigráfico en una zona concreta comienza con la observación en el terreno de los estratos expuestos en ella. En realidad, la mayoría de las veces, el estudio se hace en un ámbito regional y lo que realmente se diferencian son tramos o unidades compuestas por un conjunto de "estratos", describiendo en esos casos, la estratificación de todo el tramo o unidad operativa.

Para el establecimiento de las unidades estratigráficas y para su clasificación, se usan diversos criterios, tales como la litología de las rocas, su contenido fósil, sus propiedades físicas (magnetismo, radioactividad), las estructuras tectónicas que les afectan, etc. La *unidad estratigráfica* suele estar constituida por un estrato, o conjunto de estratos, reconocibles y diferenciables del resto, por tener características, propiedades o atributos propios. Se suelen distinguir tres categorías "*formales*" de unidades estratigráficas según el tipo de criterio empleado para su definición: la *unidades litoestratigráficas*, cuando el criterio es la litología, es decir, la composición, tamaño de grano y/o características físico-químicas de las rocas; las *unidades bioestratigráficas*, si el factor determinante de la clasificación ha sido su contenido en fósiles; y las *unidades cronoestratigráficas*, basadas en el tiempo geológico que representa el conjunto de estratos que las componen.

En este punto es importante señalar que las unidades *geocronológicas* – las divisiones de tiempo geológico recogidas en la tabla de la Figura 4.1 no son propiamente unidades estratigráficas, ya que se refieren al tiempo geológico, es decir, son medidas temporales independientes de las rocas. Las unidades geocronológicas se relacionan con las cronoestratigráficas de tal modo que a cada unidad cronoestratigráfica (con depósito rocoso) le corresponde una unidad cronológica (de tiempo). Las unidades litoestratigráficas, bioestratigráficas y cronoestratigráficas son tangibles y observables, no así las unidades geocronológicas, que no pueden verse en el campo, sino que se infieren de las anteriores.



INTERNATIONAL STRATIGRAPHIC CHART

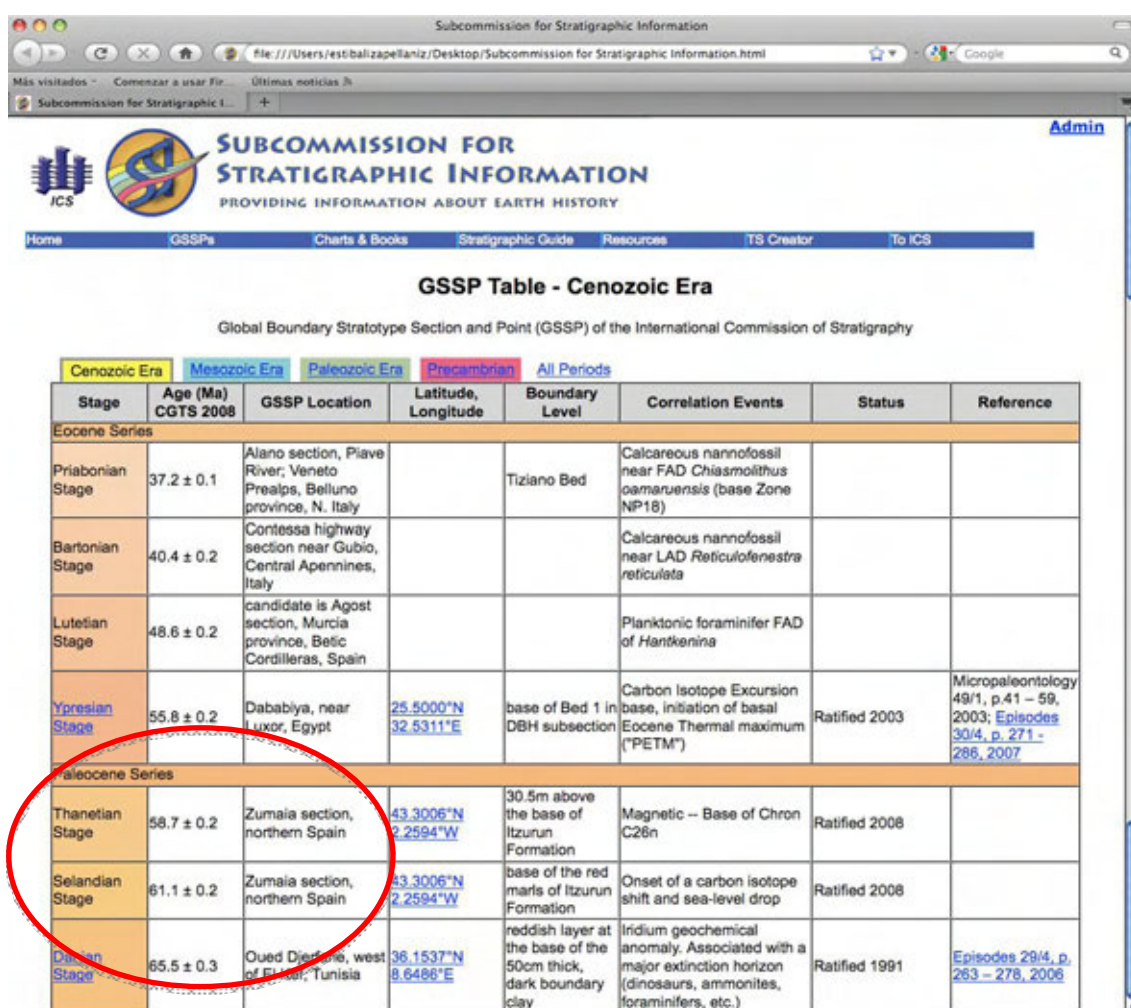
International Commission on Stratigraphy



eonem	erthem	system	series	epoch	stage	age	Ma	GSSP
Phanerozoic	Cenozoic	Quaternary	Holocene		Upper	0.0117		
					"Iorian"	0.126		
		Pleistocene			Calabrian	0.781		
					Gelasian	1.806		
		Pliocene			Piacenzian	2.598		
					Zanclean	3.600		
		Miocene			Messinian	5.332		
					Tortonian	7.246		
					Serravallian	11.608		
					Langhian	13.82		
Phanerozoic	Cenozoic	Oligocene			Burdigalian	15.97		
					Aquitanian	20.43		
		Eocene			Chattian	23.03		
					Rupelian	28.4 ± 0.1		
		Paleocene			Prabonian	33.9 ± 0.1		
					Lutetian	40.4 ± 0.2		
		Paleocene			Ypresian	48.6 ± 0.2		
					Thanetian	55.8 ± 0.2		
		Paleocene			Selandian	56.7 ± 0.2		
					Danian	61.1		
Phanerozoic	Mesozoic	Upper			Maastrichtian	65.5 ± 0.3		
					Campanian	70.6 ± 0.6		
					Santonian	83.5 ± 0.7		
					Coniacan	85.8 ± 0.7		
					Turonian	88.6		
					Cenomanian	93.6 ± 0.9		
					Albian	99.6 ± 0.9		
					Aptian	112.0 ± 1.0		
					Barremian	125.0 ± 1.0		
					Hauterivian	130.0 ± 1.5		
Phanerozoic	Paleozoic	Lower			Valanginian	133.9		
					Berriasian	140.2 ± 3.0		
					Sinemurian	145.5 ± 4.0		
					Triassic	201.3 ± 1.6		
					Induan	251.0 ± 0.4		
					Changhsingian	253.8 ± 0.7		
					Vachhapingian	260.4 ± 0.7		
					Capitanian	265.8 ± 0.7		
					Wordian	268.0 ± 0.7		
					Roadian	270.6 ± 0.7		
Phanerozoic	Paleozoic				Kungurian	275.6 ± 0.7		
					Artinskian	284.4 ± 0.7		
					Sarmatian	294.6 ± 0.8		
					Asselien	299.0 ± 0.8		
					Gzhelian	303.4 ± 0.9		
					Kasimovian	307.2 ± 1.0		
					Moscovian	311.7 ± 1.1		
					Bashkirian	318.1 ± 1.3		
					Serpukhovian	328.3 ± 1.6		
					Visean	345.3 ± 2.1		
Phanerozoic	Paleozoic				Tournaisian	359.2 ± 2.5		
					Carboniferous			
					Permian			
					Guadalupian			
					Lopingian			
					Changhsingian			
					Induan			
					Olenekian			
					Anisian			
					Ladinian			
Phanerozoic	Paleozoic				Camlian			
					Norian			
					Rhaetian			
					Hettangian			
					Sinemurian			
					Pliensbachian			
					Toarcian			
					Aalenian			
					Bajocian			
					Callovian			
Phanerozoic	Paleozoic				Oxfordian			
					Kimmeridgian			
					Triassic			
					Triassic			
					Permian			
					Permian			
					Carboniferous			
					Carboniferous			
					Devonian			
					Devonian			
Phanerozoic	Paleozoic				Ordovician			
					Ordovician			
					Silurian			
					Silurian			
					Devonian			
					Devonian			
					Carboniferous			
					Carboniferous			
					Permian			
					Permian			
Phanerozoic	Paleozoic				Triassic			
					Triassic			
					Permian			
					Permian			
					Carboniferous			
					Carboniferous			
					Devonian			
					Devonian			
					Carboniferous			
					Carboniferous			
Phanerozoic	Paleozoic				Ordovician			
					Ordovician			
					Silurian			
					Silurian			
					Devonian			
					Devonian			
					Carboniferous			
					Carboniferous			
					Permian			
					Permian			
Phanerozoic	Paleozoic				Triassic			
					Triassic			
					Permian			
					Permian			
					Carboniferous			
					Carboniferous			
					Devonian			
					Devonian			
					Carboniferous			
					Carboniferous			
Phanerozoic	Paleozoic				Ordovician			
					Ordovician			
					Silurian			
					Silurian			
					Devonian			
					Devonian			
					Carboniferous			
					Carboniferous			
					Permian			
					Permian			
Phanerozoic	Paleozoic				Triassic			
					Triassic			
					Permian			
					Permian			
					Carboniferous			
					Carboniferous			
					Devonian			
					Devonian			
					Carboniferous			
					Carboniferous			
Phanerozoic	Paleozoic				Ordovician			
					Ordovician			
					Silurian			
					Silurian			
					Devonian			
					Devonian			
					Carboniferous			
					Carboniferous			
					Permian			
					Permian			
Phanerozoic	Paleozoic				Triassic			
					Triassic			
					Permian			
					Permian			
					Carboniferous			

En las publicaciones que recogen estudios estratigráficos es habitual, también, el uso de unidades “informales” a la hora de describir la estratigrafía de determinadas zonas. Este tipo de unidades se definen en base a criterios puramente prácticos y, en muchos casos, tras haber sido objeto de estudio detallado, pasan a definirse como unidades estratigráficas formales de cualquiera de los tres tipos arriba indicados.

La Comisión Internacional de Estratigrafía (ICS), órgano dependiente de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS) es la encargada de definir con precisión las unidades globales (sistemas, series y etapas) de la escala cronoestratigráfica internacional (Fig. 4.2) que, a su vez, recoge las definiciones de las unidades (períodos, épocas, y edades) de la Escala Internacional de Tiempo Geológico, así como las de los correspondientes *estratotipos*, entendiendo como tales aquellos lugares concretos, en los que las unidades aflorantes sirven de referencia mundial para posibles comparaciones y estudios ulteriores realizados en materiales de la misma edad, en cualquier otro lugar del mundo. Como ya se ha comentado en el capítulo anterior, y es discutido de forma detallada en el capítulo 6, los afloramientos del flysch de la playa de Itzurun, en Zumaia, contienen los estratotipos para definir en el ámbito global del planeta, los límites formales entre el Daniense, el Selandiense y el Thanetiense (los pisos del periodo Paleoceno). Esta designación ha sido recientemente decidida por la ICS, poniendo de manifiesto la importancia mundial de esta zona (Figura 2.22 y 4.2).



GSSP Table - Cenozoic Era

Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the International Commission of Stratigraphy

Stage	Age (Ma) CGTS 2008	GSSP Location	Latitude, Longitude	Boundary Level	Correlation Events	Status	Reference
Eocene Series							
Priabonian Stage	37.2 ± 0.1	Alano section, Piave River; Veneto Prealps, Belluno province, N. Italy		Tiziano Bed	Calcareous nannofossil near FAD <i>Chiasmolithus camaruensis</i> (base Zone NP18)		
Bartonian Stage	40.4 ± 0.2	Contessa highway section near Gubio, Central Apennines, Italy			Calcareous nannofossil near LAD <i>Reticulofenestra reticulata</i>		
Lutetian Stage	48.6 ± 0.2	candidate is Agost section, Murcia province, Betic Cordilleras, Spain			Planktonic foraminifer FAD of <i>Hantkenina</i>		
Ypresian Stage	55.8 ± 0.2	Dababiya, near Luxor, Egypt	25.5000°N 32.5311°E	base of Bed 1 in DBH subsection	Carbon isotope excursion base, initiation of basal Eocene Thermal maximum ("PETM")	Ratified 2003	<i>Micropaleontology</i> 49/1, p.41 – 59, 2003; Episodes 30/4, p. 271 – 286, 2007
Paleocene Series							
Thanetian Stage	58.7 ± 0.2	Zumaia section, northern Spain	43.3006°N 2.2594°W	30.5m above the base of Itzurun Formation	Magnetic – Base of Chron C26n	Ratified 2008	
Selandian Stage	61.1 ± 0.2	Zumaia section, northern Spain	43.3006°N 2.2594°W	base of the red marls of Itzurun Formation	Onset of a carbon isotope shift and sea-level drop	Ratified 2008	
Danian Stage	65.5 ± 0.3	Oued Djedid, west of El Aai, Tunisia	36.1537°N 8.6486°E	reddish layer at the base of the 50cm thick, dark boundary clay	Iridium geochemical anomaly. Associated with a major extinction horizon (dinosaurs, ammonites, foraminifers, etc.)	Ratified 1991	Episodes 29/4, p. 263 – 278, 2006

Figura 4.1.- Portal web de la Comisión Internacional de Estratigrafía en donde se recogen todos los estratotipos definidos hasta el momento. Señalados con línea roja los dos del periodo Paleoceno que se han nombrado recientemente en la sección de la playa de Itzurun

Unidades estratigráficas de la sucesión flysch

La sucesión de más de 5000 metros de rocas sedimentarias que se pueden ver en los acantilados entre la desembocadura de los ríos Deba y Urola, abarcan, tal y como se ha indicado anteriormente, un periodo de tiempo comprendido entre el Cretácico inferior (Albiense, 105 millones de años) hasta el Paleógeno (Eoceno inferior, unos 48 millones de años), situándose las rocas más antiguas en las proximidades de Deba y las más modernas en Zumaia (Fig. 4.3). Aunque todas estas rocas son de tipo flysch, su distribución no es homogénea, pudiéndose distinguir desde intervalos claramente dominados por lutitas y margas a unidades casi exclusivamente compuestas por calizas, y asimismo importantes variaciones en la abundancia y espesor de los niveles de turbiditas. A cada una de las unidades se le asigna un nombre informal, que alude a características litológicas de la misma, así como un nombre formal de la Formación en la que se incluye (en cursiva>, entendiendo por Formación la unidad litoestratigráfica básica, reconocible por los rasgos físicos observables de las rocas que la componen y que la diferencian de las de alrededor. A gran escala, y siguiendo un orden de antigüedad dentro de toda la sucesión *flysch*, se distinguen cinco unidades principales, correspondientes a ocho formaciones litoestratigráficas, cuyos caracteres se describen a continuación.

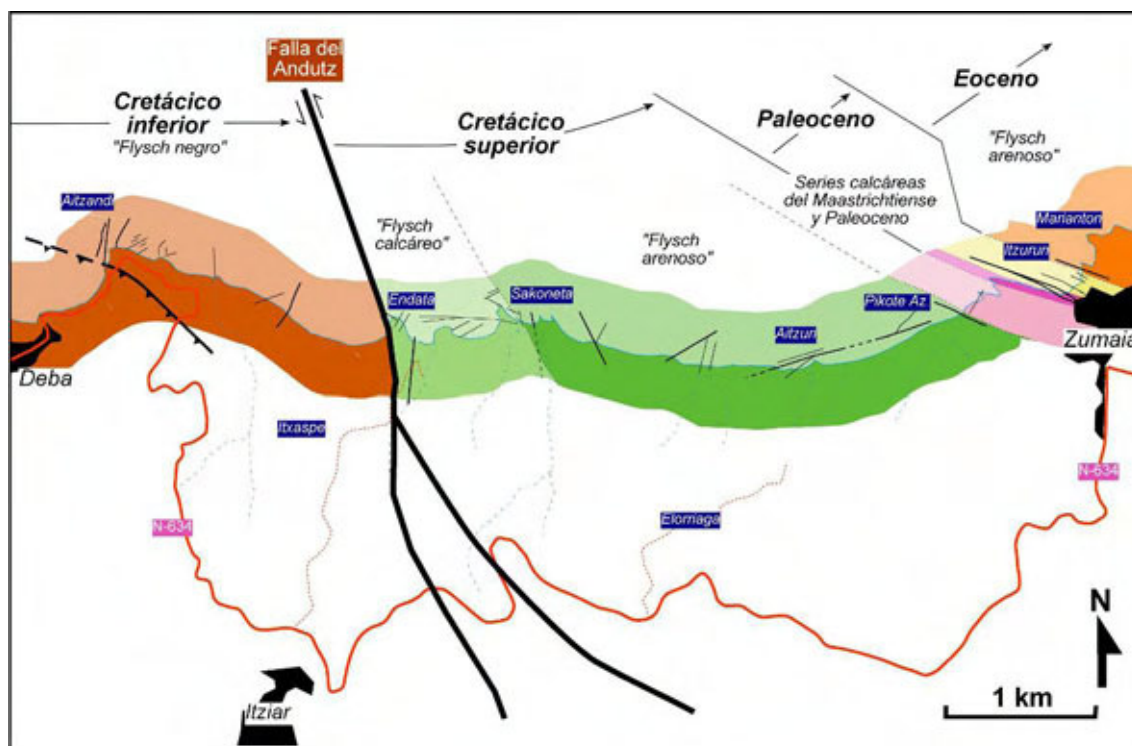


Figura 4.3.- Vista general en foto aérea de la franja litoral comprendida entre las desembocaduras de los ríos Deba y Urola, y cartografía geológica de la misma, con indicación de las principales unidades estratigráficas que forman la sucesión *flysch*, el accidente tectónico más significativo (falla del Andutz) y algunos puntos geográficos de referencia.

Flysch Negro o Formación Deba

Es la unidad más antigua y se reconoce entre Deba y Punta Endata, donde es interrumpida de forma brusca por la falla del Andutz (Figs. 4.3 y 4.4). El apelativo de "Flysch Negro" que se da a esta unidad obedece al predominio de las coloraciones grises oscuras (incluso negras) de las lutitas y margas que contiene (Fig. 4.5).

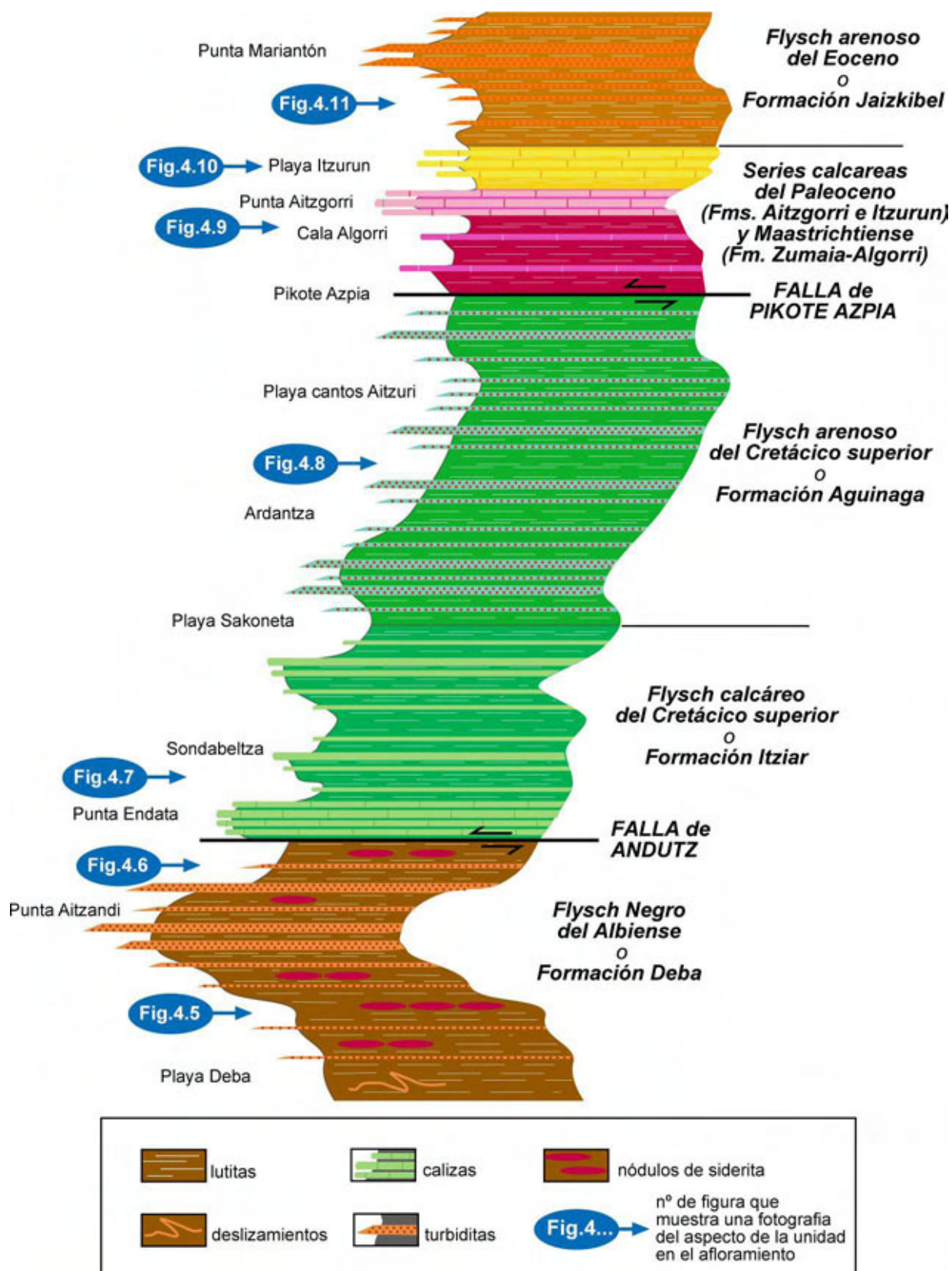


Figura 4.4.- Sección estratigráfica general del flysch entre Deba y Zumaia, resaltando su distribución con respecto a la línea de costa. Las zonas que concentran rocas más resistentes (turbiditas y calizas) forman salientes hacia el mar. Por el contrario, las rocas más deleznales (margas y lutitas) producen entrantes en la costa. Se indican asimismo, los lugares en donde se sitúan los puntos donde se han tomado las distintas imágenes que ilustran este capítulo.



Figura 4.5.- Afloramientos del Flysch Negro en las proximidades de Punta Aitzandi (Deba).

El nombre formal de *Formación Deba* proviene de su corte tipo (afloramiento de referencia) situado a ambos lados de la bahía de Deba. El Flysch Negro alcanza un espesor del orden de 900-1000 m e, internamente, incluye una parte inferior fundamentalmente formada por lutitas y margas (600 m) y una superior en la que alternan, en proporciones similares, lutitas y turbiditas siliciclásticas, estas últimas en capas de hasta 1 m de espesor. En tiempo, la unidad representa unos 6 millones de años, entre 100 y 106 millones de años (Albiense)

El depósito de la *Formación Deba* coincidió en el tiempo con una fase de separación entre las placas tectónicas europea e ibérica. Las roturas distensivas, generalmente fallas normales, que provocaba la separación, dibujaban un fondo marino en el que existían bloques levantados, separados por surcos deprimidos. En la superficie de los bloques levantados se produjeron condiciones óptimas para el desarrollo de arrecifes coralinos, constituyentes principales de las calizas fosilíferas del llamado complejo urgoniano, que tanto resaltan en la geomorfología de nuestro entorno (Macizo de Itxina en Gorbea, Anboto, Mugarra y todas las peñas calizas del Duranguesado, Ernio, Txindoki y un largo etc.).

En los surcos situados entre los bloques levantados, en contraste, la ralentización en la circulación de agua marina hacía disminuir considerablemente la cantidad de oxígeno disuelto en el agua. Esta circunstancia propició que el material que se depositó en ellos, contuviera una importante cantidad de materia orgánica sin oxidar, lo que confiere a las lutitas y margas de esta unidad su característico color oscuro.

Es frecuente encontrar en el Flysch Negro, especialmente en los afloramientos próximos a Deba, nódulos o concreciones de siderita originados por la concentración de este mineral durante la fase de transformación del sedimento en roca (litificación). Estos nódulos tienen generalmente forma ovalada y diámetro medio entre 10 y 30 cm, y en ocasiones se unen llegando a formar niveles que muestran bastante continuidad lateral (Fig. 4.6A y B). En dichos afloramientos son fácilmente reconocibles, por presentar un color rojizo llamativo y por la mayor dureza en comparación a las rocas en las que se forman, carácter que dificulta su erosión y que hace que aparezcan dando formas y niveles resaltantes.

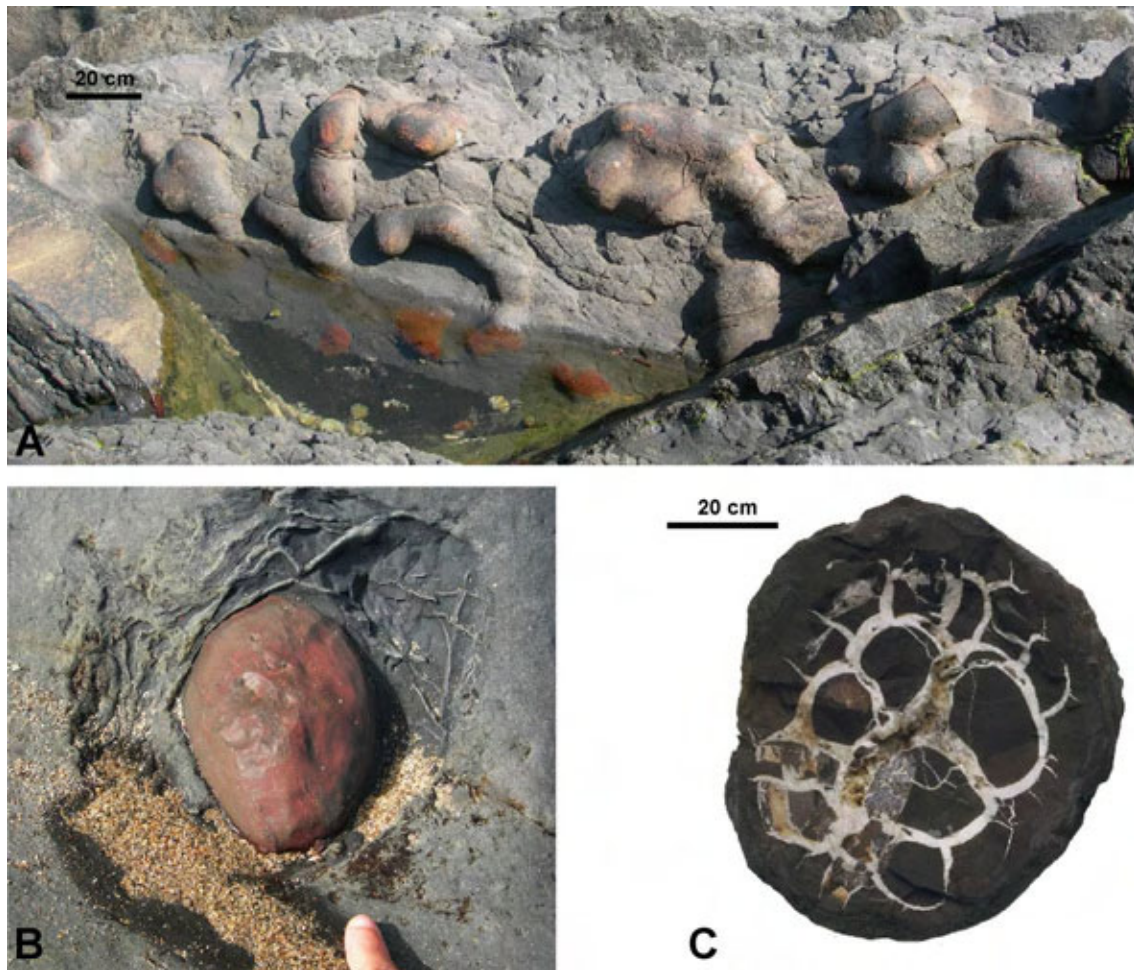


Figura 4.6.- A Nódulos de siderita del Flysch Negro vistos en planta. B: nódulo de siderita aislado. C: Ejemplo de septaria con desarrollo de fracturas concéntricas y radiales rellenas de calcita.

También es frecuente encontrar dentro del Flysch Negro *septarias* (Fig. 4.6 C), un tipo especial de nódulo, que por procesos de retracción interna, desarrolla una red de fracturas radiales y concéntricas que se rellenan por minerales cristalinos como calcita, cuarzo, barita, etc. Los nódulos de siderita asociados a las rocas del Flysch Negro de la parte alta del Cretácico inferior fueron objeto de explotación, hace siglos, para su utilización como materia prima de obtención de hierro en la ferrerías pre-hidráulicas, hasta el punto de que, en opinión de algunos investigadores (Orue-Etxebarria y col., 2009; 2010), la proximidad de afloramientos de rocas del Flysch Negro, con abundante siderita, pudo ser el mayor factor condicionante de la ubicación de algunos de aquellos primitivos hornos de reducción del hierro, también llamados *haizeolak*, y de su proliferación en todo el territorio vasco, antes de la utilización de la tecnología hidráulica.

Flysch calcáreo del Cretácico superior o Formación Itziar

Esta unidad del flysch alcanza un espesor cercano a los 700 m y se reconoce entre la falla del Andutz, en Punta Endata, y la ensenada de Sakoneta (Figs. 4.3 y 4.4). El apelativo de calcáreo proviene de la abundancia de rocas carbonatadas (calizas y margas), atributo que es más evidente en el tercio inferior de la misma (Fig. 4.7 A).

Las turbiditas, que por lo general aparecen formando niveles de 10-30 cm y de composición tanto silicidástica como carbonatada, son comparativamente más abundantes en la mitad superior de la unidad. Esta unidad representa unos 13 millones de años, de 96 a 83 millones de años (Cenomaniense-Santonense).



Figura 4.7.- A) Panorámica del Flysch calcáreo del Cretácico superior en las proximidades de Sondabeltza. B y C). Ichnofacies tipo Zoophycos y Chondrites respectivamente, en las calizas del Flysch calcáreo.

Durante el comienzo del Cretácico superior, en un contexto de subida generalizada del nivel del mar, que en algunos momentos se estima llegó a estar más de 200 m por encima de la posición que tiene en la actualidad, se inundaron grandes áreas continentales. En consecuencia, predominaron en toda la cuenca ambientes de plataforma carbonatada somera que se vieron favorecidos en su desarrollo por la posición subtropical que durante ese tiempo ocupaba la Placa Ibérica y también por la reducción progresiva de las áreas emergidas, circunstancia esta que redujo considerablemente los aportes terrígenos a las zonas de sedimentación.

La existencia de grandes áreas inundadas y un clima cálido durante el periodo de tiempo comprendido entre el Cenomaniense y el Santoniense, propició una explosión de formas de vida en todos los ecosistemas marinos someros y profundos. Este hecho ha quedado claramente patente en el Flysch calcáreo del Cretácico superior, tanto en los numerosos caparazones y conchas fósiles que es posible encontrar en toda la unidad, así como los aún más numerosos restos de trazas fósiles (Fig. 4.7 B y C), evidencias de su actividad (reptación, alimentación, habitación etc.).

Flysch arenoso del Cretácico superior o Formación Aginaga

Como indica su denominación (flysch arenoso-arcilloso de Aginaga), en esta unidad son abundantes los niveles de turbiditas siliciclásticas, que son más frecuentes y de mayores espesores (hasta 1 m) en su tercio inferior (Fig. 4.8). Se reconoce a lo largo de los acantilados entre la ensenada de Sakoneta y Pikote Azpia (Figs. 4.3 y 4.4) y alcanza un espesor cercano a los 1500 m. En tiempo, representa unos 15 millones de años, entre 83 y 68 millones de años (Campaniense-Maastrichtiense).

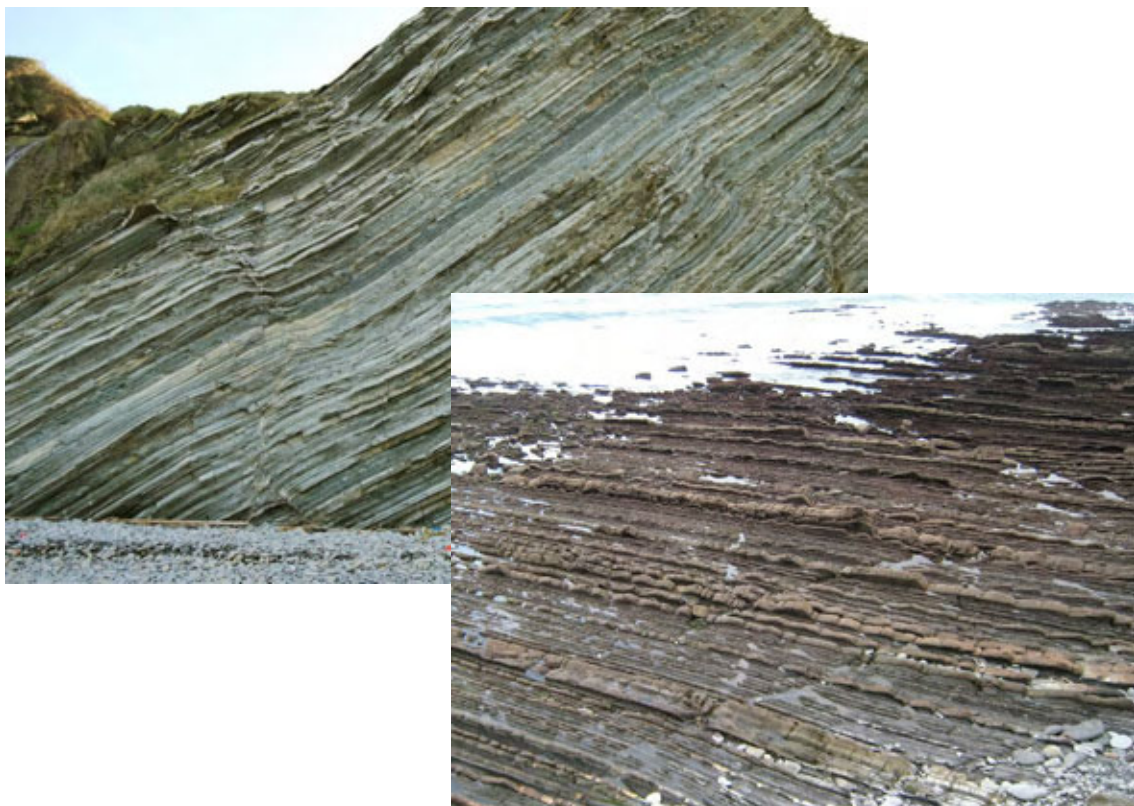


Figura 4.8.- Dos imágenes del Flysch arenoso del Cretácico superior de la ensenada de Aitzuri: en la pared el acantilado y en la rasa mareal.

El depósito de esta unidad coincide con el final de la etapa distensiva de separación entre placas que ya se ha mencionado en relación al flysch calcáreo de la Formación Itziar y marca el comienzo de los primeros esfuerzos tectónicos compresivos que finalmente dará lugar a la Cordillera Pirenaica. En esta primera fase, los movimientos compresivos afectaron únicamente a la zona Este (Catalunya) de lo que será la futura cordillera, pero suponen la creación de elevaciones suficientes como para, producto de su erosión, aumentar considerablemente el volumen de materiales terrígenos que llegan a la cuenca profunda donde se formaba el flysch. De ahí que los niveles siliciclásticos sean tan abundantes, y que lo sean aún más en la parte inferior de la unidad, cuando la actividad tectónica era más intensa.

Entre las turbiditas, calizas y margas del flysch arenoso expuestas en las zonas de Haitzbeltza y Aitzuri pueden reconocerse numerosos restos fósiles, entre ellos restos de inocerámidos, moluscos bivalvos ya extinguidos que, en algunos casos, adquirieron grandes tamaños, y también numerosos ichnofósiles (ver capítulo 5).

Series calcáreas del Maastrichtiense y Paleoceno

Esta unidad es relativamente delgada, en comparación a la tres anteriores y a la suprayacente. Alcanza un espesor máximo de 600 m y está, de nuevo, constituida principalmente por rocas carbonatadas (calizas y margas) como consecuencia de una sedimentación en un ambiente de relativa calma tectónica, en la que el nivel del mar volvió a ascender, generando amplias zonas de plataformas carbonatadas en los bordes del Golfo Pirenaico. Todo ello implicó una reducción considerable de los aportes de materiales siliciclásticos que se derivaban desde la costa a la zona de cuenca profunda donde se depositaba el flysch. Así pues, la presencia de turbiditas en toda la unidad es baja, o muy baja, y cuando aparecen los niveles rara vez alcanzan espesores superiores a los 20 cm.

Los afloramientos de la unidad se localizan entre Pikote Azpia y la entrada a la playa zumaiarra de Itzurun (Figs. 4.3 y 4.4). A lo largo de este sector son claramente distinguibles 3 subunidades correspondientes a la serie rojiza del Maastrichtiense o **Formación Zumaia-Algorri** (300 m) (Fig. 4.9); las denominadas Calizas del Danés o **Formación Aitzgorri** (50 m) (Fig. 4.10) y la serie gris de calizas y margas del Paleoceno superior o **Formación Itzurun** (250 m) (Fig. 4.10). Todo el conjunto representa unos 13 millones de años, (desde 68 hasta 55 m.a.), desde la parte más alta del Cretácico superior hasta el límite entre los periodos Paleoceno y Eoceno).



Figura 4.9.- Vista de la Formación Zumaia-Algorri, con su típica alternancia de margas y calizas de colores rojizos.



Figura 4.10.- Panorámicas de las calizas rosas del Daniense o Formación Aitzgorri (arriba) y de las calizas y margas grises de la Formación Itzurun en al playa de la que toma su nombre (abajo).

Flysch arenoso del Eoceno o Formación Jaizkibel

Se trata de la unidad más joven del flysch y se caracteriza por presentar nuevamente gran cantidad de niveles turbidíticos. Esta sedimentación coincide en el tiempo, y es consecuencia, de una nueva fase compresiva de la denominada orogenia Alpina, causante de la formación de los Pirineos, entre otras importantes cadenas montañosas del sur de Europa y Asia. La erosión de los nuevos relieves que se iban generando ligados a estos movimientos compresivos, daba lugar a importantes cantidades de material siliciclástico que era aportado a la cuenca del flysch en forma de abundantes turbiditas. Estas turbiditas se van haciendo progresivamente más

abundantes y de mayor espesor (algunas capas alcanzan los 3 m) desde la parte inferior de la unidad, a medida que se asciende en la serie. Entre la playa de Itzurun y la punta Marianton, solo se reconoce la parte inferior, unos 400 m de espesor, de la Formación Jaizkibel, (Figs. 4.3, 4.4 y 4.11), aunque esta se continúa hacia el Este hasta Getaria superando los 2000 m de espesor. En tiempo, la unidad representa unos 10 millones de años, entre 55 y 45 millones de años (Eoceno inferior- Eoceno Medio)



Figura 4.11.- A) Aspecto del flysch arenoso del Eoceno entre la playa de Itzurun y la Punta Marianton. B) Laminación convoluta de las turbiditas del flysch arenoso. C) Marcas de paleocorrientes denominadas flutes en la base de las potentes turbiditas de la Punta de Marianton.

En las turbiditas que afloran entre la playa de Itzurun y la Punta de Marianton se pueden ver, además de espectaculares trazas fósiles, interesantes ejemplos de laminaciones internas plegadas y distorsionadas, que se denominan *laminación convoluta* (ver capítulo 3). Este tipo de laminación se forma en los momentos posteriores al depósito, cuando el fluido que contiene la arena depositada tiende a escapar hacia arriba, generando la deformación y plegamiento de las laminaciones internas de la capa (Fig. 4.11 B). A su vez el flysch que forma la Punta Marianton está constituido por turbiditas siliciclásticas en estratos que sobrepasan 1 m de espesor, intercaladas entre margas deleznales de colores grises. Las margas son más fácilmente erosionables, lo que facilita que se generen huecos en los cuales quedan excepcionalmente expuestas las bases de las turbiditas. En algunos de ellos se pueden apreciar excelentes ejemplos de moldes de "flutes", estructuras erosivas alargadas y de morfología cónica generadas sobre el fondo marino por las corrientes que depositan las turbiditas. La disposición de los flutes, con su extremo más agudo apuntando corriente arriba, permite reconstruir el sentido que tenían las corrientes generadoras, que en este caso procedían del Este (ver capítulo 3 y Figs. 3.7 y 4.11 C)



CAPÍTULO 5

Los fósiles del flysch

Concepto de fósil y fosilización

La utilidad de los fósiles

Macrofósiles, microfósiles y trazas fósiles

Los macrofósiles

Inocerámidos

Ostreidos

Ammonoideos

Equinodermos

Las trazas fósiles

Las trazas fósiles del flysch entre

Deba y Zumaia

Los microfósiles

Foraminíferos planctónicos

Foraminíferos bentónicos

Ostrácodos

Nanofósiles calcáreos

Los fósiles del flysch

Uno de los aspectos más llamativos y mejor conocidos del flysch entre Deba y Zumaia es la presencia de fósiles, evidencias que proporcionan información acerca de los diferentes organismos que habitaban los mares del Cretácico y comienzos del Paleógeno. De aquellos organismos se han preservado sus partes duras completas o fragmentos de sus esqueletos internos o externos – conchas y caparazones de carbonato cálcico, de diferente morfología o tamaño–, así como los indicios de la su actividad sobre y en el interior del sedimento, las trazas fosilizadas, también conocidas como icnofósiles. Debido a la relativa abundancia de fósiles en los acantilados del flysch entre Deba y Zumaia, estos son fácilmente observables si se tiene unos conocimientos mínimos sobre sus morfologías y si se presta la debida atención. La mayoría de los fósiles del flysch, sin embargo, pasan desapercibidos para el público en general, ya que debido a su pequeño tamaño, inferior al milímetro, es necesario el microscopio para su observación. Son precisamente estos fósiles de pequeño tamaño los que, hasta el momento, han proporcionado mayor cantidad de información sobre los eventos acaecidos durante el intervalo de tiempo representado por las rocas que constituyen el flysch que aflora entre Deba y Zumaia.

Concepto de fósil y fosilización

El término fósil, derivado del verbo latino *fodere* (excavar), se ha empleado desde la antigüedad. Se conocen escritos de Plinio (siglo I) en los que se utiliza este término, aunque con esta denominación tanto a restos de organismos, como a los minerales extraídos de la corteza terrestre. No fue hasta el siglo XIX cuando se restringió su uso a los restos petrificados de organismos que vivieron en otras épocas. Su significado ha evolucionado a lo largo del tiempo y actualmente en Paleontología¹ el término **fósil** hace referencia a los restos materiales de organismos que vivieron en épocas pasadas y que actualmente están integrados en el seno de las rocas sedimentarias en un grado más o menos elevado de conservación, pero también a cualquier manifestación de la actividad de dichos organismos que atestigüe su existencia en el pasado, como, pisadas, pistas, galerías, e incluso moléculas químicas (N. López & J. Truyols, 1994). Como ejemplo del primero de los casos, es decir restos materiales de organismos, en el flysch aparecen conchas de moluscos bivalvos o cefalópodos, caparazones de equinodermos que son visibles a simple vista, así como restos esqueléticos de protistas unicelulares como foraminíferos, cocolitofóridos o radiolarios que requieren instrumental óptico para su observación. Asimismo, en las rocas del flysch también pueden reconocerse muy diversas formas generadas por la actividad de los organismos –que se conocen como trazas fósiles o icnofósiles– tales como galerías de alimentación, pistas producidas en el sedimento blando mientras se desplazaban sobre él o perforaciones realizadas en sustratos rocosos para habitar en ellas, etc.

La **fosilización** es un largo proceso que representa el conjunto de transformaciones físico-químicas mediante las cuales se producen los cambios necesarios para que los restos de organismos, o las señales de su actividad, se conserven a lo largo del tiempo. Por lo tanto, la conservación implica modificación. Estos cambios o modificaciones son profundos y afectan generalmente a la composición y a la estructura de los restos, y requieren periodos prolongados de tiempo. De hecho, por convenio, no se consideran fósiles aquellos restos

¹ Ciencia que se ocupa, mediante el análisis de los fósiles, del estudio de los organismos del pasado, de su origen, de su evolución a lo largo del tiempo, de las relaciones entre ellos y con su entorno, de su distribución geográfica, de sus desapariciones o extinciones, de los procesos por medio de los cuales fosilizan, y de la correlación y datación de las rocas que los contienen.

posteriores a la última glaciación cuaternaria (Würm), es decir, los restos de menos de 13.000 años de antigüedad. Para designar a estos últimos se utiliza el término subfósil.

A pesar de que por tener un mejor reflejo en los medios de divulgación, se está generalmente más familiarizado con el conocimiento de fósiles de animales que habitaron áreas continentales, tales como los dinosaurios y otros vertebrados superiores, lo cierto es que la mayor parte del Registro Fósil, —el conjunto de fósiles existentes ordenados en el tiempo—, corresponde a restos o señales de la actividad orgánica de invertebrados y protistas que vivieron en medios oceánicos. Eso es debido, fundamentalmente, a que los ambientes marinos resultan más favorables para que se produzcan los cambios físico-químicos necesarios para que los restos de un organismo o las señales de su actividad se conserven. Tal y como se explica en el capítulo 3, las rocas del flysch se formaron en un fondo marino de aproximadamente 1000-1500 m de profundidad, en donde concurrían las condiciones ideales para producirse la fosilización. La gran cantidad de organismos presentes flotando en la columna agua y viviendo sobre el fondo oceánico, unido a las condiciones ideales para fosilización que ofrecían aquellos medios, dio como resultado la abundancia de fósiles que ha quedado registrada en las rocas del flysch.

La utilidad de los fósiles

El estudio de los fósiles es interesante desde un punto de vista básico, como es el conocimiento de la evolución de los seres vivos en el planeta, ya que los fósiles son los únicos testigos que pueden aportar evidencias contrastables de la misma, pero también tiene un indudable interés aplicado. Los fósiles proporcionan datos de gran valor en el ámbito de otras disciplinas geológicas como la Estratigrafía, la Sedimentología, la Geología Histórica, etc., utilizándose para conocer la edad relativa de las rocas que los contienen, ya que cada intervalo de tiempo geológico está caracterizado por los fósiles que vivieron durante dicho intervalo. Esta aplicación, interesante para el establecimiento de correlaciones entre materiales rocosos situados en lugares distantes geográficamente, se hace especialmente importante en aquellos campos de la Geología en los que se precise extraer muestras del subsuelo mediante sondeos. Los materiales extraídos en estos sondeos suelen necesitar ser datados antes de poder hacer interpretaciones de sus análisis.

Otra de las aplicaciones importantes del estudio de los fósiles es el conocimiento de la evolución de los climas del pasado. Muchas de las especies solo pueden vivir en condiciones climáticas determinadas y por lo tanto la sucesión, en el registro geológico, de fósiles con diferentes preferencias climáticas refleja la variación del clima a lo largo del tiempo registrado.

Macrofósiles, microfósiles y trazas fósiles

Como ya se ha comentado con anterioridad, son muchos los grupos fósiles que han quedado preservados en los materiales del flysch. A continuación se describen aquellos grupos fósiles más abundantes y que, por tanto, con mayor facilidad pueden encontrarse en los afloramientos de los acantilados de Deba y Zumaia. Esta descripción se realiza a partir de una subdivisión informal de los fósiles del flysch en microfósiles, microfósiles y trazas fósiles.

Los **macrofósiles** son aquellos fósiles de tamaño apreciable a simple vista, que por tanto, pueden estudiarse a partir de muestras de mano. En estos casos también se puede utilizar la microscopía óptica y la electrónica para el estudio de algunos detalles morfológicos y/o estructurales.

Los **microfósiles** son aquellos cuyo estudio requiere la utilización del microscopio óptico. Aunque no se ha establecido un límite claro para determinar a partir de que tamaño se

denomina a un resto fosilizado como microfósil, suelen considerarse como tales aquellos que no superen el milímetro. En las rocas del flysch se han preservado numerosos microfósiles y también algunos de tamaño diminuto que se conocen bajo el apelativo de nanofósiles. En este caso el prefijo “nano” no hace referencia a una dimensión nanométrica (10^{-9} m), sino a su diminuto tamaño. Para el estudio de los nanofósiles es imprescindible uso del microscopio electrónico de barrido.

Finalmente, las **trazas fósiles**, parte del grupo de los macrofósiles, constituyen restos de la actividad dejada por diversos organismos dentro o sobre los sedimentos del fondo marino cuando todavía estaban sin consolidar. Se denomina icnología al estudio de las trazas fósiles. Las trazas fósiles pueden mostrar la actividad de organismos de cuerpo blando que no dejan restos de sus partes corporales.

Los macrofósiles

Como es lógico, los diferentes tipos de macrofósiles que podemos encontrar en los materiales de la sección costera entre Deba y Getaria están condicionados por las características de las rocas presentes y por el lugar en el que se formaron. Gran parte de las rocas que aparecen en esta sección proceden de sedimentos depositados a más de 1000 metros de profundidad, mientras que hay otras que están constituidas por un sedimento que, aunque inicialmente se depositó a poca profundidad, posteriormente, antes de su transformación en roca, fue transportado a medios profundos por corrientes de turbidez.

Los macrofósiles que aparecen en rocas que se formaron en medios de plataforma somera y en medios marinos de poca profundidad son más abundantes y presentan una mayor diversidad morfológica que los que se encuentran en rocas formadas en zonas de talud y cuenca profunda. Estos últimos son más escasos y presentan una menor variedad de formas.

El grupo o filum mejor representado en los materiales del flysch es el de los moluscos, que presentan conchas con una gran variedad de formas y tipos de ornamentación. Los moluscos, aunque son característicos de medios marinos, también se pueden encontrar en medios salobres y de agua dulce. Muchos moluscos viven sobre el fondo –los llamados epifaunales–, pero hay determinados géneros que incluyen especies que viven parcial o totalmente enterradas en el sedimento –los infaunales–, existiendo otros que perforan la roca para vivir en su interior. Entre los moluscos más frecuentes en la serie flysch se encuentran los Inocerámidos y los Ostréidos, pertenecientes ambos al grupo de los moluscos bivalvos.

Inocerámidos (Fig.5.1a, b y c). Son un tipo de moluscos marinos que son frecuentes en rocas del Mesozoico de la Península Ibérica, principalmente en las de edad jurásica y cretácica. Estos organismos tenían una concha formada por dos valvas, constituidas por cristales prismáticos de carbonato cálcico que se disponen perpendicularmente a las superficies interna y externa de las valvas. Por lo general, desarrollaron tamaños comprendidos entre 5 y 20 cm de diámetro, aunque algunas especies alcanzaron más de 1 metro de longitud. Cuando se encuentran fosilizados pueden presentar las dos valvas unidas o separadas, y se reconocen fácilmente por poseer en la superficie externa una ornamentación, claramente marcada, concéntrica con las líneas de crecimiento de las conchas.

Los Inocerámidos desaparecieron por causas todavía poco conocidas unos 2,5 millones de años antes de la extinción masiva del límite Cretácico/Paleógeno (en adelante C/P). Esta extinción coincidió con una caída generalizada del nivel del mar y poco después de que el planeta Tierra experimentara un cambio en la dirección de sus polos magnéticos (inversión magnética). Algunos especialistas consideran que el género *Tenuipteria* también habría que incluirlo dentro del grupo de los inocerámidos. En este caso habría que decir que los inocerámidos también desaparecieron coincidiendo con el límite C/P, ya que unos pocos ejemplares de *Tenuipteria* aparecen en rocas de la sección de Zumaia hasta el final del Cretácico.

Ostréidos (Fig.5.1d). Al igual que los inocerámidos son un grupo de moluscos bivalvos que vivían en zonas marinas de poca profundidad, de modo similar a como lo hacen las especies actuales. La mayor parte de estos moluscos ostréidos tienen conchas de forma irregular y se cree que, al menos varias de las especies, eran organismos que vivían fijos al sustrato rocoso, tal como sucede con las ostras actuales. Tienen tamaños comprendidos entre 2 y 10 cm y a menudo aparecen formando acumulaciones sobre la superficie de los estratos, creciendo los unos sobre los otros, ya que en muchas ocasiones las larvas aprovechan las conchas de las generaciones anteriores, utilizándolas como sustrato rígido de fijación de una de sus valvas. A diferencia de los inocerámidos, se caracterizan por poseer una concha con estructura interna lamelar y aspecto nacarado. El hecho de que, en algunas ocasiones, se encuentren fosilizados en rocas formadas a gran profundidad, se debe a que, tras su muerte y antes de ser enterradas por el sedimento, fueron transportadas por las corrientes de turbidez desde zonas someras hasta las zonas profundas.

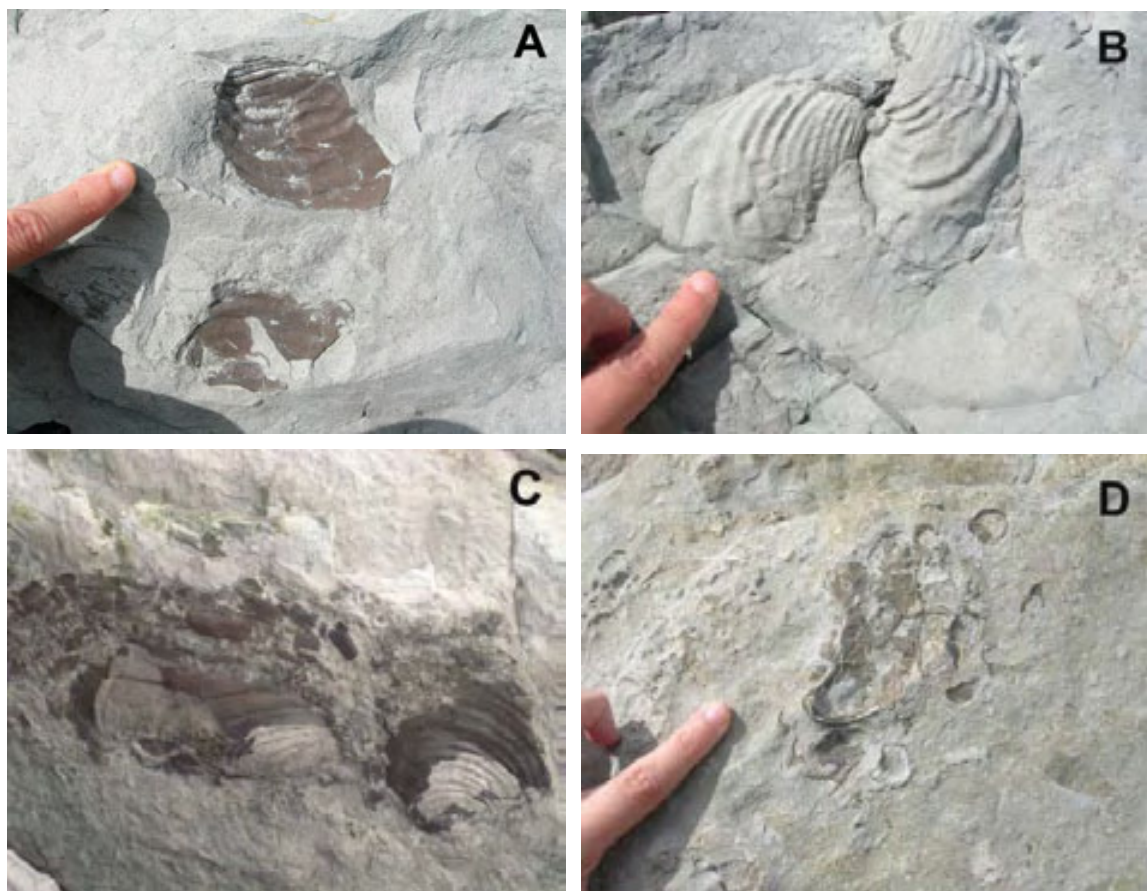


Figura 5.1.- A) y C) Fósiles de inocerámidos que conservan parte de las valvas de la concha (de color más oscuro) y muestran la ornamentación concéntrica característica, paralela al borde de la concha. B) moldes internos de conchas de inocerámidos. D) Conchas de ostréidos fósiles.

Ammonoideos (Fig.5.2). Otro de los grupos representados entre los fósiles del flysch, es el de los ammonoideos. Este grupo de organismos, aunque también pertenecen al filum de los moluscos, se incluyen dentro de los cefalópodos, grupo que se caracteriza por tener un número variable de tentáculos alrededor de la cabeza. Son animales carnívoros y están considerados como los moluscos más avanzados. Se conocen con el nombre común de “ammonites”, aunque sería más correcto denominarlos ammonoideos, ya que, en realidad, *Ammonites* es el nombre de uno de los géneros del grupo. Por su forma generalmente

enrollada planispiralmente, semejante a los cuernos del carnero, Plinio el Viejo nombró a los fósiles de estos animales "Ammonis cornus" (cuernos de Ammon) en referencia al Dios Egipcio Ammon.

Los cefalópodos evolucionaron y se separaron evolutivamente del resto de los moluscos durante el Cámbrico, hace más de 500 millones de años, con la aparición de las primeras formas capaces de segregar una concha externa y utilizar ciertas partes la misma para almacenar gas y así poder flotar. Esta nueva capacidad natatoria, que aún hoy en día conservan algunas especies como por ejemplo *Nautilus pompilius*, les permitió abandonar el fondo marino al que estaban ligados junto al resto de los moluscos y así poder conquistar nuevos nichos oceánicos. Fue uno de los grupos de invertebrados marinos más importante durante el Mesozoico y son algunos de los fósiles más característicos y más llamativos que se pueden encontrar en las rocas que van desde Deba hasta la Cala de Algorri.

Como ya se ha dicho, estos moluscos cefalópodos, parientes lejanos de los actuales *Nautilus*, se cree que vivían y se desplazaban en el mar por flotación dinámica tal y como lo hacen sus descendientes directos actuales. Cuando morían, al tener parte de la concha llena de gas, tardaban bastante tiempo en caer al fondo y por ese motivo las conchas podían ser transportadas por corrientes y posteriormente fosilizar en zonas muy alejadas de su lugar de origen.

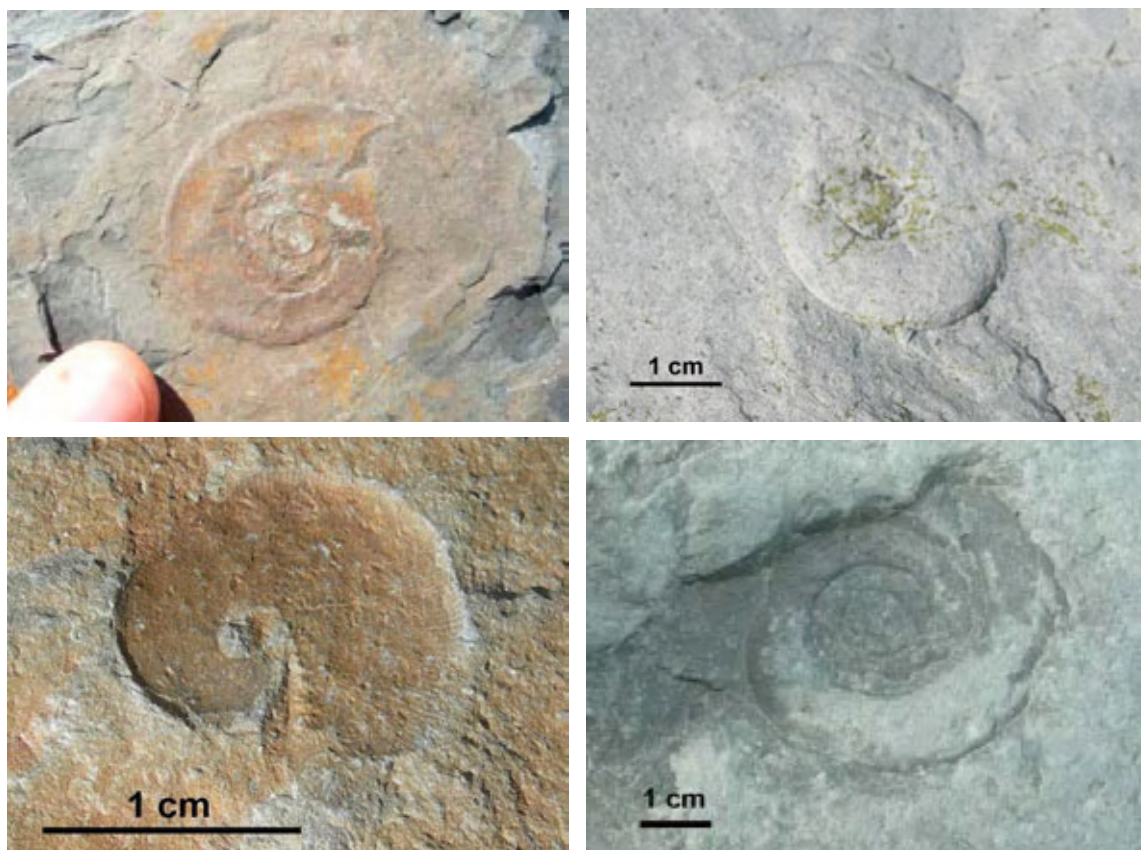


Figura 52.- Moldes internos de ammonoideos en donde se observa la típica forma planispiralada que generalmente presentan este tipo de moluscos

Los ammonoideos presentan unas conchas típicas enrolladas en una planiespira, aunque, en algunos casos, aparecen desenrolladas en la parte final dando lugar a lo que se conoce como ammonites heteromorfos. La mayor parte presentan tamaños comprendidos entre 1 y

20 cm, pero excepcionalmente pueden alcanzar hasta 1 metro ó más de diámetro. Los ammonoideos fueron uno de los grupos de organismos afectados (en el medio marino), junto con los dinosaurios (en las zonas continentales), por la importante extinción masiva que tuvo lugar al final del Cretácico y que supuso la extinción de más del 50% de las especies que entonces existían. De acuerdo con el análisis realizado en cuatro secciones de la costa vasca, Sopelana, Zumaia, Hendaia y Bidart, los ammonoideos sufrieron una extinción brusca en el límite C/P (Ward y Kennedy, 1993). Debido a la rápida evolución de sus especies a lo largo de los más de 300 millones de años de existencia del grupo, a la gran variedad en cuanto a la morfología de sus conchas y al hecho de que al ser organismos nadadores, sus hábitats tenían una distribución geográfica muy amplia, los fósiles de los ammonoideos resultan excelentes fósiles guía, es decir son muy útiles para datar la edad de las rocas, así como para el establecimiento de correlaciones entre secciones geográficamente distantes.

Equinodermos (Fig.5.3). Los equinoideos, ancestros de los actuales erizos de mar, constituyen otro de los grupos de macrofósiles que aparecen en las rocas del flysch guipuzcoano, aunque hay que decir que son bastante escasos. Los actuales equinoideos tienen un esqueleto interno constituido por numerosas placas de calcita que están rígidamente unidas entre sí, formando un caparazón de forma globosa o, en ocasiones, discoidal. Son organismos bentónicos, es decir, viven sobre el fondo marino, y pueden encontrarse hasta los 2.500 m de profundidad. La relativa facilidad de fosilización del caparazón hace que los fósiles de equinoideos sean abundantes en muchas rocas sedimentarias formadas en ambientes marinos, desde el Ordovícico hasta la actualidad.



Figura 5.3.- Fósiles de equinoideos en donde se pueden observar las placas de calcita que constituyen el esqueleto interno de estos organismos

Los fósiles de caparazones pueden aparecer completos, relativamente bien conservados, aunque, en otras ocasiones, se encuentran aplastados y fragmentados. Tienen forma sub-esférica y un tamaño comprendido entre 5 y 15 cm, y presentan bastante semejanza con

algunos equinoideos actuales. Cuando las conchas están bien preservadas se puede observar en el caparazón calcáreo, el sistema de cinco pares de filas de placas de calcita correspondientes a las zonas interambulacrales. En las placas es posible advertir los mamelones que corresponden a los puntos de inserción de las púas o radiolas.

Dentro de los macrofósiles también se incluyen los restos de peces (dientes de tiburones y rayas, vértebras y otros fragmentos de peces óseos), los cuales suelen ser de fosfato cálcico y solo se preservan de manera muy excepcional, a menudo como partículas granulares dentro de las capas arenosas depositadas por corrientes turbidíticas. Asimismo, también estarían incluidos en esta categoría los restos carbonizados de plantas que se observan en algunas turbiditas.

Las trazas fósiles

Las trazas fósiles, también conocidas como ichnofósiles, son comparativamente el grupo de macrofósiles más abundante en las rocas del flysch entre Deba y Zumaia (Fig. 5.4). En conjunto, aglutinan a un conjunto de estructuras macroscópicas muy variado correspondientes a huellas, perforaciones, galerías, etc., dejadas en el sedimento por diferentes tipos de organismos (crustáceos, anélidos, peces, etc.) como resultado de su asentamiento sobre el fondo, su desplazamiento sobre él, la búsqueda de alimento o simple construcción de un refugio.



Figura 5.4. Muro de una turbidita de la zona de Itzurun donde se reconoce el ichnogénero *Taphrelminthopsis*.

Las trazas fósiles aparecen en el registro fósil desde el Precámbrico hasta la actualidad (desde hace, al menos, 600 millones de años) y son muy útiles para obtener información sobre la ecología de los fondos marinos donde se generaron, ya que aportan valiosa información

sobre la oxigenación del fondo marino, la tasa de sedimentación, el tipo de sustrato y la profundidad de depósito entre otros parámetros.

Debido al rango temporal tan amplio en el que aparecen, las trazas fósiles no suelen ser de utilidad para determinar la edad de los depósitos, aunque resultan muy interesantes para establecer patrones de evolución ecosedimentaria. Las trazas fósiles permiten detectar determinados tipos de actividad orgánica. De hecho, las trazas suelen agruparse en función de dicha actividad, clasificándose en estructuras de *bioturbación* (ruptura de la fábrica sedimentaria original: huellas, pistas, excavaciones), de *bioestratificación* (creadas por los organismos, como los tapetes algales o microbianos), de *biodepósito* (productos de bioerosión y restos fecales) y de *bioerosión* (perforaciones en sustratos consolidados).

Sin embargo aunque podamos determinar la actividad orgánica a la que pertenece, en la mayoría de los casos no es posible determinar el organismo que las generaba. Una traza fósil puede haber sido producida por un único tipo de organismo, pero también puede ocurrir que haya sido generada por organismos distintos que tienen comportamientos semejantes, lo que puede dificultar su interpretación. Además, un mismo organismo puede generar diferentes estructuras sobre el sustrato sedimentario, cada una de las cuales corresponderá a distintos estados de comportamiento durante su ciclo vital.

Las tipologías que se reconocen en las rocas del flysch son muy variadas y como norma general se pueden identificar bien en la base o en techo de los estratos. Se pueden observar en todas las unidades de la sucesión, desde el Flysch Negro del Albiense hasta el Flysch arenoso Eoceno. En muchos casos, un mismo estrato puede contener más de 5 tipos diferentes de trazas fósiles. A continuación se describen algunos de las trazas fósiles más abundantes en el flysch.

Trazas fósiles del flysch entre Deba y Zumaia

Granularia: El ichnogénero *Granularia* presenta un aspecto tubular y sección redondeada, formando galerías excavadas y posteriormente rellenadas por sedimento. Estas pueden ser simples o bifurcadas y pueden aparecer aisladas o superpuestas. Actualmente este tipo de galerías son excavadas por diferentes tipos de organismos como crustáceos, anélidos, etc., como resultado del desplazamiento sobre el fondo, producidas por migración o búsqueda de alimento.

Este tipo de trazas fósiles son relativamente abundantes en todo el Flysch entre Deba y Zumaia. Se sitúan principalmente en la base de las turbiditas y se reconocen preservadas como moldes rellenos de arena. Se pueden encontrar algunos ejemplos excelentes de *Granularia* en los afloramientos de la playa de Deba, en la zona de Sakoneta, en la zona de Arantzako Portua y en la zona de Arantzazpi, entre otros.

Taphrelminthopsis: Esta pista muestra una morfología meandriforme con amplio recorrido (Fig.5.4). Longitudinalmente presenta un canal central muy desarrollado, con galerías en forma de un doble surco de trazado sinuoso, de hasta 4 cm de anchura y una longitud de hasta varios metros. Habitualmente se observa conservado el relleno de las galerías (molde), en la base de los niveles de turbiditas. Estas galerías fueron probablemente producidas en el sedimento por organismos durante la búsqueda de alimento. Podemos encontrar algunos extraordinarios ejemplos de *Taphrelminthopsis* en los afloramientos de la playa de Deba y entre la playa de Itzurun, —en la zona de Sorginetxe—, y la punta de Marianton.

Subphyllochora: Son pistas sinuosas e irregulares realizadas en la lámina superficial del sedimento, de morfología bilobular y con un surco central dispuesto longitudinalmente y menos desarrollado que en *Taphrelminthopsis* (Fig. 5.5). Al igual que en el caso de *Taphrelminthopsis*, estas galerías son producidas en el sedimento por organismos durante la

búsqueda de alimento. Este tipo de trazas pueden ver en Punta Sakoneta, entre las zonas de Haitzbeltza y Aitzuri, y entre la playa de Itzurun y la punta de Marianton.



Figura 5.5.- Entre la playa de Itzurun y la Punta Marianton pueden observarse espectaculares ejemplos de *Subphyllochora* preservadas como moldes en los muros de algunas turbiditas.

Chondrites: Son finas galerías de alimentación subverticales ramificadas que recuerdan a raíces de plantas (Fig. 5.6 A y B). Este ichnogénero puede observarse en las zonas de Punta Sakoneta, Pikote Azpia, y Playa de Itzurun.

Helminthoida: Son surcos de sección redondeada que recorren la superficie del sedimento con trayectorias serpenteantes y sinuosas (Fig. 5.6 C). Estas trazas fueron generadas por organismos que se desplazaban por el fondo marino debido a migración, búsqueda de alimento o huida. Las zonas donde mejor se preservan este tipo de trazas son zona de Sakoneta, Arantzako Portua, Haitzbeltza, Aitzuri y Pikote Azpia.

Zoophycos: Este tipo de traza, que es típica de ambientes marinos profundos, se ha interpretado como galerías de nutrición. Presenta una morfología radial con desarrollo en espiral. Las vistas en planta (Fig. 5.6 E) muestran formas redondeadas con bordes más o menos irregulares y la vista en sección (Fig. 5.6 F) de este tipo de traza muestra una morfología subtriangular. Pueden observarse espectaculares ejemplos de *Zoophycos* en la zona de Algorri y Playa de Itzurun.

Palaeodyction: Se trata de una traza constituida por una malla de pequeños hexágonos. Estos hexágonos pueden aparecer formando estructuras masivas bien definidas o más ligeras y sutiles (Fig. 5.6 D y G). Este ichnogénero aparece bien conservado en la zona de Sakoneta, Arantzako Portua y zona de Arantzazpi.

Rotundusichnium zumayensis: La zona de Punta Sakoneta contiene numerosas trazas fósiles, entre las que se encuentra *Rotundusichnium zumayensis*. Esta traza presenta una pista helicoidal con vueltas muy apretadas, que llega a alcanzar 30 cm de anchura (Fig. 5.7 H). El nombre específico se debe a que fue en Zumaia donde se reconoció y definió por primera vez.



A



B



C



D



E



F



G



H

Figura 5.6.- Diversos Icnogéneros registrados en el flysch entre Deba y Zumaia. (A-B) Chondrites; (C) Helminthoida; (D y G) Palaeodyction; (E-F) Zoophycos; (H) Muro de una turbidita donde se reconocen diferentes moldes de trazas fósiles entre las que se reconoce el icnogénero Granularia.



A



B



C



D



E



F



G



H

Figura 5.7.- Diversos Icnogéneros registrados en el flysch entre Deba y Zumaia. (A) *Paleomeandron*; (B) *Spirophycus*; (C) *Lorenzina*; (D) *Scolicia*; (E) *Helminthopsis*; (F) *Glockerichnus*; (G) *Thalassinoides*; (H) *Rotundusichniumzumayensis*.

Paleomeandron: En la zona de Arantzako Portua, tanto a la base como al techo de las margas y turbiditas, se reconocen excelentes ejemplos de trazas serpenteantes que exhiben unos zigzag, correspondientes probablemente a este género (Fig. 5.7A).

Spirophycus: En la zona de Arantzazpi, zonas de Haitzbeltza y Aitzuri, se pueden observar varios ejemplos de *Spirophycus*. Esta traza muestra una morfología en galería de corto recorrido, sinuosa y apretada (forma de S) con surco longitudinal central (Fig. 5.7B).

Lorenzinia: Esta traza fósil presenta una morfología radial en forma de flor muy característica y fácil de reconocer. Presenta un núcleo central y galerías radiales dispuestas alrededor de este núcleo. Entre las zonas de Haitzbeltza y Aitzuri encontramos magníficos ejemplos de trazas fósiles de este tipo (Fig. 5.7 C).

Scolicia: En la zona más oriental de Pikote Azpia puede observarse algunos buenos ejemplos de este icnofósil. Posee una forma alargada y sinuosa con un surco longitudinal con pequeñas hendiduras cortas perpendiculares a la línea principal de la pista (Fig. 5.7 D).

Helminthopsis: Entre las trazas fósiles que se pueden encontrar en la zona más oriental de Pikote Azpia destaca la de tipo *Helminthopsis* que consiste en galerías de sección redondeada y trazado meandriforme muy marcado, de tamaño centimétrico. En esta zona se reconocen también diferentes restos de macrofósiles (Fig. 5.7 E).

Thalassinoides: En las capas que afloran en la playa de Itzurun, se pueden ver algunos ejemplos de *Thalassinoides*. Estas trazas fósiles son galerías de sección redondeada que tienden a bifurcarse mostrando formas en "Y" o en "T". Estas galerías pueden ser paralelas, perpendiculares u oblicuas a la estratificación (Fig. 5.7 G).

Glockerichnus: Entre la playa de Itzurun y la punta de Marianton encontramos una zona con espectaculares ejemplos de trazas fósiles tipo *Glockerichnus*. Se trata de una traza fósil con galerías dispuestas en forma radial. A diferencia de *Lorenzinia* no presenta un núcleo central y las galerías radiales se encuentran más marcadas (Fig. 5.7 F).

Los microfósiles

Cuando se hace referencia a los fósiles que aparecen en la sección entre Deba y Zumaia, casi siempre se piensa en aquellos que son más visibles, los macrofósiles a los que nos hemos referido anteriormente. Pero estos no son los más abundantes ni los más importantes de los fósiles que aparecen en los materiales de la costa guipuzcoana, todo lo contrario. Lo que realmente abunda en las rocas del flysch son los microfósiles, de tal modo que en un kilo de roca podemos encontrar decenas o centenares de miles de caparzones fosilizados de estos microorganismos.

Dentro de los microfósiles se encuentran numerosos grupos que formaban parte del plancton marino como los foraminíferos planctónicos, el nannoplancton calcáreo, los radiolarios, las diatomeas, etc., y también otros que vivían en el fondo del mar como los foraminíferos bentónicos, los ostrácodos, etc. Estos microfósiles son muy abundantes en las margas y calizas que aparecen en las rocas del flysch y, por el contrario, son mucho menos frecuentes en otro tipo de rocas. Su pequeño tamaño hace que no sean observables a simple vista.

Para estudiar los microfósiles es necesario extraerlos mediante lavado y tamizado de las rocas margosas y lutíticas. En otras ocasiones, el método utilizado consiste en disgregar pequeñas porciones de roca y colocar el residuo sobre un porta-objetos de vidrio. Esta metodología permite observarlos a través de la lupa estereoscópica o el microscopio óptico.

Foraminíferos planctónicos (Fig. 5.8). Se trata de organismos unicelulares que, aparecen en el Jurásico, y que poseen un caparazón, en la mayor parte de los casos de naturaleza calcárea, constituido por varias cámaras, cuya función es proteger el protoplasma. Reciben su nombre por poseer en el caparazón una o más aberturas, cada una de ellas denominada forámen, y viven flotando en la columna de agua formando parte del plancton marino. Su hábitat no se restringe exclusivamente a las aguas superficiales, sino que se pueden encontrar viviendo hasta 1000 m. ó más de profundidad, si bien son más abundantes en los primeros 100 metros de la columna de agua. Son característicos de medios marinos y son más abundantes en zonas alejadas de la costa.



Figura 5.8.-Caparazones de diversos géneros de foraminíferos planctónicos.

Debido a su tamaño microscópico, —el diámetro del caparazón no sobrepasa el milímetro de diámetro—, los foraminíferos planctónicos son muy abundantes en las rocas que se forman a gran profundidad, como ocurre con las que aparecen entre Deba y Zumaia. Estos foraminíferos fueron uno de los grupos más afectados por la extinción masiva del final del Cretácico y por ese motivo las especies que podemos encontrar en las rocas del Cretácico, desde Deba hasta la Punta de Algorri, son diferentes a las que aparecen en los materiales del Paleógeno, que se encuentran desde este lugar hasta Getaria.

Tal como ocurría con los ammonoideos, una de sus aplicaciones más importantes de los foraminíferos planctónicos es la de “fósiles guía”, es decir, datadores bioestratigráficos de las rocas en las que se encuentran. Esto es debido a la gran diversidad de formas que presentan y a la rápida evolución que experimentan a lo largo del tiempo, por lo que cada especie de foraminífero planctónico caracteriza e identifica un lapso de tiempo geológico relativamente corto.

Foraminíferos bentónicos (Fig. 5.9). Al igual que los planctónicos se trata de protistas constituidos por una parte blanda, el protoplasma, y un caparazón mineralizado. Reciben su nombre por formar parte del bentos marino, es decir por vivir en el fondo, encima o ligeramente enterrados en el sedimento marino, adheridos a algas, etc.

En contraste a los planctónicos, el caparazón de los foraminíferos bentónicos es de morfología muy variada. Puede estar constituido por una ó varias cámaras y su tamaño es, normalmente, menor de un milímetro, aunque algunos, los macroforaminíferos, pueden alcanzar varios centímetros de diámetro.



Figura 5.9.- Caparazones de diferentes géneros de foraminíferos bentónicos

Los foraminíferos bentónicos son anteriores en la evolución a los planctónicos ya que aparecen en el registro fósil a partir del Cámbrico. Colonizaron, y lo siguen haciendo, toda la extensión de los fondos marinos, desde las arenas de las playas hasta las zonas más profundas e inhóspitas de las llanuras abisales. Además se pueden encontrar en aguas con concentraciones salinas muy variadas, hasta incluso en aguas prácticamente dulces. Las muestras recogidas en las rocas del acantilado entre Deba y Zumaia, al haberse depositado en un medio marino profundo, contienen una proporción menor de foraminíferos bentónicos que de planctónicos.

Cada una de las especies de foraminíferos bentónicos tiene hábitats más restringidos que las de los planctónicos que se extienden por toda la masa de agua oceánica. Por ello, su utilización como datadores cronoestratigráficos es menor que la de aquellos. Sin embargo, son muy buenos indicadores paleoecológicos ya que informan de las condiciones del medio en el que vivieron, permitiendo reconstruir las condiciones ambientales en las que se formaron las rocas en las que se encuentran.

Ostrácodos (Fig. 5.10). Los Ostrácodos son un grupo de microcrustáceos (normalmente menores de 1 mm) que poseen un caparazón calcificado formado por dos valvas que tienen forma arriñonada. Estos organismos pueden colonizar todo tipo de ambientes acuáticos (marino y continental) y existen especies tanto planctónicas como bentónicas. Este grupo de organismos apareció en el Cámbrico (hace aproximadamente 540 Millones de años) y ha perdurado hasta la actualidad, aunque al igual que otros microorganismos se ha visto afectado a lo largo de su historia por diferentes extinciones, como la del límite Cretácico-Paleógeno.

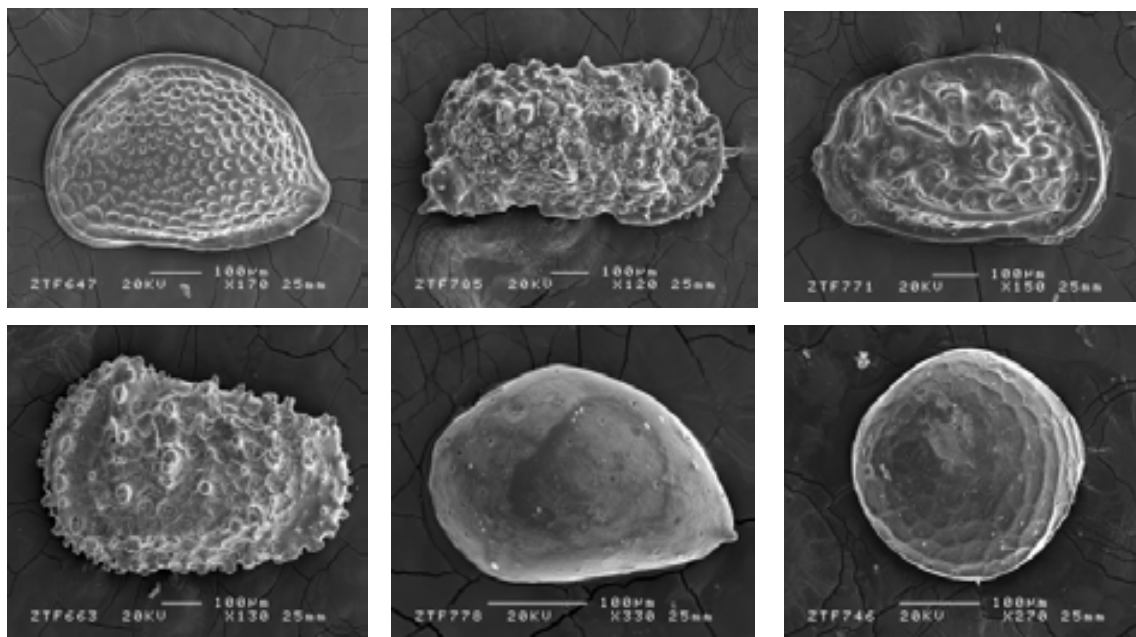


Figura 5.10.- Diferentes especies de Ostrácodos, fotografiados utilizando un microscopio de barrido.

Los ostrácodos se utilizan principalmente para estudios de tipo paleoecológico y en menor medida bioestratigráfico. La respuesta de los ostrácodos a cambios ambientales (incluyendo los cambios climáticos) se manifiesta como una adaptación de sus asociaciones a las modificaciones de la temperatura y de la hidroquímica de las masas acuosas, mediante reajustes de su dinámica poblacional (cambios de la diversidad), así como de la morfología de sus caparazones. Dado que se conocen las tolerancias ecológicas de muchas especies, se pueden deducir los rangos salinos, térmicos, regímenes hidrológicos, etc., a partir de las asociaciones de ostrácodos contenidas en sedimentos fósiles. Estos microfósiles se estudian mediante lupa estereoscópica, aunque en ocasiones también se utiliza el Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) para reconocer con mayor detalle la morfología de sus caparazones e identificar nuevas especies.

Nanofósiles calcáreos (Fig. 5.11). Dentro de este grupo se incluyen todos aquellos fósiles de composición calcárea con un diámetro inferior a 63 micras (excluyendo ejemplares juveniles y fragmentos de otros grupos). Son un grupo de organismos fósiles que está formado, mayoritariamente, por restos de algas haptofitas, el grupo de plancton dominante en la actualidad. Estas algas vivían y viven en aguas superficiales de los mares formando una gran parte del fitoplancton. Algunas de ellas segregan un caparazón compuesto por placas de carbonato de calcio llamadas "cocolitos" que, generalmente, son redondeadas, circulares o elípticas. El grupo apareció en el Jurásico y ha evolucionado hasta nuestros días. Aunque en los últimos años los nanofósiles calcáreos se utilizan cada vez más en investigaciones de tipo paleoecológico, como indicadores de la temperatura, la salinidad, el grado de oxigenación o la disponibilidad de nutrientes en las masas de agua oceánicas antiguas, tradicionalmente han

sido más utilizados en estudios de tipo bioestratigráfico, ya que resultan, junto con los foraminíferos planctónicos, una de las mejores herramientas paleontológicas para datar las rocas que los contienen.

Los nanofósiles se estudian utilizando un microscopio petrográfico aplicando aumentos mayores que los que se necesitan para estudiar los foraminíferos y ostrácodos. En caso de ser necesario mayor detalle, se estudian las diferentes especies utilizando un microscopio electrónico de barrido (MEB), aplicando entre 8.000 y 10.000 aumentos.

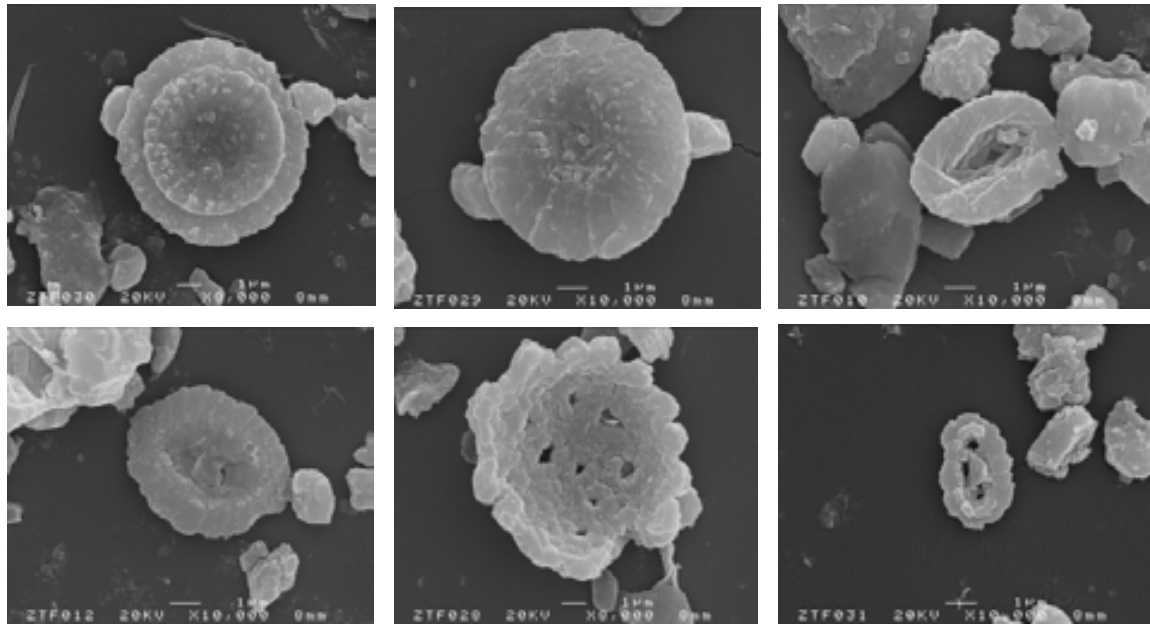


Figura 5.11.- Diferentes especies de nanofósiles calcáreos fotografiados utilizando un microscopio de barrido.

Para terminar, es necesario destacar que dentro de las rocas del flysch entre Deba y Zumaia, también se distinguen otros grupos de microfósiles característicos como las diatomeas, radiolarios, dinoflagelados y silicoflagelados. Estos grupos son asimismo altamente significativos para determinar las condiciones oceanográficas y la ecología de los océanos del flysch, aunque por lo general aparecen de forma muy dispersa y minoritaria en la sucesión.



CAPÍTULO 6

Límites de edades geológicas, ciclos climáticos y otros eventos significativos del flysch

El tiempo en Geología, la escala de tiempo geológico y los estratotipos

La escala de tiempo geológico

Eventos catastróficos: el límite Cretácico/Paleógeno (C/Pg)

La definición formal del límite C/Pg y su estratotipo

El límite C/Pg en el flysch Deba-Zumaia

Estratigrafía de detalle del intervalo del límite C/Pg

Estudio del plancton calcáreo en el límite C/Pg

Momentos de calentamiento global extremo: el límite Paleoceno/Eoceno (P/E) y otros eventos de hipertermalismo

La definición formal del límite P/E y su estratotipo

El límite P/E en el flysch Deba-Zumaia

Estratigrafía de detalle del intervalo del límite P/E

Estudio del plancton calcáreo en el límite P/E

Otros eventos de hipertermalismo

Límites Daniense-Selandiense (Da/Se) y Selandiense-Thanetiense (Se/Th): los estratotipos de la sección de Zumaia

El límite Daniense/Selandiense

El límite Selandiense/Thanetiense

Ciclos de Milankovitch

Precesión

Oblicuidad

Límites de edades geológicas, ciclos climáticos y otros eventos significativos registrados en el flysch

La excelente calidad de los afloramientos del flysch entre Deba y Zumaia, la continuidad de la serie y el buen grado de conservación de sus rocas y fósiles constituyentes proporcionan un marco incomparable para el estudio de los diferentes límites de edades geológicas, diversos ciclos climáticos y otros eventos que sucedieron durante su formación. Los límites entre edades geológicas se suelen hacer coincidir por acuerdo internacional con acontecimientos físicos o biológicos de primera magnitud en la historia de la Tierra, tales como extinciones masivas o cambios climáticos u oceanográficos rápidos y de amplitud global. La definición formal de los límites de edad geológica se establece tomando como referencia el punto del planeta donde tal acontecimiento ha quedado registrado en mejores condiciones y se suele determinar mediante dataciones paleontológicas y/o mediante dataciones absolutas. En el flysch entre Deba y Zumaia están registrados, en condiciones relativamente buenas, unos 9 límites cronológicos dentro del periodo Cretácico superior-Paleógeno inferior, aunque por su relevancia son 4 de ellos los que tienen más interés: a) el Límite Cretácico-Paleógeno relacionado con la extinción total o parcial de muchos grupos de organismos marinos y terrestres (entre ellos, los dinosaurios); b) el Límite Paleoceno-Eoceno, coincidente a nivel mundial con un calentamiento climático muy brusco de alrededor de 8°C en la temperatura media de los océanos y la atmósfera; c) el Límite Daniense-Selandiense relacionado con una importante caída del nivel marino y un cambio oceanográfico bastante brusco registrados en diversas zonas del Mediterráneo y el Atlántico, y por último d) el Límite Selandiense-Thanetiense que es coetáneo con una inversión del campo magnético terrestre y un evento oceanográfico global cuyo origen es todavía objeto de discusión

El tiempo en geología, la escala del tiempo geológico y los estratotipos

La escala del tiempo en geología y nuestra escala del tiempo son muy diferentes. En geología el tiempo se mide en millones de años mientras que nuestra escala se adapta a la medida de las actividades humanas: decenas, centenas y en algunos casos unos pocos miles de años. Los primeros homínidos irrumpen en el Plioceno, con una antigüedad del orden de 4,5 millones de años, frente a los más de 4500 millones de años de vida del planeta Tierra.

En la actualidad se estima que la Tierra tiene aproximadamente 4570 millones de años. Aunque hoy aceptamos con naturalidad una escala temporal de la Tierra en millones de años, esto no fue así hasta finales del siglo XVIII, mitad del siglo XIX cuando James Hutton en primer lugar y Charles Lyell posteriormente, reconocieron la importancia del tiempo como principal componente de todos los procesos geológicos. Sin embargo y aunque estos científicos entendían que la Tierra era muy antigua, no fue hasta principios del siglo XX, con el descubrimiento de la radioactividad, cuando se pudo determinar con exactitud las fechas numéricas para las rocas que representan acontecimientos importantes de la historia de la Tierra.

Hasta finales del siglo XVII y debido a la influencia de la religión cristiana en Europa, se estimaba que la edad de la Tierra era de unos pocos miles de años. A mediados del siglo XVI James Husser, arzobispo de Armagh, que dedicó gran parte de su vida al estudio de la Biblia, publicó una cronología en la que se establecía que la fecha de la creación era el 23 de Octubre de 4004 a.c. La primera consecuencia de una estimación de tiempo tan corta (para la edad de la Tierra) es que para explicar muchas de las formaciones geológicas que podían observarse en el paisaje, tales como cañones, acantilados, pliegues etc., era necesario que se hubiesen

formado de forma repentina en menos de 6000 años. Esto solo era posible si todas estas formaciones geológicas se hubieran producido por eventos catastróficos. De este modo es como surgió una de las corrientes de pensamiento que perduró hasta principios del siglo XIX, **el catastrofismo**, tesis según la cual la Tierra habría sido modelada por una serie de grandes catástrofes en un tiempo relativamente corto.

A finales del siglo XVIII, con la publicación del libro *The Theory of the Earth* por el geólogo escocés James Hutton, se produjo el nacimiento de la geología moderna. En este trabajo J. Hutton, basándose en sus observaciones de campo, estableció **el principio del uniformismo**, por el cual, todos los fenómenos geológicos deben explicarse mediante las leyes físicas, químicas y biológicas que rigen en la actualidad. El principio del uniformismo se basa, por tanto, en la premisa de que los procesos actuales han estado operando a lo largo de todo el tiempo geológico. Esto, sin embargo, no significa que las velocidades e intensidades de dichos procesos geológicos se han mantenido uniformes.

J. Hutton mantenía que la Tierra tenía que ser mucho más longeva, con una historia que se extendía indefinidamente en un pasado muy lejano. Su principal línea de argumentación era que las formaciones que él observaba, como pliegues, cañones, acantilados, no se habían formado en un periodo corto de tiempo por medio de una catástrofe, sino que los produjeron los mismos procesos que se suceden en la actualidad. Como esos procesos son muy graduales, la Tierra debería ser mucho más antigua que lo estimado por J. Hutton. En poco tiempo los científicos revisaron la edad de la Tierra y teniendo en cuenta los argumentos de J. Hutton estimaron que debería tener algunos millones de años, todavía una corta edad si lo comparamos con lo que conocemos en la actualidad.

Hasta el descubrimiento de la radiactividad en 1896 y su utilización para la datación absoluta en 1905, no era posible determinar la edad en millones de años de las rocas. Sin embargo, los geólogos, a partir de varias leyes o principios simples eran capaces de realizar **dataciones relativas**, es decir, podían determinar que rocas eran más antiguas que las otras y por tanto poner los sucesos en orden secuencial. Estos principios (principio de superposición de estratos, principio de horizontalidad, principio de continuidad lateral, principio de intersección, principio de inclusión y principio de sucesión biótica) que desde el punto de vista actual parecen evidentes, fueron realmente novedosos cuando se enunciaron por primera vez proporcionando a los geólogos un medio para desarrollar una escala de tiempo geológico relativo y así poder interpretar la historia de la Tierra (Fig. 6.1).

a) Principio de superposición de estratos: Este principio establece que en una secuencia no deformada de rocas sedimentarias, las capas de roca, o estratos están establecidas en sucesión, de forma que cada estrato representa un intervalo de tiempo y que cualquier estrato es más antiguo que los que tiene encima y más joven que los de debajo, si ningún otro proceso geológico ha volcado las capas.

b) Principio de horizontalidad: Este principio establece que las rocas sedimentarias se depositan, en general, en posición horizontal y que si en la actualidad los vemos plegados o inclinados, como en el caso de las rocas del flysch entre Deba y Zumaia, deben haber sido movidos a esta posición por procesos tectónicos posteriores.

c) Principio de continuidad lateral: Este principio establece que una capa o unidad de sedimentos se extiende lateralmente en todas las direcciones hasta que se acuña o termina contra el borde de la cuenca de sedimentación. Prueba de esto es la presencia de rocas del flysch equivalente a las del biotopo Deba-Zumaia en otras partes de la geografía vasca como Bidart, Sopelana o diversas localidades del Norte de Navarra.

d) Principio de intersección: Este principio establece que una falla o una intrusión ígnea son más jóvenes que las rocas que atraviesan o intruyen.

e) Principio de inclusión: Este principio establece que los fragmentos de una roca que han quedado atrapados en otras, las inclusiones, son más antiguas que las rocas que los contienen.

f) Principio de sucesión biótica: Según este principio los organismos fósiles se suceden unos a otros a lo largo del tiempo en un orden definido y determinable y, por consiguiente, cualquier periodo puede reconocerse por su contenido fósil.

Para conocer la historia global de la Tierra, los geólogos deben correlacionar unidades litológicas correspondientes al mismo tiempo geológico entre diferentes áreas. Si los afloramientos son adecuados dichas unidades pueden rastrearse lateralmente. Sin embargo, en muchos casos no es posible dicho rastreo y para correlacionar unidades litológicas de edad equivalente de diferente composición y/o correlacionar unidades litológicas entre áreas muy distantes o entre continentes es necesario utilizar los fósiles. Tienen especial utilidad aquellos fósiles que son muy abundantes, fácilmente identificables, tienen una distribución geográfica extensa y pertenecen a grupos de evolución rápida. De esta forma, su aparición en el registro fósil se limita a un corto periodo de tiempo geológico. A estos fósiles se les conoce como **fósiles-guía** o **fósiles-índice**.

La sucesión flysch que aflora en los acantilados entre Deba y Zumaia es rica en organismos fósiles marinos entre los que cabe destacar los ammonites, los foraminíferos y los nanofósiles calcáreos. Muchas de las especies de estos grupos son fósiles guía y han servido para realizar las dataciones relativas de dichas rocas utilizadas para su correlación con rocas de otras cuencas de todo el mundo (ver capítulo 5: los fósiles del flysch).

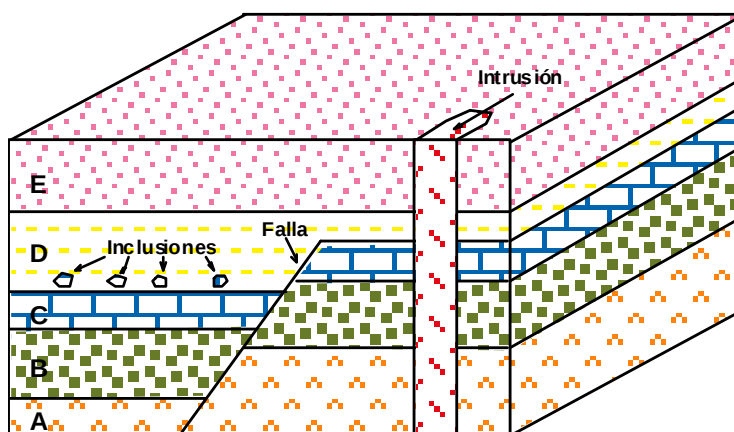


Figura 6.1.- Ejemplo de algunos de los principios utilizados en las dataciones relativas. Por el principio de superposición de estratos, por ejemplo, podemos saber que la unidad B se depositó antes que la C, y después de la A, siendo el orden de deposición de las unidades A, B, C, D y E. Por el principio de intersección sabemos que la falla se produjo después del depósito de las unidades A, B y C y antes del depósito de la unidad D. Asimismo y por el mismo principio de intersección sabemos que la intrusión se produjo después del depósito de las unidades A-E. Finalmente y mediante el principio de inclusión sabemos que las inclusiones que se encuentran a la base de la unidad D son más antiguas que la propia unidad D.

La escala de tiempo geológico

Se estableció durante el siglo XIX, en gran parte mediante la aplicación de los métodos de datación relativa. Utilizando principalmente los principios de *superposición de los estratos* y el de *sucesión biótica*, los geólogos correlacionaron varios afloramientos de Inglaterra y Europa Occidental, elaborando una columna geológica compuesta, en la que las rocas estaban dispuestas en su orden secuencial correcto. Para principios del siglo XX los geólogos habían completado la escala de tiempo geológico relativo, pero hubo que esperar hasta principios del

siglo XX para que los métodos radiométricos permitieran añadir fechas numéricas a dicha escala de tiempo geológico. La escala de tiempo geológico subdivide de forma jerárquica los 4570 millones de años de la historia de la Tierra en unidades de tiempo de duración variable (Eones, Eras, Periodos, Épocas) para ubicar posteriormente en ella, como si se tratara de un calendario, los acontecimientos del pasado geológico (Figs. 1.3 y 4.2).

Como se ha comentado al comienzo del capítulo, los límites entre las unidades geológicas se suelen hacer coincidir, fundamentalmente, con acontecimientos físicos o biológicos de primera magnitud en la historia de la Tierra, tales como extinciones masivas o cambios climáticos u oceanográficos rápidos y de amplitud global. Por ejemplo, el límite entre los Periodos Cretácico y Paleógeno (conocido como límite C/Pg) está definido por el evento de extinción del final del Cretácico, que marca la desaparición de los dinosaurios y otros muchos grupos de organismos tanto continentales como marinos. En el flysch entre Deba y Zumaia están registrados, en condiciones relativamente buenas, unos 9 límites cronológicos dentro del periodo comprendido entre el Cretácico superior y el Paleógeno inferior (**Fig. 1.3**), aunque, por su relevancia, son 4 de ellos los que tienen más interés. Además del mencionado límite Cretácico-Paleógeno se conservan en perfectas condiciones para su estudio, los límites Paleoceno-Eoceno (P/E), Daniense-Selandiense (Da/Se) y Selandiense-Thanetiense (Se/Th).

La definición formal de los límites de edades geológicas se establece tomando como referencia el punto del planeta donde tal acontecimiento ha quedado registrado en mejores condiciones y se suele determinar mediante dataciones paleontológicas y/o mediante dataciones absolutas. A la unidad estratigráfica o límite estratigráfico que se identifica como un intervalo o punto específico en una sucesión de estratos y que constituye el patrón o modelo para definir y reconocer la unidad o límite estratigráfico se conoce como *estratotipo*. De los 4 límites mencionados, la sección de Zumaia es el estratotipo del Daniense-Selandiense y Selandiense-Thanetiense y fue un firme candidato para los límites Cretácico-Paleógeno y Paleoceno-Eoceno. No es habitual tener tantos estratotipos o candidatos a estratotipo en un área tan reducida, lo que nos da una idea de la calidad de los afloramientos y de la excepcionalidad de los mismos. Recientemente, en abril de 2011, la sección de Gorrondatxe (Getxo, Bizkaia) ha sido elegida y ratificada, por acuerdo internacional de la IUGS (*International Union of Geological Sciences*), estratotipo del límite Ypresiense/Luteciense, convirtiéndose así la costa vasca en la región del mundo con más estratotipos de límites de edades geológicas.

Eventos catastróficos: El límite Cretácico/Paleógeno

Como hemos comentado con anterioridad, los límites entre las divisiones de tiempo geológico representan épocas de cambio geológico y/o biológico significativos. Estos cambios, sobre todo los biológicos, no han sido siempre del mismo carácter y magnitud. En algunos casos representan momentos de crisis biológica caracterizados por extinciones masivas que, asimismo, marcaron la aparición y/o expansión de nuevos linajes de organismos. Los eventos de crisis biológica global, de los cuales se distinguen 5 principales o de primer orden y varios de segundo orden, han constituido la base para la definición de las principales divisiones (límites) de la escala de tiempos geológicos, siendo objeto de análisis exhaustivos tanto para comprobar la tasa y modalidad de cambio en las formas de vida como para establecer qué proceso o sucesión de procesos contribuyeron a su desarrollo. La más reciente entre las crisis de primer orden ocurrió hace aproximadamente 66 Ma, coincidiendo con el límite entre las eras Mesozoica y Cenozoica, más comúnmente conocido como límite Cretácico-Paleógeno o límite C/Pg.

Esta crisis biológica ha despertado, durante las últimas décadas, acalorados debates entre la comunidad científica internacional, principalmente en lo que respecta a sus posibles causas generadoras. Actualmente existe consenso al afirmar que fue resultado de una sucesión

encadenada de procesos adversos, que actuaron durante un periodo de tiempo cercano a los 2 millones de años (Ma). El último y más determinante entre todos ellos habría sido el impacto de un cuerpo meteorítico de dimensiones considerables (alrededor de 10 Km. de diámetro según las estimaciones), acontecimiento evidenciado por la presencia de un cráter soterrado de más de 100 Km. de diámetro al norte de la península de Yucatán (cráter de Chicxulub) y el hallazgo de depósitos originados por uno o varios tsunamis (*tsunamitas*) en afloramientos del golfo de México, Haití, Cuba y Texas (Fig. 6.2).

El impacto meteorítico habría provocado un considerable deterioro de las condiciones ambientales, manifestado en los alrededores de la zona de colisión por importantes movimientos sísmicos y enormes olas de tsunami, y en el resto del planeta por un efecto invemadero, incendios generalizados, lluvia ácida, oscurecimiento y envenenamiento de la atmósfera y una disminución sustancial de la capa de ozono estratosférico. El influjo de estos y otros sucesos asociados en las formas de vida marinas y terrestres habría sido considerable, a tenor de los grandes cambios asociados a eventos de extinción de organismos observado en el registro fósil, habiéndose estimado que aproximadamente el 50% de los géneros y el 75 % de las especies experimentaron una extinción que, a escala geológica, puede considerarse como súbita y masiva. El grupo que, a nivel divulgativo, se toma como referente para ilustrar esta extinción global es el de los dinosaurios, aunque entre los científicos se considera que son los protistas y los invertebrados marinos los que sirven para caracterizar, en detalle, la sucesión de eventos individuales que jalonaron la crisis biológica del límite Cretácico-Paleógeno.



Figura 6.2.- Depósitos originados por un tsunami (tsunamita) en la sección de El Mimbral (Provincia de Tamaulipas, México). En la imagen los Doctores Xabier Orue-Etxebarria (de costado a la izquierda), Victoriano Pujalte (de frente en primer plano) y Gilen Bernaola (en el fondo) de la UPV/EHU y el Doctor José Longoria de la Universidad de Miami (de espaldas en el centro de la imagen).

El evento de extinción del límite Cretácico-Paleógeno ha quedado registrado de forma excepcional en las rocas que afloran en más de 50 puntos de nuestra geografía, destacando entre estos afloramientos los de Bidart, Sopelana, Urrutxua, Monte Urko y, como no, el afloramiento del límite C/Pg en el que mas trabajos de investigación se han realizado, el del flysch de Zumaia (Fig. 6.3). Estas rocas son ricas en fósiles de diversos grupos de protistas e invertebrados marinos y por lo tanto son las ideales para caracterizar la sucesión de eventos que se produjeron a lo largo de la crisis finicretácea. (Para más información sobre el tipo de rocas y fósiles del flysch ver capítulos 3 y 5). Todo ello ha servido para que el Pirineo Vasco se haya convertido en un área de referencia mundial para el límite Cretácico-Paleógeno y para que algunas de sus secciones más representativas, como Zumaia, reciban anualmente numerosas visitas de científicos de todas partes del mundo.

La definición formal del límite Cretácico-Paleógeno y su estratotipo

Hasta la década de los 60 la posición del límite Cretácico-Paleógeno era imprecisa. Aunque la existencia de un cambio marcado entre las asociaciones fósiles que caracterizaban el Cretácico y el Paleógeno ya había sido documentada previamente en muchas zonas del planeta, no había consenso sobre su posición cronológica precisa y mucho menos sobre su significado. Fue en 1964 cuando se comenzaron a resolver tales imprecisiones, mediante el análisis detallado del cambio drástico en las asociaciones de foraminíferos planctónicos en varias secciones de los Apeninos centrales y, posteriormente, en 1980, mediante el reconocimiento de una lámina arcillosa centimétrica asociada a dicho cambio faunístico que mostraba una importante anomalía de iridio (elemento escaso en la Tierra pero significativamente abundante en los restos de meteoritos).

La identificación de dicho depósito arcilloso en otras muchas zonas del mundo (Dinamarca, diferentes puntos de Norteamérica, el Caribe y Sudamérica, Nueva Zelanda, norte de África, China, Sopelana y la propia sección de Zumaia) confirmó la expresión global que tuvo el evento y dio pie al inicio de arduas tareas de investigación para dilucidar su origen. La confirmación de la existencia del cráter de Chicxulub y de su edad y, paralelamente, el descubrimiento de toda una serie de depósitos asociados (brechas de impacto, capas gradadas de material eyectado, capas arenosas producto de olas de tsunami, etc.) en su entorno cercano (Golfo de México), confirmaron la hipótesis del impacto meteorítico, siendo la capa arcillosa reconocida en el resto del mundo y la anomalía de iridio asociada, las evidencias que demostraban su influjo global.

Con el objetivo de sentar las bases de un criterio de definición uniforme, la *International Commission on Stratigraphy* (ICS), escogió la sección del El Kef, en Túnez, como lugar de referencia global para el límite Cretácico/Paleógeno y la base de la capa arcillosa rica en iridio allí preservada como el punto estratigráfico concreto para definir formalmente la separación entre las eras Mesozoica y Cenozoica. Hay que destacar que la sección de Zumaia fue la candidatura más importante, junto a la de EL Kef, entre las que la mencionada comisión científica internacional escogió el estratotipo del límite C/Pg. La capa arcillosa del límite tiene un carácter isócrono en todo el planeta y el hecho de que se haya identificado en múltiples contextos desde continentales a marino profundos, hace de ella un nivel perfecto para correlacionar y comparar las pautas de extinción y recuperación que experimentaron los diferentes grupos biológicos marinos y terrestres.

El límite Cretácico-Paleógeno en el Flysch Deba-Zumaia

La Punta Aitzgorri constituye una de las secciones de referencia mundial de este límite en contextos marinos profundos. Los estudios realizados han puesto en evidencia que esta sección cuenta con uno de los registros más completos y potentes del límite Cretácico-Paleógeno en contextos de cuenca profunda hemipelágica. En efecto, tal registro es aproximadamente 2 ó 3 veces más potente que el preservado en zonas "clásicas" en el estudio

del límite C/Pg en facies pelágicas, tales como el Apenino central y, dentro de él, secciones tan conocidas como las de Gubbio, Contessa o Bottaccione. Otra de las ventajas de esta sección es que en ella se encuentra un excelente registro de fósiles de diversos grupos de protistas e invertebrados marinos, entre los que cabe destacar los ammonoideos, los foraminíferos planctónicos y los nanofósiles calcáreos.

El camino más cómodo para acceder al tramo de la sección donde se encuentra el intervalo del límite C/Pg es un camino vecinal que parte del extremo Noroeste de la plaza Amaia de la localidad de Zumaia y que a través del barrio Ardantza conduce directamente a las escaleras que dan acceso a la rasa de Algorri, donde se encuentra el afloramiento. Es conveniente recordar que no es posible acceder al afloramiento en pleamar. Debido al continuo lavado y erosión que ejerce el mar sobre el afloramiento, el límite C/Pg, en esta sección, aflora de forma excepcional, pudiéndose observar el intervalo del límite a lo largo de más de 20 metros (Fig. 6.3).

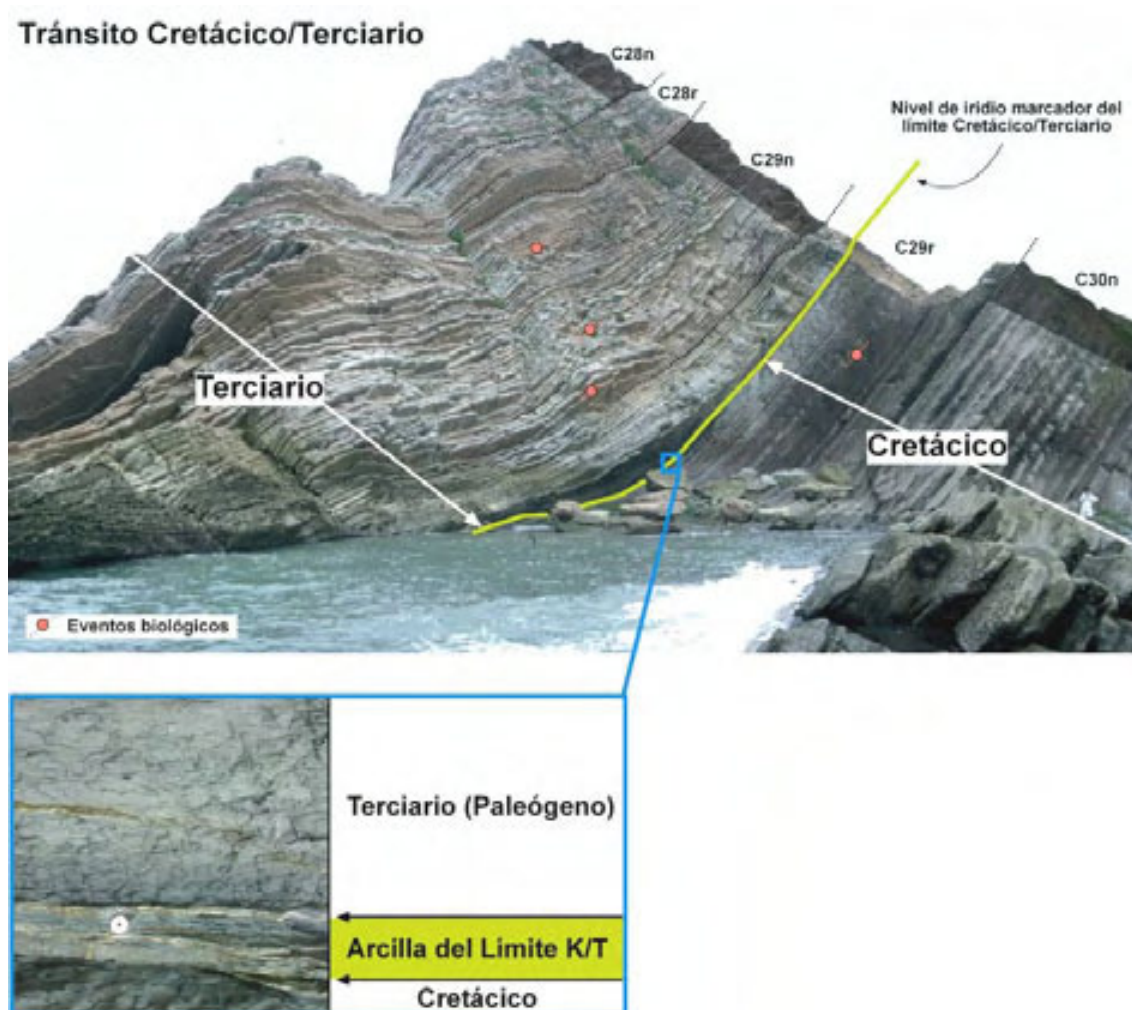


Figura 6.3. Intervalo del límite Cretácico-Paleógeno (C/Pg) en la Punta de Aitzgorri (Zumaia). La línea amarilla se sitúa coincidiendo con el nivel de arcilla que marca el límite C/Pg y en el que se han medido grandes concentraciones de iridio. Sobre el acantilado se han reflejado en cobres claros y oscuros las polaridades magnéticas normales e inversas medidas en las rocas. Los puntos rojos marcan los niveles en los que se han registrado eventos biológicos relevantes, como la primeras y últimas apariciones de fósiles índice. En el cuadro azul una fotografía de detalle donde se puede observar la arcilla del límite.

Estratigrafía de detalle del intervalo del límite C/Pg

En la sección de Zumaia, el límite C/Pg se dispone en el tránsito entre dos unidades estratigráficas claramente discernibles en cuanto a sus propiedades litológicas, que se habrían formado en un contexto de cuenca pelágica con una profundidad estimada del orden de 1000 a 1500 m. La unidad infrayacente al límite es de carácter blando y corresponde mayoritariamente a una alternancia regular de margas y margocalizas de un característico color rojizo (Fig. 6.3), que en edad representa la parte superior del Maastrichtiense. Por su parte, la unidad suprayacente es más competente litológicamente, ya que constituye una sucesión dominada por calizas pelágicas de colores rosados y/o grises (Fig. 6.3), que cronológicamente representa al Daniense.

Esta estratigrafía general se repite también en el resto de las secciones del Pirineo Vasco donde se ha preservado el límite C/Pg, carácter que asimismo se mantiene en la sucesión de detalle que lo define. De la correlación detallada de todas las secciones conocidas se ha establecido una sucesión tipo para todo el Pirineo Vasco y válida, por tanto, para el tránsito C/Pg en la sección de Zumaia, que consta de los siguientes intervalos litológicos (Fig. 6.4):

- *Intervalo 1 (Maastrichtiense superior)*. Incluye margas y margocalizas compactas de coloraciones rojizas y eventualmente grises, ordenadas en capas alternantes de 15 a 20 cm de espesor. En la sección de Zumaia estos depósitos incluyen intercalaciones de turbiditas de espesor centimétrico, principalmente constituidas por cuarzo detrítico y caparzones de foraminíferos planctónicos dentro de una matriz de fango micrítico.

- *Intervalo 2 (Maastrichtiense final)*. Este tramo no es fácil de reconocer en Zumaia. Está compuesto por margas de coloraciones grises y rosadas que presentan un espesor de entre 25 y 30 cm. Se caracteriza por una pérdida gradual en el contenido en carbonato cálcico y por presentar gran abundancia de microfósiles. (

- *Intervalo 3 (arcilla del límite)*. Este intervalo está compuesto por un nivel arcilloso que en Zumaia no es lateralmente continuo, debido al deslizamiento entre capas resultado de la deformación tectónica como se demuestra por la presencia de láminas de calcita. En otras secciones de la cuenca vasca, como Bidart, esta arcilla es lateralmente persistente y llega a alcanzar un espesor máximo de 8 cm (Fig. 6.4). Internamente el nivel de arcilla se compone de tres partes diferenciadas:

 - (3a) Arcilla de color gris amarillento que registra un descenso pronunciado en el contenido en microfósiles calcáreos.

 - (3b) Arcilla de color rojizo a ocre que presenta cantidades significativas de microesférulas con espinelas de alto contenido en níquel, material que se interpreta como producto de la desintegración parcial por fricción del meteorito en su entrada en la atmósfera.

 - (3c) Por último, arcilla laminada de color gris oscuro que apenas presenta restos de microfósiles. En el tránsito entre los subniveles b y c es donde se sitúa la anomalía de iridio que caracteriza globalmente al límite, que en la sección de Zumaia alcanza el valor de 4 a 8 ppb (partes por billón).

- *Intervalo 4 (Daniense basal)*. Este intervalo está compuesto por margas de colores grises de 40 centímetros de espesor, que en la vertical va incrementando progresivamente su contenido en carbonato cálcico y en restos de microfósiles. En algunas secciones, entre ellas Zumaia, incluyen intercalaciones de turbiditas centimétricas compuestas por cuarzo detrítico y proporciones variables de foraminíferos planctónicos, en gran parte de edad cretácica.

- *Intervalo 5 (Daniense inferior)*. Está compuesto por calizas pelágicas de colores grises y rosados con delgadas intercalaciones de marga rojiza. Las calizas mayoritariamente se componen de microfósiles terciarios y de manera característica de calciesferas (dinoflagelados calcáreos).

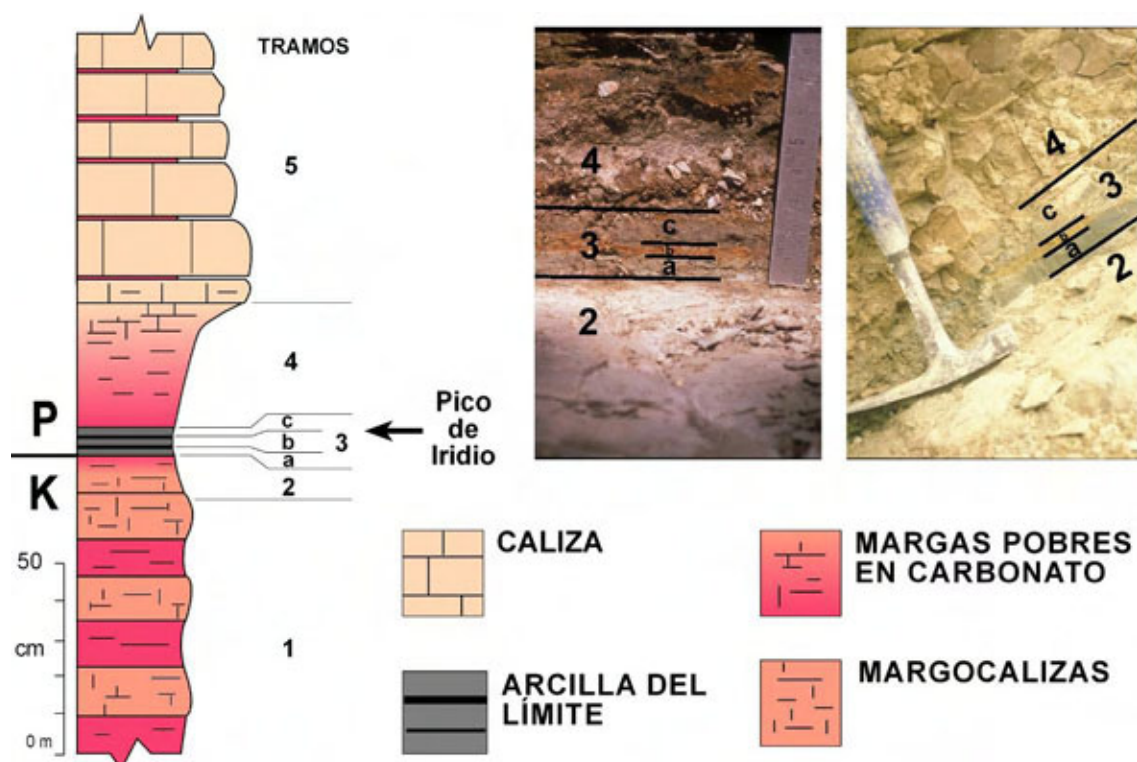


Figura 6.4.- Estratigrafía de detalle del intervalo del límite Cretácico-Paleógeno (C/Pg) en las secciones de cuenca profunda de la cuenca vasca (ver explicación en el texto). Las imágenes de la parte derecha representan una vista en detalle de la arcilla del límite en las secciones de Urrutxua y Bidart respectivamente, donde se observan los diferentes intervalos definidos en la sección tipo de límite C/Pg en la cuenca vasca.

Estudio del plancton calcáreo en el límite C/Pg

La distribución, abundancia y diversidad del plancton calcáreo están principalmente controladas por la temperatura, profundidad, luminosidad, concentración de nutrientes y/o salinidad de las aguas oceánicas y este es el motivo por lo que estos organismos son ideales para caracterizar cambios climáticos y oceanográficos. El plancton calcáreo es abundante en el medio marino por encima del nivel de compensación de carbonatos (CCD) y gracias a una sedimentación rápida y protegida preserva la composición de las comunidades de la zona fótica suprayacente.

Por consiguiente, los cambios en las asociaciones del plancton calcáreo reflejan, al menos en parte, la evolución paleodimática y paleoceanográfica del área de depósito. Estos microfósiles son una herramienta excepcional para analizar la respuesta de las comunidades planctónicas a los cambios climáticos, ya que el elevado número en que suelen estar presentes, permiten estudios cuantitativos de alta resolución, sin las limitaciones en la densidad de muestreo y número de especímenes que presentan otros grupos fósiles.

En particular, el registro fósil del plancton calcáreo en el intervalo del límite C/Pg de la sección de Zumaia es muy completo, proporcionando un ejemplo muy bueno de la respuesta de los organismos planctónicos a los eventos que se produjeron a lo largo de la crisis finicretácea. Del estudio de la distribución, diversidad y riqueza en la vertical del plancton calcáreo (foraminíferos planctónicos y nanofósiles calcáreos) en la sección del límite C/Pg de Zumaia, se pueden deducir los siguientes aspectos:

1) Los valores constantes y relativamente altos de diversidad y riqueza reconocidos para ambos grupos en el Maastrichtiense superior y final (intervalos 1 y 2 de la secuencia tipo) son indicadores de condiciones oceánicas estables y muestran que ambos grupos no estaban en declive a finales del Cretácico. Por lo tanto, no hay ningún indicio que prediga la brusca caída tanto en la riqueza absoluta como en la diversidad que experimentaron posteriormente.

2) Coincidiendo con la arcilla del límite C/Pg se registra un fuerte descenso tanto en la riqueza como en la diversidad de los nanofósiles calcáreos y foraminíferos planctónicos (del orden del 85% y 99% en la riqueza, y del 25 % y 54% en la diversidad específica respectivamente). Ambos hechos indican un deterioro marcado en las condiciones oceanográficas que solo pueden explicarse en relación a un acontecimiento muy rápido y de carácter extraordinario; en este caso la estrecha relación entre dichos acontecimientos con los depósitos que definen el impacto de un cuerpo meteorítico sobre el Golfo de México, establecerían una clara relación causa-efecto entre impacto meteorítico-deterioro de condiciones ambientales-extinciones.

3) Tras el episodio de extinción registrado en la arcilla del límite, las condiciones oceanográficas habrían sido muy distintas a la de los momentos previos. En efecto, en ambos grupos de plancton calcáreo se reconocen índices muy bajos de diversidad y riqueza, a la vez que en los nanofósiles se registran episodios de "bloom" en especies catalogables como "oportunistas", que previamente habían sido muy minoritarias (Fig. 6.5). Esta situación se encuadra claramente en el periodo de océano "*strangelove*", que definiría los momentos posteriores a una extinción en masa de primer orden como la del límite C/Pg, esencialmente caracterizado por una baja diversidad biológica y el predominio de especies generalistas y/o cosmopolitas, en un régimen de circulación oceánica anómalo dominado por condiciones eutróficas.

4) La aparición de nuevos linajes de foraminíferos planctónicos y nanofósiles calcáreos tras el evento de extinción se empieza a producir poco después, aunque constituye un proceso gradual y progresivo que se prolongó durante mucho tiempo. Ambos grupos no alcanzaron grados de diversidad y abundancia catalogables como "normales" hasta por lo menos el Daniense superior, es decir, hasta aproximadamente 3 millones de años después del límite y el evento de extinción asociado. Este largo periodo de recuperación sería equiparable al estimado para otras crisis de primer orden, tales como la del Ordovícico superior o la del Pérmico-Triásico, en las que el retorno a niveles normales en condiciones ambientales y diversidad biológica habría tenido una duración del orden de 5 millones de años.

Como colofón, es importante señalar que el Pirineo Vasco puede contribuir en un futuro próximo a desvelar aspectos todavía no resueltos en relación al límite Cretácico-Paleógeno. Entre ellos destaca el comportamiento de grupos tan significativos entre los de las plantas y los invertebrados marinos someros como las algas calcáreas, los foraminíferos bentónicos y los corales escleractínidos. El conocimiento sobre la evolución de estos grupos es todavía limitado, principalmente por la escasez y bajo grado de preservación de sucesiones de plataforma somera de esas edades y porque, además, no se dispone de un registro sedimentario y fosilífero completo de ellos en el tránsito C/Pg.

Estudios recientes llevados a cabo en las Sierras de Urbasa y Andia han demostrado que este sector del Pirineo Vasco reúne muy buenas condiciones y que, consecuentemente, podría revelarse como una importante fuente de información sobre la evolución de estos grupos y también sobre el influjo que tuvo en los ecosistemas marino-someros la crisis biológica del límite Cretácico-Paleógeno.

Momentos de calentamiento global extremo: El límite Paleoceno/Eoceno y otros eventos de hipertermalismo

Otro de esos momentos en los que se produjeron acontecimientos físicos y biológicos de primera magnitud en la historia de la Tierra, es el que separa las épocas del Paleoceno y Eoceno (P/E), hace aproximadamente 55 Ma. A nivel global coincide con un calentamiento climático muy brusco de alrededor de 8°C en la temperatura media de los océanos y la atmósfera, interpretado como resultado de una liberación masiva de metano (gas invernadero) desde los sedimentos marinos profundos. Este metano, que había permanecido helado en forma de hidrato de metano en el fondo marino, fue liberado tras un aumento inicial de las temperaturas de dichas aguas.

Según algunos investigadores, la causa principal de este calentamiento inicial pudo ser debida al incremento en la emisión de CO₂ producido por las coladas de basalto del Atlántico Norte durante la apertura del mismo. El metano liberado, una vez en la atmósfera, se oxidó convirtiéndose en dióxido de carbono y vapor de agua. Esto desencadenó un segundo y mayor aumento de CO₂ en la atmósfera que, debido al efecto invernadero, causó el brusco incremento en la temperatura de la Tierra.

La prueba del incremento de CO₂ por oxidación del metano, es un pico negativo en la concentración del isótopo del carbono 13 (d¹³C) registrada en los sedimentos del tránsito Paleoceno/Eoceno de todo el mundo, que se conoce con el acrónimo inglés CIE (Carbon Isotopic Excursion). Parte del dióxido de carbono liberado de la oxidación del metano se disolvió en las aguas de los océanos provocando la acidificación de las aguas, lo que ocasionó una disolución de parte de la calcita de dichos océanos.

Desde un punto de vista geológico este evento de calentamiento global fue muy rápido, casi instantáneo. El incremento en la temperatura se produjo aproximadamente en 10.000 años (10 ka), las altas temperaturas se mantuvieron otros 20 ka y la recuperación a valores similares a los del Paleoceno final se produjo en otros 60 ka. A pesar de que este evento de hipertermalismo apenas duró 100 ka, sus consecuencias en la evolución biológica fueron considerables.

Uno de los primeros cambios documentados fue la gran renovación que afectó a los mamíferos terrestres en Eurasia y Norteamérica, y que supuso el reemplazo de mamíferos antiguos por representantes de los grupos modernos.

Por lo que se refiere a la biota marina el intervalo del límite P/E también fue un periodo de grandes renovaciones, sobre todo en las asociaciones de foraminíferos bentónicos, con la extinción de los de aguas profundas y la renovación de las faunas de aguas someras. Las asociaciones de organismos planctónicos a pesar de no mostrar renovaciones tan drásticas como las de los grupos mencionados anteriormente, también sufrieron cambios importantes durante el tránsito del límite P/E. En los dinoflagelados, por ejemplo, se observa la dispersión global del género *Apectodinium* mientras que en los nannofósiles calcáreos se observa la presencia de una asociación característica de este intervalo en los materiales donde se registran los valores de d¹³C más negativos.

En conjunto, todos los eventos mencionados muestran que durante este tránsito se produjeron cambios drásticos en el clima y el régimen de circulación de los océanos que dieron como resultado importantes renovaciones tanto en las biotas marinas como terrestres. Es por esta razón por la que el tránsito entre el Paleoceno y el Eoceno ha sido considerado, durante mucho tiempo, como un periodo crítico en la historia de la Tierra.

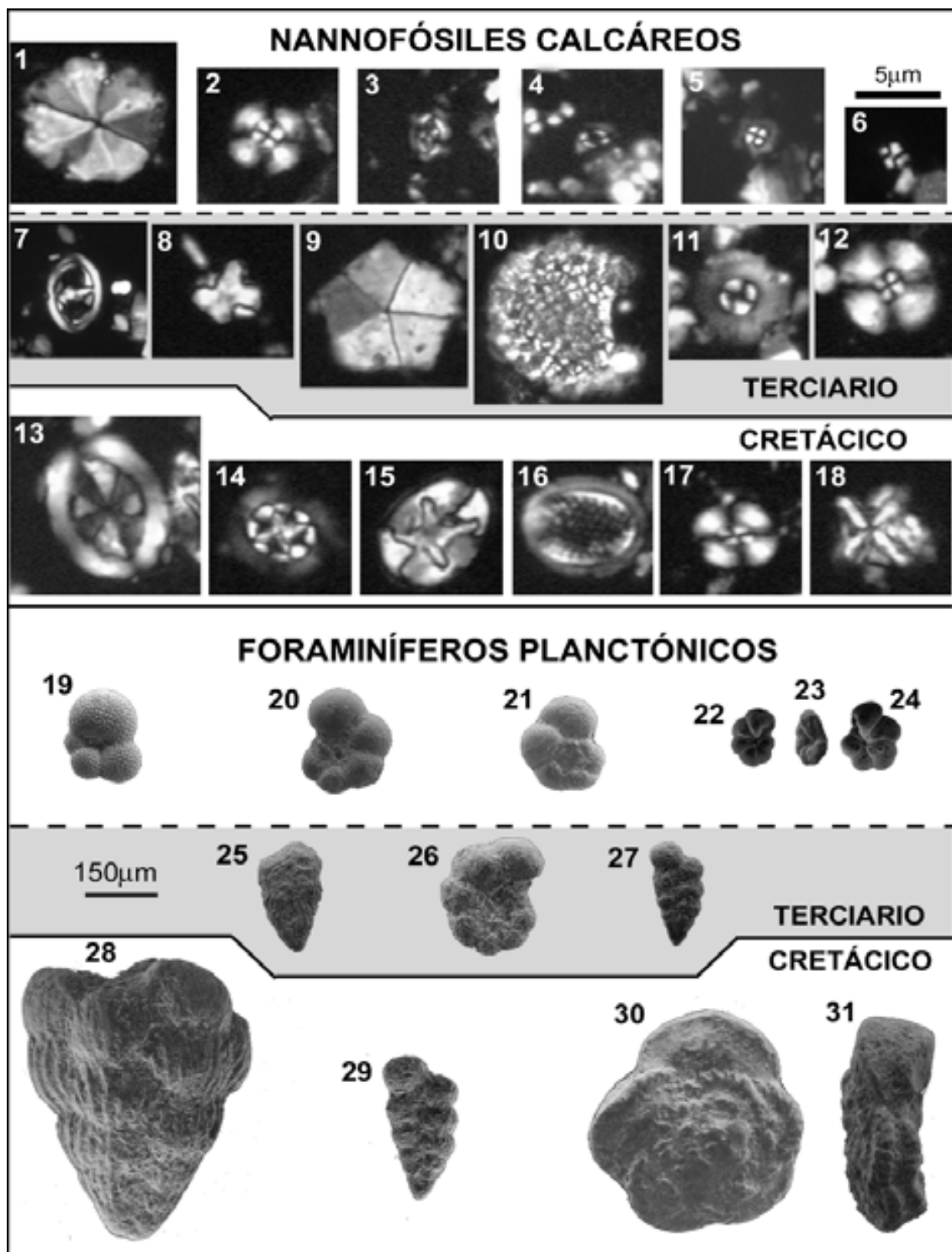


Figura 6.5.- Nannofósiles calcáreos y foraminíferos planctónicos del tránsito C/Pg de la Cuenca Vasca. 1) *Biantholithus sparsus*, 2) *Cyclagelosphaera alta*, 3) *Crucioplacolithus primus small*, 4) *Neobiscutum parvulum*, 5) *Prinsius dimorphosus*, 6) *Futyania petalosa*, 7) *Placozygus sigmoides*, 8) *Octolithus multplus*, 9) *Markalius inversus*, 10) *Cyclagelosphaera reinhardtii*, 11) *Braarudosphaera bigelowii*, 12) *Thoracosphaera operculata*, 13) *Arkhangelskiella cymbiformis*, 14) *Prediscosphaera cretacea*, 15) *Eiffellithus turreseiffelii*, 16) *Cribrosphaerella ehrenbergii*, 17) *Watznaueria banesae*, 18) *Micula concava*, 19) *Subbotina triloculinoides*, 20) *Parasubbotina pseudobulboides*, 21) *Globanomalina archaeocompressa*, 22-24) *Civisia euskalherriensis*, 25) *Pseudoguembelina costulata*, 26) *Globigerinelloides alvarezi*, 27) *Heterohelix globulosa*, 28) *Racemiguembelina fructuosa*, 29) *Heterohelix globulosa*, 30-31) *Abathomphalus mayaroensis*. En los nanofósiles calcáreos, en fondo gris aquellas especies catalogables como "oportunistas" características del momento posterior a la extinción en masa.

La definición formal del límite Paleoceno-Eoceno y su estratotipo:

El Paleoceno y el Eoceno se definieron originalmente con un criterio paleontológico, separar las formas de vida del Cenozoico antiguas "Paleo-cene" de las modernas "Eo-cene". Sin embargo, la evolución de cada grupo de organismos y por tanto el cambio de las formas antiguas a las modernas se produjo en diferentes momentos. Consecuentemente, dependiendo del grupo de organismos que se analizaba se utilizaban límites P/E que no eran contemporáneos. Es evidente que el uso de criterios no coincidentes para definir el mismo límite da lugar a una enorme confusión, incluso entre los especialistas. Para resolver esta situación, se creó en 1988 un grupo de trabajo internacional que tenía como objetivos principales la elección de un criterio para definir el límite P/E y seleccionar un nuevo estratotipo.

Tras varios años de investigaciones y acalorados debates, se eligió el inicio de la excursión negativa de carbono (CIE) originada por la liberación de grandes cantidades de metano a la atmósfera como criterio para definir el límite P/E. Poco después, se eligió el punto de referencia mundial para este límite, el estratotipo, que se encuentra situado en la sección de Dababiya, en Egipto. La sección de Zumaia, a pesar de contener uno de los registros mundiales más potentes y mejor conservados de lo acontecido en aquel intervalo de tiempo, quedó a unos pocos votos de convertirse en el estratotipo del P/E, tras haber llegado a la votación final como la mejor candidata.

El límite Paleoceno-Eoceno en el flysch Deba-Zumaia

El intervalo del límite P/E aflora de forma excepcional en el flysch Deba-Zumaia, razón por la que, en las últimas dos décadas, ha sido objeto de múltiples estudios por numerosos grupos de investigación. Los resultados obtenidos por dichos investigadores han confirmado que, en esta sección, han quedado registrados muchos de los eventos que caracterizan el límite P/E, como el pico negativo de $\delta^{13}\text{C}$, la extinción de los foraminíferos bentónicos de aguas profundas y la renovación del plancton calcáreo. Además, estos estudios han puesto en evidencia que, como ocurría con el límite C/Pg, esta sección cuenta con uno de los registros más completos y potentes del límite Paleoceno-Eoceno en contextos de cuenca profunda hemipelágica. Por todo ello, muchos de los investigadores especializados en el estudio de este límite propusieron la sección de Zumaia como estratotipo del límite P/E.

El intervalo del límite P/E aflora en la entrada a la playa de Itzurun, cerca de la escultura que se encuentra a mano derecha del final del camino peatonal que une el centro de la localidad con dicha playa (Fig. 6.6).

Estratigrafía de detalle del intervalo del límite P/E

La estratigrafía del intervalo del límite P/E de la sección de Zumaia, fue descrita capa a capa por los miembros del grupo de investigación del Paleógeno de la UPV/EHU. Los afloramientos pertenecientes al final del Paleoceno están compuestos, a grandes rasgos, por una alternancia de calizas, margocalizas y margas hemipelágicas, con intercalaciones turbidíticas de tamaño centimétrico.

La parte superior del Paleoceno está representada por una unidad de 0,8 m de espesor que, a pesar de estar compuesta casi en su totalidad por calizas hemipelágicas, incluye una turbidita de aproximadamente 10 cm. En corte fresco, debido a la presencia de glauconita, esta caliza presenta un color verdoso (Fig. 6.6). La caliza "verde" es un buen nivel de correlación, ya que puede reconocerse en otras secciones de la Cuenca Vasca. Sobre esta caliza "verde", se dispone un nivel margoso de unos 35-40 cm de espesor, donde se ha reconocido tanto la extinción de los foraminíferos bentónicos profundos como el comienzo de la excursión negativa de $\delta^{13}\text{C}$, por lo que el límite P/E de la sección de Zumaia, se ha situado en este nivel.

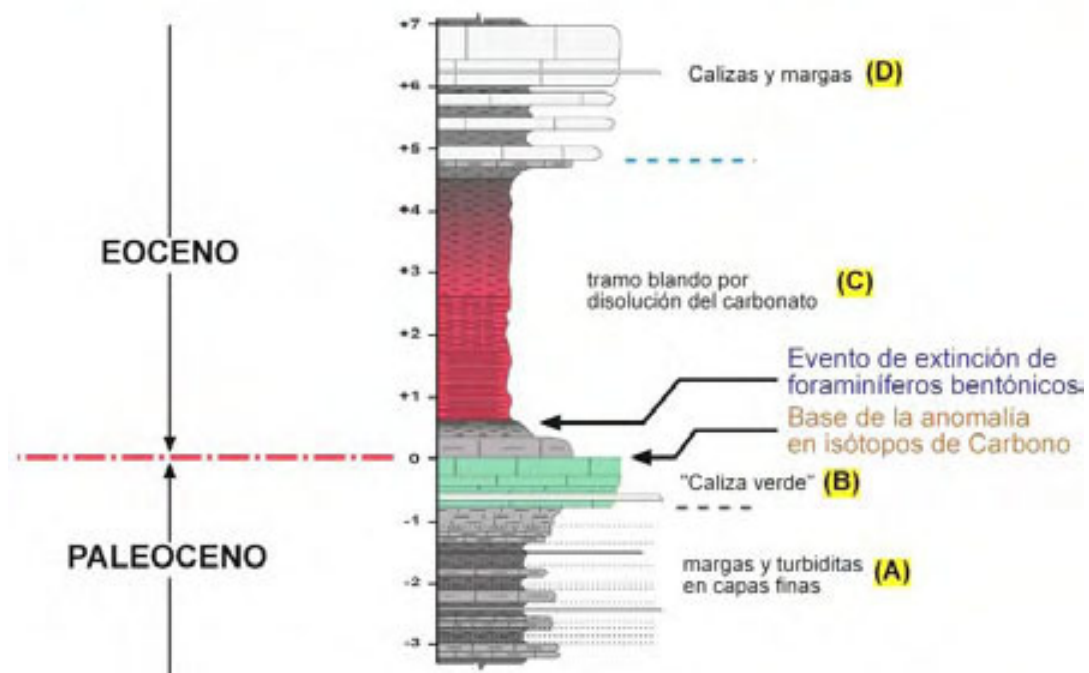
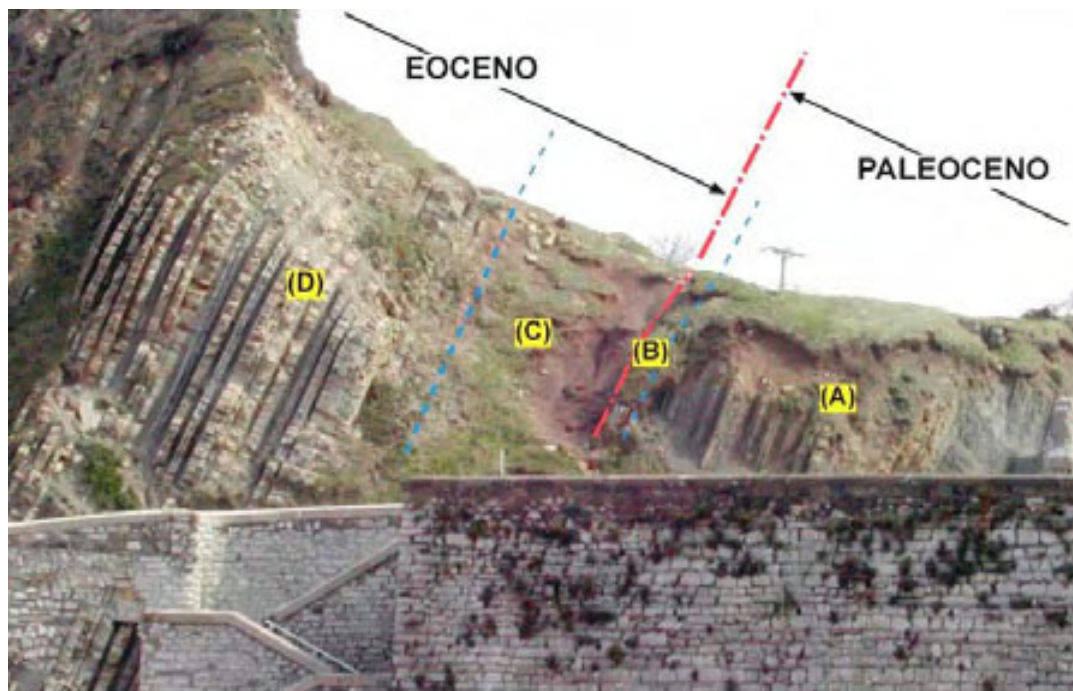


Figura 6.6.- Vista general y estratigrafía de detalle del tránsito Paleoceno/Eoceno en la sección de Zumaia.

Los estratos situados por encima del intervalo margoso con la anomalía isotópica y el evento de extinción de foraminíferos bentónicos pertenecen ya al Eoceno. El primer intervalo, de aproximadamente 4 m de espesor, corresponde casi exclusivamente por arcillas y lutitas, al que varios investigadores denominaron SU (unidad siliciclástica). La SU, en los primeros 1,4 m, carece de carbonato y por lo tanto no contiene plancton calcáreo. Por encima, los sedimentos se van haciendo paulatinamente más carbonatados, aumentando su contenido en plancton calcáreo. A continuación de la unidad siliciclástica, de forma progresiva, la sucesión vuelve a estar compuesta por una alternancia de margas y calizas. Los primeros 5 m por encima de la

SU están dominados por calizas hemipelágicas, observándose tan solo una intercalación turbidítica. Desplazándonos hacia arriba en la sección, la proporción de las margas aumenta y las turbiditas son más abundantes. La única zona del intervalo del tránsito P/E donde la roca no aflora claramente corresponde a la unidad siliciclástica, ya que por su naturaleza deleznable suele aparecer cubierta por un pequeño cono de derrubios.

El estudio del plancton calcáreo en el límite P/E

El análisis de la distribución, diversidad y riqueza del plancton calcáreo (foraminíferos planctónicos y nannofósiles calcáreos) en la sección del límite P/E de Zumaia, evidencia profundos cambios en las comunidades planctónicas durante este evento de hipertermalismo. Por un lado, se produce un aumento en la tasa de renovación de especies, es decir, el número de especies que se extinguen y surgen en este intervalo es mayor de lo normal. Así, a lo largo del intervalo del límite se produce la extinción de varias especies de nannofósiles calcáreos y foraminíferos planctónicos, como por ejemplo, *Scapholithus apertus*, varias especies del género *Fasciculithus* y *Globanomalina luxorensis* y la aparición de nuevas especies como *Rhomboaster bramlettei* "short arms" y *Acarinina wilcoxensis*. En el caso de los nannofósiles algunas de las especies que aparecen tan solo perduran durante el evento hipertermal y una vez transcurrido éste, desaparecen. Es el caso de *Discoaster anartios* y *Rhomboaster cuspis* "long arms" (Fig. 6.7). Este grupo de nannofósiles reciben el nombre de especies del límite P/E y se reconocen en todas las secciones de latitudes medias y bajas.

Además de la alta tasa de aparición y extinción, se observan variaciones en el grupo de especies que dominaban la asociación antes, durante y después del evento hipertermal. Estas variaciones de las asociaciones evidencian profundos cambios en las condiciones trópicas del medio a lo largo del intervalo del límite P/E, debido, probablemente, a la alteración de la circulación oceánica producida por el aumento de las temperaturas.

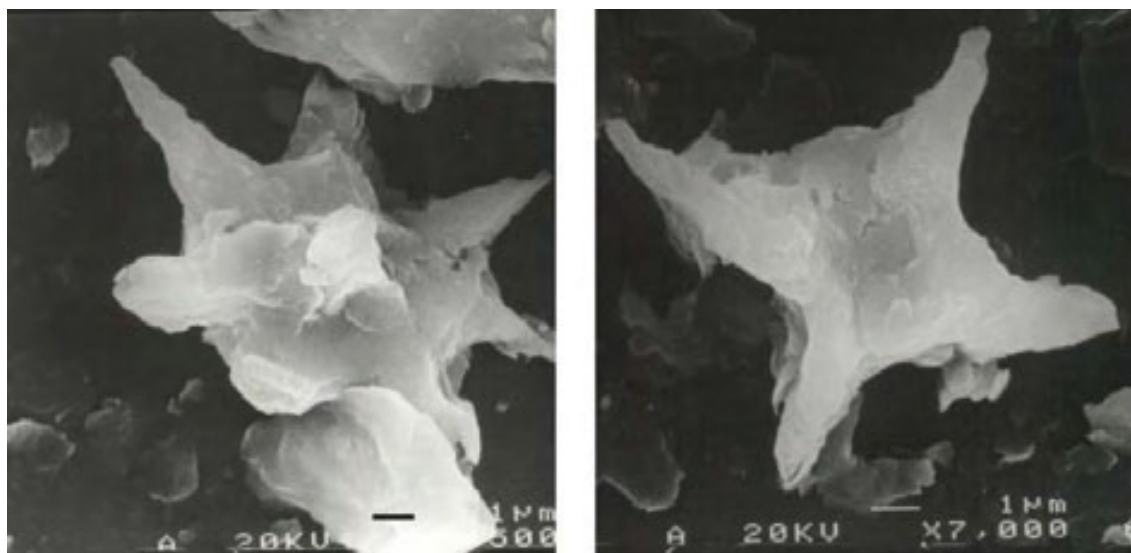


Figura 6.7.- Especies de nannofósiles calcáreos del límite P/E. Izquierda: *Discoaster anartios*. Derecha: *Rhomboaster cuspis* long arms.

Otros eventos de hipertermalismo

Estudios recientes en secciones marino profundas del Paleógeno inferior en el Pacífico Central y Atlántico Sur, han confirmado la existencia de varios niveles de disolución que presentan características geoquímicas y bióticas similares a las del máximo térmico del P/E, pero de menor magnitud. Estos niveles coinciden con eventos de disminución del $\delta^{13}\text{C}$ y

representan, como en el caso del PETM, máximos térmicos globales de corta duración. Estos eventos se conocen por los acrónimos ingleses MPBE, ELMO y X-event, y ocurrieron aproximadamente hace 58.4, 53.0 y 52.0 millones de años, respectivamente. El MPBE, el único de los tres que precede al evento hipertermal del P/E, se ha registrado también de forma excepcional en las rocas que afloran en la playa de Itzurun (Figura 6.9). El Paleoceno de Zumaia está compuesto por una alternancia rítmica de calizas y margas, en la cual el MPBE representa una brusca ruptura en la tendencia de incremento en el contenido de carbonato cálcico registrado desde el Selandiense medio hasta el Thanetiense inferior. Esta brusca caída en el contenido en carbonato cálcico define un prominente entrante en los acantilados (Fig. 6.9). Los estudios realizados en el intervalo del MPBE de Zumaia han determinado que este evento hipertermal fue probablemente debido, como en el caso del evento del P/E, a un incremento en el contenido de CO₂ en la atmósfera. Este incremento se produjo en aproximadamente 10.000 años y no se recuperaron los valores de CO₂ anteriores al evento hasta después de más de 50.000 años. Como consecuencia del incremento en las temperaturas se produjo un cambio significativo en las asociaciones tanto de microorganismos planctónicos como bentónicos marinos.

Las predicciones sobre los efectos del actual calentamiento global están principalmente basadas en modelos mixtos de circulación océano/atmósfera, cuya fiabilidad solo podrá comprobarse dentro de varias décadas. No obstante, el potencial predictivo de tales modelos puede mejorarse sensiblemente mediante el análisis del comportamiento del sistema en eventos de calentamiento global precedentes, tales como el máximo térmico del límite P/E y el MPBE que se han registrado en el flysch entre Deba y Zumaia. Por lo tanto, la velocidad de cambio evolutivo de los microorganismos marinos observada en los eventos hipertermales del Paleógeno inferior de Zumaia, puede ser de gran utilidad para la estimación del ritmo de extinción que se producirá a lo largo del presente siglo, si se continúa con la emisión de carbono en los niveles actuales.

Límites Daniense-Selandiense y Selandiense-Thanetiense: Los estratotipos de la sección de Zumaia

La Comisión Internacional de Estratigrafía (ICS) en primera instancia, y finalmente la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS), han ratificado recientemente el acuerdo adoptado por el Grupo de Trabajo del Paleoceno, según el cual la sección de Zumaia ha sido seleccionada como el lugar de referencia mundial para los límites internos del periodo Paleoceno. El primero de ellos –el límite Daniense/Selandiense– se ha hecho coincidir con una importante caída del nivel del mar y un cambio oceanográfico bastante brusco registrados en diversas zonas del Mediterráneo y el Atlántico, mientras que el segundo –el límite Selandiense/Thanetiense– sería coetáneo con una inversión del campo magnético terrestre y un evento oceanográfico global cuyo origen es todavía objeto de discusión.

El límite Daniense/Selandiense (Da/Se)

El estratotipo del límite entre los pisos Daniense y Selandiense se localiza en el extremo Suroeste del acantilado de la playa de Itzurun en Zumaia (Fig. 6.8). Es muy fácilmente reconocible, ya que en esta sección dicho límite viene marcado por un cambio litológico muy abrupto que separa un conjunto de rocas compuestas mayoritariamente por calizas de otro en el que la litología predominante son las margas. El primero corresponde a la parte alta de la Formación calizas de Aitzgorri, que en su conjunto está compuesto por una alternancia regular de calizas, margocalizas y margas donde dominan las calizas, mientras que el segundo corresponde a la parte baja de la Formación Itzurun, donde la proporción de las tres litologías mencionadas varía considerablemente, aunque en su parte más baja dominan las margas (Fig. 6.8).



Estratigrafía del estratotipo (sección de referencia mundial) del límite Daniense/Selandiense

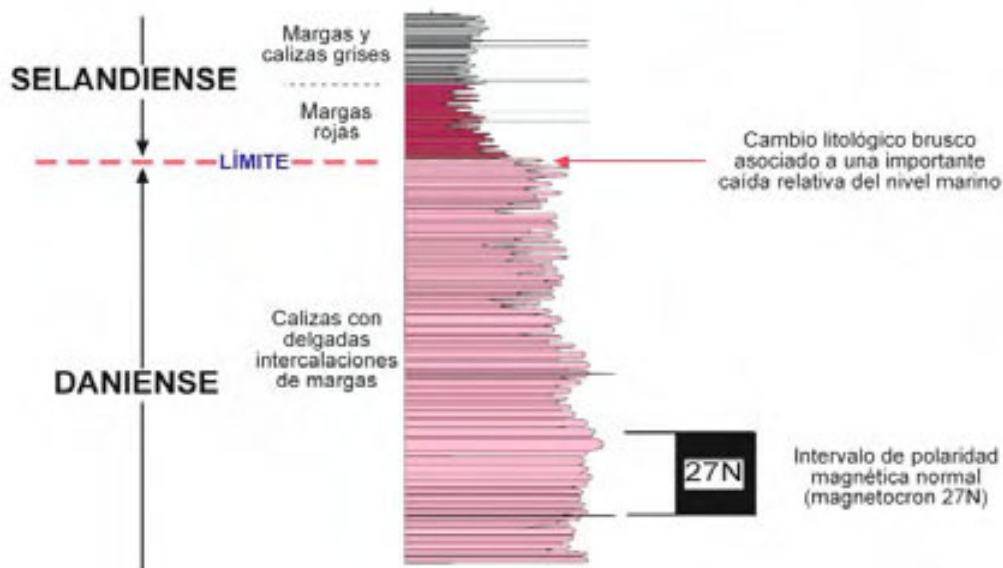


Figura 6.8.- Vista general y estratigrafía de detalle del tránsito Daniense/Selandiense en la sección de Zumaia.

Estudios estratigráficos y paleontológicos de detalle llevados a cabo en rocas de esta edad de diferentes contextos de sedimentación (continente, plataforma, talud, base de talud), nos muestran que el cambio litológico registrado en materiales de cuenca profunda y utilizado para situar el límite entre el Daniense y el Selandiense, es equivalente a una importante superficie erosiva en el contexto de sedimentación litoral. Según dichos estudios, tal superficie erosiva se originó debido a un descenso del nivel del mar cercano a los 100 m en magnitud. Este prominente descenso del nivel marino dejó expuestas grandes áreas, en las que habitaban gran cantidad de organismos marinos de aguas someras como algas, corales etc., que poco a poco fueron erosionándose.

El nivel del mar no recuperó los niveles precedentes al descenso hasta más de 2 millones de años después, ya en el Thanetiense. Como resultado, durante todo ese periodo de tiempo, que comprende todo el Selandiense y parte del Thanetiense, en las zonas litorales de la cuenca Pirenaica dominó la erosión no quedando apenas registro sedimentario del Selandiense.

El descenso del nivel del mar del límite Daniense-Selandiense también se ha registrado de forma similar en otras cuencas sedimentarias contemporáneas. Destaca entre ellas los bordes litorales del mar del Norte, donde el límite Da/Se, de igual forma que en Zumaia, está caracterizado por un cambio litológico importante relacionado con el descenso del nivel marino y un importante incremento en los aportes de material siliciclástico a las zonas marinas profundas.

Como consecuencia de la caída del nivel del mar del límite Daniense-Selandiense se produjeron cambios importantes en la dinámica de los océanos que han quedado reflejados en las rocas del tránsito del Da/Se del flysch de Zumaia como un cambio en las asociaciones del plancton calcáreo, tanto en su diversidad de especies como en la abundancia de las mismas.

El límite Selandiense/Thanetiense (Se/Th)

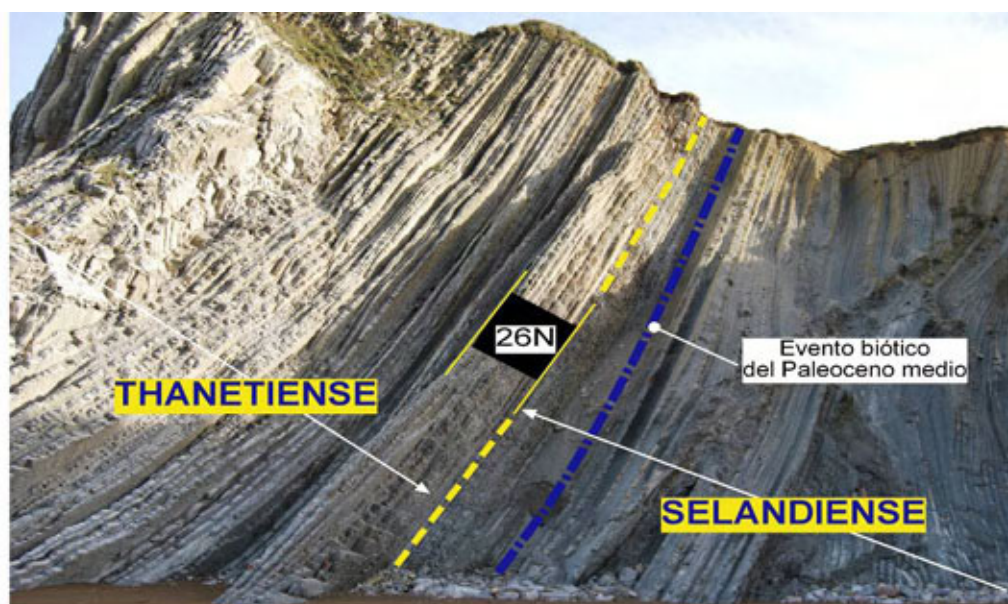
El estratotipo del límite entre los pisos Selandiense y Thanetiense también se sitúa en los acantilados de la playa de Itzurun de Zumaia, a escasos 30 metros al Noreste del límite Da/Se. El intervalo del límite Se/Th, en su conjunto, se compone por una alternancia bastante regular de calizas, margocalizas y margas con algunas intercalaciones turbidíticas finas. En general, el contenido en carbonato cálcico aumenta de forma progresiva según nos desplazamos de las rocas más antiguas a las más modernas (Fig. 6.9).

La localización exacta del límite Se/Th no es tan evidente como la del límite Da/Se, al no estar marcado por un cambio litológico brusco que permita detectarlo a simple vista. En contraste, este límite se dispone coincidiendo con una inversión del campo magnético terrestre, que tan solo puede reconocerse mediante el análisis de las rocas en el laboratorio utilizando un magnetómetro criogénico.

Aunque todavía se desconocen las causas, se sabe que el campo magnético de la Tierra cambia periódicamente de polaridad, es decir el polo magnético norte se convierte en el polo magnético Sur y viceversa. Todos los cambios de polaridad magnética han quedado recogidos en el registro geológico, ya que los minerales de algunas rocas se orientan, mientras se están formando, según el campo magnético existente en ese momento. El estudio magnetoestratigráfico de dichas rocas ha permitido establecer una escala temporal para las inversiones de polaridad, donde se marcan los periodos de *polaridad normal* –momentos en el que el campo magnético era como el actual– y los periodos de *polaridad inversa* –momentos en que el campo magnético era el inverso al actual.

Las inversiones magnéticas son eventos geológicamente instantáneos que quedan registrados en los sedimentos de todo el mundo independientemente de su contexto de sedimentación. Por esta razón, son una herramienta eficaz para la correlación entre rocas que se encuentran muy distantes o incluso en diferentes continentes y por lo tanto son eventos adecuados para marcar los límites entre edades geológicas.

El cambio en la polaridad magnética que marca el límite Se/Th corresponde a la inversión entre el cron 26 inverso (C26r) y el cron 26 normal (C26n). Se encuentra a escasos 2,5 m por encima del evento hipergeotérmico MPBE, que también es un evento de carácter global que puede ser válido para aproximarse al límite Se/Th.



Estratigrafía del estratotipo (sección de referencia mundial) del límite Selandiense/Thanetiense

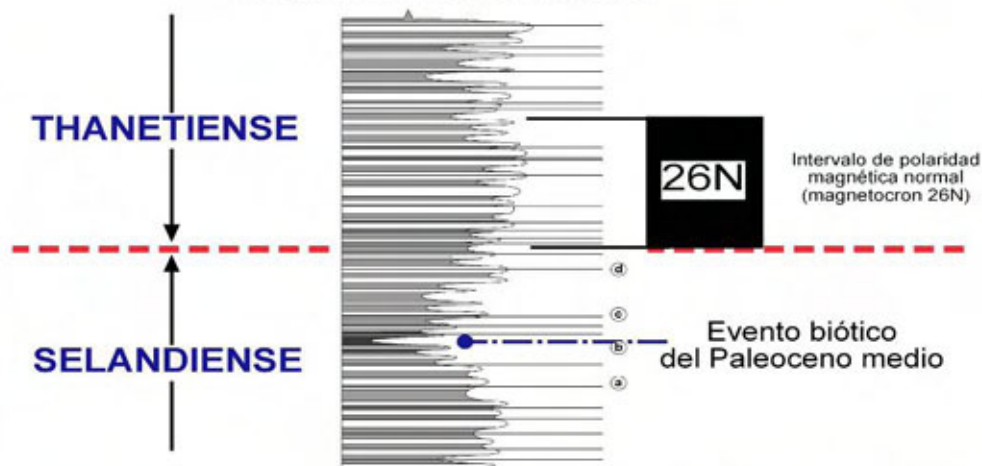


Figura 6.9.- Vista general y estratigrafía de detalle del tránsito Selandiense/Thanetiense en la sección de Zumaia. Abajo, vista de detalle del intervalo del MPBE mostrando los principales niveles litológicos (la escala representa 2 metros).

Ciclos climáticos: ciclos de Milankovitch

En coincidencia o no con límites de edades geológicas, el flysch entre Deba y Zumaia contiene un registro variado de otros muchos sucesos acaecidos en el pasado. Entre ellos, destacarían los cambios climáticos asociados a los denominados ciclos de Milankovitch, que estarían producidos por variaciones cíclicas en la tasa de insolación que recibe la Tierra, como consecuencia de cambios en la dirección del eje de rotación terrestre (ciclos de precesión, de unos 20.000 años de duración), cambios en la inclinación de dicho eje de rotación terrestre (ciclos de oblicuidad, con una media de 40.000 años de duración) y cambios en la trayectoria de traslación de la Tierra alrededor del Sol (ciclos de excentricidad, de aproximadamente 100.000 y 400.000 años). Los tres tipos de ciclos de Milankovitch se combinan produciendo variaciones complejas en la tasa de insolación que reciben las diferentes áreas situadas a diferentes latitudes en diferentes épocas del año. A consecuencia de la diferente tasa de insolación producida por cada uno de los ciclos o la combinación de todos ellos, se producen cambios climáticos que pueden ser de diferente naturaleza y magnitud dependiendo de la latitud en la que nos encontremos. En la actualidad se sabe, por ejemplo, que existe una correlación entre los ciclos glaciares e interglaciares del Cuaternario y los ciclos de Milankovitch.

Precesión

En ciclos de alrededor de 20.000 años, el eje de rotación de la Tierra cambia de dirección describiendo una figura cónica alrededor de una recta perpendicular al plano de traslación de la Tierra alrededor del Sol. La precesión de la Tierra sería por lo tanto análoga al bamboleo que describe una peonza. Debido a la precesión cambia la fecha en la que la Tierra está en el afelio y perihelio (punto en el que la Tierra se encuentra más alejada o más cercana al Sol respectivamente) y por lo tanto la época del año en la que la Tierra está más cerca o más lejos del Sol. En la actualidad la Tierra está en el perihelio en Enero y en el afelio en Julio, al contrario que hace 10.000 años (Fig. 6.10).

Oblicuidad

La inclinación del eje de rotación de la Tierra varía entre 21,5º y 24,5º con una periodicidad de aproximadamente 40.000 años. Cuando los valores son bajos la diferencia de insolación entre las estaciones en verano e invierno es baja y aumenta a medida que la inclinación es mayor (Fig. 6.10).

Excentricidad

La órbita de traslación de la Tierra alrededor del Sol varía en periodicidades de 100.000 y 400.000 años, pasando de una órbita casi circular a una más elíptica. Debido a que la órbita de la Tierra siempre tiene un grado de excentricidad, la energía solar incidente en una época del año es menor que en otra. Cuando la excentricidad es máxima la diferencia de energía solar incidente entre el perihelio y el afelio es máxima. Por lo tanto, dependiendo en que época del año la Tierra se sitúe en el afelio y el perihelio la excentricidad provoca el incremento del contraste verano-invierno en un hemisferio y la reducción de ese contraste en el otro. Por ejemplo, en la actualidad la Tierra alcanza el perihelio el 3 de Enero y el afelio el 4 de Julio, fechas muy cercanas a los solsticios de invierno y de verano del hemisferio Norte, respectivamente. La menor distancia al Sol en el solsticio de verano y la mayor en el solsticio de invierno amortiguan el frío invernal y suavizan el calor estival en el hemisferio Norte. Por el contrario, en el hemisferio Sur las diferencias de temperatura entre invierno y verano se acentúan (Fig. 6.10).

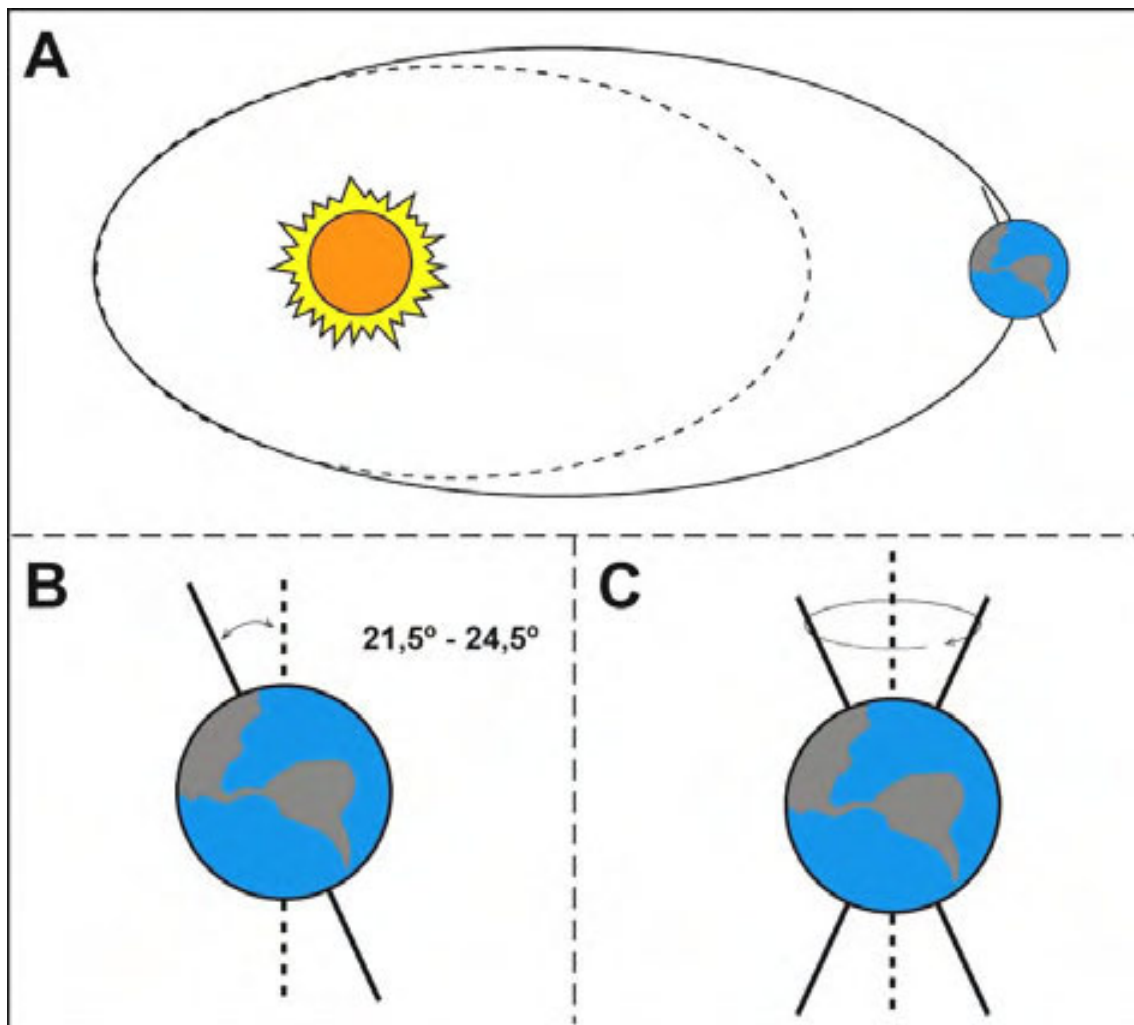


Figura 6.10.- Esquemas de los tres tipos de ciclos de Milankovitch. (A) Excentricidad: variación en la órbita de traslación de la Tierra alrededor del Sol. (B) Oblicuidad: Cambio de la inclinación del eje de rotación de la Tierra y (C) Precesión: Cambio de la dirección de buceo del eje de rotación de la Tierra.

De los 3 tipos de ciclos descritos los más fáciles de observar en las rocas del flysch son los ciclos de precesión (20.000 años) y los ciclos de excentricidad corta (100.000 años). Los primeros se expresan como una alternancia regular entre capas de caliza y margas cuyos espesores fluctúan entre 15 y 40 cm (Fig. 6. 11). Por su parte, los segundos se expresan en las rocas como una alternancia de intervalos de 1 a 5 m de espesor, en los que de forma consecutiva se observa el predominio de capas de margas o de caliza (Fig. 6.11). En el intervalo del flysch entre Deba y Zumaia ambos tipos de ciclicidades están muy bien registrados en las series calcáreas del Maastrichtiense y Paleoceno, que se reconocen entre Pikote Azpia y la Playa de Itzurun.

El registro de los ciclos de precesión y excentricidad en la sección de Zumaia nos ha permitido conocer la duración de los diferentes eventos acaecidos durante el Cretácico superior y Paleoceno, así como el tiempo transcurrido entre unos y otros. En Zumaia, por ejemplo, cada par caliza-marga representa aproximadamente 20.000 años y por lo tanto sumando el número de pares que hay se puede determinar el tiempo que ha transcurrido de un evento a otro.

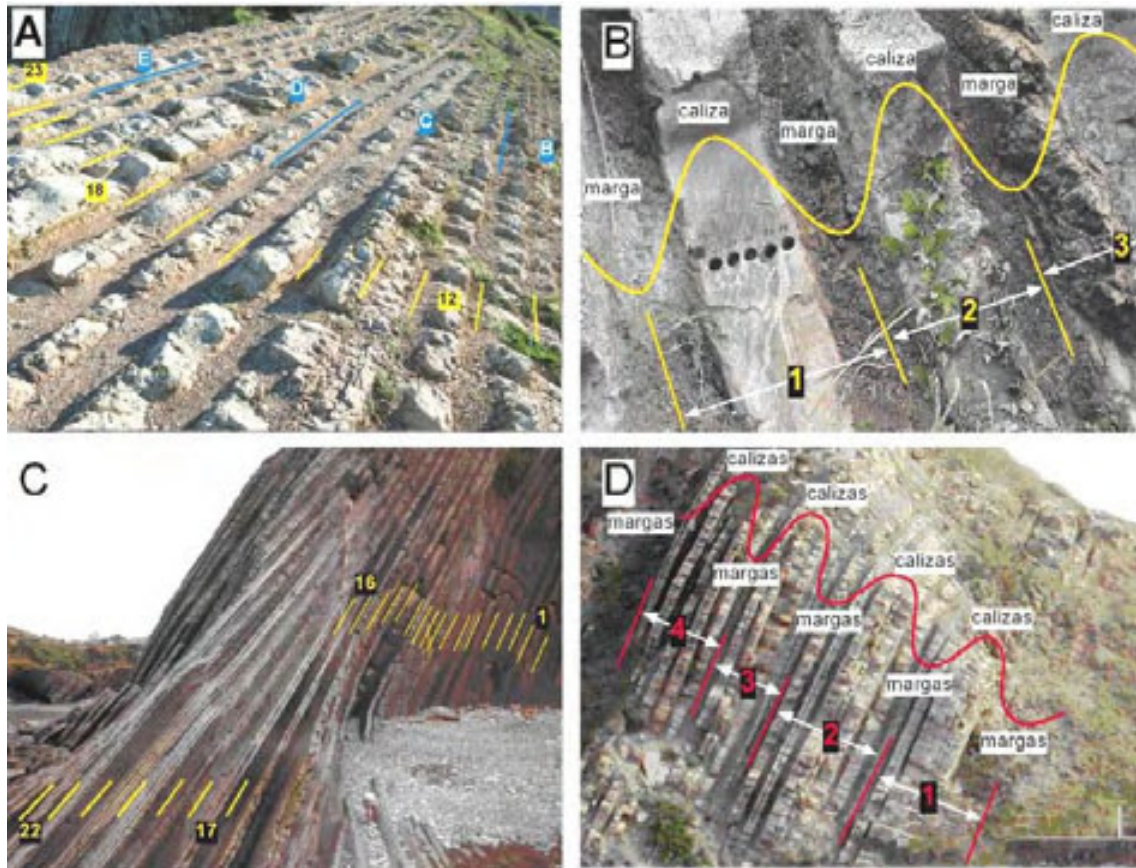


Figura 6.11.- A: Ejemplo de ciclos de precesión (12 a 23, cada uno representativo de 20.000 años) y excentricidad (B a E, cada uno de 100.000 años) identificados en el Daniense superior de Zumaia. B: Imagen de ciclos de precesión (1 a 3, cada uno representativo de 20.000 años), definidos por pares de marga y caliza. C: Vista de 22 ciclos de precesión identificados en la sucesión del Maastrichtiense de Zumaia. En conjunto definen un intervalo de tiempo de aproximadamente 440.000 años. D: Ejemplo de ciclos de excentricidad (1 a 4, cada uno de 100.000 años) identificados en el Eoceno inferior de Zumaia.

De ese modo se ha determinado, por ejemplo, que las rocas del Daniense se depositaron durante aproximadamente 4,8 millones de años y que desde la extinción del límite C/Pg hasta el evento hipertermal del P/E transcurrieron unos 10 millones de años. Recientemente, combinando el registro de varias secciones de todo el mundo, entre ellas la de Zumaia, se ha podido calibrar a partir de los ciclos de Milankovitch, la escala del tiempo geológico desde el Holoceno hasta el límite C/Pg.

Actualmente, varios equipos de investigación de todo el mundo estudian intensamente la cicloestratigrafía del Cretácico superior, con el fin de completar paulatinamente la calibración cronológica de la escala del tiempo geológico. Muchos de estos equipos han iniciado sus trabajos de investigación cicloestratigráfica en el flysch entre Deba y Zumaia, ya que aquí se preserva uno de los registros más completos del Cretácico superior. En los próximos años los resultados de dichos estudios aportarán un valor adicional a los acantilados del biotopo Deba-Zumaia, convirtiéndolos, si ya no lo son, en uno de los afloramientos más valiosos del mundo desde un punto de vista geológico.



CAPÍTULO 7

La formación de los Pirineos y las estructuras tectónicas del flysch

***La deriva de los continentes
y la tectónica de placas***

La formación de los Pirineos

Estructuras tectónicas en la sucesión flysch

Pliegues

Fallas

Diaclasas

La formación de los Pirineos y las estructuras tectónicas del flysch

Un aspecto muy interesante y llamativo de los estratos que definen el flysch es su disposición y las estructuras tectónicas que los afectan. Como ya se ha indicado en capítulos previos, la sucesión sedimentaria del flysch se depositó en fondos marinos profundos que, a gran escala, presentaban una morfología general plana, hecho principalmente evidenciado por la gran continuidad y regularidad de espesores que presentan los estratos en cualquier punto que los observemos. No obstante, esa no es la disposición actual de la sucesión de estratos, que a lo largo de la banda de afloramientos litorales aparece inclinada entre 30 y 60° hacia el norte y noreste. Ello indica claramente que tras su formación el flysch fue afectado por movimientos tectónicos que, por un lado, habrían provocado su emersión desde los fondos marinos y, por otro, su inclinación, plegamiento y fracturación. Estos no son rasgos exclusivos del flysch. En efecto, fallas, pliegues y, a mayor escala, cordilleras de plegamiento son elementos comunes en toda la superficie de la Tierra, situación que evidencia que nuestro planeta ha sido muy dinámico a lo largo de los tiempos geológicos. Pruebas actuales de ese dinamismo son los frecuentes terremotos que se registran en muchos puntos del planeta como, por ejemplo, Japón, Chile, Turquía, la isla de Sicilia o California, en la mayoría de los casos en estrecha relación con fallas (fracturas) que desplazan o rompen carreteras, puentes, viviendas y tendidos eléctricos. Las estructuras tectónicas que afectan al flysch habrían sido generadas por procesos similares, pero es importante señalar que se habrían producido en la antigüedad, varios millones de años antes que la actualidad. En este capítulo se analizan los caracteres de dichas estructuras y sus diferentes tipologías, aunque para una mejor comprensión, inicialmente se van a evaluar brevemente los caracteres de la superficie de nuestro planeta y la manera en que se comporta, dando lugar a la creación de cuencas de sedimentación que posteriormente se cierran, levantan y destruyen de diferentes maneras. Bajo esa perspectiva, toma especial interés la formación de los Pirineos, cordillera de plegamiento generada entre Iberia y Europa cuya evolución ha estado estrechamente ligada a la formación y posterior deformación tectónica del flysch.

La deriva de los continentes y la tectónica de placas

A comienzos del siglo XX se pensaba que las montañas que definen la superficie de la Tierra eran resultado de la contracción del planeta por el enfriamiento progresivo que habría ido experimentando desde su formación, hace aproximadamente 4.500 millones de años. A medida que el núcleo del planeta se fuera enfriando, este se contraería y perdería volumen, procesos frente a los que la corteza (la capa más superficial fría y rígida) se debería ir adaptando mediante la génesis de cinturones de pliegues que, a modo de grandes arrugas, se alineaban definiendo las principales cordilleras de montañas que se reconocen a lo largo del planeta.

A partir de mediados del siglo XX tal concepción simplista sobre el origen de las montañas y cordilleras fue cambiando de forma progresiva, principalmente como resultado del avance en la cartografía de la superficie del planeta y los fondos oceánicos, los estudios de sismología y volcanología, y las correlaciones de procesos y el registro de sedimentos entre unos continentes y otros. Los geólogos saben ahora que la superficie del planeta es mucho más dinámica de lo que se sospechaba inicialmente, ya que está formada por “placas” que se desplazan lateralmente y que se pueden relacionar entre sí de maneras muy diversas (Fig. 7.1).

Los orígenes de la nueva concepción del planeta están en los trabajos que desarrolló Alfred Wegener, geofísico alemán que en 1915 publicó el libro *El origen de los continentes y océanos*. En esta obra pionera sentó las bases de la denominada “deriva de los continentes”, proceso por el que se explicaba que continentes como África y Suramérica habrían estado originalmente unidos, y que posteriormente se habrían separado y desplazado en direcciones opuestas. El resto de masas continentales también habría experimentado comportamientos similares y las claves para entenderlos se vislumbraron en décadas posteriores mediante el descubrimiento de las dorsales oceánicas, cordilleras submarinas donde se crea corteza, y las fosas y prismas tectónicos, lugares donde, por el contrario, la corteza del planeta se destruye.

Como resultado de los sucesivos descubrimientos, en la década de 1960, un grupo internacional de geólogos formuló la *Teoría de la Tectónica de Placas*, la cual postula que la litosfera, capa de la Tierra que comprende la corteza terrestre y la parte más superficial del manto, está constituida por un conjunto de placas tectónicas que se desplazan lateralmente entre sí, a la vez que presentan bordes donde se crean o destruyen. Las placas litosféricas, que presentan espesores que fluctúan entre 100 y 250 km, están formadas en la mayoría de los casos por masas continentales emergidas de naturaleza granítica (la denominada corteza continental) y, rodeando a las primeras, zonas sumergidas con corteza esencialmente volcánica (la denominada corteza oceánica), aunque se dan casos de placas únicamente formadas por corteza oceánica (por ejemplo, las placas Pacífica, de Nazca o de Nova Scotia).

Las cordilleras montañosas se formarían en los límites entre las placas litosféricas, como resultado de la confluencia y choque de al menos dos de ellas. Estos bordes de placa son los que se conocen en la literatura geológica como márgenes de placa *convergentes*.

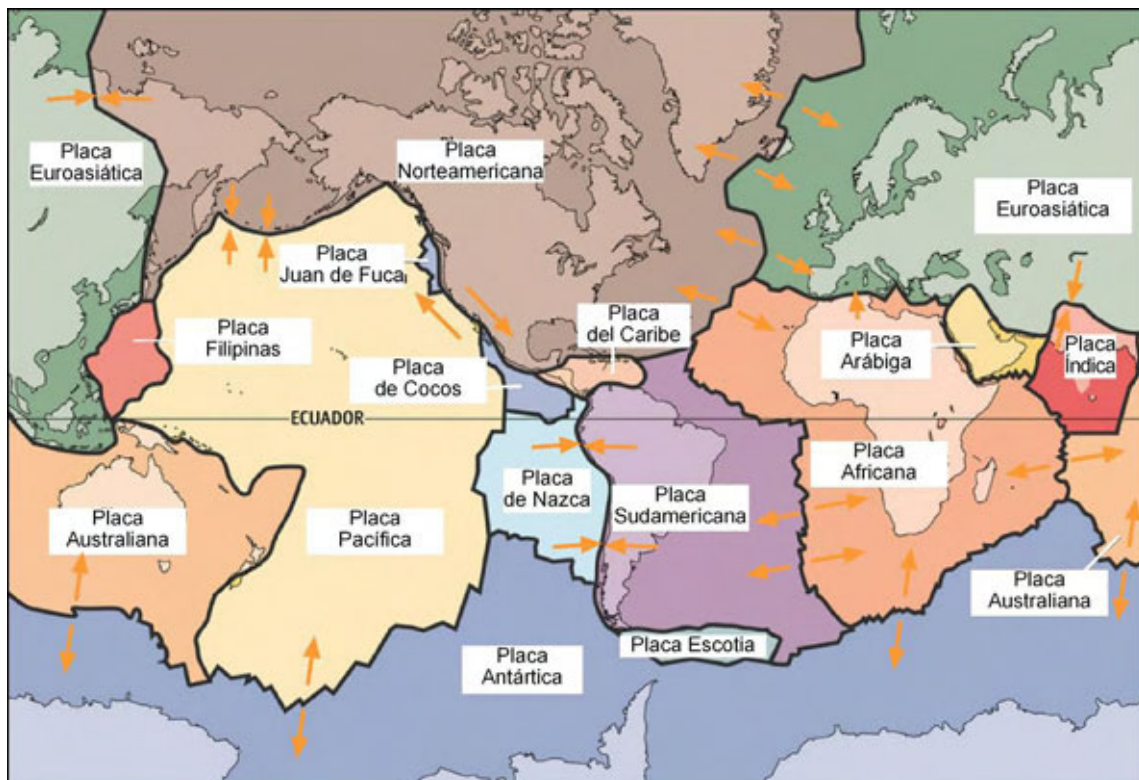


Figura 7.1.- La corteza terrestre se encuentra fragmentada en 15 placas litosféricas. Estas pueden contener tanto corteza oceánica como continental. Estas placas tienden a alejarse y acercarse entre sí. Modificado de Teixel, (2000).

Puesto que el volumen y la superficie de la Tierra han sido aproximadamente constantes, si hay zonas donde las placas chocan, debe haber otras áreas donde se separen. Estas últimas son los denominados límites de placa *divergentes*, los cuales se sitúan mayoritariamente a lo largo de las cadenas de montañas submarinas conocidas como dorsales medio-oceánicas. Existe un tercer tipo de zona de contacto entre placas, el denominado límite de placa *transformante*, a lo largo del cual una placa litosférica se desplaza lateralmente con respecto a la otra, sin que se cree o destruya corteza continental u oceánica de forma significativa.

La formación de los Pirineos

A lo largo de la historia del planeta las placas litosféricas han cambiado de comportamiento muchas veces, de manera que en algunos momentos se han separado definiendo una zona de márgenes divergentes, para posteriormente pasara converger y dar, por colisión posterior, una cadena de montañas. Esta situación concreta es la que dio lugar a la formación de los Pirineos. Esta es una cadena de montañas relativamente joven, que se ha formado entre Europa y la península Ibérica hace aproximadamente entre 40 y 10 millones de años. A pesar de que actualmente forma parte de la placa Euroasiática, durante el Cretácico la Península Ibérica constituyó una “microplaca” diferenciada, que se comportó como un pequeño retazo continental entre las dos placas mayores de África y Eurasia.

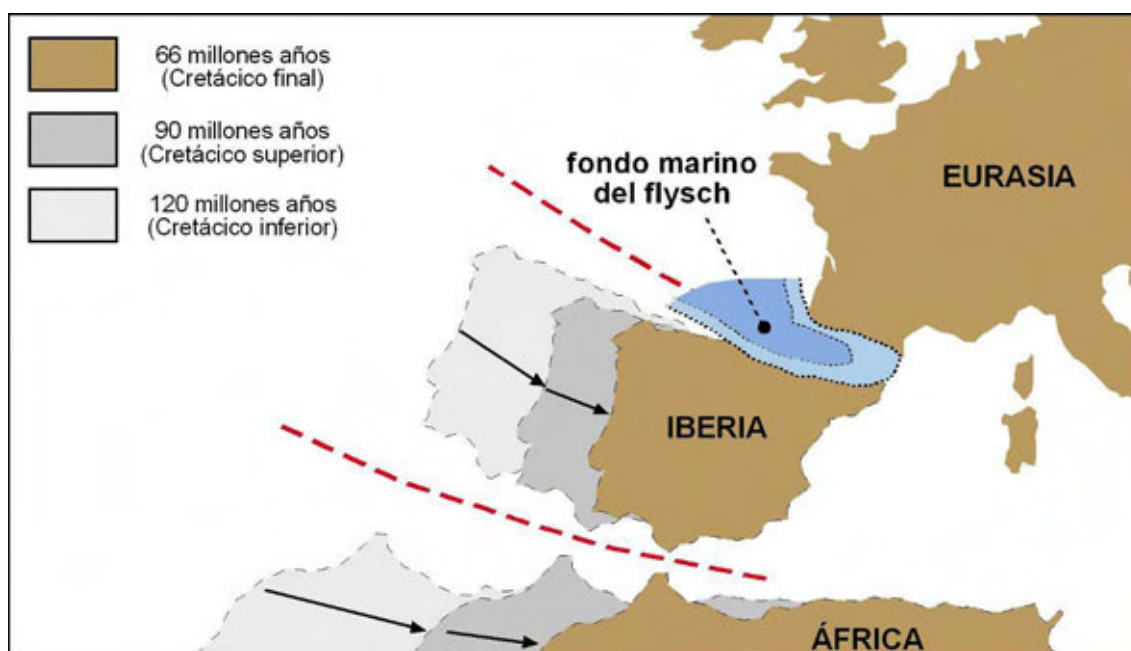


Figura 7.2.- Evolución paleogeográfica de la microplaca Ibérica respecto a las placas de Eurasia y África a lo largo del Cretácico (de 120 a 80 millones de años).

En el Cretácico inferior, hace unos 120 millones de años, la microplaca Ibérica y África se situaban más al oeste que en la actualidad con respecto a Eurasia y, a partir de ese momento, fueron desplazándose progresivamente hacia el este, hasta alcanzar una posición longitudinal similar a la actual a finales del Cretácico (Fig. 7-2). Este desplazamiento hacia el este fue en gran parte producto de la apertura y expansión del océano Atlántico, a partir de una impresionante dorsal mediooceánica que discurre de norte a sur desde las proximidades de océano Ártico hasta cerca de la Antártida (Fig. 7.1).

Ya durante el Eoceno, hace aproximadamente 40-45 millones de años, el movimiento relativo entre las placas registró un nuevo cambio. En efecto, África comenzó a moverse hacia el norte, hacia Eurasia, atrapando en medio a la microplaca Ibérica y provocando que sus bordes meridional y septentrional de esta pequeña placa se comprimieran considerablemente, dando finalmente lugar a las cadenas montañosas de las Béticas, al sur, y los Pirineos, al norte.

Durante el Cretácico y el comienzo del Paleógeno, antes de iniciarse propiamente la fase de colisión principal, los Pirineos conformaban un amplio brazo de mar que se abría hacia el antiguo Golfo de Bizkaia (Fig. 2; ver también Fig. 3.1). En la zona central más profunda de este brazo de mar se depositaron las sucesiones flysch que hoy reconocemos entre Deba y Zumaia, a profundidades que generalmente superaban los 1.000 metros (Fig. 7.2). Dicha situación se mantuvo con pequeñas variaciones hasta aproximadamente el Eoceno medio, cuando el cambio al régimen convergente provocó que el fondo de cuenca del flysch comenzara a deformarse, primero con pliegues y a continuación con pliegues y fallas. El avance del proceso llevó aparejado la elevación progresiva de la acumulación sedimentaria que se estaba deformando, de manera que a comienzo del Oligoceno emergió definitivamente sobre el mar (Fig. 7.3).

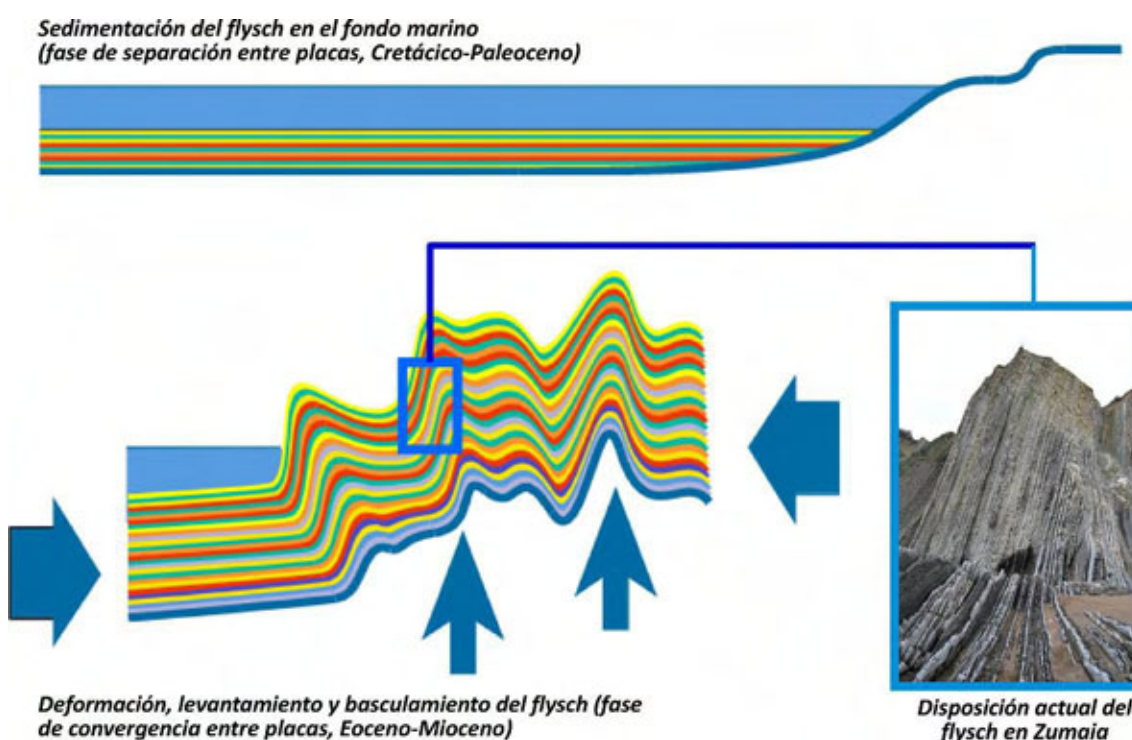


Figura 7.3.- Sedimentación (a) y posterior levantamiento (b) de los estratos del flysch a consecuencia de la convergencia tectónica entre Iberia y Eurasia registrada durante el Paleógeno. A la derecha fotografía de una porción del flysch con los estratos inclinados 55° hacia el norte. Estos estratos que ahora se sitúan sobre el mar se habrían formado horizontales en un fondo marino de aproximadamente 1.000 m de profundidad, lo que evidencia la magnitud de la compresión y levantamiento tectónicos que han experimentado.

La convergencia entre Eurasia e Iberia que dio lugar a la deformación y elevación de la sucesión flysch afectó a todo nuestro territorio, en el cual se definen grandes unidades tectónicas compuestas por rocas que también se habrían formado bajo el mar. Estas incluyen relieves como los de las sierras de Aitzgorri, Urbasa-Andia, Gorbea, el macizo del Monte Oiz o, más al sur, la Sierra de Cantabria. Esta última alineación montañosa, constituye el borde meridional del cinturón de plegamiento pirenaico en su porción occidental y se dispone en

contacto cabalgante sobre las depresiones de la Rioja y la Bureba, que antes de la colisión del Eoceno constituyeron parte de la zona de relieves emergidos que rodeaban al golfo marino pirenaico.

En las porciones central y oriental de los Pirineos (Aragón y Catalunya) el choque entre las placas Euroasiática e Ibérica fue mucho más intenso, situación que dio lugar a un levantamiento tectónico más acusado (se estima en más de 5.000 m) y la generación de estructuras tectónicas (fallas y cabalgamientos) de mayor escala y mayor grado de desplazamiento. De acuerdo a las reconstrucciones realizadas por los especialistas en tectónica que han trabajado en la cadena pirenaica, el acortamiento total que experimentó la corteza continental superó los 200 km, implicando una inmersión parcial de la placa Ibérica bajo el borde meridional de Eurasia, a lo largo de la zona central del cinturón de plegamiento pirenaico.

Estructuras tectónicas en la sucesión flysch

La fase de convergencia de placas que condujo a la emersión de la sucesión del flysch desde los fondos marinos muestra numerosas evidencias de la deformación tectónica que acompañó tal proceso. Entre ellas, las más evidentes y fáciles de reconocer son los *pliegues tectónicos* y las fracturas que habitualmente se conocen como *fallas y diaclasas*.

Pliegues

Los pliegues son deformaciones dúctiles en forma de flexuras u ondulaciones que se generan en las rocas en respuesta a un esfuerzo tectónico compresivo. Los pliegues pueden ser de diferentes escalas (desde milimétricos a kilométricos) y están compuestos por diferentes elementos (Fig. 7.5):

- *Charnela*: línea a lo largo de la cual el buzamiento de los estratos cambia de dirección y que normalmente coincide con la posición de máxima curvatura.
- *Flanco*: zonas del pliegue situadas a ambos lados de la charnela.
- *Eje*: línea paralela a la charnela desde la cual el buzamiento de los estratos diverge en direcciones diferentes
- *Plano axial*: plano que contiene al eje y que divide al pliegue a modo de plano de simetría.

Los pliegues tectónicos se pueden clasificar de acuerdo a sus dimensiones, su forma y su génesis, siendo la forma el principal criterio utilizado para diferenciar los distintos tipos. Observando la concavidad del pliegue puede realizarse una primera clasificación, pliegue antidual, cuando la concavidad está dirigida hacia abajo, y sinclinal, cuando la concavidad está dirigida hacia arriba (Fig. 7.4).

Según la inclinación del plano axial los pliegues se pueden clasificar en simétricos y asimétricos. Los pliegues simétricos son aquellos en los que ambos flancos presentan buzamientos idénticos y opuestos, con los planos axiales verticales, mientras que los pliegues asimétricos son los que presentan un flanco con un buzamiento mayor que el otro, por lo que el plano axial está inclinado respecto a la vertical. Los pliegues asimétricos, en función del buzamiento de sus flancos, pueden ser inclinados, acostados, tumbados y volcados. Los pliegues son *acostados* cuando el plano axial llega a colocarse horizontal y *decumbentes* cuando el plano axial llega a invertirse. Según el comportamiento de los materiales que forman los estratos, los pliegues se pueden clasificar en armónicos y disarmónicos. Los pliegues armónicos son aquellos cuyos estratos deformados son paralelos entre sí, mientras que los pliegues disarmónicos están constituidos por alternancias de capas duras (o competentes) y blandas (o incompetentes) que responden de manera muy desigual a la deformación.

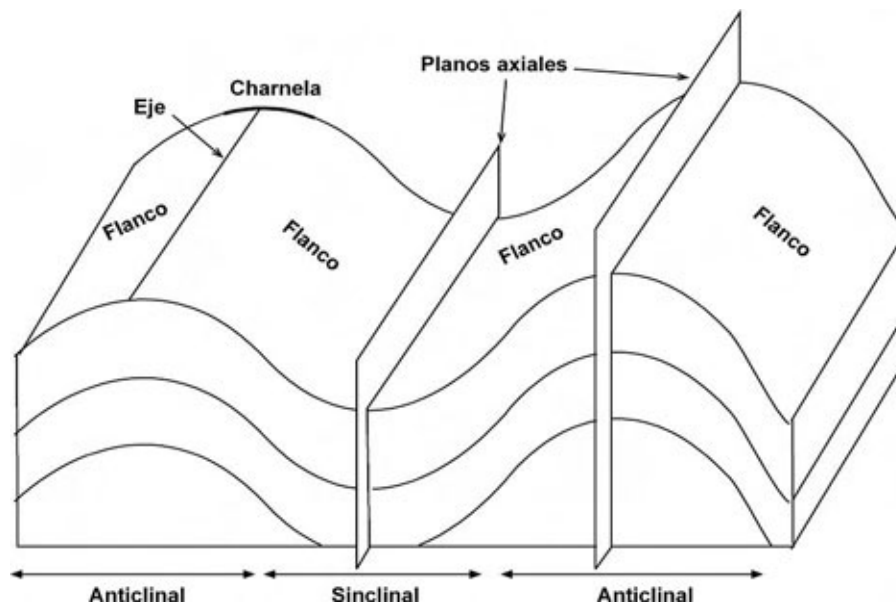


Figura 7.4.- Elementos geométricos que pueden reconocerse en un pliegue y algunos tipos de pliegues.

La mayoría de pliegues que se reconocen en el flysch Deba-Zumaia se localizan afectando al Flysch Negro entre Deba y Punta Endata. Entre la playa de Deba y Punta Aitzandi, se reconocen dos bellos ejemplos de pliegues anticlinales. El primero constituye un perfecto ejemplo de tipo simétrico, que afecta a una sucesión de turbiditas y lutitas negras (Fig. 7.5A). Se define como un anticlinal de plano axial sub-vertical que presenta una morfología simétrica en los flancos. En la zona de charnela, las capas presentan además un grado de deformación mayor en forma de pliegues menores y desarrollo de fracturas inversas rellenas de precipitados de calcita de color blanquecino. Dentro de la sucesión afectada por el pliegue, las turbiditas son litologías más difíciles de erosionar y, por ello, aparecen en el afloramiento formando capas resaltantes. Es en estas capas resaltantes donde es posible observar en mejores condiciones, tanto en planta como en sección, los sistemas de fracturas que afectan a la charnela del pliegue.

El otro ejemplo corresponde al espectacular *anticlinal de Sorginetxe* (Fig. 7.5B). Este pliegue constituye uno de los mejores ejemplos de pliegues ligados a la compresión pirenaica que se reconocen a lo largo de toda la franja costera entre Deba y Zumaia. Se trata de un anticlinal volcado hacia el norte que presenta el plano axial inclinado entre 10-20° hacia el sur y uno de los flancos en posición totalmente invertida.

El anticlinal de Sorginetxe se puede observar en sección transversal a lo largo del acantilado, así como en planta sobre la rasa mareal adyacente, donde asimismo se identifican varias fallas de orientación aproximada norte-sur que seccionan el pliegue perpendicularmente, desplazando la posición de su charnela. En el detalle, resultan llamativas las diferentes disposiciones y la deformación que afecta a las capas duras y blandas en la zona de charnela, donde es posible reconocer disamonías y un desarrollo de diaclasas (pequeñas fracturas) en varios sistemas conjugados.

Otra zona que presenta un importante plegamiento es la rasa adyacente por el Este a Punta Aitzandi, donde es posible reconocer en planta varios pliegues sinclinales y anticlinales volcados, muy similares en dimensiones y orientación al de Sorginetxe.



Figura 7.5.- Imágenes generales y de detalle de los pliegues que afectan a la sucesión de turbiditas y lutitas del flysch Negro entre la playa de Deba y Punta Aitzandi.

Otro área que concentra numerosos pliegues de pequeña y mediana escala es la porción oriental de la playa de Itxaspe, en la proximidad al accidente de escala regional conocido como falla de Andutz (Fig. 7.6). Los pliegues, anticlinales y sinclinales, aparecen formando una sucesión a lo largo de la pared del acantilado, con los ejes inclinados entre 40 y 50° hacia el noreste. Estos pliegues son el resultado de la deformación por compresión que afectó a las rocas del bloque occidental de la falla de Andutz y a menor escala presentan asociadas fracturas y diaclasas de orientación variable.

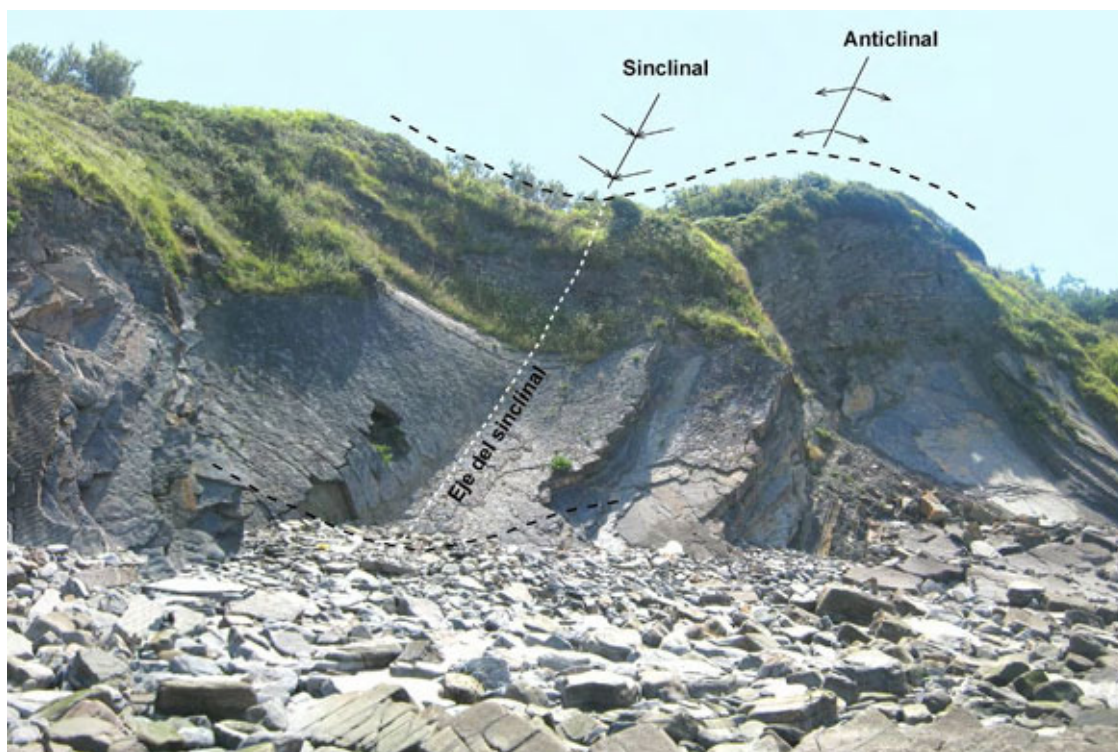


Figura 7.6.- En este ejemplo se observa un pliegue sinclinal y otro anticlinal que se pueden seguir prácticamente en una sola capa.

Finalmente, otra zona con desarrollo local de pliegues se sitúa en Aitzbeltza, en la mitad occidental de la ensenada de Aitzuri (Fig. 7.7). En esa zona aparecen varios pliegues antidinales y sinclinales de pequeña escala asociados a fallas, que afectan al flysch arenoso del Cretácico superior y que están excelentemente expuestos en la superficie de la rasa mareal. Observados en el detalle, corresponden a pliegues simétricos de pequeñas dimensiones que presentan su eje inclinado hacia el noreste.

Pliegues de dimensiones y características muy similares se reconocen asimismo en la parte oriental de la ensenada de Aitzuri, también asociados a sistemas de fracturas expuestas en la rasa mareal y que seccionan perpendicularmente la sucesión del flysch arenoso del Cretácico superior, en las proximidades de Pikote Azpia, aquí afectando a la serie calcáreas del Maastrichtiense, y en la propia playa de Itzurun, donde deforman las sucesiones del Paleoceno.

Fallas

Las fallas son fracturas con desplazamiento a lo largo del plano de rotura que se producen en las rocas en respuesta a esfuerzos de compresión o distensión. En el afloramiento se reconocen como líneas más o menos definidas que interrumpen la continuidad lateral de los estratos.

La variedad de fallas es muy grande, produciéndose a todas las escalas, desde el milímetro hasta el centenar de kilómetros. El valor del desplazamiento entre los bloques también es muy variable, desde el milímetro hasta varios kilómetros. Los elementos principales que se pueden observar en una falla son: los bloques, que corresponden a las partes separadas por la falla; el plano de falla, que es la superficie de fractura a lo largo de la cual se deslizan ambos bloques; el escarpe de falla, que es la altura del desplazamiento entre los dos bloques, y el salto o desplazamiento, que es la longitud del desplazamiento entre los dos bloques (Fig. 7.8).



Figura 7.7.- Imagen de pliegues simétricos que aparecen a lo largo de la ensenada de Aitzuri afectando al Flysch arenoso del Cretácico superior. En este caso corresponden a un sinclinal y anticlinal con el eje buzando entre 50 y 60° hacia el noreste.

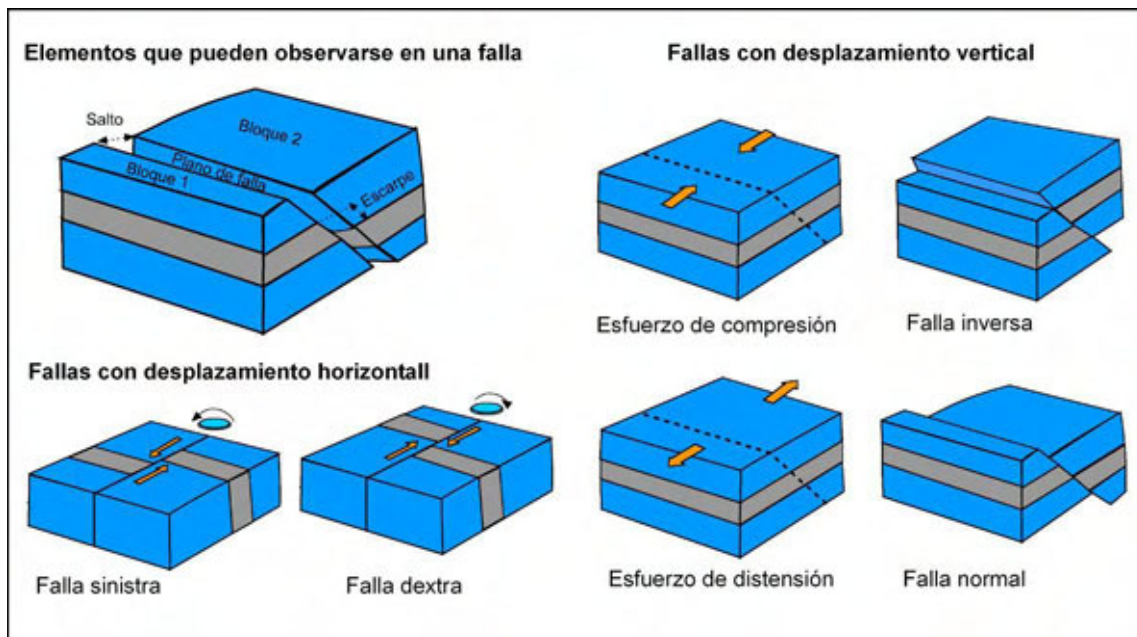


Figura 7.8.- Elementos que pueden reconocerse en una falla y algunos tipos de fallas.

La clasificación de las fallas se realiza basándose en diferentes criterios. Según el buzamiento del plano de falla, estas se clasifican en verticales e inclinadas. Atendiendo el sentido del movimiento, las fallas se subdividen en fallas normales, inversas, direccionales y rotacionales.

Las *fallas normales* se originan en respuesta a esfuerzos distensivos y desarrollan planos de falla que se inclinan hacia la posición del bloque hundido. Por su parte, las *fallas inversas* se originan, por el contrario, en respuesta a esfuerzos compresivos, mediante los cuales un bloque de rocas se levanta y superpone con respecto al otro. Finalmente, las *fallas*

direccionales son las que presentan planos de falla sub-verticales y se caracterizan por presentar desplazamiento de bloques en sentido horizontal. Se denominan fallas en dirección dexas cuando el desplazamiento se produce en el mismo sentido que las agujas del reloj, mientras que si el desplazamiento se realiza en sentido contrario, se denominan senestras (Fig. 7.8).

En los afloramientos del flysch, a lo largo del litoral entre Deba y Zumaia, se reconocen multitud de ejemplos de fallas de pequeña y media escala, en la mayoría de los casos claramente visibles por las interrupciones que generan en la persistente estratificación de las rocas.

La Falla de Andutz (Fig. 7.9A) es el accidente tectónico más importante de toda la zona. En el acantilado, la estructura tiene una orientación general norte-sur mientras que hacia el sur se torna noroeste-sureste. La traza de la falla es visible en el lado oeste de Mendatagaina (en su borde sobre la ensenada de Itxaspe), donde es fácil de reconocer por el brusco salto que se produce entre las rocas oscuras del Flysch Negro y la sucesión de calizas y margas pelágicas de colores claros que definen la base del Flysch calcáreo del Cretácico superior.

Asimismo, es destacable la importante deformación que afecta a las rocas en la zona adyacente a la traza de la Falla de Andutz, donde se reconocen micropliegues y numerosas fracturas de pequeña escala, comúnmente asociadas en sistemas conjugados y definidos por rellenos de calcita. A gran escala, la Falla de Andutz ha funcionado como una falla en dirección de tipo senestro, en el que el bloque este se ha desplazado hacia el norte con respecto al bloque oeste o del flysch Negro. Este modo de funcionamiento se produjo durante la compresión terciaria que ha afectado al flysch, aunque se interpreta que en etapas previas el accidente ha podido funcionar como falla en dirección dextral o incluso como falla normal.

Al este de la falla del Andutz se reconocen, asociadas a ella, excelentes ejemplos de fallas normales, principalmente visibles al pie de los acantilados y en la rasa mareal adyacente a Sondabeltza. Corresponden a fallas de trazado lineal que forman un sistema conjugado de orientación noroeste-sureste a noreste-suroeste (Fig. 7.9B y C). Todas estas fallas llevan asociados saltos pequeños, con desplazamientos entre bloques nunca superiores a 5 m y constituyen líneas de debilidad que han sido acentuadas por la erosión del oleaje que azota esta porción de la rasa, hasta formar una característica sucesión de depresiones rectilíneas.

Más al este, a lo largo de la ensenada de Aitzuri, se reconocen numerosos ejemplos de fallas normales e inversas, la mayoría de ellas identificables sobre la rasa mareal, pero también en el corte del acantilado. Entre ellas el caso más llamativo se sitúa en Pikote Azpia (Fig. 7.9D). En esta zona, y afectando al Flysch arenoso del Cretácico superior, se identifica un sistema de fallas normales conjugadas de gran belleza plástica, constituido por una falla principal o maestra con un plano que buza entre 45 y 50° hacia el noreste.

Las fallas asociadas a la falla principal son de trazado bastante irregular y se han formado en el seno del bloque inferior. Estas fallas conjugadas son de pequeño salto (0.2-2 m) y conllevan el desarrollo de pequeños pliegues de arrastre, y de zonas con intensa brechificación (trituration de las rocas por el esfuerzo tectónico). La identificación de capas guía a uno y otro lado de las pequeñas fracturas secundarias permite establecer su régimen de funcionamiento (normal o inverso) y la magnitud de su salto con bastante precisión. No ocurre lo mismo con la falla principal de Pikote Azpia, cuyo salto concreto resulta prácticamente imposible de determinar debido a la ausencia de capas guías identificables en los bloques inferior y superior que separa. El sistema de fallas está asimismo presente en la zona de rasa adyacente situada inmediatamente al oeste del acantilado, donde es visible en periodos de marea excepcionalmente baja.

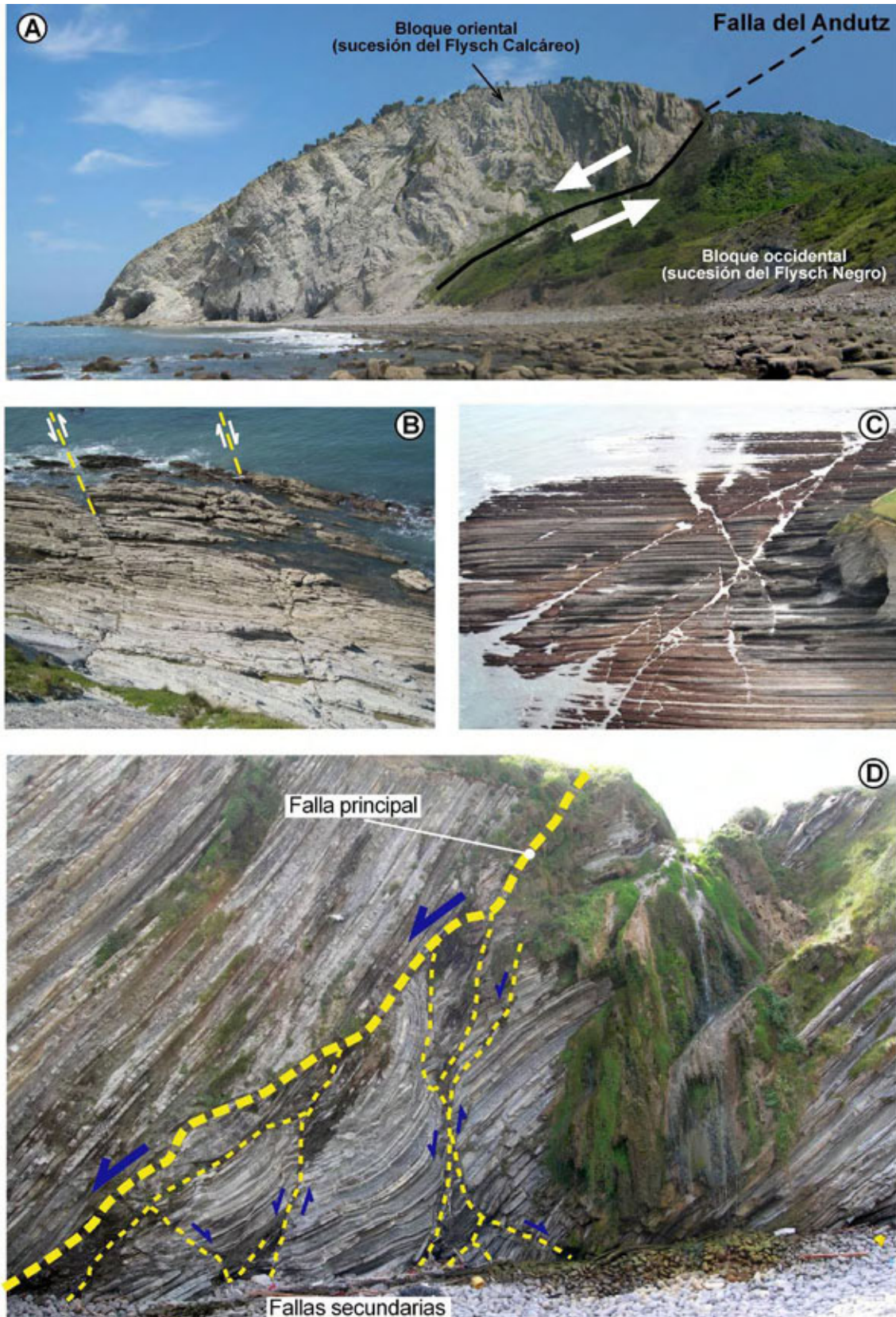


Figura 7.9.- (A) Vista general de la falla de Andutz. (B) y (C) Sistemas de fallas en la rasa mareal entre Mendatagaina y Sondabeltza, al este de la Falla de Andutz. (D) Sistema de fallas conjugadas de Pikote Azpia, con indicación de la falla principal y las fallas secundarias asociadas.

A lo largo de la playa de Itzurun existen numerosos ejemplos de sistemas de fallas normales conjugadas que afectan a las sucesiones de calizas y margas de las formaciones Aitzgorri e Itzurun, respectivamente de edad Daniense y Selandiense-Thanetiense (Paleoceno inferior y superior). El ejemplo más representativo se localiza en los afloramientos situados bajo la ermita de San Telmo, afectando a las calizas tableadas de colores rosados de la Formación Aitzgorri. (Fig. 7.10).

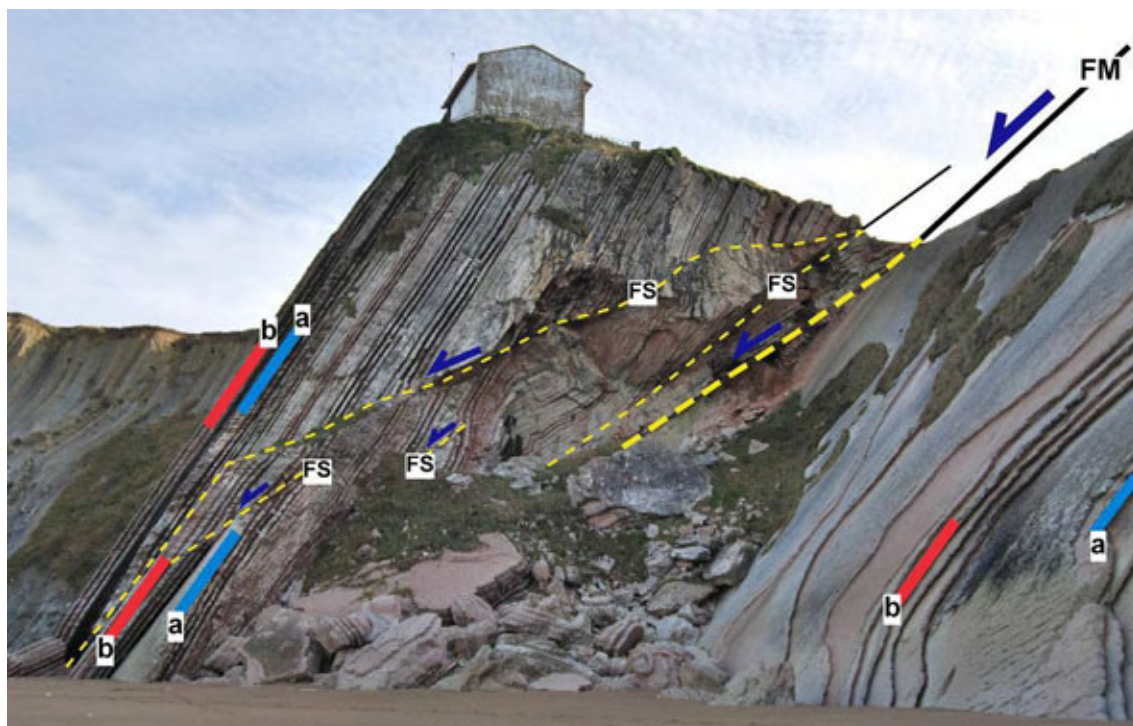


Figura 7.10.- Sistema conjugado de fallas de San Telmo, playa de Itzurun (Zumaia). Estas fallas son de tipo normal y provocan la repetición sucesiva de las calizas de Aitzgorri (Daniense). FM: falla maestra, FS: fallas secundarias, a y b: capas de referencia que permiten estimar la magnitud de la repetición tectónica

El sistema de fracturas bajo la ermita de San Telmo incluye una falla maestra o principal y varias fallas secundarias asociadas, que son visibles, sobre todo, en el bloque superior. La falla maestra tiene un salto mínimo de 50 m y provoca la repetición tectónica de un tramo de la sucesión de calizas de 20 m, parámetros que se pueden obtener estimando el desplazamiento que han experimentado de un bloque a otro, varias capas de referencia identificadas en la sucesión de calizas (Fig. 7.10). Las fallas secundarias generan asimismo desplazamientos parciales de la serie entre 1 y 3 m, y además, están acompañadas por plegamiento local, originado por arrastre de los bloques superiores sobre los inferiores.

Cuando se observan en detalle, la mayoría de las fallas que aparecen entre Deba y Zumaia muestran numerosas complicaciones adicionales, que son principalmente resultado del carácter heterogéneo y alternante de la sucesión flysch. En efecto, incluso en las fallas más pequeñas, la fracturación afecta de forma muy diferente a las capas de litología dura y blanda que forman la sucesión, situación que provoca que en el detalle los planos de falla tengan trazados irregulares y presenten asociados el desarrollo de pliegues de arrastre y de huecos de expansión o “pull aparts” (Fig. 7.11).



Figura 7.11.- A) Falla normal con desarrollo de pliegues de arrastre de capas en las proximidades del plano de fractura. El desplazamiento de las capas designadas con 1 y 2 a lo largo del plano de falla permite establecer con precisión la magnitud del salto entre bloques, que en este caso es de 1,20 m. B) Ejemplo de falla normal de trazado irregular, provocado por la desigual respuesta de las capas duras y blandas a la extensión. En la imagen de detalle de la derecha se observan claros ejemplos de huecos de expansión de forma trapezoidal, rellenos de precipitados de calcita.

Los *pliegues de arrastre* son flexuras suaves de las capas de roca en las proximidades del plano de falla, cuya disposición ayuda enormemente a establecer el movimiento relativo entre los bloques de rocas (Fig. 7.11A). Por su parte, los *huecos de expansión* se forman a partir de la extensión lateral y rotura de las capas de litologías duras (calizas y turbiditas), de manera que se crean huecos de forma cuadrangular o trapezoidal que son posteriormente rellenados por precipitados minerales de diversa naturaleza (calcita, siderita, sílice, etc.). Este tipo de estructuras es más raro que se formen en las litologías blandas ya que ante el estiramiento responden de una manera esencialmente plástica.

Diadas

Como las fallas, las diadas son fracturas que compartimentan las rocas pero que, a diferencia de aquellas, apenas llevan asociado desplazamiento entre los bloques que separan. Durante su formación, las diadas suelen generar huecos entre los bloques, que habitualmente aparecen rellenos de agregados de minerales cristalinos (los más comunes son calcita y cuarzo). Las diadas comúnmente aparecen combinadas en sistemas asociados a las fallas y en muchos casos se relacionan asimismo con pliegues, particularmente con sus zonas de charnela. Los ejemplos de diadas a lo largo de los afloramientos del flysch son innumerables. Una de las zonas donde es más fácil observarlas es Peungo Zuloa, donde la orientación del acantilado hace que la superficie de muchos de los estratos de la sucesión flysch puedan ser observados en planta, mostrando un desarrollo excepcional de sistemas de diadas (Fig. 7.12).



Figura 7.12.- Plano superior de una capa de turbidita en la cual se han desarrollado tres sistemas diferentes de diadas (1, 2 y 3). Dos de las familias de diadado presentan rellenos de calcita característicos.

En la superficie de la mayoría de estratos de turbiditas que aparecen en dicho afloramiento es posible distinguir hasta 3 familias distintas de diaclasas, que aparecen como líneas rectas con rellenos de 0,5-1 cm de grosor de calcita de color blanco. Los sistemas 1 y 2 son los más antiguos y mejor definidos por sus rellenos de calcita. El sistema 3, en cambio, sería más reciente y aparece como una familia de fracturas abiertas entre 1-2 mm. Las diaclasas del sistema 1 aparecen en muchos casos presentando claros dispositivos en "echelon" (escalón) y en ocasiones aparecen desplazadas hasta 2 cm por las diaclasas del sistema 2, las cuales se disponen a unos 30° de las primeras y prácticamente perpendiculares al sistema 3.



CAPÍTULO 8

Los acantilados del flysch: un ejemplo peculiar de modelado litoral

Generalidades sobre las costas acantiladas

Las rasas o plataformas de abrasión

Procesos de ladera en los acantilados del flysch

Acumulaciones sedimentarias

Los acantilados del flysch:

Un ejemplo peculiar de modelado litoral

En los capítulos anteriores se han descrito los principales aspectos que definen la sucesión flysch entre Deba y Zumaia, tales como los tipos de rocas que la componen y sus procesos de formación, la manera en que se ordenan las rocas en la sucesión estratigráfica, la amplia variedad de fósiles que contienen y la información que proporcionan y, asimismo, los principales acontecimientos que se han preservado en esta peculiar sucesión sedimentaria, incluyendo eventos que en algunos casos constituyeron momentos clave en la evolución de nuestro planeta. Todos estos aspectos permiten entender su singular carácter y valorar adecuadamente la importancia que tiene a nivel científico, como registro extraordinario y prácticamente completo de un importante periodo que abarca unos 60 millones de años de la historia de la Tierra,. En las descripciones de temas anteriores ha sido inevitable realizar el esfuerzo de retrotraerse a tiempos muy alejados en el pasado, intentando vislumbrar que fisonomía tenía la zona ocupada por la actual costa de Gipuzkoa y, mediante las comparaciones con contextos actuales similares, interpretar los diferentes procesos físicos y biológicos que habrían operado a pequeña y gran escala durante la creación de la sucesión flysch. Este último capítulo está dedicado a los acontecimientos más recientes que han afectado al flysch y a las características geomorfológicas más relevantes que muestra el bello paisaje del acantilado que se define entre Deba y Zumaia. Ya que estos procesos recientes siguen actuando hoy en día, resulta bastante fácil entenderlos, aunque para obtener una imagen completa de su funcionamiento es necesario tener en cuenta algunos conceptos básicos sobre la dinámica que desarrollan las zonas litorales y, más concretamente, las costas acantiladas.

Generalidades sobre las costas acantiladas

La mayoría de costas actuales son resultado de procesos que han sucedido durante el Cuaternario, intervalo de tiempo geológico que comprende los últimos dos millones de años de la historia de la Tierra. En comparación a otras edades geológicas, el Cuaternario destaca fundamentalmente por dos atributos: un clima muy variable y continuos e importantes cambios del nivel marino. La variabilidad climática del Cuaternario se ha manifestado, principalmente, en una sucesión alternante de fases de glaciación y deglaciación, que provocaron sucesivas etapas de crecimiento y subsiguiente fusión de casquetes de hielo en extensas áreas continentales de latitudes altas y medias del hemisferio septentrional.

La alternancia de periodos de clima frío y cálido del Cuaternario ha tenido lugar con una periodicidad media del orden de 50.000 y 100.000 años, según los casos, y por ello se atribuye principalmente a variaciones cíclicas de esa duración en la tasa de insolación que recibe la Tierra, a causa de cambios en su órbita y en su traslación alrededor del Sol (los denominados ciclos de oblicuidad y excentricidad descritos en el capítulo 6). La acumulación durante los periodos glaciares, de grandes volúmenes de agua helada sobre las zonas continentales generaría una disminución del volumen de agua en los océanos y, por consiguiente, el desarrollo de descensos pronunciados en el nivel de las aguas marinas. Por el contrario, la fusión de los casquetes glaciares durante los periodos interglaciares más cálidos implicaría un aporte importante de agua, dando lugar a subidas globales del nivel del mar.

Los cambios del nivel del mar asociados a las variaciones climáticas del Cuaternario, han quedado excelentemente registrados en muchas zonas litorales de nuestro planeta. En efecto,

el litoral marino es la zona más sensible a las fluctuaciones del nivel marino, ya que pequeñas variaciones de ascenso o descenso pueden provocar importantes desplazamientos de la línea de costa y de los procesos que actúan en ella, bien hacia el interior de los continentes durante las subidas o hacia la plataforma marina durante los descensos.

Ejemplos significativos de la sucesión de variaciones del nivel del mar registrados durante el Cuaternario, son la sucesión escalonada de arrecifes franjeantes de la isla de Barbados o de Nueva Guinea, los avances y retrocesos identificados en los deltas del Missisipi, Ebro y Ródano o los sistemas de rasas litorales colgadas de la costa asturiana.

La última glaciación registrada en el Cuaternario, la denominada en Europa como *Glaciación Würm*, finalizó hace aproximadamente 11.500 años y estuvo marcada, a nivel mundial, por un ascenso medio del nivel marino del orden de 60 m. Este ascenso se registró en un tiempo aproximado de 5.000 años y durante él se produjo una reinundación de gran parte de las plataformas marinas y de las desembocaduras de los ríos que habían quedado expuestas durante el periodo glacial Würm. En la literatura científica, esta fase de reinundación se conoce como *Transgresión Flandriense*.

En los últimos 6.000 años el nivel del mar se ha mantenido relativamente estable a escala mundial, es decir ha permanecido a alturas similares a las actuales. A pesar de ser comparativamente corto, este periodo de estabilidad tras la *Transgresión Flandriense* ha sido suficiente para que los procesos de erosión, transporte y sedimentación que actúan en el litoral, puedan “esculpir” la mayoría de rasgos morfológicos y deposicionales que observamos en las costas actuales, aunque en el modelado particular de cada una han influido enormemente las condiciones climáticas específicas del área, la naturaleza de su sustrato rocoso o sedimentario, y los procesos concretos de erosión y sedimentación que operan en ella.

El carácter de línea de transición entre continentes y océanos que tienen las costas, hace que sobre ellas actúe una amplia gama de procesos sedimentarios. Por un lado, las costas están sometidas a la acción del oleaje, el viento y a diferentes tipos de corrientes asociadas a las mareas, la deriva litoral y las tormentas. La intensidad y el predominio de unas u otras dependen de la posición, grado de apertura y morfología general de cada costa.

En el caso del litoral vasco, esta es una costa abierta al Golfo de Bizkaia y al Atlántico norte, y por ello registra un oleaje y una frecuencia de tormentas comparativamente elevados. El carácter abierto hace que la intensidad del viento sea también significativa, particularmente durante los intervalos asociados a la llegada desde el norte y noroeste de frentes fríos y borrascas. Asimismo, es necesario indicar que la costa vasca se sitúa en un dominio con rango mesomareal semidiurno (diferencia de entre 2 y 4 m de altamar a bajamar, que se produce aproximadamente cada 6 horas) y, por ello, registra cambios significativos en el nivel de sus aguas y, asimismo, grandes corrientes derivadas de la entrada y salida de agua responsable de tales diferencias de elevación, efecto que principalmente se manifiesta en estuarios y bahías (Urdaibai, Txingudi, etc.).

Por otro lado, las costas son el punto donde culminan las corrientes fluviales, las “cintas transportadoras” de los sedimentos que se erosionan en los relieves montañosos más o menos próximos a cualquier línea de costa. Los sedimentos fluviales, compuestos de material granular con tamaños de grano variable (arcilla, arena y grava), son vertidos a la costa en las desembocaduras de los ríos. Una vez allí, son retrabajados y vueltos a transportar por las corrientes litorales de diferente tipo, dando lugar a acumulaciones características tales como playas, islas-barrera o deltas, sistemas deposicionales que también se nutren de los sedimentos producidos en la propia costa (principalmente restos fragmentados de organismos de caparazón calcáreo).

Gran parte de los sedimentos de origen continental son asimismo distribuidos por las corrientes hacia las plataformas marinas o, incluso, hasta las zonas de cuenca profunda donde normalmente aparecen en forma de turbiditas (ver capítulo 3).

En el caso del litoral vasco, los cursos fluviales que derivan en él son cortos y drenan cuencas relativamente pequeñas, por lo que en conjunto no aportan grandes cantidades de material detrítico para dar acumulaciones sedimentarias importantes adosadas a la costa. Si a este hecho unimos el elevado régimen de corrientes que experimenta y su alto potencial erosivo, resulta que esta es una costa que presenta un balance neto de erosión, con un relieve sujeto a continua renovación.

Los procesos erosivos y las formas de relieve resultantes difieren considerablemente de unas partes a otras de la costa vasca, en función del sustrato rocoso sobre el que se desarrolla. Por ejemplo, el tramo que se sitúa entre la Ría de Urdaibai y Lekeitio está en muchos puntos caracterizado por formaciones de calizas del Cretácico inferior (calizas urgonianas), que por su carácter masivo son bastante resistentes a la erosión mecánica. Por ello, estas formaciones de calizas masivas dan acantilados muy abruptos en los que además se registran importantes procesos de disolución (karstificación), similares a los que afectan a sierras calcáreas del interior como Aralar, Aitzgorri o Itxina.

En cambio, la mayor parte de costas acantiladas del litoral vasco se caracteriza por formaciones de rocas estratificadas del Cretácico y Terciario que mayoritariamente corresponden a sucesiones tipo flysch. La naturaleza estratificada y alternante de este tipo de formación sedimentaria también da como resultado acantilados abruptos, aunque su resistencia a la erosión es comparativamente menor que la de las formaciones de calizas urgonianas. Además, sus rasgos morfológicos generales y de detalle pueden variar considerablemente de unos puntos a otros, como resultado de los cambios en el tipo de rocas predominantes (margas, lutitas, calizas o areniscas turbidíticas), la deformación tectónica que presentan o la disposición de los estratos constituyentes con respecto a la orientación de la línea de costa (paralela, perpendicular, vertical u horizontal). Los dos agentes erosivos más importantes que afectan a cualquier costa acantilada son el *oleaje* y los *procesos de ladera* (Fig. 8.1A).

El oleaje son ondulaciones producidas en la superficie del mar o los lagos por el rozamiento del viento sobre el agua. Básicamente, en las olas el agua se desplaza describiendo un movimiento circular, a modo de rodillo, que también tiene una componente de traslación, de manera que hace que las olas se desplacen en la horizontal. El movimiento circular de las olas solo afecta a la parte superficial de las aguas, ya que en profundidad se atenúa progresivamente hasta una distancia equivalente a la mitad de la longitud de onda de la ola (distancia entre las crestas de olas sucesivas). Se pueden diferenciar diversos tipos de olas en función del contexto en que se generan (próximo o alejado del litoral) y parámetros como su velocidad de rotación y traslación, dimensiones y frecuencia. No obstante, al aproximarse a la línea de costa todas las olas experimentan un proceso evolutivo muy similar. En efecto, en mar abierto la profundidad del agua es considerable, de manera que el movimiento circular que define las olas no llega a afectar nunca al fondo marino, siendo amortiguado en los metros superiores de la lámina de agua. Gracias a ello, las olas se pueden desplazar lateralmente sobre grandes distancias sin apenas experimentar transformaciones en su morfología, altura y velocidad. En cambio, al aproximarse a la costa la lámina de agua va disminuyendo progresivamente, de manera que la base de las olas comienza a “rozar” con el lecho marino, provocando que se eleven y deformen hasta que finalmente llegan a “romper”, proceso que transforma su movimiento circular básico en puro movimiento de traslación. El proceso de rotura de las olas, bien conocido por los practicantes del surfing, es el que libera la energía responsable de los principales procesos de erosión que provoca el oleaje en las líneas de costa.

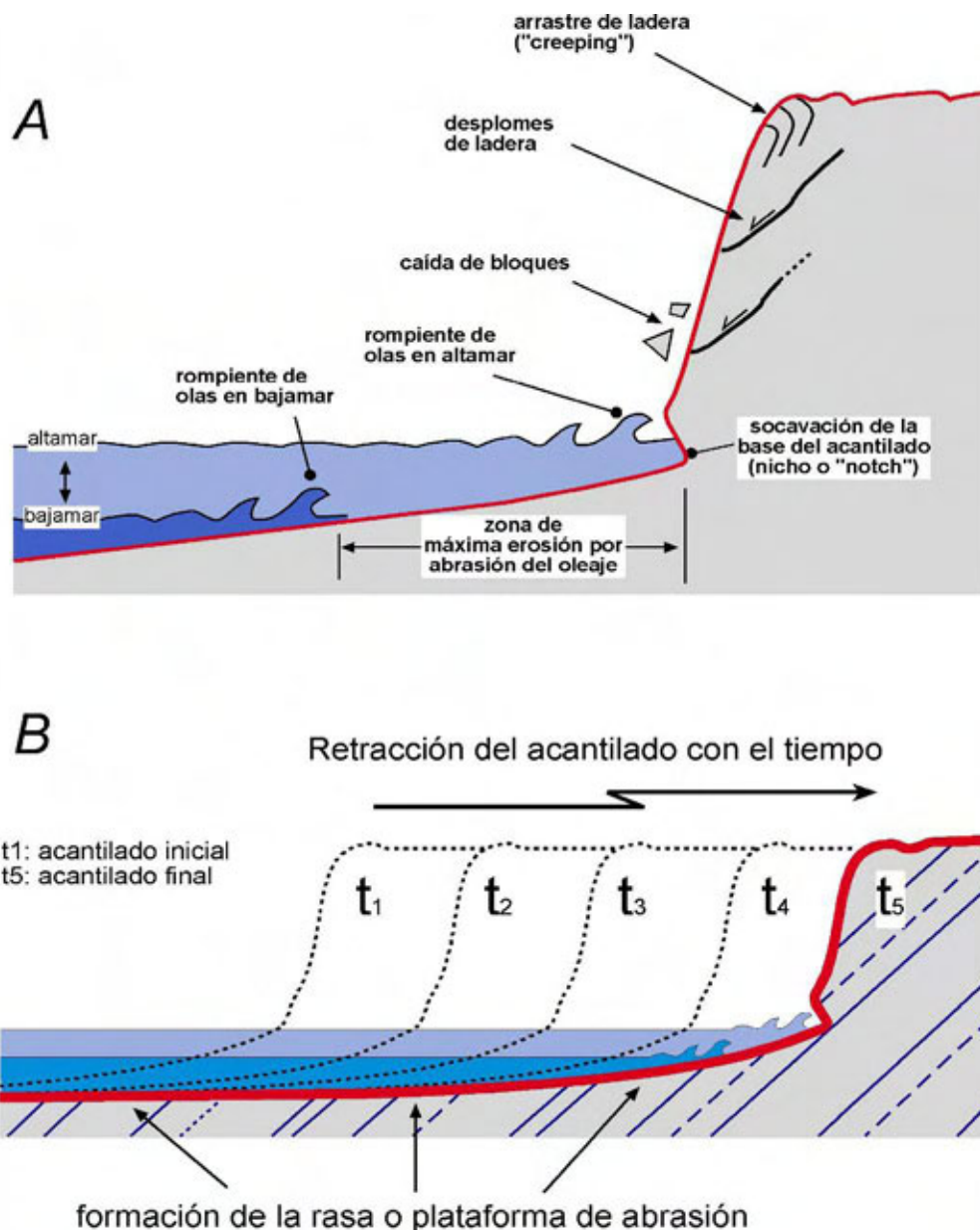


Figura 8.1. A) Modelo explicativo de la morfología general del sistema acantilado-rasa mareal que forma el flysch entre Deba y Zumaia, con ilustración de los principales procesos de ladera que experimentan los acantilados y la zona de la rasa, que experimenta mayor grado de erosión por el embate de las olas según las variaciones en la altura de las mareas. B) Esquema ilustrativo del proceso de retracción que experimentan en el tiempo los acantilados del flysch por la acción combinada del oleaje y los procesos de ladera.

El movimiento circular de las olas solo afecta a la parte superficial de las aguas, ya que en profundidad se atenúa progresivamente hasta una distancia equivalente a la mitad de la longitud de onda de la ola (distancia entre las crestas de olas sucesivas). Se pueden diferenciar diversos tipos de olas en función del contexto en que se generan (próximo o alejado del litoral) y parámetros como su velocidad de rotación y traslación, dimensiones y frecuencia. No obstante, al aproximarse a la línea de costa todas las olas experimentan un proceso evolutivo muy similar. En efecto, en mar abierto la profundidad del agua es considerable, de manera que el movimiento circular que define las olas no llega a afectar nunca al fondo marino, siendo amortiguado en los metros superiores de la lámina de agua. Gracias a ello, las olas se pueden desplazar lateralmente sobre grandes distancias sin apenas experimentar transformaciones en su morfología, altura y velocidad.

En cambio, al aproximarse a la costa la lámina de agua va disminuyendo progresivamente, de manera que la base de las olas comienza a “rozar” con el lecho marino, provocando que se eleven y deformen hasta que finalmente llegan a “romper”, proceso que transforma su movimiento circular básico en puro movimiento de traslación. El proceso de rotura de las olas, bien conocido por los practicantes del surfing, es el que libera la energía responsable de los principales procesos de erosión que provoca el oleaje en las líneas de costa.

El otro grupo principal de procesos causantes del modelado erosivo de los acantilados se conoce en conjunto como procesos de ladera (Fig. 8.1A). Estos son desplomes del material que forma la pared de los acantilados, principalmente por inestabilidad y pérdida de sujeción ante la acción de la fuerza de la gravedad. La pérdida de sujeción se produce, principalmente, por la sobreinclinación que registran los acantilados a consecuencia del socavamiento continuo de su base por las olas, aunque también es resultado de la disgregación y deslizamiento de las rocas por los agentes atmosféricos (viento, agua de lluvia, cambios de temperatura), la infiltración de aguas de precipitación o la actividad de la cobertera vegetal que sustentan. El carácter heterogéneo de las sucesiones flysch, formadas por alternancias de litologías duras y blandas (areniscas, calizas, margas y lutitas), y las variaciones en la inclinación de los estratos con respecto a la línea de acantilado, son asimismo importantes factores de control en la estabilidad de los acantilados del flysch y en la génesis de los desplomes por procesos de ladera que experimentan.

En síntesis, como resultado de la acción combinada y más o menos continua del oleaje y los procesos de ladera, las costas acantiladas sufren un continuo proceso de erosión y renovación del relieve, que a lo largo del tiempo se traduce en la retracción del frente de acantilado hacia el continente (Fig. 8.1B). Este proceso puede ser más rápido o lento en función de la composición y la resistencia que tiene el sustrato rocoso que define cada litoral. Por ejemplo, en costas caracterizadas por rocas duras y resistentes a la erosión mecánica, como las intrusiones de granito o las formaciones compactas de calizas masivas, las tasas de retracción del acantilado suele ser comparativamente bajas (entre 1 y 10 mm/año), mientras que en acantilados desarrollados en rocas blandas (margas, lutitas, pizarras) puede alcanzar valores de hasta 1 m/año.

En el caso de las sucesiones flysch, los valores de erosión estimados en distintas costas con este tipo de sustrato suelen fluctuar entre 10 y 50 cm/año, siendo determinante el tipo de litologías dominantes y su disposición frente a la acción de los agentes erosivos. La retracción por erosión de los acantilados es en algunos casos fácilmente perceptible, tal y como lo atestiguan la caída de árboles y de alambradas tendidas al borde de acantilados, o los continuos problemas que se generan en carreteras y otras infraestructuras construidas a lo largo de la línea de costa. En el litoral vasco dos ejemplos significativos son la carretera que une las localidades de Zumaia y Zarautz a través de Getaria o la que discurre entre Lekeitio y Ondarru, zonas que a pesar de la construcción de defensas y estructuras de sujeción sofisticadas, registran un socavamiento basal continuo y frecuentes desplomes de ladera.

Las tasas de erosión que experimentan los acantilados del flysch en condiciones naturales, como es el caso del litoral entre Deba y Zumaia, de mantenerse constantes, pueden llegar a suponer la eliminación de 100 a 500 m de acantilado y una retrogradación similar de la línea de costa en tan solo un intervalo de 1.000-2.000 años. Ello ayuda a entender la afirmación hecha anteriormente de que los últimos 6.000 años de relativa estabilidad del nivel marino tras la Transgresión Flandriense, han sido tiempo suficiente para que los agentes litorales hayan modelado el trazado y los rasgos morfológicos principales de la mayor parte de nuestro litoral.

En los siguientes apartados se describen las morfologías más características que se pueden observar en el tramo litoral entre Deba y Zumaia. Las que resultan más evidentes, a primera vista, son el sistema de acantilados y, a su pié, las rasas o plataformas de abrasión litoral.

Asimismo, acompañando a estas morfologías principales se reconoce un completo surtido de singulares formas de pequeña y mediana escala, que ayudan a entender la amplia variabilidad de procesos que actúan sobre este litoral. Ya en el último apartado, se tratan los ejemplos más significativos de acumulaciones sedimentarias que aparecen en la zona. Éstas son comparativamente discretas en volumen y extensión, aunque su presencia revela que determinadas condiciones pueden favorecer su formación, incluso en contextos que como éste que se trata están netamente dominados por la erosión.

Las rasas o plataformas de abrasión litoral

Las rasas o plataformas de abrasión se pueden definir genéricamente como superficies erosivas horizontales o ligeramente inclinadas hacia el mar que se forman en el litoral, como resultado de la retracción por erosión de los frentes de acantilado adyacentes y del modelado erosivo ejercido por las corrientes litorales.

En la costa entre Deba y Zumaia las rasas definen aproximadamente el 90% del tramo litoral, desarrollando anchuras que por norma general superan los 200 m. El principal proceso responsable de su morfología, tanto a gran escala como en detalle, es el oleaje, el cual actúa sobre una zona cuya anchura fluctúa en función del rango mareal que experimenta la costa en cada momento: por lo general, mayor durante los periodos de mareas vivas y menor durante los periodos de mareas muertas.

Como ya se ha indicado, el litoral vasco está sujeto a un rango mareal de entre 2 y 4 m (mesomareal), y tales variaciones en la altura del agua hacen que el punto de rotura y batida de las olas varíe constantemente de posición (ver Fig. 8.1A). En los momentos de marea alta la zona de rompiente se sitúa muy próxima a la base de los acantilados, mientras que en los momentos de marea baja se localiza en posiciones que estarán más o menos alejadas de la base de los acantilados, de acuerdo a la inclinación que presente la rasa (más alejada en rasas subhorizontales y más próxima en las inclinadas), el momento del ciclo mareal mensual o estacional (periodos de mareas vivas o muertas) y las condiciones meteorológicas reinantes (periodos de calma o tormenta). Por tanto, la zona sometida a la máxima erosión y retrabajamiento por la acción de las olas comprende una banda a lo largo de la rasa de entre 100 y 300 m de anchura, que queda expuesta en los momentos de bajamar (Figs. 8.1A y 8.2).

Las rasas que se reconocen a lo largo del litoral entre Deba y Zumaia no muestran, a gran escala, grandes variaciones morfológicas entre sí. No obstante, observadas en detalle resultan patentes algunas diferencias remarcables. La más evidente surge de las variaciones en la disposición relativa de los estratos de la sucesión flysch, con respecto a la orientación que presentan la rasa y la propia línea de costa (Fig. 8.2).

De acuerdo a ello, se diferencian claramente porciones de la rasa desarrolladas sobre estratos dispuestos de forma paralela, perpendicular u oblicua a la línea de costa. Esta diferente disposición de las rocas del sustrato frente al embate de las olas condiciona de forma significativa la resistencia de la rasa y los estratos frente a la erosión, que es comparativamente mayor en aquellas zonas en que los niveles rocosos se disponen paralelos a la línea de costa e inclinados hacia el mar (Fig. 8.2A).



Figura 8.2.- Panorámicas de la rasa mareal presente en tres zonas del litoral entre Deba y Zumaia: entre Punta Aitzandi e Itxaspe (A), en Sakoneta (B) y en la ensenada de Aitzuri (C). En la primera zona la sucesión flysch se dispone paralela a la costa y buzando hacia el mar, mientras que en Sakoneta y Aitzuri los estratos están orientados, respectivamente, de forma perpendicular y oblicua al litoral. Las imágenes A y B están tomadas en momentos de bajamar, mientras que la imagen C durante el ascenso de la marea. En A y B resulta muy evidente la nula o baja intensidad del oleaje, mientras que en C las olas de hasta 2 m rompen a unos 80 m de la base del acantilado.

En cualquiera de los casos, las rasas desarrolladas sobre el flysch siempre aparecen mostrando una morfología quebrada e irregular, tanto a pequeña como a mediana escala (Fig. 8.3A), proveniente del carácter heterogéneo de la sucesión y del diferente grado de resistencia a la erosión por el oleaje de los tipos de roca que la conforman.



Figura 8.3.- Imágenes de dos porciones de rasa, en Sakoneta (A) y la zona entre Pikote Azpia y cala Algorri (B), que muestran los efectos a pequeña y gran escala de la erosión diferencial. En A resulta visible el carácter prominente de las capas de turbiditas (más resistentes a la erosión) en relación a las margas y lutitas (partes más deprimidas con capas finas). En B, en cambio, resulta evidente el carácter más resistente y quebrado de los tramos de flysch dominados por calizas (1), en contraste a los tramos lisos y más deprimidos principalmente definidos por margas (2).

En efecto las margas y lutitas son rocas más blandas y menos resistentes que las turbiditas y calizas, por lo que el oleaje las degrada más fácilmente y de manera más rápida. Como resultado de esta erosión diferencial, se genera el persistente relieve escalonado que se percibe al atravesar a pie las rasas del flysch, ya que los estratos de calizas y areniscas

aparecen habitualmente formando resaltes de gran continuidad lateral y alturas de hasta 1 m, respecto a las depresiones que definen los intervalos de margas y lutitas (Fig. 8.3A). El carácter resaltante de las litologías duras puede variar, asimismo, en función del espesor de sus estratos, siendo común que las capas más gruesas tiendan a dar resaltes más pronunciados.

Como ya se ha indicado en capítulos previos, la sucesión flysch se caracteriza, en muchos de sus tramos, por una alternancia de intervalos dominados por estratos de litologías blandas o duras. Esta heterogeneidad a mediana escala también conlleva claros efectos de erosión diferencial. Dentro del flysch la unidad que probablemente muestra más claramente esta situación es la sucesión calcárea del Maastrichtiense-Paleoceno, entre Pikote Azpia y la playa de Itzurun. En efecto, en esta zona resulta evidente como los tramos compuestos mayoritariamente por margas dan porciones de rasa deprimidas y bastante lisas en respuesta a su litología bastante homogénea, mientras que los intervalos en los que alternan calizas y margas definen tramos de rasa algo más elevados y asimismo irregulares, como consecuencia de su mayor dureza relativa y el carácter alternante de las litologías. Esta erosión diferencial que observamos en la rasa también se manifiesta claramente en el relieve del acantilado adyacente, en forma de una sucesión de puntas y calas que coinciden respectivamente con los tramos dominados por litologías duras y blandas (Fig. 8.3B).

Otro factor que modifica significativamente la morfología de las rasas del flysch es la presencia de fracturas tectónicas. Como ya se ha indicado en el capítulo anterior, están son de diferentes escalas, reconociéndose desde juntas y diaclasas milimétricas de pequeña continuidad, hasta fallas de varios metros de anchura que se continúan sobre distancias de varios cientos de metros. Ambos tipos de fracturas suelen aparecer aisladas o, más habitualmente, formando sistemas conjugados de fracturas orientadas con 1, 2 ó 3 direcciones preferenciales. Independientemente de su escala, todas las fracturas que aparecen en las rasas de la sucesión flysch constituyen líneas de debilidad que facilitan enormemente el proceso de erosión por el oleaje. Por ello, suelen aparecer coincidiendo y definiendo depresiones lineales que siguen el trazado de la fractura, cortando la persistente estratificación de la sucesión de rocas y, por tanto, complicando considerablemente el característico relieve escalonado de capas resaltantes y deprimidas (Fig. 8.4A).

Por último, otro grupo de morfologías erosivas presentes en las rasas del flysch que conviene destacar son los denominados *pilancones* (Fig. 8.4B). Se trata de depresiones circulares u ovaladas, con diámetro y profundidad variables (normalmente entre 1-3 m de anchura y 0.5-1 m de profundidad), y con una distribución bastante aleatoria, ya que pueden aparecer aisladas o agrupadas en zonas concretas. Observados de cerca, los pilancones suelen mostrar las paredes y el fondo bastante lisos y en ocasiones pueden aparecer mostrando una anchura mayor en el fondo que en el borde (típica morfología en vasija). Otro de sus rasgos distintivos es la presencia en su interior de un número variable de cantos y bloques de contorno muy redondeado, que pueden ser de litologías muy distintas a los estratos en los que encaja la depresión.

A pesar de sus rasgos peculiares, el origen de los pilancones es sencillo y fácil de entender: corresponden a depresiones erosivas que se han creado en zonas localizadas por la abrasión de cantos de rocas resistentes movidos en sentido circular por corrientes asociadas al oleaje. En su estado inicial los pilancones suele ser pequeños, poco profundos y comúnmente presentan un único canto o bloque en su interior; aunque con el tiempo van evolucionando a depresiones de mayor diámetro y profundidad, como consecuencia de la incorporación de nuevos cantos y, por tanto, del incremento en la abrasión que produce todo el conjunto sobre su fondo y paredes. Es interesante destacar que los pilancones que se observan en las rasas mareales son muy parecidos en morfología y origen a las denominadas “marmitas de gigantes”, depresiones circulares que son muy comunes en barrancos y gargantas de ríos de montaña.



Figura 8.4.- A) Modificaciones de la morfología regular de la rasa por la presencia de un sistema de fracturas de diferente escala en la zona de Sondabeltza. B) Ejemplos de pilancones erosivos formados sobre la rasa en las proximidades de Sakoneta. C) Vista en proximidad de un pilancón erosivo relleno de bloques y cantos redondeados en el área de punta Aitzandi.

Procesos de ladera en los acantilados del flysch

Los acantilados entre Deba y Zumaia constituyen una de las pocas zonas de nuestro litoral que apenas presentan transformaciones por la intervención humana, situación que permite observar sus caracteres originales en muy buenas condiciones y analizar los diferentes procesos naturales involucrados en su formación y evolución. Como ya se ha indicado, el modelado de acantilados litorales es principalmente consecuencia de la acción combinada de procesos de ladera y de la erosión basal por el embate del oleaje. Los procesos de ladera pueden ser muy diferentes en función del tipo de sustrato o las condiciones climáticas, aunque todos ellos implican el desplazamiento o desplome a favor de la pendiente de material, por la inestabilidad y/o pérdida de sujeción, ante la acción de la fuerza de la gravedad.

La pérdida de sujeción se genera por la sobreinclinación que van registrando los acantilados a consecuencia del socavamiento continuo de su base por las olas, en el punto de contacto con las rasas localizadas a su pié. Las dos morfologías que se muestran en la Figura 8.5 son evidencias directas del proceso de socavamiento basal que registran los acantilados.

La primera morfología se reconoce a lo largo del frente de acantilado que forma la unidad Calizas de Punta Aitzgorri (de edad Paleoceno inferior) en la playa de Itzurun (Fig. 8.5A). Esta unidad caliza forma un resalte con los estratos dispuestos inclinados hacia el mar, de forma que su frente es un muro de roca que coincide con planos de estratificación que separan las calizas. A pesar de que el acantilado es bastante regular en morfología, a su base presenta una serie de *cuevas de socavación*, de hasta 4 m de altura y 6 m de profundidad, espaciadas unas de otras entre 10 y 20 m, y que lateralmente se disponen alineadas a una misma altura, correspondiente a la línea de rompiente de las olas en momentos de marea alta. Estas cuevas serían resultado evidente de la socavación del oleaje, aunque su localización concreta no es casual, ya que se han formado en puntos de debilidad en la pared del acantilado, donde confluyen diaclasas o pequeñas fallas que atraviesan los estratos de forma perpendicular.

El agrandamiento de las cuevas de socavación deja sin sujeción y/o suspendidas grandes porciones de roca susceptibles de experimentar desplome gravitacional, situación que ya se ha producido con anterioridad, tal y como lo atestiguan los grandes bloques de calizas de la misma unidad que se reconocen al pie del acantilado en las proximidades de la ermita de San Telmo.

Por su parte, el otro ejemplo significativo se sitúa en el extremo opuesto de la playa de Itzurun, a la base de los acantilados del Flysch arenoso del Eoceno (Fig. 8.5B). En esta zona los estratos se disponen subverticales y perpendiculares a la pared del acantilado, formando un escarpe que supera los 70 m de altura. A su pié y a lo largo de una distancia de 25 metros, el acantilado presenta un socavamiento basal redondeado de aproximadamente 1 m de altura y profundidad, que se habría producido por el efecto combinado de la erosión de las olas y del desgaste que provoca el choque de cantos, grava y arena removidos por ellas. A este tipo de morfología se le denomina "*notch*" (en ingles) o *nicho de erosión basal*.

A lo largo del litoral entre Deba y Zumaia también se reconocen buenos ejemplos de nichos de socavación basal en la ensenada de Itxaspe, en Sakoneta y en la zona entre Pikote Azpia y la cala Algorri, aunque en la mayoría de los casos están enmascarados bajo las acumulaciones de grava y cantos redondeados o por materiales caóticos resultado de los desplomes de la ladera.

La formación de nichos de socavación es más común en costas acantiladas sujetas a un rango de mareas micromareal (< 2m entre altamar y bajamar), aunque también son relativamente comunes en costas mesomareales, en las cuales aparecen siempre definiendo la altura media del nivel de las aguas en periodos de marea alta. Por ello, este tipo de morfologías tienen gran utilidad, y de hecho se utilizan, frecuentemente, en la determinación de cambios en la posición del nivel marino durante el Cuaternario. Particularmente, son elementos determinantes en las estimaciones de cambios del nivel marino registrados en costas que han experimentado o experimentan un levantamiento tectónico continuado, ya que pueden preservarse como entrantes subhorizontales a diferentes alturas del acantilado en emersión y, por tanto, definir las diferentes posiciones que ha tenido el nivel de rotura de las olas en diferentes momentos del pasado.



Figura 8.5.- Ejemplos significativos de los procesos de socavamiento basal que provoca el oleaje en los acantilados del flysch. A) serie de cuevas de socavación a la base del acantilado de las calizas del Paleoceno inferior (Formación Aitzgorri) que definen el borde meridional de la playa de Itzurun. B) "Notch" o nicho de socavación basal al pie de los acantilados del Flysch arenoso del Eoceno (Formación Jaizkibel) en el lado norte de la playa de Itzurun.

El proceso de socavamiento de la base del acantilado no es el único factor responsable de su morfología erosiva. Como ya se ha indicado, la naturaleza del sustrato rocoso es asimismo fundamental, ya que dependiendo del tipo de roca y su disposición con respecto a la pendiente, se pueden registrar procesos y resultados muy diferentes.

En el caso que nos ocupa, el flysch entre Deba y Zumaia es una sucesión alternante de rocas duras y blandas, que como resultado de la deformación durante la orogenia pirenaica aparecen dispuestas, en la zona, con una inclinación de entre 30 y 50 grados hacia el noreste. Esta disposición, oblicua o en ocasiones paralela a la orientación que tiene la línea de costa es muy favorable para la génesis de deslizamientos por gravedad, ya que los movimientos se producen en gran parte a favor de las superficies de estratificación que separan las capas de roca.

No obstante, hay otros factores que condicionan enormemente la caída de material del acantilado, tales como el tipo de meteorización que afecta a las rocas por la acción de los agentes atmosféricos (viento, agua de lluvia, cambios de temperatura), la infiltración de aguas de precipitación o la actividad de la cobertera vegetal que caracteriza la franja costera. De la combinación de todos ellos surge un completo surtido de procesos de ladera, muy bien manifestados en numerosos puntos de la zona.

Uno de los procesos de ladera bastante fácil de reconocer es el denominado *arrastre de ladera* o "*creeping*". En su forma más básica, supone un desplazamiento superficial pendiente abajo de la masa de rocas y suelo que forma cualquier ladera o acantilado, sin llegar a producirse propiamente un deslizamiento. Entre los ejemplos identificados el más significativo se localiza entre Punta Marañón y el faro de Zumaia (Fig. 8.6A). Esta porción de acantilado se sitúa sobre el Flysch arenoso del Eoceno, constituido por margas y lutitas inclinadas entre 40 y 50° hacia el mar, que intercalan numerosas capas de turbiditas siliciclásticas (muchas de ellas de espesor métrico). El proceso de arrastre de ladera afecta a la sucesión flysch hasta una profundidad de 3-5 m y se manifiesta claramente por la flexión y vuelco progresivos de los niveles de turbiditas, margas y lutitas, hasta formar un pliegue invertido cuyo eje sigue la línea de ladera.

Otro fenómeno muy común de observar en los acantilados entre Deba y Zumaia es la *caída de bloques*. Como resultado de la acción de las aguas de precipitación, las rocas que forman los acantilados se alteran (meteorizan) por procesos físico-químicos y experimentan erosión mecánica, que afecta de forma más rápida e intensa a las litologías blandas (margas y lutitas). Ello hace que las capas de litologías más duras y resistentes (las turbiditas y calizas) queden al descubierto y que eventualmente se disgreguen en fragmentos angulosos de tamaño variable, que caen hacia la base del acantilado de forma intermitente o en masa. Esta caída de bloques suele estar muy condicionada por el cuarteamiento que habitualmente presentan las capas de rocas más duras, en muchos casos favorecido por la presencia de sistemas ortogonales de diaclasas. De esa manera, es frecuente observar capas con un cuarteamiento marcado, que lateralmente evolucionan a bloques parcialmente desplazados y, finalmente, a acumulaciones de bloques desorganizados (Fig. 8.6B).

Los procesos de caída de bloques están también muy influenciados por las condiciones meteorológicas del medio, particularmente por los cambios de temperatura del aire y la superficie del terreno entre el día y la noche, proceso que provoca cuarteamiento de la roca por expansión y retracción térmica de la misma (termoclastismo), y por la alternancia de episodios de humedecimiento y secado (hidroclastismo). Asimismo, el viento es un factor que puede influir enormemente en la caída de bloques, al ejercer empuje sobre bloques altamente inestables y, a su vez, propiciar el derrame de gran cantidad de material suelto de pequeño tamaño, resultante de la disgregación físico-química de las rocas blandas (lutitas y margas). En conjunto, los procesos de caída de bloques actuarían de manera prácticamente continua sobre el acantilado y aunque para intervalos de tiempo discretos no suelen implicar la removilización de gran cantidad de material, con el tiempo pueden llegar a ser los principales responsables de la erosión que afecta a la pared de los acantilados.

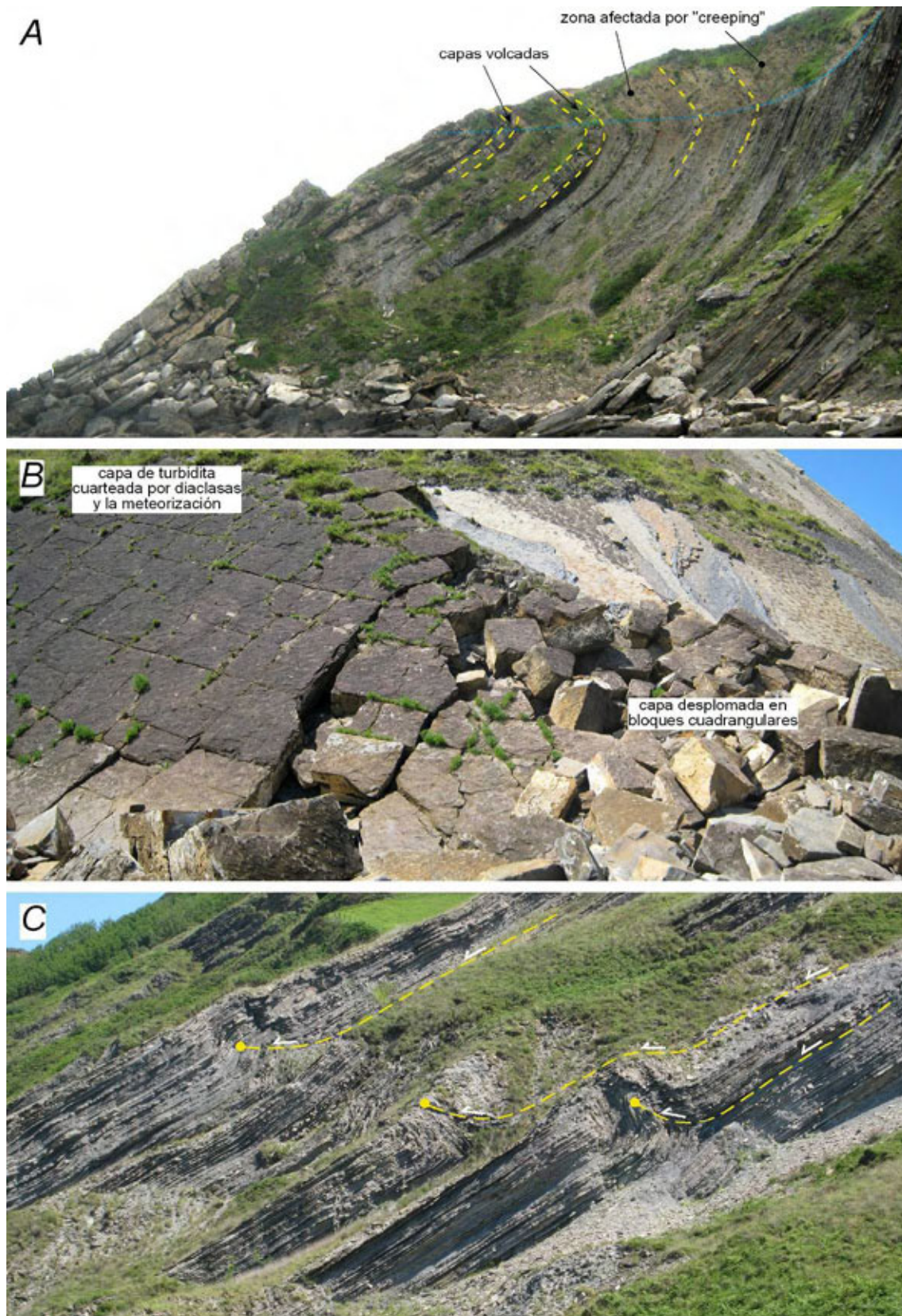


Figura 8.6.- A) Excelente ejemplo de “creeping” o vuelco de ladera en las proximidades de punta Marianton. B) Imagen ilustrativa del proceso de caída de bloques que afecta a una capa de turbidita cuarteada por diaclasas y meteorización, en la zona de Ardantza. C) Varios de los ejemplos más representativos de deslizamientos en masa incipientes que aparecen a lo largo de la ensenada de Aitzuri. Las líneas amarillas discontinuas indican la posición de la superficie de despeque que ha propiciado el inicio del deslizamiento, que culmina en forma de un pliegue asimétrico.

Por último, otro de los procesos de ladera más comunes de observar en los acantilados del flysch es el desarrollo de *desplomes y deslizamientos en masa*. A diferencia de la caída de bloques y granos, estos procesos son mucho más ocasionales, aunque cuando se producen suelen involucrar el desplazamiento de importantes volúmenes de roca.

A lo largo de la línea de costa entre Deba y Zumaia se puede reconocer una completa gama de deslizamientos en masa, tanto en dimensiones como en grado de evolución, que principalmente se han desarrollado en puntos donde la sucesión flysch se dispone buzando a favor de la pendiente natural y que, a su vez, registran una infiltración importante de aguas a través de los planos de estratificación. En efecto y a pesar de que la sucesión flysch es bastante impermeable, su disposición inclinada hacia el mar favorece que las aguas de lluvia y de escorrentía superficial se infiltren y percolen a través de las capas, provocando que los niveles de margas y lutitas se ablanden y puedan actuar como “superficies de separación y despegue”, a favor de las cuales se desliza la masa de rocas que se desliza pendiente abajo.

Los ejemplos más representativos de deslizamientos en masa se reconocen en el litoral de Itxaspe, sobre la parte superior del Flysch Negro (Formación Deba), y a lo largo de la ensenada de Aitzuri, donde el acantilado se ha desarrollado sobre el flysch arenoso del Cretácico superior (*Formación Aguinaga*). En efecto, en esta última zona se identifican, por un lado, varios deslizamientos incipientes a diferentes alturas del acantilado, que se manifiestan por la formación localizada de pliegues anticlinales disarmónicos y fracturación intensa de las capas del flysch, a consecuencia del deslizamiento parcial de tramos de la sucesión (Fig. 8.6C).

El plegamiento de las capas se produce en la zona donde el deslizamiento emerge a la superficie y resulta fácil de confundir con pliegues de origen tectónico que serían creados por procesos muy diferentes a éste. Por otro lado, en la misma zona de la ensenada de Aitzuri y en estrecha relación con los deslizamientos incipientes, se reconocen varios ejemplos de deslizamientos en masa bien desarrollados, que han involucrado el desplazamiento de volúmenes grandes de roca sobre distancias de 100 a 200 m pendiente abajo.

El más importante se localiza sobre la playa de cantos de Aitzuri y con unas dimensiones de 250 m x 150 m, y ha implicado la removilización de un espesor de rocas de entre 5 y 10 m (Fig. 8.7A). La masa deslizada se compone de bloques irregulares de calizas y turbiditas, dentro de una masa altamente deformada de margas y lutitas (Fig. 8.7B). Éste y los demás deslizamientos identificados se han desarrollado en acantilados de fuertes pendientes y con numerosos puntos de agua a distintas alturas, prueba evidente de que su génesis está directamente relacionada con la infiltración y percolación de aguas de precipitación y escorrentía superficial.

Un último rasgo morfológico del tramo de acantilados entre Deba y Zumaia que merece la pena destacar es la presencia de típicas morfologías de *valles colgados* (Fig. 8.8). A lo largo de la zona se reconocen alrededor de una media docena de pequeños valles y barrancos, formados y drenados por cursos de agua de caudal muy variable, de fuerte pendiente y con longitudes menores a 1 km. Cuando alcanzan el borde de los acantilados estos pequeños cursos de agua desarrollan una característica terminación en cascada, que en algunos casos alcanzan alturas de hasta 15 m (Fig. 8.8).

La formación de estas cascadas fluviales es una de las pruebas más evidentes del rápido proceso de retracción que está experimentando toda la franja de acantilados, ya que pone de manifiesto que el poder erosivo de los cursos fluviales (que en caso de cursos cortos y de elevada pendiente suele ser alto o muy alto) es considerablemente menor que la erosión provocada por los procesos que modelan el litoral.

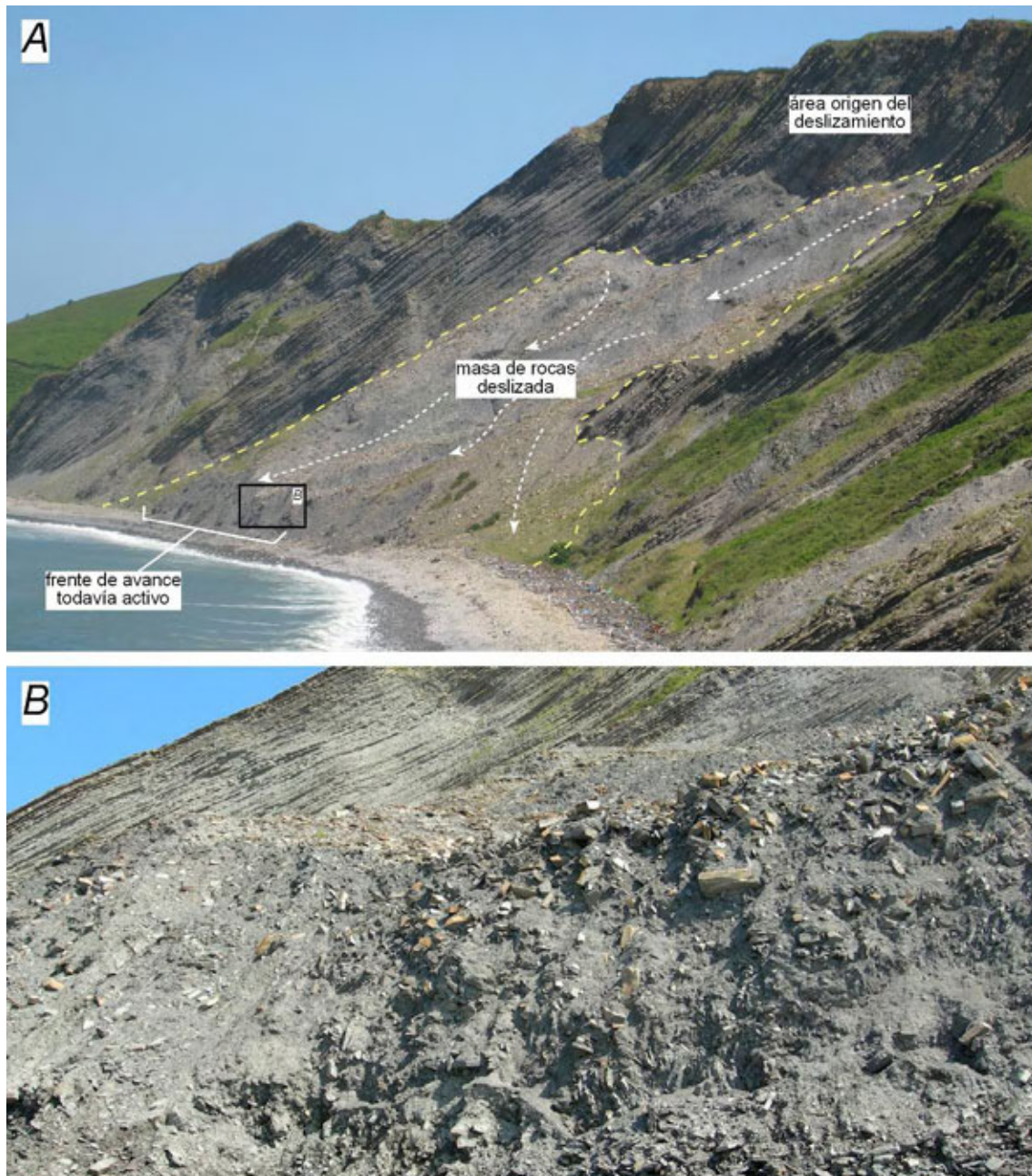


Figura 8.7.- A) Imagen panorámica del mayor ejemplo de deslizamiento en masa que se identifica a lo largo del litoral entre Deba y Zumaia. B) Imagen de detalle del frente de avance del deslizamiento, todavía activo, sobre la playa de cantos de Aitzuri.

Los 2 ejemplos más significativos de valles colgados a lo largo de la zona corresponden a Mendata Erreka, localizado entre Mendatagaina y la playa de Sakoneta, y a Endika Erreka, en Pikote Azpia (respectivamente, Figs. 8.8A y 8.8B). En el primero de los casos la cascada terminal del valle se ha formado a favor de un tramo del Flysch Calcáreo del Cretácico superior, formado esencialmente por margas y calizas margosas alternantes. Por su parte, el segundo ejemplo se produce sobre el Flysch arenoso del Cretácico superior, en una zona en que la sucesión regular de turbiditas, calizas y margas de esta unidad aparece afectada por un complejo sistema de fallas normales, producto de la compresión tectónica pirenaica. En ambos ejemplos de valle colgado, resulta muy didáctica la apreciación de los pequeños desplazamientos laterales que se producen en la localización del curso y la cascada terminal, como consecuencia de los cambios que genera la retracción del acantilado.

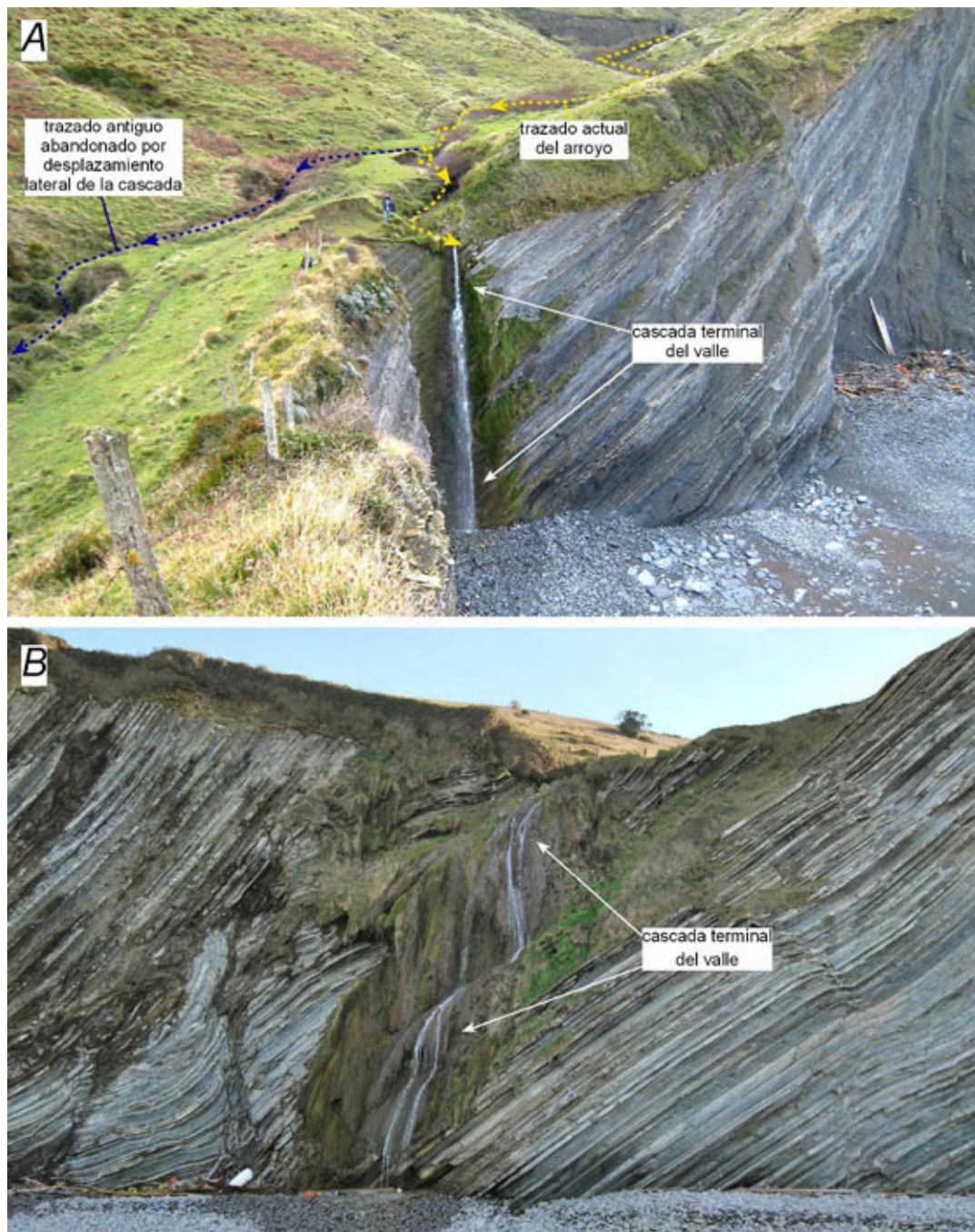


Figura 8.8.- Imágenes generales de los dos ejemplos más representativos de valles colgados desarrollados a lo largo de los acantilados del flysch. A) Valle colgado y cascada terminal del arroyo Endata. B) Terminación en cascada del valle colgado de Andika Erreka, en Pikote Azpia.

Acumulaciones sedimentarias en la costa del flysch

Aunque se ha indicado de forma reiterada que la erosión es el proceso dominante en las costas acantiladas, resulta necesario tener en cuenta que en este tipo de costas también se pueden crear acumulaciones sedimentarias, aunque sus dimensiones y grado de preservación son en algunos casos muy limitados. A lo largo del tramo litoral Deba-Zumaia, se reconocen tres tipos principales de acumulaciones sedimentarias: *playas de arena*, *playas de cantos y grava* y, finalmente, los *campos de bloques*.

Las playas de Deba e Itzurun constituyen los dos únicos ejemplos permanentes y con dimensiones significativas de típicas *playas de arena* (Figs. 8.9A y B). La primera se localiza en el lado este de la desembocadura del río Deba, tiene una longitud de aproximadamente 700 m y desarrolla una anchura máxima en bajamar de 200 m. Por su parte, la playa de Itzurun se sitúa en la localidad de Zumaia, en una pequeña ensenada abierta hacia el noroeste, entre Punta Aitzgorri y Punta Marianton. La longitud de la playa es de 290 m y suele desarrollar una anchura máxima en bajamar de 120 m. De acuerdo a datos de excavaciones y observaciones realizadas en puntos localizados, el espesor medio de la arena acumulada en ambas playas no llega a superar los 2 m, aunque dicho espesor fluctúa considerablemente de manera estacional y de unos años a otros.



Figura 8.9.- Vistas panorámicas de las playas arenosas de Deba (A) e Itzurun (B). Observada bajo el microscopio (C) la arena que compone el sedimento de ambas playas aparece constituida por granos de cuarzo y por gran cantidad de fragmentos de conchas de bivalvos, caparazones de foraminíferos bentónicos y espinas de erizos de mar. La foto de la playa de Itzurun está tomada en el invierno del año 2009, tras el desarrollo de varias tormentas fuertes que mermaron considerablemente el volumen de arena acumulada.

La clave para entender como se generan estas acumulaciones está en la composición de la arena. El análisis microscópico de muestras recogidas en las playas de Deba e Itzurun revela que en ambas la arena está mayoritariamente formada por restos calcáreos de invertebrados (fundamentalmente erizos, bivalvos, foraminíferos y gasterópodos), acompañados en proporciones menores por granos de cuarzo y por fragmentos de calizas, margas y lutitas (Fig. 8.9C). Esta composición indica que la principal área fuente del material arenoso es el propio litoral. En efecto, los citados restos calcáreos son de esqueletos de organismos que habitan en la plataforma somera adyacente, y que una vez muertos han sido reabajados y arrastrados hacia la costa por el oleaje, hasta ser acumulados finalmente en las playas. Los fragmentos de calizas lutitas y margas corresponden a material aportado desde los acantilados adyacentes, siendo producto de la disgregación y caída de las rocas que los conforman. Por último, la arena de cuarzo probablemente procede, en su mayor parte de la disgregación de las capas de turbiditas de esa composición que abundan en toda la sucesión flysch, aunque en el caso de la playa de Deba puede ser asimismo material de origen continental aportado por el río Deba.

Teniendo en cuenta que la mayor parte del material arenoso acumulado en las dos playas es de origen netamente marino, surge rápidamente la pregunta de cual es el motivo para que este tipo de material solo se acumule en las dos puntos citados y no aparezca, apenas, en el resto del tramo litoral entre Deba y Zumaia. La respuesta a este hecho está seguramente en el régimen de corrientes que registra la zona. En el caso de la playa de Deba, esta se localiza en una pequeña bahía en la cual confluye y se atenúa el oleaje, de manera que el sedimento transportado hacia la costa es depositado y puede permanecer en la zona donde las corrientes son por lo general de menor energía.

En el caso de la playa de Itzurun la explicación no es tan sencilla. En efecto, se trata de una playa muy abierta, que experimenta un régimen de oleaje similar a la de los tramos de litoral inmediatamente adyacentes. La explicación más plausible está en la presencia en la zona, frente a la playa, de promontorios de rocas más resistentes que actúen de rompientes laterales, produciendo la refracción de las olas y la creación de un efecto de embudo similar al que se registra en la playa de Deba. Ello permitiría la confluencia de corrientes y una entrada neta de arena hacia la playa. De acuerdo a la observación de la zona en varios episodios de máxima bajamar, tales promontorios sumergidos existen y corresponden a la prolongación hacia el mar de las dos unidades más resistentes a la erosión entre las que se sitúa la playa: la unidad de calizas de Aitzgorri, al lado izquierdo de la playa, y el tramo de calizas y turbiditas en capas finas que define la base del Flysch arenoso del Eoceno, cerrando la playa por su lado derecho.

Un aspecto interesante de tener en cuenta con respecto a las playas de Deba e Itzurun es la gran variación en cuanto al volumen de arena acumulada que experimentan a lo largo del año. Este es un proceso común de observar en la mayoría de playas de arena del litoral vasco y se produce en respuesta a la variación estacional en la intensidad del oleaje y la frecuencia de tormentas. En efecto, durante el invierno y primavera, la frecuencia de tormentas suele ser por norma general mayor, de manera que las playas registran con mayor frecuencia mareas meteorológicas (mareas altas más pronunciadas por el efecto combinado de bajas presiones y mayor empuje del viento), de forma que se crean importantes corrientes de retorno tras la rotura del oleaje y, por tanto, una mayor pérdida de la arena acumulada. En cambio, durante el verano y otoño, el oleaje tiende a ser comparativamente más suave y las tormentas menos frecuentes, de forma que el balance que se establece es de un mayor aporte de arena desde la plataforma hacia la playa. Esta alternancia estacional, no obstante, suele verse alterada por la aparición de tormentas de magnitud inusualmente alta cada ciertos años o en periodos concretos, de manera que se produce un incremento considerable en la pérdida de arena, dejando las playas muy mermadas en cuanto a volumen de sedimento y/o reducidas en extensión.

El otro tipo de acumulación de sedimentos importante en el litoral entre Deba y Zumaia son las *playas de cantos y grava* (Fig. 8.10). Las de mayor extensión y grado de desarrollo son las de Itxaspe y la situada en la mitad oriental de la ensenada de Aitzuri. La primera tiene una longitud de 350 m, mientras que la segunda llega a superar los 1.300 m. Como rasgos distintivos en comparación a las playas de arena, ambas playas de cantos y grava desarrollan anchuras discretas (30-40 m) en comparación a su longitud, y presentan una pendiente considerable en sección transversal, de entre 5 y 10° (las playas de arena rara vez superan los 2°).



Figura 8.10.- Vista oblicua de las playas de cantos y grava de Itxaspe y Aitzuri. En ambas resultan evidentes tanto la importante inclinación de su perfil transversal como la disposición imbricada de los cantos, que aparecen mayoritariamente inclinados hacia el mar.

Al igual que en las de arena, las playas de cantos y grava se forman en ensenadas y/o en zonas donde confluye el oleaje, aunque la energía de dicho oleaje en este caso es siempre mucho más elevada, de manera que solo permite la conservación de material de tamaño de grano grueso. En efecto, el material acumulado corresponde a cantos, grava e incluso bloques, que de acuerdo a su composición procede enteramente de la erosión y caída de las rocas del acantilado. El rasgo más evidente de este material de grano grueso es su elevado grado de redondeamiento, que resulta de la abrasión que ejercen unos cantos sobre otros o de todos ellos sobre el sustrato, durante los momentos en que son removidos por la acción del oleaje. Por otro lado, es fácil observar que una parte mayoritaria de los cantos son alargados en lugar de esféricos y que tienden a disponerse apilados unos sobre otros e inclinados hacia el mar. Esta disposición recibe el nombre específico de “imbricación” y es la que ofrece mayor resistencia al embate de las olas y la que, por tanto, posibilita la permanencia de los cantos en la acumulación.

Otro rasgo significativo de las playas de cantos y grava es la presencia a diferentes alturas, de su frente inclinado de uno o varios escalones a modo de terrazas. Estos escalones son resultado del aplanamiento y la erosión que produce el oleaje durante los episodios de tormenta. En efecto, en estos periodos la altura y la energía del oleaje es mayor, de manera que la playa de cantos reequilibra su perfil a dichas condiciones. La presencia de varias terrazas registraría, por tanto, el desarrollo de varios episodios de tormenta sucesivos y/o de momentos con diferente altura de las olas durante un episodio de tormenta prolongado.

Para terminar, un último tipo de acumulación sedimentaria muy común sobre las rasas de todo el litoral entre Deba y Zumaia son las *acumulaciones de bloques* (Fig. 8.11). Los dos ejemplos más representativos y de mayores dimensiones se sitúan entre la playa de Deba y Punta Aitzandi, y a lo largo de la rasa que rodea Punta Marianton. Estos y los demás ejemplos identificados, aparecen como campos de bloques desorganizados cuyas dimensiones pueden alcanzar varios metros. Los bloques corresponden mayoritariamente a fragmentos de areniscas siliclásticas, producto de la fragmentación y desplome hacia la rasa de niveles de turbiditas de espesor métrico, presentes en la pared del acantilado adyacente. Son, por tanto, acumulaciones que tienden a desarrollarse en aquellas rasas situadas junto a tramos de la sucesión flysch que contienen niveles de turbiditas de espesor sustancial, siendo menos frecuentes en aquellas zonas donde el acantilado se forma sobre sucesiones con turbiditas diluidas, calizas y litologías blandas (margas y lutitas).

Las acumulaciones o campos de bloques suelen tener varios cientos de metros de anchura y se disponen sobre la rasa, alineadas en paralelo con respecto al acantilado adyacente. Integramente carecen de cualquier tipo de organización, aunque es común que los bloques de mayor tamaño se sitúen más próximos a la pared de rocas de la que proceden. Los bloques individuales son de morfología diversa y, de modo general, suelen presentar los bordes angulosos o ligeramente redondeados.

La presencia o ausencia de un cierto grado de redondeamiento en los bloques que forman las acumulaciones da una idea de su edad relativa: aquellas que contienen gran cantidad de bloques redondeados son más antiguas que aquellas otras en las que dominan los bloques de bordes angulosos. El redondeamiento de los bloques, fundamentalmente, es producto del retrabajamiento ejercido por el oleaje y la abrasión de sus bordes durante el vuelco parcial o total de los mismos. Dado que muchos de los bloques presentan dos lados planos y llegan a pesar varias toneladas, el vuelco o cualquier desplazamiento mínimo que experimenten solo puede haberse producido bajo el embate de olas muy fuertes, durante episodios de tormenta de considerable magnitud. La presencia de gran cantidad de bloques sobre las rasas condiciona considerablemente su relieve, el cual es liso y plagado de formas redondeadas, producto de la abrasión que ejercen los bloques en los momentos en que se han desplazado sobre el sustrato.



Figura 8.11.- Aspecto general (A) y de detalle (B) de los campos de grandes bloques de turbiditas que aparecen en las proximidades de punta Aitzandi y de punta Maríanton, respectivamente.

BIBLIOGRAFIA

- Adán de Yarza, R. (1884).** Descripción física y geológica de la provincia de Guipúzcoa. Madrid. Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España. Manuel Tello. Madrid, 1-175.
- Adatte, T., Bolle, M.P., de Kaenel, E., Gawenda, P., Winkler, W., von Salis, S. (2000).** Climatic evolution from Paleocene to earliest Eocene inferred from clay-minerals: a transect from northern Spain (Zumaya) to southern (Spain, Tunisia) and southeastern Tethys margins (Israel, Negev) GFF, 122: 7-8.
- Agirrezabala, L.M. (1996).** El Aptiense- Albiense del Anticlinorio nor-vizcaino entre Gernika y Azpeitia. Tesis Doctoral. Universidad del País Vasco. 372 pp.
- Alegret, L., Ortiz S, Orue-Etxebarria, X., Bernaola, G., Baceta, J.I., Monechi, S., Apellaniz, E., Pujalte, V. (2009).** The Paleocene-Eocene Thermal Maximum: new data from the microfossil turnover at the Zumaia section, Spain. *Palaios*. 24, 318-328.
- Allen, L.G. (1975).** Changes in foraminifera in the Cretaceous-Tertiary boundary crisis at Punta de San. Telmo, Zumaya, Spain. - Unpublished B.A. thesis.
- Alvarez, L.W., Alvarez, W., Asaro, F., Michel, H. V. (1980).** Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science*, 208, 1095-1108.
- Alvarez, W., Alvarez, L. W., Asaro, F., Michel, H. V. (1982).** Current status of the impact theory for the Terminal Cretaceous extinction. *Geol. Soc. Am. spec. Pap.* 190, 305-315.
- Apellaniz, E., Baceta, J.I., Bernaola-Bilbao, G., Núñez-Betelu, K., Orue-Etxebarria, X., Payros, A., Pujalte, V., Robin E., Rocchia R. (1997).** Analysis of uppermost Cretaceous-lowermost Tertiary hemipelagic successions in the Basque Country (Western Pyrenees): evidence for a sudden extinction of more than half planktic foraminifer species at the K/T boundary. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 168(6), 783-793.
- Arenillas, I. (1996).** Los foraminíferos planctónicos del Paleoceno-Eoceno inferior: Sistemática, Bioestratigrafía, Cronoestratigrafía y Paleoceanografía. Tesis Doctoral. Prensas Universitarias de Zaragoza. 513 pp.
- Arenillas, I., Arz, J.A., Molina, E. (1999).** Extinción de foraminíferos planctónicos en el tránsito Cretácico-Terciario de Zumaya (Guipúzcoa): ¿supervivencia o reelaboración?. *Revista Española de Micropaleontología* 31 (3), 297-304.
- Arenillas, I., Molina, E. (2000).** Reconstrucción paleoambiental con foraminíferos planctónicos y cronoestratigrafía del tránsito Paleoceno-Eoceno de Zumaya (Guipúzcoa). *Revista Española de Micropaleontología*. 32(3), 283-300.
- Arenillas, I., Molina, E., Ortiz, S., Schmitz, B. (2008).** Foraminiferal and $\delta^{13}\text{C}$ isotopic event-stratigraphy across the Danian-Selandian transition at Zumaya (northern Spain): chronostratigraphic implications. *Terra Nova*, 20(1): 38-44.
- Arz, J.A. (1996).** Los foraminíferos planctónicos del Campaniense y Maastrichtiense: Biostratigrafía, Cronoestratigrafía y Eventos Paleoecológicos. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 419 p. (Inédita.)
- Arz, J.A., Canudo, J.I., Molina, E. (1992).** Estudio comparativo del Maastrichtiense de Zumaya (Pirineos) y Agost (Béticas) basado en el análisis cuantitativo de los foraminíferos planctónicos. *Actas III Congreso Geológico de España*. Tomo 1, 487-491.
- Arz, J.A., Arenillas, I., Molina, E. (1999).** Extinción de foraminíferos planctónicos en el tránsito Cretácico-Terciario de Zumaya (Guipúzcoa): ¿supervivencia o reelaboración?. *Revista Española de Micropaleontología*. 31(3). 297-304.
- Azpeitia, F. (1933).** Datos sobre el estudio paleontológico del Flysch de la costa cantábrica y de algunos otros puntos de España. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 53, 1-65.

- Baceta, J.I. (1996).** El Maastrichtiense superior, Paleoceno e Ilerdiense inferior de la Región Vasco-Cantábrica: Secuencias Depositionales, Facies y Evolución Paleogeográfica. Tesis Doctoral. Universidad del País Vasco UPV-EHU, 372 pp.
- Baceta, J.I.; Pujalte, V., Orue-Etxebarria, X., Payros, A., Apellaniz, E., Núñez-Betelu, K. (1997).** El Cretácico Superior y Paleógeno del País Vasco: ciclos sedimentarios y eventos biológicos en una cuenca marina profunda. Excursión Pre-Sesión Soc. Geol. España. Ámbito: Sociedad Geológica de España.
- Baceta, J.I., Pujalte, V., Dinares-Turell J., Payros, A., Orue-Etxebarria, X., Bernaola, G. (2000).** The Paleocene/Eocene boundary interval in the Zumaia section (Gipuzkoa, Basque Basin): magnetostratigraphy and high-resolution lithostratigraphy. *Rev. Soc. Geol. España*, 13(2), 375-391.
- Baceta, J.I., Bernaola, G., Orue-Etxebarria, X., Apellaniz, E., Pujalte, V., Caballero, F. (2005/2006).** Contribuciones del Pirineo Vasco al conocimiento de la crisis biológica del límite Cretácico-Terciario. *Munibe (Homenaje a Jesús Altuna)*, 57(1), 55-66.
- Baceta, J.I., Orue-Etxebarria, X., Apellaniz, E. (2010).** El flysch entre Deba y Zumaia. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 18 (3), 269-283 (2010).
- Bernaola, G. (2002).** Los nannofósiles calcáreos del Paleoceno en el Dominio Pirineico: bioestratigrafía, cronoestratigrafía y paleoecología. Tesis Doctoral. Universidad del País Vasco UPV-EHU. 445 pp.
- Bernaola, G., Baceta, J.I., Payros, A., Orue-Etxebarria X., Apellaniz E. (eds.) (2006).** The Paleocene and Lower Eocene of the Zumaia section (Basque Basin). *Climate and Biota of the Early Paleogene 2006. Post-Conference Field Trip Guidebook*. Bilbao, 82 pp.
- Bernaola, G., Baceta, J.I., Orue-Etxebarria, X., Alegret, L., Martín-Rubio, M., Aróstegui J., Dinares-Turell, J. (2007).** Evidence of an abrupt environmental disruption during the mid Paleocene biotic event (Zumaia section, W Pyrenees). *The Geological Society of America Bulletin*, 119(7), 785-795 (2007).
- Bernaola, G., Martín, M., Baceta, J.I. (2009).** New high resolution calcareous nannofossil analysis across the Danian / Selandian transition at the Zumaia section: comparison with South Tethys and Danish sections. *geologica Acta*. Vol 7, Nº 1-2, 79-92.
- Bouma, A.H. (1962).** Sedimentología de los depósitos flysch: un procedimiento gráfico para la interpretación de facies. Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- Caballero F. (2007).** Análisis micropaleontológico de los límites Cretácico/Terciario, Daniense/Selandiense y Paleoceno/Eoceno en la Cuenca Vasco-Cantábrica, a través de los foraminíferos planctónicos. Tesis Doctoral. Universidad del País Vasco UPV-EHU. 519 pp.
- Campos, J. (1976).** Estudio geológico del Pirineo Vasco, al Oeste del río Bidasoa. Tesis Doctoral, Univ. de Bilbao, 260 p.
- Canudo, J.I. (1990).** Los foraminíferos planctónicos del Pleoceno-Eoceno en el prepirineo meridional y su comparación con la Cordillera Bética. Tesis Doctoral. Uni. de Zaragoza, 436pp. (Inédita.)
- Canudo, J.I., Molina, E. (1992).** Implicaciones paleoceanográficas de las variaciones de los foraminíferos planctónicos y del isótopo C13 en el tránsito Paleoceno-Eoceno en Zumaya y Caravaca. *Comunicaciones de las IX Jornadas de Paleontología*, Málaga, 43-48.
- Canudo, J.I., Keller, G., Molina, E. (1995).** Planktic foraminiferal turnover and $\delta^{13}\text{C}$ isotopes across the Paleocene-Eocene transition at Caravaca and Zumaya, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 4(1), 1-28.
- Carez, L. (1881).** Étude des terrains Crétacés et Tertiaires du nord de l'Espagne. Librairie F.Savy, 327pp.
- Crimes, T.P. (1973).** From limestone to distal turbidites: a facies and trace fossils analysis in the Zumaya Flysch (Paleocene-Eocene), North Spain, *Sedimentology* 20, 105-131.
- Dabrio, C.J., Hernando, S. (2003).** Estratigrafía. Edit. Fed. C.C. Geológicas U.C.M. Colección Geociencias. Madrid. 382 pp.

- Dinarès-Turell, J., Baceta, J.I., Pujalte, V., Orue-Etxebarria, X., Bernaola, G. (2002).** Magnetostratigraphic and cyclostratigraphic calibration of a prospective Paleocene/Eocene stratotype at Zumaia (Basque Basin, northern Spain). *Terra Nova*, 14, 371–378.
- Dinarès-Turell, J., Baceta, J.I., Pujalte, V., Orue-Etxebarria, X., Bernaola, G., Lorito, S. (2003).** Untangling the Palaeocene climatic rhythm: an astronomically calibrated Early Palaeocene magnetostratigraphy and biostratigraphy at Zumaia (Basque Basin, Northern Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, 216, 483-500.
- Dinarès-Turell, J., Baceta, J.I., Bernaola, G., Orue-Etxebarria X., Pujalte V. (2007).** Closing the Mid-Paleocene gap: toward a complete astronomically tuned Paleocene Epoch at Zumaia (Basque Basin, W Pyrenees). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 262(3-4), 450-467 (2007).
- Doehne, E, Margolis, S.V. (1990).** Trace-element geochemistry and mineralogy of the Cretaceous/Tertiary boundary; identification of extraterrestrial components. In: Sharpton, V.L., Ward, P.D. (eds), *Global catastrophes in earth history; an interdisciplinary conference on impacts, volcanism, and mass mortality*. Geological Society of America Special Paper, 247, 367-382.
- Elorza, J., García-Garmilla, F. (1998).** Palaeoenvironmental implications and diagenesis of inoceramid shells (*Bivalvia*) in the mid-Maastrichtian beds of the Sopelana, Zumaya and Bidart sections (coast of the Bay of Biscay, Basque Country), *Palaeog.*, *Palaeocl.*, *Palaeoecol.*, 141, 303–328.
- Feuillée, P. (1967).** Le Cenomanien des Pyrénées basques aux Asturies. Essai d'analyse stratigraphique. *Mem. Soc. Géol. Fr.* 108
- Ewert, F.K. (1964).** Geologie des Südtiles des Baskischeu Pyrenäen. Tesis Doctoral. Diss. Univ. Münster, 223 pp.
- Flores, J.A., Gorostidi, A., Lamolda, M.A. (1990).** Implicaciones de la diagénesis en el análisis bioestratigráfico con nannoflora de tres secciones Maastrichtiense/Daniense de la Región Vasco-cantábrica. *Com. Reunión de Tafonomía y Fosilización*, 145-150.
- Fuchs, K., Froidevaux, C. (Eds.) (1987).** Composition, Structure and Dynamics of the Lithosphere-Asthenosphere System., Geological Society of America, Geodynamic Series Volume 16, Boulder, Colorado, 327 p.
- Gawenda, P. (1999).** Climatic and tectonic controls on turbiditic and pelagic sedimentation in the deep sea: the Paleocene–lower Eocene Zumaia Series (northern Spain). PhD Thesis ETH Zürich, No. 13110, 212 pp.
- Giannetti, A. (2009).** Influence of climate, sea-level changes and tectonics on ichnoassemblages distribution in a carbonate-dominated, deep-marine environment (Upper Paleocene, Zumaya section). *Palaeog.*, *Palaeocl.*, *Palaeoecol.*, 285 (1-2), 104-118.
- Gómez de Llarena, J. (1946).** Revisión de algunos datos paleontológicos del Flysch Cretáceo y Numulítico de Guipúzcoa. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 15, 109-165.
- Gómez de Llarena, J. (1949).** Datos paleontológicos. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 19, 115-127.
- Gómez de Llarena, J. (1954-56).** Observaciones geológicas en el Flysch Cretácico-Numulítico de Guipúzcoa. *Monografía Inst. "Lucas Mallada"*, *Invest. Geol.*, Vol.I, 98 pp. y II, 47 pp.
- Gómez-Alday, J.J. (2002).** Inocerámidos (*Bivalvia*), Diagénesis e implicaciones paleoambientales. Maastrichtiense inferior. Golfo de Vizcaya. País Vasco. Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco, Bilbao, 232 pp.
- Gómez-Alday, J.J., Elorza, J. (2003).** Diagenesis, regular growth and records of seasonality in inoceramid shells (*Bivalvia*) from Bay of Biscay mid-Maastrichtian hemipelagic beds sections, Netherlands *Journal of Geosciences* 82, 289–301
- González Amuchastegui, M.J., Serrano Cañadas, E., Edeso Fito, J.M., Meaza Rodríguez, G. (2005).** Cambios en el nivel del mar durante el Cuaternario y morfología litoral en la costa oriental

cantábrica (País Vasco y Cantabria). En: Geomorfología litoral y Cuaternario, Libro Homenaje al Prof. V.M. Roselló i Verger (Sanjaume E., Mateu, J.F. Eds.), Publicaciones Universidad de Valencia, p. 167-180.

- Gorostidi, A. (1993).** Nanofósiles calcáreos y eventos del Cretácico Medio-Superior de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Tesis Doctoral. Universidad del País Vasco / Euskal Herriko Unibertsitatea 331pp
- Gutiérrez Elorza, M. (2008).** Geomorfología. Pearson Educación. Madrid, 920 pp.
- Herm, D. (1965).** Mikropalaeontologische-stratigraphische Untersuchungen im Kreideflysch zwischen Deva und Zumaya (Prov. Guipúzcoa, Nordspanien). Z. Deutsch. Geol. Ges., 115, 277-348.
- Hillebrandt, A. von (1965).** Foraminiferen-Stratigraphie in Alttertiär von Zumaya (Provinz. Gupuzcoa, N.W. Spanien), un ein vergleich mit anderen Tethys-Gebieten. Bayer Akad. Wiss., Math.-Nat. Kl. Abh., n. F., 123, 1-62.
- Jehanno, C., Boclet, D., Bonte, P., Devineau, J., Rocchia, R., (1987).** L'iridium dans les minéraux à la limite Crétacé Tertiaire de plusieurs sites européens et africains. Mém. Soc. Géol. Fr. 150, 81-94.
- Kapellos, V.C. (1974).** Über das Nannoplankton im Alttertiär des Profils von Zumaya-Guetaria (Provinz Guipúzcoa, Nordspanien). Eclogae Geol. Helv., 67 (2), 435-444.
- Kindelán, V. (1919).** Notas sobre el Cretáceo y el Eoceno de Guipúzcoa. Bol. Inst. Geol. de España, t. XL, 165-203.
- Kruit, C., Brouwer, J., Knox, G., Schollinberger, W., Van Vliet, A. (1975).** An excursion to the Tertiary deep-water fan deposits near San Sebastian (Province of Guipuzcoa, Spain). 9th International Congress of Sedimentology, Nice, 80 pp.
- Kuhnt, W., Kaminski, M.A. (1993).** Changes in the community structure of deep water agglutinated foraminifers across the K/T boundary in the Basque Basin (Northern Spain). Rev. Esp. Micropal. 1, 57-92.
- Kuhnt, W., Kaminski, M.A. (1997).** Cenomanian to lower Eocene deep-water agglutinated foraminifera from the Zumaya Section, Northern Spain. Journal of the Geological Society of Poland, 67, 257-270.
- Lamolda M.A., Mathey, B., Wiedmann, J. (1987).** Field-guide excursion to the K/T Boundary at Zumaya and Biarritz. III Jornadas de Paleontología-Paleontología y evolución: fenómenos de extinción, 33 pp.
- Lamolda, M.A., Gorostidi, A. (1992).** Nannofossil stratigraphic record in Upper Maastrichtian-Lowermost Danian at Zumaya (Northern Spain). Memorie di Scienze Geologiche, XLIII, 149-161.
- Lamolda, M.A., Paul, C.R.C. (2007).** Carbon and oxygen stable isotopes across the Coniacian/Santonian boundary at Olazagutia, northern Spain. Cretaceous Research, 28, 37-45.
- López Martínez, N., Truyols Santonja, J. (1994).** Paleontología. Conceptos y métodos. Editorial Síntesis. Ciencias de la vida, 19. pp. 334.
- Leszczynski, S. (1991).** Oxygen-related controls on predepositional ichnofacies in turbidites, Guipuzcoan Flysch (Albian-lower Eocene), northern Spain. Palaios, 6 (3), 271-280.
- Leszczynski, S. (1991).** Trace-fossil tiering in flysch sediments : examples from the guipúzcoan flysch (Cretaceous-Paleogene), northern Spain. Palaeog., Palaeocl., Palaeoecol., 88(3-4), 167-184.
- Maestre A. (1876).** Reseña geológica de las Provincias Vascongadas. Bol. Instit. Geol. y Min. España, 3, 283-327.
- Margolis S.V., Mount, J.F., Doehne, E., Showers, W., Ward P. (1987),** The Cretaceous/ Tertiary Boundary Carbon and Oxygen Isotope Stratigraphy, Diagenesis, and Paleoceanography at Zumaya, Spain, Paleoceanography, 2(4), 361-377.
- Martínez-Ruiz, F. (1994).** Geoquímica y mineralogía del tránsito Cretácico-Terciario en la Cordillera Bética y en la cuenca Vasco-Cantábrica. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 280 p.

- Mathey B. (1982).** El Cretácico superior del Arco Vasco. In: Universidad Complutense de Madrid (Ed.), El Cretácico de España. Madrid, 111-136.
- Mathey B. (1986).** Les Flysch Crétacé supérieur des Pyrénées Basques. Age, autonomie, origine du material milieu de dépôt et relations avec l'ouverture du golfe de Gascogne. Tesis Doctoral. Universidad de Dijon. 403 pp.
- Mathey B. (1987).** Les flyschs Crétacé Supérieur des Pyrénées Basques. Mémoires Géologiques, Université de Dijon 12, 399 pp.
- Mendizabal, J. (1923).** Deslinde del Eoceno en la Provincia de Guipúzcoa. Bol. Instit. Geol. España, XLIV, Zaragoza, 449-453.
- Molina E., Arenillas I, Schmitz B. (1996).** Field trip guide to the Paleocene and Early Eocene of Zumaya section. In: E. Molina et al. eds. Early Paleogene Stage Boundaries. Abstracts and field trip guides. 57-72.
- Mount J.F., Margolis, S.V., Showers, W., Ward, P., Doehne, E. (1986).** Carbon and oxygen isotope stratigraphy of the upper Maestrichtian, Zumaia, Spain: a new record of oceanographic biological changes at the end of the Cretaceous period. *Palaios*. 1, p. 87.
- Nicolas A. (1987).** Principios de Tectónica, Ed. Masson, Paris, 185 p.
- Ortiz, N. (1993).** Los microforaminíferos bentónicos del tránsito Paleoceno - Eoceno y sus implicaciones bioestratigráficas y paleoecológicas. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza. 274 pp.
- Ortiz, S. (2006).** Análisis de eventos del Paleógeno con foraminíferos bentónicos. Taxonomía, reconstrucción paleoambiental y aplicación cronoestratigráfica. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza. 371 pp.
- Orue-Etxebarria X., Bernaola G., Baceta J.I., Angori E., Caballero F., Monechi S., Pujalte V., Dinarès-Turell J., Apellaniz E., Payros A. (2004).** New constraints on the evolution of planktic foraminifers and calcareous nannofossils across the Paleocene-Eocene boundary interval: the Zumaia section revisited. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 234, 223-259
- Orue-Etxebarria, X., Alegret, L., Apellaniz, E., Arenillas, I., Baceta, J.I., Bernaola, G., Caballero, F., Dinarès-Turell, J., Martín-Rubio, M., Molina, E., Ortiz, S., Pujalte V., Schmitz, B. (2007).** The Zumaia Section: a robust candidate for the placement of the Danian/Selandian and Selandian/Thanetian boundaries. *Internacional Workshop of the Paleocene Working Group. Zumaia. Volume of Abstracts*, 33-35.
- Orue-Etxebarria, X., Madina, E., Gil, P.P., Artaraz, J., Yusta, I., Baceta, J.I., Herrero J.M., Berodia, R., Lasa, J.M., Ugarte J.M., Mintegui, J.M., Apellaniz E., Telleria, K. (2008).** Hornos de ferreñas de monte (haizeolak): nuevos datos en Bizkaia y primeros hallazgos en territorio guipuzcoano. *Revista: Euskonews, Media*, 458: 1-4 (2008).
- Orue-Etxebarria X., Artaraz J., Madina E., Tellería K., Galarza E., Apellaniz E., Astibia H. (2009).** Primera cita de hornos de reducción del hierro prehidráulicos (haizeolas, ferreñas de monte) en Araba. *Euskonews, Media*, 487: 1-4.
- Orue-Etxebarria X., Apellaniz E., Artaraz, J., Basterretxea, A., Berodia, R., Eloegi, J.M., Galarza, E., Lasa, J.M., Madina, E., Mintegi, J.M., Tellería, K. (2010).** Características del “horno vasco” asociado a las “haizeolak”: hornos de reducción de gran tamaño. *Euskonews, Media*, 524: 1-4 (2010).
- Orue-Etxebarria, X., Apellaniz, E., Baceta, J.I., Gil-Crespo, P.P., Herrero J.M., Yusta, I. (2010).** Haizeolak eta burdin hobiak Euskal Herrian. *Ekaia*, 23, 51-63 (2010).
- Orue-Etxebarria X., Baceta J.I., Apellaniz E. (2011).** 145 años de Investigaciones Geológicas en el Flysch Deba-Zumaia. *Euskonews, Media*, 568: 1-4 (2011).
- Pascal, A. (1984).** Les systèmes biosédimentaires urgoniens (Aptien-Albien) sur la marge nord-ibérique. Thèse, Université de Dijon, 561 pp.
- Percival, S.F., Fischer, A.G. (1977).** Changes in Calcareous nannoplankton in the Cretaceous-Tertiary biotic crisis at Zumaya, Spain. *Evolutionary Theory*, 2, 1-35.

- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. (1964).** Atlas and glossary of primary sedimentary structures. Springer-Verlag, New York, 370 pp.
- Pujalte, V., Robles, S., Orue-Etxebarria, X., Zapata, M. (1988).** Secuencias deposicionales del tránsito Cretácico-Terciario del surco flysch de la Cuenca Vasco-Cantábrica: relaciones con la tectónica y los cambios del nivel marino. *Actas del II Congreso Geológico de España, Simposios*, 251-259.
- Pujalte, V., Robles, S., Zapata, M., Orue-Etxebarria, X., García-Portero, J. (1989).** Sistemas sedimentarios, secuencias deposicionales y fenómenos tectoestratigráficos del Maastrichtiense superior-Eoceno inferior de la cuenca vasca (Guipúzcoa y Vizcaya). XII Congreso Español de Sedimentología, Bilbao, Guía de Excursiones, 47-88.
- Pujalte, V., Baceta, J.I., Payros, A. (1992).** Paleocene-middle Eocene Paleogeography, Facies and Sequence Stratigraphy of the southwestern Pyrenees (Pamplona and Basque Basins. Seminario de campo (5 días) Ámbito: "Organizado para el Servicio Geológico de Dinamarca".
- Pujalte, V., Robles, S., Baceta, J.I., Orue-Etxebarria, X. (1992).** Eocene sedimentation in the deep-water Basque Basin (northern Spain): eustatic and tectonic influences. Seminario de campo (4 días) Ámbito: Simposio "International Sequence Stratigraphy of European Basins". Dijon (Francia).
- Pujalte, V., Baceta, J.I., Payros, A., Orue-Etxebarria, X. (1993).** Latest Cretaceous-Early Eocene Stratigraphy and Facies of the SW and W Pyrenees. Curso de campo (6 días) Ámbito: prepara do para la empresa multinacional Shell International Petroleum Maatschappij BV.
- Pujalte, V., Baceta, J.I., Payros, A., Orue-Etxebarria, X., Serra-Kiel, J. (1994).** Late Cretaceous-Middle Eocene Sequence Stratigraphy and Biostratigraphy of the SW and W Pyrenees (Pamplona and Basque Basins, Spain. Seminario de campo (4 días) Ámbito: Groupe d'Étude du Paléogène (GEP) y el grupo de trabajo del IGCP Project 286.
- Pujalte, V., Baceta, J.I., Dinarès-Turell, J., Orue-Etxebarria, X., Parés, J.-M., Payros, A. (1995).** Biostratigraphic and magnetostratigraphic intercalibration of latest Cretaceous and Paleocene depositional sequences from the deep-water Basque basin, western Pyrenees, Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 136 (1-2), 17-30.
- Pujalte, V., Baceta, J. I., Payros, A. y Orue-Etxebarria, X. (1995).** Ochenta millones de años de evolución geológica: resultados en el norte de Guipuzkoa. Seminario de campo (2 días) Ámbito: Asociación Española para la Enseñanza de las Ciencias de la Tierra (AEPECT). Zaragoza
- Rocchia, R., Boclet, D., Bonté, Ph., Devinau, J., Jéhanno, C., Rénard, M. (1987).** Comparaison des distributions de l'iridium observées à la limite Crétacé-Tertiaire dans divers sites européens. *Mém. Soc. Geol. France, N.S.*, 150, 95-103.
- Rodríguez-Tovar, F.J., Uchman, A., Orue-Etxebarria, X. Apellaniz, E., Baceta, J.I.. (2011).** Ichnological analysis of two Cretaceous/Paleogene (K/Pg) boundary sections of the Basque-Cantabrian Basin, SW France and N Spain: Refining eco-sedimentary environment. *Sedimentary Geology* , 234, 1-13 (2011).
- Roggenthien, W.M. (1976).** Magnetic stratigraphy in of the Paleocene. A comparison between Spain and Italy. *Memorie della Società geologica Italiana* 15, 73-82.
- Rosell, J. (1988).** Ensayo de síntesis del Eoceno surpirenaico: el fenómeno turbidítico. *Rev. Sociedad Geológica de España*, 1 (3-4), p.357-364.
- Rosell, J., Remacha, E., Zamorano, M., Gabaldón, V. (1985).** La serie turbidítica del Cretácico superior del País Vasco. *Boletín Geológico y Minero*, 96, p. 361-366.
- Ruiz de Gaona, M. (1948).** La fauna principalmente nummulítica de la serie terciaria guipuzcoana. *Estudios Geológicos*, 9, 133-158.
- Ruiz de Gaona, M. (1948).** Sobre un microforaminífero terciario desconocido en España. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 18, 3-18.
- Ruiz de Gaona, M., Colom, G. (1950).** Estudios sobre las sinecias de los foraminíferos eocénicos de la vertiente meridional del Pirineo (Cataluña-Vizcaya). *Estudios Geológicos*, 12, 293-434.

- Schmitz B., Molina E., von Salis K. (1998).** The Zumaya section in Spain: a possible global stratotype section for the Selandian and Thanetian stages. *Newsletters on Stratigraphy*. 36(1), 35-42.
- Schmitz, B., Asaro, F., Molina, E., Monechi, S., Von Salis, K., Speijer, R.P. (1997).** High-resolution iridium, $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$, foraminifera and nannofossil profiles across the latest Paleocene benthic extinction event at Zumaya, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 133, 49-68.
- Schmitz, B., Pujalte, V., Núñez-Betelu, K. (2001).** Climate and sea-level perturbations during the Initial Eocene Thermal Maximum: evidence from siliciclastic units in the Basque Basin (Ermua, Zumaia and Trabakua Pass) northern Spain. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, 165, 299-320
- Schmitz B., Asaro F., Molina E. Monechi S. von Salis K., Speijer R.P. (2007).** High-resolution iridium, $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$, foraminifera and nannofossil profiles across the latest Paleocene benthic extinction event at Zumaya, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 133 (1-2). 49-68.
- Schmitz, B., Pujalte V., Molina E., Monechi S., Orue-Etxebarria X., Speijer R.P., Alegret L., Apellaniz E., Arenillas I., Aubry M-P., Baceta J.I., Berggren W.A., Bernaola G., Caballero F., Clemmensen A., Dinarès-Turell J., Dupuis Ch., Heilmann-Clausen C., Hilario Orús A., Knox R., Martín-Rubio M., Ortiz S., Payros A., Petrizzo M. R., von Salis K., Sprong J., Steurbaut E., Thomsen E. (2011).** The Global Stratotype Sections and Points for the bases of the Selandian (Middle Paleocene) and Thanetian (Upper Paleocene) Stages at Zumaia, Spain. *Episodes* Vol. 34, no. 4, 220-243
- Smit, J., ten Kate, W.G.H.Z. (1982).** Trace-element patterns at the Cretaceous-Tertiary boundary — Consequences of a large impact. — *Cretaceous Res.* 3, 307–332.
- Smit, J., Romein, A.J.T. (1985).** A sequence of events across the Cretaceous-Tertiary boundary. *Earth Planetary Science Letters*, 74, 155-170.
- Stuart Menteath, P. W. (1880-1881).** Sur la géologie des Pyrénées, de la Navarre, du Guipúzcoa et du Labourd.
- Stuart Menteath, P. W. (1894).** Sur le flysch de Biarritz et de Saint Sebastián. *C. R. Som. de la S. G. de France*.
- Studer, B. (1827).** Remarques géognostiques sur quelques parties de la Chaîne septentrionale des Alpes. *Ann. Sci. Nat. Paris* 11 (1827), pp. 1–47.
- Sunamura, T. (1992).** Geomorfología de costas acantiladas (en inglés). *Wiley, Chichester*, 302 p.
- Teixell, A. (2000).** "Geotectónica de los Pirineos". *Investigación y Ciencia*, 288: 54-65.
- Ten Kate, W.G.H.Z., Sprenger, A., (1993).** Orbital cyclicity above and below the Cretaceous/Paleogene boundary at Zumaya (N Spain), Agost and Relleu (SE Spain): *Sedimentary Geology*, v. 87, p. 69-101.
- Van Vliet, A. (1982).** Abanicos submarinos y depósitos asociados en el Terciario inferior de Gipuzkoa (norte de España). *Tesis Doctoral* de la Universidad de Utrecht, 145 p. (en inglés).
- Völtz, H. (1964).** Zur Geologie der Pyrenäiden im Nordwestlichen. Navarra-Spanien..Tesis Doctoral. Münster-Diss., 192 pp.
- Ward, P.D., Wiedmann, J. (1983).** The Maastrichtian ammonite succession at Zumaya, Spain. -Abstracts, *Symposium on Cretaceous Stage Boundaries*, Copenhagen. 1983, 205-207.
- Ward, P., Wiedmann, J., Mount, J.F. (1986).** Maastrichtian molluscan biostratigraphy and extinction patterns in a Cretaceous/Tertiary boundary section exposed at Zumaya, Spain. - *Geology*, 14, 899-903.
- Ward, P.D., Kennedy, W.J., MacLeod, K.G. and Mount, J.L. (1991)** Ammonite and inoceramid bivalve extinction patterns in Cretaceous/Tertiary boundary sections of the Biscay region (southwestern France, northern Spain), *Geology* 19, 1181–1184.

- Ward, P.D., Kennedy, W.J. (1993).** Maastrichtian Ammonites from the Biscay Region (France, Spain) . Memoir (The Paleontological Society), *Journal of Paleontology* 34 (Suppl. to Vol. 67), 5, 1-58.
- Wegener, A. (1915).** Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Sammlang Vieweg, 23, 94 págs. Braunschweig (hubo varias ediciones posteriores) [El origen de los continentes y océanos. Ediciones Pirámide, S.A. Ciencias del hombre y la naturaleza. 230 págs. Madrid, 1983.
- Weller, J.M. (1960)** Stratigraphic Principles and Practice. *Harper*, New York, 725 pp.
- Wiedmann J. (1960).** Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ses Céphalopodes. - *C. R. 84^e Congr. Soc. Savantes Paris Départ., Sect. Sci., Coll. Crétacé sup.*, Dijon 1959, 709-764.
- Wiedmann, J. (1962).** Ammoniten aus der Vascogotischen Kreide (Nordspanien). I. Phylloceratina, Lytoceratina. - *Palaeontogr., (A)* 118 Stuttgart, 119-237,.
- Wiedmann, J. (1969).** The heteromorphs and ammonoid extinction. - *Biol. Rev.*, Cambridge 44, 563-602,.
- Wiedmann, J., Lamolda, M., Rodríguez-Lázaro, J. (1981).** Field Guide: Excursions to Coniacian-Maastrichtian of Basque-Cantabric Basin. - WGCM Subcomm., Cretaceous Stratigr., 3rd working session Tremp 1981, *Publ. Geol. Univ. autón. Barcelona*, 14: 53 pp.