



SL Gi 5001

## ALGORRI: EL TESORO GEOLÓGICO

1,527 km / 40 minutos

El flysch de Zumaia es un libro geológico que reúne, capa a capa, página a página, más de 50 millones de años de historia. Ofrece una información tan valiosa que los expertos lo han declarado hito geocientífico de nivel mundial. El sendero Algorri parte de la ermita de San Telmo y recorre el capítulo más intenso del flysch: el Paleoceno. Lo recorreremos como detectives del pasado, descubriendo episodios tan apasionantes como la extinción

de los dinosaurios o los diversos cambios climáticos que se han registrado en la historia geológica. Cada paso que demos nos llevará atrás en el tiempo y nos permitirá conocer algunos eventos cruciales de la historia de nuestro planeta.

**A14** 14 PUNTOS DE INTERPRETACIÓN

### TEMÁTICA



### SUELOS

Asfalto o similares

Tierra compacta, grava o gr villa

Calzadas o sendas

Superficies escalonadas

Superf. muy escalonadas

### ANCHOS

+ 1,8 m

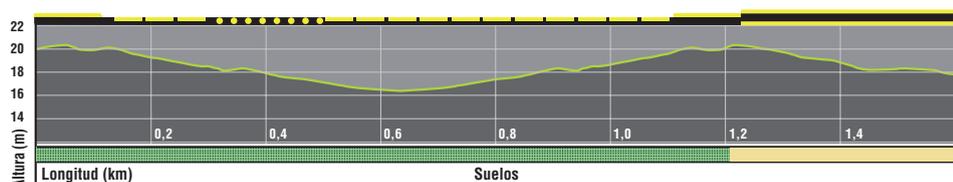
1,8 - 1,5 m

1,5 - 1,2 m

1,2 - 0,9 m

- 0,9 m

### PERFIL



## A1 SAN TELMO

### A1.1. ERMITA DE SAN TELMO



Ermita de San Telmo



Historia de la ermita



Vida y costumbres (pág 150)

La ermita de San Telmo, patrón de los marineros de Zumaia, es una de las imágenes más fotografiadas de la villa. La primera mención histórica data de 1540, aunque seguramente fue reformada en el siglo XVII, al fundarse la Cofradía de Mareantes, bajo la advocación de San Telmo.

Destaca el interior, de una belleza popular que no se repite en ninguna ermita del pueblo. El retablo del siglo XVIII está sin dorar y se aprecia la decoración rococó, en detrimento de la escultura exenta, que queda reducida a pequeñas tallas. Las fiestas de San Telmo se celebran a finales de abril.



Foto de San Telmo desde la playa de Itzurun.

### A1.2. EL FLYSCH



Capas de roca.



Introducción (pág 20).  
Formación del flysch (pág 64).  
Las rocas (pág 68).



Formación del flysch.



Todos los puntos de la red situados en los acantilados interpretan diferentes cuestiones relacionadas con el flysch.

Los acantilados que nos rodean están formados por capas de roca muy bien definidas. Estas capas se llaman estratos y se formaron por decantación lenta de sedimentos hace muchos millones de años debajo del mar. Hace 20 Ma todos estos fondos marinos se levantaron junto con los Pirineos, y hoy dan lugar a esta gran formación que se conoce con el nombre de flysch. Para los geólogos, el flysch

de Zumaia es como un libro abierto de la historia de la Tierra. Un libro de 8 km de grosor que abarca capa a capa unos 50 Ma y nos cuenta algunos de los episodios climáticos y biológicos más importantes de la historia geológica reciente. Hay sorpresas. La historia de la Tierra está jalonda de grandes cambios ambientales que nos permiten mirar el presente con una perspectiva distinta.

### A1.3. ICNOFÓSILES EN LA ERMITA



Extraños dibujos en las losas.



Huellas fósiles de organismos bajo el mar.



Los icnofósiles (pág 81).



A9, A13, A14.

En la parte trasera de la ermita (cara oeste) las losas que forman el suelo del mirador muestran curiosas huellas fósiles que prueban el origen marino de estas rocas. Estas huellas se llaman icnofósiles y son huellas de desplazamiento o alimentación que dejaron los organismos que poblaban los fondos marinos hace millones de años. La geometría apretada de la traza se interpreta como un barrido en busca de alimento en un fondo donde los nutrientes eran escasos. Zumaia es una referencia internacional de primer orden en el estudio de los icnofósiles marinos.



*Helminthorhapse*



*Thalassinoides suevicus*



*Scolicia strozzii*

## A1 SAN TELMO A1.3. Icnofósiles en la ermita

## A2. LOS PLIEGUES DE SAN TELMO

Estratos plegados y fracturados.

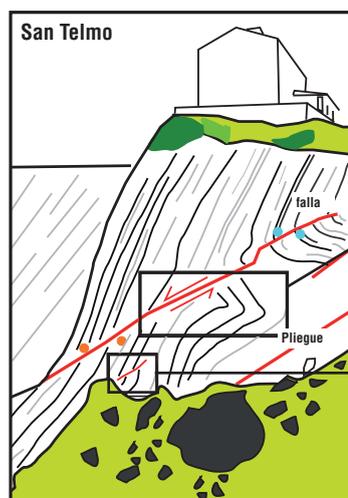
Deformación de las rocas.

+i Las rocas (pág 68).  
Las estructuras (pág 92).

+ip A8, A9, A13, S3, L6.

En la parte trasera de la ermita de San Telmo podemos apreciar claramente la secuencia de estratos del flysch, donde se intercalan capas duras (calizas) y blandas (margas). Podemos observar también que estas capas forman un pliegue y están afectadas por una serie de fracturas, llamadas fallas. Estas pequeñas estructuras responden al proceso de deformación que sufrieron estos sedimentos durante muchos millones de años debido al choque entre Iberia y Europa, que finalmente dio lugar al levantamiento de los Pirineos y los montes vascos. Aunque parezca mentira, con el tiempo y la constancia de las fuerzas tectónicas, las rocas se deforman como plastilina.

Los geólogos que estudian las capas deben tener en cuenta este tipo de deformaciones, ya que pueden repetir u omitir capas. En la formación flysch del biotopo hay muy pocos pliegues y fallas de entidad por lo que, en general, las capas se suceden una tras otra de manera continua y en orden cronológico.



- a)** Pliegue tumbado y fractura con desplazamiento (falla principal). La parte central del pliegue se llama **núcleo** y a los brazos se les llama **flancos**.  
**b)** Pequeña falla con desplazamiento.

## A3.1. LOS ACANTILADOS Y LA RASA

Acantilados y rasa mareal.

Formación de la rasa y elementos geomorfológicos relacionados.

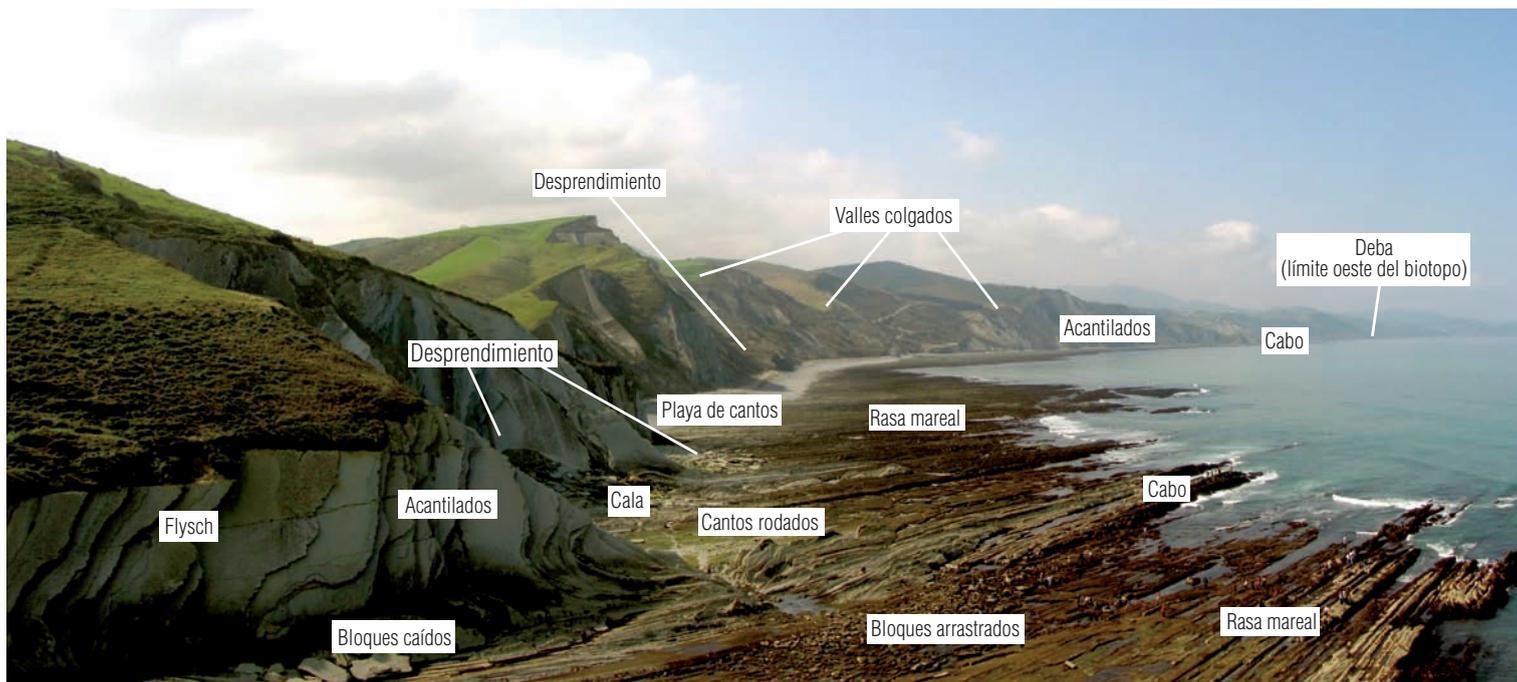
+i Los acantilados (pág 50).  
Las plataformas submarinas (pág 56).  
Las playas litorales (pág 58).

+ip A14, E2, E3, S2, S4, S6, S7, S8, S9.

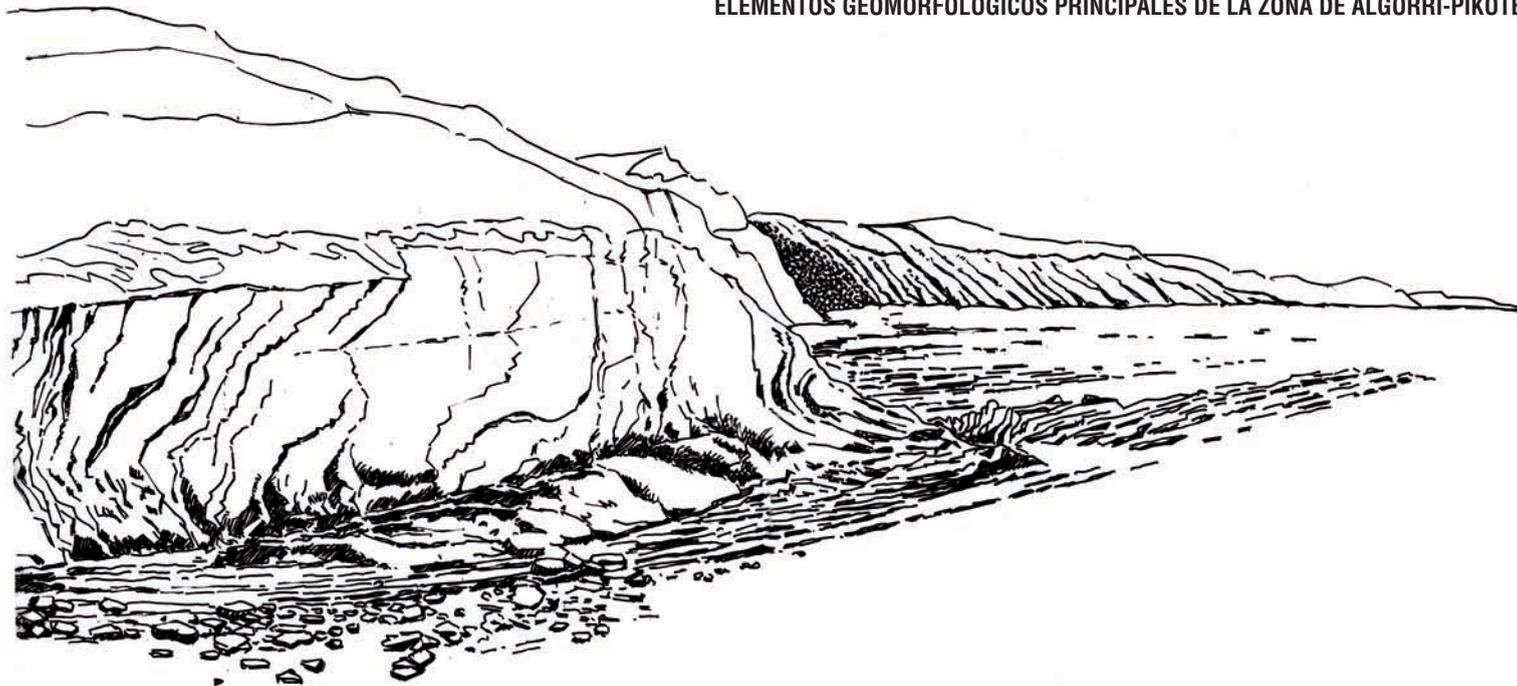
El mirador de Algorri es un santuario de la geomorfología litoral, un lugar privilegiado para disfrutar de la lucha constante entre el mar y los acantilados, una batalla librada durante miles de años que ha dejado un paisaje espectacular.

- a)** Este desprendimiento sucedió en el año 2008. Todos los años se produce alguna caída de grandes dimensiones.  
**b)** Cuando los bloques caídos se redondean, golpean los acantilados aumentando el poder de erosión del mar y funcionan como una escoba abrasiva que pule la rasa mareal.





ELEMENTOS GEOMORFOLÓGICOS PRINCIPALES DE LA ZONA DE ALGORRI-PIKOTE



## A3.2. LA RASA Y LAS MAREAS

- Rasa mareal cubierta y descubierta.
- Funcionamiento de las mareas y ecosistema de la rasa.

**+i** Las mareas (pág 46).  
La rasa mareal (pág 50).  
Normativa biológica (pág 24).

**+ip** Otro lugar propicio para apreciar el cambio de marea y acceder a la rasa es: S8.

**!** Es recomendable visitar este punto en marea baja y marea alta.

El paisaje del biotopo cambia drásticamente cada 6 horas, cada vez que la marea cubre o descubre la rasa mareal, y esto, además de definir el paisaje, condiciona también la vida en este entorno.

Las mareas dependen de la interacción de la masa de agua del océano con la Luna y el Sol. Cada día tenemos dos mareas altas y dos mareas bajas, y la diferencia de cota entre ambas puede llegar a 4,5 metros en mareas vivas, cuando el Sol y la Luna unen sus fuerzas. Por eso las mareas vivas ocurren siempre con Luna llena o Luna nueva.

Las mareas son el mayor condicionante del ecosistema de la rasa mareal. Durante la marea alta, la totalidad de la rasa queda cubierta bajo el agua, pero cuando la marea baja (dos veces al día), una parte importante queda al descubierto y la mayoría de las especies tienen que sobrevivir en pequeñas charcas hasta que el agua vuelva a subir. Las condiciones de temperatura, salinidad, oxigenación, etc. cambian, y la competencia es feroz. Esta variabilidad y la gran extensión de la rasa del biotopo la convierten en un ecosistema muy peculiar, donde los índices de biodiversidad son muy elevados.

Algorri es uno de los pocos lugares accesibles para bajar a la rasa. Un paseo por las charcas de esta plataforma para identificar las especies más habituales descritas en el anexo de la pág. 134 puede ser un ejercicio divertido y da una idea de la riqueza de este entorno. Se recomienda no mover ninguna piedra suelta, ya que habitualmente constituyen cobijos para muchas especies. Si se voltea un bloque, es muy importante volver a dejarlo exactamente en la misma posición en la que estaba para no alterar el hábitat. La captura o muerte de cualquier especie está sujeta a la normativa del biotopo y requiere de la licencia correspondiente. Existen dos zonas de reserva integral que pretenden funcionar como nichos expansivos de biodiversidad para el resto del biotopo.



Diferencia entre marea alta y baja en la zona de Algorri y Pikote. Al entrar en la rasa debemos controlar la hora de subida de la marea, ya que los accesos principales se cierran rápidamente.

## A3.3. EL GRAN LIBRO DEL FLYSCH

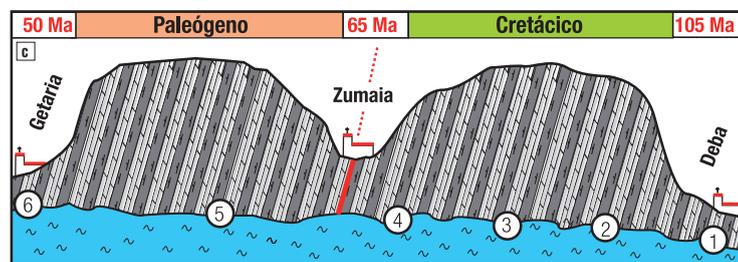
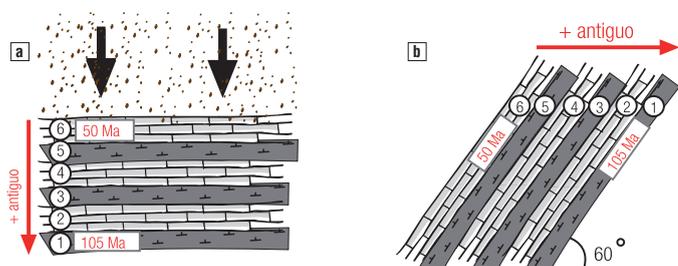
- Acantilados formados por capas de roca.
- Edad y tamaño de la formación flysch del biotopo.
- +i** Distribución litológica (pág 72).
- +ip** Otros miradores donde se ve un parte importante de la formación son: A4, S4, S9.

El mirador de Algorri es un lugar privilegiado para entender la dimensión de este gran afloramiento. Desde aquí se contemplan la mayoría de los 8 kilómetros de acantilado de biotopo, 50 millones de años de historia geológica al alcance de la vista.

Pero, ¿en qué sentido se lee este gran libro? ¿Dónde empieza y dónde acaba? Si nos fijamos en la inclinación de las capas y partimos del hecho de que se depositaron en una superficie horizontal bajo el mar, podremos saber hacia dónde se encuentran las capas más antiguas, y por lo tanto, dónde empieza y dónde acaba nuestra historia.

Atendiendo al tipo de roca, los 8 kilómetros de afloramiento se dividen en grandes paquetes o formaciones litológicas, que normalmente reciben el nombre de la toponimia local. En este caso, nos encontramos dentro de lo que se conocen como las series calcáreas del Cretácico superior y Paleógeno, concretamente en la formación Aitzgorri, que se caracteriza por una intercalación de calizas y margas de color rojizo.

**a)** Cuando las capas se forman por decantación de sedimentos bajo el mar, las más antiguas son progresivamente enterradas.  
**b)** Durante el levantamiento pirenaico se produce un basculamiento y en el sector del biotopo las capas más antiguas quedan situadas hacia el oeste.  
**c)** De esta manera, las capas más antiguas se sitúan en la zona de Deba (105 Ma) y son progresivamente más recientes hasta llegar a Getaria (50 Ma). Este gran libro tiene dos grandes capítulos: el Cretácico y el Paleógeno (Terciario). Su división, situada a los pies de este mirador, está marcada por una de las mayores catástrofes biológicas de la historia: la extinción de los dinosaurios de hace 65 Ma.



## A3.4. LA GRAN EXTINCIÓN DEL LÍMITE K/T



**M** Fina capa negra.  
**I** La gran extinción de los dinosaurios.

**+i** El límite K/T (pág. 106).

**+ip** El afloramiento de Algorri es el único K/T del biotopo y uno de los más conocidos del mundo, pero la cuenca vasca contiene también otros buenos ejemplos como Sopelana, Hendaya, Bidart o Urrutxua.

**!** Para acceder a la cala de Algorri a ver el límite K/T in situ, es necesario entrar con marea baja. La recolecta de cualquier muestra sin permiso del órgano gestor está penalizada por la normativa de biotopo.

Hace unos 65 Ma la vida en la Tierra sufrió una de las mayores extinciones de su historia. Los dinosaurios y más del 75% de la vida del planeta desapareció para siempre tras el impacto de un gran meteorito. Esta extinción sirve a los geólogos para marcar el final del periodo Cretácico y el comienzo del Paleógeno (Terciario), por eso se le ha llamado la extinción del límite K/T. Esta catástrofe biológica global dejó huella en rocas de todo el mundo, pero existen algunos santuarios de este evento. Uno de ellos está situado a los pies de este mirador. En los años 80 y 90 Zumaia fue una de las piezas clave en la investigación de este gran evento.

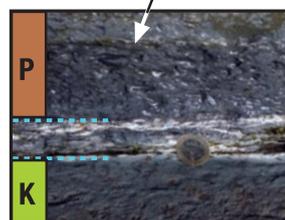
### ¿Cómo se ve la gran extinción de finales del Cretácico en Zumaia?

El límite K/T de Zumaia está definido por la extinción de la gran mayoría de las especies fósiles que veníamos observando en las capas del Cretácico (hacia el oeste). En este límite existe una fina capa de color oscuro en cuya base se concentran anomalías químicas y mineralógicas, que se pueden explicar con un impacto meteorítico. Esta fina capa se conoce como **la arcilla del límite**. Es como si la mayoría de los personajes de nuestra novela desaparecieran para siempre en una página de color oscuro donde han quedado escritas las pistas del crimen, que nos llevan al gran cráter de la muerte de la península de Yucatán.

Es importante señalar que este afloramiento ha sido incluido en la lista de *geosites*, como parte del patrimonio geológico mundial.



Localización y anomalías de la arcilla del límite de Zumaia.



### Anomalías del límite

- Alta concentración de iridio.
- Microesférulas y espinelas ricas en níquel.
- Hollín.
- Extinción masiva de amonites, foraminíferos planctónicos y nanofósiles.

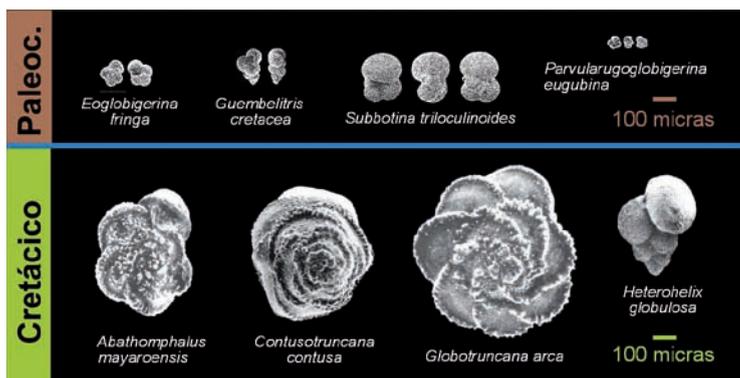
### ANOMALÍAS E INTERPRETACIÓN DE LA ARCILLA DEL LÍMITE

La enigmática capa que marca la gran extinción y el límite entre el Cretácico y el Paleógeno apenas tiene unos pocos milímetros de grosor, pero está cargada de notables anomalías que indican un cambio drástico en la Tierra:

- Se produce la **desaparición de más del 75% de las especies** cretácicas que se habían reconocido hasta este punto.
- Se mide una concentración de **iridio** muy elevada que únicamente puede tener un origen meteorítico.

- Hay **microesférulas** con espinelas ricas en níquel que representan pequeños fragmentos del meteorito que atravesó la atmósfera en Yucatán, y fueron cayendo por todo el mundo como una lluvia ardiente de gotas de fuego.

- La presencia de **hollín** implica la existencia de grandes incendios.



Los foraminíferos planctónicos sufrieron una tasa de extinción superior al 75%. Las especies supervivientes y la nuevas propias del Paleoceno son mucho más pequeñas y tienen las paredes de sus conchas muy debilitadas. (Fotos cedidas por la Dra. Estibaliz Apellaniz, UPV-EHU).

**LA EXTINCIÓN DEL K/T EN ZUMAIA**

Los datos en Zumaia no engañan. Algo drástico debió de suceder el último día del Cretácico para que la mayoría de las especies desaparecieran para siempre.

- La extinción más evidente es la de **los ammonites**. Estos cefalópodos, que muestran espectaculares fósiles de 40 cm de diámetro en los acantilados cretácicos del biotopo (museo Nautilus de Mutriku) sufren una extinción total coincidiendo con la arcilla del límite.

- **Los foraminíferos planctónicos**, pequeños organismos unicelulares que viven flotando en los mares, sufren también una extinción muy significativa y son la fuente principal de información para saber lo que ocurrió en los mares del Cretácico durante aquella catástrofe. La cantidad media de pequeñas conchas por gramo de muestra de roca justo antes de límite es de 75, mientras que decrece a apenas 5 en las muestras tomadas después del nivel de arcilla.

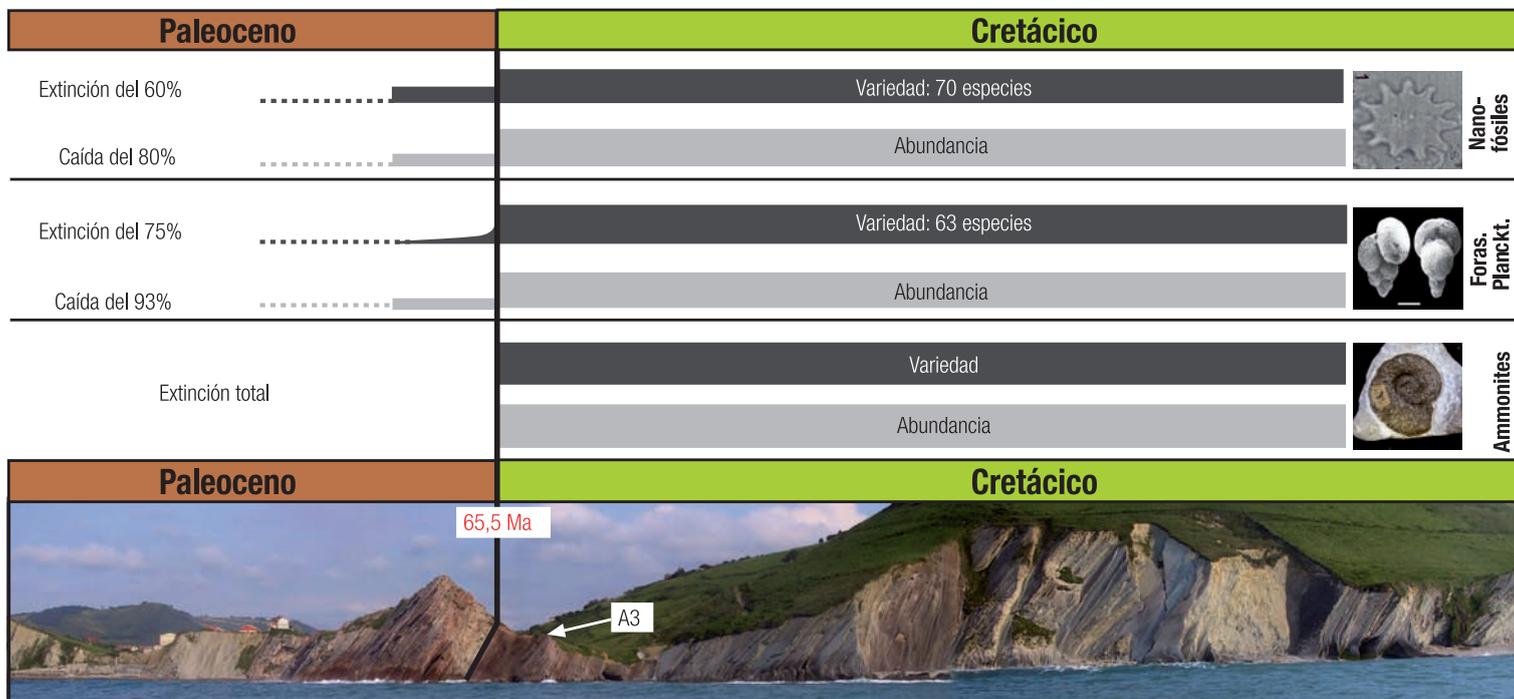
Esto supone un descenso en la biomasa de planctónicos de un 93%. Si nos fijamos en las especies veremos que 33 de las 63 especies de foraminíferos cretácicos reconocidos hasta el límite se extinguen justo coincidiendo con la arcilla negra. Y los 30 que consiguen sobrevivir desaparecen progresivamente justo después del límite y dan lugar a 16 nuevas especies paleocenas. Es importante apuntar que las especies supervivientes son en general mucho más pequeñas que en el Cretácico y las paredes de sus conchas aparecen claramente debilitadas.

- **Los nanofósiles** calcáreos sufren también una extinción significativa coincidiendo con el límite. La abundancia de microfósiles por muestra de roca disminuye en un 80% y la extinción de especies ronda el 60%, dependiendo de la interpretación que se haga de los datos. En la zona del límite 68 especies cretácicas desaparecen, 6 especies se expanden justo después del límite y aparecen 14 nuevas especies paleocenas.

- **Los foraminíferos bentónicos**, aquellos que vivían en los fondos marinos, apenas se ven afectados por esta catástrofe. Los cambios ambientales del límite K/T se produjeron fundamentalmente en la atmósfera y tuvieron poca influencia en los fondos marinos profundos.

En cualquiera de los casos, la biodiversidad y la biomasa alcanzan niveles máximos justo antes del límite, lo cual apoya la hipótesis de una extinción repentina. El ambiente podía estar ya enrarecido por las abundantes erupciones volcánicas y los cambios del nivel del mar acaecidos durante el final del Cretácico, pero parece evidente que el causante principal del evento de extinción fue el impacto meteorítico de Yucatán.

**PATRÓN DE EXTINCIÓN EN EL LÍMITE K/T DE ZUMAIA**



## A4.1. CRONOESTRATIGRAFÍA Y LITOLOGÍA DE ITZURUN

 Vista panorámica de los acantilados de Itzurun.

 División cronoestratigráfica del Paleoceno.

 Las rocas (pág 68).  
Distribución litológica (pág 72).  
Los límites y el tiempo geológico (pág 96).

 A3, A6, A7, A10, A13.

Dejamos atrás los acantilados cretácicos y nos metemos de lleno en el Paleoceno, época que podemos ver íntegramente desde este mirador. El Paleoceno comienza con la gran extinción del K/T (65,5 Ma) y termina 10 millones de años después en el límite P/E (55,8 Ma) con uno de los mayores calentamientos que ha sufrido la Tierra en toda su historia y que marca el comienzo de la siguiente época: el Eoceno.

El Paleoceno se divide en tres pisos: el Daniense, el Selandiense y el Thanetiense y los límites entre ellos han sido definidos en Zumaia como estratotipo oficial de límite por la Comisión Internacional de Estratigrafía. Eso significa que este es el mejor lugar del planeta para estudiar este periodo.

Desde el punto de vista litológico, seguimos estando en la formación Aitzgorri, pero desde aquí se pueden distinguir muy bien las siguientes dos formaciones:

la formación Itzurun, definida por una intercalación de calizas y margas con un tramo basal muy arcilloso y con una aparición progresiva de turbiditas, y la formación Jaizkibel, caracterizada por la alta presencia de turbiditas, tal y como se verá en el punto A14. (ver capítulo 2.4.4. Distribución litológica. Pág 72).

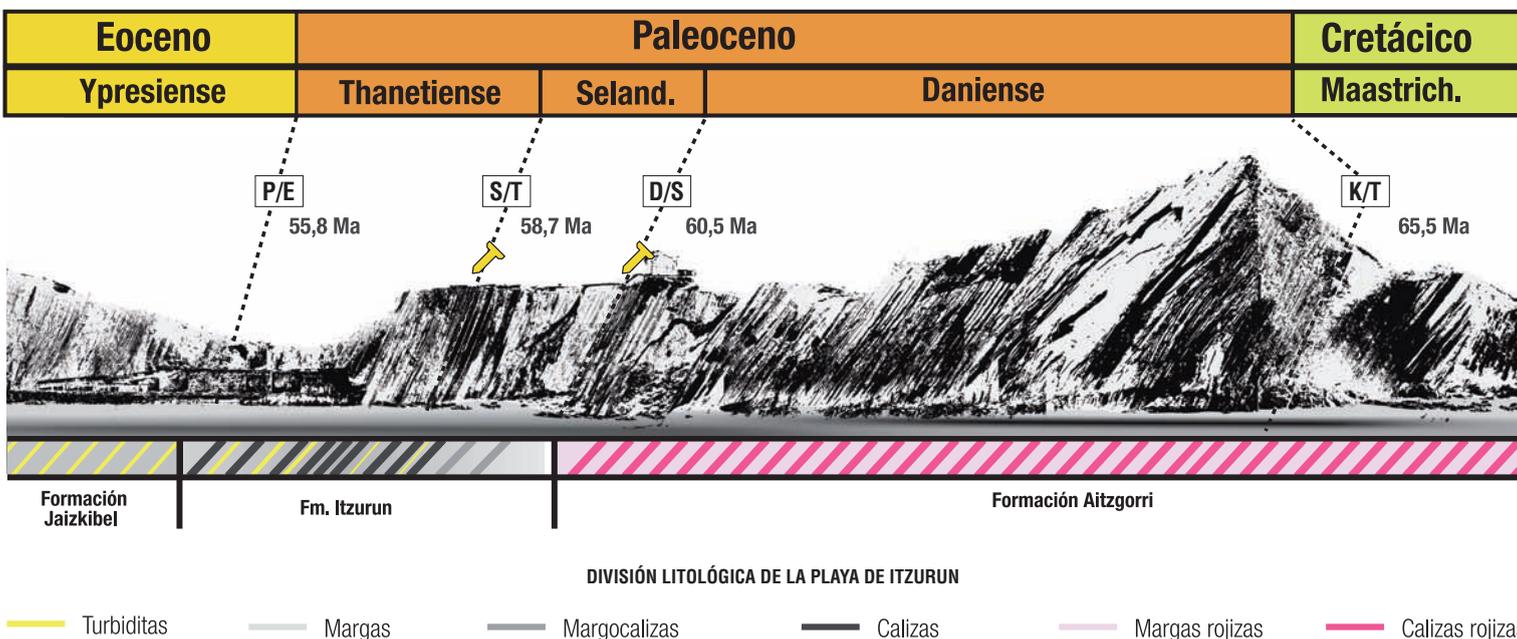
### DIVISIÓN CRONOESTRATIGRÁFICA DEL PALEOCENO EN LA PLAYA DE ITZURUN

El límite **Paleoceno/Eoceno (P/E)** se localiza en la entrada de la playa y está definido por una zona roja con anomalías isotópicas que marcan uno de los mayores calentamientos climáticos de la historia del planeta.

El límite **Selandiense/Thanetiense (S/T)**, situado en la playa de Itzurun, está definido por la inversión de los polos magnéticos, fenómeno muy habitual en la historia de nuestro planeta. Este límite ha sido definido **estratotipo** en Zumaia.

El límite **Daniense/Selandiense (D/S)** se localiza en el tránsito de rocas duras a rocas más blandas, justo debajo de la ermita de San Telmo. Este cambio litológico se relaciona con una gran caída del nivel del mar. Este límite ha sido definido **estratotipo** en Zumaia.

El límite **Cretácico/Terciario (Paleogeno) (K/T)** está situado en la pequeña cala de Algorri. Esta catástrofe está marcada por una fina capa negra que coincide con la extinción de más del 70% de las especies, entre ellas, los dinosaurios. Esta extinción parece estar relacionada con el impacto de un gran meteorito en la península de Yucatan.



## A4.2. UNA CICLICIDAD MUY SOSPECHOSA

 Paquetes cíclicos en las rocas.

 Ciclos astronómicos de Milankovitch.

 Las rocas (pág 68).  
Cicloestratigrafía (pág 84).

 A9.



La formación Aitzgorri sobre la que nos encontramos está formada por una intercalación constante de calizas y margas. Apenas existen unas pocas turbiditas de grosor muy fino (ver capítulo 2.4.2. Las rocas. pág 68).

Las calizas y margas son rocas autóctonas que se forman por la decantación lenta de sedimento arcilloso fino y pequeñas conchas de organismos marinos. Cuando predomina la decantación de conchas, se genera una caliza (por eso son más duras) y cuando predomina la decantación de arcilla, se forma una marga (por eso son más blandas).

La intercalación constante de calizas y margas nos indica que la proporción de arcilla y de conchas en el mar varía cíclicamente. Si nos fijamos en las rocas que tenemos en el acantilado a nuestros pies

podremos reconocer dos ciclicidades (ver figura inferior):

- Pareja caliza-marga donde las margas tienen grosores muy finos.
- Paquetes de cinco parejas delimitados por una marga de mayor grosor.

La mayor o menor cantidad de sedimento arcilloso depende del aporte que los continentes hacen al mar, y este a su vez depende de la capacidad de transporte de los ríos y de la erosión continental, parámetros relacionados con las condiciones climáticas. De esta manera se puede establecer una relación entre la ciclicidad de las rocas y una ciclicidad climática. Pero ¿qué determina esta ciclicidad?, ¿cada cuánto tiempo se produce? Los ciclos astronómicos de Milankovitch tienen la respuesta (ver capítulo 2.4.5. Cicloestratigrafía. Pág 84).

- La intercalación constante de calizas y margas está determinada por el movimiento de **precesión del eje de la Tierra**, que tarda 20.000 años, y en función de su orientación hacia el Sol da lugar a dos estados climáticos: uno frío y uno más cálido. Cada uno de ellos da lugar a una capa más o menos carbonatada y por lo tanto cada pareja caliza-marga responde a un ciclo de 20.000 años. Es decir, cada capa representa aproximadamente 10.000 años.

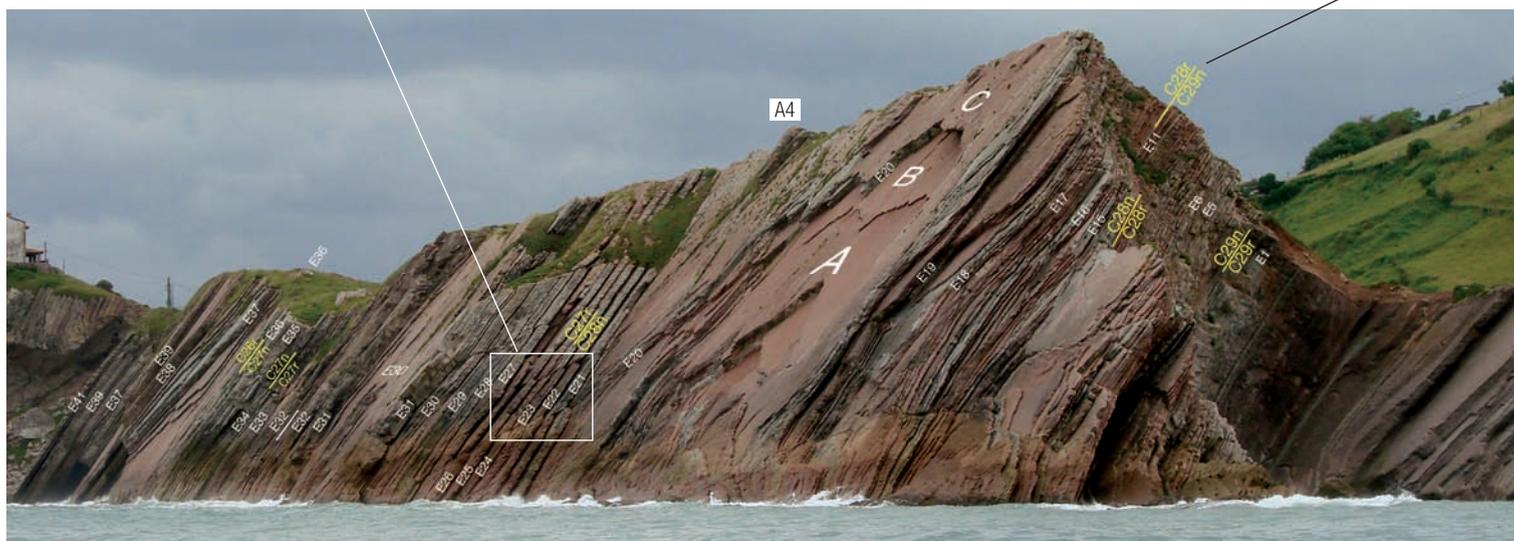
- Cada cinco parejas se vuelve a producir otra ciclicidad, en este caso marcada por el movimiento de **excentricidad de la órbita de la Tierra**, que puede ser más elíptica o más redondeada, lo cual influye en la distancia de la Tierra al Sol. Esta órbita repite geometría cada 100.000 años y produce agrupamientos cada cinco parejas, dando lugar a los paquetes que tenemos a nuestros pies.

La identificación de los ciclos astronómicos en las rocas es muy útil para contar tiempo en aquellos lugares donde no se pueda realizar una datación absoluta con isótopos. Tal y como se puede ver en la figura adjunta, en la formación Aitzgorri, sobre la que nos encontramos, se han conseguido identificar todos los ciclos de excentricidad con bastante precisión.



### Los ciclos astronómicos en las rocas

En la formación Aitzgorri las capas se intercalan formando parejas de precesión (~20.000 años), que a su vez se agrupan en paquetes de 100.000 años (E21, E22, E23...) marcados por la excentricidad de la órbita. (Imagen cedida por el Dr. Bruce Runnegar. UCLA).



Inversiones magnéticas

## A5. MAGNETOESTRATIGRAFÍA

 Pequeños sondeos en las rocas.

 El registro magnético de las rocas del flysch.

 Paleomagnetismo (pág 88).

 no hay ningún otro IP dedicado a este fenómeno, pero se pueden apreciar sondeos magnéticos a lo largo de toda la sección.

Si nos fijamos con atención, veremos que la gran mayoría de las capas de la sección de Zumaia están perforadas para sacar una muestra cilíndrica de roca. Estas muestras miden la orientación de los minerales magnéticos, que indican la orientación del campo magnético de la Tierra en el momento de la formación de la roca. Si conseguimos obtener una muestra de cada capa seremos capaces de detectar

las inversiones magnéticas y reconstruir así la historia del campo magnético durante un periodo de tiempo determinado. Esto nos permite dividir el afloramiento en capítulos magnéticos llamados crones, lo cual aporta una referencia muy útil, ya que son correlacionables con cualquier otra formación del mundo. Esta división nos permite localizar y correlacionar con facilidad distintos eventos paleontológicos o

geoquímicos en la sección. Por ejemplo, podremos decir que el límite K/T ocurre en el cron 29r o que el gran calentamiento del límite P/E ocurre en el cron 24r.

El Paleoceno de Zumaia tiene un muestreo de gran detalle en el que se han detectado claramente las inversiones correspondientes a los crones 29, 28, 27, 26, 25 y 24. La "n" implica campo magnético normal, y la "r", campo magnético inverso.

Tal y como se puede observar en la imagen, no existe una duración determinada para los cambios magnéticos y estos no se aprecian a simple vista en las rocas.



Muestreros de paleomagnetismo.



## A6. PANEL DE ITZURUN

 Panel interpretativo.

 Política de interpretación del biotopo.

El mirador de Itzurun es uno de los lugares más frecuentados de Zumaia. Por ello, se decidió colocar un panel temático de gran tamaño en este punto. Esta no es la mejor panorámica para explicar la sección de Zumaia (el IP A4 es mucho mejor), pero constituye una oportunidad única de aprovechar el flujo de gente e introducir cuestiones relacionadas con los valores del biotopo. Con el objetivo de causar un impacto mínimo sobre el territorio, solamente se han colocado paneles interpretativos en 6 de los 38 puntos de interés de la red de recorridos temáticos.

Los paneles se han colocado en los miradores naturales del biotopo, de manera que visitando todos ellos se puede tener una idea generalizada del entorno y satisfacer así a los visitantes más ocasionales. Esta guía implica ya un estadio superior de interpretación, que permite entender la totalidad del interés natural y científico de este entorno privilegiado.

Itzurun es una de las pocas playas de la costa vasca que está orientada al oeste. En primavera y verano los atardeceres aquí son espectaculares.



176 A7. EL GRAN CALENTAMIENTO DEL LÍMITE P/E

Banda de arcillas rojas.

El gran calentamiento del límite Paleoceno/Eoceno.

El límite P/E (pág 120).

Se trata del único afloramiento del biotopo, pero en la cuenca pirenaica podemos complementar el registro de este evento para aguas poco profundas en Ordesa y Campo y para ambientes continentales en la serie de Tremp.

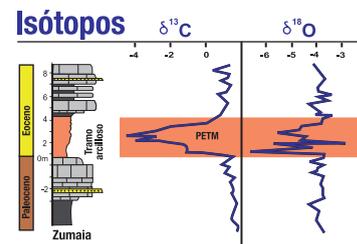
El Paleoceno terminó con un gran calentamiento llamado Máximo Térmico del Paleoceno Eoceno (PETM). El clima era ya bastante cálido a lo largo del Cretácico y el Paleoceno, pero de repente hace 55,8 millones de años la atmósfera se inundó de CH<sub>4</sub> y CO<sub>2</sub> y la Tierra sufrió uno de los mayores calentamientos de su historia.

Tal y como se ha visto en el capítulo correspondiente al límite P/E (pág 120) la causa principal de este máximo térmico parece relacionada con la desestabilización de los hidratos de metano. Esto produjo una contaminación ambiental muy importante, que provocó un fuerte efecto invernadero. El calentamiento tuvo consecuencias importantes en la evolución de las especies y se registró en todos los ambientes del planeta, especialmente en

las latitudes altas. Zumaia es uno de los lugares clásicos del mundo para estudiar este evento en rocas de origen marino profundo. De hecho, en el año 2004 este afloramiento fue propuesto como estratotipo oficial de límite con una gran aceptación por parte de la comunidad científica.

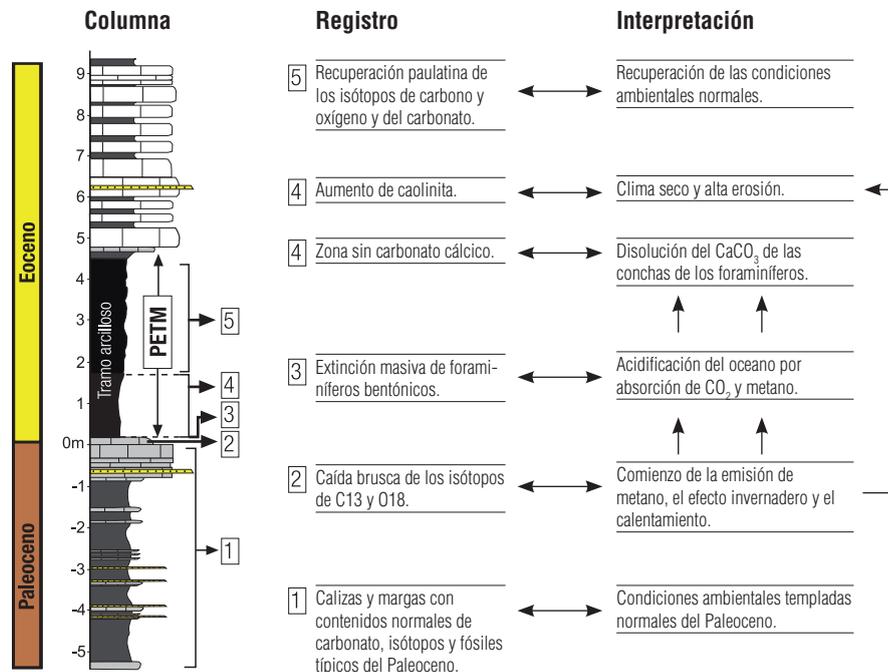
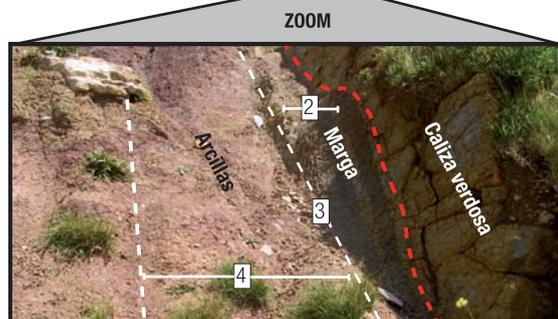
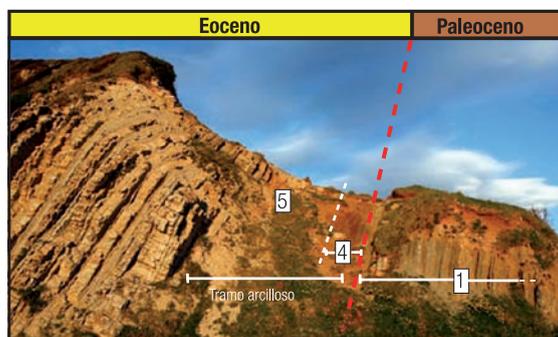
El PETM quedó registrado en Zumaia con todas las características típicas que definen este evento:

- Un tramo arcilloso sin carbonato, debido a la acidificación del océano y la disolución de las conchas calcáreas.
- Una caída del isótopo de carbono 13, relacionada con la emisión de metano y CO<sub>2</sub> a la atmósfera y el océano.
- Una caída del isótopo de oxígeno 18, como consecuencia del calentamiento producido por el efecto invernadero.
- Un aumento de caolinita, mineral típico de climas cálidos con alta tasa de erosión.
- Una extinción masiva de foraminíferos bentónicos, que vivían en el fondo del mar.
- Un cambio en la asociación de foraminíferos planctónicos, que se tuvieron que adaptar al cambio y migraron en busca de su hábitat natural.



Los isótopos de carbono 13 y oxígeno 18 sufren una caída importante coincidiendo con el inicio del tramo arcilloso. (Modificado de Schmitz et al. 1997).

INTERPRETACIÓN DEL LÍMITE P/E DE ZUMAIA

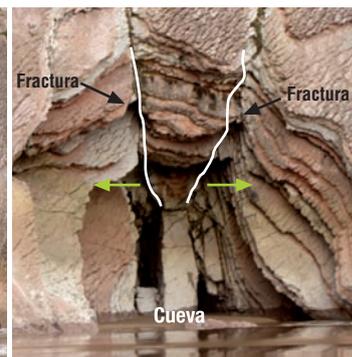
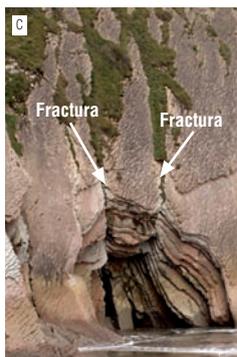


## A8. LAS CUEVAS DE ITZURUN



- Cuevas.
- Erosión diferencial a favor de fracturas.
- S2.

El paredón rojizo de la formación Aitzgorri se orienta paralelo a los estratos en una dirección aproximada de N120°E y representa un muro contra la erosión del mar de dirección predominante noroeste. La erosión se ha abierto camino a favor de las fracturas verticales de la roca y ha producido en la pared vistosas cuevas que llegan a tener más de cinco metros de profundidad. Las fracturas representan planos de debilidad de la roca, y por lo tanto lugares idóneos para que la erosión vaya avanzando, tanto en profundidad como en sentido lateral. La cueva del punto 8 se ha desarrollado por el mismo mecanismo, pero de manera paralela a los estratos de la pared. En marea baja se puede entrar y observar las entrañas de esta formación.



**A)** Panorámica del paredón rojizo de Itzurun con las fracturas y las cuevas de socavación principales. (Foto Gorka Zabaleta).  
**B)** Fractura vertical y erosión incipiente.  
**C)** Cueva de socavación generada en la confluencia de dos fracturas verticales.

## A9.1. LOS CICLOS DE MILANKOVITCH EN LAS ROCAS



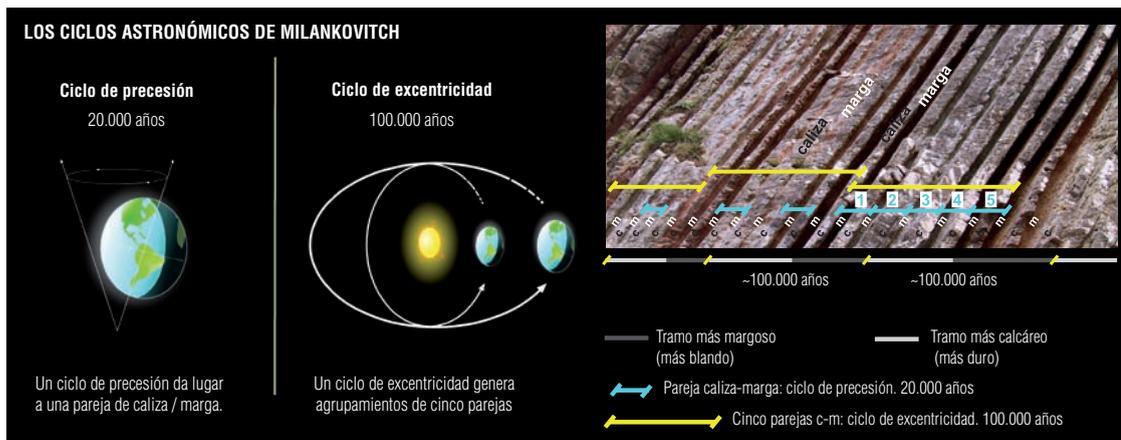
- Intercalación cíclica de estratos.
- Ciclos astronómicos de Milankovitch.
- Las rocas (pág 68).  
Cicloestratigrafía (pág 84).
- A4.

La pared situada debajo de la ermita de San Telmo es, junto con el punto 4, el mejor afloramiento para apreciar la influencia de los ciclos de Milankovitch en las rocas. En este caso se puede ver una alternancia constante de calizas (más duras) y margas

(más blandas) con grosores de capa muy similares. Cada pareja responde a un ciclo de precesión que dura aproximadamente 20.000 años. A su vez se puede apreciar muy claramente cómo cada cinco parejas se repite un tramo en el que las margas

son más duras, es decir más calcáreas. Esta segunda ciclicidad de orden mayor responde al movimiento de excentricidad de la órbita, que se repite cada 100.000 años. Estos movimientos orbitales condicionan la cantidad de energía que la Tierra

recibe del Sol, lo cual afecta directamente al clima, y este a su vez al tipo de sedimento que se deposita en el fondo marino. Por eso, estas rocas guardan fielmente la ciclicidad astronómico-climática de Milankovitch.



## A9.2. UNA GRAN FRACTURA EN LA PLAYA DE ITZURUN

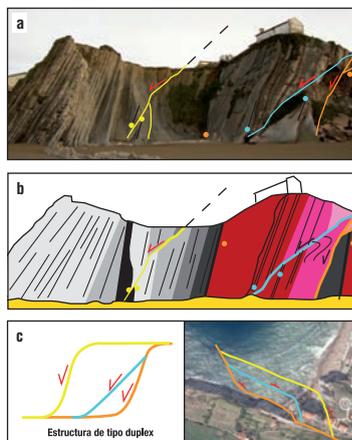
Fracturas en los acantilados.

Las estructuras (pág 92).

Estructura de deformación dúplex.

A2, A11, A13, S3, L6.

La pared bajo la ermita de San Telmo y el acantilado de la playa (en segundo plano) están afectados por una serie de fallas (fracturas) que conforman una estructura de tipo dúplex. Estas fallas se generaron cuando las capas estaban en posición horizontal y fueron comprimidas por las fuerzas tectónicas. Posteriormente bascularon junto con el resto de las capas hasta la posición inclinada actual. Estas fallas producen pequeños desplazamientos de material, que producen repeticiones de las capas en el acantilado.



**a)** Fallas de Itzurun marcadas sobre el afloramiento. Los puntos de colores representan puntos fáciles de identificar, donde se puede apreciar el desplazamiento de la falla. Los números situados a pie de acantilado marcan la localización de los siguientes puntos de interpretación.

**b)** Esquema de los desplazamientos producidos por las fallas.

**c)** Reconstrucción de la estructura entera. Las tres fallas coinciden en profundidad y forman parte de una misma estructura de tipo dúplex.

## A9.3. DESPRENDIMIENTO DE SAN TELMO

Desprendimiento de grandes bloques.

A14, E3, S9.

Influencia de la falla en el tipo de desprendimiento.

El desprendimiento situado debajo de San Telmo llama la atención por el gran tamaño los bloques. El resto de los desprendimientos que podemos observar en la playa están formados por fragmentos de roca mucho más pequeños, que van cayendo a la arena a medida que el acantilado va erosionándose.

La responsable de la caída de estos grandes bloques es la fractura descrita en el apartado anterior. Las fallas debilitan la roca y se convierten en planos favorables para la erosión. La meteorización debilita la cohesión de la fractura, que finalmente no puede aguantar el peso de la roca del entorno y provoca la caída de grandes bloques.



Desprendimiento de grandes bloques de San Telmo.

## A9.4. LOS ESTRATOTIPOS DEL PALEOCENO

Acantilado del flysch de Itzurun.

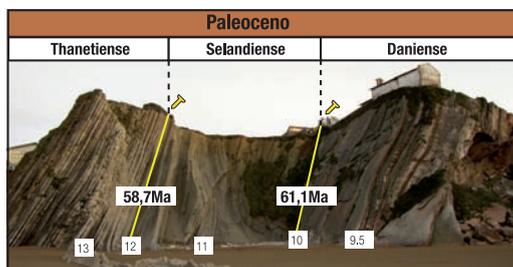
Los límites y el tiempo geológico (pág 96).

Localización de los estratotipos.

A10, A12.

El punto 9 es un mirador privilegiado sobre los estratotipos del Paleoceno de Zumaia. Tal y como se ha visto en el capítulo "El tiempo geológico" (pág 96), la historia de la Tierra se divide en capítulos y subcapítulos, y los límites entre ellos están marcados por algún evento que los geólogos pueden reconocer en las rocas. Entre todos los afloramientos del mundo donde se puede ver el evento que define un límite geocronológico concreto, la International

Commission on Stratigraphy (ICS) elige uno como referencia internacional. Este punto recibe el nombre de estratotipo o GSSP y se marca con un clavo dorado. En mayo del 2010 la ICS colocó en la playa de Itzurun los estratotipos de los límites Daniense/Selandiense y Selandiense/Thanetiense, convirtiendo este tramo en una referencia geológica internacional de primer orden.



El Paleoceno se divide en tres pisos, y los límites que los separan han sido definidos estratotipo oficial de límite en Zumaia. Allí se pueden ver el clavo de oro y la placa con el nombramiento. Se ha colocado sobre la fotografía la localización de los siguientes puntos de interés.

## A9.5. UN TALADRO EN LAS ROCAS

Conductos espirales entre estratos.

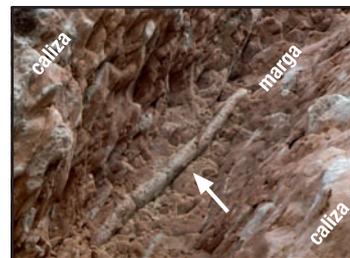
Los fósiles (pág 76).

Icnofósiles.

A1, A12, A13, A14.

Si nos acercamos a los últimos estratos de la formación del Danes (Formación Aitzgorri) y nos fijamos con detalle en su perfil, podremos observar multitud de galerías que cruzan de una capa a otra. Cuando el organismo se entierra en el sedimento calizo (más blanco) y pasa a la

marga (más rojiza), introduce en esta última sedimento más calcáreo, más duro y más claro. Por eso, muchas de las galerías situadas en las margas tiene color blanco y aparecen resaltadas. Llama la atención especialmente una galería espiral que cruza al menos tres capas.



Galerías de excavación de organismos entre diferentes capas.

A10. ESTRATOTIPO DEL SELANDIENSE (60,1 MA)

Cambio litológico de calizas a margas y clavo dorado.

Caída brusca del nivel de mar.

Los límites y el tiempo geológico (pág 96).

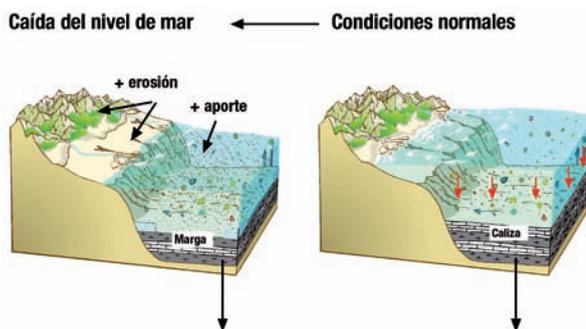
A12.

El límite (GSSP) entre el Daniense y el Selandiense se sitúa en el cambio litológico brusco que marca el paso de la Formación Aitzgorri, muy calcárea, a la formación Itzurun, con una base muy arcillosa. Este límite está definido además por una serie de pequeños eventos bióticos, pero cabe destacar sobre todo un mínimo relativo del isótopo del <sup>13</sup>C. El 6 de mayo del año 2010, los responsables de la International Commission on Stratigraphy colocaron el clavo de oro que certifica este límite como estratotipo de referencia mundial.

El cambio litológico brusco hacia rocas más arcillosas se interpreta como una caída relativa del nivel de mar de entre 40 y 80 metros, relacionada con una elevación tectónica local de la cuenca. En esta región, las plataformas quedaron al descubierto y sus sedimentos fueron fácilmente erosionados y transportados al fondo de cuenca. Por otro lado, los ríos adaptaron su perfil al nuevo nivel de base más bajo, y provocó una erosión mayor en sus cauces, que finalmente se tradujo en un aporte de sedimentos terrígenos muy elevado al fondo de la cuenca. Así se produce un cambio litológico brusco como el que se observa en este punto.



Representantes institucionales y científicos se reunieron en Zumaia para clavar el "clavo de oro" y convertir este límite en un estratotipo de referencia mundial.



Esquema de las consecuencias de una caída brusca del nivel del mar. La erosión en los ríos y en la plataforma descubierta aumenta y se produce un aporte muy grande de material continental al fondo de la cuenca.

Cambio litológico relacionado con la caída del nivel del mar del límite Daniense Selandiense.

A11. UNA FALLA ENGAÑOSA

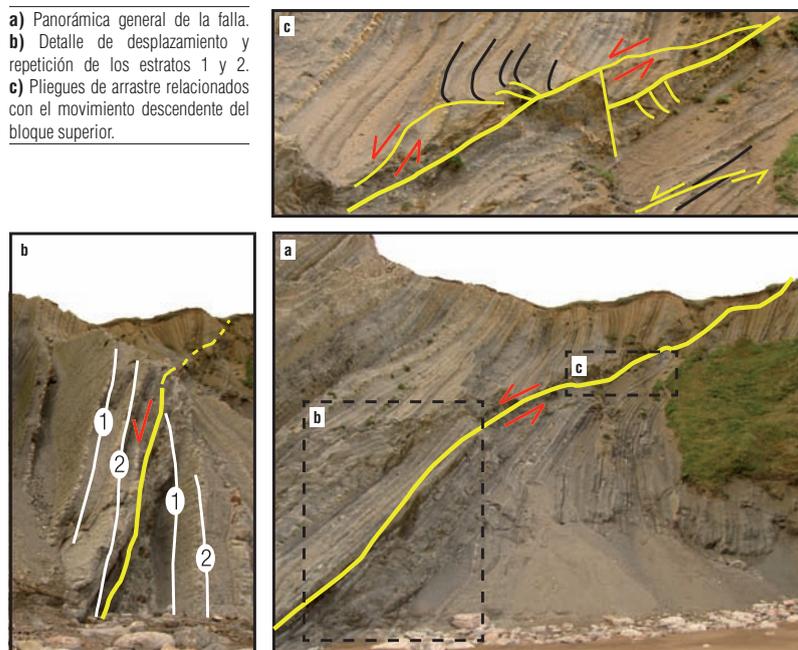
Fractura con desplazamiento de capas.

Interpretación de una falla inversa basculada.

Las estructuras (pág 92).

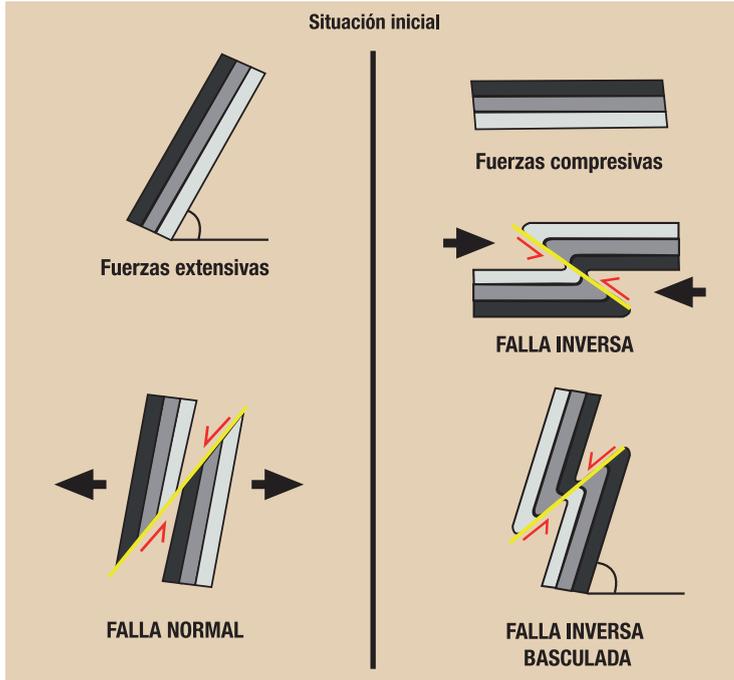
A2, A9, A13, S3, L6.

Si nos acercamos al acantilado, podremos ver de cerca el aspecto que presenta una falla. Una falla es un plano a favor del cual la roca se fractura, y los bloques situados a cada lado sufren un desplazamiento. La zona de falla suele estar formada por una familia de pequeñas fallas que se entrelazan. Si el bloque que está encima de la falla baja, se le llama **falla normal**, y si el bloque que está encima sube, se llama **falla inversa**. La interpretación de un tipo u otro tiene su importancia, ya que el primero se relaciona con un contexto extensional, es decir, de estiramiento, mientras que el segundo responde a una situación compresiva. En este caso la interpretación parece bastante clara, ya que el bloque superior se desplaza hacia abajo: estamos frente a una falla normal.



a) Panorámica general de la falla.  
b) Detalle de desplazamiento y repetición de los estratos 1 y 2.  
c) Pliegues de arrastre relacionados con el movimiento descendente del bloque superior.

¿FALLA NORMAL O INVERSA BASCULADA?



Sin embargo, en geología no todo es lo que parece a primera vista. Por eso resulta importante contextualizar lo que se ve en la geología regional. Sabemos que estos estratos se formaron en posición horizontal y que han sido objeto de esfuerzos fundamentalmente compresivos, que los han basculado hasta la posición actual. Este contexto nos indica que puede ser una falla inversa basculada (ambiente compresivo) y no una falla normal, como nos ha podido parecer al principio. Esto se confirma por la presencia de los pliegues de arrastre del bloque superior, que únicamente se formarían en un contexto compresivo.

A12.1. ESTRATOTIPO DEL THANETIENSE (58,7 MA)



**+** Un clavo y una placa.

**+** Estratotipo del Thanetiense definido por una inversión magnética.

**+i** Los límites y el tiempo geológico (pág 96).

**+ip** A10.

El estratotipo del límite Selandiense/Thanetiense está definido por una inversión del polo magnético, concretamente la base del cron 26n. Tal y como se ha visto en el capítulo correspondiente al magnetismo (pág 88), el registro magnético no es observable a primera vista en las rocas.

Por el contrario es una de las herramientas de correlación más importantes que tienen los geólogos, ya que permite comparar estos lugares con otros equivalentes de cualquier parte del mundo. Esto es así debido a que las inversiones magnéticas suceden por igual en todo el planeta.

El 6 de mayo del 2010, autoridades institucionales y científicas colocaron el clavo de oro del estratotipo del Thanetiense y convirtieron a Zumaia en una referencia internacional obligada para el estudio del Paleoceno.



A12.2. UNA PARED LLENA DE ZOOPHYCOS



**+** Un plano de roca lleno de enigmáticos fósiles espirales.

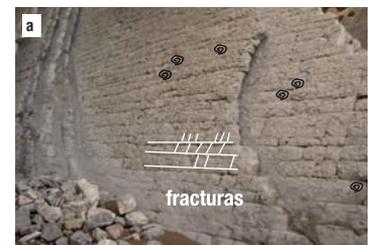
**+** Zoophycos.

**+i** Los icnofósiles (pág 81).

**+ip** A1, A9, A13, A14.

Si nos fijamos en el plano de estratificación que tenemos a nuestra derecha, apreciaremos dos familias de fracturas ortogonales que dan lugar a cuadrados individualizados. Este tipo de fracturas son muy habituales en los estratos de roca y se producen en respuesta a pequeños esfuerzos extensivos.

Si nos fijamos con detalle, veremos que una parte importante de los recuadros contiene en su interior una enigmática huella fósil, llamada *Zoophycos*. Los *Zoophycos* tienen una estructura helicoidal de varios pisos y se interpreta como una galería de alimentación de algún organismo muy pequeño, que va barriendo el sedimento en forma de U a lo largo de canales sucesivos. Los diferentes niveles o discos del *Zoophycos* están habitualmente conectados por un conducto central vertical.



**a)** Superficie de estratificación con fracturas ortogonales muy marcadas.  
**b)** Detalle de un *Zoophycos*.

## A13.1. LAS HUELLAS MARCAN LA POLARIDAD



**Huellas y rellenos a uno y otro lado de un estrato.**

**Polaridad de la serie.**

**+i** Los icnofósiles (pág 81).

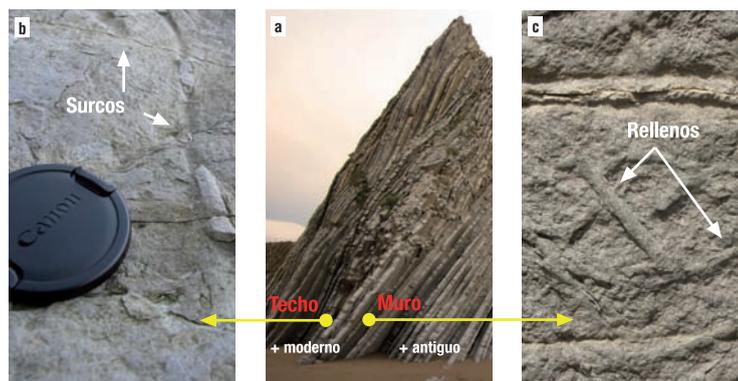
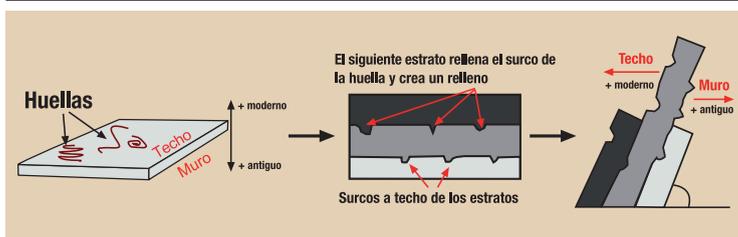
**+ip** A1, A9, A12, A14.

Las huellas fósiles pueden marcar la polaridad de una serie estratigráfica, es decir, pueden decirnos hacia dónde se encuentran los estratos más antiguos, y hacia dónde los más modernos, en función de que nos muestren el surco o el relleno de la huella. El surco se situará en el techo del estrato, mientras que el relleno se situará en el muro del estrato siguiente.

El estrato más saliente de pico muestra buenos ejemplos de surcos a techo y de rellenos a muro, y confirma la polaridad de la serie que habíamos considerado hasta el momento.

- a) Localización del estrato. La interpretación de techo y muro encaja con la polaridad de la serie que habíamos considerado hasta el momento.
- b) Techo del estrato con los surcos naturales de las huellas de reptación. En algunos casos, un pequeño fragmento del relleno queda pegado al surco.
- c) Muro del estrato con multitud de rellenos.

La presencia de surcos o rellenos a techo o muro de los estratos nos puede dar información sobre la polaridad de la serie.



## A13.2. UNA EXTRAÑA CAPA CON FORMA SIGMOIDAL



**Capa con laminas internas en forma sigmoideal.**

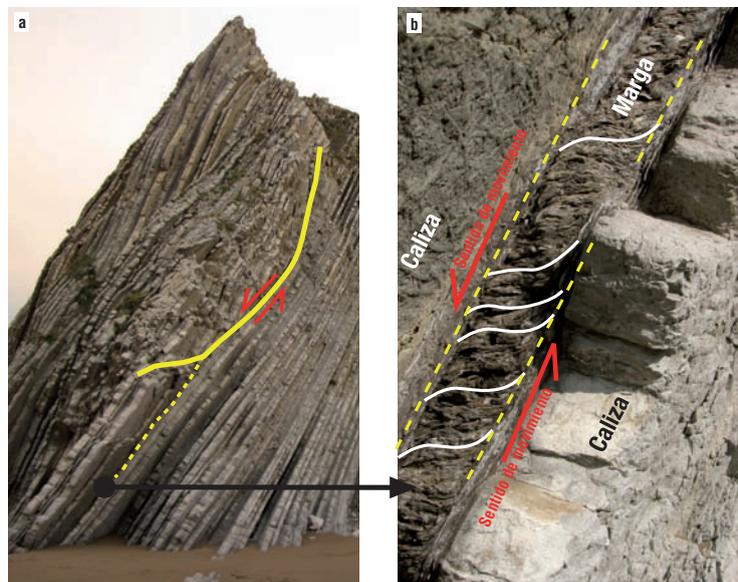
**Zona de cizalla relacionada con la falla situada encima.**

**+i** Las estructuras (pág 92).

**+ip** A2, A9, A12, S3, L6.

Si nos fijamos en una de las capas de marga que tenemos debajo del muro con rellenos de icnofósiles, nos llamará la atención la geometría sigmoide de su interior. La roca se fractura de esta manera en zonas de cizalla, que son muy útiles para los geólogos, ya que nos muestran el sentido de movimiento de la cizalla. Con este tipo de pequeños datos, los geólogos reconstruyen la naturaleza y el sentido de la deformación de las cadenas montañosas. En este caso vemos que el sentido de movimiento de deslizamiento entre las capas está señalado por sigmoides y coincide con el de las fallas analizadas en los puntos A9 y A11, lo cual es lógico si tenemos en cuenta que todas forman parte del mismo sistema.

- a) Localización de la falla principal y de la zona de cizalla.
- b) Detalle de la zona de cizalla.



## A13.3. LAS TURBIDITAS; UN NUEVO TIPO DE ROCA EN EL FLYSCH



Capas de arena con laminas internas.

Aparición progresiva de Turbiditas.

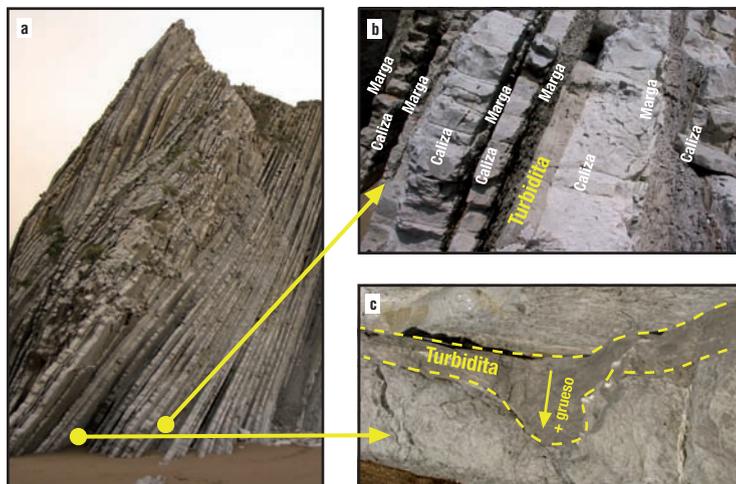
Las rocas. (pág 68).  
Distribución litológica (pág 72).

A14.

La Formación Aitzgorri del Daniense que hemos recorrido en los puntos A2-A5 y A8 está formada fundamentalmente por una intercalación de calizas y margas rojizas. La formación Itzurun, que llevamos recorriendo desde el punto A10 está formada hasta el momento también por una intercalación de calizas y margas, rocas formadas por la decantación lenta de sedimento arcilloso y microconchas marinas. Sin nos fijamos con atención, podremos apreciar delante de nosotros un nuevo tipo de roca: las turbiditas. Estas capas de arenisca, intercaladas entre calizas y margas, se formaron como consecuencia de grandes aludes que caían al fondo marino desde el talud. Se distinguen fundamentalmente por su granulometría más gruesa, por contener láminas internas muy bien definidas y una base muy neta.

La laminación interna es el reflejo del movimiento del sedimento antes de su decantación definitiva. Las capas de calizas y margas tardan aproximadamente 10.000 años en decantar, mientras que una turbidita del mismo grosor puede hacerlo en unos pocos segundos. Si contamos el número de capas de caliza y marga que hay entre las dos turbiditas y lo multiplicamos por 10.000, veremos que entre los dos aludes han pasado más de 100.000 años.

- a)** Localización de las dos turbiditas. Han pasado más de 100.000 años entre una y otra.  
**b)** Las turbiditas se distinguen por la laminación interna y el contacto de base muy nítido.  
**c)** En algunos casos también se puede ver una granoclasificación positiva. Los granos más gruesos y pesados decantan antes y por lo tanto se sitúan en la parte inferior de la capa.



## A14.1. LAS TURBIDITAS DEL EOCENO



Muchas capas de arenisca.

Aumento de la inestabilidad tectónica en la zona.

Las rocas. (pág 68).  
Distribución litológica (pág 72).

A13.

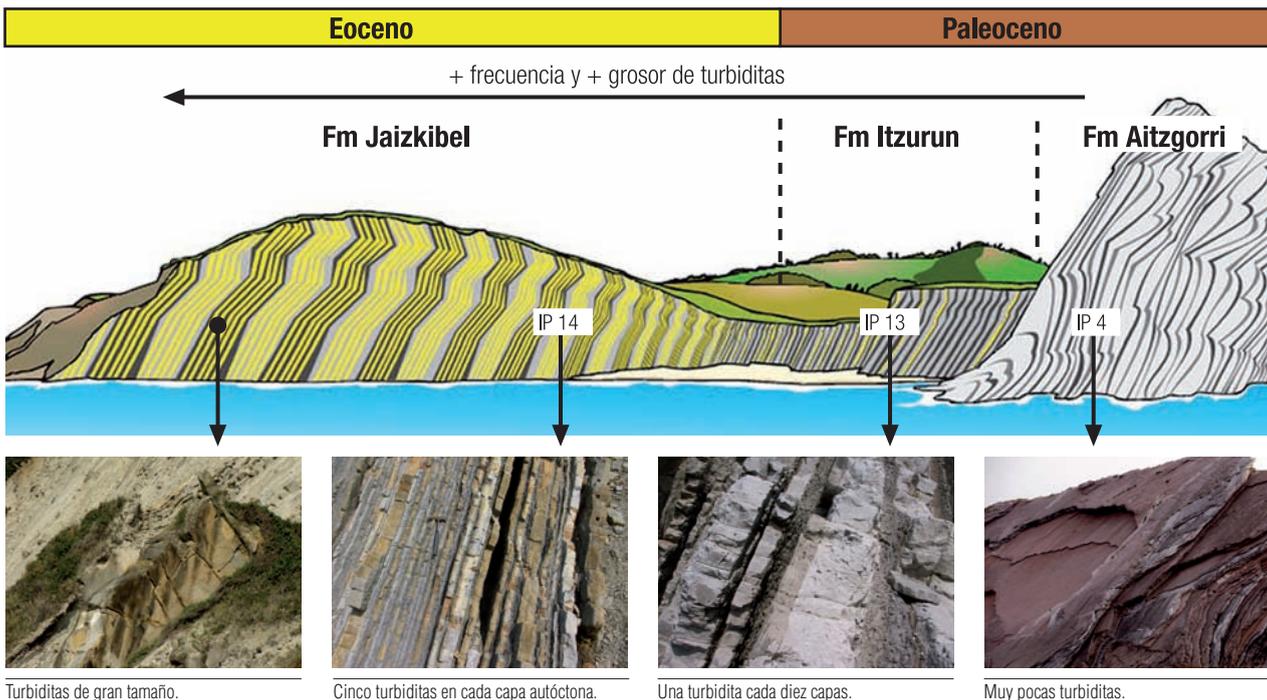
El punto 14 se encuentra en el Eoceno, concretamente en la formación Jaizkibel, que se caracteriza por presentar una gran cantidad de turbiditas. Si nos fijamos en las rocas del saliente que separa la playa de arena de la zona rocosa (la piscina), podremos distinguir una gran cantidad de pequeñas turbiditas (las más oscuras) intercaladas en las capas de marga o caliza. Encontramos hasta cinco pequeñas turbiditas dentro de una capa de marga, por lo que la frecuencia entre aludes ha aumentado muchísimo desde el punto 13. A medida que nos adentramos en el Eoceno (hacia Getaria, Donostia, Jaizkibel), la cantidad de turbiditas es mayor, y estas son cada vez más gruesas.

El motivo de este aumento es la cercanía progresiva de los primeros relieves continentales del Pirineo y de su consecuente inestabilidad tectónica. Los relieves nuevos son objeto de erosión y producen más sedimento terrígeno a su alrededor. Por otro lado, la zona padece un choque de placas, lo que produce que los sedimentos depositados en los deltas se desestabilicen y caigan talud abajo. El Golfo de Vizcaya se cierra y el talud está cada vez más cerca, lo cual se traduce también en el aumento del tamaño de las capas.

El gran murallón del Eoceno muestra una frecuencia de turbiditas muy superior a la registrada durante el Paleoceno. En este caso podemos encontrar cinco turbiditas dentro de una capa de marga (10.000 años).



DISTRIBUCIÓN DE TURBIDITAS EN LA PLAYA DE ITZURUN



A14.2. UN MUSEO GEOMORFOLÓGICO



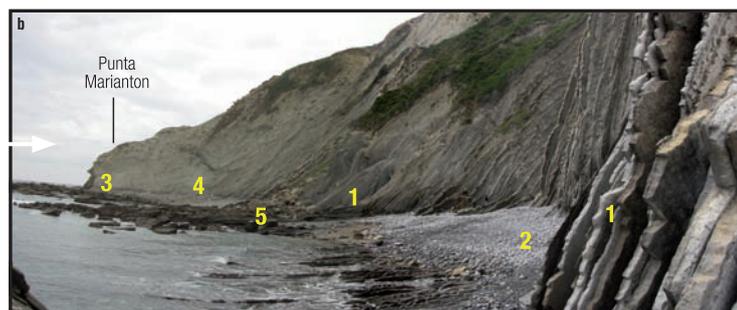
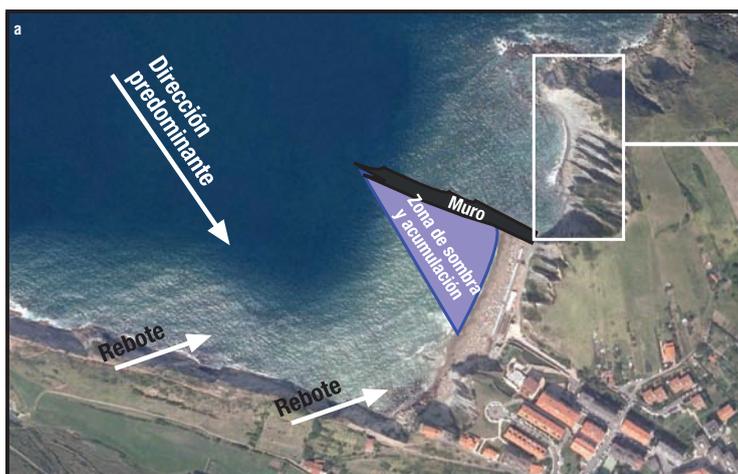
Acantilados, playas, desprendimientos, cabos...

Dinámica litoral.

Los acantilados y la rasa mareal (pág 50).  
Las playas litorales (pág 58).

A3, E3, S2, S4, S6, S7, S8, S9.

El cabo sobre el que nos encontramos es un privilegiado mirador geomorfológico. Su existencia, junto con el paredón rojizo de Itzurun, ejerce una barrera que provoca el depósito de arena en la playa de Itzurun. Por el contrario, el mar tiene una energía mucho mayor en la zona rocosa de *la Piscina* y ejerce una fuerte erosión sobre los acantilados, tal y como se ve en los grandes socavones y los desprendimientos de la zona.



a) Esquema de los elementos que condicionan la acumulación de arena en la playa de Itzurun.  
b) Elementos geomorfológicos de la zona de la Piscina: 1. Socavones a pie de acantilado, 2. Playa de cantos, 3. Cabo, 4. Desprendimiento en la parte inferior del acantilado, 5. Grandes bloques caídos y removidos.