

EL LÍMITE CRETÁCICO-PALEÓGENO (K/Pg)

1. Introducción (resumido de Meléndez A y Molina E, 2008)

El registro de la gran crisis biológica y de los acontecimientos globales ocurridos en torno al límite, inicialmente denominado Cretácico/Terciario (K/T), y ahora Cretácico/Paleógeno (K/Pg), Maastrichtiense (Cretácico Superior) - Daniense (Paleoceno), se documenta de modo excepcional en diversas secciones españolas.

Este límite K/Pg marca el paso del Mesozoico al Cenozoico, con **la gran extinción de finales del Cretácico**. Es una de las principales extinciones de la vida en la historia geológica del planeta (Figura 1) y supuso la desaparición del 75 por ciento de las especies continentales y marinas que habitaban la Tierra en aquel entonces. El límite K/Pg se puede reconocer muy bien por la desaparición de numerosas especies, por la aparición de nuevas formas de foraminíferos, y por la presencia de una capa oscura rica en iridio que indica la colisión de un asteroide contra la superficie del planeta hace unos 66 Ma.

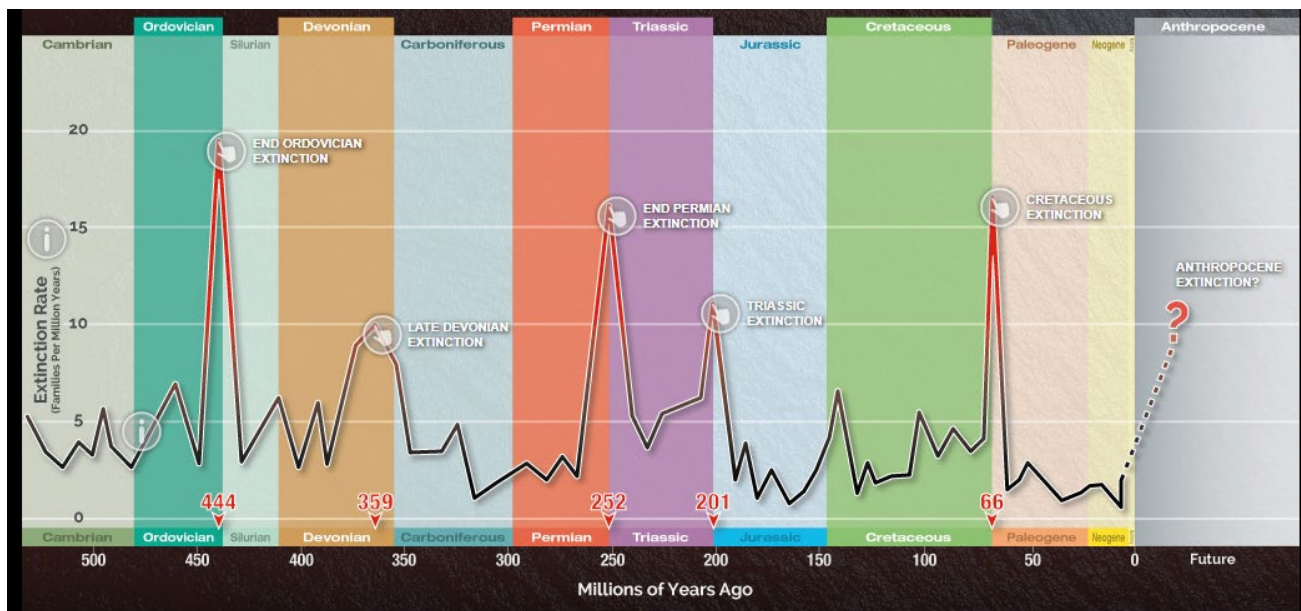


Figura 1. Las cinco principales extinciones masivas en la historia de la vida (Tomada de: <https://www.hhmi.org/biointeractive/mass-extinctions-interactive>)

Este límite presenta características distintas a lo largo del planeta, en función del contexto geológico reinante en ese momento. En la Península Ibérica se observa el límite K/Pg con claridad y calidad en diferentes lugares, especialmente importantes por su excelente localización y buena accesibilidad, y por cumplir otros requisitos de continuidad sedimentaria y contenido en fósiles. Por estas sobresalientes características, las secciones españolas del límite K/Pg aparecen citadas profusamente en todo tipo de estudios de alcance global, siendo su resolución igual o superior a la obtenida en otros cortes de referencia, como los de El Kef (Túnez), El Mimbral (Méjico), Brazos River (Texas, USA), Nye Klov/Stevns Klint (Dinamarca), Woodside Creek (Nueva Zelanda) y el ODP Site 738C del océano Antártico. Así, las localidades españolas de Zumaya y Caravaca han alcanzado relevancia mundial por el grado de resolución que aportan al conocimiento de las extinciones de ammonites, inocerámidos y foraminíferos planctónicos, coincidente con un nivel oscuro con anomalías de iridio, esférulas vítreas y espinelas ricas en níquel, asociadas con el impacto del gran meteorito que acabó también con los dinosaurios hace 65 millones de años. Y también manifiestan continuidad con otros límites asociados a eventos de extinción, como son las de los tránsitos Paleoceno/Eoceno y Eoceno/Oligoceno.

El contexto geológico del límite K/Pg en España es de sedimentos marinos profundos, como corresponde al contexto paleogeográfico de buena parte de la Península Ibérica en tiempos del Cretácico Superior (Figura 2), aunque también aparece en sedimentos continentales, concretamente en lo que son actualmente los Pirineos leridanos, ya emergidos hace 75 Ma. Uno de los mejores lugares para ver el límite K/Pg es **Zumaya (Guipúzcoa)**, que compitió y ganó varios estratotipos (estrato de referencia internacional), que puede visitarse dentro del geoparque de la Costa Vasca (<https://geoparkea.eus/es/>), donde aparecen depósitos de facies marinas, margas marrones y grises con una capa de arcillas oscuras. También en la Cadena Pirenaica, y como ejemplo continental, en **Fontllonga (Lérida)** el límite está identificado por análisis isotópicos y geoquímicos detallados en una formación sedimentaria, no por una capa especial.

En el contexto bético, en **Caravaca (Murcia)** aflora una de las secciones más completas del límite, con una sucesión continua de depósitos marinos hemipelágicos compuestos por margas y calizas margosas entre las que aparece un nivel de varios centímetros de espesor de arcillas de color gris oscuro, en cuya base hay una capa milimétrica rojizo-amarillenta que marca el momento del impacto. Muy similar a Caravaca es la sección de **Agost (Alicante)**, con gran continuidad de exposición de una capa de arcillas grises que en su base contiene una delgada capa rojizo-amarillenta.

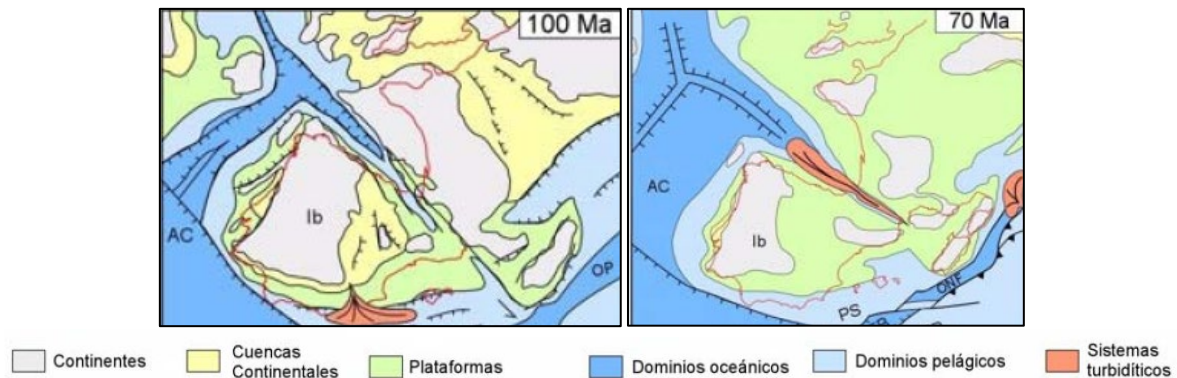


Figura 2. Contexto paleogeográfico de la Península ibérica durante el Cretácico Superior con grandes zonas de sedimentos marinos, aunque también con el límite k/Pg en sedimentos continentales, concretamente en lo que son actualmente los Pirineos leridanos (ya emergidos hace 75 Ma) (Tomada de Martín-Algarra *et al.*, 2004, sobre base de Ziegler <http://www.searchanddiscovery.com/documents/97020/memoir43.htm>)

2. El límite K/Pg en el dominio pirenaico

Las secciones más representativas del límite K/Pg en el dominio pirenaico se localizan en la Cuenca Vasco Cantábrica, esencialmente en la localidad citada de Zumaya, y en Sopelana (Guipúzcoa), y en otras localidades del Pirineo navarro. Se trata de secuencias estratigráficas de mar profundo con una continuidad apreciable en torno al límite K/Pg. Su estudio se ve favorecido por la abundancia de fósiles, la buena y fina estratificación, y la ausencia de alteraciones tectónicas o turbidíticas. Ello permite detallar el registro de todos los eventos físicos y biológicos con el apoyo de los métodos más modernos de geoquímica isotópica, cicloestratigrafía, magnetoestratigrafía y bioestratigrafía de alta resolución (excepto nanofósiles calcáreos).

Por otra parte, la mayoría de los afloramientos del límite K/Pg en el Pirineo componen secuencias continentales o de ambientes marinos someros, diferenciadas fundamentalmente con criterios palinológicos (Coll de Nargó, Isona, Fontllonga, etc.). Entre ellas destaca notablemente la sección de Áger en la Cuenca de Tremp-Graus (Lleida) (*véase* el contexto “Las cuencas sinorogénicas surpirenaicas”), donde han podido realizarse estudios detallados de magnetoestratigrafía y geoquímica isotópica, así como de los eventos bióticos que afectaron a plantas y vertebrados (extinción de los dinosaurios). La importancia de este corte es comparable a la de otras secciones, en facies continentales, localizadas en Francia, Norteamérica y China.

2.1. Tectónica alpina en la Cuenca Vasco Cantábrica, CVC, y Pirineo (*resumido de Martínez-Torres LM y Eguíluz L, 2014*)

El límite oriental de la CVC se sitúa en la falla de Pamplona (falla de transferencia), que queda determinada por la alineación de diapiros navarros, y separa la CVC del Pirineo, al este. Aunque hay importantes diferencias estratigráficas a ambos lados de la falla, las estructuras pirenaicas tienen continuidad en la CVC: la Zona Axial está representada por el Macizo de Cinco Villas, la falla Norpirenaica se continúa en la falla de Leiza, la Zona Norpirenaica tiene su equivalente en el Arco Vasco, el frente Norpirenaico en el cañón submarino de Cap Bretón, la Zona Surpirenaica prosigue en el bloque Alavés, y el frente Surpirenaico en el cabalgamiento de la Sierra Cantabria-Montes Obarenes (Figura 3).

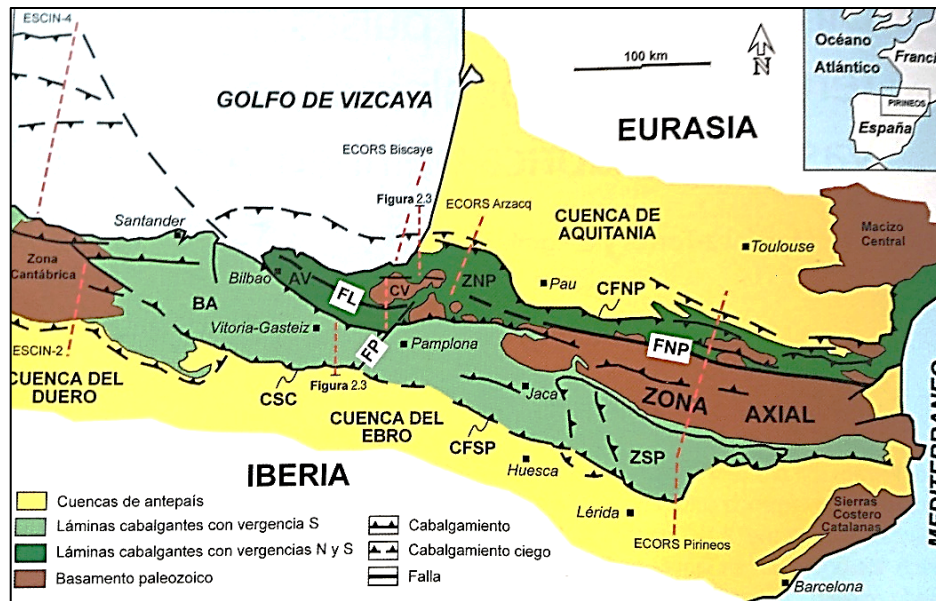


Figura 3. Mapa estructural de los Pirineos. CFNP: Cabalgamiento Frontal Norpirenaico, ZNP: Zona Norpirenaica, FNP: Falla Norpirenaica, ZSP: Zona Surpirenaica, CFSP: Cabalgamiento Frontal Surpirenaico, FP: Falla de Pamplona, CV: Cinco Villas, AV: Arco Vasco, FL: Falla de Leiza, BA: Bloque Alavés, SC: Cabalgamiento de la Sierra Cantabria y Montes Obarenes. Líneas rojas discontinuas: Perfiles sísmicos. (Tomada de Martínez-Torres LM y Eguíluz L, 2014)

Carola *et al.*, 2013, presentan un bloque diagrama tridimensional que muestra la arquitectura, a escala cortical, del occidente de los Pirineos, separando los dos estilos de deformación: tectónica de piel fina y de piel gruesa (Figura 4).

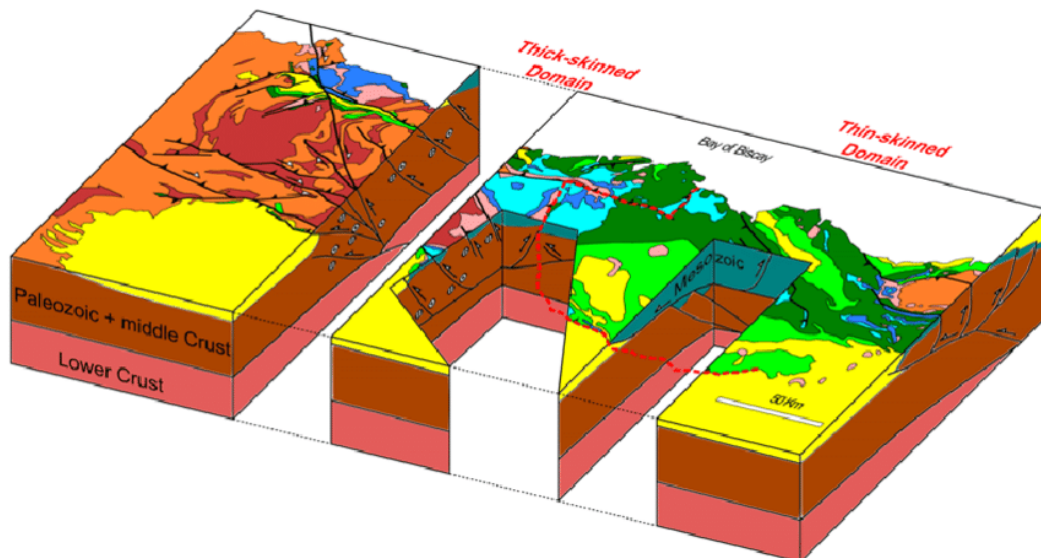


Figura 4. Bloque diagrama tridimensional que muestra la arquitectura, a escala cortical, del occidente de los Pirineos. La línea discontinua separando los dos estilos de deformación: tectónica de piel fina y de piel gruesa (Tomada de Carola *et al.*, 2013).

A escala global, la evolución de la CVC sigue las mismas etapas tectónicas pirenaicas: la primera, de carácter extensional, asociada a la apertura del Atlántico Norte; la segunda, de cizalla, a la apertura del Golfo de Vizcaya; y la tercera a la fase colisional Iberia-Eurasia (Figura 5).

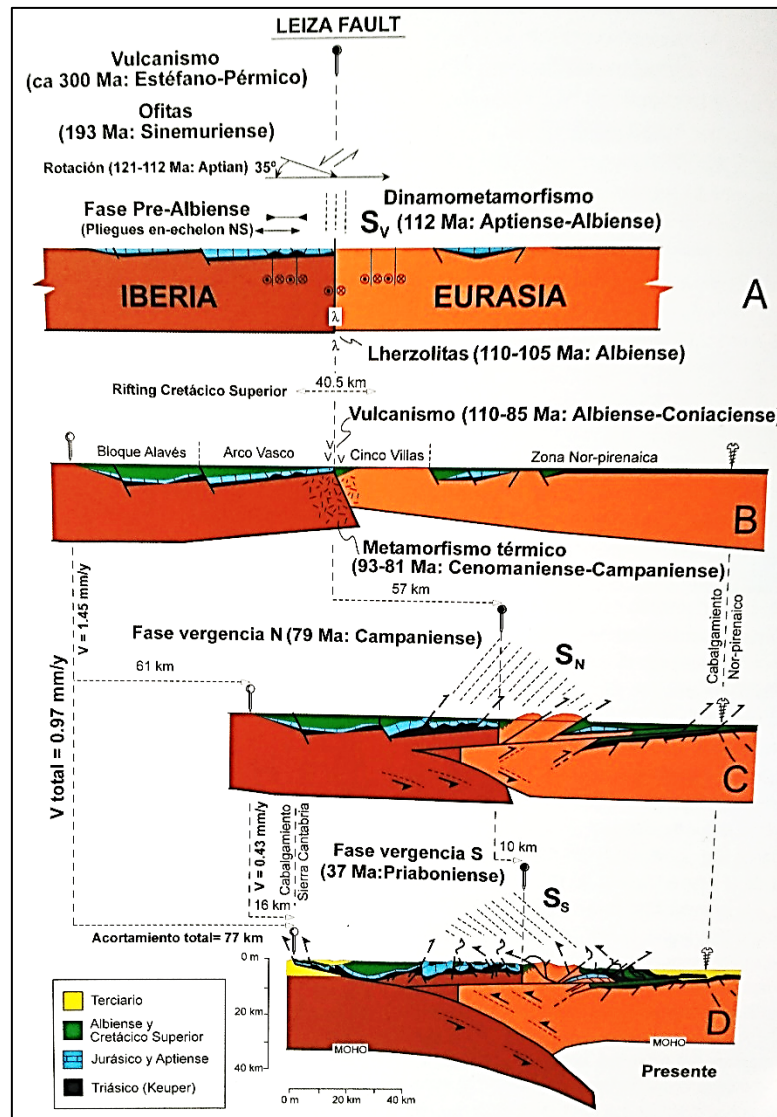


Figura 5. Evolución cortical de la CVC. Perfil geológico ampliado en Figura 4 (marcado como Figura 2.3). (Tomada de Martínez-Torres LM y Eguíluz L, 2014)

- Apertura del Atlántico Norte

La falla de Pamplona (y su continuidad en la falla de Leiza) pertenece a la red de fracturas tardi-variscas ligadas al desmembramiento del supercontinente Pangea, que involucran a gran parte de Europa central y occidental, y norte de Iberia, en una gran zona de cizalla dextra asociada al desplazamiento relativo de África respecto a Eurasia.

Este régimen transcurrente y la subsiguiente extensión triásica marcan el inicio de la apertura del Atlántico N, que conlleva una importante actividad magmática durante el Estefaniense-Pérmico (véase el contexto “El rifting de Pangea y las sucesiones mesozoicas”), apertura que también determina en esta zona la inyección de ofitas jurásicas en evaporitas triásicas, que intruyen a favor de la falla de Pamplona, como un vulcanismo intracontinental que preludia el ciclo alpino.

- Apertura del golfo de Vizcaya: traslación y rotación de Iberia y rifting del Cretácico Superior

La apertura del golfo de Vizcaya queda determinada por el paleomagnetismo y el análisis de las anomalías magnéticas de los fondos oceánicos cántabros, que arrojan un giro de aproximadamente 35° en sentido antihorario entre 120-112 Ma, o bien entre 118-80 Ma, según autores, con una traslación direccional de Iberia respecto de Eurasia que también varía desde 400, 300 a 90 km. La estructura que acomodó este desplazamiento en la CVC, se manifiesta en tres bandas de pliegues en relevo (en *escheleon*) al sur del Macizo de Cinco Villas durante una fase pre-Albiense; además de tres manifestaciones reconocibles en la falla Norpirenaica y de Leza: presencia de peridotitas (Iherzolitas) mantélicas, metamorfismo térmico y vulcanismo alcalino, cuya situación en el eje

del Arco Vasco es paralela a la traza del límite de placas, donde además se localiza el eje del proceso de rifting del Cretácico Superior (cuya extensión propuesta para el perfil ECORS-Biscaye, es de 40 km) .

- Colisión Iberia-Eurasia

La apertura del océano Índico desplaza la placa Africana hacia el norte produciendo la colisión oblicua de Iberia respecto a Eurasia. En el perfil de sismica profunda ECORS-Pirineos se observa como la placa ibérica subduce bajo la Euroasiática y, durante este proceso, parte de estas placas se delaminan formando un prisma que asciende a favor de los cabalgamientos frontales Nor y Surpirenaico (véase el contexto “Cuencas sinorogénicas Surpirenaicas”). Al oeste de la CVC, en los perfiles sísmicos cantábricos, la estructura tectónica corresponde asimismo a una incipiente cuña tectónica simple equiparable a la deducida en el Pirineo central pero con un acortamiento mucho menor, que decrece de este a oeste.

Durante esta etapa de colisión se diferencian dos fases tectónicas, una primera de vergencia norte, con estructuras únicamente desarrolladas en el Arco Vasco (la reconstrucción del fondo oceánico en el Golfo de Vizcaya permite datar el inicio de la colisión en 79 Ma), y que están deformadas por otras posteriores de vergencia sur (iniciada a 37 Ma), correspondientes a la segunda fase. En esta etapa la estructura cortical se transforma al progresar hacia el techo el cabalgamiento inferior de la cuña, de manera que se desarrolla el cabalgamiento de la Sierra Cantabria como cabalgamiento principal, y el cabalgamiento Frontal Norpirenaico se reactiva como un retrocabalgamiento asociado (Figura 5 D).

2.2. Cuenca Vasco-Cantábrica, CVC (resumida de Barnolas y Pujalte, 2004 y Ábalos, 2016)

Según Robles *et al.*, 2014, la CVC, sin la espectacularidad de los Pirineos o de la cordillera Cantábrica que la limitan por oriente y occidente, preserva algunas características geológicas que la hacen única. En ella se puede describir, con gran precisión, el proceso evolutivo completo de una cuenca sedimentaria, que aunque pequeña en extensión, alcanza unas dimensiones espectaculares en la vertical. Se trata de un proceso de aproximadamente 250 Ma en el que la corteza continental comienza a estirarse y hundirse, en el que se instaura un mar que progresivamente aumenta en tamaño y profundidad y en el que la corteza continental llega a estar hiperextendida pero no se forma corteza oceánica, a pesar de la presencia de un significativo vulcanismo submarino. Este proceso se modifica radicalmente cuando la extensión es sustituida por fuerzas compresivas que provocan la inversión tectónica de la cuenca, la variación de los procesos sedimentarios y el levantamiento de los materiales que actualmente constituyen la CVC.

Geográficamente, la CVC comprende el oeste de Navarra, el País Vasco, el norte de las provincias de Burgos y Palencia, y gran parte de Cantabria. Geológicamente, su límite oriental se sitúa en la falla de Pamplona, y el occidental en el contacto con el Macizo Asturiano (Zona Cantábrica, véanse los contextos “El Orógeno Varisco Ibérico”, “Las sucesiones stratigráficas del Paleozoico inferior y medio” y “El Carbonífero de la Zona Cantábrica”). Al norte y al sur, sendos frentes de cabalgamiento se superponen respectivamente al Macizo de Las Landas, y al sur a las cuencas cenozoicas del Duero y su enlace con la del Ebro.

La CVC se ha dividido tradicionalmente en tres sectores (Figura 6):

- El **Arco Vasco**: se encuentra parcialmente sumergido en el mar Cantábrico, y presenta potentes sucesiones del Jurásico, Cretácico y Paleógeno inferior mayoritariamente de condiciones marinas abiertas. Es la zona con mayor subsidencia tectónica y mayor extensión mesozoica de la CVC, y constituye, en todo o en parte, la prolongación occidental de la zona Norpirenaica, como lo indican la continuidad cartográfica de las estructuras tectónicas y las similitudes stratigráficas entre ambas zonas. Por tanto, el Arco Vasco, al igual que la zona Norpirenaica, delinea en superficie la franja de separación entre las placas Ibérica y Euroasiática. La mayor parte del vulcanismo del Cretácico Superior se localiza en el Arco Vasco, que forma parte de la Provincia alcalina Cretácica de la Cordillera Pirenaica que se extiende desde Galicia hasta la parte más oriental de los Pirineos. Este vulcanismo tuvo lugar sobre corteza continental adelgazada, en el contexto de tectónica distensiva asociada a la apertura del Golfo de Vizcaya.

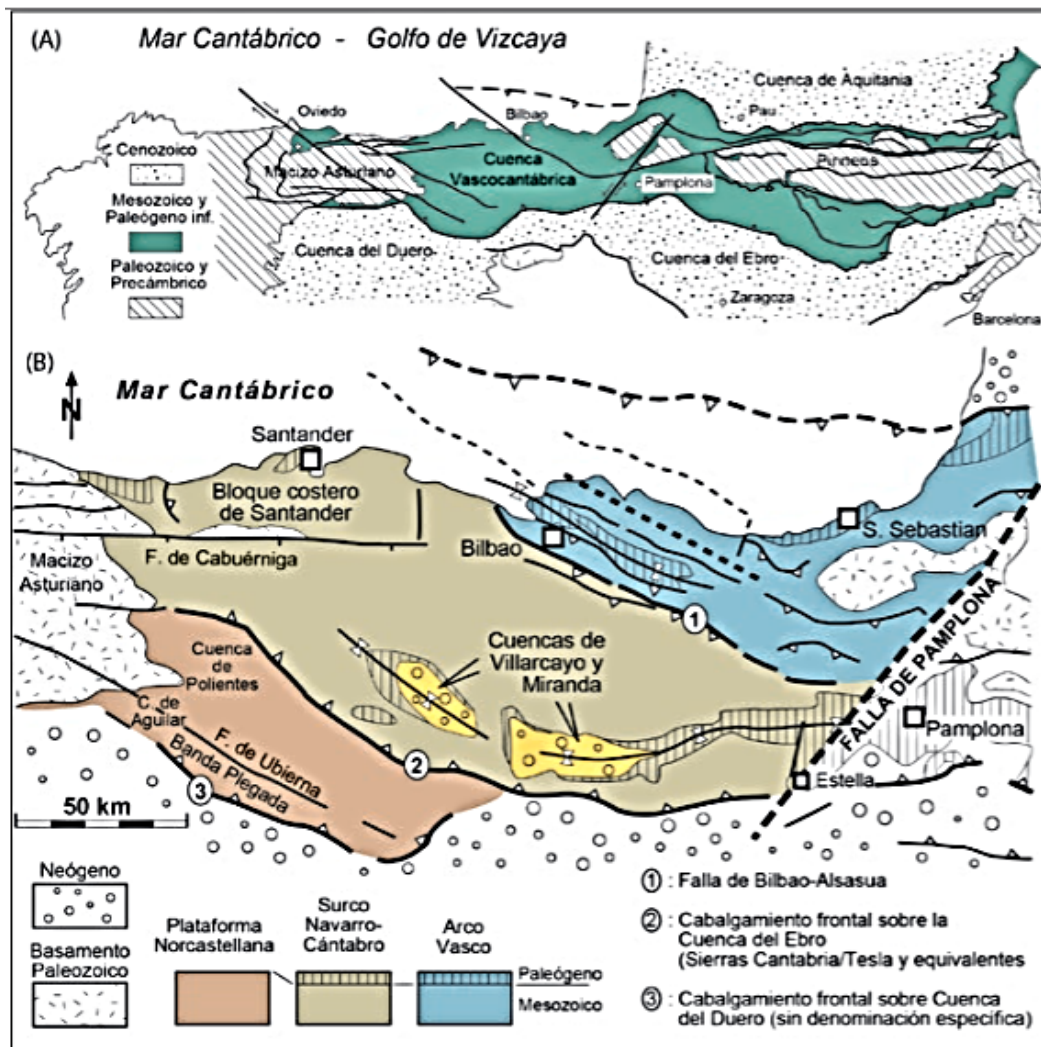
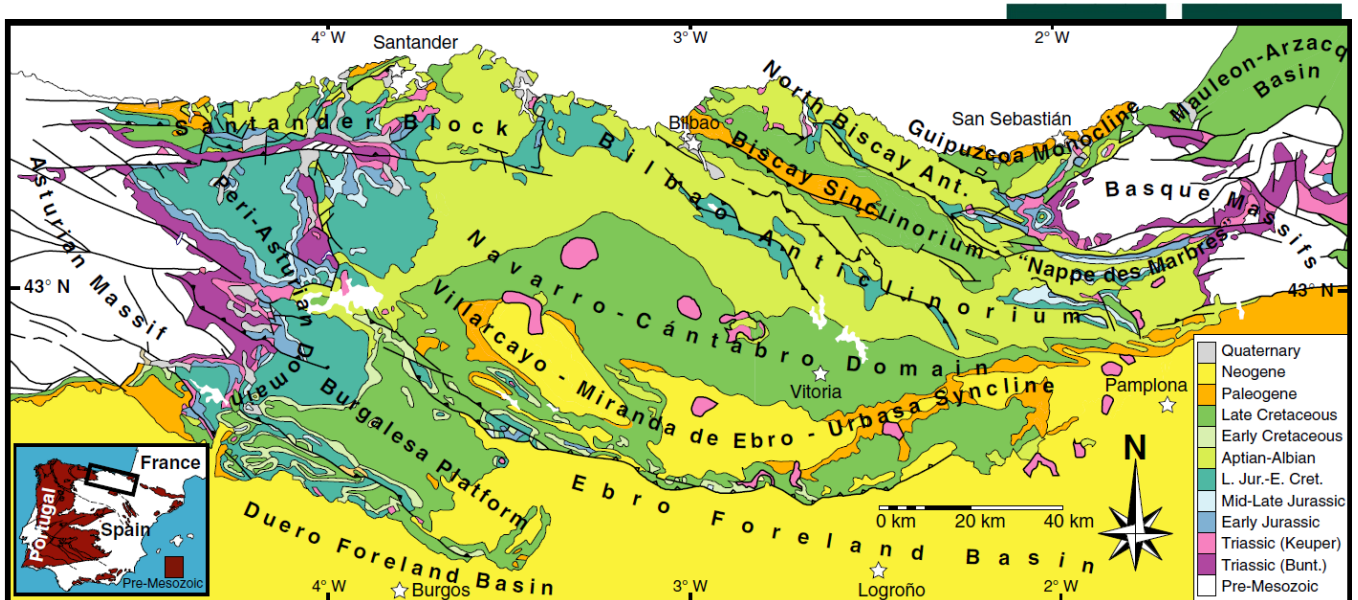


Figura 6. Mapa de los dominios geológicos y principales deformaciones de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Tomado de Robles, 2014, modificado de Barnolas y Pujalte, 2004)

Su más reciente interpretación tectónica (Ábalos, 2016, Figura 7) establece que el Arco Vasco consiste en varias unidades de cabalgamientos que pueden hacer aflorar el basamento Paleozoico o Triásico Inferior, y está cubierto por rocas sedimentarias de edad Triásico Superior-Cenozoico, afectadas y separadas por las evaporitas del Triásico Superior y rocas asociadas. Los cabalgamientos están reactivando en muchos casos fallas normales activas durante la sedimentación meso-cenozoica, que pueden estar originalmente relacionadas con las discontinuidades del basamento generadas en la orogenia Varisca.

- El **Surco Navarro-Cántabro**: en general, corresponde también a una zona de fuerte subsidencia. A diferencia del Arco Vasco, casi siempre estuvo compensada por sedimentación, por lo que no se alcanzaron condiciones marinas profundas; y tampoco presenta, a diferencia del Arco Vasco, magmatismo y metamorfismo cretácicos. El Surco Navarro-Cántabro representa la parte externa del Paleomargen Noribérico. Dentro de esta zona, la falla de Cabuérniga individualizó un bloque de subsidencia relativamente modesta, subcuenca de Santander, Bloque costero de Santander, que incluye la mineralización de Reocín (véase el contexto “Mineralizaciones de Plomo-Zinc y hierro del Urgoniano de la Cuenca Vasco-Cantábrica”).
- La **Plataforma Norcastellana** (o burgalesa): se extiende bajo la cobertera cenozoica de la cuenca del Duero, pero a efectos descriptivos, su límite meridional se ha fijado en el cabalgamiento de los materiales mesozoicos sobre los de relleno de la citada cuenca. La Plataforma Norcastellana representa un segmento del Paleomargen Noribérico de edad Mesozoico-Paleógeno, más interno que el Surco Navarro-Cántabro. Su subsidencia tectónica fue importante durante finales del Jurásico y Cretácico Inferior, cuando se crearon importantes depocentros (Cuenca de Aguilar, Cuenca de Polientes), y moderada



durante el Cretácico Superior. En la zona meridional aparece un dominio con las sucesiones mesozoicas fuertemente plegadas "banda plegada".

Figura 7. Nueva revisión del mapa geológico de la Cuenca Vasco-Cantábrica, escala 1:200.000 (Tomada de Ábalos, 2016)

2.2.1. Evolución geológica de la Cuenca Vasco-Cantábrica, CVC (resumida de Robles S, 2014)

La evolución geológica de la cuenca se describe en cinco etapas (Figura 8), desde su origen en el rift triásico hasta las etapas compresivas alpinas de margen continental y desarrollo subsecuente de diferentes tipos de cuencas.

ETAPAS DEL PROCESO DE RIFTING	RASGOS SEDIMENTARIOS SIGNIFICATIVOS	TECTÓNICA DOMINANTE	AFLORAMIENTOS SIGNIFICATIVOS
RIFT TRIASICO (250-210 Ma)	Facies Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper	Subsidencia por fracturación distensiva	Transversal del río Nansa, embalse de La Cohilla (Cantabria)
INTER-RIFT (210-160 Ma) Rampa carbonatada somera (210-195 Ma) Rampa hemipelágica (195-160 Ma)	- Cinturones de facies (bandas sucesivas de distintas facies paralelas a la costa) - Niveles de esponjas, de zoophycus y de black shales	Subsidencia flexural y térmica	Transversal del río Nansa, Tudanca (Cantabria)
RIFT GOLFO DE BIZKAIA (160-95 Ma) - Rift temprano (160-125 Ma) - Rift medio (125-110 Ma) - Rift tardío/transición post rift (110-95 Ma)	- Al W, depósitos continentales y de transición. Al E, ambientes transicionales y marinos - Desarrollo de las facies Urgonianas, con carbonatos biogénicos de ambiente marino somero - Sedimentación marina profunda (Flysch Negro). Frentes y taludes de gran magnitud	Rotación en sentido antihorario de Iberia respecto a Eurasia. Subsistencia tectónica. Localmente transpresión y transtensión	- Horst de la punta del cuerno (Cuchía, Cantabria) - Macizo de Ranero, cresterio del Anboto, Sierra de Aralar - Litoral vizcaino (Armintza-Bakio) Plataforma carbonatada de Itxina (Gorbea)
MARGEN CONTINENTAL PASIVO (95-84 Ma)	- Surco flysch. Depósito de secuencias tipo flysch - Plataforma Norcastellana y surco Navarro-Cántabro - Vulcanismo submarino	Enfriamiento de la litosfera continental, aumento de la densidad y subsidencia térmica	- Geoparque de Zumaia - Transversal Sobrón (Sur de Araba) – Urrunaga (Norte de Araba). Calizas de Subijana - Astrabudua, Errigoiti, Eibar, Elgoibar, Soraluze

Figura 8. Resumen de las distintas fases individualizadas para el proceso de rifting de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Tomada de Robles et al., 2014).

a) Etapa de rift (Triásico): Origen de la cuenca

Al igual que en la mayor parte del centro y oeste de Europa, durante esta etapa se formaron los depósitos de facies Bundsandstein, Muschelkalk y Keuper; aunque las unidades basales de la CVC en las zonas de depocentro corresponden al Pérmico superior, por tanto, a esta edad se considera que comenzó el rift.

La subsidencia en esta etapa ocurrió esencialmente por fracturación distensiva, generándose depresiones tectónicas de hundimiento muy diferencial causadas por fallas lítricas sinsedimentarias, por lo que presentan espectaculares variaciones de potencia estratigráfica, especialmente en las facies Bundsandstein (fluviales) que yacen discordantes sobre el Carbonífero o Pérmico inferior (donde aparecen manifestaciones volcánicas). Este evento extensional está marcado por el funcionamiento de estas fallas lítricas, que compartimentaron la cuenca en una serie de fosas y altos topográficos (grabens y horst) y de bloques basculados a favor de esas fallas, generando importantes irregularidades topográficas.

La unidad intermedia (Facies Muschelkalk) de materiales de rampa carbonatada somera, no aparece en la parte occidental de la cuenca ya que la transgresión marina procedente del Tethys, al este, no alcanzó este sector, inundando únicamente el área que actualmente ocupa el País Vasco. Tras la posterior regresión al este del Tethys se formaron los materiales evaporíticos de la Facies Keuper en extensas llanuras costeras de tipo *sebkha*, que afloran en estructuras diapíricas o en delgados afloramientos asociados a fallas y cabalgamientos, que utilizan estos materiales plásticos como nivel de despegue.

b) Etapa inter-rift (Triásico terminal – Jurásico Medio): el rift triásico aborta

La gran continuidad lateral de la unidad carbonatada de finales del Triásico, indica claramente que se ha pasado de una fuerte subsidencia diferencial a una más modesta no compensada por el aporte sedimentario, lo que generó una extensa y progresiva transgresión marina compleja, por lo que el registro sedimentario de esta etapa corresponde a materiales de ambientes marinos, el Jurásico marino (considerándose Cantabria y el norte de Palencia y de Burgos como el área tipo). A partir del Dogger la cuenca sufrió una emersión y una erosión aérea muy importante, que marca el final de esta etapa.

c) Etapa del rift del Golfo de Vizcaya (Jurásico Superior-Cretácico Inferior): el definitivo intento de rifting

La apertura del Atlántico central y la consecuente separación de las placas Europea y Africana respecto a la Americana, determinan una rotación antihoraria de la placa Ibérica, lo que provocó una relativa separación de la placa Europea y el comienzo de la apertura del Golfo de Vizcaya, mediante un proceso de rifting, que durante el Albiense-Cenomaniense desarrolló un componente lateral (transpresión y transtensión).

Así, tras la fase inicial de elevación y erosión, se instauró un largo periodo extensional, similar al de la primera etapa, generando una serie de fosas y altos topográficos (grabens y horst), que compartimentaron la cuenca generando importantes irregularidades topográficas subaéreas y submarinas. La mayor parte de estas fallas también fueron activas en la etapa de rift del Triásico, e incluso previamente; y con posterioridad, algunas rejugaron nuevamente como fallas inversas durante el posterior proceso de compresión orogénica. En conjunto, las estructuras extensionales sugieren una dirección aproximada N30°E para los esfuerzos distensivos que las originaron (perpendicularmente a ellos, E-O, NO-SE), y crearon depresiones tectónicas o grabens inicialmente pequeños.

- En la etapa de **rift inicial**, en la zona occidental y central de la cuenca (Cantabria, norte de Palencia y Burgos, y oeste de Vizcaya) se acumularon depósitos principalmente continentales (Facies Purbeck y Weald). En la parte oriental de la cuenca (noreste de Vizcaya, Guipúzcoa y norte de Navarra), los materiales de esta etapa yacen en discordancia sobre una superficie de karstificación, generada en los depósitos carbonatados marinos someros de la etapa inter-rift (aproximadamente 155 Ma, Jurásico Superior).

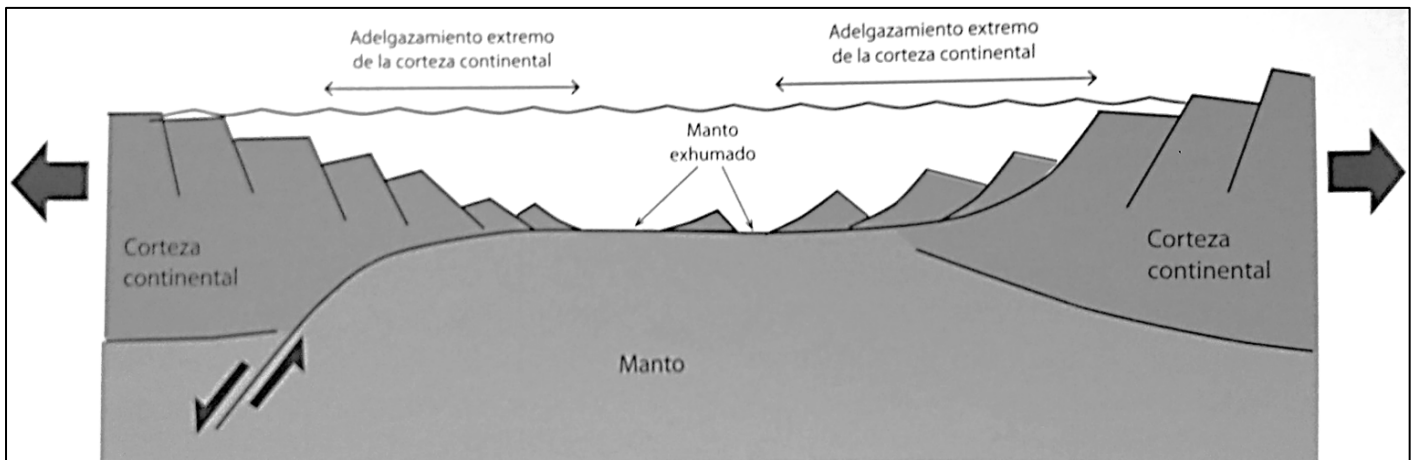


Figura 9. Modelo esquemático de rifting con adelgazamiento extremo de la corteza y exhumación del manto, propuesto para la apertura del Golfo de Vizcaya (Tomado de Apraiz y Bodego, 2014 y referencias contenidas)

- La etapa de **rift medio** se caracteriza por una amortiguación de la subsidencia por fractura y un paso a la subsidencia progresiva generalizada que, junto con un ascenso del nivel del mar, genera una transgresión a nivel de cuenca, formándose las características facies Urganianas (véase el contexto “Mineralizaciones de Pb-Zn y Fe del Urganiano de la Cuenca Vasco-Cantábrica), en las que predominan los carbonatos biogénicos de ambiente marinos somero, de plataforma carbonatada, con extenso desarrollo de facies arrecifales favorecido por la conexión con las aguas más cálidas del Tethys. Los depósitos carbonatados de las facies Urganianas alcanzan frecuentemente alrededor de 1000 m de potencia, llegando hasta 4000 en algunas zonas del margen Ibérico. Los depósitos de esta fase son expansivos sobre los de la fase rift temprano, llegando a cubrir áreas previamente emergidas y sometidas a erosión de los márgenes de cuenca. Durante esta fase el depocentro y la zona de mayor batimetría de la CVC se situaron en el denominado surco de Bilbao. Esta zona de surco coincide aproximadamente con el trazado occidental del límite entre las placas Ibérica y Europea.

Durante esta fase de evolución de la cuenca se inició un significativo proceso de vulcanismo (Figura 10) que prosiguió durante la siguiente etapa, de rift tardío.

- A la etapa de **rift tardío** (Albiense-Cenomaniense inferior) se la puede denominar fase Flysch, por acumularse el Grupo Flysch Negro (alternancia de lutitas muy oscuras con areniscas y/o conglomerados) (Figura 11) en las zonas internas de la CVC y en zona Norpirenaica, y constituyen el primer episodio de sedimentación marina relativamente profunda de la cuenca, relacionados con corrientes de turbidez y otros flujos gravitacionales. Esta etapa estuvo condicionada por los pulsos tectónicos que reactivaron el rifting provocando máxima subsidencia diferencial entre bloques y desarrollo de los primeros surcos en los que se depositaron estas facies tipo flysch.

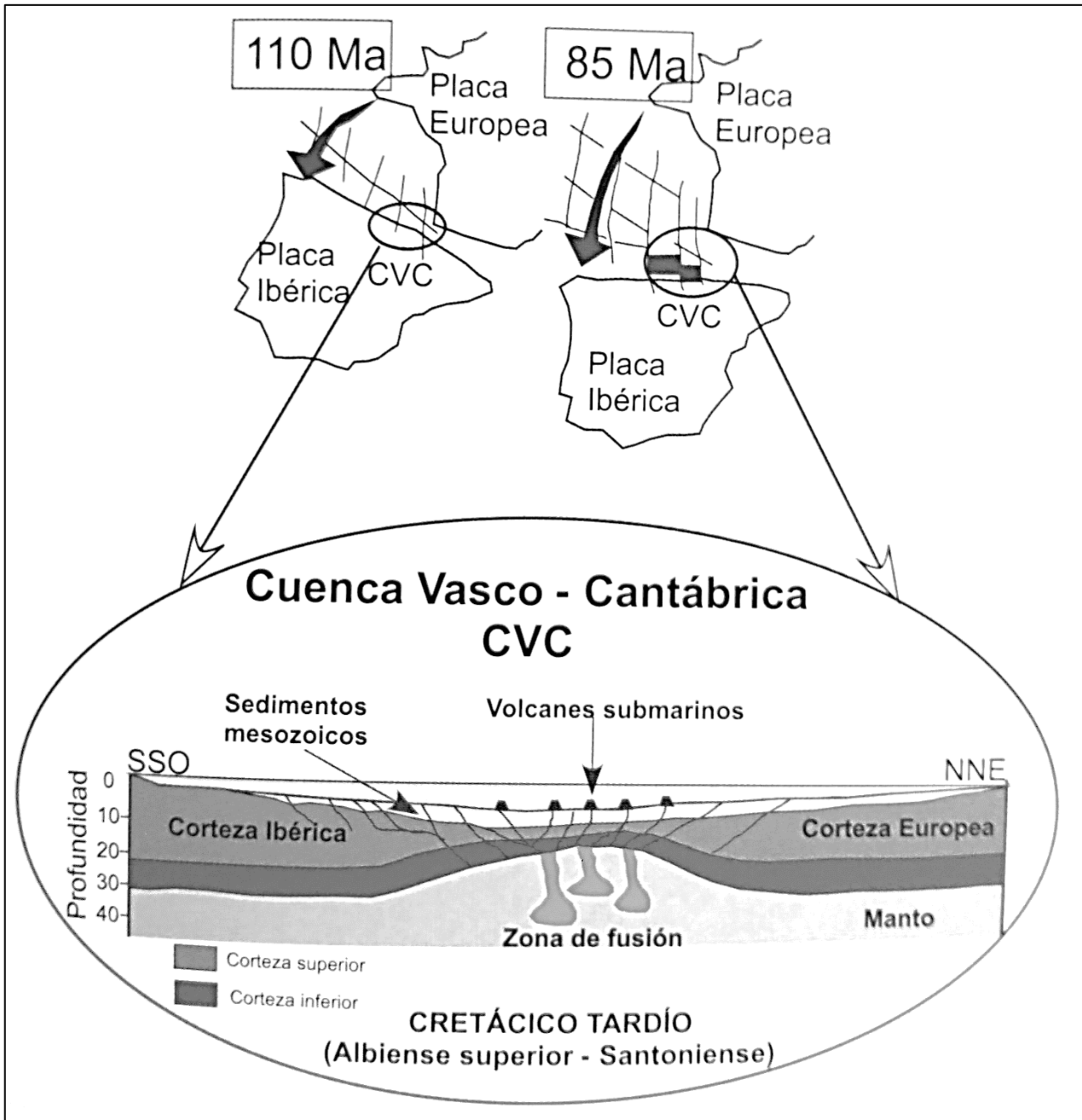


Figura 10. Arriba, posición de la CVC en relación con los procesos que conducen a la apertura del Golfo de Vizcaya y la consiguiente deriva antihoraria de la placa Ibérica hacia el SE. Abajo, esquema estructural en el que se encuadra el magmatismo intracretácico (Tomada de Carracedo y Mendía, 2014 y referencias contenidas).



Figura 11. Flysch Negro, Playa de Sakoneta (Fotografía de García del Amo D) https://geoparkea.eus/site_media/pdf/georuta_sakoneta.pdf

Esta fosa marina muy subsidente, de orientación ONO-ENE, en la que se depositó una potente serie turbidítica (flysch) con intercalaciones volcánicas submarinas (Figura 12), coincide aproximadamente con el trazado occidental del límite entre las placas Ibérica y Europea, que funcionó como importante desgarre sinistral durante el Albiense superior, y donde se generó el embrión del Arco Vasco (geometría de las estructuras y materiales de la cuenca con un cambio brusco de orientación, de NO-SE en la parte centro-occidental a SO-NE en la oriental).



Figura 12. Nivel de *pillow*-lavas intercalado en el Flysch Negro en los acantilados entre Armintza y Bakio (Bizkaia) (Tomada de Robles *et al.*, 2014)

En el margen Ibérico, al SO, los pulsos de rifting reactivan la red fluvial, al descender el nivel del mar, con el consecuente depósito de facies detríticas groseras (conglomerados cuarcíticos y arenas), representativos del relleno de canales trenzados, *braided*, (Fm Escucha). Un poco más al norte, en el mismo margen Ibérico, tuvo lugar la fragmentación de las extensas plataformas carbonatadas Urgonianas, que terminaron colapsando y hundiéndose. En los bloques elevados de estas fallas se desarrollaron unidades carbonatadas de ambiente somero, y cuyos bordes correspondían a fuertes taludes donde se desarrollaron

desplazamientos gravitacionales, acumulándose *slumps*, megabrechas carbonatadas y olistolitos carbonatados. El colapso generalizado de los márgenes de las plataformas originó también más de 2 km de espesor de margas, lutitas, limolitas y turbiditas arenosas que rellenan todas las depresiones y paleocañones existentes entre las plataformas emergidas, además de las zonas más profundas de la cuenca (Surco de Bilbao).

Durante la fase de transición a la etapa post-rift (Albiense superior – Cenomaniense inferior) tanto en el margen ibérico como al norte, en Macizo de Las Landas, los depósitos más jóvenes cubrieron una mayor extensión que las infrayacentes. Se trata de sedimentos detríticos fluviales (Fm Utrillas) que hacia el norte evolucionan a un extenso y potente sistema terrígeno marino de plataforma siliciclástica dominada por tormentas (Fm Valmaseda).

En la zona central de la cuenca se localizaba durante este periodo el Surco Vasco, donde tuvo lugar el depósito del Flysch Negro, con un complicado paleorelieve. El Surco Vasco se ensanchó progresivamente como consecuencia del desarrollo de nuevas fallas, lo que originó un escalonamiento en los bordes de ambos macizos circundantes, generándose brechas de talud que fueron posteriormente cubiertos por el Flysch Negro, reflejando un ascenso relativo conjunto del nivel del mar. Comenzó al oeste a finales del Albiense inferior, propagándose hacia el este desde el Albiense superior.

d) Etapa de margen continental pasivo (Cenomaniense medio): el mar se convirtió en océano

La subsidencia térmica (la cuenca se hundía como consecuencia del progresivo enfriamiento y aumento de densidad de la litosfera continental sobre la que se situaba) y la sedimentación asociada dominaron esta etapa. Además, al continuar la formación de corteza oceánica por el oeste, su alejamiento progresivo de la zona magmática favorecía el enfriamiento de la litosfera continental. La génesis de un margen continental y de la corteza oceánica implicó la transformación del mar en un océano, asociada a un intenso vulcanismo submarino.

El extenso margen ibérico evolucionó desde ambientes continentales, litorales y de plataformas someras en el sur, a sistemas hemipelágicos, y finalmente pelágicos y turbidíticos carbonatados en la zona central y más profunda de la CVC (esta zona central actualmente constituye el noreste de Vizcaya y la mayor parte de Guipúzcoa, y continúa hacia el este por la zona Norpirenaica).

En esta etapa se pueden diferenciar tres grandes dominios paleogeográficos, de norte a sur: margen septentrional relativo de la cuenca (Macizo de Las Landas y Plataforma Sud-Aquitana), Surco Flysch, que se corresponde con el Arco Vasco, e incluye el límite placas Ibérica y Europea, y los Macizos Vascos; y margen Ibérico (Plataforma Norcastellana y Surco Navarro-Cántabro), bordeados por el oeste por los Macizos emergidos de Asturias y la Meseta (Figura 13).

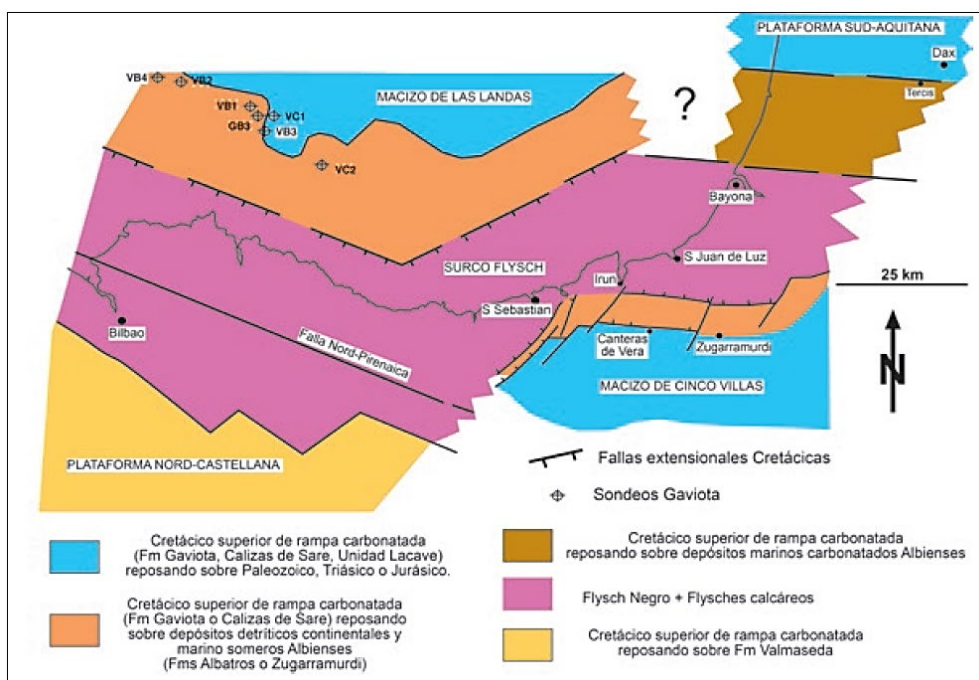


Figura 13. Detalle de la paleogeografía, dominios tectonoestratigráficos y facies estratigráficas de la Cuenca Vasca y su continuación occidental en la Zona Norpirenaica, durante la etapa de margen continental pasivo (Tomada de Robles *et al.*, 2014)

En la zona central de la cuenca o Surco Flysch, durante el Cenomaniense medio al Santoniense superior tuvo lugar la deposición del Flysch Calcáreo, formado por potentes sucesiones de turbiditas calciclásticas intercaladas con margas y calizas esqueléticas, y en la zona Norpirenaica la sedimentación del Flysch de sílex y el Flysch Margoso-Calcáreo de Sokoa.

El margen Noribérico constituía la unidad tectonoestratigráfica más extensa de la cuenca, con una anchura de entre 50 y 200 km. En él se individualiza una zona más externa y somera, la denominada Plataforma Norcastellana, que se prolongaba hacia el sureste en la cuenca Ibérica, y hacia el noreste se situaba una franja de mayor pendiente y subsidencia, con 40-50 km de anchura, denominada Surco Navarro-Cántabro, donde se depositó una sucesión más potente y algo más profunda que la Plataforma Norcastellana.

Durante el periodo Albiense superior-Santoniense inferior se desarrollaron en la CVC una sucesión de episodios magmáticos, principalmente de carácter efusivo, y en menor medida explosivo, que generan importantes acúmulos volcánicos submarinos, la mayor parte entre los depósitos hemipelágicos y turbidíticos del Surco Flysch, en el Arco Vasco. El vulcanismo se produjo bajo condiciones de tectónica distensiva (en las zonas centrales de la cuenca sobre corteza continental adelgazada) relacionadas con la etapa de rift-tardío del Golfo de Vizcaya, transición post-rift, y en la etapa de margen pasivo.

e) Etapas compresivas (convergencia alpina, finales del Santoniense-Mioceno): lenta y progresiva agonía de la CVC

En esta etapa se pueden individualizar una fase de margen continental activo y el desarrollo de distintos tipos de cuencas sedimentarias relacionadas con la deformación por compresión: cuenca remanente, cuenca de antepaís y cuencas intramontañosas. El inicio de la fase compresiva generó un margen continental activo que se desarrolló en el tránsito del Mesozoico al Cenozoico. El proceso continuado de la compresión provocó la emersión de las zonas internas (septentrionales) de la cuenca, iniciando el desarrollo de una cuenca remanente, durante el Eoceno.

Durante esta etapa, en las zonas más profundas de la cuenca, se depositó una potente sucesión de tectofacies flysch, procedente de la erosión de las áreas emergidas de la cadena. La progresiva compresión y emersión de la cuenca provocó que a partir del Eoceno superior y durante el Oligoceno, la sedimentación del margen sur de la cuenca fuese exclusivamente de ambientes continentales, dando lugar al desarrollo de la cuenca de antepaís. Finalmente, en el Mioceno, se generaron las cuencas intramontañosas en el interior de la zona deformada del orógeno, cuencas de ambiente continental y de pequeño tamaño en comparación a las formadas previamente.

Esta primera etapa del extenso y complejo periodo compresivo de la evolución de la CVC abarca el tránsito entre Mesozoico y Cenozoico (84-55 Ma). En la Plataforma Norcastellana, se desarrollaron varias e importantes discontinuidades estratigráficas de tipo erosivo, acompañadas de aportes siliciclásticos cada vez más importantes, indicativos del comienzo de los movimientos tectónicos compresivos que generaron la elevación y el consecuente inicio del cierre de la CVC. Durante este periodo, en la Cuenca Vasca, se desarrolla el denominado Flysch Arenoso.

Las condiciones transgresivas junto con la relativa estabilidad tectónica y la aridez climática, características del inicio del Cenozoico, provocaron una disminución de aportes detríticos siliciclásticos y, por lo tanto, el desarrollo de extensas plataformas carbonatadas someras, particularmente en el margen de la placa Ibérica, donde llegaron a alcanzar anchuras de 50 km. Estas plataformas carbonatadas, hacia el S, se interdigitan con facies continentales de areniscas y lutitas fluviales y calizas lacustres. Pero la evolución más llamativa de estas plataformas, desde el punto de vista paleogeográfico, es la que ocurre hacia el N, hacia la Cuenca Vasca. Las plataformas desarrollaron un frente o talud de posición relativamente estable, sometido a emersión o inundación según las variaciones del nivel marino. Los ciclos de variación del nivel del mar fueron muy frecuentes a escala geológica durante el Paleoceno Superior y Eoceno basal, llegando a 300.000 años de duración mínima, por lo que en ese periodo ocurrieron, y han quedado perfectamente registrados, seis ciclos de cambio relativo del nivel marino. Estos ciclos quedaron perfectamente registrados por los sedimentos transportados por flujos gravitacionales, los cuales llevaban al pie del talud los materiales erosionados en la plataforma carbonatada somera durante los sucesivos periodos de descenso del nivel marino y emersión de la misma. Por tanto, constituyen un excelente registro para identificar y datar con precisión (mediante foraminíferos planctónicos de las facies hemipelágicas) los sucesivos ciclos de variación del nivel del mar.

En la zona de cuenca profunda la sedimentación durante esta etapa fue relativamente persistente y homogénea, estando constituida principalmente por facies rítmicas de calizas y margas hemipelágicas. Corresponden a unidades predominantemente calcáreas, como la Fm Calizas del Danés, con predominio de calizas pelágicas. Las facies de cuenca afloran muy bien en zonas de la costa vasca (Sopela en Bizkaia y Zamaya en Gipuzkoa). Ambos sectores son internacionalmente conocidos por su gran interés

geológico, al aflorar perfectamente en la base de la Fm Calizas del Danés, el límite Cretácico-Paleógeno (**límite K/Pg**; tradicionalmente conocido como límite K/T).

En las Calizas del Danés, primera unidad del Cenozoico en la zona de la Cuenca Vasca, han quedado perfectamente registrados los **ciclos astronómicos de Milankovitch**, de corta duración, que controlaron la ritmicidad del depósito de capas de marga y de caliza. En concreto, se preservan los ciclos de Precesión de los equinoccios (20.000-25.000 años) que generaron y regularon el depósito de las parejas de capas caliza-marga, y los **ciclos de Excentricidad de la órbita terrestre** (100.000 años) que generaron y regularon los conjuntos de cinco parejas de capas caliza-marga (Figura 14). Estos conjuntos son perfectamente visibles e individualizables en gran parte de la unidad, y la suma vertical de los sucesivos ciclos de 100.000 años, nos indica perfectamente la duración temporal de esta unidad. En estos afloramientos hemipelágicos de la costa vasca recientemente se han establecido dos límites cronoestratigráficos de referencia mundial, por su excelente calidad en los acantilados de Zumaya (playa de Izurun).

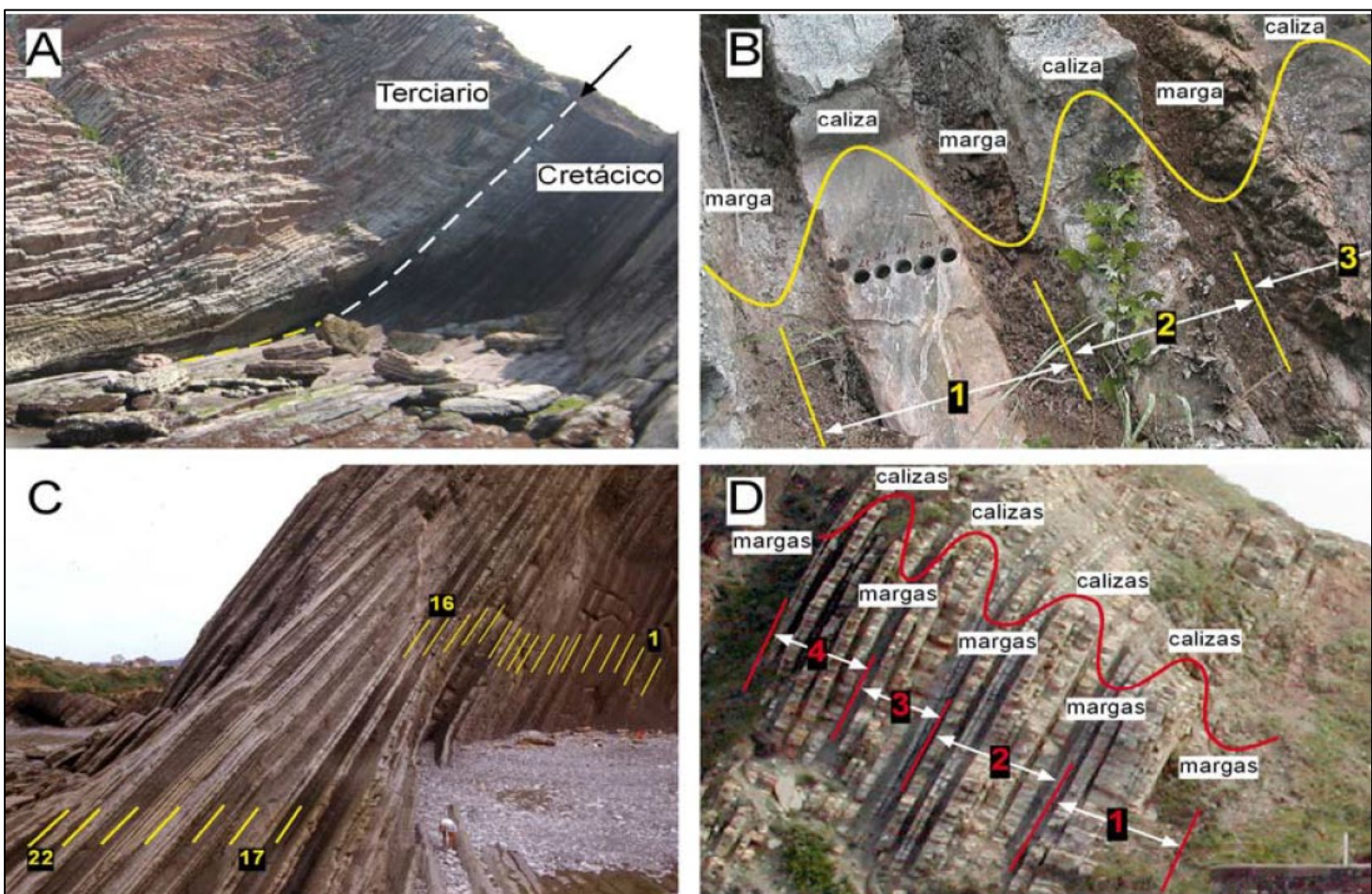


Figura 14. Panorámica del límite Cretácico-Paleógeno en Zumaya. A: La línea blanca discontinua indica la posición de la lámina arcillosa rica en iridio. B: Imagen de los ciclos de precesión (1 a 3, cada uno de 20.000 años) definidos por pares de marga y caliza. C: Vista de 22 ciclos de precesión identificados en la sucesión de Maastrichtiense de Zumaya. En conjunto, definen un intervalo 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 Zumaya (Tomado de Orue-Etxebarria *et al.*, 2012)

Estos ciclos están estrechamente relacionados con cambios climáticos periódicos inducidos por las variaciones en los parámetros orbitales terrestres, dentro de los que destacan los llamados Ciclos de Milankovitch. La variación cíclica de los datos de CaCO_3 y de $\delta^{18}\text{O}$ confirma la influencia de los ciclos de precesión de Milankovitch (20.000 años), los cuales influían directamente en los cambios de temperatura de la superficie del mar e, indirectamente, en la producción de organismos calcáreos que vivían en el medio. La alternancia térmicamente controlada en la tasa de producción orgánica fue el origen principal de la alternancia litológica que caracteriza la sucesión, de modo que las capas calizas representan etapas precesionales cálidas con alta productividad (verano boreal en perihelio), mientras que las capas de marga correspondían a etapas precesionales más frías con una producción orgánica menor (verano boreal en afelio).

La amplitud de los cambios climáticos y oceanográficos a escala precesional estuvo modulada por la superposición de un ciclo de excentricidad (100.000 años). Así, periodos de excentricidad mínima (órbita circumsolar circular) presentaban características generales más cálidas y más favorables para la producción carbonatada, mientras que periodos de excentricidad máxima (órbita elíptica) producían condiciones ambientales opuestas, principalmente debido a la intensificación de corrientes de ascenso (*upwelling*).

También en estos afloramientos hemipelágicos de la costa vasca se han establecido dos **límites cronoestratigráficos** de referencia mundial. El primero de ellos es el límite entre los pisos Daniense y Selandiense (Paleoceno), establecido en base a un límite de biozonas de nannoplancton. Dicho límite se localiza en el tránsito rápido entre calizas y margas asociado con un importante descenso relativo del nivel del mar.

El siguiente, es el límite entre los pisos Selandiense y Thanetiense (Paleoceno), establecido en base a una inversión de la polaridad magnética. Ambos límites, considerados estratotipos, afloran en los acantilados de Zamaya (playa de Itzurun) y están marcados por un distintivo y una placa explicativa (*véase* parada correspondiente).

- **La compresión se acentúa (Eoceno): desarrollo de la cuenca remanente y evolución a la cuenca de antepaís**

Durante el Eoceno los procesos tectónicos se acentuaron y comenzó el desarrollo de una nueva etapa (55-30 Ma), en la que se generaron unas facies peculiares (tectofacies flysch), cuyos sedimentos procedían, en gran parte, de áreas internas de la cuenca, que comenzaban a elevarse, emerger y ser erosionadas. Es la etapa de cuenca remanente, previo a la cuenca de antepaís, en la que aún perduran procesos de sedimentación marina, especialmente de tipo flysch.

Los depósitos más característicos e importantes de la etapa de cuenca remanente en la zona de la Cuenca Vasca son la potente y extensa unidad de turbiditas siliciclásticas conocida como tectofacies flysch y aflorante en la costa de Gipuzkoa (Cabo Higuer-Getaria) y en el núcleo del Sinclinatorio de Bizkaia.

- **Últimos procesos tectonoestratigráficos de la cuenca: cuencas intramontañas**

Las cuencas intramontañas, o depresiones postorogénicas, son fundamentalmente continentales y de pequeño tamaño. Se desarrollan en el interior del orógeno, durante el Mioceno (al final de la deformación), y se alimentan de los materiales erosionados de esos relieves (Figura 15).

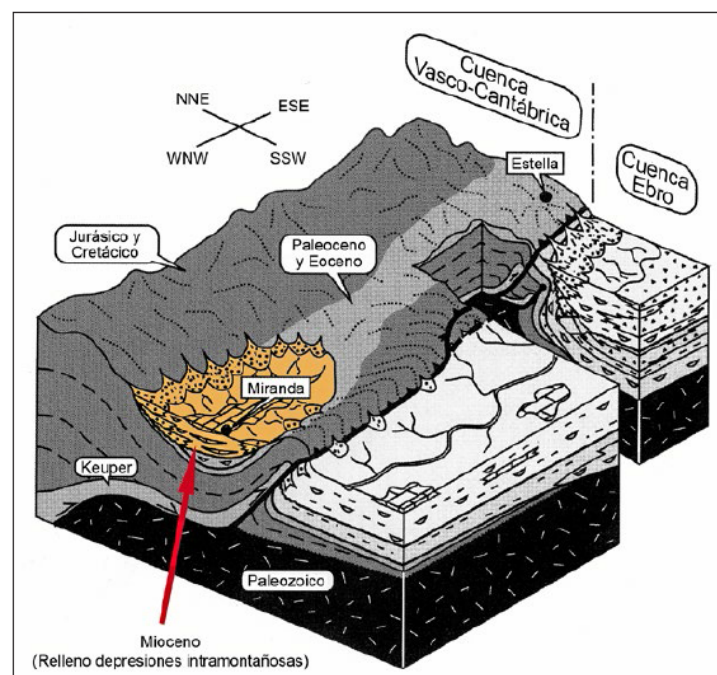


Figura 15. Reconstrucción de las cuencas intramontañas de Miranda y Villarcayo (Mioceno) (Tomada de Robles *et al.*, 2014)

Su pauta evolutiva responde a los siguientes ítems:

1. Instauración y desarrollo de una cuenca palustre en el núcleo de una incipiente depresión sinclinal ONO-ESE.
2. Desplazamiento progresivo hacia el sur, con colmatación y recubrimiento de sistemas aluviales progradantes hacia el sur, generados por la acentuación del plegamiento y la elevación del flanco norte del sinclinal.
3. Activación de pulsos de plegamiento en el flanco norte, que generan discordancias progresivas en este margen norte de la cuenca, lo que certifica la existencia de una tectónica compresiva sinsedimentaria.

El cambio de la naturaleza y edad de los cantos que forman el relleno de la cuenca genera el proceso conocido como *fenómeno de la montaña invertida*: en los abanicos inferiores y medios los cantos erosionados son de edad Eoceno basal, y, por el contrario, en los abanicos superiores (más jóvenes por posición estratigráfica) los cantos son del Cretácico superior, más antiguos que los del Eoceno. Por tanto, por edad, la superposición de cantos en la cuenca es inversa, dado que primero se erosionaron y depositaron los más modernos, y finalmente lo hacen los más antiguos, cuando quedaron expuestos a la erosión del orógeno.

A partir de este periodo la CVC pasó a ser definitivamente una cuenca deformada o cordillera de plegamiento, siendo la erosión uno de los procesos geológicos más activos. Actualmente se comporta, por tanto, como un área fuente y los materiales erosionados en ella y transportados por los ríos que nacen en la cordillera, nutren de depósitos a las tres cuencas sedimentarias marinas de la península Ibérica: Cantábrica, Mediterránea y Atlántica.

2.2.2. Límites K/Pg en la Cuenca Vasco-Cantábrica

Como se ha dicho, las secciones más representativas del límite K/Pg en el dominio pirenaico se localizan en la Cuenca Vasco Cantábrica, esencialmente en la localidad citada de Zumaya, y en Sopelana (Guipúzcoa). Se trata de secuencias estratigráficas de mar profundo con una continuidad apreciable en torno al límite K/Pg.

Su estudio se ve favorecido por la abundancia de fósiles, la buena y fina estratificación, y la ausencia de alteraciones tectónicas o turbidíticas. Ello permite detallar el registro de todos los eventos físicos y biológicos con el apoyo de los métodos más modernos de geoquímica isotópica, cicloestratigrafía, magnetoestratigrafía y bioestratigrafía de alta resolución (excepto nanofósiles calcáreos).

2.2.2.1. Límite K/Pg en Zumaya

http://www.euskadi.eus/web01-a2ingdib/es/contenidos/informacion/lig/es_def/index.shtml
<http://info.igme.es/ielig/LIGInfo.aspx?codigo=CV012>

Desde el pueblo de Zumaya, se accede en coche hasta la ermita de San Telmo y se camina por un sendero hacia la punta de Algorri (dirección NO, hacia el mar) hasta llegar a la pequeña cala de Algorri (en marea baja) (Figura 16). El límite K/Pg de Zumaya está situado en una secuencia de sedimentación marina profunda condensada. Se identifica por una fina capa arcillosa de color oscuro situada en la cala de Algorri justamente en el límite entre las margas rojizas del final del Maastrichtiense y la secuencia calcárea del Daniense, también de color rojizo (Figura 17). El límite se caracteriza por marcar una gran extinción de la fauna marina y por presentar anomalías composicionales relacionadas con el impacto de un meteorito en Yucatán.



Figura 16. Localización del punto de observación del límite K-Pg en Zumaya (Tomada de la ficha del LIG 43, el límite K-T de Zumaya: http://www.euskadi.eus/web01-a2ingdib/es/contenidos/informacion/lig/es_def/index.shtml)

En detalle, la zona del límite tiene unos 5 cm de grosor y se distingue porque está afectada por una cizalla alpina, reflejada por multitud de venas de calcita, que interrumpe la continuidad lateral de la arcilla y distorsiona su naturaleza. En el interior de esta arcilla se pueden encontrar espinelas ricas en níquel, microcristitas, hollín y desde el punto de vista geoquímico, una anomalía importante de iridio (Figura 18).





Figura 17. Imagen del Límite Cretácico-Paleógeno de Algorri, en el geoparque de la Costa Vasca. El límite se sitúa en el cambio litológico de margas a calizas. (Tomada de la ficha del LIG 43, el límite K-T de Zumaya: http://www.euskadi.eus/web01-a2ingdib/es/contenidos/informacion/lig/es_def/index.shtml) Abajo, detalles del Límite K/Pg desde el alto de Algorri (Fotografías de García del Amo D)

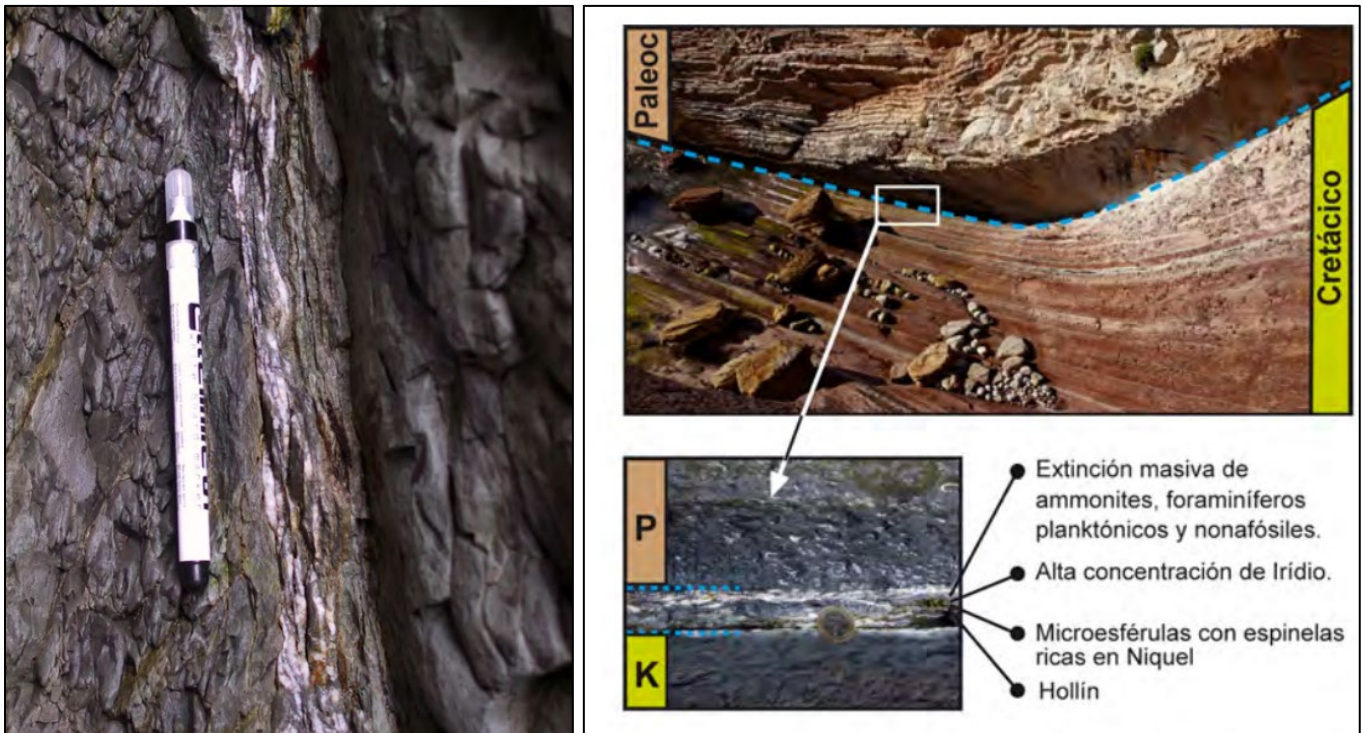


Figura 18. a) Detalle de la arcilla del límite afectada por una cizalla que ha producido rellenos de calcita que alteran la naturaleza del propio límite, y b) anomalías de la arcilla del límite de Zumaya. (Tomada de la ficha del LIG 43, el límite K-T de Zumaya:

http://www.euskadi.eus/web01-a2ingdib/es/contenidos/informacion/lig/es_def/index.shtml)

Desde el punto de vista paleontológico el límite K/Pg de Zumaya marca la extinción total de los ammonites, y una drástica caída de los foraminíferos planctónicos (93 por ciento en biomasa y 70 por ciento en diversidad) y el nanoplancton calcáreo (80 por ciento en biomasa y 60 por ciento en diversidad), tanto en cantidad como en diversidad (Figura 19). El límite K/Pg de Zumaya ha sido uno de los afloramientos clásicos y referentes a nivel mundial para el estudio de la extinción del límite, siendo incluso citado ya por los autores de la teoría del impacto. Además, este límite fue clave para el estudio de la extinción repentina de los ammonites (Wiedman, 1988 y Ward *et al.*, 1991).

El entorno del límite permite también ver las series Flysch de Cretácico Superior y el Daniense, así como multitud de rasgos geomorfológicos de gran interés como la rasa mareal, grandes bloques caídos, playas de cantos.

a

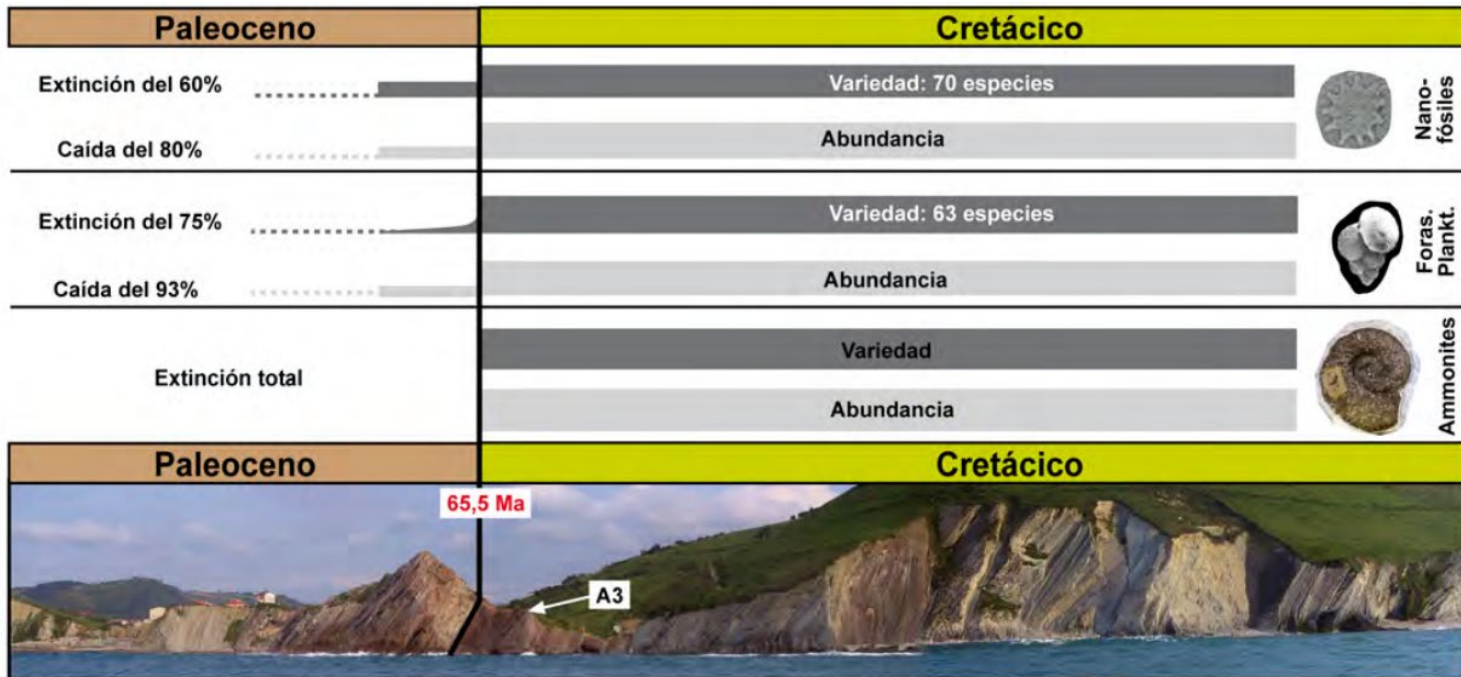


Figura 19. Patrón de extinción en el límite K/Pg de Zumaya (Tomada de la ficha del LIG 43, el límite K-T de Zumaya:

http://www.euskadi.eus/web01-a2ingdib/es/contenidos/informacion/lig/es_def/index.shtml)

La Geodiversidad de la franja litoral Deva-Zumaya puede recorrerse a través del paseo geológico virtual desarrollado por la Universidad del País Vasco (Orue-Etxebarria *et al.*, 2012) en la web: <https://web-argitalpena.adm.ehu.es/pdf/UCWEB126423.pdf>

2.2.2.2. Límite K/Pg en Sopelana

http://www.euskadi.eus/web01-a2ingdib/es/contenidos/informacion/lig/es_def/index.shtml

Desde el municipio de Sopelana y accediendo hasta la playa de Atxabiribil (Figura 20) hacia la mitad de la misma aflora el límite K/Pg, unos 30 cm por debajo de las calizas del Daniense, muy fácilmente identificables debido a su característico color rosado.



Figura 20. Localización del punto de observación del límite K-Pg en Zumaya (Tomada de la ficha del LIG 44, el límite K-T de Sopelana:

http://www.euskadi.eus/web01-a2ingdib/es/contenidos/informacion/lig/es_def/index.shtml)

Al igual que en la mayor parte de los límites K/Pg que se pueden observar en los afloramientos de la Cuenca Vasca, el límite se dispone en el tránsito entre dos unidades estratigráficas, claramente diferenciadas litológicamente, que se formaron en un ambiente de cuenca pelágica con una profundidad entre 1000 a 1500 m (Baceta, 1996; Pujalte *et al.*, 1998). La unidad infrayacente al límite, es bastante blanda y está formada por una alternancia regular de margas y margocalizas con característico color rojizo/violáceo de edad Maastrichtiense superior. La unidad suprayacente, denominada “Calcaires Roses” o también Formación Calizas del Daniense (Apellaniz *et al.*, 1983), está constituida en su mayor parte por calizas pelágicas de colores rosados y/o grises que cronológicamente representa al Daniense. El límite entre el Cretácico y el Paleógeno se encuentra unos 30 cm por debajo de la base de la primera caliza del Daniense coincidiendo con un nivel arcillosos (K/T boundary clay) en el que es posible también encontrar microesférulas similares a las halladas en otras secciones del límite (Figura 21).

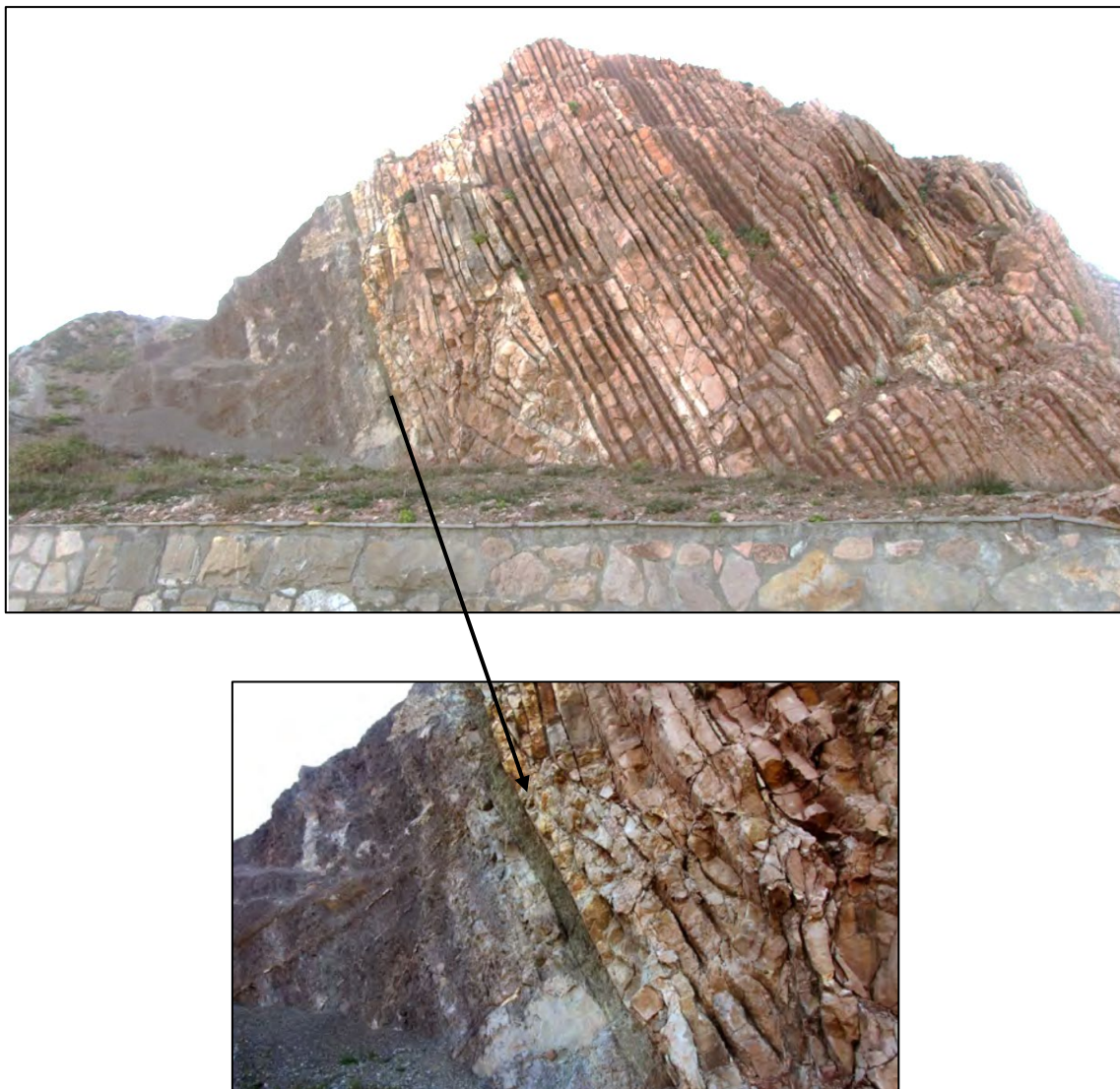


Figura 21. Vista del límite K/Pg de Sopelana desde el paseo marítimo de la playa, y detalle de la arcilla del mismo en la imagen inferior. El límite se sitúa en el cambio litológico de margas a calizas. Se puede apreciar la ciclicidad estratigráfica en las calizas del Daniense. (Tomada de la ficha del LIG 44, el límite K-T de Sopelana: http://www.euskadi.eus/web01-a2ingdib/es/contenidos/informacion/lig/es_def/index.shtml)

Aunque en los materiales del Maastrichtiense también es posible encontrar restos de invertebrados fósiles marinos (equinodermos, moluscos, etc.) desde el punto de vista paleontológico son los abundantes microfósiles (foraminíferos y nanoplancton calcáreo) lo que dan valor a este afloramiento. La proporción de foraminíferos planctónicos en relación al total de foraminíferos es superior al 95 por ciento, en la mayor parte de las muestras tanto del Maastrichtiense como del Paleoceno lo que evidencia el ambiente pelágico de depósito de los materiales. Todas las especies de foraminíferos planctónicos que se encuentran

en las rocas del Maastrichtiense perduran hasta el propio límite, no observándose extinción gradual a lo largo de este piso, si bien si se constata disminución en el tamaño de las poblaciones de las especies, relacionados, quizá, con cambios ambientales anteriores a la extinción finicretácica. De todas las especies de foraminíferos planctónicos que se pueden reconocer en los materiales del Maastrichtiense, algo más de la mitad se extinguen coincidiendo con el límite K/Pg.

2.2.2.3. Límite K/Pg en Urrutxa

http://www.euskadi.eus/web01-a2ingdib/es/contenidos/informacion/lig/es_def/index.shtml

Siguiendo la carretera BI-635 Gernika-Bilbao, en Zugastieta se toma la BI-3231 dirección Urrutxua. Una vez allí se continúa, y el afloramiento se encuentra en el borde la carretera a unos 750 m del Balcón de Vizcaya (Figura 22).



Figura 22. Vista del límite K/Pg en Urrutxa en las proximidades del Balcón de Vizcaya (Tomado de la ficha del LIG 124: http://www.euskadi.eus/web01-a2ingdib/es/contenidos/informacion/lig/es_def/index.shtml)

El límite K/Pg de Urrutxua está situado en una secuencia de sedimentación marina profunda de margas y margocalizas. Se caracteriza por marcar una gran extinción de la fauna marina y por presentar anomalías composicionales relacionadas con el impacto de un meteorito en Yucatán. En detalle, la zona del límite tiene unos 5 cm de grosor y aunque esta no sea la sección más conocida, tiene la característica de poseer una de las más altas concentraciones de iridio del mundo (Apellaniz, 1998; Apellaniz *et al.*, 1997) (Figura 23).



Figura 23. Detalle del límite K/Pg en Urrutxa, y abajo, detalle de la capa de arcilla (Tomado de la ficha del LIG 124: http://www.euskadi.eus/web01-a2ingdib/es/contenidos/informacion/lig/es_def/index.shtml)

Desde el punto de vista paleontológico el límite marca la extinción total de los ammonites, y una drástica caída de los foraminíferos planctónicos (93 por ciento en biomasa y 70 por ciento en diversidad) y el nanoplancton calcáreo (80 por ciento en biomasa y 60 por ciento en diversidad), tanto en cantidad como en diversidad.

2.3. Cuencas sinorogénicas Surpirenaicas

Las características tectónicas de la cadena Pirenaica son las de una cordillera de tipo asimétrico, donde el desplazamiento de los mantos de cabalgamiento es predominantemente meridional (véase el contexto “Las cuencas sinorogénicas Surpirenaicas”).

El Pirineo se ha dividido de forma simétrica respecto la falla Norpirenaica y al afloramiento de rocas proterozoicas y paleozoicas de la Zona Axial. Hacia el sur, la zona Surpirenaica está separada de la Cuenca del Ebro por el cabalgamiento Frontal Surpirenaico, CFSP, representado superficialmente por las Sierras Exteriores y Marginales, y está caracterizada por un sistema imbricado de

pliegues y mantos de cabalgamiento de cobertera desplazados hacia el sur y con vergencia mayoritariamente meridional. El límite meridional del Pirineo Central y Oriental se sitúa en el CFSP, que en superficie estaría representado por las Sierras Exteriores Aragonesas (Riglos-Sierra de Guara) y las Sierras Marginales Catalanas.

El Pirineo Central puede dividirse en dos dominios estructurales: la Unidad Surpirenaica Central (USC) que incluye la cobertera afectada por las láminas de Boixols-Tubón, Cotiella, Montsec y Sierras Marginales; y la Unidad de Gavarnie, que contiene a los materiales alóctonos situados al O de la USC y cuya representación meridional vendría representado por las Sierras Exteriores Aragonesas. Así, en la zona Surpirenaica se emplazan una serie de mantos de cabalgamiento, o láminas cabalgantes, que pueden agruparse en dos grandes conjuntos atendiendo a sus características estructurales y estratigráficas. Estas son las Láminas Cabalgantes Superiores y las Láminas Cabalgantes Inferiores. La secuencia de propagación de estas láminas ha sido fundamentalmente a través de un sistema de cabalgamientos de bloque inferior, donde las LCS fueron las primeras en emplazarse y fueron trasladadas hacia el sur durante el emplazamiento de la LCI.

En la cuenca de antepaís Surpirenaica los materiales pre-orogénicos se encuentran actualmente plegados y cabalgados hacia el sur como consecuencia de la actividad orogénica alpina que se desarrolló al norte a partir del Cretácico Superior. Estos cabalgamientos limitan los diferentes mantos de corrimiento, porciones de corteza que son desplazadas por los cabalgamientos sin experimentar una deformación interna importante. De hecho, las series estratigráficas presentes en ellos son diferentes de unos a otros, aunque de forma general el nivel de despegue lo suelen definir las evaporitas de la facies Keuper (Triásico Superior). Estos mantos están superpuestos como consecuencia de la orogenia Alpina, los que están estructuralmente más altos son los más antiguos y los más modernos se encuentran más próximos al frente de cabalgamiento, situado en el borde septentrional de la actual Cuenca del Ebro.

Durante el Mesozoico, la sedimentación del surco pirenaico se relaciona con la separación entre la microplaca Ibérica y la placa Europea, y con el desgarre sinistro posterior, ligados ambos movimientos a la apertura del Atlántico y del Golfo de Vizcaya. Esta situación extensional o transtensiva dio lugar a la sedimentación, sobre todo en la zona Norpirenaica, de varios miles de metros de sedimentos, en su mayor parte marinos. En la zona Surpirenaica el registro mesozoico no es tan continuo como en la zona Norpirenaica. Como auténticas cuencas de envergadura similar a las de la zona Norpirenaica pueden citarse la Cuenca Vasco-Cantábrica, al oeste, y las cuencas situadas sobre la Unidad Central Surpirenaica. Entre ambas, el espesor de los materiales mesozoicos es considerablemente menor, en parte por erosión, y en general por no depósito o sedimentación, que el de las turbiditas del Cretácico Superior del surco norpirenaico.

Durante el Eoceno inferior y medio, un amplio golfo marino se extendía desde el Cantábrico, en lo que hoy día son los Pirineos. Estos empezaban a engrosarse y a emerger paulatinamente de E a O por el movimiento convergente de las placas Africana y Euroasiática, mientras que el mar se iba desplazando progresivamente hacia el sur en la Península Ibérica. El joven relieve emergente pirenaico empezó a erosionarse y producir sedimentos transportados de E a O por cursos fluviales que al llegar a la costa se sedimentaban en forma de deltas y abanicos aluviales.

El margen sur (viejo y llano) se hundía progresivamente por el peso de la cordillera que se estaba formando, con sedimentación eminentemente carbonatada y acumulación de restos esqueléticos de organismos marinos de aguas someras en clima subtropical. En este margen pasivo al sur, comienza a construirse una plataforma margosa con areniscas y conglomerados, que se extiende por todo el prepireneo centro-meridional (Sierras Marginales) y parte de la lámina del Montsec (Cuenca de Tremp), cuya fracturación del frente significa la aparición de las primeras turbiditas. Esta plataforma culmina con la sedimentación de las calizas de Montsec (y equivalentes en las Sierras Marginales), y acaba la regresión con la sedimentación de capas rojas fluviales, en cuya mitad se encuentra el límite Cretácico/Paleógeno, K/Pg y cuyo techo es sincrónico con el emplazamiento de la lámina cabalgante de Montsec.

La colisión continental continuó, la sedimentación marina finalizó en el Eoceno, de manera que durante el Oligoceno y hasta el Mioceno inferior, cuando la colisión llegó a su fin, se registró en la cuenca una sedimentación sinorogénica continental hasta su colmatación.

2.3.1. Límites K/Pg en el sur del Pirineo

Como se ha dicho, la mayoría de los afloramientos del límite K/Pg en el Pirineo componen secuencias continentales o de ambientes marinos someros, diferenciadas fundamentalmente con criterios palinológicos (Coll de Nargó, Isona, Fontllonga, etc.). Destaca la sección de Áger en la Cuenca de Tremp-Graus (Lleida), donde han podido realizarse estudios detallados de magnetoestratigrafía

y geoquímica isotópica, así como de los eventos bióticos que afectaron a plantas y vertebrados (extinción de los dinosaurios) (López-Martínez *et al.*, 2006; y Domingo *et al.*, 2007).

En la región sur-central de los Pirineos se registra una sucesión continua de depósitos que permiten estudiar las extinciones ocurridas en medios marinos y continentales, y comparar con las ocurridas en otras regiones del mundo. En estos trabajos (López-Martínez *et al.*, 2006 y Domingo *et al.*, 2007) se pone de manifiesto la relación observada entre cambios paleoambientales y anomalías geoquímicas, que parece ser brusca y coincidente con la catástrofe global del límite Cretácico/Paleógeno.

La posición del límite Cretácico/Paleógeno se ha relacionado con una unidad carbonática de hasta cerca de 100 m de potencia situada en la parte media de la Fm Tremp, que ha recibido diversos nombres locales por distintos autores (calizas de Fontllonga, calizas de Suterranya y San Salvador de Toló, Fm Millá, Unidad 3, etc.). Los carbonatos marinos paleógenos en los Pirineos Sur-occidentales evolucionan lateralmente hacia la Unidad Surpirenaica Central (USC) a depósitos de ambientes de transición y continentales, conocidos como Fm Tremp o Grupo Tremp, que incluye depósitos del Cretácico Superior y del Eoceno inferior. En la USC, la parte media de la Fm Tremp muestra una extensa unidad carbonática, de hasta 100 m de espesor, denominada Unidad 3 (U3) y cuya edad ha sido considerada Daniense. Esta Fm Tremp es una potente formación de hasta 900 metros de espesor de lutitas rojas que intercalan calizas y areniscas de medios costeros, que colmató gran parte de la cuenca pirenaica desde el Maastrichtiense hasta el Ilerdiense inferior. La principal unidad estructural donde se encuentra es la Unidad Surpirenaica Central (USC), que incluye las láminas de Boixols-Cotiella-Peña Montañesa, Montsec y Áger-Sierras Marginales. La USC presenta una extensión de unos 5.000 km² de los que aproximadamente 1.000 km² son afloramientos de la Fm Tremp (Figura 24).

La U3 está constituida por calizas y dolomías en las que se han identificado restos de *Girvanella*, carofitas, moluscos, ostrácodos y foraminíferos. Estos carbonatos intercalan episodios evaporíticos y representan secuencias de colmatación de lagos con salinidad variable. *Microcodium*, *calcite rafts* y otros rasgos pedogenéticos indican episodios de emersión y karstificación. Hacia el noroeste, los carbonatos lacustres de la U3 se interdigitan con carbonatos marinos danienses (Fm Salarons). Estos depósitos están limitados a techo por una superficie de discontinuidad generalizada (ruptura mayor intra- Paleocena). La datación de la U3 como Daniense superior ha sido estimada a partir de datos de bio- y magnetoestratigrafía de la zona central (sección de Fontllonga), SO (sección de Benabarre) y NO (sección de Campo), así como de la posición del límite Cretácico/Paleógeno. El comienzo de la sedimentación carbonática en el área se localiza por debajo de la U3 en el límite entre los cronos C29r y C29n, aproximadamente coincidente con el inicio de la sedimentación carbonática en medios marinos profundos de la Cuenca Vasco-Cantábrica (p.ej. sección de Zumaya) y N de Pirineos, indicando probablemente importantes cambios tectónicos y/o ambientales.

La sedimentación de la U3 representa un evento transgresivo, que permite la instalación de un amplio sistema deposicional costero dominado por el desarrollo de lagos de aguas dulces y salobres en el sur, y pequeñas charcas salobres en el norte, relacionados lateralmente y hacia el noroeste con plataformas carbonáticas marinas. La influencia marina parece mayor en las áreas del norte, tal y como se infiere de la presencia de restos de foraminíferos, aunque en el sur también es significativa por el registro en las señales isotópicas del Sr.



Figura 24. Mapa de afloramientos de la Fm Trepmp en la Unidad Surpirenaica Central y situación de las secciones estudiadas (Tomado de López-Martínez *et al.*, 2006).

Las dataciones de la Fm Trepmp han sido siempre problemáticas por la escasez de fósiles cronológicamente significativos, y por los frecuentes y complejos cambios laterales de facies. El reconocimiento del K/Pg en estas facies es muy difícil, pues no se relaciona con cambios litológicos o bióticos aparentes. Un evento importante para situar el K/Pg, la anomalía isotópica del $\delta^{13}C$, ha sido detectado cerca del techo de las areniscas de la Unidad 2 en Fontllonga y en Benabarre (López-Martínez *et al.*, 1998). En el sinclinal de Áger y en Benabarre el K/Pg puede ser situado dentro de un intervalo mínimo de sólo 1 metro de espesor. La posición del K/Pg presenta mayores incertidumbres en el sector noroeste del sinclinal de Trepmp, en depósitos costeros más distales y expandidos.

La sección Fontllonga (Figura 25) constituye uno de esos raros depósitos no marinos donde queda registrado el límite K/Pg. Los estudios isotópicos y geoquímicos (Domingo *et al.*, 2007) indican un rango de temperatura ($28.0 \pm 6.7^\circ C$) coincidente con estudios paleoclimáticos previos para el límite K/Pg.

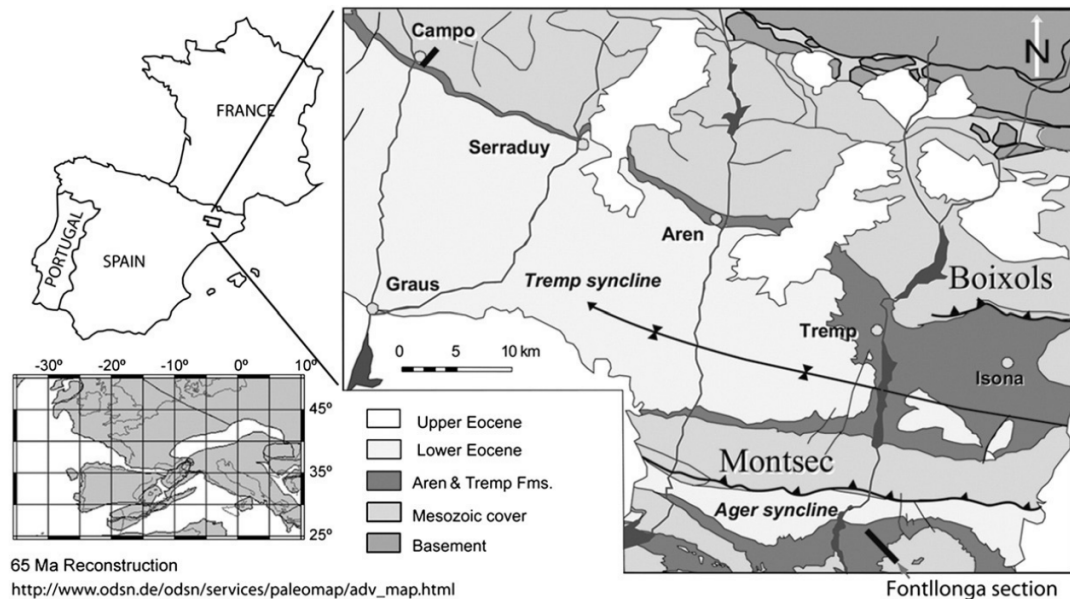


Figura 25. Mapa geológico de la zona donde se ubica la sección Fontllonga (Tomado de Domingo *et al.*, 2007)

3. El límite K/Pg en el dominio Bético

En la Cordillera Bética, los cortes de las localidades citadas de Caravaca (Murcia) y de Agost (Alicante), y también en Alamedilla (Granada), igualmente en ambientes marinos, representan algunas de las secciones más completas del límite K/Pg a nivel mundial, especialmente en lo que se refiere al nivel con la anomalía de iridio y el cambio geoquímico relacionados con causas extraterrestres.

3.1. Cordillera Bética

La Cordillera Bética y las Baleares constituyen la mayor parte de la rama occidental europea del orógeno Alpino Perimediterráneo. Esta gran cordillera alpina, cuyo levantamiento está ya iniciado en el Mioceno inferior, se extiende desde Cádiz, por el oeste, hasta Almería, por el este, prolongándose por Murcia, Alicante, Valencia y Baleares. A la altura del Peñón de Gibraltar se inflexiona en un gigantesco arco reproduciendo una estructura más o menos simétrica y especular con el norte de África (*véanse* los apartados correspondientes del contexto “El rifting de Pangea y las sucesiones mesozoicas de las Cordilleras Bética e Ibérica”).

En función de la edad de las rocas que afloran, del grado de deformación que les afecta, y de su origen paleogeográfico, se pueden diferenciar en la Cordillera Bética tres grandes zonas geológicas: Zonas Externas Béticas, Zonas Internas Béticas, Complejo del Campo de Gibraltar. Las zonas Externas son las más próximas al Macizo Ibérico. Corresponden a materiales mesozoicos y cenozoicos, depositados en un extenso mar ubicado al sur del Macizo Ibérico (placa Ibérica emergida). Posteriormente, durante la orogenia Alpina, se pliegan, fracturan y levantan hasta emerger. Las Zonas Externas se dividen, a su vez, en distintas unidades, más o menos coincidentes con diferentes dominios paleogeográficos. Desde la parte más próxima a la más alejada del continente (Macizo Ibérico) son la Cobertera Tabular, el Prebético, las Unidades Intermedias y el Subbético.

El **Dominio Subbético**, localizado en la parte más meridional de las Zonas Externas, está constituido principalmente por sedimentos profundos, de carácter pelágico, es decir, lejanos a la costa, en el margen sureste del Macizo Ibérico. Comprende una alineación montañosa, de dirección NE-SO, que abarca desde el norte de Antequera, hasta la provincia de Alicante. Sus rocas se formaron a partir de sedimentos depositados desde hace unos 250 Ma (inicio del Triásico) hasta hace unos 15 Ma (Mioceno medio). Tras unas primeras etapas de formación de sedimentos continentales y marinos someros, principalmente carbonatos, en el Triásico y Jurásico Inferior, en este dominio se establece una cuenca de carácter pelágico, es decir alejada de la costa, con zonas muy profundas. A ella llegaron sedimentos detríticos desmantelados de los relieves emergidos, a través de canales submarinos y en suspensión. Las calizas pelágicas se formaron por la acumulación en el fondo del mar de fangos carbonatados, compuestos por caparzones y esqueletos de organismos. Los sedimentos fueron después comprimidos, deformados, fracturados y apilados en unidades tectónicas, en un proceso lento que comenzó hace unos 25 Ma.

3.2. Límite K/Pg de Caravaca

La clásica sección de Caravaca es muy bien conocida en el mundo por tratarse de un importante límite K/Pg. Contiene un registro marino continuo desde el Cretácico Superior hasta el Eoceno medio. Aunque inicialmente fue estudiada por otros investigadores, el límite K/Pg fue reestudiado por Canudo *et al.* (1991, 1992).

Según sintetizan Molina *et al.* (2001, 2004), la sección de Caravaca está principalmente compuesta de margas, excepto el llamado nivel arcilloso, que está compuesto de arcillas negras-grisáceas (de unos 10 cm de espesor) y un nivel basal rojo de 1 mm de espesor. En los sedimentos cretácicos y cenozoicos están bien preservados foraminíferos que indican deposición en profundidades medias.

El patrón de extinción de foraminíferos planctónicos es de una extinción en masa catastrófica, ya que el 74% de las especies se extinguieron en coincidencia con el límite K/Pg y con la evidencia de impacto. La mayoría de las especies extintas son de gran tamaño y de latitud baja, más profundas que las formas de vida intermedias. Este hecho, junto con los cambios ambientales drásticos justo después del límite y la disminución en el suministro de alimentos (después de una acumulación repentina de materia orgánica debido a la mortalidad general) son consistentes con un impacto meteorítico ocurrido en el límite K/Pg. Las condiciones no favorables para la calcificación pueden explicar la baja producción de nanofósiles calcáreos de larga duración y la diversidad en el principio del Daniense. Estas extinciones bióticas son muy compatibles con los efectos catastróficos causados por el impacto de un gran asteroide extraterrestre.

Por ello, el barranco del Gredero (Figura 26) ha sido catalogado como uno de los Lugares de Interés Geológico más importantes de la Región de Murcia. Como se ha visto, es el lugar que dio pie a una de las primeras investigaciones que relaciona la existencia de una capa oscura de algunos centímetros (capa negra, Figura 27) con el impacto de un gran meteorito sobre la Tierra, que causó la extinción de más del 90 por ciento de las especies de foraminíferos planctónicos y de algo más de la mitad del resto de seres vivos existentes a finales del Cretácico. A lo anterior, hay que sumar el buen estado de conservación del límite Paleoceno-Eoceno, caracterizado también por una extinción de menor envergadura, a causa de la actividad tectónica y volcánica que provocó cambios en la circulación oceánica, en el nivel del mar, etc.

La capa negra de Caravaca, se encuentra localizada a algo más de 3 kilómetros al sur-suroeste de Caravaca de la Cruz, en el barranco del Gredero, que desagua en el río Argos. Se accede a la zona, por la nacional 330 en dirección a Lorca. Unos 100 m al sur del kilómetro 68, se toma el camino existente a la derecha, que bordea la nave de Hierros del Noroeste, a espaldas de la cual se localiza el barranco citado, muy próximo a la altura de la capa. Tras bajar a su cauce se puede realizar un recorrido por el mismo, en dirección norte, que permite contemplar los materiales sedimentados desde el Cretácico terminal hasta mediados del Eoceno.

El trayecto parte de un camino que existe a espaldas de la nave de Hierros del Noroeste, que lleva hasta el cauce del Barranco, desde este, se recomienda ascender unos 500 metros aguas arriba y posteriormente bajar lentamente e ir observando las rocas durante unos 1.500 m.



Figura 26. Panorámica del barranco del Gredero, que se encaja en margas y areniscas cretácicas y paleógenas. (Fotografía de Antonio del Ramo, tomada de http://www.regmurcia.com/servlet/s.SI?sit=c,365,m,108&r=ReP-16303-DETALLE_REPORTAJES)



Figura 27. Detalle de la capa negra: nivel más oscuro de unos 3 cm, rica en arcillas poco carbonatadas y materia orgánica, en cuya base presenta una capa de color pardo-rojizo rica en hierro. (Fotografía de Antonio del Ramo, tomada de http://www.regmurcia.com/servlet/s.SI?sit=c,365,m,108&r=ReP-16303-DETALLE_REPORTAJES)

Al principio del recorrido se observan margas marinas cretácicas de color grisáceo que representan la sedimentación en mares profundos. Posteriormente, ya en materiales del Paleógeno comienzan a observarse intercalaciones de areniscas turbidíticas con laminaciones paralelas y cruzadas, que representan antiguas avalanchas submarinas (Figura 28). Sobre ellas y sobre margas y margocalizas se pueden ver numeras huellas (icnofósiles) originadas por diversos organismos marinos, como anélidos y erizos irregulares. También son comunes las avalanchas de caparazones de nummulítidos y paleodeslizamientos de arenas semiconsolidadas que originan extraños repliegues en los sedimentos.



Figura 28. Detalle de las areniscas turbidíticas con laminaciones paralelas de alta energía y cruzadas, que representan sucesivas avalanchas de arenas provocadas por seísmos o grandes tormentas (Fotografía de Antonio del Ramo, tomada de http://www.regmurcia.com/servlet/s.SI?sit=c,365,m,108&r=ReP-16303-DETALLE_REPORTAJES)

3.3. Límite K/Pg de Agost

En la carretera que une las localidades alicantinas de Agost y Castalla, en la secuencia de arcillas y margas marinas se ha registrado de forma continua el tránsito entre la era Mesozoica y la Cenozoica (entre el Cretácico y el Paleógeno).

Según sintetizan Molina *et al.* (2001), se trata de la mejor corte con el límite K/Pg de España ya que es muy extenso, continuo y bien expuesto. El patrón de extinción de foraminíferos en el límite K/Pg ha sido más controvertida. La sección de Agost es muy continua, ya que se han encontrado biozonas planctónicas y las especies de foraminíferos planctónicos del Daniense, con un patrón de extinción a través del límite K/Pg es más compatible con la hipótesis de impacto que otras causas geológicas.

Los sedimentos de la sección del límite K/Pg en Agost, con la excepción de la capa de 2 mm de espesor que marca el límite, están compuestos principalmente de calcita, arcillas y cuarzo (Figuras 29 y 30). La capa límite se caracteriza por una fuerte disminución en el contenido de carbonato y el subsiguiente aumento en la proporción de arcillas. La esmectita es el componente principal de la capa límite, así como las esférulas diagenéticamente alteradas, compuestas de feldespato de potasio más puro y óxidos de hierro. También se observan otros minerales traza, como la baritina, celestita, el rutilo, los óxidos de Cr, la clorita y la paligorskita en la capa límite y en las arcillas de color marrón oscuro depositadas sobre esta capa. El límite K/Pg en Agost está marcado por anomalías geoquímicas significativas; caracterizándose por un gran aumento de Ir (Smit, 1990).



Figura 29. El límite K-Pg en Agost, Alicante (Tomada de Óscar Navarro / @ageologicas, #100 Geosítios. IGEO Instituto de Geociencias - esri, CSIC-UCM, http://www.igeo.ucm-csic.es/Poster_111_OK)



Figura 30. El límite K-Pg en Agost, Alicante (Tomada de Óscar Navarro / @ageologicas, #100 Geositios. IGEO Instituto de Geociencias - esri, CSIC-UCM, http://www.igeo.ucm-csic.es/Poster_111_OK)

4. Referencias bibliográficas

Álvarez LW, Álvarez W, Asaro F and Michel HV (1980). Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science*, 208, 1095-1108.

Apellaniz E (1998). Los foraminíferos planctónicos en el tránsito Cretácico-Terciario: análisis de cuatro secciones en depósitos de cuenca profunda de la Región Vasco-Cantábrica. Tesis Doctoral, Univ. País Vasco, 390 p.

Apellaniz E, Lamolda MA, Orue-Etxebarria X (1983). Posición estratigráfica de las "Calizas del Danés", País Vasco. *Rev. Esp. De Micropaleontología* 15(3), 447-455.

Apellaniz E, Baceta JI, Bernaola-Bilbao G, Núñezbetelu K, Orue-Etxebarria X, Payros A, Pujalte V, Robin E and 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. *Bull. Soc. géol. France* 168(6), 783-793.

Apraiz A y Bodego A (2014). Rift continental: ¿cómo adelgazó la litosfera continental en la Cuenca Vasco-Cantábrica?. En: Bodego A, Mendia M, Aranburu A, Apraiz A (eds) *Geología de la Cuenca Vasco-Cantábrica*. Servicio Editorial de la Universidad del País Vasco, UPV-EHU, Bilbao, pp 167-169.

Baceta JI (1996). El Maastrichtiense superior, Paleoceno e Ilerdiense inferior de la Región Vasco-Cantábrica: secuencias deposicionales, facies y evolución paleogeográfica. Tesis Doctoral Universidad del País Vasco, 372 p (inédita).

Barnolas A y Pujalte V (2004). La Cordillera Pirenaica. Definición, límites y división. En: *Geología de España* (Vera JA, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 233-241.

Canudo JI and Molina E (1992). Bioestratigrafía con foraminíferos planctónicos del Paleógeno del Pirineo. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abh.*, 186, 97-135.

Canudo JI, Keller G and Molina E (1991). Cretaceous-tertiary boundary extinction pattern and faunal turnover at Agost and Caravaca, S.E. Spain. *Marine Micropaleontology*, 17, 319-341.

Carola, Eloi & Tavani, Stefano & Ferrer, Oriol & Granado, Pablo & A, Quintà & Butillé, Mireia & Muñoz, Josep. (2013). Along-strike extrusion at the transition between thin- and thick-skinned domains in the Pyrenean Orogen (northern Spain). Geological Society London Special Publications. 377. 10.1144/SP377.3.

Carracedo M y Mendía M (2014). El vulcanismo Cretácico de la Cuenca Vasco-Cantábrica. En: Bodego A, Mendia M, Aranburu A, Apraiz A (eds) Geología de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Servicio Editorial de la Universidad del País Vasco, UPV-EHU, Bilbao, pp 181-182.

Domingo L, López-Martínez N, Soler-Gijón R, Grimes ST (2007). A multi-proxy geochemical investigation of the early Paleocene (Danian) continental palaeoclimate at the Fontllonga-3 site (South Central Pyrenees, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 256: 71-85 Amsterdam.

López Martínez N, Arribas ME, Robador A, Vicens E and Ardévol L (2006). Los carbonatos danienses (Unidad 3) de la formación Tremp (Pirineos sur-centrales): paleogeografía y relación con el límite Cretácico-Terciario. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 19 (3-4): 213-255. Zaragoza.

Martín Algarra A y Vera JA (2004). La Cordillera Bética y las Baleares en el contexto del Mediterráneo Occidental. En: Geología de España (J. A. Vera, edit.), SGE-IGME, Madrid, 890 p.

Martínez-Torres LM y Eguíluz L (2014). Tectónica alpina en la Cuenca Vasco Cantábrica, CVC, y Pirineo occidental. En: Bodego A, Mendia M, Aranburu A, Apraiz A (eds) Geología de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Servicio Editorial de la Universidad del País Vasco, UPV-EHU, Bilbao, pp 105-118.

Meléndez A y Molina E (2008): El límite Cretácico-Terciario (KT). En: Contextos geológicos españoles. Una aproximación al patrimonio geológico español de relevancia internacional (A. García-Cortés A, Ed.), IGME, Madrid, 107-113.

Molina E (2004). "Eventos de extinción del Cretácico-Terciario: valor patrimonial y conservación del barranco del Gredero (Caravaca, Murcia)", en *El Patrimonio Geológico: Cultura, Turismo y Medio Ambiente* (F. Guillén Mondéjar y Antonio del Ramo Jiménez, eds.). Dpto. de Geología, Universidad de Murcia, 41-49.

Molina E, Alegret L, Arenillas I, Arz JA, Gonzalvo C, Martínez-Ruiz FC, Ortega.Huertas M, Palomo I and Rodríguez-Tovar FJ (2001). Field-trip guide to the Agost and Caravaca sections (Betic Cordillera, Spain). Impact markers in the stratigraphic record. Granada (Spain), May 19-May 25. Edited by Martínez-Ruiz FC, Molina E and Rodríguez-Tovar FJ. Universidad de Granada

Orue-Etxebarria X, Baceta JI, Apellaniz E, Martín Rubio M y Barnaola G (2012). La Geodiversidad de la franja litoral Deva-Zumaya. Un paseo geológico virtual. Servicio editorial de la Universidad del País Vasco.

Pujalte V, Baceta JI, Orue-Etxebarria X and Payros A (1998). Paleocene strata of the Basque Country, western Pyrenees, northern Spain: Facies and sequence development in a deep-water starved basin. In: de Graciansky PC, Hardenbol J, Jacquin T, Vail PR (Eds.) *Sequence Stratigraphy*.

Robles S (2014). Evolución geológica de la Cuenca Vasco-Cantábrica. En: Bodego A, Mendia M, Aranburu A, Apraiz A (eds) Geología de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Servicio Editorial de la Universidad del País Vasco, UPV-EHU, Bilbao, pp 9-103.

Robles S y Pujalte V (2004). El Triásico de la Cordillera Cantábrica. En: Geología de España (Ed.; JA Vera). (Vera JA, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 274-276.

Robles S, Aranburu A y Apraiz A (2014). La Cuenca Vasco-Cantábrica, génesis y evolución. *Revista de la Asociación Española para la Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 22, 99-114.

Romein A (1977). Calcareous nannofossils from the Cretaceous-Tertiary boundary interval in the Barranco del Gredero (Caravaca, Murcia, SE Spain), Parts I and II. *Proc. K. Ned. Akad. Wet., Ser. B*, 256-279.

Smit J (1990). Meteorite impact, extinctions and the Cretaceous-Tertiary Boundary. *Geol. M* 69 187-204.