



GEODIVERSIDAD DE LA FRANJA LITORAL DEBA-ZUMAIA

Un paseo geológico virtual

X. Orue-Etxebarria (1), J.I. Baceta (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

Parte I: Geología del tramo litoral entre Deba y Zumaia

<i>Introducción</i>	1
<i>El flysch: concepto y consideraciones generales</i>	2
<i>Tipos de rocas que constituyen el flysch: atributos principales y origen</i>	4
<i>Estratigrafía del flysch entre Deba y Zumaia</i>	8
<i>Los fósiles del flysch</i>	9
<i>Límites de edades geológicas y eventos significativos</i>	13
<i>La deformación tectónica</i>	15
<i>Los acantilados del flysch: un ejemplo de modelado litoral</i>	17
<i>Bibliografía de referencia</i>	20

Parte II: Paseo geológico virtual por el litoral Deba-Zumaia

<i>Localización de elementos y puntos geológicos de interés</i>	22
<i>Fichas de elementos y puntos de interés geológico</i>	24

Prólogo

El tramo litoral entre Deba y Zumaia constituye una de las zonas más conocidas y mejor estudiadas de todo el ámbito geológico de los Pirineos y, más particularmente, de su porción más occidental: la denominada cuenca o Región Vasco-Cantábrica. Tal circunstancia deriva de los atributos particulares de su registro geológico: un potente conjunto de rocas sedimentarias de persistente estratificación, formadas en un antiguo fondo marino que, a pesar de grandes semejanzas, era muy distinto a los fondos marinos actuales. A este potente conjunto de rocas sedimentarias se le conoce bajo la denominación genérica de “flysch”, término de amplia raigambre geológica, cuya concepción y uso han cambiado considerablemente con el tiempo y el avance del conocimiento.

La particular disposición de la sucesión flysch presente entre Deba y Zumaia, su continuidad estratigráfica y la riqueza de su registro en fósiles marinos, son hechos ya descubiertos y apreciados desde finales del siglo XIX y durante la primera mitad del siglo XX, periodo en el que comenzó a ser estudiada por personas que, como R. Adán de Yarza, J. Mendizabal, M. Ruíz de Gaona o J. Gómez de Larena, podemos considerar precursores de la investigación geológica de nuestro territorio. Durante su asistencia a congresos y reuniones por todo el territorio europeo, estos tenaces pioneros fueron difundiendo a la comunidad científica internacional las excelencias de esta particular sucesión flysch, despertando primero el interés de distinguidos especialistas de universidades europeas y, posteriormente, también de científicos norteamericanos. Ello dio lugar a que, durante toda la segunda mitad del siglo XX, la afluencia de investigadores y grupos de trabajo en diferentes disciplinas geológicas (Estratigrafía, Sedimentología, Paleontología, Geoquímica y Paleoceanografía entre otras) haya sido prácticamente continua y haya ido creciendo progresivamente, tanto en cantidad como en calidad. Prueba de ello es la ingente producción científica conseguida, con más de treinta Tesis Doctorales, la organización de numerosas excursiones y foros científicos generales o temáticos, y la publicación de más de un centenar de artículos de investigación sobre esta zona, muchos de ellos en algunas de las revistas internacionales más prestigiosas en el ámbito de Ciencias de la Tierra.

Esta obra no persigue ofrecer resultados novedosos o descubrimientos científicos de alto nivel. Por el contrario, intenta cubrir una faceta todavía poco explotada, que no es otra que la de ofrecer una visión general y didáctica sobre la geología de la sucesión flysch y, sobre todo, poder mostrar la variedad que atesora de una manera gráfica, amena y asequible. Bajo esta perspectiva y en detrimento del rigor científico, en su confección se ha puesto énfasis en proporcionar a cualquier interesado en la naturaleza y el medio físico de esta zona que acceda al volumen las herramientas básicas para entender la zona y su geología, como primer paso previo para poder apreciarlas y, por qué no, admirarlas. Debido a la dedicación docente de los autores en la universidad, la obra también tiene un claro fin académico, intentando ser un punto más de referencia y consulta para los alumnos que se inician en el estudio y las particularidades de la Geología.

*El volumen se organiza en 2 partes bien diferenciadas. La **primera parte** está dedicada a una descripción sintética aunque multidisciplinar de la geología del litoral Deba-Zumaia, que comienza con la explicación del propio término flysch, y se continua con la descripción de los principales atributos geológicos de la zona, como son los de índole estratigráfica y sedimentológica (tipos de rocas, organización*

estratigráfica de la sucesión flysch, eventos significativos registrados y límites de edades geológicas), paleontológica (principales tipos de fósiles y sus peculiaridades), tectónica (estructuras de deformación que afectan a la sucesión de rocas) y geomorfológica (modelado y formas de relieve características de la sucesión de acantilados, producto de su evolución más reciente).

*La **segunda parte** del volumen, por su parte, está dedicada a la descripción eminentemente visual de un total de cincuenta elementos y puntos de interés geológico de todo tipo, seleccionados de acuerdo a su importancia científica, su variedad, su belleza plástica y su carácter didáctico. Dicha información se presenta en forma de fichas ordenadas según su localización y tipología (estratigráfico-sedimentológica, paleontológica, tectónica o geomorfológica).*

La base de datos empleada para la elaboración de este volumen procede, por una parte, de la experiencia de más de 25 años de trabajo en la zona que atesora el grupo de autores y, por otra, de un reciente estudio de catalogación, realizado durante los años 2008 y 2009 mediante una subvención nominativa del Departamento de Medio Ambiente del Gobierno Vasco, impulsada desde su Dirección de Biodiversidad, por aquél entonces dirigida por Dña. Elisa Sainz de Murieta. Dicho estudio, realizado por los investigadores de la Universidad del País Vasco UPV-EHU que suscriben este volumen, se promovió en paralelo al complejo proceso de declaración del litoral entre Deba y Zumaia como Biotopo Protegido que desarrolló dicha Dirección de Biodiversidad. Este es un claro ejemplo de los beneficios que pueden conseguirse aunando esfuerzos desde la administración y el mundo de la ciencia, y en ese sentido los autores deseamos dejar constancia de nuestro profundo agradecimiento por haber podido ser partícipes de tal proceso de colaboración.

Y para terminar, un aspecto más que queremos destacar es el siguiente: si bien el tramo litoral Deba-Zumaia ostenta la denominación de “biotopo”, su declaración como espacio protegido bajo dicho epígrafe principalmente se fundamentó y promovió teniendo en cuenta la singularidad y calidad de su rico y variado patrimonio geológico. Quien sabe: igual algún día un avance de la normativa legal llegue a contemplar la declaración expresa de espacios protegidos en función de su geodiversidad y patrimonio geológico y, de ese modo, lleguen a instituirse figuras más específicas, circunstancia bajo la que este espacio merecería llegar a tener la denominación que en lógica le corresponde, que nos es otra que la de “Geotopo Protegido Deba-Zumaia”.

Leioa, 15 de Marzo de 2012

Xabier Orue-Etxebarria

Juan Ignacio Baceta

Estibaliz Apellaniz

Gilen Bernaola

Maite Martín

PARTE I

Geología del Biotopo Deba-Zumaia

Geología del tramo litoral entre Deba y Zumaia

Introducción

El litoral entre las localidades de Deba y Zumaia comprende un tramo de costa de aproximadamente 7.5km de longitud y una orientación general este-oeste, situado entre las desembocaduras de los ríos Deba y Urola (Fig. 1). Geológicamente, esta zona se caracteriza por contener rocas sedimentarias de tipo "flysch" que, en edad, comprenden desde el Cretácico inferior (Albiense, 105 millones de años) hasta el Paleógeno (Eoceno, 48 millones de años).

La sucesión de rocas a lo largo de los acantilados entre Deba y Zumaia aparece inclinada, de forma general, entre 30 y 60º hacia el norte-noreste, configuración mediante la cual las rocas más antiguas (de edad Albiense) se localizan en Deba y las más modernas (del Eoceno) en Zumaia (Fig.1). A lo largo de la franja litoral la sucesión flysch aparece expuesta de forma prácticamente continua, solo localmente trastocada por

estructuras tectónicas, correspondientes a fallas y pliegues de diferente tipo y escala.

El accidente tectónico más importante y significativo dentro de toda la zona corresponde a la falla del Andutz, estructura de orientación general norte-sur que discurre cercana a la localidad de Itziar y que sale al mar en la zona de Punta Aitzuri (Fig. 1). Las fallas y fracturas tectónicas de menor entidad son especialmente abundantes en las proximidades de la Falla del Andutz, aunque también se reconocen a lo largo de toda la franja litoral, como por ejemplo en Sondabeltza, Sakoneta, Pikote Azpia y en los acantilados de la playa de Itzurun, en Zumaia, donde son claramente apreciables bajo la ermita de San Telmo. Las fallas y fracturas a menudo aparecen acompañando a pliegues y flexuras de diversas orientaciones, entre los que destacan los pliegues invertidos entre Sorginetxe y Punta Aitzandi (Deba).

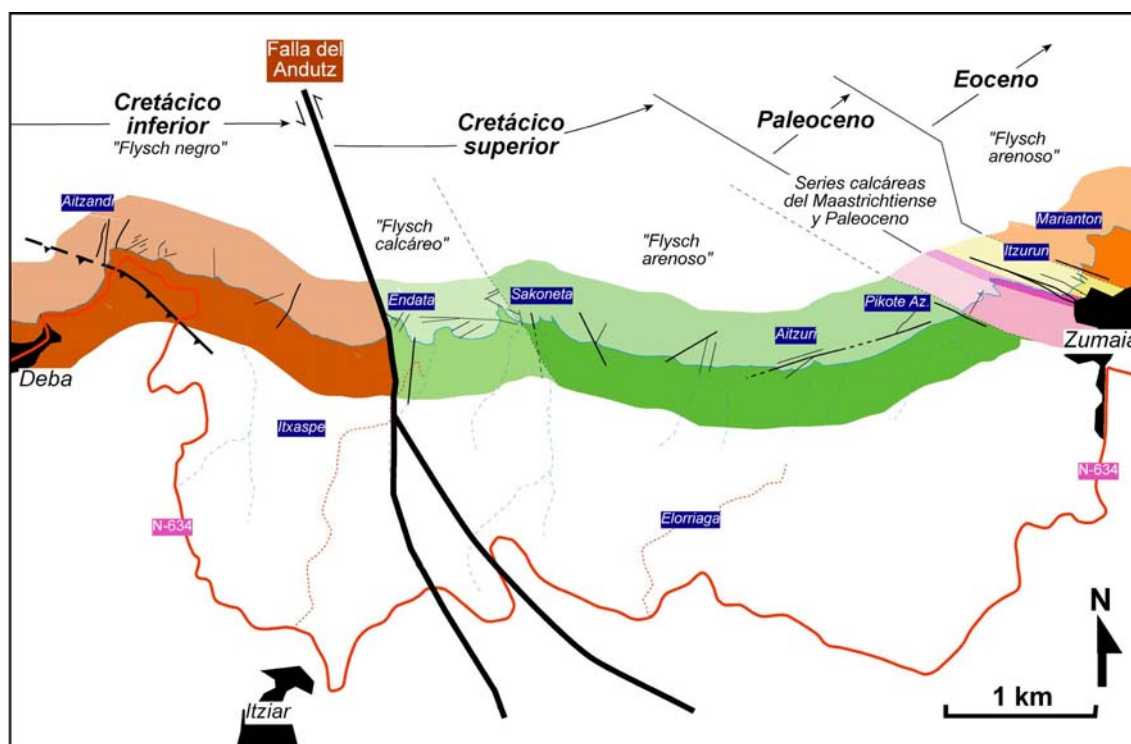


Figura 1. Cartografía geológica simplificada de la franja litoral entre Deba y Zumaia, con indicación de las grandes unidades estratigráficas que componen la sucesión flysch y su rango de edad general.

El flysch: concepto y consideraciones generales

En sentido amplio, en Geología se denomina como *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 muy bien definida (Fig. 2), y por contener proporciones importantes pero variables de depósitos de resedimentación. Como norma general, las rocas de este tipo de sucesiones aparecen como capas plano-paralelas claramente identificables, que en el

afloramiento (zona de roca expuesta) presentan una gran continuidad lateral (Fig. 2).

Las sucesiones de rocas flysch suelen representar un registro prácticamente continuo de la sedimentación que ocurrió en los fondos marinos antiguos y, de forma llamativa, 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).



Figura 2. Aspecto general de la sucesión flysch en las proximidades de Sakoneta. En la imagen se constata claramente la gran continuidad y carácter plano-paralelo de los estratos y la típica alternancia de capas duras y blandas que lo caracterizan.

A su vez, en las sucesiones flysch se han preservado, de forma excepcional, muchos de los principales cambios físicos, químicos y biológicos que se han producido en la Tierra a lo largo de los tiempos geológicos, tales como variaciones graduales o bruscas (extinciones) en la fauna y flora marinas, cambios del campo magnético terrestre, variaciones en la estructura de las masas de agua, fluctuaciones en el quimismo de las aguas oceánicas y eventos climáticos y oceanográficos de diferente tipo, origen y magnitud.

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 su carácter estratificado y a las fuertes pendientes del relieve, experimentaban frecuentemente procesos de deslizamiento y desplome. 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.

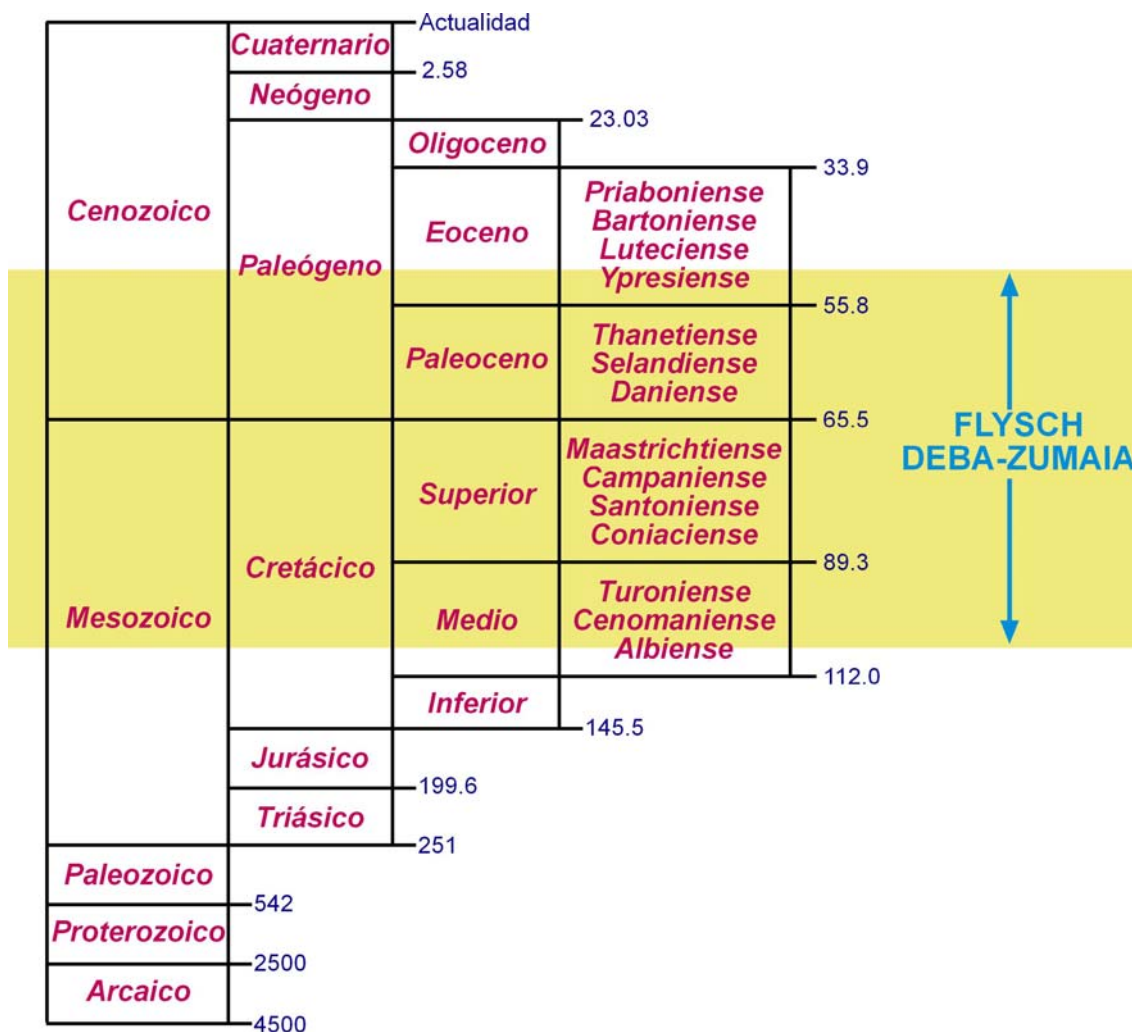


Figura 3. Tabla simplificada del tiempo geológico, indicando el intervalo temporal que representa el flysch Deba-Zumaia. Para caracterizar con más precisión dicho intervalo, en la columna de la derecha se incluye la sucesión de pisos cronoestratigráficos (de Albiense a Priaboniense) entre el Cretácico medio y el Eoceno. Las cifras en azul corresponden, por su parte, a edades absolutas en millones de años desde la actualidad, de los límites entre las diversas unidades cronológicas.

El flysch expuesto a lo largo del litoral entre Deba y Zumaia, forma una sucesión prácticamente continua de más de 5000 m de espesor y es uno de los mejores ejemplos de este tipo de formación geológica que se conoce en Europa. Por un lado, destaca por la excelente calidad de sus afloramientos, que conforman una línea de acantilados que, localmente, superan los 200m de altura. Por otro lado, el flysch entre Deba y Zumaia 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 una porción del Cretácico inferior, el Cretácico superior y una gran parte del Paleógeno (Fig. 3). Todos estos atributos son bien conocidos en la comunidad científica desde mediados del siglo XX y han generado una afluencia

prácticamente continua de investigadores y especialistas en Geología, desde Europa y Norteamérica. Fruto de ello, son las 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, Paleoclimatología y Paleoclimatología.

Las sucesiones de tipo flysch, como la que aparece entre Deba y Zumaia, siguen formándose en los fondos marinos actuales, tal y como se viene documentado en las numerosas campañas de exploración submarina que han realizado y realizan diferentes organismos de investigación, dentro de los programas internacionales del DSDP (Deep Sea Drilling Programme) y el ODP (Ocean Drilling Programme)

Tipos de rocas que constituyen el flysch: atributos principales y origen

Las sucesiones flysch, habitualmente, suelen incluir entre 2 y 5 tipos de rocas o litologías distintas. Tales tipologías se agrupan a gran escala en dos categorías principales denominadas como rocas “autóctonas” y rocas “resedimentadas”.

Las **rocas autóctonas** corresponden a rocas de aspecto más o menos compacto, resultantes de la acumulación de partículas de grano fino o muy fino (< 0,05 mm), que se depositaron sobre el fondo marino mediante un proceso de decantación lenta y continua. Tales partículas finas pueden ser de composición carbonatada (carbonato cálcico, principalmente restos de microorganismos planctónicos) o siliciclástica

(arcilla o limo síliceo) y, en función de sus proporciones, pueden dar como resultado 3 tipos de rocas principales: calizas (70-100% en peso de partículas carbonatadas, 0-30% partículas siliciclásticas), margas (40-60% partículas carbonatadas, 60-40% partículas siliciclásticas) y lutitas (70-100% partículas siliciclásticas, 0-30% partículas carbonatadas). Las calizas del flysch son generalmente rocas duras que tienden a formar capas resaltantes; por su parte, las margas y particularmente las lutitas son rocas blandas y deleznales que, por ser más fácilmente erosionables, en el afloramiento tienden a formar entrantes del relieve (Fig. 4A).

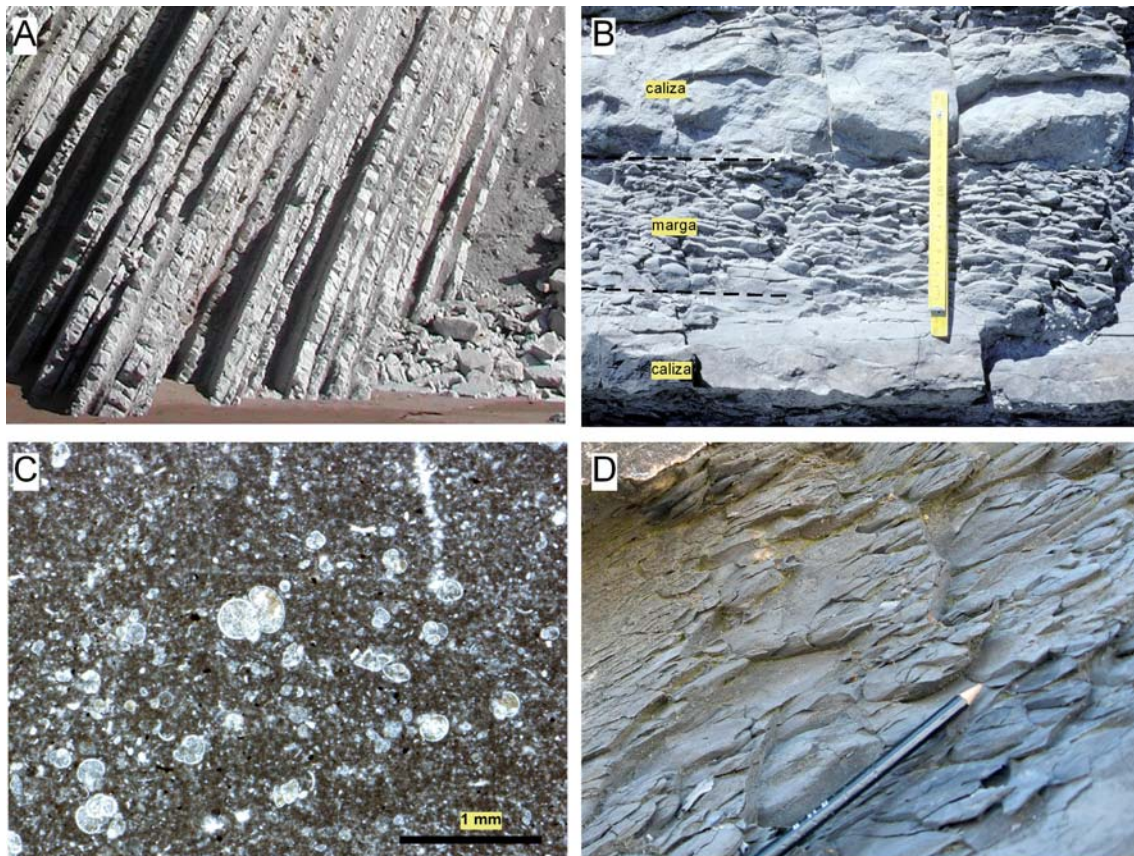


Figura 4. A: Alternancia más o menos regular de calizas y margas (Paleoceno de Zumaia). B: Vista de detalle de 2 capas de calizas separadas por un tramo de marga. Se aprecia que los límites entre ambos tipos de litología son graduales. C: Fotografía de microscopio de una caliza del flysch compuesta por partículas carbonatadas finas y conchas de foraminíferos planctónicos (en color blanquecino). D: Vista de detalle de una lutita del “Flysch negro” en Deba, mostrando su característico aspecto hojoso como resultado de la meteorización.

Las **rocas resedimentadas**, por su parte, corresponden a rocas que se formaron por la acumulación de partículas de grano medio-grueso (entre 0.05 y 20 mm), transportadas y depositadas sobre el fondo marino por diferentes tipos de corrientes submarinas. Tales

partículas son principalmente de composición siliciclástica (arenas-gravas de sílice), pero asimismo pueden ser de naturaleza carbonatada (restos y fragmentos de fósiles carbonatados), fosfatada (fragmentos de fósiles fosfatados, como dientes de peces o

fragmentos óseos) o incluso carbonosa (restos carbonizados de plantas) (Fig. 5). Las partículas de composición siliciclástica y carbonosa son mayoritariamente de procedencia continental. Fueron aportadas a las zonas litorales por los ríos y, una vez allí, se removilizaron y transportaron hasta el fondo marino profundo mediante corrientes de densidad, las denominadas “corrientes turbidíticas”, que

como demuestran las ediciones realizadas en los fondos marinos actuales son capaces de circular distancias de cientos de kilómetros sobre el fondo marino. Las partículas carbonatadas y fosfatadas suelen ser, principalmente, de procedencia litoral y se transportaban al fondo marino por los mismos procesos que las partículas siliciclásticas y carbonosas.

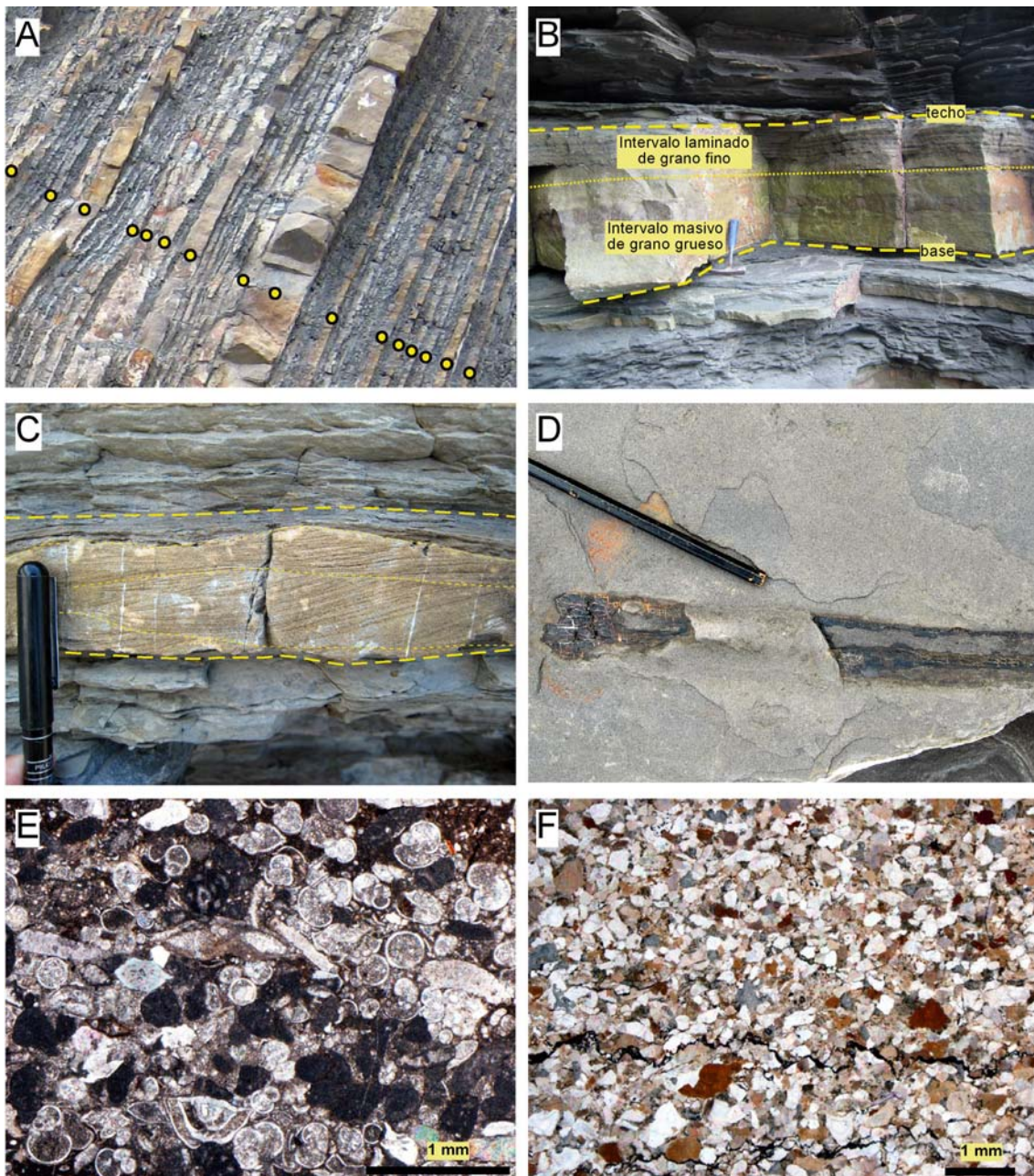


Figura 5. A: Vista de un tramo de 5m de sucesión flysch compuesta por lutitas, entre las que se intercalan capas de turbiditas de diferente espesor (puntos amarillos). B: Imagen mostrando la base neta y las divisiones más comunes de observar en una capa de turbidita de 0.5 m de espesor. C: Aspecto de detalle de una turbidita caracterizada por laminaciones cruzadas. La corriente que la depositó se habría desplazado de derecha a izquierda. D: Imagen de un fragmento de madera fosilizada preservado a la base de una capa turbidítica. E: Fotografía de microscopio de una turbidita principalmente compuesta por partículas carbonatadas (conchas de diferentes tipos de foraminíferos). F: Fotografía de microscopio de una turbidita compuesta por arena de cuarzo.

Los diferentes tipos de sedimentos granulares se depositaban sobre el fondo marino durante la fase de deceleración progresiva de las corrientes turbidíticas y, como resultado de ello, suelen aparecer formando capas de entre 1cm y 2m de espesor que, generalmente, son compactas y duras (al igual que las calizas forman resaltes en el afloramiento). Estas capas, comúnmente denominadas “turbiditas”, se caracterizan por presentar una base neta, una “gradación granulométrica” (disminución progresiva del tamaño de grano de las partículas de base a techo de la capa) y diferentes tipos de laminaciones de corriente (laminaciones paralela o cruzada) (Figs. 5A, B y C).

En muchos casos, las turbiditas se organizan internamente con una secuencia vertical característica conocida como “secuencia de Bouma”. En las turbiditas en que se ha preservado la secuencia completa, ésta se expresa, de base a techo, por los siguientes términos: un tramo basal de arena masiva (intervalo a), un tramo arenoso con laminación paralela centimétrica (intervalo b), un tramo

arenoso de laminación cruzada (intervalo c), un tramo de laminación paralela milimétrica (intervalo d) y, por último, un tramo de lutitas de decantación (intervalo e).

Durante su desplazamiento sobre el fondo marino, las corrientes turbidíticas eran capaces de erosionar dicho fondo, dando lugar a una amplia gama de estructuras que generalmente se han preservado como moldes a la base de las turbiditas. Entre ellas fundamentalmente destacan los “flutes” y los “grooves” (términos en inglés). Los “flutes” corresponden a pequeñas “cinceladas” de forma cónica o elipsoidal y de entre 1 y 10 cm de longitud, que presentan su vértice más agudo siempre orientado hacia la zona de procedencia de la corriente. Normalmente aparecen agrupados y con una misma orientación (Fig. 6A). Por su parte, los “grooves” corresponden a acanaladuras de hasta varios metros de longitud que, principalmente, se generaron por el arrastre durante el desplazamiento de la corriente turbidítica, de una gran partícula (canto o incluso pequeño bloque) sobre el fondo marino poco consolidado (Fig. 6B).

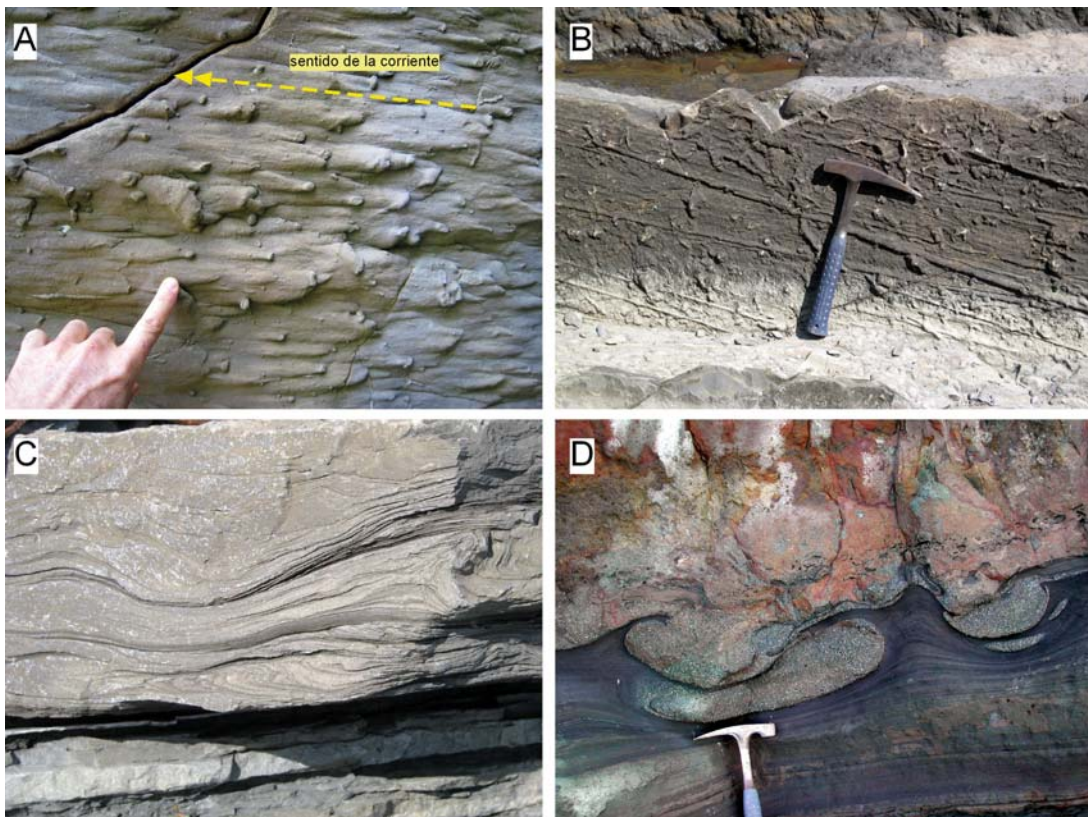


Figura 6. A: Imagen de marcas de corriente (flutes) a la base de una capa turbidítica. Se puede apreciar que los flutes presentan similar orientación, con el vértice más prominente situado a la derecha, indicando un sentido de desplazamiento de la corriente generadora de derecha a izquierda. B: Imagen de grooves a la base de una capa turbidítica. C: Turbidita mostrando laminaciones distorsionadas (laminación convoluta), generadas por removilización del fluido intersticial tras el depósito de la capa arenosa. D: Excepcionales ejemplos de estructuras de carga a la base de una turbidita, generadas cuando el sustrato lutítico estaba todavía sin consolidar.

Las capas de arena depositadas por las corrientes turbidíticas suelen contener gran cantidad de fluido intersticial (agua). Durante el depósito o en los momentos posteriores, este fluido tiende a escapar hacia arriba entre los granos, generando la deformación y plegamiento de las laminaciones internas de la capa y dando lugar a estructuras como la "laminación convoluta" (Fig. 6C). A su vez, el peso de las capas de arena sobre el lecho fangoso puede dar lugar a la génesis de "estructuras de carga", en las que se observa como el sedimento arenoso se adentra en los materiales que se encuentran debajo (Fig. 6D). Otra estructura que podemos encontrar en este tipo de depósitos marinos son los "ripples". Estos son ondulaciones asimétricas sobre la superficie de los estratos, producidas por el

transporte de granos de arena y limo sobre un lecho marino sin consolidar por un fluido en movimiento, en este caso correspondiente a las corrientes turbidíticas.

Dentro de la categoría de depósitos resedimentados también se incluyen los denominados "slumps". Estos son depósitos resultantes del deslizamiento y/o desplome de una porción de sedimentos (calizas, margas y/o turbiditas) depositados previamente en zonas inestables del fondo marino o con cierta pendiente original y que todavía no estaban consolidados. El resultado son capas de hasta varios metros de espesor de material con evidencias de distorsión, fracturación y plegamiento, fundamentalmente en forma de bloques y fragmentos de rocas y estratos replegados de forma bastante peculiar (Fig. 7).

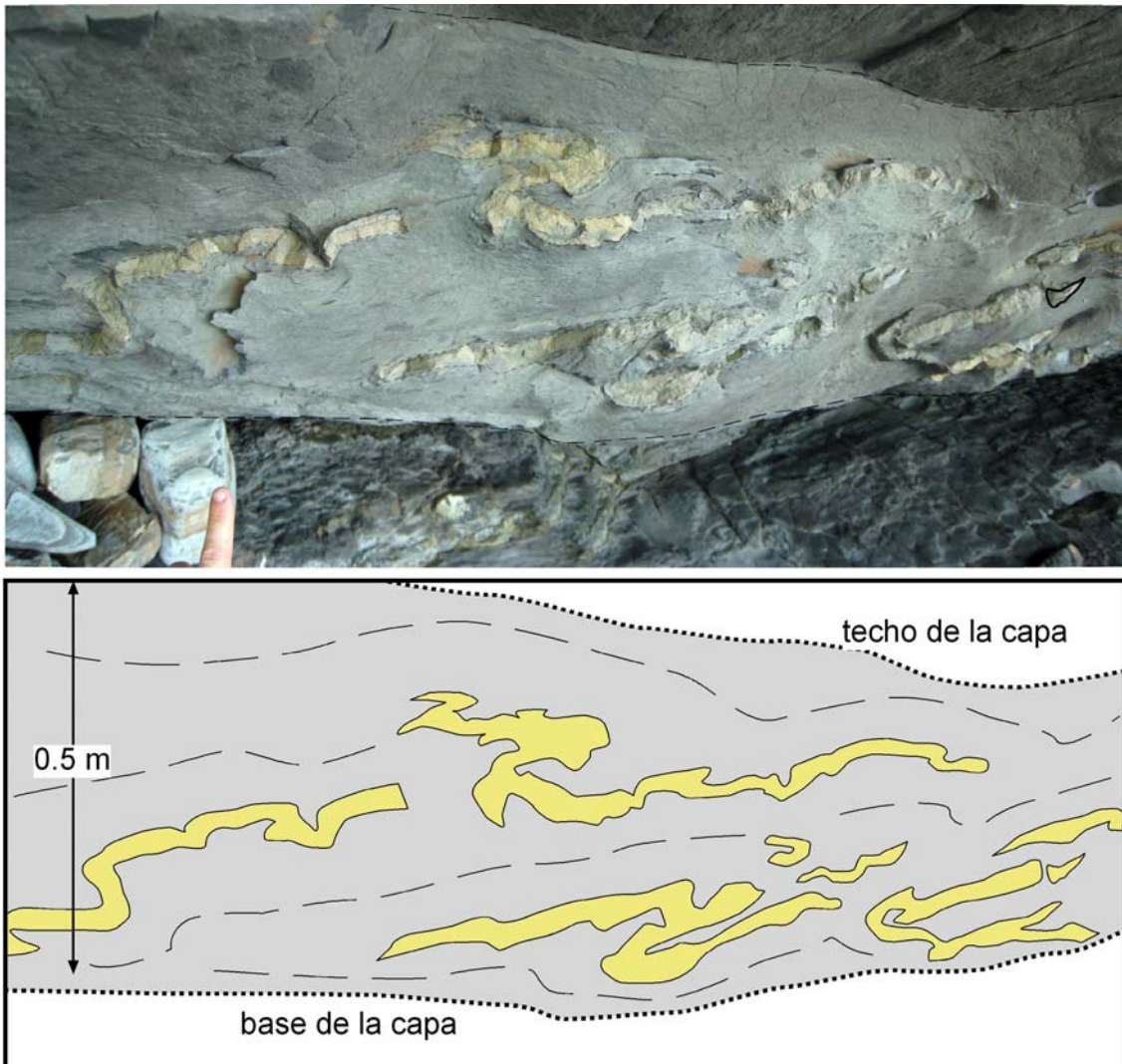


Figura 7. Vista en corte (arriba) y esquema ilustrativo (abajo) de la estructura de una capa de slump dentro de la sucesión flysch. Esta capa presenta delgados niveles de turbiditas replegados que se depositaron pero que fueron poco después deformados por el proceso de desplome submarino.

Al igual que ocurre en otros contextos de sedimentación, durante la fase de litificación (consolidación por transformación del sedimento en roca) los sedimentos del flysch pueden experimentar transformaciones y la formación de nuevos tipos de rocas como son los nódulos y las septarias. Los “nódulos”, también llamados concreciones, son concentraciones de forma ovalada de una fase

mineral (normalmente calcita, sílice o siderita) que crecen dentro del sedimento y que en ocasiones llegan a formar niveles prácticamente continuos (Figs. 8A y 8B). Las “septarias” son un tipo especial de nódulo que, por procesos de retracción interna, desarrolla una red de fracturas radiales y concéntricas, que posteriormente se rellenan por minerales cristalinos (calcita, cuarzo, barita, etc.) (Fig. 8C).

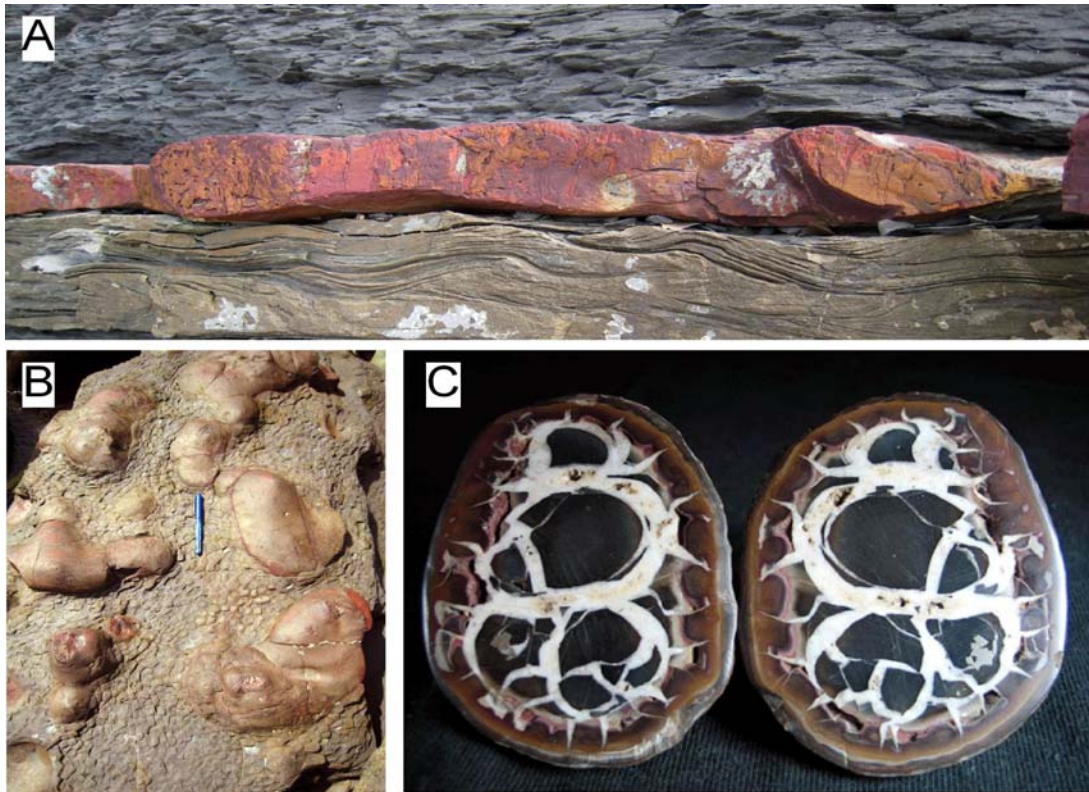


Figura 8. A: Nódulos de siderita formando un nivel semi-continuo entre una turbidita (abajo) y lutitas (arriba). B: Vista en planta de un nivel de nódulos de siderita. C: Ejemplo de septaria de Deba con desarrollo de fracturas concéntricas y radiales rellenas de calcita.

Estratigrafía del flysch entre Deba y Zumaia

La distribución de los diferentes tipos de rocas que forman la sucesión flysch entre Deba y Zumaia 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 gran escala y siguiendo un orden de antigüedad dentro de toda la sucesión flysch se distinguen las siguientes unidades y subunidades.

1) **Flysch Negro o Formación Deba.** Es la unidad más antigua y se reconoce entre Deba y

la cala de Ixaspe, donde es interrumpida de forma brusca por la falla del Andutz. 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. 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 900-1000m e, internamente, incluye una parte inferior fundamentalmente formada por lutitas y margas (600m) y una superior en la que alternan, en proporciones, similares lutitas y

turbiditas siliciclásticas, estas últimas en capas de hasta 1m de espesor. En tiempo geológico, la unidad representa unos 6 millones de años, entre 100 y 106 millones de años.

2) **Flysch calcáreo** del Cretácico superior o **Formación Itziar**. Esta unidad del flysch alcanza un espesor cercano a los 700m y se reconoce entre la falla del Andutz, en Punta Endata, y la ensenada de Sakoneta. 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. Las turbiditas, que por lo general aparecen formando niveles de 10-30cm y de composición tanto siliciclástica como carbonatada, son comparativamente más abundantes en la mitad superior de la unidad. En tiempo geológico la unidad representa unos 13 millones de años entre 96 y 83 millones de años

3) **Flysch arenoso** del Cretácico superior o **Formación Aginaga**. Como indica su denominación (denominación), en esta unidad son abundantes los niveles de turbiditas siliciclásticas, que son más abundantes y de mayores espesores (hasta 1m) en su tercio inferior. Se reconoce a lo largo de los acantilados entre la ensenada de Sakoneta y Pikote Azpia, y alcanza un espesor cercano a los 1500m. En tiempo, representa unos 15 millones de años, entre 83 y 68 millones de años.

4) **Serie calcáreas** del Maastrichtiense y Paleoceno. Este conjunto alcanza un espesor

máximo de 600m y está, de nuevo, constituido principalmente por rocas carbonatadas (calizas y margas). En efecto, la presencia de turbiditas es baja, así como sus espesores (rara vez superan los 20cm). Los afloramientos se localizan entre Pikote Azpia y la entrada a la playa Zumaiarra de Itzurun. A lo largo de este sector son claramente distinguibles 3 subunidades correspondientes a la serie rojiza del Maastrichtiense o **Formación Zumaia-Algorri** (300m), las denominadas Calizas del Danes o **Formación Aitzgorri** (50m) y la serie gris del Paleoceno superior o **Formación Itzurun** (250m). En tiempo geológico, todo el conjunto representa unos 13 millones de años, entre 68 y 55 millones de años.

5) **Flysch arenoso** del Eoceno o **Formación Jaizkibel**. La unidad más joven en edad del flysch se caracteriza nuevamente por presentar gran cantidad de niveles turbidíticos, que desde su parte inferior se van haciendo progresivamente más abundantes y de mayor espesor (algunas capas alcanzan los 3m). Dentro del biotopo, entre la playa de Itzurun y la punta Marianton, solo se reconoce la parte inferior de la unidad (400m), aunque la unidad se continúa hacia el este (hasta Getaria) superando los 2000m de espesor. En tiempo, la unidad representa en conjunto unos 10 millones de años, entre 55 y 45 millones de años.

Los fósiles del flysch

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. Se han preservado partes enteras, fragmentos de los esqueletos de dichos organismos (los cuales suelen corresponder a conchas de carbonato cálcico de diferente morfología o tamaño), o rastros de su actividad en el sedimento (trazas fósiles). En función del tamaño, se reconocen restos fosilizados de *macrofósiles* (aquellos que son observables a simple vista) y de *microfósiles* (restos solo observables bajo el microscopio). Una tercera categoría está constituida por las *trazas fósiles*, que son restos de la actividad dejada por diversos organismos (algunos desconocidos) dentro o sobre los sedimentos todavía sin consolidar depositados

en el fondo marino. Dentro del grupo de **macrofósiles** se distinguen principalmente:

1) **Inocerámidos** (Fig. 9A). Moluscos bivalvos que habitaron los fondos marinos desde el Jurásico hasta el Cretácico superior, siendo particularmente abundantes entre el Cenomaniense y el Maastrichtiense. Estos moluscos tenían una concha formada por cristales prismáticos de carbonato cálcico y, por lo general, desarrollaron tamaños entre 5 y 20 cm de diámetro, aunque algunas especies alcanzaron 1 m. De ellos se pueden preservar moldes internos o externos de las valvas, pueden aparecer articuladas o sueltas, bien en planta (sobre las superficies de los estratos) o en sección (corte transversal del estrato). Los inocerámidos se extinguieron por causas todavía poco conocidas unos 2 millones de años antes del límite Cretácico-Paleógeno

(excepto el género *Tenuipteria* que se extingue cerca del propio límite Cretácico-Paleógeno).

2) **Ostréidos** (Fig. 9D). Asimismo eran moluscos bivalvos, similares a los que podemos observar en la actualidad. Tienen tamaños entre 2 y 10 cm y a menudo aparecen formando acumulaciones sobre los estratos con individuos creciendo los unos sobre los otros. Se distinguen por su concha con estructura lamelar y de aspecto nacarado en su interior.

3) **Equinodermos** (Fig. 9B). Grupo principalmente representado por erizos marinos (equínidos), con tamaños entre 5 y 15 cm y bastante similares a los actuales. De ellos se ha preservado principalmente su caparazón calcáreo, pero en ocasiones es posible observar

las espinas que lo recubrían. Cuando las conchas están enteras y bien conservadas, se puede apreciar una simetría pentámera o bilateral superpuesta, con placas de carbonato cálcico dispuestas en comunas, que poseen un botón central para la inserción de las espinas.

4) **Ammonoideos** (Fig. 9C). Moluscos cefalópodos de vida nectónica que vivían en mar abierto. Disponían de una concha enrollada característica y desarrollaron tamaños entre 2 y 20 cm (excepcionalmente más de 0.5 m). Los ammonoideos fueron uno de los grupos que se extinguieron definitivamente durante el límite Cretácico-Paleógeno, aunque su declive comenzó 1-2 millones de años antes de este límite.

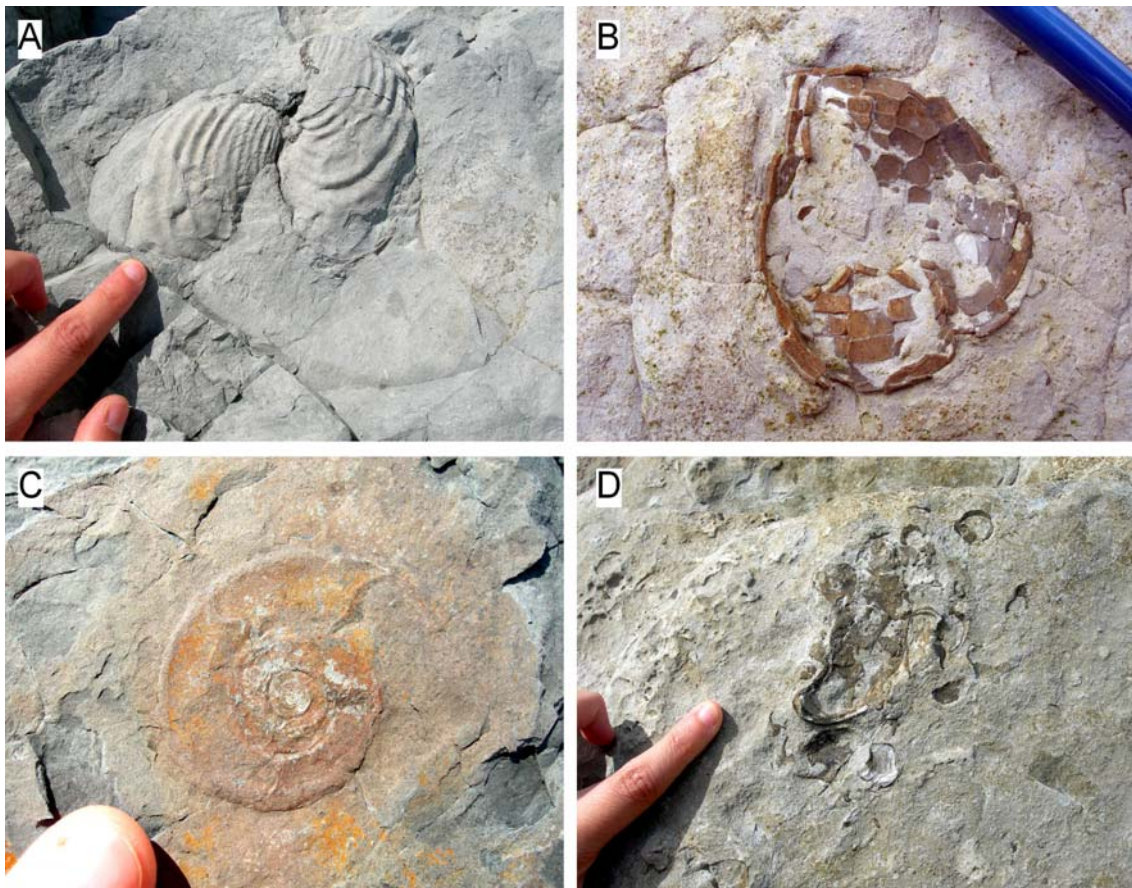


Figura 9. A: Molde interno de dos valvas separadas de la concha de un inocerámido a techo de una capa de caliza. B: Caparazón aplastado y parcialmente fracturado de un equinodermo (erizo). C: Molde de un Ammonites en una capa de margá. D: Acumulación de conchas de pequeños ostréidos, que probablemente formaban una pequeña colonia sobre el fondo marino.

Dentro de los macrofósiles también se incluyen otros comparativamente más escasos pero a su vez más singulares, tales como los restos de peces (dientes de tiburones y rayas, vértebras y otros fragmentos de peces óseos). Estos restos fósiles son originalmente de composición fosfatada y solo se preservan de

manera muy excepcional, a menudo como partículas granulares dentro de las capas arenosas depositadas por corrientes turbidíticas. También estarían incluidos en la categoría de macrofósiles los restos carbonizados de plantas, los cuales pueden reconocerse en muchas capas de turbiditas,

incluso a pesar de aparecen muy fragmentados o afectados por la meteorización.

Las **trazas fósiles**, también conocidas como icnofósiles, son comparativamente el grupo de macrofósiles más abundante que se identifica en el flysch entre Deba y Zumaia. En conjunto, corresponden a impresiones (huellas, perforaciones, galerías, etc.) producidas en el sedimento cuando todavía estaba poco o nada consolidado por diferentes tipos de organismos, tales como crustáceos, anélidos, peces, etc.), como resultado de su asentamiento sobre el fondo, el

desplazamiento sobre el mismo, la búsqueda de comida o la construcción de un refugio. Las tipologías que se reconocen en las rocas del flysch son muy variadas y como norma general se pueden identificar bien a la base, al techo o dentro de los propios estratos (Fig. 11). Los icnofósiles 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 llegar a contener más de 5 tipos diferentes de trazas fósiles.



Figura 10. Algunos ejemplos de tipos de trazas fósiles que se reconocen en el flysch entre Deba y Zumaia. A: *Taphrelminthopsis*, una pista de alimentación meandriforme. B: *Subphyllochora*, huella de reptación trilobulada. C: *Chondrites*, galerías en disposición dendrítica. D: *Helminthoidea*, pista de alimentación de tipo meandriforme. E: *Zoophycus*, galerías de disposición helicoidal. F: *Palaeodictyon*, estructura de finos túneles subhorizontales formando un enrejado hexagonal.

Los **microfósiles** constituyen el grupo más abundante dentro de las rocas del flysch (son constituyentes principales de calizas y margas), aunque su pequeño tamaño hace que no sean observables a simple vista. Para su estudio, se extraen mediante lavado y tamizaje de las margas y lutitas, lo que permite observar sus restos bajo la lupa o el microscopio. Dentro de los microfósiles más abundantes se distinguen:

1) **Foraminíferos planctónicos** (Fig. 10 A): Presentaban caparazones de carbonato cálcico de tamaño inferior al milímetro, constituidos por una agrupación de cámaras de diferentes tipos dispuestas en forma uniseriada o multiseriada, planispiral o trocoespiral. Como indica su nombre, eran organismos que vivían flotando, principalmente, en los primeros 200 m de la columna de agua marina, pudiendo llegar a los 1000 m de profundidad, formando parte del zooplancton. Estos organismos aparecieron en el Jurásico y viven actualmente, aunque durante el límite Cretácico-Paleógeno experimentaron una extinción global que casi los eliminó por completo.

2) **Foraminíferos bentónicos** (Fig. 10B). Son de un tamaño y morfología similares a los foraminíferos planctónicos, aunque en este caso eran organismos que vivían en el fondo0 marino. En la mayoría de los casos, el

carbonato cálcico que constituía su caparazón era segregado por el propio organismo, aunque también aparecen grupos que presentan un caparazón formado por la aglutinación de diferentes tipos de partículas carbonatadas o silíceas que tomaban del sedimento circundante, así como otros con caparazones constituidos por una sola cámara. Este grupo fue poco afectado por las extinciones del límite Cretácico-Paleógeno, aunque unos 10 millones de años después, en el límite Paleoceno-Eoceno, sufrieron una extinción masiva en relación a un calentamiento climático brusco de escala global.

3) **Ostrácodos** (Fig. 10C). Clase de crustáceos de pequeño tamaño (normalmente menor de 1 mm) que poseen un caparazón calcificado de dos valvas y forma arriñonada. Estos organismos pueden colonizar todo tipo de ambientes acuáticos (marino y continental) y existen especies tanto planctónicas como bentónicas. Son un grupo que apareció en el Cámbrico (hace aproximadamente 540 Millones de años) y que ha perdurado hasta la actualidad, aunque al igual que otros microorganismos se ha visto afectado por diferentes extinciones como la del límite Cretácico-Paleógeno.

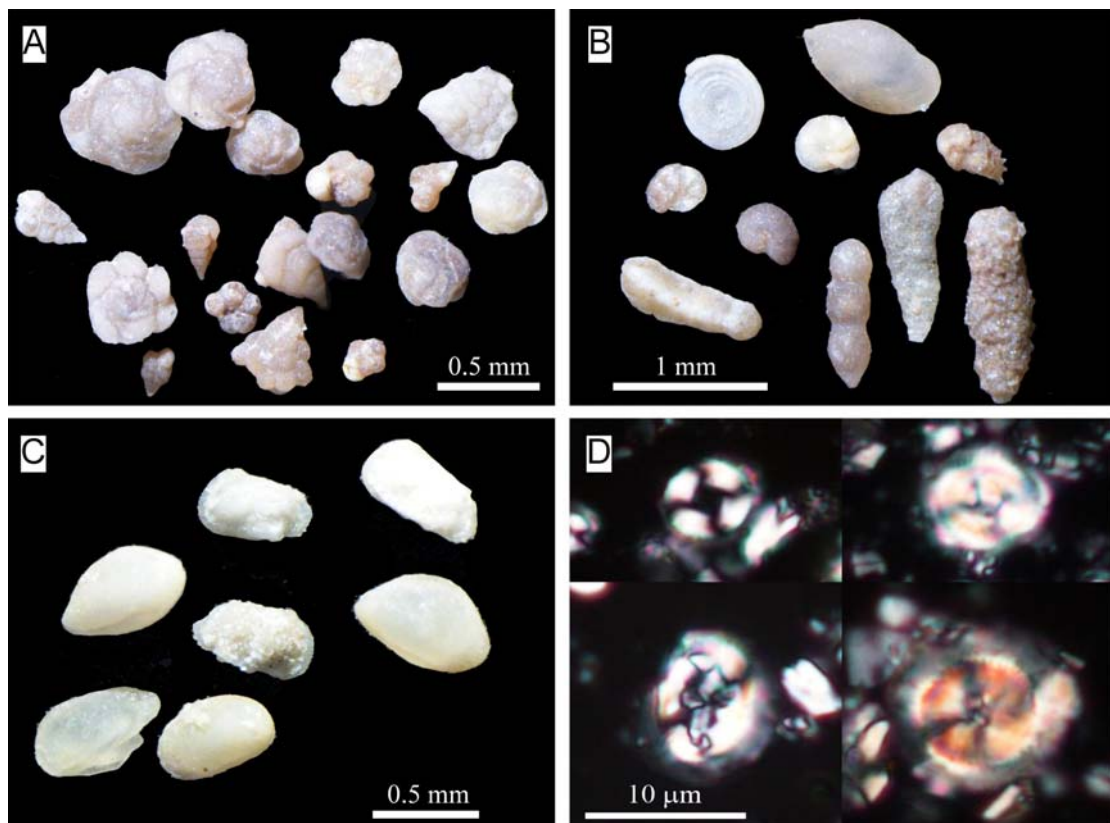


Figura 10. Fotografías de microscopio de los principales grupos de microfósiles que aparecen en las rocas del flysch: foraminíferos planctónicos (A), foraminíferos bentónicos (B), ostrácodos (C) y nannoplankton calcáreo (D).

4) **Nannofósiles calcáreos** (Fig. 10D). Dentro de este grupo se incluyen todos aquellos fósiles de composición calcárea con un diámetro inferior a 63µm (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. Estos organismos vivían y viven en aguas superficiales de los mares formando una gran parte del fitoplancton. Algunas de estas algas segregan un caparazón compuesto por placas de carbonato de calcio llamadas "cocolitos" que, generalmente, son redondeadas, circulares o elípticas. Este grupo apareció en el Jurásico y ha evolucionado hasta nuestros días.

Dentro de las rocas del flysch también se distinguen otros grupos de microfósiles como las diatomeas, radiolarios, dinoflagelados y silicoflagelados. Estos grupos, no obstante, son por lo general muy minoritarios.

Los principales grupos de microfósiles descritos se utilizan fundamentalmente, tras un proceso de identificación rigurosa, como organismos de datación de las rocas. Asimismo, por sus analogías en modo de vida con los representantes actuales, se emplean para saber las condiciones oceanográficas de los mares antiguos y, más concretamente, para determinar variables como la temperatura, la salinidad, el grado de oxigenación o la disponibilidad de nutrientes.

Límites de edades geológicas y eventos significativos

La excelente calidad de los afloramientos del flysch entre Deba y Zumaia, junto con 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 que sucedieron durante su formación.

Los límites entre unidades de tiempo geológico 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. Estas últimas se realizan en base a minerales contenidos en las rocas que marcan el límite, cuya edad absoluta se puede establecer con relativa certeza.

En el flysch entre Deba y Zumaia están registrados, en condiciones relativamente buenas, unos 9 límites cronológicos dentro del periodo Cretácico superior-Terciario inferior, aunque por su relevancia son 4 de ellos lo que tienen más interés:

1) **Límite Cretácico-Paleógeno**. A nivel global coincide con el impacto de un gran meteorito registrado hace 65.5 millones de años en la península de Yucatán (México), que generó olas de tsunami de gran magnitud, incendios masivos, el oscurecimiento de la

atmósfera y la extinción total o parcial de muchos grupos de organismos marinos y terrestres (entre ellos, los dinosaurios). Aunque el punto de referencia mundial se sitúa en El Kef (Túnez), la sección de Zumaia (Fig. 12A) ha constituido y constituye una de las secciones más visitadas del planeta, en relación a este importante límite, ya que, además de las evidencias del impacto meteorítico, permite analizar muchos de los acontecimientos previos y posteriores relacionados de manera directa con él.

2) **Límite Paleoceno-Eoceno**. 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. Tal calentamiento provocó la acidificación de las aguas y, asociado con ello, una extinción masiva de foraminíferos bentónicos, a la vez que en medios terrestres coincidió con uno de los principales pulsos de diversificación de los mamíferos. El punto de referencia mundial para este límite se sitúa en Dababiya (Egipto), aunque la sección ubicada en Zumaia es la que contiene uno de los registros mundiales más potentes y mejor conservados de lo acontecido en aguas profundas.

3) **Límites Daniense-Selandiense y Selandiense-Thanetiense**. Recientemente y por acuerdo internacional se ha seleccionado a la sección de Zumaia como el lugar de referencia mundial para los límites internos del periodo Paleoceno. El primero de ellos (Daniense-

Selandiense) se ha hecho coincidir con una importante caída del nivel marino y un cambio oceanográfico bastante brusco, registrados en diversas zonas del Mediterráneo y el Atlántico, mientras que el segundo (Selandiense-Thanetiense) sería coetáneo con una inversión del campo magnético terrestre y un evento

oceanográfico global cuyo origen es todavía objeto de discusión. La serie de acontecimientos menores relacionados con ambos límites son actualmente objeto de investigación exhaustiva por parte de grupos multidisciplinares de geólogos.

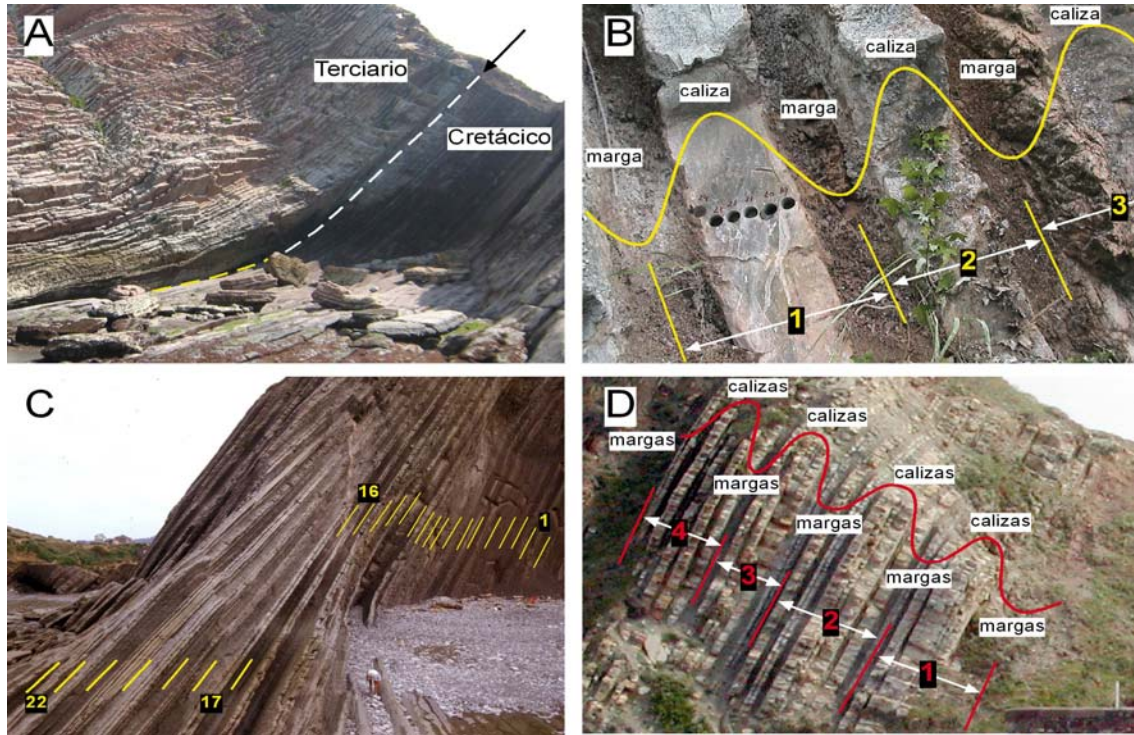


Figura 12. A: Panorámica del límite Cretácico-Paleógeno en Zumaia. La línea blanca discontinua indica la posición de la lámina arcillosa rica en Iridio que se generó, a nivel mundial, por el impacto del meteorito que cayó en Yucatán. B: Imagen de ciclos de precesión (1 a 3, cada uno representativo de 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.

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 (“ciclos de oblicuidad”, con una media de 41.000 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).

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) (Fig. 12B, C y D). Los ciclos de precesión se expresan como una alternancia regular entre capas de caliza y marga cuyos espesores fluctúan entre 15 y 40 cm. Por su parte, los ciclos de excentricidad aparecen en la serie 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 marga o de caliza. El intervalo del flysch entre Deba y Zumaia en el que ambos tipos de ciclicidades están muy bien registrados, incluye las series calcáreas del Maastrichtiense y Paleoceno que se reconocen entre Pikote Azpia y la Playa de Itzurun.

La deformación tectónica

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. Esta configuración se ha podido establecer mediante diferentes reconstrucciones paleogeográficas, y asimismo se deduce de la gran continuidad lateral que presentan determinados estratos y unidades dentro de la sucesión. La configuración actual del flysch, inclinada entre 30 y 60° hacia el norte y noreste, es por tanto producto de una deformación posterior, que ha demostrado estar directamente relacionada con la formación de la cadena montañosa de los Pirineos.

Durante el Cretácico y el Terciario inferior la Península Ibérica se encontraba más alejada con respecto a Europa que en la actualidad, y la zona que hoy ocupan los Pirineos constituía un amplio golfo marino, prolongación del actual Golfo de Bizkaia, en cuya parte central y profunda se depositaron las sucesiones flysch como la expuesta a lo largo del litoral entre Deba y Zumaia.

Sucesiones flysch de similar edad y caracteres también se han preservado y pueden reconocerse en el oeste de Bizkaia (franja litoral entre Getxo, Plentzia y Bermeo, en el interior de Bizkaia (Monte Oiz) y a lo largo de la parte centro-septentrional de Navarra y Huesca. Similares sucesiones se identifican también al otro lado de los Pirineos, desde la costa de Iparralde hasta el interior del Bearn.

A partir del Eoceno medio (hace unos 40 millones de años) y hasta aproximadamente el Mioceno superior (hace 5 millones de años) Europa y la Península Ibérica se aproximaron entre sí por el empuje hacia el norte de la placa Africana y, como resultado, toda la zona de fondos marinos profundos que se asentaba entre ambas áreas continentales experimentó compresión, un levantamiento progresivo y, finalmente, la emersión sobre el mar.

En la zona central de los Pirineos, donde la compresión tectónica fue más intensa, los antiguos fondos marinos registraron un levantamiento tectónico de mayor magnitud, tal y como lo atestigua la presencia de sucesiones flysch en puntos situados a más de 3000m sobre el nivel del mar, como por ejemplo la cima de Monte Perdido

Además del levantamiento desde el antiguo fondo marino y el basculamiento tectónico que presenta en la actualidad, hay muchas otras evidencias dentro de la sucesión flysch

atestiguan una deformación ligada a la formación de los Pirineos. Entre ellas destacan sobre todo los pliegues tectónicos y los diferentes sistemas de fracturas (fallas y diaclasas) que se identifican a lo largo del tramo litoral.

Los **pliegues** son flexuras que afectan a las rocas en respuesta a una deformación por compresión (Figs. 13A a 13C). Los pliegues pueden ser de diferentes escalas (desde milimétricos a kilométricos) y en función de la posición de la flexura, se clasifican en anticlinales (flexura hacia arriba) y sinclinales (flexura hacia abajo).

En los pliegues es fácil diferenciar los flancos (lados que se inclinan en sentido opuesto) y la charnela (zona donde se registra de forma más o menos brusca el cambio de inclinación de las capas). Los pliegues pueden ser simétricos (flancos de similar longitud e inclinación) o asimétricos (flancos desiguales), siendo ejemplos característicos de este segundo caso los denominados pliegues inclinados y tumbados.

La mayoría de pliegues que se reconocen en el flysch Deba-Zumaia se localizan afectando al Flysch Negro entre Deba y Punta Aitzuri, siendo el ejemplo más representativo el anticlinal tumbado de Sorginetxe, próximo a Punta Aitzandi (Fig. 13C).

En otro orden de cosas, las **fallas** son fracturas o dislocaciones que se producen en las rocas en respuesta a esfuerzos de compresión o estiramiento (Figs. 13D y 13E). En el afloramiento aparecen como líneas más o menos definidas que interrumpen la continuidad lateral de los estratos. Los elementos principales de una falla son los bloques que separa y el plano de falla, superficie a partir de la cual un bloque se desplaza con respecto al otro sobre una distancia que varía desde unos pocos centímetros a kilómetros, y que depende de la escala de la falla y la magnitud de los esfuerzos que la han creado.

Las "**diaclasas**" son asimismo fracturas pero en las que, a diferencias de las fallas, apenas se ha producido desplazamiento entre los bloques que separan (Fig. 13F).

Durante la formación de fallas y diaclasas se pueden generar huecos entre los bloques que separan, que normalmente aparecen rellenos de agregados de minerales cristalinos (los más comunes calcita y cuarzo, Fig. 13E y 13F).

Las fallas y diaclasas habitualmente aparecen combinadas en sistemas y en algunos casos se relacionan asimismo con pliegues. En el flysch 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.

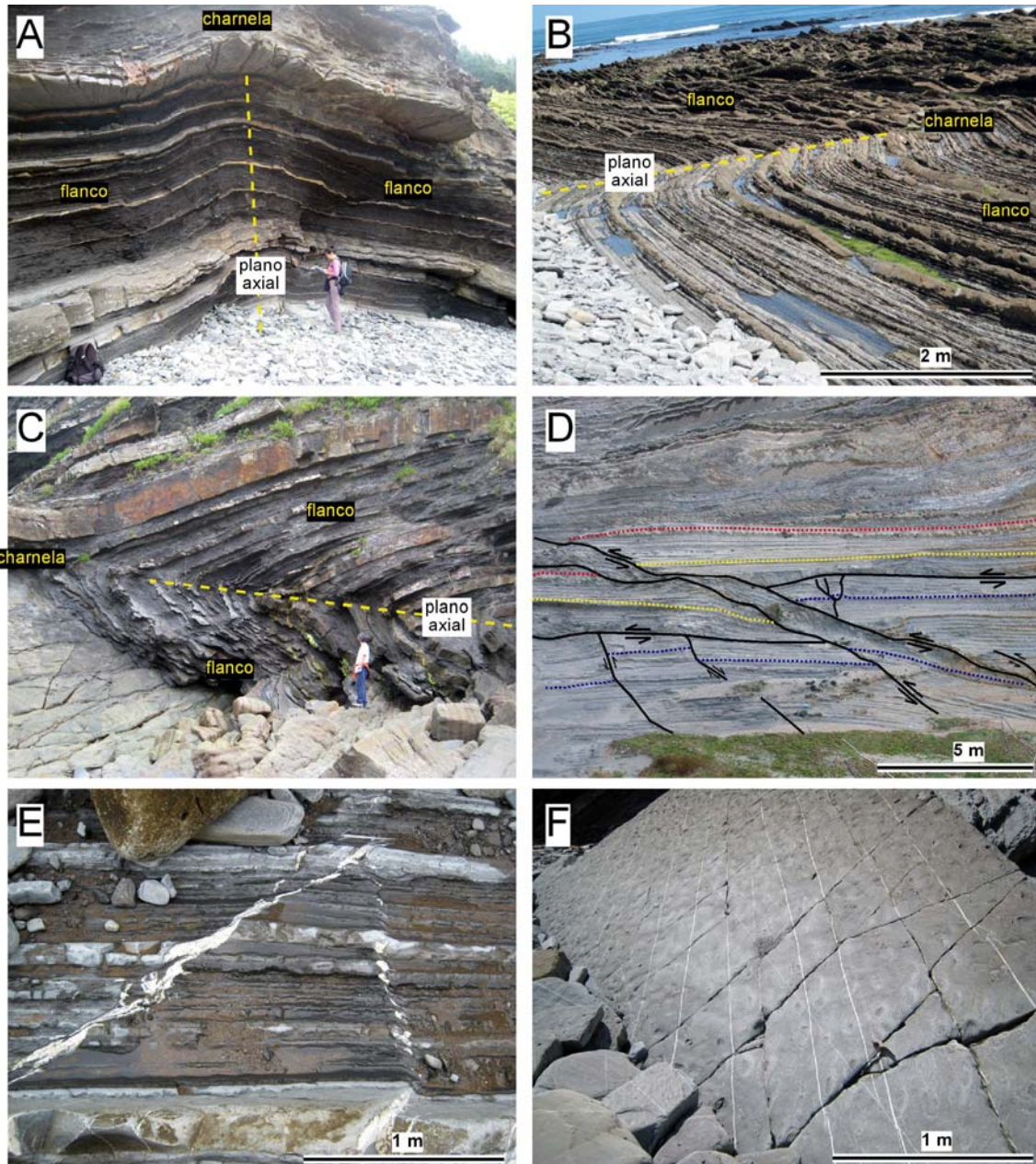


Figura 13. A: Vista en corte de un pliegue anticlinal de plano axial subvertical en el Flysch Negro de Deba. B: Vista en planta de un pliegue anticlinal afectando al Flysch arenoso del Cretácico superior. C: Vista en corte del anticlinal tumbado de Sorginetxe, en Deba. D: Sistema de fallas que afectan al flysch del Paleoceno en Itzurun, Zumaia. Las líneas punteadas en azul, amarillo y rojo corresponden a 3 niveles de calizas utilizados para establecer el desplazamiento relativo entre los diferentes bloques delimitados por las fracturas. E: Fallas de pequeña escala parcialmente rellenas por agregados cristalinos de calcita en el Flysch Eoceno próximo a Itzurun. F: Sistema ortogonal de diaclasas afectando a una capa turbidítica en la ensenada de Aitzuri.

Los acantilados del flysch: un ejemplo de modelado litoral

Las costas acantiladas constituyen un tipo particular de contexto geomorfológico, caracterizado por el predominio de los fenómenos de erosión frente los de sedimentación. En el extremo opuesto están las costas deposicionales, donde la sedimentación sobrepasa con creces a los fenómenos erosivos, siendo un buen ejemplo de ello la costa de Las Landas.

El principal agente responsable de los fenómenos erosivos que afectan a las costas acantiladas es sin duda alguna la acción continua y persistente del oleaje, el cual puede fluctuar en intensidad en función de la orientación y grado de apertura de la línea de costa, la frecuencia de los periodos de tormenta y el rango y magnitud de las corrientes mareales.

Otros factores que determinan la morfología de las costas acantiladas son el tipo de sustrato rocoso sobre el que se desarrollan, la configuración tectónica que presenta dicho

sustrato, el clima de la zona (que controla la presencia de vegetación y de cursos de agua superficial) y la altitud e inclinación de los acantilados, los cuales influyen de una manera directa en el desarrollo de procesos de ladera.

La evolución de una costa acantilada implica, principalmente, una retrogradación continua del frente del acantilado (Fig. 14), por el efecto combinado de la erosión continua que se produce a su base por el choque de las olas, y la erosión intermitente de su parte superior por la caída de bloques individuales o por deslizamientos (desplomes) en masa (Fig. 15C).

Una morfología característica de la erosión del oleaje a la base del acantilado es el **socavón erosivo** o "notch" (Fig. 15B). Por su parte, la **caída de bloques** y los **deslizamientos** son consecuencia directa de las fuertes pendientes, y sólo es atenuada por la presencia de rocas compactas muy resistentes a la erosión y/o una cobertera vegetal que fije el sustrato de rocas.

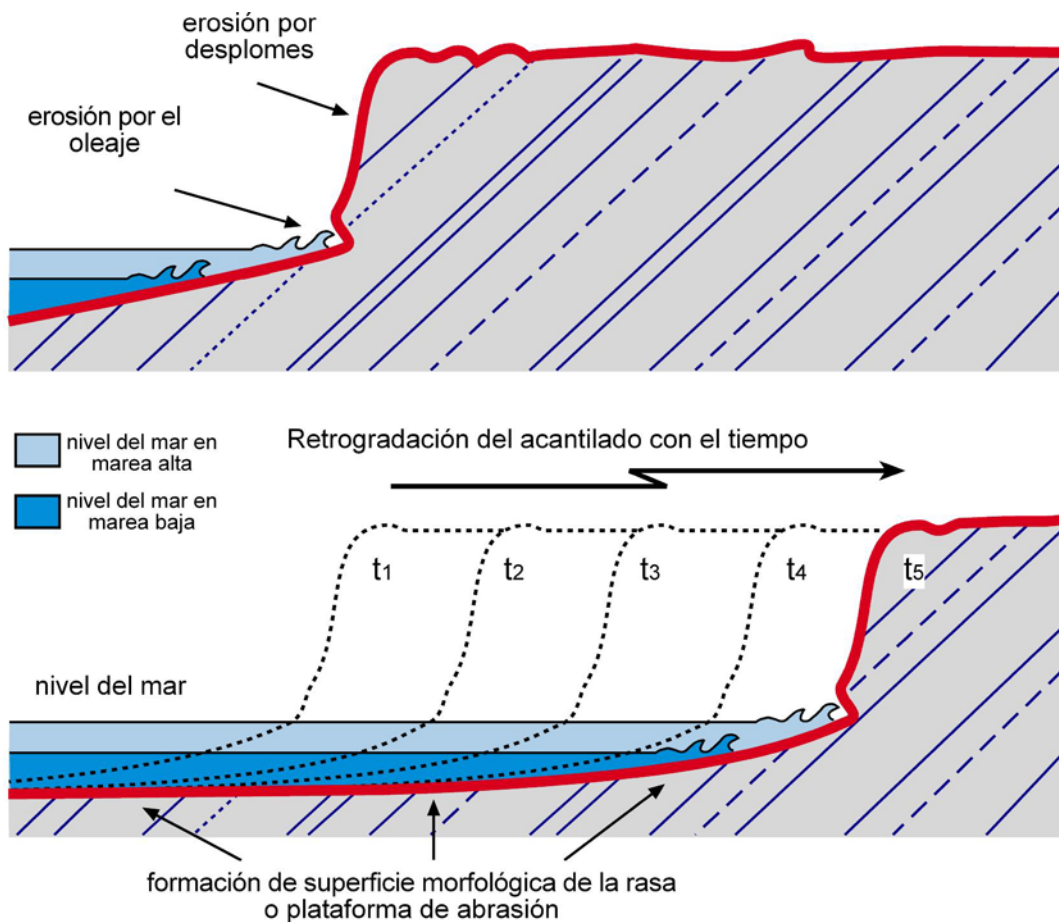


Figura 14. Modelo explicativo de la evolución de una costa acantilada por retrogradación de la línea de acantilados. La plataforma de abrasión o rasa resultante constituiría una morfología residual de tal proceso.

En conjunto, el flysch es una formación rocosa relativamente fácil de erosionar, ya que está constituido por una alternancia ininterrumpida de estratos de rocas duras y blandas. Estas últimas (margas y lutitas) se disgregan y erosionan muy fácilmente, dejando al descubierto a las capas duras (calizas y turbiditas), que con el tiempo no tardan en desplomarse en bloques se por falta de soporte físico.

A una escala mayor, a lo largo del litoral entre Deba y Zumaia es fácil observar una sucesión continua de entrantes y salientes en la línea de acantilados. Esta configuración es

resultado claro de un proceso de erosión diferencial, principalmente controlado por las variaciones composicionales que presenta la sucesión flysch. En efecto, las unidades del flysch dominadas por litologías blandas aparecen formando entrantes, ya que han registrado y registran una retracción más rápida del acantilado.

En cambio, las unidades formadas predominantemente por rocas duras, más difíciles de erosionar, son las que aparecen definiendo los diferentes promontorios (por ejemplo, Punta Aitzandi, Punta Aitzuri, Punta Sakoneta, Punta Aitzgorri o Punta Marianton).

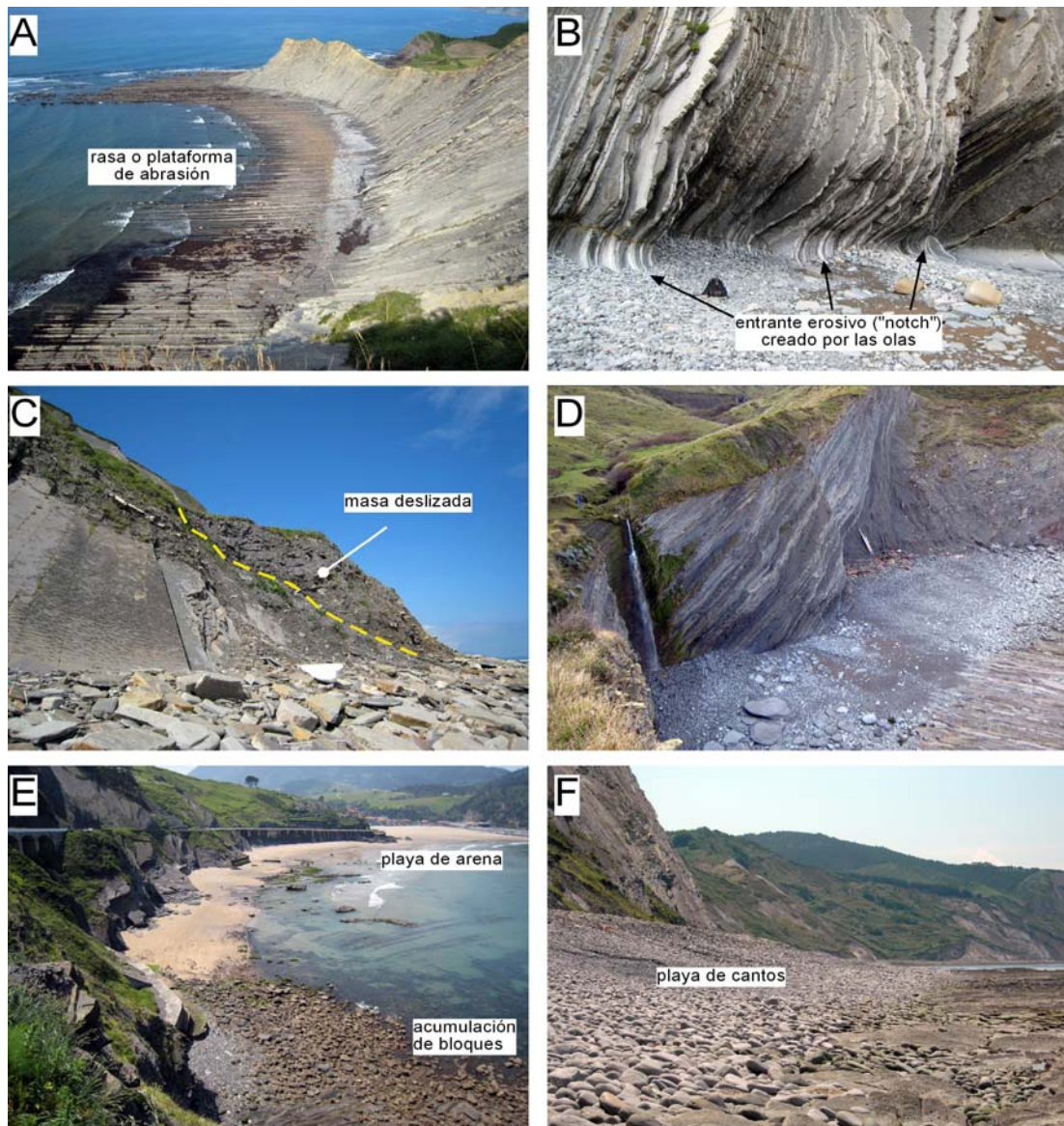


Figura 15. A: Playa de Sakoneta, uno de los ejemplos más representativos del sistema acantilado-rasa entre Deba y Zumaia. B: Excelente ejemplo de "notch" erosional generado a la base del acantilado por el embate de las olas (Itzurun, Zumaia). C: Deslizamiento de ladera entre Sakoneta y Aitzuri. D: Valle colgado terminando en cascada en Cala Mendata. E: Playas de arena y acumulaciones de bloques en Deba. F: Playa de cantos de Aitzuri, en las proximidades de Pikote Azpia.

Como resultado de la retrogradación del acantilado, la zona que es progresivamente ocupada por el mar se convierte en una superficie ligeramente inclinada hacia mar adentro, que habitualmente se conoce como **rasa mareal** y, más formalmente, como **plataforma de abrasión litoral** (Figs. 14 y 15A).

En el caso del litoral entre Deba y Zumaia, la fisonomía ligeramente inclinada hacia el mar que suelen mostrar las rasas puede aparecer localmente trastocada por la presencia de fallas y pliegues tectónicos, y por la alternancia de rocas duras y blandas, las cuales aparecen definiendo una sucesión continua de resaltes y depresiones, claramente perceptible en momentos de marea baja (Fig. 15A). Otro efecto claramente indicativo de la retrogradación que han experimentado con el tiempo las costas acantiladas es la presencia de cursos de agua con una terminación en cascada (Fig. 15D). Esta circunstancia es debida a que el potencial erosivo del río o arroyo es mucho menor que el del oleaje, de manera que no pueden adaptar su perfil de equilibrio al acortamiento progresivo que genera el avance de la retrogradación litoral.

A pesar de que la erosión es el proceso predominante en las costas acantiladas, en este tipo de costa también se depositan acumulaciones de sedimentos, aunque sus dimensiones y perdurabilidad son generalmente bastante limitadas. En el caso del litoral entre Deba y Zumaia se distinguen 3 tipos principales: **playas de arena**, **playas de cantos-grava** y **acumulaciones de bloques**.

Las playas de Deba e Itzurun constituyen las 2 únicas acumulaciones de arena significativas a lo largo de esta franja litoral. La arena que se acumula en ellas es de composición mixta, con una fracción significativa de restos bioclásticos de composición carbonatada, resultante de la fragmentación de los esqueletos calcáreos de diferentes tipos de invertebrados de hábitat marino somero (principalmente moluscos).

Por su parte, las playas de cantos y grava más representativas entre Deba y Zumaia son la de Aitzuri (entre Aitzbeltza y Pikote Azpia) e Itxaspe (justo al oeste de Punta Haitzuri y Mendatagaina). Ambos ejemplos constituyen zonas de acumulación de material de grano grueso (cantos, grava e incluso bloques de hasta 1m de diámetro), procedentes de la erosión y retrabajamiento de las rocas constituyentes del flysch. Como norma general, las playas de cantos y grava suelen tener mayor inclinación que las de arena (hasta 5-10°), suelen preservar bermas y terrazas, y en ellas los cantos y bloques de forma oval o plana aparecen de manera característica inclinados (imbricados) hacia el mar.

Por último, las acumulaciones de bloques de dimensiones métricas son características de muchos puntos a lo largo del tramo litoral entre Deba y Zumaia, siendo los ejemplos más representativos la adyacente a la playa de Deba (Fig. 15E) y la que se define en Zumaia a ambos lados de Punta Marianton.

Bibliografía de referencia

- 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.
- 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 JI, 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.
- 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. Azpeitia, F. (1933).
- 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., 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.
- Bouma, A.H. (1962). Sedimentología de los depósitos flysch: un procedimiento gráfico para la interpretación de facies. Elsevier, *Ámsterdam*, 168 p.
- Dabrio, C. J., Hernando, S. (2003): Estratigrafía. Facultad C.C. Geológicas U.C.M. Colección Geociencias. Madrid.
- 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.
- 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.
- Giannetti, A. (2010). 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 Larena, 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 Larena, J. (1949). Datos paleoicnológicos. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 19, 115-127.
- Gómez de Larena, J. (1954-56). Observaciones geológicas en el Flysch Cretácico-Numulítico de Guipúzcoa. *Monografía Inst. "Lucas Mallada", Invest. Geol; Vol. I, 98 pp. y Vol. II, 47 pp.*
- Gómez-Alday, J.I., 2002. Inocerámidos (Bivalvia), Diagénesis e implicaciones paleoambientales. *Maastrichtiense inferior. Golfo de Vizcaya*. Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco, Bilbao, 232 pp.
- 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.
- Gutiérrez Elorza, M. (2008). *Geomorfología*. Pearson Educación. Madrid, 920 p.
- 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 mil anderen Tethys-Gebieten. *Bayer Akad. Wiss., Math.-Nat. Kl. Abh., n. F.*, 123, 1-62.
- 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. (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.
- Leszczynski, S. (1991). Oxygen-related controls on predepositional ichnofacies in turbidites, Guipuzcoa

- Flysch (Albian-lower Eocene), northern Spain. *Palaios*, 6 (3), 271-280.
- Leszczynski, S. (1991). Trace-fossil tiering in flysch sediments: examples from the guipúzcoa 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.
- 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, 449-453. Zaragoza
- Nicolas, A. (1987). Principios de Tectónica, Ed. Masson, Paris, 185 p.
- Orue-Etxebarria, X., Alegret, L., Apellaniz, E., Arenillas, I., Baceta, J.I., Bernaola, G., Caballero, F., Dinarès-Turell, J., Martín-Rubio, M., Molina, E., Ortíz, 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., 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., Madina, E., Gil, P.P., Artaraz, J., Yusta, I., Baceta, J.I., Herrero J.M., Berodia, R., Lasa, J.M., Ugarte J.M., Mintegi, J.M., Apellaniz E., Tellería, K. (2008). Hornos de ferrerías de monte (haizeolak): nuevos datos en Bizkaia y primeros hallazgos en territorio guipuzcoano. *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, ferrerías de monte) en Araba. *Euskonews & Media*, 487: 1-4.
- Orue-Etxebarria X., Apellaniz E., Artaraz, J., Basterretxea, A., Berodia, R., Elosegi, 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).
- 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.; Baceta, J. I.; Payros, A., Orúe-Etxebarria, X. (1993). Latest Cretaceous-Early Eocene Stratigraphy and Facies of the SW and W Pyrenees. *Curso de campo (6 días) Ámbito: preparado para la empresa multinacional Shell International Petroleum Maatschappij BV*.
- Pujalte, V.; Baceta, J. I.; Payros, A., Orúe-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
- Pujalte, V.; Robles, S.; Baceta, J. I., Orúe-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).
- Rosell, J. (1988). Ensayo de síntesis del Eoceno surpirenaico: el fenómeno turbidítico. *Rev. Sociedad Geológica de España*, 1 (3-49), 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.
- Smit, J., Romein, A.J.T. (1985). A sequence of events across the Cretaceous-Tertiary boundary. *Earth Planetary Science Letters*, 74, 155-170.
- 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
- Van Vliet, A. (1982). Abanicos submarinos y depósitos asociados en el Terciario inferior de Gipuzkoa (norte de España). Tesis Doctoral de la Universidad de Utrech, 145 p. (en inglés).
- 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. (1993). Maastrichtian Ammonites from the Biscay Region (France, Spain). *Memoir (The Paleontological Society), Journal of Paleontology* 34 (Supplement Vol. 67), 5, 1-58.
- Ward, P.D., Kennedy, W.J., MacLeod, K.G., 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., Wiedmann, J. (1983). The Maastrichtian ammonite succession at Zumaya, Spain. - *Abstracts, Symposium on Cretaceous Stage Boundaries, Copenhagen, 1983, 205-207, Copenhagen*.
- Wiedmann, J. (1969). The heteromorphs and ammonoid extinction. - *Biol. Rev.*, 44, 563-602, Cambridge.
- 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., Barcelona-Bellaterra

PARTE II

Paseo geológico virtual por el litoral Deba-Zumaia

LOCALIZACIÓN DE PUNTOS Y ELEMENTOS GEOLÓGICOS DE INTERÉS (I)

1-GE- Playa de Deba

2-ES- Tramo con septarias

3-ES- Huellas de carga en turbiditas

4-ES- Laminaciones en turbiditas

5-ES- Depósito de "slump"

6-ES- Turbiditas (+trazas fósiles)

7-PA- Restos vegetales (carbón)

8-TE- Pliegue volcado de Sorginetxe

9-GE- "Marmitas de gigante"

10-ES- Nódulos y niveles de siderita

11-ES- "Grooves" en turbiditas

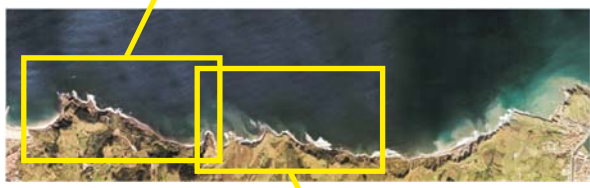
12-GE- Porción de rasa mareal

13-TE- Sucesión de pliegues tectónicos

14-ES- "Ripples" a techo de turbiditas

15-TE- Falla del Andutz

16-GE- Erosión diferencial por fracturas



17-GE- Valle colgado

18-TE- Fallas rasa Sondabeltza

19-GE- Rasa mareal de la ensenada Endata

20-PA- Trazas fósiles

21-PA- Trazas fósiles

22-ES- Turbidita con laminación convoluta

23-ES- Turbiditas con laminaciones y ripples

24-PA- Trazas fósiles y restos de Ammonite

25-PA- Trazas fósiles

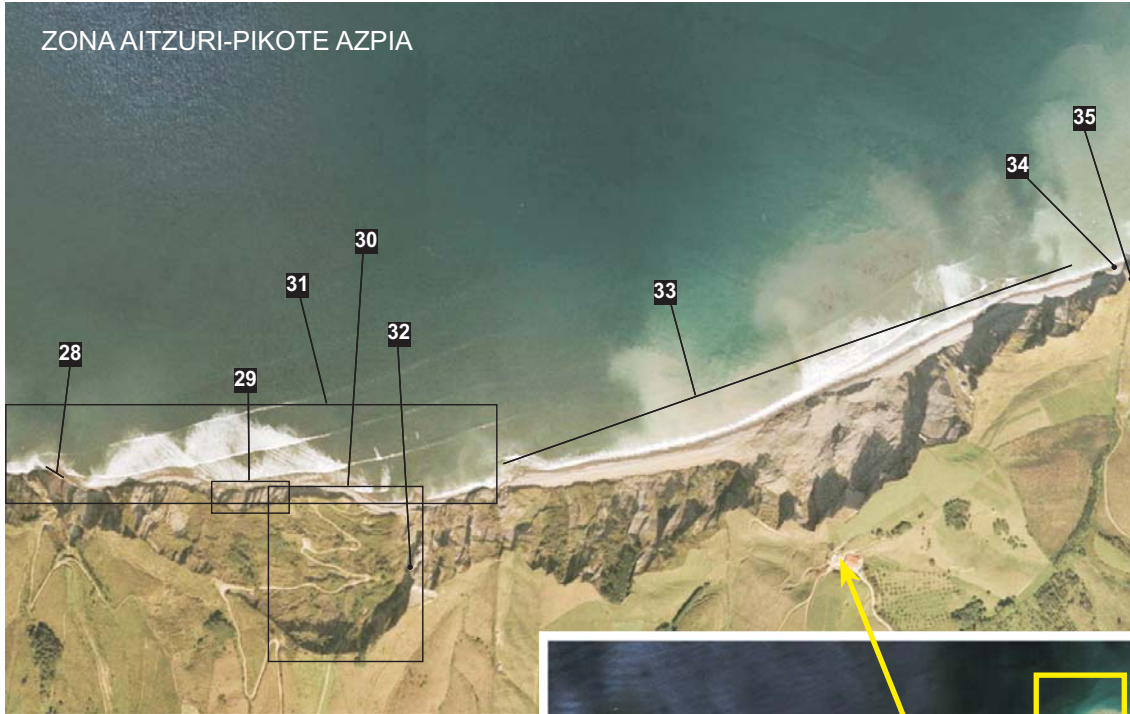
26-TE- Pliegue anticlinal disarmónico

27-TE- Diaclasas con rellenos de calcita

LOCALIZACIÓN DE PUNTOS Y ELEMENTOS GEOLÓGICOS DE INTERÉS (II)

28-TE- Fallas y diaclasas con rellenos de calcita
 29-PA- Trazas fósiles
 30-GE- Deslizamiento de ladera
 31-GE- Rasa mareal de Aitzuri

32-GE- Pliegues disarmónicos por deslizamiento incipiente
 33-GE- Playa de cantos y grava
 34-TE- Sistema de fallas complejas
 35-GE- Valle colgado



36-PA- Restos de macrofósiles
 37-PA- Trazas fósiles
 38-ES- Límite Cretácico-Paleógeno
 39-GE- Erosión diferencial
 40-ES- Ciclos climáticos

41-TE- Sistema de fallas
 42-ES- Límite Daniense-Selandiense
 43-ES- Límite Selandiense-Thaniense
 44-ES- Límite Paleoceno-Eoceno
 45-GE- Playa de Itzurun

46-GE- "Notch" erosivo
 47-PA- Trazas fósiles
 48-ES- Turbiditas con laminación convoluta
 49-ES- Turbiditas con marcas de corriente
 50-GE- Acumulaciones de bloques

Categoría: Geomorfología

Referencia: 1-GE

Elemento: Playa de Deba

Localización



La **playa de Deba** es uno de los dos arenales de dimensiones significativas que se reconocen a lo largo del litoral entre Deba y Zumaia. Una parte importante de la arena que se acumula en ella es de naturaleza bioclástica, resultado de la fragmentación de los esqueletos calcáreos de diferentes invertebrados de hábitat marino somero, como bivalvos, erizos de mar, foraminíferos o gasterópodos. Tales esqueletos calcáreos son retribajados por el oleaje, que a su vez los transporta hasta las playas adyacentes al litoral. La arena de las playas también contiene proporciones variables de cuarzo y fragmentos de roca, material que procedería del aporte de los ríos, o bien es resultado de la erosión y disgregación de las rocas que forman los acantilados adyacentes.



Imagen de lupa binocular de la arena que se deposita en la playa con indicación de algunos de los tipos de componentes más abundantes

Categoría: Estratigrafía/Sedimentología Referencia: 2-ES

Elemento: Septarias

Localización



Las **septarias** son un tipo peculiar de nódulo. Durante su crecimiento y por procesos de retracción interna, estos nódulos desarrollan una red de fracturas radiales y/o concéntricas que según se abren son rellenadas por fases minerales distintas a la de la masa del nódulo, tales como calcita, cuarzo, barita, pirita, etc. Al igual que el resto de nódulos, las septarias tienen una morfología externa esférica u ovalada, y desarrollan diámetros de hasta 1m. Se reconocen en un tramo de flysch expuesto en la playa de Deba, de composición principalmente margosa y que aparece afectado por varias fallas. Dado que son materia preciada de los coleccionistas, esta zona con septarias es en la actualidad objeto de una protección especial.



Vista externa y sección transversal pulida de una septaria



Foto de detalle de la red de fracturas rellenas que conforman la septaria

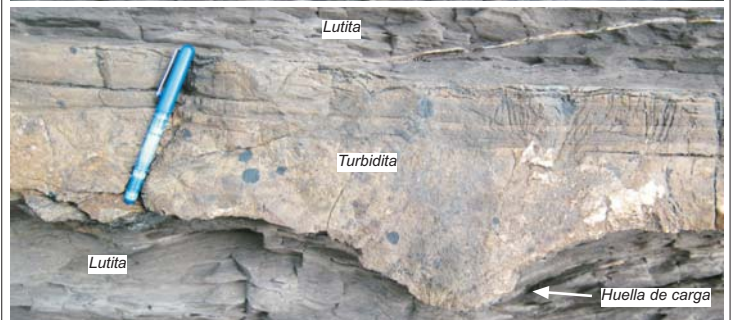
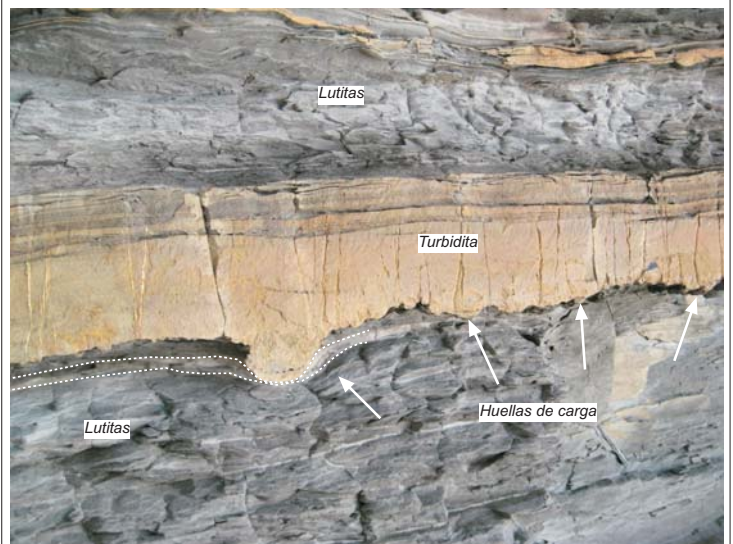
Categoría: Estratigrafía/Sedimentología Referencia: 3-ES

Elemento: Estructuras de carga (deformación sinsedimentaria)

Localización



Las corrientes de turbidez que discurren por los fondos submarinos suelen depositar capas de arena más o menos potentes, llamadas turbiditas. Cuando estas capas arenosas se depositan sobre un lecho fangoso (lutítico) poco consolidado, en ocasiones se "hunden" puntualmente en él, de manera que la arena se adentra en el lecho fangoso, deformando los niveles de arcillas y limos infrayacentes. A las estructuras generadas por este proceso de deformación coetáneo o ligeramente posterior a la sedimentación de la arena turbidítica se les denomina genéricamente como "estructuras de carga". En este caso, se pueden observar ejemplos de diferente escala en varias turbiditas, con tamaños que fluctúan entre 1 y 6cm.



Huellas de carga en la base de dos capas de de arenisca turbidítica. Antes de su litificación y debido a su mayor peso, la arena se introdujo en las lutitas infrayacentes deformándolas.

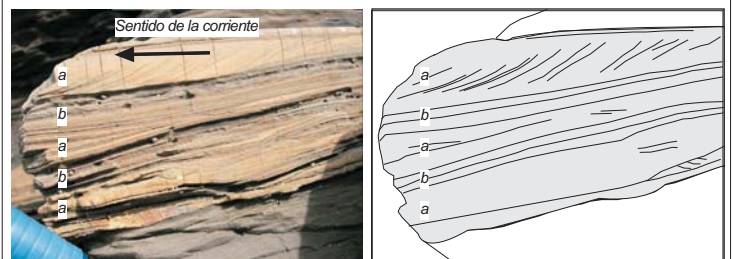
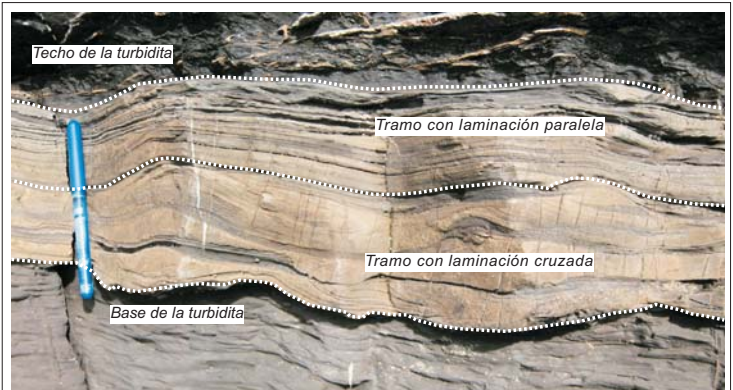
Categoría: Estratigrafía/Sedimentología Referencia: 4-ES

Elemento: Laminaciones de corrientes en turbiditas

Localización



Un rasgo distintivo de las capas de areniscas turbidíticas es su **laminación interna**. Tal atributo prueba la acción de corrientes capaces de transportar y depositar arena de diferente tamaño, que dependiendo de su velocidad se depositaban organizadas en haces de láminas paralelas o inclinadas con respecto a la base y techo de la capa. Los haces de láminas inclinadas siempre lo hacen hacia el sentido que llevaba la corriente generadora, por lo que son muy útiles para determinar la dirección y procedencia que tenían. Asimismo, las capas de arena turbidítica originalmente contenían gran cantidad de fluido intersticial (agua) en el momento de su formación, el cual escapaba poco después dando lugar a estructuras como la laminación "convoluta".



Turbidita con alternancia de laminación cruzada (a) y paralela (b)

Laminación interna paralela
Laminación interna deformada



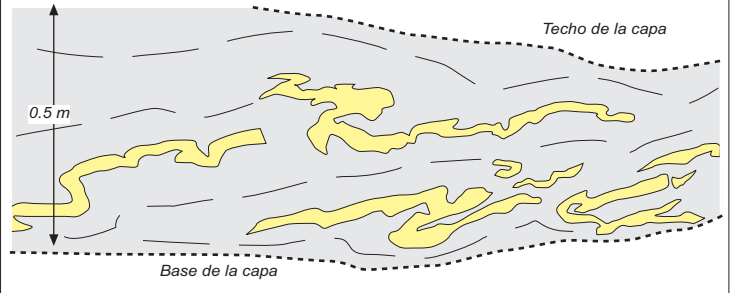
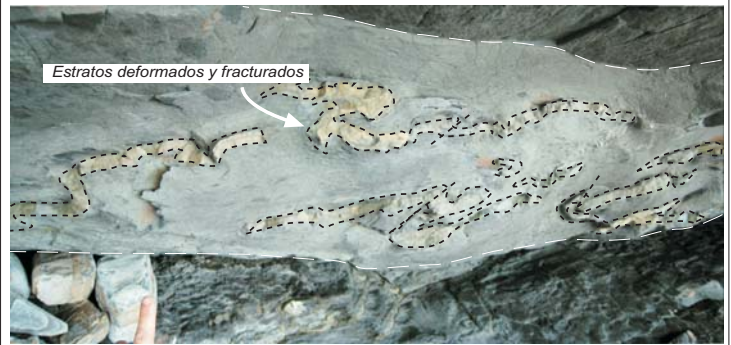
Categoría: Estratigrafía/Sedimentología Referencia: 5-ES

Elemento: Nivel de "Slump" (deslizamiento submarino)

Localización



A pesar de tener un espesor discreto, este ejemplo de "slump" resulta muy representativo. Consiste en una capa o nivel de aproximadamente 0.5m de espesor, mayoritariamente constituido por lutitas y margas desorganizadas, entre las que se vislumbran varios estratos centimétricos de turbiditas afectados por una serie de complejos repliegues. La presencia de estos pliegues indica que el deslizamiento afectó a una serie de capas previas que todavía se encontraban en un estado semiconsolidado, y que la magnitud de su desplazamiento sobre el fondo marino fue discreta (probablemente de unos pocos metros). La disposición de los pequeños pliegues anticlinales indica que el sentido de desplazamiento de la masa fue hacia el sur-suroeste, hacia la parte más profunda de la cuenca.



Detalle de capas de turbiditas previas deformadas dentro del nivel de "slump"

Categoría: Estratigrafía/Sedimentología Referencia: 6-ES

Elemento: Turbiditas (+Trazas fósiles)

Localización



Las corrientes turbulentas y densas que discurrían por el fondo marino durante la sedimentación del flysch, formaron las capas arenosas denominadas **turbiditas**. Estas se caracterizan por presentar un base neta, una gradación granulométrica (disminución progresiva del tamaño de grano de las partículas de arena de base a techo de la capa) y diferentes tipos de laminaciones de corriente (laminaciones paralela u oblicua). En este ejemplo podemos observar numerosos ejemplos de capas de turbiditas de entre 10 y 50cm de espesor, a cuya base es frecuente encontrar estructuras de corriente ("flutes" y "grooves"), así como diversos tipos de trazas fósiles (principalmente Taphrelminthopsis y Granularia).



Categoría: *Paleontología*

Referencia: 7-PA

Elemento: *Restos vegetales carbonizados de origen continental*

Localización



Los **restos fósiles de plantas** continentales son difíciles de imaginar en un contexto marino profundo, aunque a menudo están presentes. En este ejemplo aparecen en una capa turbidítica, formando parte de la fracción granular de grano grueso que define su parte basal. Ello indicaría que dicha corriente turbidítica se habría generado en zonas marino someras, donde es más fácil encontrar materia vegetal aportada desde el continentes por los antiguos ríos. Corresponden a fragmentos vegetales pequeños e irregulares que ocasionalmente conservan la estructura interna de la madera original. La carbonización de estos restos vegetales probablemente sucedió durante el enterramiento y la litificación que experimentó la turbidita.



Categoría: *Tectónica*

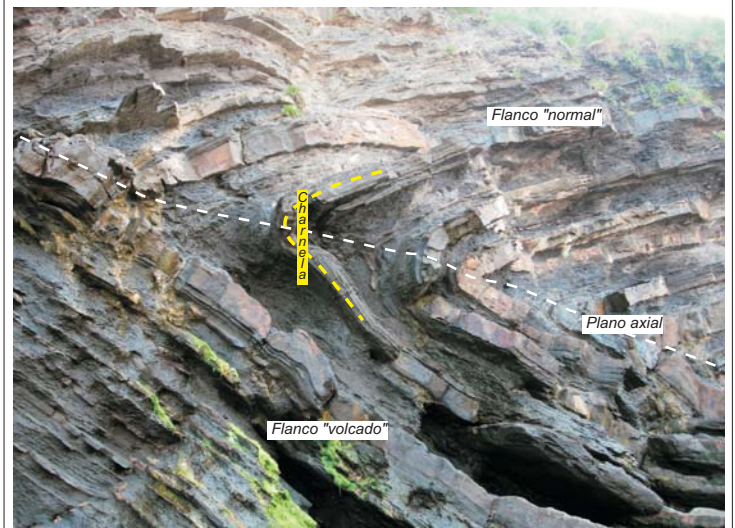
Referencia: 8-TE

Elemento: *Pliegue anticlinal volcado de Sorginetxe*

Localización



El **anticlinal de Sorginetxe** constituye uno de los mejores ejemplos de pliegues tectónicos que se reconocen en la franja costera entre Deba y Zumaia. Se trata de un pliegue volcado hacia el norte (presenta un flanco en posición invertida y el plano axial ligeramente inclinado hacia el suroeste), que se puede observar tanto en sección transversal (a lo largo del acantilado), como en planta (sobre la rasa adyacente). Son llamativas las diferentes disposiciones y la deformación que afecta a las capas en la zona de charnela (zona de cambio de inclinación del conjunto de capas plegadas), los sistemas de diaclasas que presentan y la diferente forma en que responden a la compresión los estratos duros y blandos.



Categoría: Geomorfología

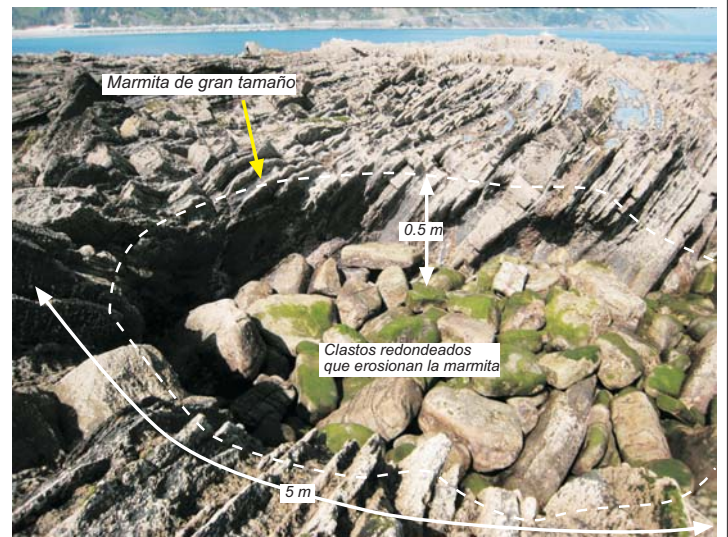
Referencia: 9-GE

Elemento: Formas erosivas de tipo "marmita de gigante"

Localización



Este es un elemento geomorfológico singular, no muy frecuente en rasas mareales. Las "marmitas de gigante" son formas erosivas redondeadas de tamaño métrico que, generalmente, se reconocen en arroyos de montaña. Las crean fragmentos de roca (clastos) de gran tamaño que quedan "atrapados" en una depresión inicial y que movidos por la corriente (en este caso el oleaje) erosionan y agrandan dicha depresión (marmita), a la vez que esta se redondea y agranda de forma progresiva por el desgaste de sus bordes. Estos ejemplos se han formado a partir de pequeñas depresiones en la rasa, probablemente creadas inicialmente en zonas de debilidad de la misma, por la presencia de pequeñas fallas y diaclasas.



Categoría: Estratigrafía/Sedimentología Referencia: 10-ES

Elemento: Nódulos de siderita

Localización



En la zona de rasa mareal próxima al anticlinal de Sorginetxe es posible observar en continuidad varias capas turbidíticas que incluyen numerosos **nódulos de siderita**. Su tamaño varía entre 15 y 50cm, tienen un contorno redondeado y presentan el característico color rojizo que les confiere su riqueza en hierro. Las condiciones del afloramiento permiten asimismo observar claramente su morfología en tres dimensiones. En efecto, los nódulos aparecen elongados subparalelos a la estratificación, y en ocasiones se asocian lateralmente en niveles irregulares. Su mayor dureza con respecto a las rocas encajantes hace que aparezcan dando formas caprichosas de gran belleza plástica, que llaman poderosamente la atención del observador.



Categoría: Estratigrafía/Sedimentología Referencia: 11-ES

Elemento: "Grooves" (acanaladuras por arrastre de partículas)

Localización



Los "grooves" son acanaladuras que se generaron durante el desplazamiento de las corrientes turbidíticas, por el arrastre de una partícula grande (canto) sobre el fondo marino sin consolidar. En este caso se pueden observar numerosos "grooves" a la base de varios niveles de turbiditas de entre 0.50 y 1 m de espesor, con una continuidad de varios metros. Las estructuras sobre todo se identifican por los moldes, a modo de resaltes arenosos alargados, que han quedado preservados a la base de las capas de turbiditas. Los "grooves" pueden utilizarse para determinar la dirección de las corrientes turbidíticas que los crearon, aunque únicamente permiten deducir la dirección de la paleocorriente, pero no su sentido.



Diferentes ejemplos de grooves que se reconocen a la base de las capas turbidíticas, con indicación (en trazo discontinuo) de la dirección de las paleocorrientes generadoras

Categoría: Geomorfología

Referencia: 12-GE

Elemento: Rasa mareal sobre capas paralelas a la línea de costa

Localización



La zona entre Punta Aitzandi y la ensenada de Itxaspe constituye un ejemplo singular de **rasa mareal** dentro del litoral entre Deba y Zumaia. En esta zona la sucesión del flysch se dispone inclinada hacia el Noreste y prácticamente paralela a la línea de costa. La parte de la rasa que se expone en marea baja alcanza una anchura de 100 m y en el detalle, presenta una sucesión de surcos y crestas rectilíneos de gran continuidad lateral. La disposición paralela de las capas de roca con respecto a la línea de costa hace que los acantilados estén en gran parte definidos por superficies de estratificación, planas y lisas, que son aprovechadas como planos de debilidad por la erosión y los procesos de desplome gravitacional.



Vistas panorámicas de la zona de rasa con capas subparalelas a la línea de costa, con la clara distinción que se produce entre pared de acantilado y rasa mareal. La zona ocupada actualmente por la rasa, fue no hace mucho parte del propio acantilado, que ha ido retrocediendo por erosión progresiva

Retroceso del acantilado por erosión progresiva del flysch

Capas buzando hacia el mar

Categoría: Tectónica

Referencia: 13-TE

Elemento: Sucesión de pliegues sinclinales y anticlinales

Localización



A medida que nos aproximamos a la falla del Andutz, principal accidente tectónico de todo el área Deba-Zumaia, la sucesión del flysch va apareciendo afectada por una serie de estructuras menores asociadas, tales como **pliegues sinclinales** y **anticlinales** de escala métrica, observables tanto en el acantilado como sobre la propia rasa mareal. Los pliegues, de orientación general Noreste-Suroeste, tienen sus ejes hundidos hacia el Noreste y serían resultado de la deformación por compresión que afectó a las rocas del bloque occidental que delimita la falla del Andutz. A menor escala, se reconocen numerosas fracturas y diaclasas, que complican sobremanera la configuración interna del flysch.

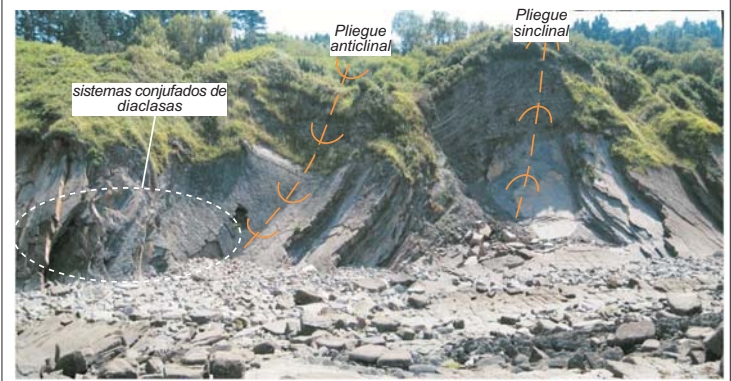
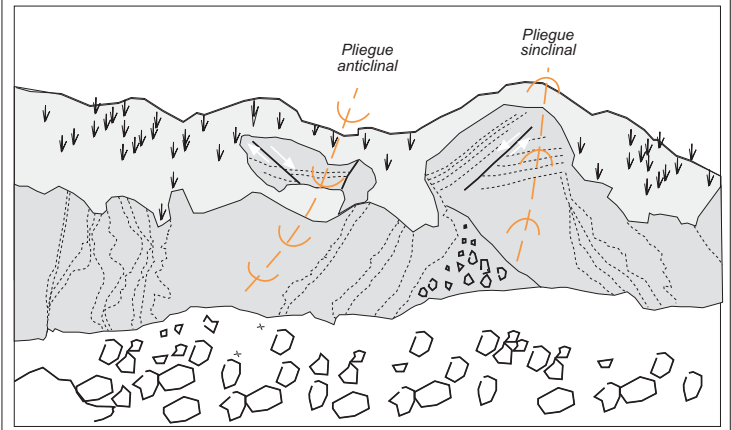


Imagen parcial (arriba) y esquema interpretativo (abajo) de la sucesión de pliegues sinclinales y anticlinales que definen el acantilado en la zona de Ixaspe. Los ejes de estos pliegues se disponen buzando hacia el Noreste (hacia el mar). Por su parte, las charnelas aparecen afectadas por varios sistemas de diaclasas, producidas por la torsión y deformación frágil que han experimentado los estratos en dicha parte de los pliegues



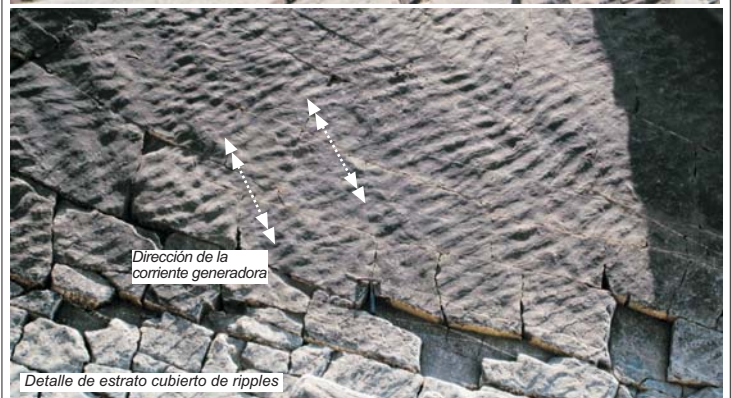
Categoría: Estratigrafía/Sedimentología Referencia: 14-ES

Elemento: "Ripples" (rizaduras de corriente)

Localización



En este afloramiento se exponen los techos de varias capas turbidíticas, donde es posible observar la presencia de ondulaciones centimétricas que se disponen de forma regular y con una alineación preferente. Tales ondulaciones se conocen como "**ripples**" y, en detalle, se puede observar que son asimétricas (presentan un lado suave y otro algo más inclinado). Los ripples son una de las formas generadas por las corrientes turbidíticas durante su deceleración. Como resultado de la migración de los "ripples", durante el periodo en que todavía es activa la corriente, se generan las laminaciones cruzadas que constituyen el término b de la Secuencia de Bouma, observable en secciones transversales de algunos de los estratos turbidíticos.



Categoría: *Tectónica*

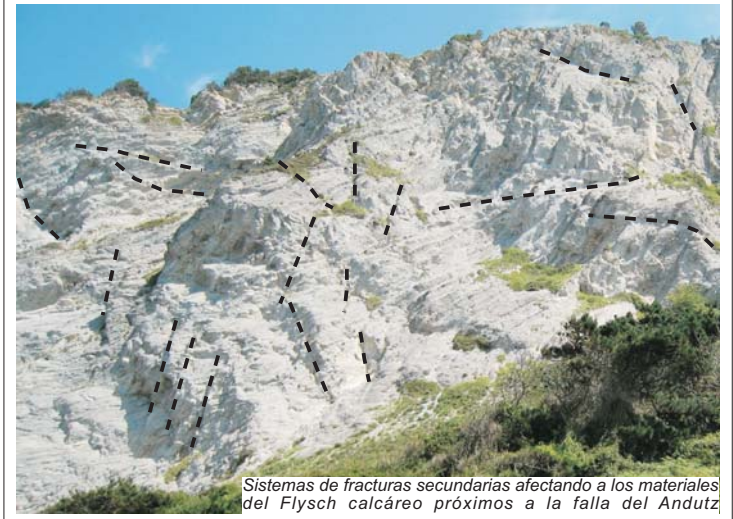
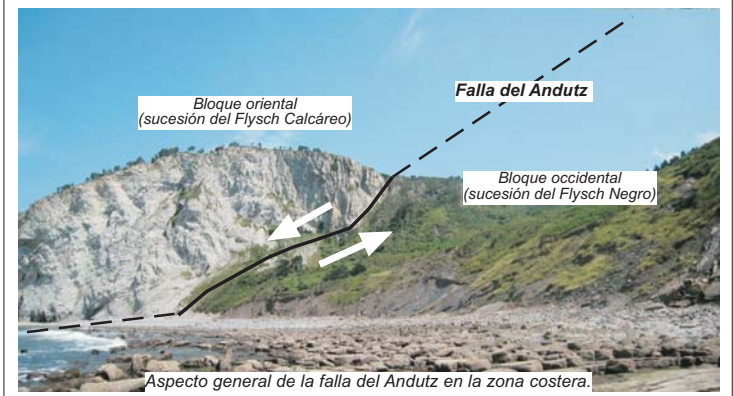
Referencia: 15-TE

Elemento: *Falla del Andutz*

Localización



El accidente tectónico más importante de toda la franja litoral corresponde a la **Falla del Andutz**, fractura de orientación general norte-sur que discurre cercana a la localidad de Itziar y que se prolonga hacia la costa en la zona de Punta Endata. Su traza es fácil de reconocer por el brusco cambio en el color y tipo de las rocas que separa (Flysch Negro con colores oscuros al Oeste, Flysch Calcáreo de colores claros al Este). Observada en proximidad, destaca la importante deformación que afecta a las rocas en la zona adyacente, principalmente en forma de fracturas de menor escala y orientación variable. Tales estructuras menores son muy evidentes en los materiales del Flysch Calcáreo que definen la Punta Haitzuri.



Categoría: *Geomorfología*

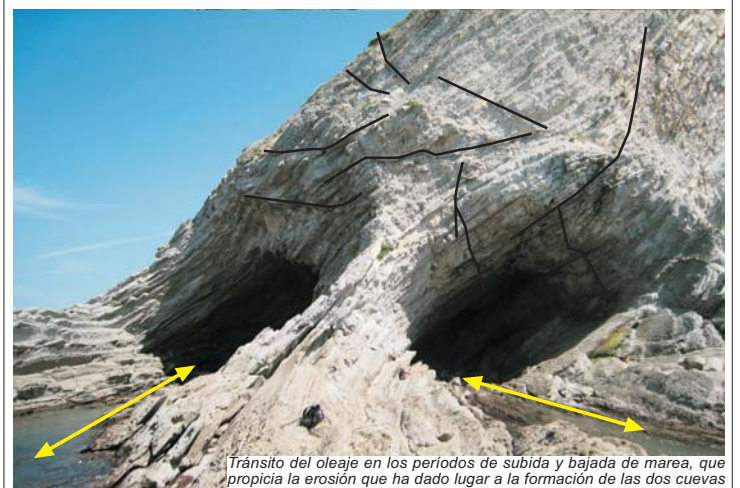
Referencia: 16-GE

Elemento: *Erosión diferencial por fracturas: "calavera" de Endata*

Localización



La Punta Haitzuri, constituida por una alternancia de calizas y margas que se disponen inclinadas hacia el Noreste, presenta a su base **formas de erosión caprichosas** que desde la distancia recuerdan a los ojos de una calavera humana parcialmente sumergida. Los ojos de esta "calavera" corresponden a dos cuevas que han sido generadas por el oleaje, aprovechando la presencia de planos de debilidad (fracturas) de diferente disposición. En conjunto, toda la Punta Haitzuri está atravesada por numerosas fracturas, resultado de la deformación que afecta a la sucesión flysch en las proximidades de la Falla del Andutz, accidente tectónico más significativo de toda la zona litoral entre Deba y Zumaia.



Categoría: Geomorfología

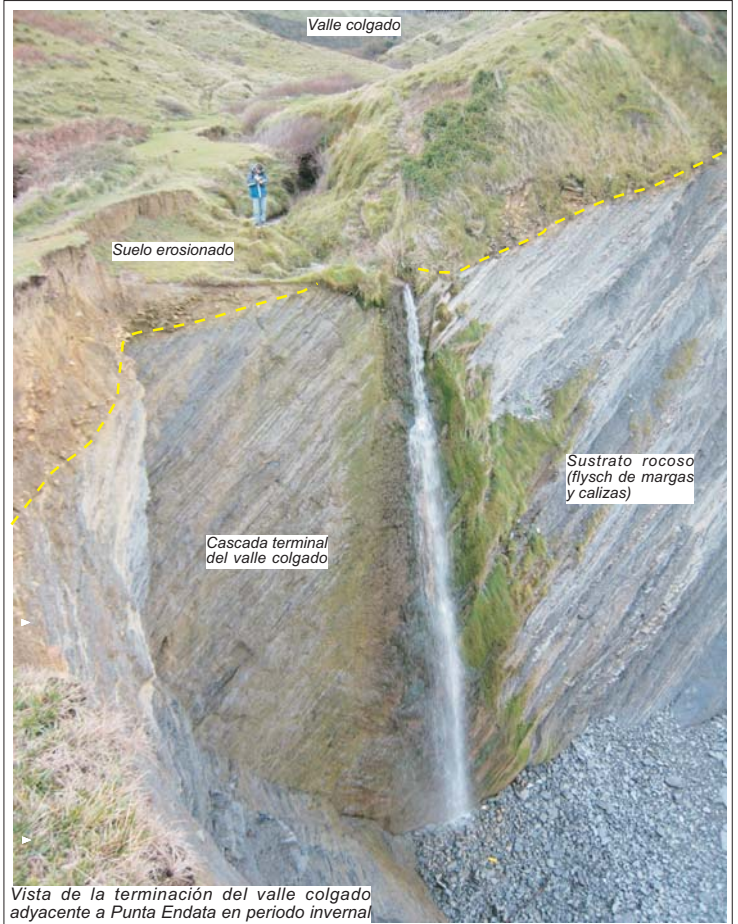
Referencia: 17-GE

Elemento: Valle colgado (desembocadura fluvial en cascada)

Localización



Los acantilados litorales experimentan una retracción continua debido a la erosión del oleaje en su base y a los fenómenos de desplome por pérdida de sujeción de las rocas que conforman su parte superior. El proceso de retracción es comparativamente más rápido que la excavación que producen los cursos de agua que drenan la zona emergida adyacente, dando lugar a **valles colgados** cuya desembocadura está definida por pequeños saltos de agua. El pequeño valle adyacente por el Este a Mendatagaina es buen ejemplo de dicha forma de relieve, con una cascada de agua terminal de unos 12m de altura. La actividad de esta cascada es bastante efímera, solo siendo activa en invierno o tras periodos de fuertes precipitaciones.



Categoría: Tectónica

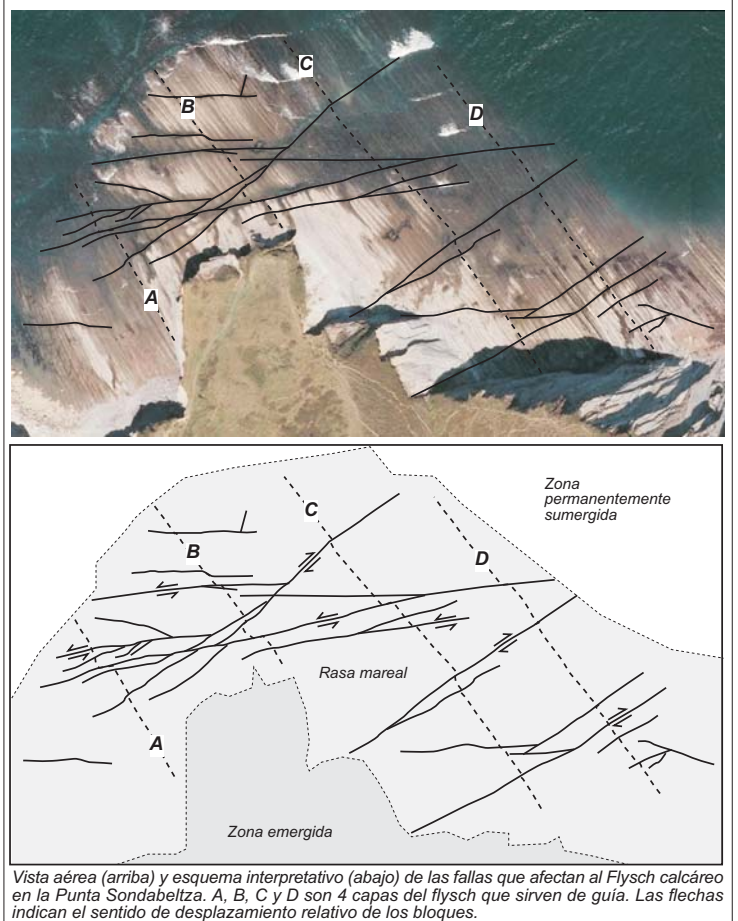
Referencia: 18-TE

Elemento: Fallas en rasa mareal

Localización



La rasa mareal adyacente a la Punta Sondabeltza está atravesada por un **sistema de fallas** cuya dirección varía entre Este-Oeste y Noreste-Suroeste. Las fallas están muy bien definidas y afectan a los estratos del Flysch calcáreo del Cretácico superior, los cuales se disponen con una inclinación regular de 35-40° hacia el Noreste. Las fallas provocan desplazamientos relativos de hasta 2m entre los bloques que separan, siendo fácil estimar dicho salto tomando como referencia capas guía a ambos lados de cada fractura. Como en la mayoría de ejemplos reconocidos en el área Deba-Zumaia, el origen de estas fallas se asocia a la compresión y levantamiento que experimentó la zona durante la formación de los Pirineos.



Categoría: Geomorfología

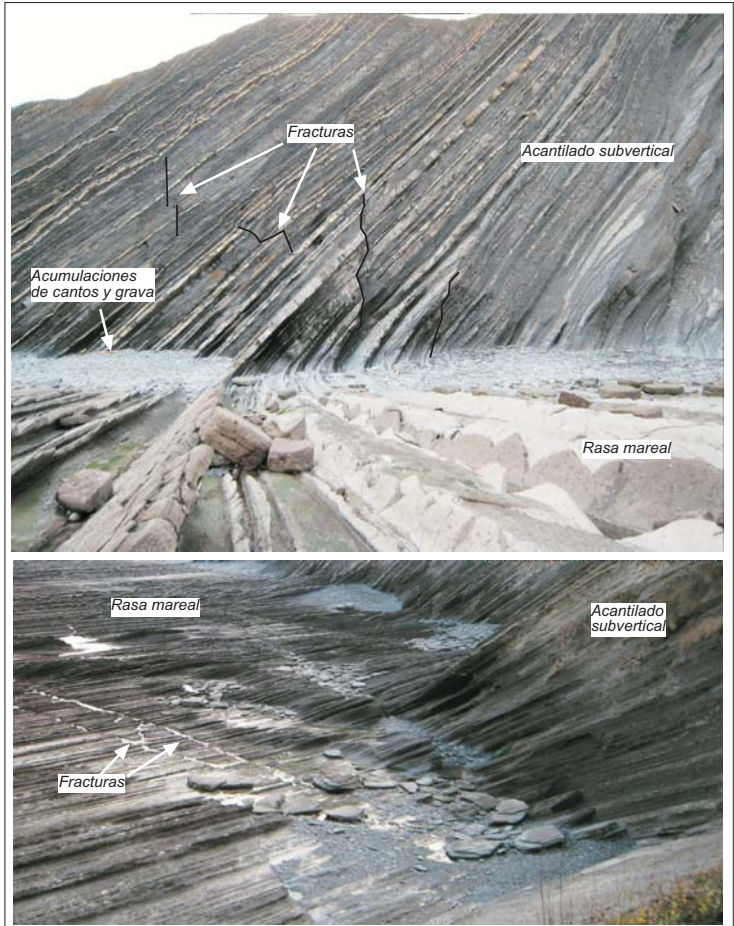
Referencia: 19-GE

Elemento: Rasa mareal de la ensenada de Endata

Localización



La porción litoral de la ensenada de Endata constituye otro de los ejemplos más representativos de **rasa mareal** dentro del litoral entre Deba y Zumaia. En esta zona la sucesión del Flysch calcáreo se dispone inclinada hacia el Noreste y prácticamente perpendicular a la línea de costa. La parte de la rasa que llega a exponerse durante periodos de marea viva alcanza los 150m, y solo aparece trastocada por algunas fracturas rectilíneas. En el detalle, la rasa se presenta como una sucesión interminable de crestas y surcos, generada por la alternancia de litologías duras (turbiditas y calizas) y blandas (margas). A la base de los acantilados se identifican, asimismo, acumulaciones efímeras de cantos y bloques redondeados.



Categoría: Paleontología

Referencia: 20-PA

Elemento: Trazas fósiles

Localización



En la parte central de la ensenada de Endata se reconocen numerosos ejemplos de **trazas fósiles**, visibles en los estratos expuestos tanto en la rasa mareal como en la base acantilado. Las trazas pertenecen a diferentes ichnogéneros, siendo *Chondrites* y *Subphyllochorda* algunos de los más abundantes. *Chondrites* son delgadas galerías subverticales ramificadas que recuerdan a raíces de plantas, atribuidas a anélidos. Por su parte, *Subphyllochorda* son galerías sinuosas e irregulares, realizadas en la parte superficial del sedimento, de morfología bilobular y con un surco central dispuesto longitudinalmente. Estas pistas pueden alcanzar ocasionalmente longitud métrica y presentar un patrón morfológico bastante complejo.

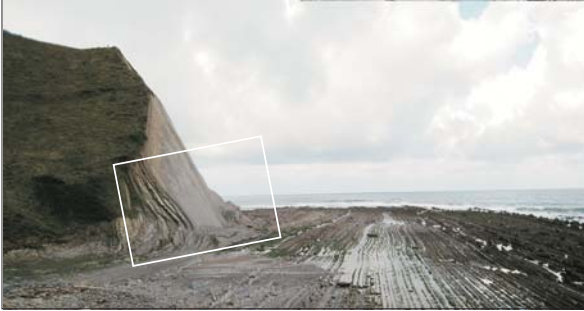


Categoría: Paleontología

Referencia: 21-PA

Elemento: Trazas fósiles

Localización



La sucesión de calizas y margas de Punta Sakoneta es otro de los puntos sobresalientes para observar excepcionales ejemplos de **trazas fósiles**. Principalmente son observables a techo de algunos estratos. Las más abundantes y llamativas pertenecen a los ichnogéneros *Chondrites*, *Subphyllochora* y *Rotundusichnium zumayensis*. Este último, aparece como una pista helicoidal de unos pocos mm de anchura, dispuesta en vueltas muy apretadas, que en conjunto forma una espira de hasta 30 ó 40cm de anchura. El nombre de la especie (*zumayensis*) se debe a que fueron precisamente estos afloramientos concretos donde se reconoció, analizó y definió por primera vez este singular especie de ichnofósil.



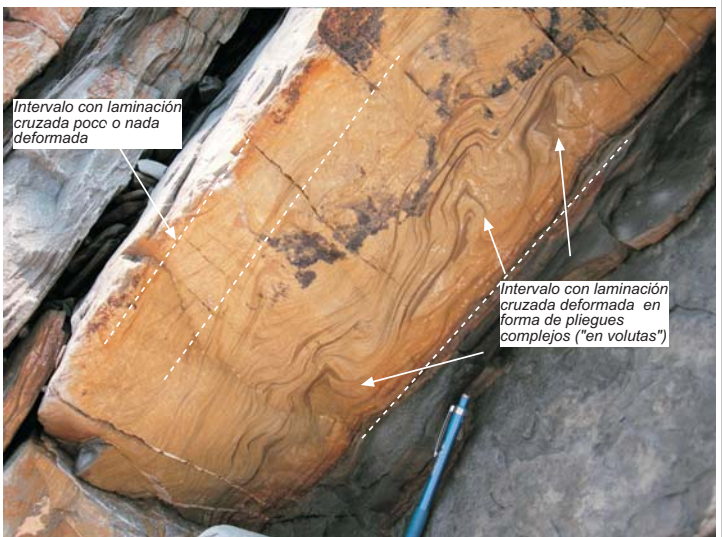
Categoría: Estratigrafía/Sedimentología Referencia: 22-ES

Elemento: Laminación convoluta en turbiditas

Localización



Algunas de las numerosas turbiditas expuestas en la ensenada de Sakoneta muestran sus tramos y las laminaciones internas afectados por una serie de pliegues muy llamativos, que genéricamente se conocen como **laminación convoluta** o **en volutas**. Esta estructura singular aparece afectando a las láminas de arena de la turbidita, y se formó como resultado del escape del agua intersticial que contenían, durante su depósito o en los momentos inmediatamente posteriores. El proceso de escape del fluido intersticial provoca la deformación progresiva y localizada de las láminas, hasta dar una serie de repliegues que en ocasiones son muy complejos. En importante indicar que la deformación se atenúa hacia el techo de cada capa.



Imágenes de uno de los bonitos ejemplos de capas con laminación convoluta. La inferior corresponde a un detalle de la capa, evidenciando el complejo patrón de deformación de tipo "plástico" que han experimentado las partes laminadas del estrato durante su depósito

Categoría: *Estratigrafía-Sedimentología* Referencia: 23-ES

Elemento: *Turbiditas con laminaciones cruzadas y "ripples"*

Localización



Espectacular ejemplo de niveles de turbiditas de espesor métrico, que están constituidas fundamentalmente por el término c de la Secuencia de Bouma. Este término está definido por la característica **laminación cruzada**, estructura que puede observarse tanto en sección perpendicular como paralela al sentido de la corriente generadora. A su vez, sobre el techo de las capas, se han preservado excelentes ejemplos de los sistemas de "ripples" que han producido la laminación cruzada. Al igual que las marcas de corrientes que aparecen al muro de las capas ("flutes", "grooves", etc.), estas estructuras son excelentes indicadores de la dirección y sentido que tenían las corrientes submarinas que crearon las turbiditas.



Laminaciones cruzadas vistas en sección oblicua (izquierda) y paralela (derecha) a la dirección de la corriente que las generaba.

Categoría: *Paleontología*

Referencia: 24-PA

Elemento: *Trazas fósiles y restos de microfósiles*

Localización



La disposición en corte perpendicular de esta porción de la sucesión flysch permite observar en excelentes condiciones la sucesión alterante de turbiditas y margas del Flysch arenoso del Cretácico superior. Las margas, más fácilmente erosionables, han dado lugar a entrantes pronunciados en el afloramiento, dejando expuestas la base de las turbiditas que, en algunos casos, conservan espectaculares ejemplos de **trazas fósiles**. Entre ellas, destacan las galerías de trazado meandriforme del género *Subphyllochorda*. Asimismo, las mismas capas permiten reconocer galerías de morfología dendrítica correspondientes a *Chondrites* y, puntualmente, restos de microfósiles correspondientes a *Inoceramus* (bivalvos) y *Ammonites*.



Base de una capa turbidítica mostrando un complejo y completo patrón de pistas de tipo *Subphyllochorda*



Chondrites

Molde interno de Ammonites

Categoría: Paleontología

Referencia: 25-PA

Elemento: Trazas fósiles

Localización



Otro punto de la zona de Arantzako Portua donde se conservan excelentes ejemplos de **trazas fósiles** dejadas por diferentes tipos de invertebrados. Las trazas se identifican tanto a la base como al techo de varias capas de margas y turbiditas, y principalmente corresponden a tres géneros: *Granularia* (galerías alargadas de sección redondeada rellenas de sedimento), *Helminthoidea* (surcos de sección redondeada que recorren la superficie del sedimento con trayectorias serpenteantes) y *Paleodyction* (constituida por una malla o enrejado de geometría pseudo-hexagonal). Asimismo, localmente se observan trazas serpenteantes y en zig-zag, correspondientes probablemente al ichnogénero *Paleomeandron*.



Categoría: Tectónica

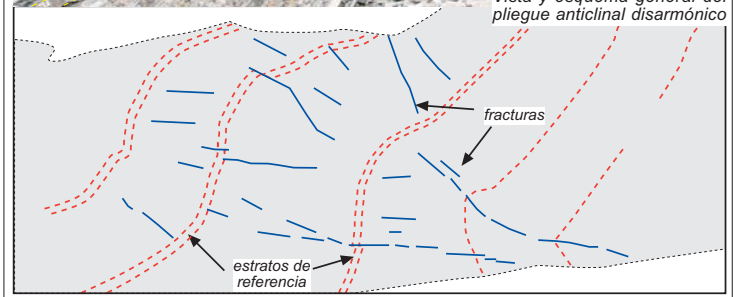
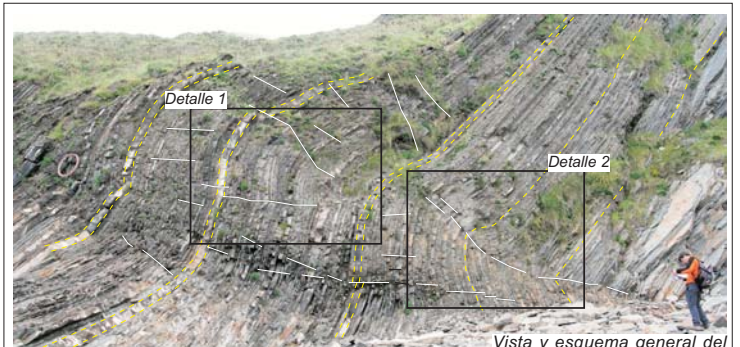
Referencia: 26-TE

Elemento: Pliegue anticlinal disarmónico y fracturas asociadas

Localización



En los afloramientos adyacentes a la pequeña playa de grava de Arrantzako Portua se identifica un bonito ejemplo de **pliegue anticlinal disarmónico** y el sistema asociado de pequeñas fracturas afectando a la zona de charnela. El plegamiento disarmónico es consecuencia de una desigual respuesta a la deformación de los estratos duros (turbiditas y calizas) y blandos (margas y lutitas). Las fracturas aparecen como planos de rotura netos que desplazan las capas unos pocos centímetros y que en ocasiones muestran rellenos blanquecinos de calcita espática. El pliegue anticlinal parece a su vez estar relacionado con la serie de fracturas que afectan a Arrantzako Portua y que, principalmente, se reconocen sobre la rasa mareal adyacente.



Detalle 1: zona del pliegue con charnela cilíndrica y fracturas en abanico.

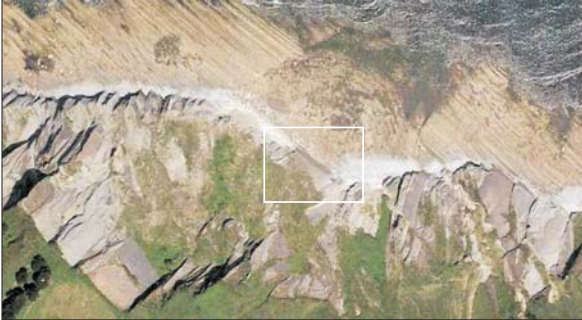
Detalle 2: zona del pliegue con charnela angular y fracturas escalonadas.

Categoría: *Tectónica*

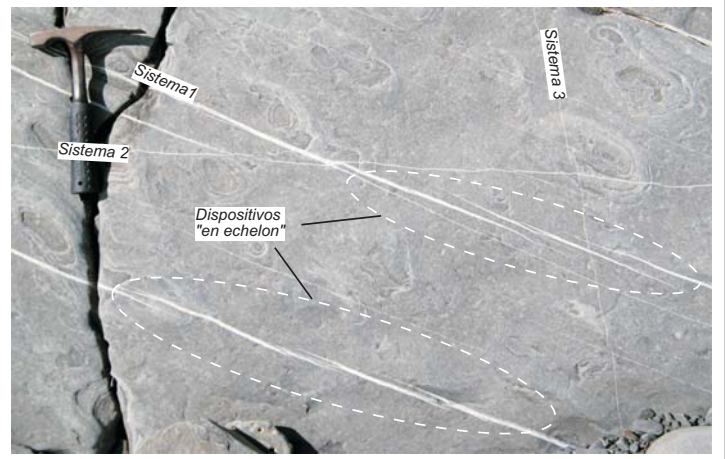
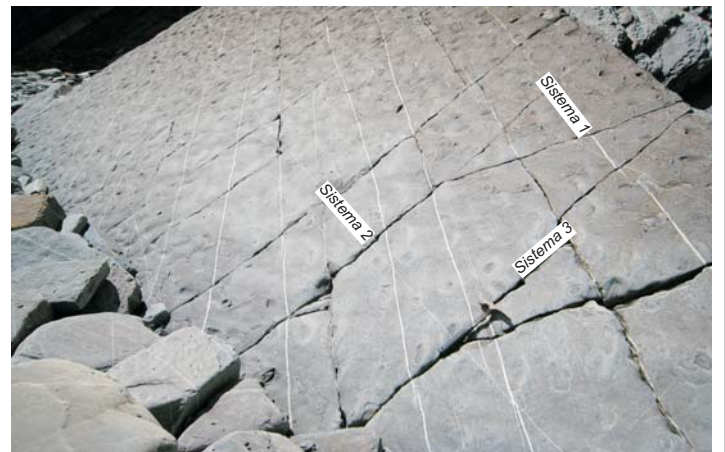
Referencia: 27-TE

Elemento: *Sistema conjugado de diaclasas*

Localización



En la superficie de este estrato de turbidita calcárea pueden apreciarse diferentes familias de **diaclasas**, principalmente identificables por rellenos de calcita blanquecina. Se reconocen 3 sistemas de diaclasas principales (1, 2 y 3 en las fotografías). 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.

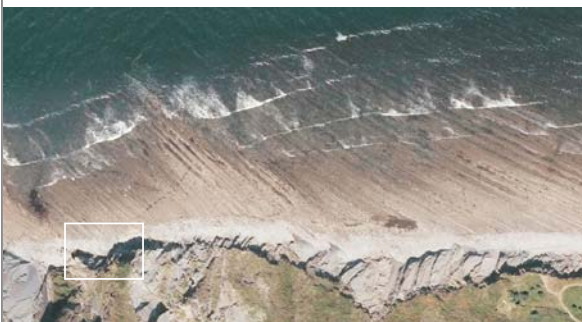


Categoría: *Tectónica*

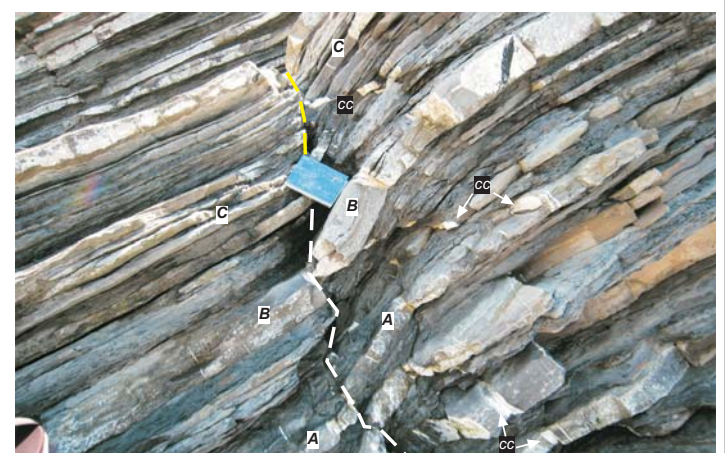
Referencia: 28-TE

Elemento: *Fallas y diaclasas rellenas de calcita*

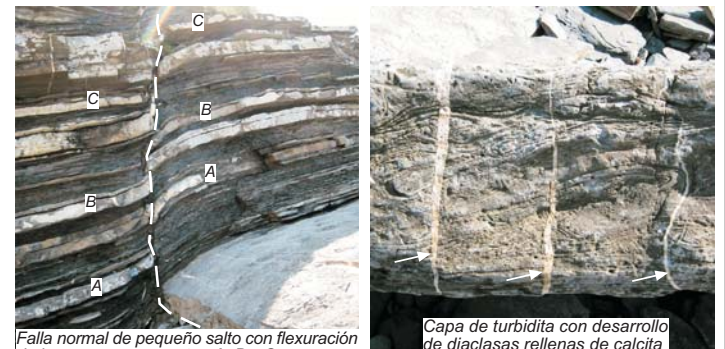
Localización



Algunas de las **fracturas secundarias** asociadas a las fallas que aparecen en la rasa mareal entre Peungo Zuloa y Haitzbeltza, están excepcionalmente representadas en la pared del acantilado adyacente. Aparecen como fallas normales con saltos entre 1 y 2 m, a las que se asocia plegamiento por arrastre y diaclasado. Las diaclasas aparecen, en su mayor parte, como planos simples de rotura, aunque también es frecuente observar en ellas rellenos de 1-2cm de grosor de calcita espática blanca. Otro rasgo interesante de observar es la presencia de huecos trapezoidales con rellenos calcíticos, creados por fenómenos de extensión y rotura de las capas de litología más dura (calizas y turbiditas) que forman la sucesión.



Falla normal de pequeño salto con flexuración de las capas por arrastre y desarrollo de huecos trapezoidales rellenos de calcita (cc) por estiramiento de las capas. A, B y C son estratos que se distinguen en ambos bloques y que permiten estimar el salto de la falla



Falla normal de pequeño salto con flexuración de las capas por arrastre. A, B y C son capas que se distinguen en ambos bloques y que permiten estimar el salto de la falla

Capa de turbidita con desarrollo de diaclasas rellenas de calcita

Categoría: Paleontología

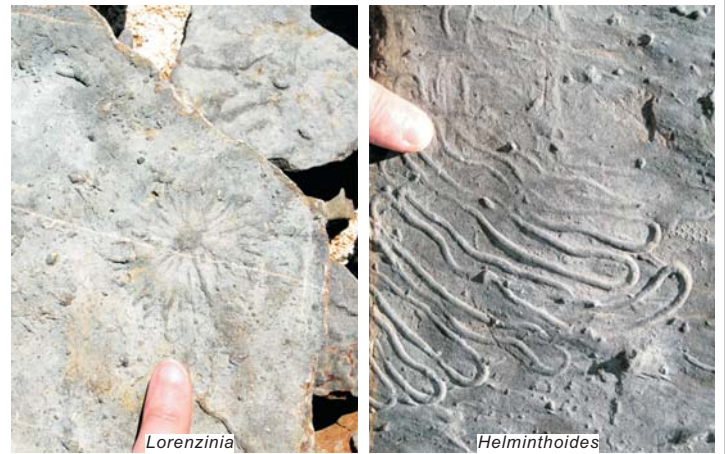
Referencia: 29-PA

Elemento: Trazas fósiles

Localización



La zona entre Haitzbeltza y Aitzuri cuenta también con espectaculares ejemplos de **trazas fósiles**. En el techo o la base de numerosos estratos se reconocen ejemplos de ichnogéneros como *Lorenzina*, *Helminthoidea*, *Subphyllochorda* y *Spirophycus*. *Lorenzina* presenta una morfología radial en forma de flor. *Helminthoidea* son galerías de sección redondeada con recorrido meandriforme apretado. Por su parte, *Subphyllochorda* es una traza compuesta por galerías de sección bilobulada, que en muchos casos se solapan y aparecen cubriendo amplias superficies en los muros de algunas capas. Por último, *Spirophycus* se identifica una galería continua de sección redondeada y desarrollo espiral que en ocasiones alcanza los 10cm.



Categoría: Geomorfología

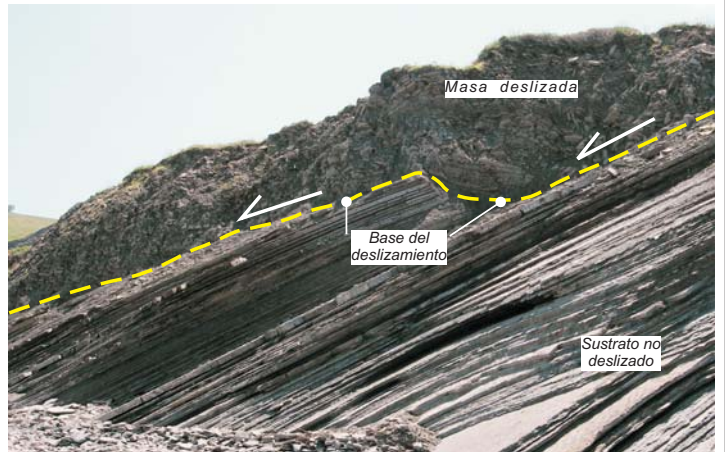
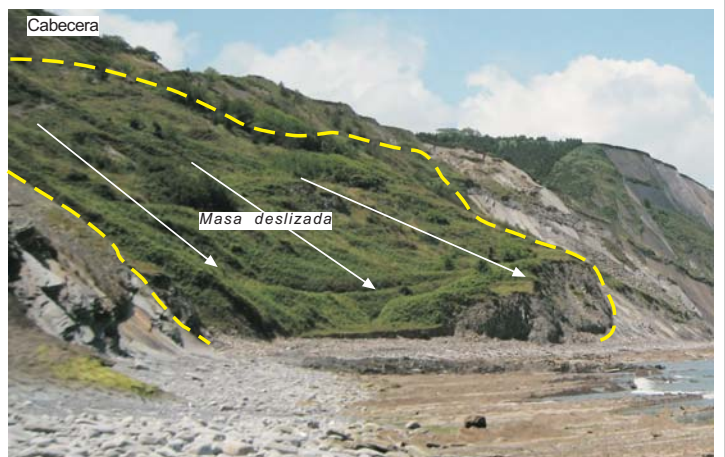
Referencia: 30-GE

Elemento: Deslizamiento de ladera

Localización



El acantilado adyacente a la rasa de Aitzuri incluye excelentes ejemplos de **deslizamientos** afectando a la pared del acantilado. El primero de ellos tiene unas dimensiones aproximadas de 300m x 250m y se ha desarrollado en la zona por la que discurre el sendero que desciende desde Elorriaga. La masa deslizada está formada por clastos irregulares de calizas y turbiditas (litologías duras) englobados en una matriz de margas y lutitas desmenuzadas y con un grado elevado de alteración por meteorización. El deslizamiento es superficial y afecta a los 4-8m superiores de los materiales que forman el acantilado. Su cabecera, que presenta la típica morfología en "forma de cuchara", se sitúa en la parte superior del acantilado a más de 100m sobre su base y la rasa mareal.



Categoría: Geomorfología

Referencia: 3-31-GE

Elemento: Rasa mareal de Aitzuri

Localización



El tramo litoral entre Peungo Zuloa y la playa de cantos de Aitzuri constituye uno de los ejemplos más representativos de **rasa mareal** de todo el litoral entre Deba y Zumaia. En este tramo de costa la sucesión del Flysch arenoso del Cretácico superior se dispone inclinada hacia el Noreste, de forma claramente oblicua a la línea de costa. La rasa expuesta durante mareas vivas alcanza una anchura de 200m y morfológicamente presenta una sucesión de crestas y surcos, definidos por la alternancia de litologías duras (turbiditas y calizas) y blandas (margas). En su parte oriental, la rasa de Aitzuri es más irregular morfológicamente, por la presencia de varias fallas, que favorecen la formación de pozas y depresiones de trazado irregular.



Sector oriental de la rasa de Aitzuri



Categoría: Geomorfología

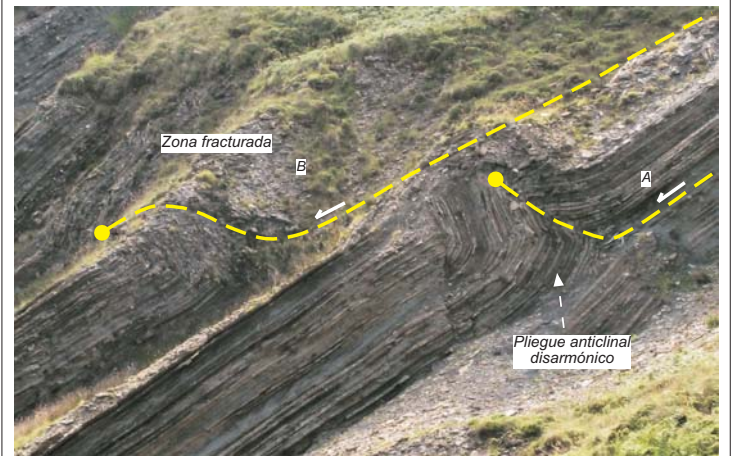
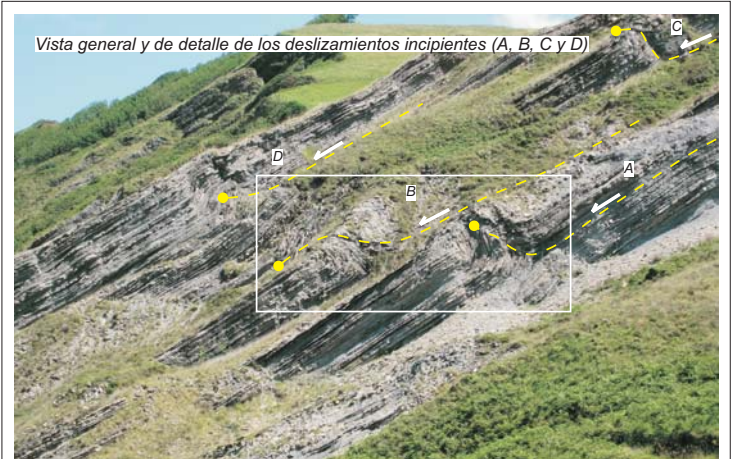
Referencia: 32-GE

Elemento: Pliegues disarmónicos por deslizamiento incipiente

Localización



En la zona de acantilado adyacente a la playa de cantos de Aitzuri, se distinguen ejemplos muy interesantes de un desarrollo incipiente de **deslizamientos de ladera** a favor de los planos de estratificación. Su rasgo más representativo es la creación puntual de unos pliegues anticlinales disarmónicos y fracturación localizada de las capas de flysch, a consecuencia del deslizamiento parcial de un tramo de la serie estratificada sobre una capa plástica de margas o lutitas. La presencia de aportes puntuales de agua y la importante pendiente, serían los procesos que favorecen la formación incipiente de estos deslizamientos. Los pliegues disarmónicos se desarrollan en el punto donde el deslizamiento tiende a emerger a la superficie.



Categoría: Geomorfología

Referencia: 33-GE

Elemento: Playa de cantos y grava de Aitzuri

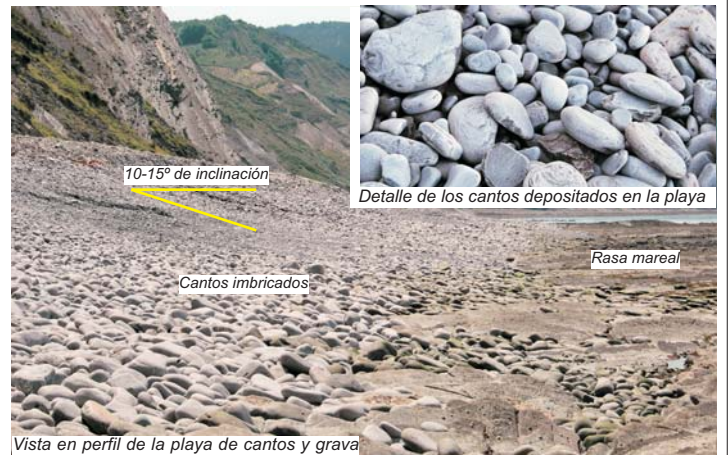
Localización



La **playa de Aitzuri** constituye el ejemplo más representativo y de mayores dimensiones de playa de cantos y grava que se reconoce en la costa entre Deba y Zumaia. Corresponde a una acumulación de unos 1300m de longitud y unos 40m de anchura media, con pendientes entre 10 y 15 grados. El material acumulado corresponde principalmente a cantos de un tamaño medio de 15-20cm, que de manera habitual se disponen imbricados. Este material procede del desplome del acantilado, y su posterior retrabajamiento por el oleaje en la zona de rompiente situada a su base. Las playas de cantos son típicas de costas abiertas sujetas a fuerte oleaje, situación que solo propicia el depósito de material de fracción muy gruesa.



Vista general de la playa de cantos de Aitzuri



Vista en perfil de la playa de cantos y grava

Categoría: Tectónica

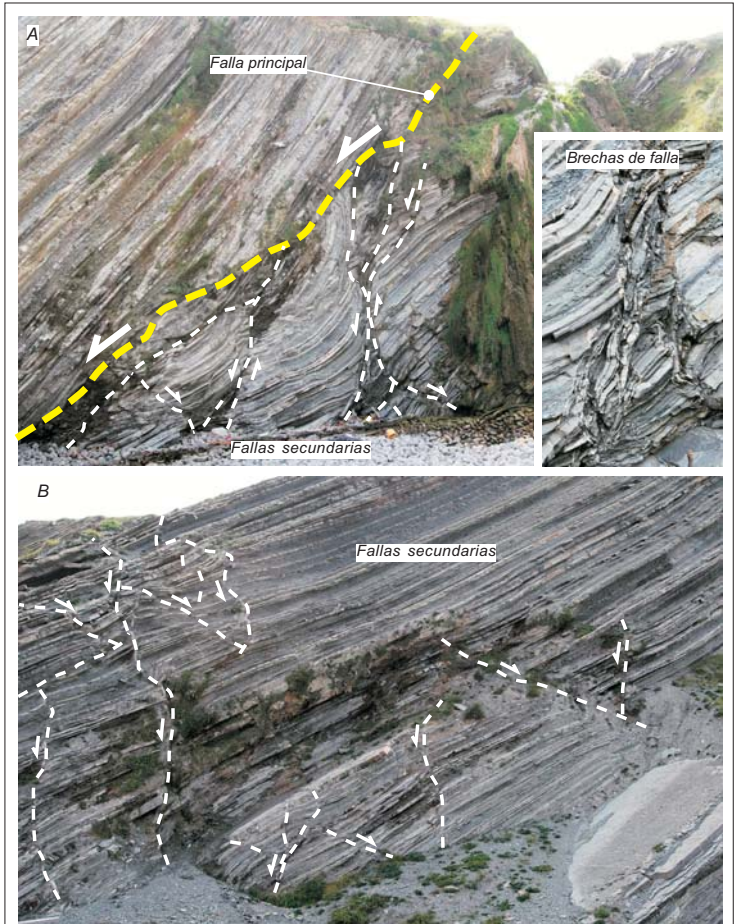
Referencia: 34-TE

Elemento: Sistema complejo de fallas conjugadas

Localización



En **Pikote Azpia**, el **Flysch arenoso del Cretácico superior** aparece afectado por un complejo **sistema de fallas** normales conjugadas, asociadas a una **falla principal** de orientación general **Noroeste-Sureste**. Las **fallas secundarias** conjugadas son de pequeño salto (0.2-2m) y conllevan el desarrollo de pequeños **pliegues de arrastre**, y de zonas con intensa **brechificación**. La identificación de **capas guía** a uno y otro lado de las fracturas permite establecer su régimen y la magnitud del salto con bastante precisión. No ocurre lo mismo con la **falla principal**, cuyo salto concreto resulta imposible de cuantificar. El sistema de fallas está asimismo presente en la zona de **rasa** adyacente, siendo bien visible en periodos de **marea baja**.



Categoría: Geomorfología

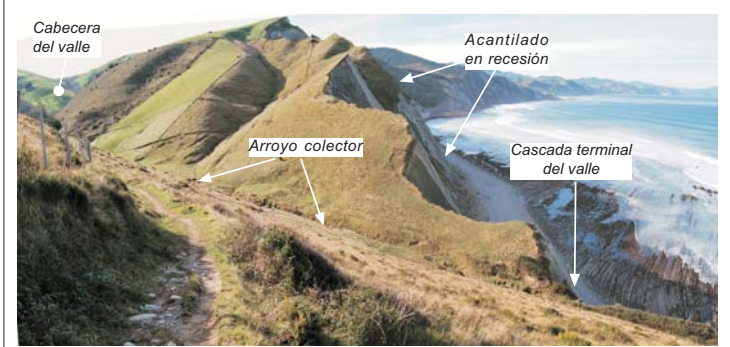
Referencia: 35-GE

Elemento: Valle colgado de Pikote Azpia

Localización



En la zona de Pikote Azpia se sitúa el ejemplo más representativo de **valle colgado** generado por retroceso del acantilado de todo el tramo litoral Deba-Zumaia. El valle es pequeño y escarpado, con una longitud desde su cabecera a su zona terminal de aproximadamente 1km, y con un arroyo colector que solo presenta caudal estable durante el invierno. La terminación del valle se produce de forma brusca, en una cascada de 15m de altura localizada sobre la playa de cantos de Aitzuri. Esta terminación del valle se sitúa sobre el sistema de fallas conjugadas que caracteriza este tramo del acantilado, por lo que resultará lógico interpretar una posición y desarrollo controlados por la tectónica que afecta al flysch.



Categoría: Paleontología

Referencia: 36-PA

Elemento: Restos de macrofósiles

Localización



El tramo que define el tránsito del Flysch arenoso a las series calcáreas del Cretácico final conserva abundantes **restos de macrofósiles**, tales como inocerámidos, equínidos, ostréidos y ammonoideos. Los inocerámidos son sobre todo visibles al techo de algunos estratos calizos. Estos grandes bivalvos vivieron durante el Cretácico y se extinguieron en el tránsito del Maastrichtiense inferior al superior. Los equínidos aparecen dispersos y en algunos casos muestran una excelente preservación de su esqueleto. Los restos de ostréidos, de la familia Gryphaeidae, aparecen en grupos a modo de pequeñas colonias. Por último, los ammonoideos también aparecen generalmente de forma aislada, tanto en estratos margosos como calizos.



Categoría: Paleontología

Referencia: 37-PA

Elemento: Trazas fósiles de *Zoophycus*

Localización



En la cala Algorri se reconocen espectaculares ejemplos del icnofósil *Zoophycus*. Este tipo de traza, típica de ambientes marinos profundos, se ha interpretado como una galería de nutrición compleja, probablemente generada por algún tipo desconocido de anélido. Se identifica como una morfología radial, que en tres dimensiones es de desarrollo espiral. Las vistas en planta del icnofósil revelan formas redondeadas con bordes más o menos irregulares. La vista en sección, en cambio, muestra una morfología como en platillos invertidos, con el ápice apuntando siempre hacia el techo del estrato. Esta disposición es muy útil en Estratigrafía como criterio de polaridad estratigráfica, ya que permite establecer la disposición y ordenamiento de los estratos.



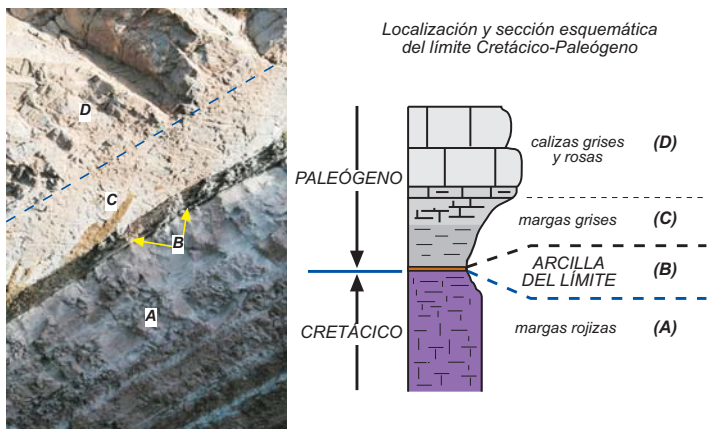
Categoría: Estratigrafía-Sedimentología Referencia: 38-ES

Elemento: Límite Cretácico-Paleógeno

Localización



La Punta Aitzgorri constituye una de las secciones de referencia mundial del límite Cretácico-Paleógeno en contextos marinos profundos. Este límite entre eras geológicas coincidió con una de las mayores extinciones biológicas que ocurrieron en nuestro planeta, atribuida, entre otras causas, al impacto de un gran meteorito al Norte de la península de Yucatán, en México. La principal evidencia de dicho impacto es una lámina arcillosa rica en Iridio (elemento abundante en cuerpos extraterrestres pero escaso en la Tierra), fragmentos de material vítreo eyectado (teclitas) y restos de hollín. En Zumaia existe un excelente registro de las extinciones sufridas por ammonoideos, foraminíferos planctónicos y nannofósiles calcáreos.



Categoría: Geomorfología

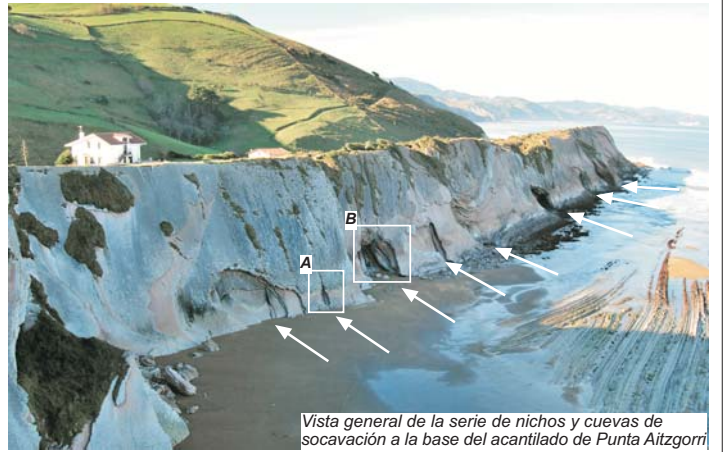
Referencia: 39-GE

Elemento: Cuevas por socavación del pie de acantilado

Localización



La base del acantilado norte de Punta Aitzgorri presenta curiosas morfologías de erosión. Las calizas que forman el resalte aparecen con los planos de estratificación buzando hacia el mar, de manera que definen una especie de plano inclinado bastante resistente a la erosión litoral. No obstante, la unidad presenta numerosas fracturas transversales, y estas líneas de debilidad concentran la acción erosiva del oleaje, dando lugar a la formación de **nichos y cuevas de socavación**, en estado incipiente o más o menos desarrollado. La mayoría de ejemplos presentes revelan como la erosión penetra hacia el interior "capa a capa" (en algunos casos hasta 8m), a la vez que experimentan una expansión en la lateral.



Vista general de la serie de nichos y cuevas de socavación a la base del acantilado de Punta Aitzgorri



Nicho de socavación desarrollado a favor de una zona de fractura



Cueva de socavación en punto de confluencia de fracturas transversales

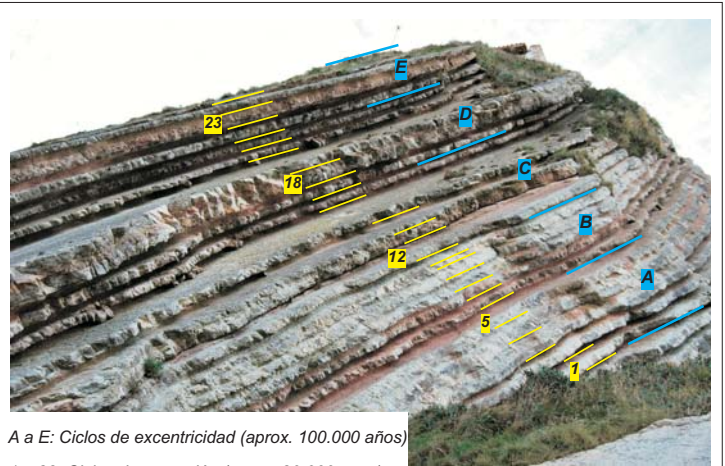
Categoría: Estratigrafía-Sedimentología Referencia: 40-ES

Elemento: Ciclos climáticos de precesión y excentricidad

Localización



Los afloramientos de las calizas del Paleoceno inferior adyacentes a la ermita de San Telmo, son otro punto relevante para observar el registro de **ciclos climáticos de Milankovitch** que caracteriza este tramo del flysch. Los ciclos de precesión (20.000 años de duración) se expresan en la alternancia regular de capas de calizas y margas (pares de estratificación), mientras que los de excentricidad (duración aproximada de 100.000 años) como agrupaciones de capas, cada una formada por 5 pares de caliza-marga. La presencia de este tipo de ciclos en rocas pelágicas, indica claramente que los cambios climáticos han influido enormemente en la sedimentación que han registrado los medios marinos profundos en el pasado.



A a E: Ciclos de excentricidad (aprox. 100.000 años)

1 a 23: Ciclos de precesión (aprox. 20.000 años)

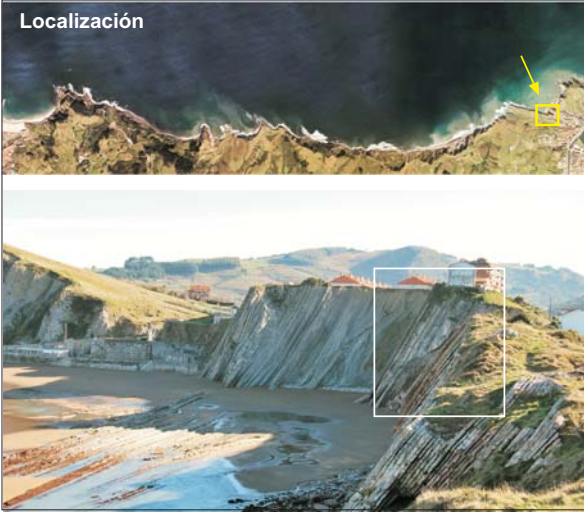


Categoría: *Tectónica*

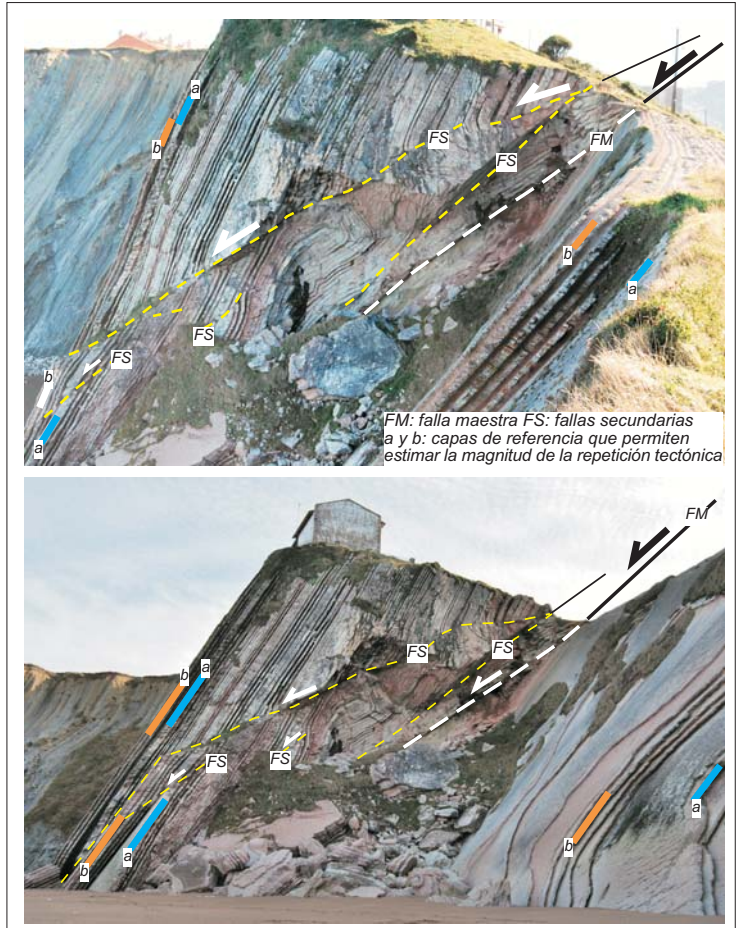
Referencia: 41-TE

Elemento: *Sistema de fallas normales*

Localización



En los afloramientos de la ermita de San Telmo, las calizas del Paleoceno inferior aparecen afectadas por un complejo **sistema de fallas normales**. El sistema incluye una falla maestra o principal (FM) y varias fallas secundarias asociadas (FS), que sobre todo evidentes en el bloque superior. La falla maestra tiene un salto mínimo de 50m y provoca la repetición tectónica de un tramo de la sucesión de calizas de unos 20m de espesor. Esta magnitud de salto se estima resolviendo el desplazamiento de un bloque a otro de varias capas de referencia dentro de las calizas (p. ej. a y b). Las fallas secundarias generan asimismo desplazamientos parciales de la serie entre 1 y 3m, y puntualmente están acompañadas por plegamiento de arrastre.



FM: falla maestra FS: fallas secundarias
a y b: capas de referencia que permiten
estimar la magnitud de la repetición tectónica

Categoría: *Estratigrafía-Sedimentología*

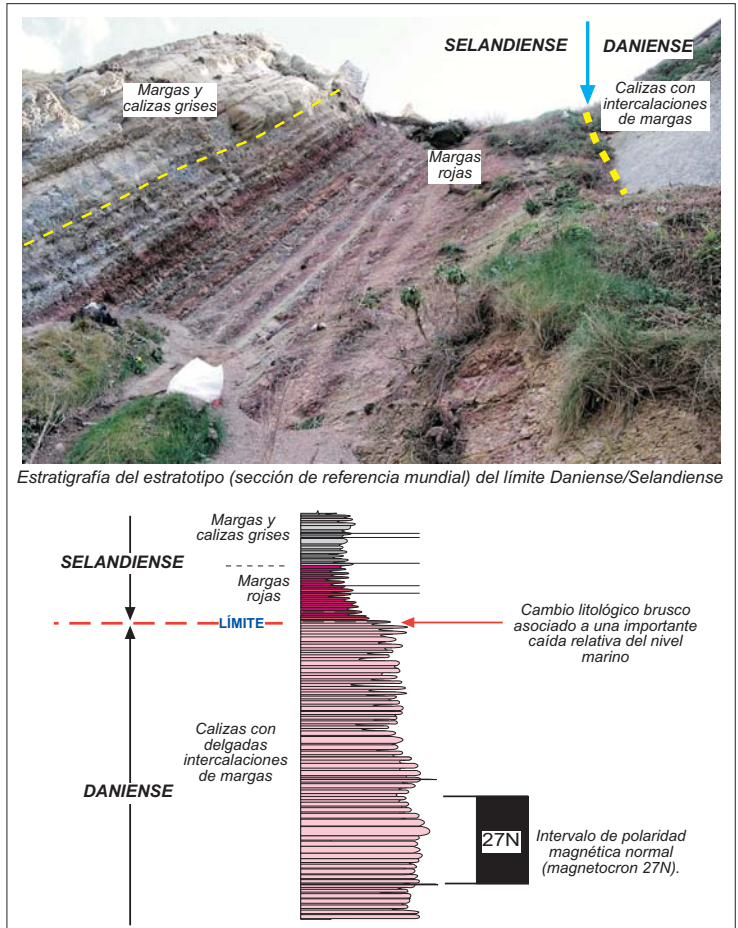
Referencia: 42-ES

Elemento: *Límite Daniense-Selandiense*

Localización



La Unión Internacional de Sociedades Geológicas (IUGS) y la Subcomisión Internacional de Estratigrafía (ISS) han ratificado en 2008 a los afloramientos bajo la Ermita de San Telmo como **estratipo** (sección oficial de referencia a escala mundial) del límite entre el Daniense (Paleoceno inferior) y el Selandiense (Paleoceno medio). Este límite geocronológico coincide con un importante episodio de caída del nivel marino, expresado por un cambio litológico brusco de calizas a margas, y varios eventos de cambio significativo en la composición y diversidad de la microfaua planctónica. A su vez, se identifica una ligera, pero significativa, anomalía isotópica, reflejo de algún cambio oceanográfico global por caracterizar.



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

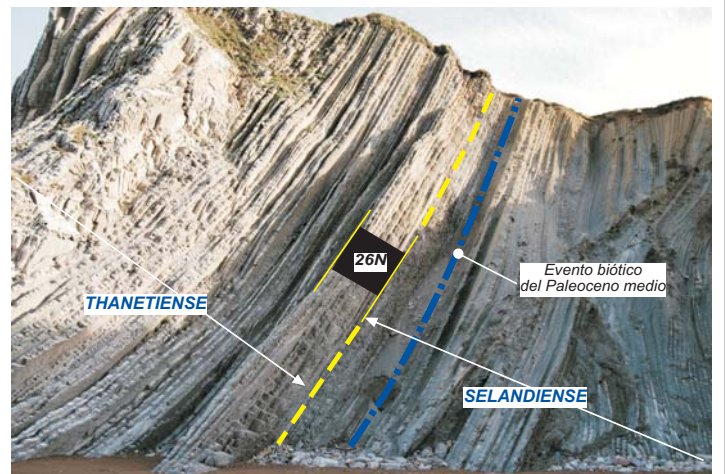
Categoría: Estratigrafía-Sedimentología Referencia: 43-ES

Elemento: Límite Selandiense-Thanetiense

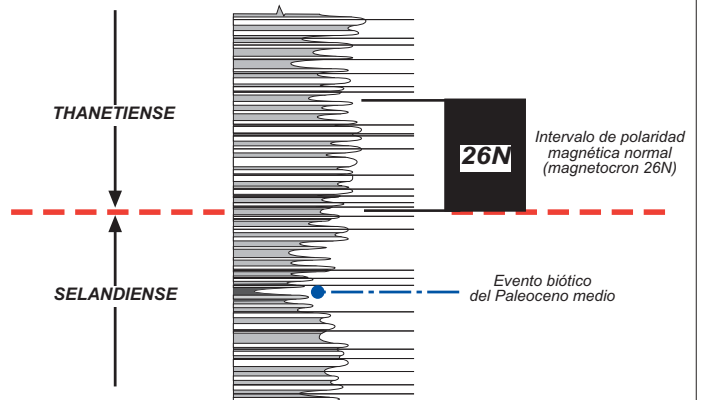
Localización



Al igual que el límite Daniense-Selandiense, en 2008 la Unión Internacional de Sociedades Geológicas y la Subcomisión Internacional de Estratigrafía ratificaron los afloramientos de la playa de Itzurun como **estratotipo** del límite entre los pisos Selandiense y Thanetiense (Paleoceno medio a superior). Este límite geocronológico se ha hecho coincidir con una inversión del campo magnético global, concretamente la que definiría la base del intervalo de polaridad magnética normal 26N. Próximo y por debajo del límite, se sitúa el denominado "Evento biótico del Paleoceno medio", un cambio brusco en la composición de las comunidades del plancton y bentos marinos que se atribuye a un episodio de 10.000 años de rápido calentamiento climático global.



Estratigrafía del estratotipo (sección de referencia mundial) del límite Selandiense/Thanetiense definido en los acantilados de la playa de Itzurun



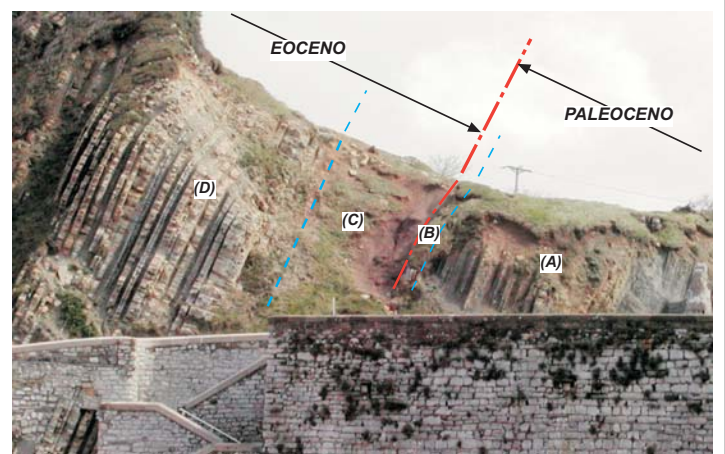
Categoría: Estratigrafía-Sedimentología Referencia: 44-ES

Elemento: Límite Paleoceno-Eoceno

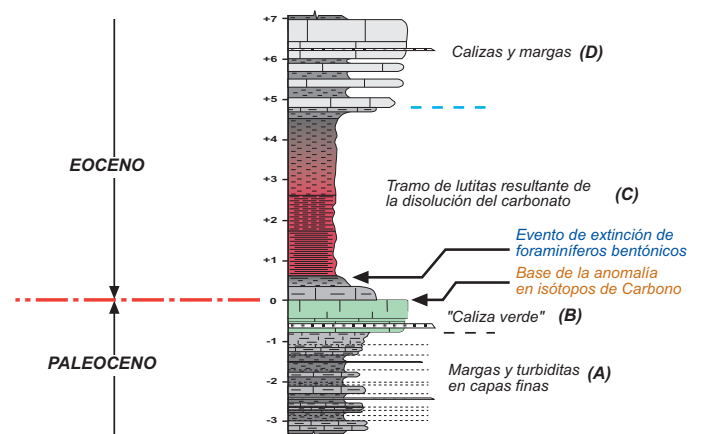
Localización



Los afloramientos adyacentes a la entrada de la playa de Itzurun constituyen una de las secciones de referencia mundial para el **límite** entre el **Paleoceno** y el **Eoceno**. Este límite se sitúa a la base de un tramo característico de lutitas y margas pobres en carbonato, en coincidencia con dos acontecimientos de excepcional importancia global para esa edad: el comienzo de una anomalía en los isótopos de Carbono y un importante evento de extinción de los foraminíferos que habitaban sobre el fondo marino. Ambos acontecimientos se relacionan con un importante calentamiento climático de escala global generado, con toda probabilidad, por una liberación masiva de metano desde los fondos marinos a la atmósfera de la Tierra.



Estratigrafía del límite Paleoceno-Eoceno en la sección de la Playa de Itzurun



Categoría: Geomorfología

Referencia: 45-GE

Elemento: Playa de Itzurun

Localización



La **playa de Itzurun** es el segundo arenal de importancia del tramo litoral Deba-Zumaia. Al igual que en Deba, contiene arena de composición mixta, principalmente granos de cuarzo y fragmentos de bioclastos. Estos últimos proceden de la fragmentación de esqueletos calcáreos de invertebrados que viven en la plataforma marina adyacente, tales como bivalvos, erizos de mar, foraminíferos, o gasterópodos. El volumen de arena que se acumula en esta y otras playas del litoral vasco varía considerablemente con el tiempo. De hecho, a lo largo de 2008 y a consecuencia de varios periodos de tormenta, el volumen de arena disminuyó considerablemente en Itzurun, dejando al descubierto el sustrato rocoso de la rasa sobre la que se apoya la playa.



Categoría: Geomorfología

Referencia: 46-GE

Elemento: "Notch" erosivo por acción del oleaje

Localización



El principal agente erosivo en las costas acantiladas es el oleaje, cuya acción se concentra sobre la rasa y en la base de los acantilados, dando lugar a morfologías erosivas distintivas. Una de ellas es un entrante más o menos continuo y de morfología redondeada, que se conoce como **"notch" o socavón basal**. El redondeamiento de este entrante es el resultado combinado de la erosión por rotura de las olas contra la base del acantilado y el desgaste por el choque de cantos, grava y arena transportados por las olas. La formación del "notch" es común en costas con bajo rango mareal (micromareales), pero también puede formarse en costas mesomareales como la del Mar Cantábrico, donde alcanza una altura comparativamente mayor.

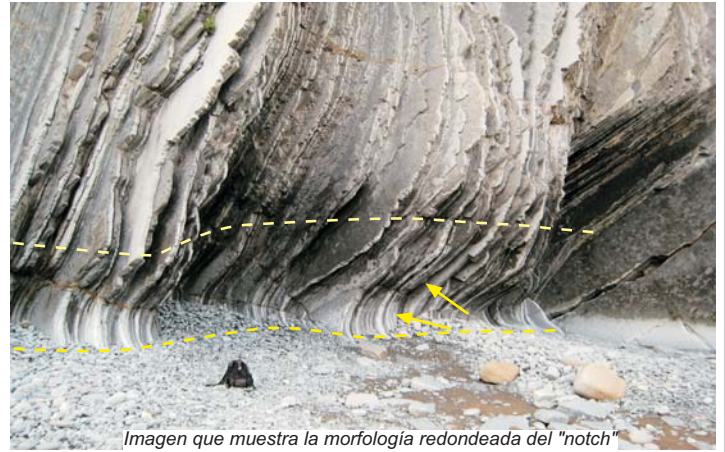


Imagen que muestra la morfología redondeada del "notch"

Categoría: Paleontología

Referencia: 47-PA

Elemento: Trazas fósiles

Localización



Entre la playa de Itzurun y Punta Marianton encontramos una zona con espectaculares ejemplos de **trazas fósiles** a techo o a la base de las capas del flysch. Se reconocen desde huellas de reposo de erizos preservados en el muro de algunas turbiditas, hasta ichnogéneros bien conocidos como *Glockerichnus*, *Taphrhelminthopsis* y *Subphyllochorda*. *Glockerichnus* es una traza fósil con galerías dispuestas en forma radial. *Taphrhelminthopsis* muestra una morfología meandriforme con amplio recorrido, que longitudinalmente presenta un canal central muy desarrollado. *Subphyllochorda* son pistas sinuosas e irregulares, de morfología bilobular y con un surco central, menos desarrollado o evidente que en *Taphrhelminthopsis*.



Huella de reposo de un erizo



Glockerichnus



Taphrhelminthopsis



Subphyllochorda

Categoría: Estratigrafía-Sedimentología Referencia: 48-ES

Elemento: Turbiditas con laminación convoluta

Localización



Este tramo del flysch conserva ejemplos espectaculares de turbiditas con diferente grado de desarrollo de **laminación convoluta**. Las capas aparecen con espesores entre 0,5 y 1m, y muestran secuencias de Bouma completas, dentro de las que destacan los términos con laminación paralela. En algunas capas, estos tramos laminados aparecen solo ligeramente plegados; en cambio en otras están totalmente distorsionados como resultado del escape localizado de fluidos que acompañó el depósito de las láminas de arena. El ejemplo más espectacular es una capa de las capas más potentes que se reconocen, la cual presenta repliegues de varias escalas y una configuración externa muy característica.



Capa de turbidita con desarrollo incipiente de laminación convoluta



Imagen de la capa con desarrollo más pronunciado de laminación convoluta

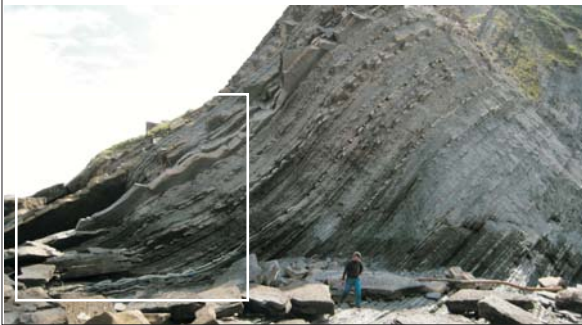


Detalle de los complejos repliegues de pequeña escala que presenta la capa

Categoría: *Estratigrafía-Sedimentología* Referencia: 49-ES

Elemento: *Turbiditas con "flutes" y otras marcas de corriente*

Localización



El tramo del flysch que forma Punta Marianton está constituido por turbiditas siliciclásticas en estratos que sobrepasan 1m de espesor, intercaladas entre margas y lutitas laminadas 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 capas turbidíticas. En algunos de estos planos basales aparecen espectaculares ejemplos de moldes de "flutes", estructuras asimétricas alargadas, de morfología ovalada a cónica, generadas sobre el fondo marino por las corrientes que depositan las turbiditas. La disposición del extremo más agudo de los "flutes", permite reconstruir el sentido que tenían las corrientes generadoras.



Categoría: *Geomorfología*

Referencia: 50-GE

Elemento: *Acumulación de bloques*

Localización



*La rasa alrededor de Punta Marianton aparece recubierta por una **acumulación de bloques** de tamaño métrico, que son resultado de la fragmentación y desplome de las capas de turbiditas siliciclásticas que caracterizan el acantilado adyacente. La acumulación se sitúa paralela a la línea del acantilado y los bloques que la forman aparecen dispuestos de manera caótica. Algunos de ellos presentan un cierto grado de redondeamiento en los bordes, resultado del desgate erosivo por rodadura durante periodos de oleaje más fuerte. No obstante, la mayoría de los bloques muestran bordes muy angulosos, rasgo que indica que su desplome ha sido reciente y que todavía han estado expuestos un tiempo relativamente corto a la acción del oleaje.*

