



UNIVERSIDAD DE JAÉN
Facultad de Ciencias Experimentales

Trabajo Fin de Grado

Evolución biológica y principales eventos geológicos durante el Cretácico

Alumno/a: Félix Baos Menchero

Octubre, 2024

Índice

1.INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS	3
2. EL CRETÁCICO	3
2.1. Historia y subdivisiones	3
2.2. Estratigrafía	6
2.2.1. Bioestratigrafía marina	6
2.2.2. Magnetoestratigrafía y Quimioestratigrafía	8
2.2.3. Otros eventos importantes	10
2.3. Escala de tiempo	11
3. PALEOGEOGRAFÍA, PALEOCLIMA Y NIVEL DEL MAR	11
3.1 Paleogeografía	12
3.2. Cambios del nivel del mar	18
3.3. Paleoclima	20
4. PRINCIPALES EVENTOS GEOLÓGICOS	21
4.1. Límite Cretácico-Paleógeno (K/Pg)	21
4.2. Límite Jurásico-Cretácico	22
4.3. Eventos anóxicos oceánicos	23
4.4. Eventos magmáticos	26
4.5. Eventos de impacto	31
5. EVOLUCIÓN BIOLÓGICA DURANTE EL CRETÁCICO	34
5.1. Flora	34
5.2. Fauna	38
5.2.1 Invertebrados	38
5.2.2 Peces	39
5.2.3 Anfibios	40
5.2.4 Reptiles y dinosaurios	40
5.2.5 Mamíferos	43
6. RESULTADOS Y CONCLUSIONES	44
7.REFERENCIAS	45

Resumen: Se describen los aspectos generales sobre evolución biológica y diversidad faunística y florística del Cretácico, integrando al grupo más representativo de este periodo, como son los dinosaurios. Además, se definen los aspectos y eventos geológicos más representativos del Cretácico, entre los cuales caben destacar por ejemplo la gran provincia ígnea del Decán, el cráter Chicxulub o los diferentes eventos anóxicos oceánicos. A parte de estos elementos principales, se detallan algunos aspectos importantes que permiten hacernos una idea de cómo era el planeta durante este periodo, como pueden ser la paleogeografía, el paleoclima o los cambios en el nivel del mar. Por último, cabe destacar los aspectos generales de la historia, subdivisiones y bioestratigrafía del Cretácico, sentando así unas bases que permiten situar este periodo a lo largo de la escala de tiempo geológico.

Abstract: The general aspects of biological evolution and faunal and floral diversity of the Cretaceous are described, integrating the most representative group of this period, such as the dinosaurs. In addition, the most important aspects and geological events of the Cretaceous are defined, which include the great igneous province of the Deccan, the Chicxulub crater or the different oceanic anoxic events. Apart from these main elements, some important aspects are detailed that allow us to get an idea of what the planet was like during this period, such as paleogeography, paleoclimate or changes in sea level. Finally, it is worth highlighting the general aspects of the history, subdivisions and biostratigraphy of the Cretaceous, thus laying the foundations that allow this period to be placed along the geological time scale.

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

El periodo Cretácico es una etapa de la escala de tiempo geológico que abarca desde los 144 a 66 millones de años. Se encuentra situado dentro de la era Mesozoica, antecedido por el periodo Jurásico y finalizando en el límite entre la era Mesozoica y la era Cenozoica (Cohen et al., 2023). El objetivo de este trabajo es la descripción general del panorama geológico, faunístico y florístico del periodo Cretácico. Para llevar a cabo este trabajo se ha buscado diferentes fuentes bibliográficas virtuales, en las que se encuentran diferentes artículos, revistas, congresos y libros relacionados con este periodo.

2. EL CRETÁCICO

2.1. Historia y subdivisiones

Conybeare and Phillips fueron los primeros en dividir, en el año 1822, el periodo Cretácico en dos grandes series: Cretácico Superior y Cretácico Inferior. Todo ello gracias a unos estudios previos realizados por d'Omalius d'Halloy (1822), que estableció una unidad estratigráfica llamada "*Terrain Crétace*" o tiza del Cretácico (creta) (Gale et al., 2020). Esta unidad se caracteriza por estar formada de caliza micrítica que presenta restos de algas planctónicas dispuestos en placas de tamaño de una micra, aunque algunas todavía conservan su forma original, como agrupaciones circulares denominadas cocolitos (Hancock, 2009).

Conybeare and Phillips pudieron establecer esta división gracias al trabajo de Smith (1815), que ya había cartografiado cuatro unidades estratigráficas entre la arcilla de Londres (London clay) (Gale et al., 2020) y la piedra de Portland. La primera de ellas está situada entre un depósito formado por arcilla gris azulada a pardusca con cantidades variables de arena y limo de grano fino que integra una gran cantidad de macrofósiles y fósiles vegetales de la época Eoceno, y la segunda, es una formación perteneciente al periodo Jurásico cuya unidad más moderna está constituida por caliza de grano fino y que es famosa porque se encuentran fósiles de ammonites gigantes (Sumble, 1996).

D'Orbigny (1840) dividió el periodo Cretácico en cinco edades siguiendo el criterio de diversas agrupaciones fósiles. Les asignó los nombres de Neocomiense, Aptiense, Albiense, Turoniense y Senoniense. (Gale et al., 2020) Estos pisos cronoestratigráficos han sido divididos y modificados posteriormente, dando lugar como resultado a 12 edades geológicas dentro del periodo Cretácico:

-Cretácico Inferior. Berriasiense, Valanginiense, Hauteriviense, Barremiense, Aptiense y Albiense.

-Cretácico Superior. Cenomaniense, Turoniense, Coniaciense, Santoniense, Campaniense y Maastrichtiense. (Cohen et al., 2023).

En octubre de 2019, el Grupo de Trabajo del Berriasiense de la Comisión Internacional de Estratigrafía (*International Commission on Stratigraphy, ICS*) propuso definir el Estratotipo Global de Límite (*Global Boundary Stratotype Section and Point, GSSP*) de la edad Berriasiense en el lecho 14 de la sección inferior de Tré Maroua (Le Saix, Altos Alpes), situada a 30 km del sureste de Gap en Francia. El Berriasiense tiene un inicio temporal establecido en 143,1 millones de años (Gale et al., 2020).

La sección que se estableció de manera inicial para el Valanginiense fue la garganta de Seyon cerca de Valangin (Suiza). Debido a dilemas en la taxonomía y correlación con los ammonites se decide desplazar la base del Valanginiense hasta la base de la zona E de *Calpionellites darderi*, (Gale et al., 2020) microfósil planctónico que se encuentra en depósitos pelágicos (Benzaggagh, 2020). Esta zona E se encuentra dentro de las cinco que propuso Remane entre 1963 y 1971 para una bioestratigrafía de calpionélidos. El piso Valanginiense comenzó hace 137,7 millones de años (Gale et al., 2020).

La sección que se estable de manera original para el Hauteriviense es el área de Hauterive (Neuchâtel, Suiza). En el mar de Tetis la base del Hauteriviense está representado por la presencia de la especie de ammonites *Acanthodiscus radiatus*, marcando así la sección GSSP de La Charce (sureste de Francia). El

Hauteriviense tiene un origen de tiempo establecido en 132,6 millones de años (Gale et al., 2020).

El Barremiense tiene como área tipo original los afloramientos de estratos marinos cerca de la zona de Barrême (Provenza-Alpes-Costa azul). En el Tetis, la base del Barremiense está marcada por la presencia de la especie de ammonites *Taveraidiscus hugii* y recientemente se ha establecido como estratotipo de límite global para esta edad la sección del río Argos (Caravaca, España). El Barremiense comenzó hace 126,5 millones de años (Gale et al., 2020).

Virtualmente no hay una sección con ammonites que represente un intervalo límite, definido entre el piso Barremiense y el Aptiense, por lo que se ha propuesto como marcador el comienzo de la polaridad magnética Cron M0r para marcar la base del piso Aptiense. El Aptiense comenzó hace 121,4 millones de años (Gale et al., 2020).

La sección GSSP propuesta para el piso Albiense es la capa orgánica delgada denominada evento o nivel Kilian, dentro de la cual aparecen foraminíferos plantónicos, en concreto *Microhedbergella miniglobularis*. Este nivel se sitúa en la subida Pre-Guittard, Arnayon, Drôme, Francia. El piso Albiense comenzó hace 113,2 millones de años (Gale et al., 2020).

Dentro del Cretácico Superior el primero de los pisos es el Cenomaniense, en el cuál se propuso el ammonites *Mantelliceras mantelli* como marcador de la base de este piso cronoestratigráfico. A pesar de este marcador fósil, al ser realmente escaso en algunas regiones e incluso ausente en las cuencas oceánicas, el Grupo de Trabajo del Cenomaniense seleccionó la presencia del foraminífero planctónico *Thalmaninella globotruncanoides* como criterio de límite basal del Cenomaniense. La sección GSSP elegida para esta sección se sitúa en el monte Risou, en el sureste de Francia. El Cenomaniense comenzó hace 100,5 millones de años (Gale et al., 2020).

La base del Turoniense destaca por la presencia de la especie de ammonites *Watinoceras devonense*, situado cerca del evento anóxico oceánico número dos (Oceanic Anoxic Event 2, OAE2). La sección GSSP se sitúa en el anticlinal de

Rock Canyon, al este de Pueblo (Colorado, Estados Unidos). El piso Turoniense comenzó hace 94 millones de años (Gale et al., 2020).

El marcador propuesto para establecer la base del Coniaciense es el género fósil de bivalvos denominado *Inoceramus*, dentro el cual se encuentra la especie clave *Cremmoceras deformis erectus*. Este bivalvo extinto se encuentra a lo largo de la provincia biogeográfica de Europa-América. Como sección GSSP se proponen dos estratotipos límites, los cuales se sitúan en la cantera Salzgitter-Salder, suroeste de Hannover (Alemania norte) y Slupia Nadbrzezna (Polonia central). El Coniaciense comenzó hace 89,8 millones de años (Gale et al., 2020).

Cladoceras undulaticatus es un *Inoceramus*, que marca la base del Santoniense. La sección GSSP que se establece para este piso se encuentra en la cantera de margas de Olazagutia, Navarra (España). El Santoniense se inició hace 85,7 millones de años (Gale et al., 2020).

Se propone el comienzo del evento de polaridad invertida Chron C33r como límite principal para establecer la base del Campaniense. La sección GSSP establecida para el Campaniense se localiza en la garganta *Bottacione* en *Gubbio, Umbria* (Italia). El Campaniense se inició hace 83,65 millones de años (Gale et al., 2020).

Para finalizar, el Maastrichtiense tiene como base la presencia de la especie de ammonites *Pachydiscus neubergicus*. La sección GSSP de este piso se encuentra en el pueblo de Tercis les Bains, en el suroeste de Francia. El Maastrichtiense comenzó hace 72,2 millones de años (Gale et al., 2020).

2.2. Estratigrafía

2.2.1 Bioestratigrafía marina.

Dentro de los macrofósiles se encuentran los ammonites, los cuales son la principal fuente de referencia para la mayoría de secuencias marinas del Cretácico. La sucesión de ammonites que pertenecieron al mar del Tetis y que se encuentran actualmente en la región occidental del Mediterráneo dicta la zonificación del Cretácico Inferior, mientras que el Cretácico Superior está representado por la serie de ammonites pertenecientes a la cuenca interior de Estados Unidos occidental (Gale et al., 2020).

Sin embargo, el principal problema de estos macrofósiles situados en las zonas occidentales es que son generalmente endémicos de la región a la que pertenecen y su paralelismo con otros ammonites que se encuentran en el mundo se tienen que realizar de manera indirecta. Las diferentes zonas y subzonas en las que se agrupan los datos pertenecientes a los ammonites se correlacionan con los diferentes pisos cronoestratigráficos del Cretácico. Otro de los problemas de los ammonites es que sus fósiles raramente se conservan o incluso se encuentran ausentes en facies de tipo “creta” (desarrolladas desde el Turoniense hasta el Maastrichtiense) que se hallan a lo largo del norte de Europa y que se extienden hacia el este hasta llegar a Asia central. Que se preserve un fósil de ammonites en este tipo de facies depende de su endurecimiento diagenético temprano, anterior a la disolución del aragonito (Gale et al., 2020).

Los bivalvos de la familia *Inoceramidae* son un grupo de fósiles marinos que se extinguieron a mediados del Maastrichtiense y es un grupo fosilizado del Cretácico Superior. Debido a su amplia distribución permiten proporcionar un esquema zonal detallado desde el Albiense al Maastrichtiense. Estos bivalvos eran seres bentónicos pteromorfos cuyas conchas estaban pavimentadas con prismas de calcita, las cuales se preservan en su totalidad, mientras que el interior es nacarado con aragonito. Estos fósiles se encuentran en una gran cantidad de hábitats de extensión global y poseen un bajo endemismo, por lo que les hace ideales para realizar una correlación interregional (Gale et al., 2020).

Los crinoideos roveacrínidos eran organismos pequeños y pelágicos localizados en ambientes marinos abiertos desde el Albiense al Maastrichtiense. Al igual que el grupo de macrofósiles anterior, son ideales para realizar una correlación interregional (Gale et al., 2020).

Dentro de los microfósiles se encuentran los foraminíferos plantónicos, de los cuales se tienen amplios registros desde el Berriasiense al Barremiense. Únicamente desde el Cretácico medio en adelante este grupo sufre una radiación adaptativa y una propagación geográfica. Desde el Cenomaniense al Turoniense estos foraminíferos desarrollan una especiación y cambios fisiológicos como la ampliación del caparazón. Estos cambios reflejan la adaptación a la subida general del nivel del mar, calentamiento global y aumento del gradiente de densidad en la superficie del agua (Gale et al., 2020).

Otro grupo de microfósiles pelágicos significativos son los calpionélidos (*Calpionellidae*). Presentan un caparazón muy fino en forma de jarrón. Los calpionélidos surgen en el Jurásico Superior, pero desaparecen al principio del Hauteriviense. En el reino de Tetis eran abundantes tanto en plataformas carbonatadas como en emplazamientos situados en cuencas más profundas, por lo que estos microfósiles permiten establecer interrelaciones bioestratigráficas antes de que fueran más los foraminíferos planctónicos (Gale et al., 2020).

Los nanofósiles calcáreos son los principales integrantes de las enormes formaciones de calizas que cubrían el noroeste de Europa durante el periodo Cretácico. Estos nanofósiles se han depositado de manera general a lo largo del Cretácico y el Cenozoico en todos los entornos oceánicos y sedimentos por encima del límite de profundidad de disolución del carbonato (Gale et al., 2020).

2.2.2 Magnetoestratigrafía y quimioestratigrafía.

Dentro de la estratigrafía física se encuentra la magnetoestratigrafía, la cual muestra una secuencia de anomalías magnéticas marinas que ocupa parte del Cretácico (secuencia-M) y que se desarrollan desde el final del Jurásico hasta el comienzo del Aptiense. La biomagnetoestratigrafía revela y relaciona diferentes organismos del Cretácico temprano como calpionélidos o microfósiles calcáreos con crones de polaridad dentro de la secuencia-M. El Berrasiense corresponde con los crones M18-M15. El límite Berriasiense-Valanginiense abarca los crones M15-M13 y el límite Hauteriviense-Barremiense comprende el intervalo cron M10N al M1. Algunas de estas secciones presentan zonas de polaridad magnética con una duración cíclica, indicando la existencia de una tasa de dispersión constante de las lineaciones magnéticas hawaianas durante el Valanginiense al Barremiense (Gale et al., 2020).

Dentro de la secuencia-C se encuentran los crones C33r hasta el C29r, los cuales tienen una conexión con macrofósiles y nanofósiles correspondientes al intervalo que hay entre el Cenomaniense hasta la base del Cenozoico (Gale et al., 2020).

La estratigrafía química muestra las variaciones de enriquecimiento de carbono y los isótopos de carbono más estables. Las oscilaciones que se producen en el ciclo de carbono, denominadas eventos anóxicos oceánicos (OAEs), aparecen en el registro estratigráfico del Cretácico. Estas variaciones y acumulaciones de carbono vienen dadas por la extensión de sedimentos ricos en materia orgánica.

Además, estas incursiones de carbono parecen estar precedidas o justo coinciden con enormes erupciones de basaltos, lo que puede llegar a formar un exceso de carbono y como consecuencia dar lugar a una anoxia oceánica cuya evidencia se muestra por la presencia de “shale” o lutitas oscuras. Estas rocas detríticas acumulan restos orgánicos y son fuente de hidrocarburos (Gale et al., 2020).

Los OAEs globales más significativos son el OAE1a correspondiente al Aptiense temprano y el OAE2 correspondiente al Cenomaniense tardío. El primero de ellos, nombrado evento Selli, tiene una significativa firma isotópica de $\delta^{13}\text{C}$. Este evento rico en materia orgánica sufre una gran oscilación positiva de $\delta^{13}\text{C}$, precedida de una disminución acentuada de este mismo isótopo. Este evento tiene lugar en el segmento más bajo de la zona de foraminíferos *Leopoldina cabri*. El evento Selli produjo una crisis global de los nanofósiles calcáreos denominados nanocónidos, todo ello durante un proceso en el que los niveles de pizarras bituminosas eran importantes. En el segundo evento OAE2 las oscilaciones abarcan las zonas de ammonites *Metoicoceras geslinianum* y *W. devonense* (Gale et al., 2020).

El isótopo estable de oxígeno $\delta^{18}\text{O}$ también permite establecer un registro detallado de la temperatura oceánica. Aparte de estos isótopos, hay otros componentes como las moléculas orgánicas TEX₈₆, que permiten establecer un registro preciso de las tendencias climáticas del Cretácico. Otro indicador de temperatura, en este caso de periodos más fríos, es el mineral pseudomorfo muy inestable ikaita, el cual sólo se forma a bajas temperaturas. Este mineral es recurrente en los pisos Valanginiense, Aptiense, Albiense y Maastrichtiense; poniendo en evidencia la existencia de glaciares en las latitudes más altas durante estos periodos de tiempo. Sin embargo, el $\delta^{18}\text{O}$ revela que durante los pisos Albiense y Cenomaniense hubo un aumento progresivo de las temperaturas (Gale et al., 2020).

2.2.3 Otros eventos importantes.

Otros eventos estratigráficos importantes son la presencia de grandes provincias ígneas formadas durante el Cretácico, las cuales son:

Provincia de Paraná-Etendeka (~136-133 m.a.). El inicio del proceso de “rifting” del Atlántico sur estuvo acompañado con la formación de los basaltos de la cuenca del Paraná y los “traps” de Etendeka en Namibia.

Meseta Ontong Java – Meseta Manihiki (~125-123 m.a.). Una serie de grandes erupciones volcánicas a mediados del Aptiense fueron las que produjeron la aparición de estas dos mesetas en el Pacífico oeste ecuatorial. La formación de la meseta Ontong Java podría ser la causa de la formación del evento Selli.

Meseta Kerguelen (~118 m.a.). La aparición de la porción más grande de esta meseta localizada en el sur del océano Índico está relacionada paralelamente con la erupción del Rajmahal Trap, originada en el este de India.

Provincia ígnea Caribeño-Colombiana (~90 m.a.). El vulcanismo de esta provincia pudo haber contribuido a la excursión de isótopos de carbono en el evento OAE2, al final del Cenomaniense.

Deccan Traps (~66-65 m.a.). Formación volcánica que cubre la zona central de la India. Su fase más importante de erupción coincide con el final del Cretácico (Gale et al., 2020).

También hay que mencionar los impactos de bólidos extraterrestres más significativos:

Cráter Morokweng. Situado en el desierto del Kalahari en Sudáfrica con un diámetro de cráter de unos 70 kilómetros. Análisis de U-Pb y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muestran una edad de 145.2 millones de años.

Cráter Mjølnir, situado en el norte de Noruega con un diámetro de alrededor de 40 km. Tiene una edad de 142 millones de años.

Cráter Tookoonoka. Situado en Australia, con un diámetro de 50 km y una edad de 128 millones de años.

Cráter Kara, localizado en el norte de los Urales (Rusia). Presenta más o menos 65 km de diámetro y tiene una edad de 70.3 millones de años.

Cráter Chicxulub. Localizado en Yucatán, México. Su diámetro es el más grande con diferencia (alrededor de 170 km de diámetro) y su presencia marca el final de la era Mesozoica hace 66 millones de años (Gale et al., 2020).

2.3. Escala de tiempo

La escala de tiempo geológico 2023 (*Geological time scale*, GTS2023) sigue las mismas pautas que GTS2012. Estas escalas son: 1) las zonas de ammonites del Tetis desde el piso Berriasiense al Barremiense, las cuales están calibradas siguiendo el modelo de tiempo M-secuencia o la cicloestratigrafía indicada en secciones francesas de referencia; 2) las zonas de ammonites y microfósiles desde el Aptiense al Albiense calibradas para cicloestratigrafía y limitadas por datos radioisotópicos y 3) las zonas de ammonites de América del Norte que van desde el Cenomaniense al Maastrichtiense, también relacionadas con cicloestratigrafía (Gale et al., 2020).

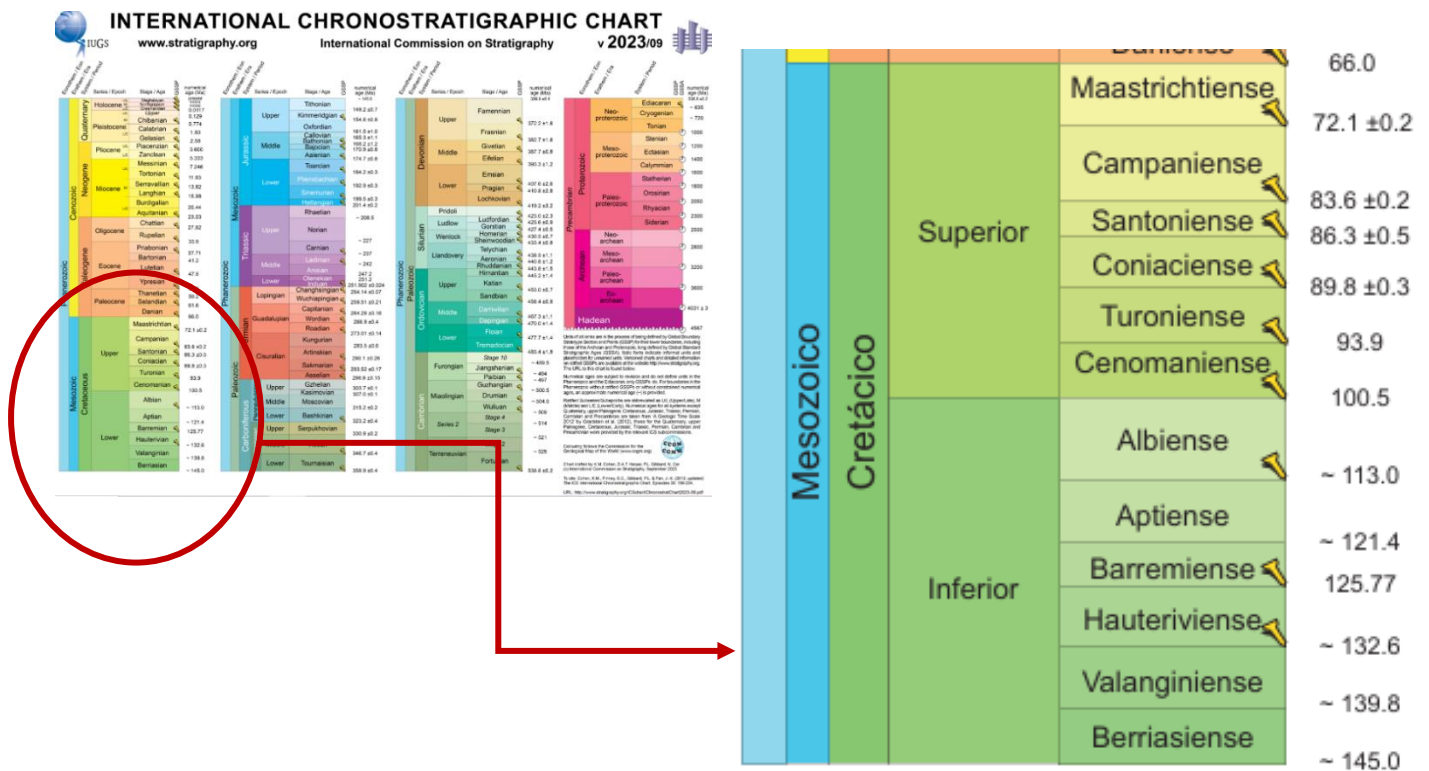


Figura 1. Fragmento de tabla cronoestratigráfica correspondiente al periodo Cretácico (Cohen et al., 2023).

3. PALEOGEOGRAFÍA, PALEOCLIMA Y NIVEL DEL MAR

3.1 Paleogeografía

A principios del periodo Cretácico se encontraban dos grandes continentes, en el norte Laurasia y al sur Gondwana, ellos dos separados ampliamente hacia el este por el océano Tetis. Hacia el oeste, el Tetis formaba una zona estrecha donde hoy se encuentra la región Mediterránea. Este estrechamiento conducía al océano central Atlántico, el cual estaba rodeado de corteza terrestre. Casi llegando al final del periodo, la masa de agua que correspondía al océano Atlántico se había abierto tanto al norte como al sur creando el inicio del actual océano Atlántico. La rotación en sentido antihorario y la deriva hacia el norte del continente africano/árabe hizo que se cerraran las grandes extensiones de masa oceánica del Tetis y apareciera detrás de este continente el océano Índico. La vía continua ecuatorial que separaba los dos grandes continentes fue desapareciendo (Figura 2).

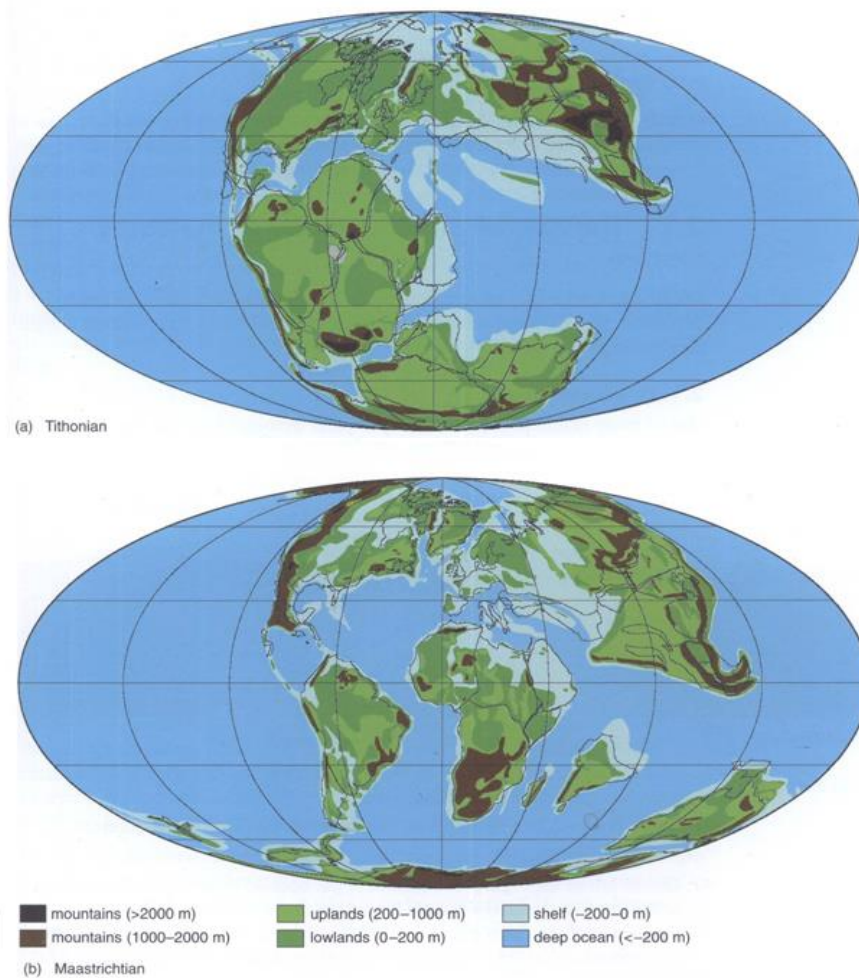


Figura 2. Mapas paleogeográficos correspondientes al Titoniense (final del Jurásico), y más abajo al Maastrichtiense (final del Cretácico) (Skelton, 2002).



Figura 3. Testigos de sondeo recopilados de debajo del fondo oceánico a unos 250 km al oeste de Oporto por el Programa de Perforación Oceánica (ODP) (Skelton, 2002).

El crecimiento del océano Atlántico tiene como origen la ruptura de la corteza continental, dando lugar a la formación del fondo oceánico. Todo ello se puede datar gracias a las evidencias de rocas procedentes del manto expuestas en el fondo marino. Los testigos de sondeo perforados por el Ocean Drilling Program (ODP) sugieren que la apertura del océano Atlántico Norte tuvo lugar entre los márgenes de la costa noroccidental ibérica y los Grandes Bancos de Terranova durante el Cretácico Inferior (Skelton, 2002).

El testigo de sondeo de la (figura 3a) corresponde a una brecha formada por clastos de rocas ultramáficas (generalmente anfibolitas), los cuales se encuentran englobados en caliza del Aptiense. Esto indica que las fallas habían dejado al descubierto en el fondo oceánico rocas de la corteza inferior y comenzaba la expansión del fondo oceánico. El testigo de la (figura 3b) presenta fragmentos de peridotita señalados con la letra S. Además, hay margas del Aptiense con cantos de serpentinita (ambos testigos de sondeo se pueden observar en la figura 3). La exposición de este tipo de roca representa el final de ruptura de la corteza continental y el inicio de la expansión fondo oceánico (Skelton, 2002).

El Atlántico sur estaba separado de la cuenca correspondiente al Atlántico central, a diferencia del norte. De acuerdo con Hay *et al.* (1999), la zona de América del sur estaba rodeada por la región del Cabo correspondiente al sur de África. Esta unión empezó a romperse a medida que las fallas de triple unión situadas a lo largo del margen oriental de América del sur hacían posible la abertura entre estas dos regiones. De manera simultánea, África también se separaba. Debido a este proceso el Atlántico sur adquirió una forma de cuña. Inicialmente, el Atlántico sur y central presentaban una conexión inexistente

debido a unión del noreste de Brasil y el margen sur de África occidental, los cuales se deslizaban uno sobre otro debido a una falla transformante y dextral. Al final del Albiense, los márgenes de Brasil y África se separan entre sí permitiendo esta conexión oceánica y el traslado de fauna marina (principalmente de especies de ammonites) de una zona a otra (Skelton, 2002).

La zona tectónica de la región caribeña juega un papel importante en cómo se relacionaba el Atlántico central con el océano Pacífico durante el Cretácico. Actualmente, a lo largo de las Antillas Mayores (Cuba y Puerto Rico), se localizan sedimentos de origen volcánico pertenecientes al Cretácico (principalmente rocas ígneas y volcanoclásticas). Estos sedimentos evidencian la presencia de que hubo al menos un arco volcánico localizado en esta área durante el Cretácico, aunque se encuentre duramente diseccionado y deformado por la actividad tectónica posterior. Casi la totalidad de expertos coinciden en que la placa del Caribe se concibió en el Pacífico, pero se desplazó con posterioridad hacia el este a través de las dos américas (Skelton, 2002). Dos de los modelos más plausibles para explicar este proceso son:

En el modelo de Pindell (1994), el arco volcánico situado en las Grandes Antillas estaba relacionado con el proceso de subducción del fondo oceánico en dirección suroeste. Conforme las placas americanas situadas a ambos lados se movían hacia el océano Pacífico, el fragmento de fondo oceánico que se convertiría en la placa del Caribe se deslizó entre ambas placas dando lugar al arco volcánico de las Antillas Mayores en su borde delantero. Posteriormente, este arco se degrada a finales del Cretácico, durante el Campaniense. Durante este tiempo se forma una nueva zona de subducción y un arco volcánico situado al oeste asociado a ésta, el cual dará lugar a la formación del istmo centroamericano. Mientras tanto, la placa del Caribe siguió avanzando hacia el este entre las dos Américas. Además, esta placa sufrió extensas deformaciones transformantes en sus márgenes norte y sur (Skelton, 2002).

El modelo propuesto por Kerr et al., 1999; no difiere mucho del anterior salvo en el que la subducción se dirige hacia el noroeste en el lado del Pacífico del arco volcánico de las Antillas Mayores. Justamente la polaridad opuesta al modelo anterior propuesto por Pindell (Skelton, 2002).

Ambos autores muestran evidencias geoquímicas de basaltos del arco primigenio situadas en el noreste del arco. Además, se encuentran restos de un segundo sistema de arco de corta duración más antiguo donde se consumió el fondo oceánico protocaribeño. Este complejo se fue comprimiendo contra el promontorio de las Bahamas de América del norte. Kerr et al. (1999) documentaron un suceso importante del Cretácico tardío, relacionado con la aparición de una pluma magmática en la placa del Caribe, que podría explicar el espesor anómalo de esta placa y el bloqueo del proceso de subducción de las Antillas mayores, además de su movimiento hacia el oeste en Centroamérica. La aparición de la placa caribeña anormalmente engrosada entre las dos américas limitó mucho la conexión de aguas profundas oceánicas entre el Atlántico y el Pacífico, aunque había conexiones entre los océanos limitadas a las aguas poco profundas donde la fauna de rudistas se encontraba en zonas someras a ambos lados.

Según la reconstrucción de Hay et al. (1999) de hace 80 millones de años, América del sur permanecía conectada al continente antártico a través de los Andes meridionales durante todo el Cretácico. Además, Australia seguía unida a la Antártida. La desintegración de Gondwana en el Cretácico Inferior produjo la retirada de los continentes previamente unidos a los márgenes meridionales de África y el aislamiento de ésta. Debido a este evento se creó una vía marítima periafricana que se extendía desde el océano Atlántico al incipiente océano Índico. Durante el Cretácico Inferior, la deriva de la India junto con Madagascar desde la Antártida produjo una ampliación del océano Índico hacia el este. La aparición de un complejo de promontorios, compuesto por la meseta Kerguelen, la dorsal oceánica Broken y la dorsal del meridiano 90 este; dio lugar a la formación de un puente temporal entre el complejo India/Madagascar y la Antártida durante el Cretácico superior, aunque al final se acabara hundiendo a medida que la corteza oceánica se enfriaba. Toda esta reconstrucción proporciona una idea del desarrollo del sistema oceánico sur (Skelton, 2002) (Figura 4).

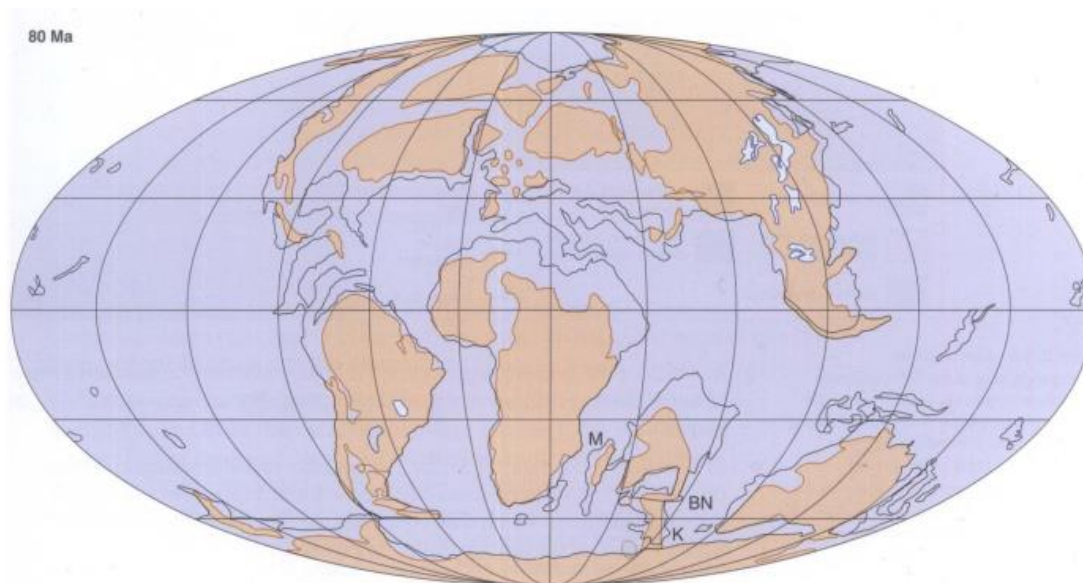


Figura 4. Reconstrucción paleogeográfica del mundo de hace 80 millones de años por Hay et al., (1999). (Skelton, 2002)

BN (Broken ridge and Ninety-East ridge complex); K (Kerguelan plateau); M (Madagascar).

En el margen sur del océano Tetis, extendido desde el norte de África hasta Arabia, se desprendían fragmentos microcontinentales, los cuales sustentaban extensas plataformas carbonatadas poco profundas en la zona central del Tetis. En el margen norte del Tetis el proceso de subducción dirigido hacia el norte consumió corteza oceánica junto con el continente laurasiático y sus terrenos fragmentados. En la zona alpina este proceso de subducción estaba dirigido hacia al sur por debajo de una microplaca en forma de lengua que carga con diversas plataformas calizas hacia el norte (Skelton, 2002).

En algunos sectores se producía la formación de ofiolitas, las cuales son segmentos de la corteza oceánica que fueron deformados y empujados hacia el margen continental opuesto. Cabe destacar la ofiolita Semail de Omán, situada en el margen sur del Tetis, al este de Arabia (Skelton, 2002).

Tanto la rotación en sentido contrario a las agujas del reloj, así como el movimiento hacia el norte de África provocó el cierre del océano Tetis. Iberia sirvió de pivote para que el continente africano rotara a medida que el golfo de Vizcaya se abría. Al final del Cretácico, se produjo la formación de los Pirineos

debido al choque del margen norte de Iberia con el sur de Francia (Skelton, 2002).

El océano Pacífico en su borde presenta un anillo de zonas de subducción, en las cuales se consume corteza oceánica de forma asimétrica. Debido a esta subducción asimétrica, la red de dorsales oceánicos responsables de la formación de corteza del océano Pacífico se sitúa actualmente en la parte oriental, con sólo algunas pequeñas placas flanqueando las Américas (Skelton, 2002).

Sin contar la placa del Caribe, el remanente que queda del fondo oceánico del Cretácico en la zona oriental (denominada placa de Farallón) son terrenos procedentes de mesetas y guyots oceánicos que crecieron en los márgenes americanos. El proceso de subducción ocurrió rápidamente durante el Cretácico debido al avance hacia occidente de las placas americanas en cuanto se abrió el Atlántico, además las bandas magnéticas del fondo oceánico evidencian una tasa de expansión muy alta en esa zona durante los 125-70 millones de años. La desaparición de fondo oceánico produjo un ascenso de cantidades ingentes de magma como resultado de la fusión parcial de las placas tectónicas descendentes localizadas a lo largo de los márgenes occidentales de América. Este hecho provocó la formación de grandes batolitos como los Andes peruanos o Sierra Nevada de California (Skelton, 2002).

Por debajo de la litosfera del Pacífico existía la actividad de una superpluma responsable del desarrollo de numerosos montes submarinos y mesetas que con frecuencia alcanzaban el nivel del mar.

La era Mesozoica estuvo dominada por la desintegración progresiva de Pangea, aunque durante el Cretácico no se produjeron colisiones continentales importantes. Por lo tanto, cabe suponer que las principales cadenas montañosas del Cretácico se formaron en zonas de subducción (de las cuales las más importantes son las que bordean el océano Pacífico y las que se encuentran en el margen norte del océano Tetis), incluidos las zonas de acreción de terrenos (Skelton, 2002).

Las áreas de elevación más rápidas, dentro de las cadenas montañosas, se dieron lugar en zonas localizadas con movimientos de transpresión del terreno,

como es el caso del suroeste de Borneo. Aunque en general, la intrusión masiva de plutones de baja densidad en los márgenes americanos de áreas de subducción dio lugar a un acelerado levantamiento en el Cretácico, junto con la formación de grandes cantidades de sedimento (Skelton, 2002).

El aumento tanto de la longitud de las dorsales oceánicas como de su tasa de expansión, aparte de las protuberancias formadas a partir de la superpluma del pacífico, dio lugar a la transgresión eustática por desplazamiento de masas de agua de cuencas oceánicas que hicieron que ascendiera el nivel del mar (Skelton, 2002).

A pesar de la extensión de vías marítimas poco profundas a través de los continentes, las conexiones de aguas profundas entre las cuencas del Atlántico y las cuencas oceánicas vecinas fueron limitadas durante gran parte del periodo. Las restricciones parciales de las cuencas del Atlántico, junto con la evaporación intensa en las regiones áridas, dio lugar a la formación y acumulación de aguas profundas hipersalinas, las cuales desembocaban en otras cuencas oceánicas. Esto sugiere que el suministro de esta agua salina templada a regiones polares del Pacífico y zonas del atlántico sur, pudo provocar la formación de un clima cálido y uniforme a finales del Cretácico. Este mismo proceso ocurrido en cuencas semi-restringidas del océano Tetis y mares poco profundos circundantes distribuidos por los continentes dio lugar a un proceso de estancamiento de agua hipersalina densa, lo que provocó procesos esporádicos de anoxia marina (Skelton, 2002).

3.2. Cambios del nivel del mar

El geólogo Eduard Suess fue el primero en discutir en 1875 el acontecimiento denominado “La Gran Transgresión del Cretácico”, en la que los mares pocos profundos cubrían ampliamente las plataformas continentales y los continentes. Esta inundación marina fue muy acentuada y extendida durante la mayor parte del Cretácico Superior, concretamente la amplitud máxima que alcanzó este cambio global en el nivel del mar se produjo durante el Turoniense (Skelton, 2002).

Todas las estimaciones propuestas coinciden que durante el Cretácico hubo un ascenso del nivel del mar de más de 200 metros de diferencia respecto al actual

(ver Figura 5). Las áreas ampliamente elevadas de corteza oceánica joven y caliente jugaron un papel muy importante en el desplazamiento de agua oceánica (Skelton, 2002).

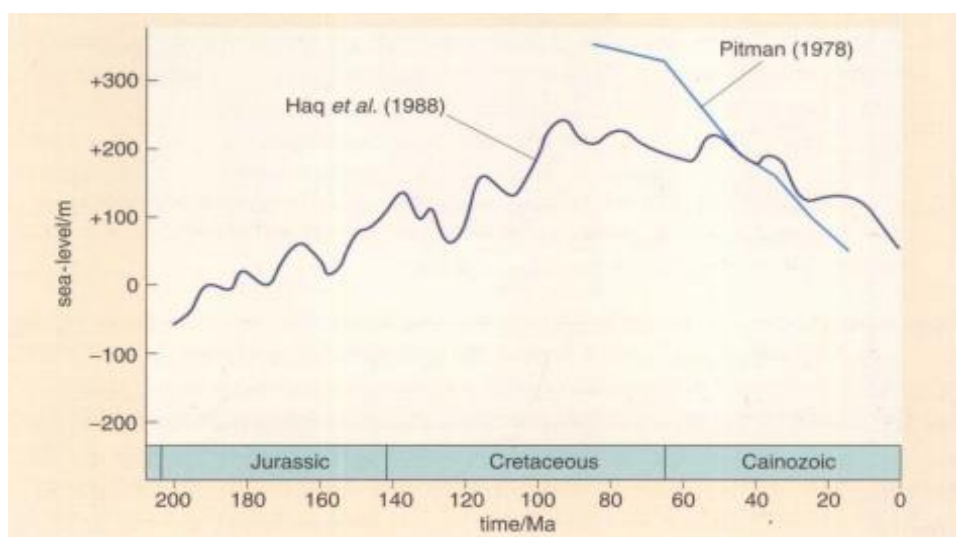


Figura 5. Curvas eustáticas propuestas por Pitman (1978) y Haq et al. (1988) que indican la diferencia en el nivel del mar que había durante este periodo con respecto a la actualidad. (Skelton, 2002)

Los niveles medios del mar, los cuales eran altos, junto con condiciones predominantes de efecto invernadero van acompañados de cambios de baja amplitud y corta duración en el nivel del mar. Este hecho dio lugar a mares epicontinentales que cubrían plataformas o rampas de ángulo bajo, donde se depositaban ciclos sedimentarios de baja amplitud (alrededor de 10 metros de espesor). El calentamiento climático periódico forzado orbitalmente tuvo su efecto sobre el nivel global del mar, solamente a través de la expansión térmica de las aguas superficiales. (Skelton, 2002).

Dentro de la estratigrafía secuencial, en una escala de tiempo amplia, existe un ciclo transgresivo-regresivo de cambio en el nivel del mar. El ciclo tiene como límite inicial el Berriasiense tardío, alcanzando la transgresión más alta en el Turoniense temprano. A partir de ese momento tiene lugar un periodo de regresión en el que el nivel del mar desciende progresivamente hasta llegar al Paleoceno (Gale et al., 2020).

3.3. Paleoclima

Algunos geólogos sugieren que el Aptiense superior destacó por ser más frío, con la aparición de pequeñas glaciaciones, aunque parece ser un caso excepcional ya que el Cretácico destacó por presentar condiciones predominantes de efecto invernadero.

El clima del Cretácico era más cálido que el actual. Además, destaca un calentamiento progresivo desde el Aptiense al Maastrichtiense que redujo el intervalo de temperatura anual y dio lugar a bajos gradientes de temperatura con valores de 5°C en el polo hasta 30°C cerca del ecuador. Estos bajos gradientes de temperatura contrastan con los patrones acelerados de circulación oceánica y atmosférica durante el Mesozoico, consecuencia de la fragmentación de Pangea y el desplazamiento de los continentes del hemisferio norte hacia latitudes mayores, además del movimiento de aguas oceánicas de estas latitudes mayores. Aunque en principio el gradiente de temperatura y estacionalidad se incrementara durante el Jurásico y Cretácico en la Tierra, la realidad es la indicada anteriormente con un clima estable y con un gradiente de temperatura relativamente bajo debido a que las aguas cálidas del Mar del Tetis transcurrían y vertían hacia océanos de latitudes medias y altas, haciéndolos más cálidos (Monroe et al., 2010).

Otra de las características del mundo Cretácico es la ausencia casi total de los casquetes polares debido al efecto invernadero, provocado por los altos niveles de CO₂ atmosférico. En vez de haber páramos helados en las altas latitudes, existían bosques exuberantes repletos de vida (Skelton, 2002).

4. PRINCIPALES EVENTOS GEOLÓGICOS

4.1. Límite Jurásico-Cretácico

Hubo un relevo faunístico de dinosaurios durante el tránsito Jurásico-Cretácico, el cual pudo estar relacionado con un enfriamiento producido al final del Jurásico. Las conexiones entre el Tetis y los mares del norte darían lugar a un aislamiento termal en las latitudes medias del hemisferio norte, acentuando así una provincia boreal que se situaba en el norte y otra téctica en Laurasia. Además, durante este límite, se aceleró la fragmentación de Pangea junto con la propagación del rifting desde el Atlántico central hasta el dominio del Atlántico norte. También se

produjo una apertura gradual de la cuenca nordatlántica, quedando así separada la masa continental europea de la norteamericana (Canudo, 2009).

4.2. Límite Cretácico-Paleógeno (K/Pg)

Este límite marca el paso del Mesozoico al Cenozoico, teniendo como evento clave la extinción en masa a finales del Cretácico. Supuso una de las principales extinciones de la vida en la historia geológica del planeta, con la desaparición de alrededor del 75% de las especies marinas y continentales que habitaban la Tierra (Meléndez y Molina, 2008).

Se ha podido observar este límite de manera clara en la Península Ibérica, ya que cumple con requisitos como la continuidad sedimentaria y el contenido de fósiles. Algunas localidades españolas como Caravaca o Zumaya han alcanzado una relevancia mundial debido al grado de resolución que suministran al conocimiento de la extinción de ammonites, inocerámidos y foraminíferos planctónicos. Este límite coincide con un nivel oscuro con anomalías de iridio, esférulas vítreas y espinelas ricas en níquel; todo ello asociado con el impacto del gran meteorito que acabó con los dinosaurios hace 65 millones de años.

El límite K/Pg de Zumaya está asentado en una secuencia de sedimentación marina profunda condensada. Se caracteriza por una fina capa arcillosa de color oscuro situado en la cala de Algorri en el límite entre las margas rojizas del final del Maastrichtiense y una secuencia calcárea del Paleógeno. Esta zona límite tiene 5 cm de grosor y destaca porque se encuentra afectada por una cizalla alpina, representada por diversas venas de calcita, bloqueando así la continuidad lateral de la arcilla y distorsionando su naturaleza. En el interior de

la arcilla se encuentran espinelas ricas en níquel, hollín y una anomalía de iridio (Meléndez y Molina, 2008).



Figura 6. Vista del límite K/Pg en Zumaya. Desde un punto de vista paleontológico, este límite señala la extinción total de los ammonites, una caída rotunda de foraminíferos planktónicos (93% en biomasa y 70% en diversidad) y el nanoplancton calcáreo (80% en biomasa y 60% en diversidad). (Meléndez y Molina, 2008)

4.3. Eventos anóxicos oceánicos

Rodeando el cinturón tropical del Cretácico se encontraban una amplia extensión de plataformas carbonatadas que actuaban como sumideros de carbono, las cuales presentaban un desarrollo episódico. El patrón de desarrollo de las plataformas de carbonatos del sistema Tetis/Atlántico del Cretácico empezó a tener notables diferencias entre el sur de Estados Unidos, México y el Caribe, y la región del Mediterráneo y Medio Oriente, a partir del Aptiense. Hubo una interrupción de alcance global significativa del desarrollo de estas plataformas durante el Cenomaniense, que estuvo acompañado de perturbaciones oceanográficas. También se refleja un declive acentuado de plataformas carbonatadas en el Maastrichtiense (Skelton, 2002).

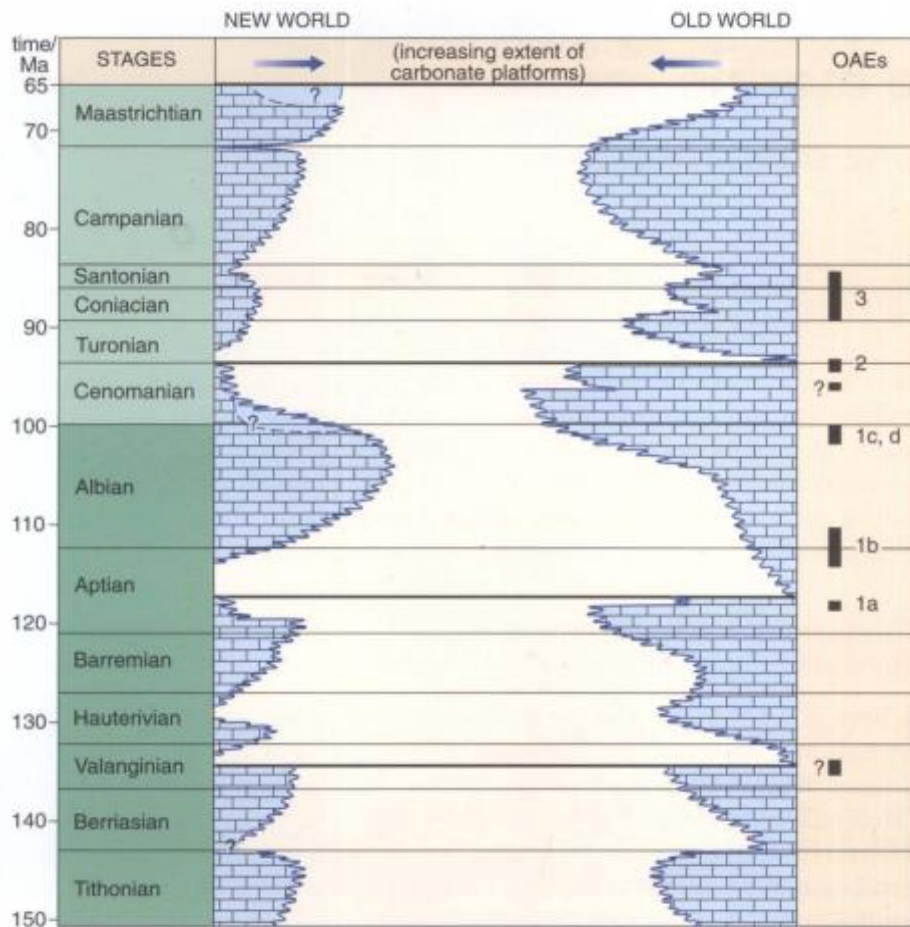


Figura 7. Desarrollo de plataformas continentales en el Océano Atlántico/Tetis durante el Cretácico. Las barritas negras representan las principales crisis de crecimiento de estas plataformas y los números señalan los principales eventos anóxicos oceánicos. (Skelton, 2002)

El rápido crecimiento y expansión de las plataformas carbonatadas se debe a la diferente biota bentónica que constituían sus principales fuentes de carbonato. Los organismos involucrados en estas fuentes son algas con esqueletos calcáreos, foraminíferos bentónicos, moluscos bivalvos, gasterópodos, corales en menor medida y rudistas (bivalvos sésiles que contribuyeron enormemente en estas plataformas, especialmente al final del Cretácico) (Skelton, 2002).

Las zonas de asentamiento de estos organismos tuvieron un incremento limitado debido a las oscilaciones del nivel del mar de corta duración y amplitud, generadas durante este periodo cálido y no glacial del Cretácico. Este incremento limitado dio lugar a la formación de secuencias deposicionales (parasecuencias) en las cuales los rudistas formaban biostromas delgados y lateralmente extensos. La parasecuencias en plataformas externas iban de mayor a menor profundidad empezando por lechos de coral, seguido por capas

de rudistas y cubiertos por calizas bioclásticas transportadas. Las parasecuencias que se localizaban en zonas más restringidas en el interior de la plataforma carecían de corales y en ocasiones estaban cubiertas de algas formadas en condiciones intermareales. Las asociaciones de rudistas eran capaces de producir tasas de carbonato comparables a los arrecifes de la actualidad (Skelton, 2002).

Steuber (2000) detectó oscilaciones periódicas de isótopos de oxígeno y carbono en conchas de rudistas, lo cual se puede interpretar como incrementos de crecimiento anual asociados a variaciones estacionales en la temperatura y composición del agua. También se ha podido medir la tasa media anual de producción de carbonato en densidades de población de rudistas típica del fondo marino del Cretácico Superior con valores en un rango de 2.2-37.7 kg CaCO₃ por metro cuadrado y año, siendo estos valores muy similares a los producidos por los arrecifes actuales. Sin embargo, las concentraciones de rudistas no sólo se situaban en los márgenes exteriores de las plataformas, sino que se situaban también en las zonas más elevadas de éstas, de manera que las corrientes y tormentas redistribuían lateralmente los restos bioclásticos de estas concentraciones (Skelton, 2002).

Las breves fases de desaparición de las plataformas coinciden con perturbaciones oceanográficas importantes, cuya principal característica era el depósito generalizado de sedimentos ricos en materia orgánica. Un ejemplo destacado es el que ocurrió al final del Cenomaniense en la región alrededor del Gubbio en el norte de Italia. El nivel estratigráfico correspondiente está señalado dentro de los sedimentos de pendiente de grano fino por una banda oscura de un metro de espesor de esquistos ricos en materia orgánica y arenas con radiolarios conocidas como “nivel Bonarelli”. En el nivel Bonarelli hay un cambio positivo de los valores del registro isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ (Skelton, 2002).

Estos depósitos ricos en materia orgánica podrían ser explicados por una alta productividad planctónica o un aumento en el transporte de materia orgánica por la columna de agua hasta el fondo oceánico, el cual se encuentra en condiciones de anoxia, permitiendo así la mejor conservación de estos sedimentos con materia orgánica ya que no hay descomposición por oxidación. Además, estos factores podrían haber ido acompañados de una disminución de la entrada de

sedimentos inorgánicos desde diferentes áreas debido al alto nivel del mar (Skelton, 2002).

La extensión global del registro de $\delta^{13}\text{C}$ conlleva un enterramiento de carbono orgánico mucho más abundante en relación con el carbono de origen inorgánico. Esto da a entender que hubo sucesos de anoxia extendida en algunas partes oceánicas. Jenkyns et al. (1976) nombró a estos sucesos episodios anóxicos oceánicos (OAE, siendo las siglas en inglés).

Durante el Cretácico ocurrieron tres intervalos importantes de OAE, de los cuales el segundo de ellos (OAE2) corresponde al Cenomaniense. Durante este piso se produjo una inundación de las plataformas desde México hasta Oriente Medio, y algunos autores sugieren que la zona de anoxia en expansión junto con la subida del nivel del mar podría haber esterilizado grandes partes de estas plataformas y provocado la extinción de manera masiva de los rudistas situados en las zonas más externas (Skelton, 2002).

Existe la posibilidad de que gran variedad de especies de rudistas empezara a disminuir su número antes de que llegara este evento de anoxia, por lo que se cree que el OAE2 fue un síntoma en vez de una causa de esta crisis ambiental.

Los eventos de anoxia restantes reflejados en la figura 7, como el del Turoniense (OAE3), provocaron una extinción menor en las biotas de estas plataformas (Skelton, 2002).

4.4. Eventos magmáticos

A mediados del Cretácico hubo una gran actividad volcánica y la liberación de gases hizo que se intensificara aún más el efecto invernadero. Esta actividad volcánica sobre todo se dio en las dorsales oceánicas y las placas oceánicas (Skelton, 2002).

En los continentes, existían grandes campos volcánicos denominados basaltos de inundación, los cuales entraron en erupción cuando los continentes se separaban (Skelton, 2002).

Mientras que el océano Atlántico se caracterizaba por hondas llanuras abisales cubiertas con sedimento pelágico, las llanuras del Pacífico estaban llenas de mesetas submarinas y restos de volcanes aplanados por acción de las olas y

coronados por plataformas con rocas carbonatadas (guyots). Muchos de estos guyots forman cadenas volcánicas como la hawaiana (Skelton, 2002).

La topografía y la variación de edad del fondo oceánico atlántico son simétricas respecto a las dorsales medio oceánicas situadas justamente próximas en el medio de este océano. Por lo tanto, la corteza oceánica más antigua se encuentra adyacente a los márgenes continentales, comprendiendo edades que van desde el Jurásico temprano al Cretácico Inferior en el Atlántico. La superficie oceánica más antigua que se encuentra en la llanura abisal del Atlántico es relativamente plana, aunque está interrumpida por crestas volcánicas perpendiculares a la dorsal oceánica como la cresta Walvis o la elevación Río Grande (Skelton, 2002).

Al contrario que en el Atlántico, las edades de la corteza en el océano Pacífico no son simétricas con respecto al centro del océano porque las dorsales oceánicas caen al este del centro del océano en el hemisferio sur y cerca de América del Norte en el hemisferio norte. La corteza del océano Pacífico es un sistema más longevo que el Atlántico, el cual se empezó a abrirse entre el Jurásico Inferior y el Cretácico Inferior cuando el supercontinente Pangea se fragmentaba (Skelton, 2002).

En los márgenes del océano Atlántico no existen zonas de subducción preservándose así la corteza más antigua en estos márgenes pasivos. En el Pacífico, gran parte de la corteza formada durante el Jurásico y Cretácico se ha subducido, bien debajo de América del Norte y Sur, debajo de la Península

Antártica o debajo del anillo de fuego que rodea el borde del Pacífico Occidental (Figura 8; Skelton, 2002).

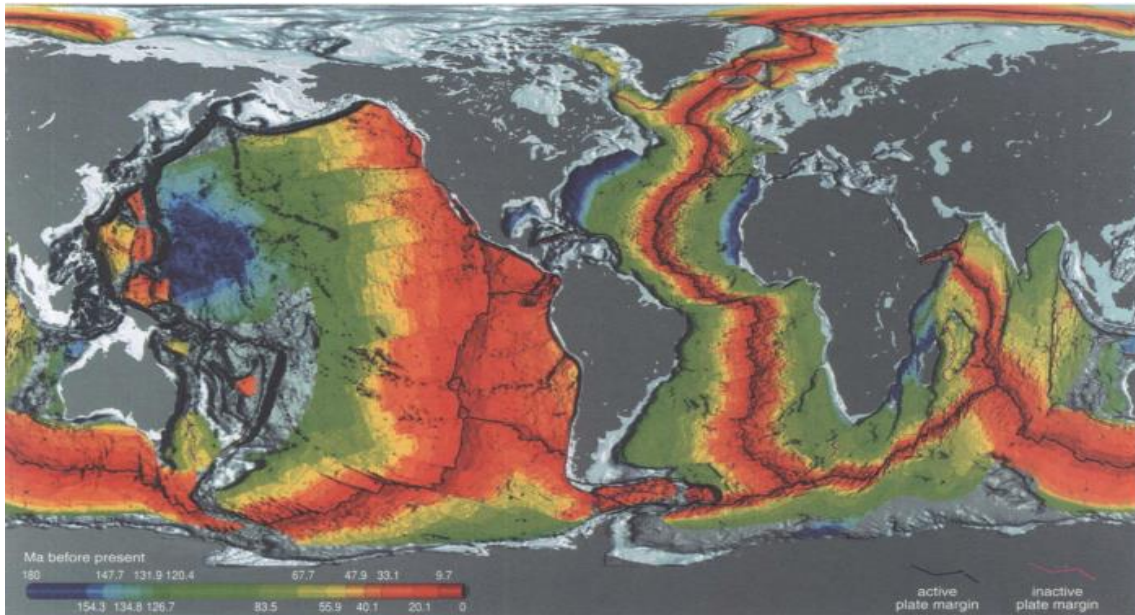


Figura 8. Mapa de las edades de la corteza oceánica basado en mediciones paleomagnéticas y datación isotópica (Skelton, 2002).

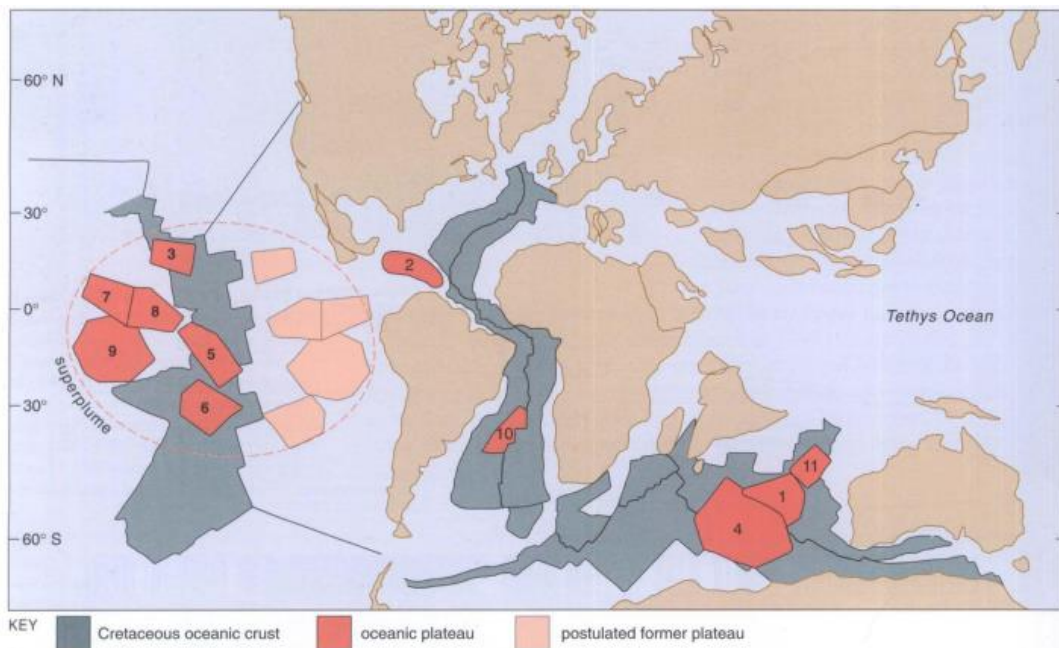


Figura 9. Reconstrucción de los continentes y océanos hace 83 millones de años (Larson, 1991), mostrando la corteza oceánica creada durante el Cretácico medio en un tono oscuro y las mesetas oceánicas en rojo. Las mesetas oceánicas son: (1) Broken Ridge; (2) Meseta Caribeña; (3) Alto de Hess; (4) Meseta de Kerguelén; (5) Islas Line; (6) Meseta de Manihiki; (7) Montes submarinos Marcus Wake; (8) Montañas del Pacífico Medio; (9) Meseta Ontong-Java; (10) Crecimiento del Río Grande; (11) Elevación Wallaby. (Skelton, 2002).

Hace 120-125 millones de años, la producción de corteza oceánica aumentó a más de 35 millones de km³ por millón de años, y así se mantuvo durante 40 millones de años. Este aumento de producción de corteza fue superior en el océano Pacífico, el cual estaba cubierto por islas y mesetas volcánicas en erupción y experimentaron tasas de expansión del fondo oceánico muy rápidas (Skelton, 2002).

Durante el Cretácico medio tuvo lugar una superpluma en el Pacífico que se extendía alrededor de 5000 km de diámetro, con un aumento de la expansión oceánica, altas tasas de producción de magma en las dorsales oceánicas y la erupción de cadenas y mesetas volcánicas (Larson, 1991). En esta superpluma se encontraba la meseta Ontong-Java, meseta Manihiki, formación lenta de las montañas del Pacífico medio, la elevación Hess, islas Line y montes submarinos Marcus Wake.

La cadena Hawaiana/Emperador es una evidencia de que las columnas del manto puedan atravesar la corteza oceánica fría dando lugar a una extensa línea de volcanes. Las plumas del manto de esta cadena se mantienen fijas mientras la corteza oceánica se mueve sobre ellas (Skelton, 2002). También mencionar que se formaron dos tipos distintos de mesetas volcánicas durante el Cretácico:

El primero corresponde con cadenas de islas volcánicas y mesetas comunes como puedes ser la cadena de montes submarinos de Magallanes o las montañas del Pacífico medio, algunas de las cuales se formaron cerca de las dorsales oceánicas y otras surgieron a través de la corteza oceánica (Skelton, 2002).

El segundo tipo da lugar a grandes provincias ígneas (LIPs, siglas en inglés). Se caracterizan por tener erupciones en las que se producen grandes cantidades de lava basáltica en una de escala de tiempo muy reducida. La meseta de Ontong-Java, en el Pacífico occidental, se produjo hace 122 millones de años y es un ejemplo de provincia ígnea con una breve explosión de actividad volcánica que duró alrededor de un millón de años (Skelton, 2002).

Los basaltos de inundación continental del Cretácico eran equiparables a los basaltos de inundación oceánica, aunque sus efectos ambientales habrían sido más perjudiciales simplemente porque las erupciones estaban en contacto

directo con la atmósfera. En cambio, gases como el SO_2 , liberados por erupciones suboceánicas se disolvían en el agua reduciendo así su efecto en la atmósfera. Los basaltos de inundación continental de los últimos 200 millones de años, mejor preservados ya que no han sido afectados por procesos de subducción, se han ligado con el rift continental y la ruptura de Gondwana (Skelton, 2002).

En el Cretácico, cuando África y América del sur se separaron la provincia ígnea Paraná-Etendeka alcanzó su mayor tasa de erupción, hace de 133-132 millones de años. Empezó a formarse el LIP de la meseta de Kerguelen a medida que se separaba África, India y Australia; junto con la Provincia de Rajmahal en la India. Nueva Zelanda se separa de Australia y la Antártida entrando en erupción la provincia de Marie Byrd Land. Los basaltos de inundación de Madagascar se desarrollaron cuando ésta se separa de la India hace 88 millones de años. El CO_2 adicional derivado de la actividad volcánica aceleró las reacciones de retroalimentación, lo que hizo que aumentaran las tasas de meteorización. Debido a esta actividad volcánica también se agregaron nutrientes junto con CO_2 disuelto a las plataformas continentales inundadas y propició la fertilización de biomasa en tierra (Skelton, 2002).

Los *traps* del Decán forman una provincia ígnea situada en el centro-oeste de la India. Utilizando la técnica Ar-Ar se demostró que el Decán entró en erupción hace entre 67-63 millones de años (coincidiendo con el final del Cretácico), con una duración de 5 millones de años y un volumen estimado, ya que parte se ha erosionado, de $5 \times 10^5 \text{ km}^3$ a $2,6 \times 10^6 \text{ km}^3$. El Decán no entró en una erupción continua, sino que es probable que tuviera numerosas erupciones como enormes flujos de capas pahoehoe y con intervalos de inactividad entre cada erupción. Los volúmenes de los flujos (en total hay 500 flujos en la parte principal del Decán, es decir, un flujo más intenso cada mil años) se calculan dividiendo el volumen total por el número de flujos y da como resultado un volumen de 2000 km^3 por flujo. Si tuviera un contenido de azufre similar al de la lava que hizo erupción en Laki, una fisura volcánica situada en el sur de Islandia, podría haber liberado a la atmósfera unos $1,8 \times 10^{12} \text{ kg}$ de SO_2 cada año, lo cual sería una cantidad cien veces mayor a la tasa actual (Skelton, 2002). El que estas

cantidades de SO_2 tuvieran efectos sobre el clima global dependía de dos factores:

El primero de ellos es la altura de la tropopausa y la altura de la pluma volcánica durante la erupción. En la actualidad, si el Decán estuviera situado cerca de los trópicos, como ocurrió hace 65 millones de años, la tropopausa había tenido una altura de 18 km. Aunque los penachos volcánicos de esta provincia seguramente eran altos no se puede determinar si su vulcanismo habría alcanzado la estratosfera. Además, se espera que el clima cálido del Cretácico Superior tuviera una tropopausa más alta (Skelton, 2002).

El segundo factor indica que, si el SO_2 hubiera llegado a la estratosfera, éste se hidrata formando H_2SO_4 , provocando así un enfriamiento global al absorber la radiación solar. Sólo se puede hidratar todo el SO_2 si hay suficiente H_2O en la estratosfera. Si no hubiera suficiente agua se mitigarían los efectos iniciales de la erupción volcánica, pero se podría prolongar la duración total de cualquier efecto climático global (Skelton, 2002).

Existe la hipótesis no probada alrededor de las columnas volcánicas del Decán. Si hubieran llegado a la estratosfera habrían provocado un enfriamiento global, dando lugar a una extinción masiva. Las emisiones de SO_2 tienen el potencial de alterar el clima ya que en la atmósfera hay pocas cantidades de este compuesto, pero con el CO_2 es diferente (Skelton, 2002).

El CO_2 total liberado por el Decán pudo estar en un rango de $2,6 \times 10^{15}$ kg a 9×10^{15} kg. Contando con las retroalimentaciones del ciclo de carbono esta cantidad de CO_2 pudo haber aumentado el nivel en la atmósfera hasta 75 ppm, lo cual daría a un calentamiento global de orden de 1 a 2 °C. Este resultado es escaso para provocar un cambio climático global y dar lugar a una extinción importante en el límite Cretácico/Terinario (Skelton, 2002).

4.5. Eventos de impacto

El cráter Chicxulub, situado al noroeste de la península del Yucatán (México), es la prueba irrefutable de que hubo un impacto de un meteorito en el límite K/Pg. Se presupone que el meteorito tendría unos 10 km de diámetro y el impacto pudo haber liberado una energía de 100 teratones (Poveda y Cordero, 2008). El área que rodea este cráter habría sido devastada (Skelton, 2002).

Según la paleogeografía del momento el cráter estaría situado en aguas poco profundas (100 a 200 metros) en una plataforma de carbonatos. Al sur del cráter, se encuentran una serie de depósitos inusuales con material similar a una brecha con un grosor de varias decenas de metros en la zona de frontera entre México, Belice y Guatemala; a 250-350 km del centro del cráter. Estos depósitos se han interpretado como partes del manto de eyección del cráter. Este manto de eyección se manifiesta por más de 20 metros de brecha que contiene grandes bloques de dolomías, así como pequeñas esférulas de arcilla verde, las cuales se cree que representan vidrio de impacto alterado. La brecha se asienta sobre dolomías del Cretácico Superior (Skelton, 2002).

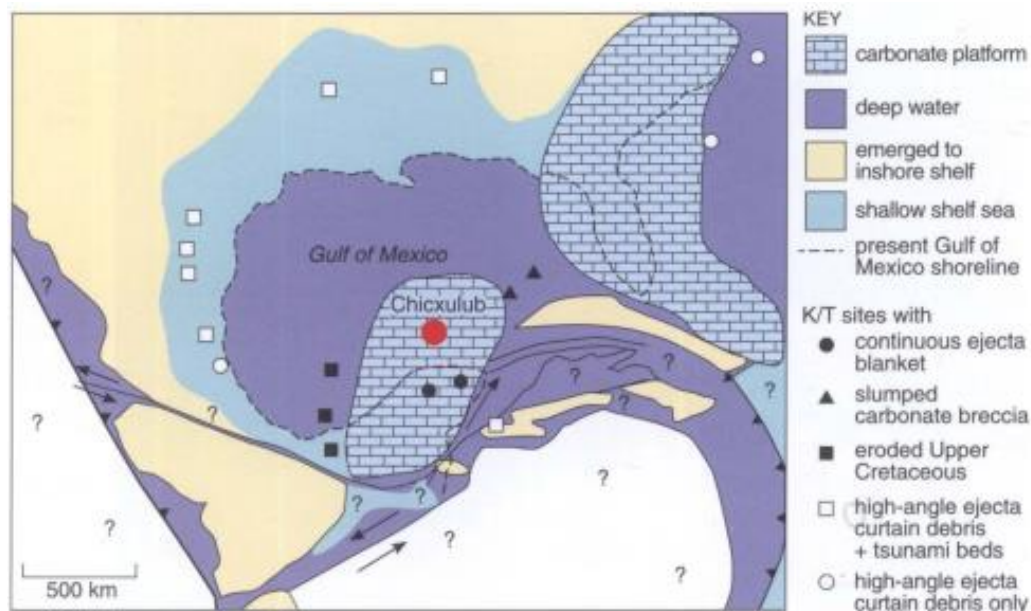


Figura 10. Paleogeografía de la región del Golfo de México en el momento del impacto de Chicxulub. (Skelton, 2002)

El límite K/Pg está marcado alrededor del mundo por una capa de arcilla enriquecida en iridio y otros restos del impacto. Por el contrario, alrededor del golfo de México, este límite está marcado por una secuencia de areniscas clásticas de 2 a 4 metros de espesor, que pertenecen a ambientes de depósito de alta energía (Skelton, 2002).

La sección que representa este límite está formada en su base por eyecciones del impacto en Chicxulub y contiene minerales, esférulas y vidrios de impacto

junto con clastos desgarrados de la capa de margas subyacente del Cretácico Superior. Cubriendo esta base se encuentra una arenisca gruesa laminada que presenta abundante material terrígeno y fragmentos de plantas. La arenisca pasa a una sucesión de finas capas de arenisca y limolita, esta última enriquecida en iridio, diamantes producidos por impacto y espinelas de magnesioferrita (Skelton, 2002). Para esta sucesión K/Pg se ha sugerido tres interpretaciones:

En la primera propuesta estas capas son resultado de tsunamis generados por el impacto.

La segunda representa una secuencia de Bouma como resultado de flujos de turbiditas producidas por el impacto.

La tercera propuesta corresponde a capas que se depositaron en un escenario sin impacto durante un periodo de tiempo de miles de años como resultado de los cambios en el nivel del mar (Skelton, 2002).

La primera propuesta es la más acertada porque las estructuras sedimentarias (ripples) que aparecen en lo más alto de la secuencia de areniscas indican que hubo una interacción de grandes olas entre sí cuando golpearon la tierra. Además, en Blake Nose, frente a la costa de Florida, en el océano Atlántico, los testigos de perforación indican un plegamiento y deslizamiento de rocas sedimentarias dispuestas de manera subyacente a las eyecciones del impacto del límite K/Pg. Se cree que puede ser por una falta masiva del margen continental del Atlántico Norte, consecuencia del impacto. Una alteración de esa magnitud en el fondo marino da lugar a la liberación de grandes cantidades de gas metano, a menudo atrapado en sedimentos oceánicos, produciendo así un efecto significativo en el clima de la Tierra (Skelton, 2002).

Según la herramienta informática hidrocódigo, el evento de impacto del Chicxulub vaporizó una cantidad importante de roca sedimentaria, dando lugar a gases cuyas propiedades químicas y físicas tuvieron efecto en el clima global debido a la adsorción de radiación o reacciones químicas. Durante el impacto miles de kilómetros cúbicos de polvo y roca fueron expulsados del cráter, además de grandes cantidades de agua, CO₂ y SO₂ que fueron añadidos a la atmósfera. Alrededor de 300 a 2000 km³ de sedimentos vaporizados formaron

masas de azufre de 100 a 200 gigatoneladas (Gt) y de 1000-1500 Gt de CO₂, que se liberaron instantáneamente a la atmósfera (Skelton, 2002).

Algunos sedimentos marinos con los que impactó el asteroide que ocasionó el cráter Chicxulub también contenían halógenos como el cloro o el bromo, que una vez que se liberan a la atmósfera, destruyen la capa de ozono y aumentaron el flujo de radiación ultravioleta en la superficie de la Tierra (Skelton, 2002).

En 1980, Álvarez et al., propusieron que el polvo liberado a la atmósfera dio lugar a un enfriamiento rápido por interceptación de la luz solar por parte de este polvo a gran altitud. Esto habría durado desde unos meses a un año.

Tras el descubrimiento de la estructura del Chicxulub, los científicos empezaron a explorar los posibles efectos de las grandes cantidades de azufre y CO₂ liberados a la atmósfera. Si el asteroide hubiera impactado con un ángulo menor podría haber incrementado la tasa de CO₂ en la atmósfera hasta en un 40%. Es probable que este aumento no hubiera provocado un cambio climático catastrófico, sino que hubiera provocado un aumento de la temperatura global alrededor de 1,2°C. La cantidad de azufre liberado a la estratosfera por Chicxulub pudo ser de un rango entre 200-400 Gt. Esto sí que pudo provocar una crisis global climática que duraría años e incluso décadas, enfriando el sistema atmosférico terrestre (Skelton, 2002).

Hay evidencias paralelas alrededor del mundo que fortalecen la hipótesis de impacto-extinción que marca el límite K/Pg. Algunas de ellas son por ejemplo la extinción de los dinosaurios en la Formación Hell Creek en Montana, la desaparición de ammonites en Zumaya (España), la aparición de cristales impactados de circón en Saskatchewan (Canadá) o la extinción de foraminíferos planctónicos en Gubbio (Italia) (Skelton, 2002).

5. EVOLUCIÓN BIOLÓGICA DURANTE EL CRETÁCICO

5.1. Flora

Dentro del Cretácico Inferior, el área florística Europeo-Sínica (que ocupa las zonas subtropicales y se extiende desde Europa hasta el este de Asia, incluyendo China, el sur de Mongolia y parte de África) sufre un cese de formación de carbón al establecerse un clima árido o semiárido en la parte

central y sur del área. Estas condiciones climáticas se han propuesto por el análisis de las asociaciones vegetales fósiles, las cuales muestran un marcado descenso de helechos y esfenópsidas. Además, en los restos hallados se encuentran características xenomórficas. En el oeste y centro de Europa se percibe un clima más húmedo con una amplia distribución de helechos, dentro de los cuales destacan por su diversidad las gleicheniáceas y schiceaceas (Diéguez, 2003).

Dentro de las asociaciones vegetales fósiles del Cretácico Inferior las especies de pteridofitas representan un 30%, las cuales forman parte del sotobosque y en algunos casos podrían ser epífitas (*Todites princeps*). Los licopodios y esfenópsidas estaban poco dispersos, pero localmente eran importantes para la vegetación herbácea. También había complejos de Cycadales y Bennettitales junto con helechos de hojas perennes, formando así matorrales en hábitats abiertos. Las coníferas, siendo las cheirolepidiaceas las más abundantes, representan un 20% de las especies registradas (Diéguez, 2003).

Oldham (1976), reconstruyendo el paisaje y vegetación del Weald inglés, propuso que la vegetación durante este periodo pudo haber sido a parecida a la que existe en la actualidad en el sur de Florida, distribuida en grandes extensiones de pantanos pocos profundos y zonas algo más elevadas con una flora diversificada. También se encontrarían zonas inundadas, donde grupos de helechos como *Weichselia*, darían lugar a áreas de tipo sabana donde no habría vegetación arbórea.

En el Hauteriviense de Israel se encuentran los granos de polen más antiguos, correspondientes al grupo de las angiospermas, ampliando así su registro fósil a ambos lados del actual océano Atlántico (García-Blanco et al., 2004). Este polen de angiospermas estaba acompañado por una gran proporción de polen de cheirolepidiaceas, las cuales decrecen durante el Aptiense-Albiense, pisos en los que aparecen los primeros registros de hojas y fragmentos de leños de angiospermas en el hemisferio norte. La radiación y dispersión de las angiospermas coincide con el proceso de deriva y fragmentación del antiguo continente de Gondwana. Tanto la macroflora como la palinoflora de paleolatitudes medias y altas muestra la aparición y diversificación de las angiospermas durante el Cretácico medio con un porcentaje ínfimo de los restos

fósiles, mientras que al final del Cretácico este porcentaje aumentó al 50-80% (Diéguez, 2003).

Lidgard y Crane (1990) deducen en su estudio el siguiente patrón de diversificación: rápida radiación de las dicotiledóneas magnólicas y monocotiledóneas, seguido de las dicotiledóneas no magnólicas. Siguiendo los análisis filogenéticos más recientes el grupo más basal de las angiospermas son las magnólicas y dentro de ellas el género *Amborella*. Siguiendo este grupo se encuentran las Nymphaeales, y un clado que integra las Austrobaileyaceas, Trimeniaceas e Illiciales.

Las angiospermas aparecieron bajo este clima árido y se cree que tendrían ventajas sobre los grupos existentes, por lo que podrían haber colonizado hábitats degradados e inestables. La rápida radiación de las angiospermas implica procesos coevolutivos con diferentes grupos zoológicos, principalmente insectos que actuarían como polinizadores (Diéguez, 2003).

Algunos autores como Bakker (1978) afirmaban que la radiación e incluso el origen de las angiospermas estaba muy ligado a la expansión de los grandes saurópodos pacedores del Cretácico Inferior, aunque esta idea ha sido rechazada por Barrett y Willis (2001), llegando a la conclusión de que no existen correlaciones espaciotemporales suficientes para que el origen de las angiospermas estuviera relacionado con los dinosaurios, aunque si apoyan su coevolución con ellas durante el Cretácico Superior.

A causa de la radiación de las angiospermas se producen cambios florísticos y vegetacionales a nivel global, lo cual se asocia con un importante reemplazo de la fauna de dinosaurios. Las angiospermas con flores y hojas pequeñas sustituyeron a las cicadofitas y Bennettitales de hoja grande en las formaciones arbustivas. Este hecho pudo desembocar en una reducción de la masa vegetal consumible por los grandes dinosaurios pacedores, por lo que estos perecieron o se desplazaron de hábitats de matorral a hábitats cenagosos y pantanosos. Por ello aparecieron hadrosaurios en estas zonas, mientras que los matorrales eran ocupados por ceratópsidos. Las angiospermas también empiezan a habitar medios acuáticos. Además, la aparición de los frutos con un mayor valor

energético, que eran consumidos por los ceratópsidos con picos curvos, dio lugar a un cambio en la productividad de masa vegetal (Diéguez, 2003).

Durante el Cenomaniense, las angiospermas representan el 75% del total de taxa de las asociaciones registradas. Esto desembocó en una reducción en diversidad y en número de los individuos más representativos de las floras anteriores. Las coníferas quedan reducidas a la mitad, los helechos se reducen al 6% del total de taxa y las ginkgoales tan sólo al 1%. Esto dio lugar a un cambio en los hábitats pantanosos en los que se produjo la eliminación de helechos dicksoniaceos, los cuales fueron sustituidos por bosques de *Sequoia*. Un aumento de los helechos acuáticos, junto con las angiospermas acuáticas, produjo la eutrofización de los lagos existentes. La vegetación del Cretácico tardío estaba dominada por angiospermas, incluyendo arbustos y árboles pequeños y grandes (Diéguez, 2003).

Los géneros mesozoicos de helechos y coníferas más representativos durante el Cretácico Inferior estuvieron en peligro de extinguirse junto a los dinosaurios. Se ha determinado, a partir de varias floras fósiles, que los bosques de taxodiáceas se expandieron sobre áreas con fauna rica en dinosaurios. En cambio, las sabanas de helechos de los pantanos, los matorrales de cicadofitas y las formaciones esclerófilas sufrieron una reducción extrema (Diéguez, 2003).

No hay evidencia de que antes del Campaniense y Maastrichtiense las angiospermas alcanzaran el amplio rango de hábitats que ocupan en la actualidad. En el Maastrichtiense las angiospermas experimentan una modernización, mientras que las taxodiáceas serían las gimnospermas más abundantes y distribuidas en el hemisferio norte. En el sur, lo serían las podocarpáceas y las Araucariaceas (Diéguez, 2003).

Las angiospermas no sufrieron tanto el episodio de extinción al final del Cretácico debido a que las asociaciones de plantas fósiles del Paleoceno muestran una composición muy similar a las del Maastrichtiense (Diéguez, 2003).

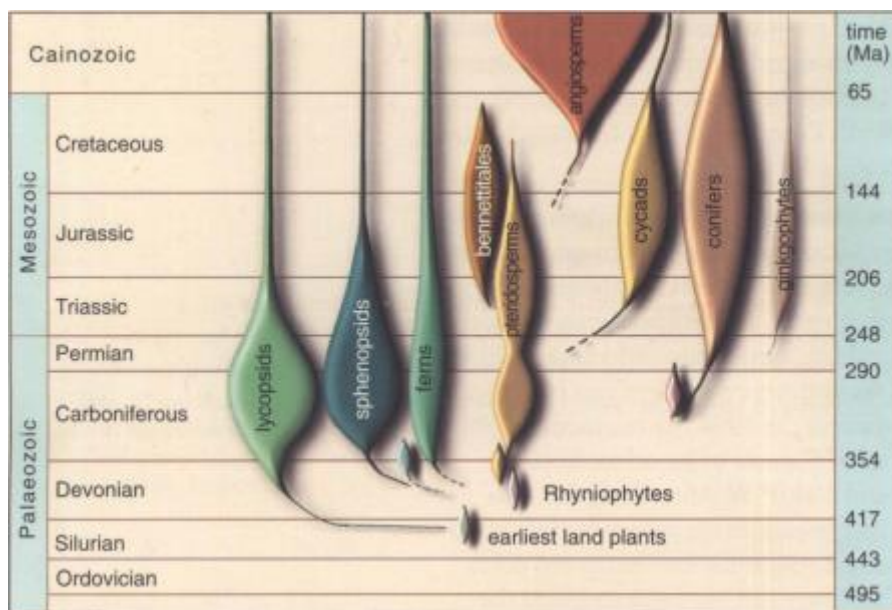


Figura 11. Diagrama de globo de la evolución de los principales grupos de plantas. (Skelton, 2002)

5.2. Fauna

5.2.1. Invertebrados

Durante el Cretácico Inferior hay presente una variedad de megainvertebrados fósiles marinos, tanto bentónicos como pectónicos, así como continentales.

Algunos ejemplos de moluscos amonoideos son *Argentiniceras noduliferum*, *Spiticeras (Kilianiceras) damesi*, ambos del Berriasiense, *Pseudofavrella garatei* del Valanginiense tardío o el taxón típicamente mediterráneo del Hauteriviense *Oosterella* (Aguirre et al., 2011).

Dentro de los bivalvos encontramos varios taxones de trigonias y ostras como *Anditrigonia eximia* del Berriasiense, *Aetostreon pilmatuegrossum*, especie de ostra del Valanginiense que presenta una valva izquierda muy convexa y densa que en estadio adulto alcanza un gran tamaño alcanzando los 10 cm de largo. En el Aptiense-Albiense se encuentra la especie *Neocorbicula dinosauriorum* (Aguirre et al., 2011).

Natica sp. y *Cinulia* sp. son dos taxones de gastrópodos correspondientes al Berriasiense y Valanginiense tardío respectivamente (Aguirre et al., 2011).

Entre los serpulidos se desarrollaron formas coloniales como *Sarcinella occidentalis* y formas solitarias epibionestas entre las que destaca *Parsimonia antiquata*, ambas del Valanginiense (Aguirre et al., 2011).

Otros grupos que destacan son los equinoideos como *Pygopyrina gerthi* del Valanginiense tardío, crustáceos decápodos como *Meyerella rapax* también del Valanginiense, corales representados por especies coloniales ramosas (*Columastrea antiqua*) y globales (*Placocoenia neuquensis*), ambas del Hauteriviense y colonias de briozoos conformadas por especies como *Berenicea* sp. y *Oncousoecia* sp., los cuales vivían incrustados a la superficie externa de bivalvos y otros moluscos. Estos briozoos pertenecen al Valanginiense (Aguirre et al., 2011).

El Cretácico Superior de la Antártida era un área importante en cuanto a diversidad y riqueza de especies de invertebrados. En las formaciones geológicas del grupo Marambio, se encuentran organismos fosilizados además de trazas fósiles (Olivero, 2020).

El estudio de estos fósiles y trazas permite reconocer la existencia de dos grandes ecosistemas sucesivos en la plataforma marina de los últimos 20 millones de años del Cretácico. El más antiguo en un intervalo de 86 a 80 millones de años y el más reciente de 80 a 66 (Olivero, 2020).

El ecosistema más antiguo está dominado por moluscos marinos, esencialmente bivalvos y cefalópodos como ammonites y belemnites (éstos tienen una distribución amplia llegando a ser cosmopolita o indo-pacífica). Destacan ammonites heteromorfos de conchas rectas como *Baculites subanceps*, de enroscamiento helicoidal (*Ainoceras zinsmeisteri* y *Eubostriyoceras medinaï*), planoespiral modificado (*Yezoites australis*) y de enroscamiento planiespiral (*Metaplacenticeras subtilistarum*). Entre los bivalvos destacan las trigonias y el inocerámido de gran tamaño *Antarcticeramus rabotensis* (Olivero, 2020).

En el ecosistema más moderno predomina el grupo de ammonites endémicos de altas latitudes australes pertenecientes a la familia *Kossmaticeratidae*. Coincidiendo con la dominancia de esta familia, se produjo la exclusión en la Antártida (aunque no en el resto del globo hasta final del Cretácico Superior) de los ammonites del grupo *Baculites*, los nostoceratidos (*Ainoceras* y *Eubostriyoceras*) y los escafitidos (*Yezoites*) (Olivero, 2020).

La fauna de invertebrados marinos de entonces se caracterizaba por un alto endemismo, con un alto porcentaje de especies restringidas geográficamente a

la provincia biogeográfica Weddelliana, la cual comprende la Patagonia austral, Nueva Zelanda, sureste de Australia y oeste de la Antártida (estas masas continentales se encontraban unidas). Sólo algunos géneros de ammonites que adquirieron gran tamaño y hábitos oceánicos pudieron ampliar su distribución geográfica. Algunos de estos géneros son *Diplomoceras* y *Anapachydiscus* (Olivero, 2020).

De los rudistas ya se hablaba en el apartado de eventos anóxicos, siendo bivalvos sésiles que contribuyeron enormemente al crecimiento y expansión de plataformas de carbonato. Algunos ejemplos de especies de rudistas son *Biradiolites canaliculatos* y *Praeradiolites requieni* (Skelton, 2002).

En el Cretácico Superior destacó el orden rinconélidos (orden de braquiópodos) y sobre todo el género de braquiópodos *Cyclothyris*, dentro del cual se encuentran especies simétricas y asimétricas en su comisura frontal. Muñoz (1985), quien estudió braquiópodos asimétricos del Coniacense del este de los Pirineos, dentro de los cuales se encuentran algunos como *Cyclothyris claudicans* o *Cyclothyris* aff. *Rudis* (Berrocal Casero, 2020).

También se encontraban terebratúlidos en el Cretácico Superior, con especies como *Terebratula arnaudi*. Además, había especies de equínidos como *Hemiaster (Leymeriaster) nucleus* (Bernárdez et al., 1993).

5.2.2. Peces

El orden Ichthyodectiformes constituyen un grupo extinto de peces teleósteos basales que vivieron desde mediados del Jurásico hasta finales del Cretácico. Presenta 25 géneros con cerca de 60 especies y su recolección en rocas formadas en depósitos marinos se extienden por Europa, América del Norte y Sur, Antártica, África, Medio Oriente, Australia y Asia. El representante más famoso de este orden es el *Xiphactinus*, espécimen con poderosas mandíbulas, armadas con dientes de gran calibre, y con una longitud de hasta 6 metros (Carrillo-Briceño et al., 2012).

Dentro de los condricios, se encuentran los órdenes Lamniformes e Hybodontiformes. Los lamniformes son un grupo con una diversidad abundante durante el intervalo Cretácico-Paleógeno, distribuidos en gran parte del mundo. Dentro de este orden se encuentra la especie *Squalicorax falcatus*.

Morfológicamente presenta dientes aserrados con corona triangular y una forma análoga al tiburón tigre, con un nicho similar como depredador costero y carroñero. Otra de las especies dentro de este orden es *Cretodus crassidens*, la cual alcanzó un gran tamaño. Presentaban una dentadura con tres cúspides, con bordes cortantes homogéneos sin aserradura y una corona en punta prolongada diseñada para penetrar. Esta especie se localizó en el Cretácico Superior en Asia, Europa y norte de América. Dentro del orden Hybodontiformes se encuentra especies como *Ptychodus mortoni*, con una dentadura adaptada para triturar y el género Hybodus, cuyas especies vivieron desde finales del Pérmico hasta finales del Cretácico Superior. Medía unos dos metros de longitud, con un morro romo y unas mandíbulas con dos tipos de dientes, lo cual sugería una dieta variada (Niño-García et al., 2019).

5.2.3. Anfibios

Los lisanfibios anuros, urodelos y gimnofiones han perdurado hasta la actualidad y fueron capaces de adaptarse y sobrevivir al periodo Cretácico. Algún ejemplo de grupo extinto de lisanfibios que estuvieron durante el Cretácico fue el clado Albanerpetontidae. Superficialmente son muy parecidos a las salamandras actuales. Poseían una ornamentación dorsal poligonal, una única articulación craneocervical y dientes pleurodontos con corona tricúspide y una sínfisis mandibular interdigitada. El género más destacado de este clado es el Albanerpeton (Sweetman y Gardner, 2012).

Beelzebufo ampinga podría ser la especie de anuro más grande que haya existido a pesar de que se encuentra extinta en la actualidad. Habitó la zona de Madagascar hace unos 70-65 millones de años durante el Maastrichtiense. Presentaba hasta 41 cm de longitud y pesaba alrededor de 4,5 kg. Con su enorme boca y poderosas mandíbulas pudo llegar a depredar dinosaurios recién nacidos (Web National Geographic, 2010).

5.2.4. Reptiles y dinosaurios

El superorden dinosauria tiene dos órdenes principales: los ornitisquios y los saurisquios. Los ornitisquios vivieron desde el Triásico Superior al Cretácico Superior. Eran herbívoros que vivían en manadas, aparte de ser más numerosos que los saurisquios. Presentaban características análogas a lo que hoy son ungulados, como las baterías de dientes para masticar, cuernos y otros

ornamentos. El hueso prementario junto con el premaxilar formaban una estructura en la mandíbula inferior en forma de pico para cortar las plantas. El pubis se situaba paralelo a la columna vertebral como en las aves. El clado Genasauria es el más basal de los ornitisquios y sus características más destacadas son que los dientes se movieron de la línea externa de la boca a una posición más centrada, dando como resultado que al cerrar la boca entraran en contacto. Esta ventaja llevó a la aparición de las mejillas que impedía que el alimento cayera de la boca, una masticación para aprovechar mejor lo ingerido y un aumento en la superficie de contacto con las enzimas digestivas. Esto les permitió ser más selectivos con el alimento (Monroe et al., 2008).

Dentro de los ornitisquios destacan los infraórdenes Ornithopoda, Pachycephalosauria y Ceratopsia (los tres dentro del suborden Neornithischia). Integrando el primer infraorden se encuentran algunos individuos como el Iguanodón o el Ouranosaurus. Los representantes que se adentraron en el Cretácico más tardío se adaptaron para ser cuadrúpedos, aunque conservaban su forma bípeda (Monroe et al., 2008).

Tanto los Pachycephalosaurios como los Ceratopsia poseían una prolongación ósea marginal en forma de cresta o reborde en la parte posterior de la cabeza. Algunos de los individuos que destacan dentro de estos dos grupos son *Prenocephale*, *Pachycephalosaurus* o el *Triceratops* (Monroe et al., 2008).

Otro suborden que destacó dentro de los ornitisquios fue el de los Thyreophoras, los cuales presentaban una coraza dorsal y una armadura parasagital de pies a cabeza, haciéndolos bastante fuertes. Dentro de este grupo destacan los *Stegosaurus* y *Ankylosaurus* (Monroe et al., 2008).

Los saurisquios aparecieron en el Triásico Superior y se diversificaron durante el Jurásico y Cretácico en dos grandes linajes:

Terópodos. Fueron los carnívoros dominantes durante el Jurásico y el Cretácico. Las aves son sus descendientes directos. Eran corredores y depredadores visuales muy especializados con los pies posteriores alargados, compactos y con tres dedos funcionales (el primero de ellos separado del resto). Dentro de los Terópodos nos encontramos el clado Tetanurae, cuyos representantes tenían tres dedos en las extremidades delanteras, todos los dientes se situaban delante

de las órbitas, se abría una segunda fenestra delante del ojo y miembros posteriores muy adaptados a la carrera con una cola larga y un fémur más alargado que la tibia. Algunos de los individuos característicos son el Spinosaurus o el Sinraptor (Monroe et al., 2008).

El clado Coelurosauria, dentro de los Terópodos, son individuos bípedos carnívoros/omnívoros emplumados con el hueso sacro más largo que en otros dinosaurios, cola rígida hacia la punta, el cúbito inclinado y la tibia más grande que el fémur. Dentro de este grupo se encuentran los compsognátidos, tiranosauroides, ornitomimosaurios y manirraptores. Destacan individuos como el Tyrannosaurus rex, Gallimimus, Velociraptor o Deinonychus (Monroe et al., 2008).

El clado Paraves está compuesto por terópodos coelurasianos que vivieron desde el Jurásico Superior al Cretácico Superior sin contar a las aves. Incluye a todos los terópodos cercanos a las aves. Se caracterizan porque de los tres dedos que tienen en las extremidades posteriores, uno de ellos se encontraba en una posición de hiperextensión y los otros dos apoyados en el suelo. Los brazos y manos eran alargados. Destacan entre otros *Mei* o el *Archaeopteryx lithographica*, este último siendo un dinosaurio avialano dentro del clado avialae que pudo tener capacidad de volar (Monroe et al., 2008).

Saurópodos. Originalmente eran carnívoros y bípedos durante el Triásico, pero evolucionaron hasta adoptar un régimen herbívoro y una locomoción cuadrúpeda. Este hecho dio lugar a que fueran individuos de gran envergadura. Los saurópodos menos evolucionados no presentaban espacios huecos en sus vértebras para aligerar el peso y no podían erguirse sobre sus patas traseras como luego pasaría en individuos posteriores (Monroe et al., 2008).

Dentro de este grupo se encuentra el clado Neosauropoda, compuesto por saurópodos más evolucionados como el Diplodocus o el Seismosaurus. También se encuentra el clado Titanosauria, cuyas características son cabeza pequeña, presencia de macronarinas y una columna vertebral más flexible; lo que les permitía alzarse adoptando una posición semierecta. Algunos géneros que integran este grupo son el Brachiosaurus, Titanosaurus o el Saltasaurus (Monroe et al., 2008).

En cuanto a los grupos de reptiles actuales, que se han mantenido vivos desde que surgieron en el Triásico, incluyen todos los lepidosaurios y crurotarsos, además de los Pleurodiras y Cryptodiras que aparecieron en el Jurásico. Todas estas formas de vida vivieron durante el Cretácico y sobrevivieron a su límite (Monroe et al., 2008).

5.2.5. Mamíferos

Los mamíferos, desde su origen en el Triásico, han sobrevivido hasta la actualidad, aunque los restos fósiles de mamíferos pertenecientes al Cretácico Inferior son raros y solamente se encuentran en una docena de regiones alrededor del mundo (Cuenca-Bescos y Canudo, 2004).

En la Península Ibérica se localiza una de estas regiones, correspondiente a la Cordillera Ibérica en Teruel y Cuenca. Hasta el momento el material que ha sido encontrado son dientes aislados y mandíbulas. Estos restos datan desde el Hauteriviense terminal al Barremiense Superior (Cuenca-Bescos y Canudo, 2004).

Algunas de los individuos correspondientes a especies de multituberculados (ya extintas) son *Parendotherium herreroi*, *Galveodon nannothus*, *Eobataar hispanicus* y *Lavocatia alfambrensis*. También se encuentran otros ordenes extintos de mamíferos como drioléstidos (*Crusafuntia cuencana*), spalacoteridos (*Spalacotherium henkeli*) y peramúridos (*Peramuridae* indet.). Aparecen en menor cantidad restos de un docodonto, gobiconodóntido y un posible terio (Cuenca-Bescos y Canudo, 2004).

Un grupo específico de sinápsidos terápsidos carnívoros llamados cinodontos (*Cynodontia*) fue el más semejante a los mamíferos y durante el Triásico Superior dio origen a éstos (Monroe et al., 2008).

Existen varias modificaciones del esqueleto que caracterizan la transición de reptiles a mamíferos, en las que se encuentran detalles del oído medio, la mandíbula inferior y los dientes. Los reptiles tienen solamente el estribo en el oído medio, mientras que los mamíferos tienen el estribo, yunque y martillo. La mandíbula inferior de los mamíferos sólo la compone el hueso dentario. En reptiles la mandíbula inferior está conformada por el dentario y otros huesos diferentes. Además, la mandíbula de los reptiles está unida al cráneo por un contacto entre los huesos articular y cuadrado, mientras que en los mamíferos el dentario está en directo contacto con el hueso escamoso del cráneo (Monroe et al., 2008).

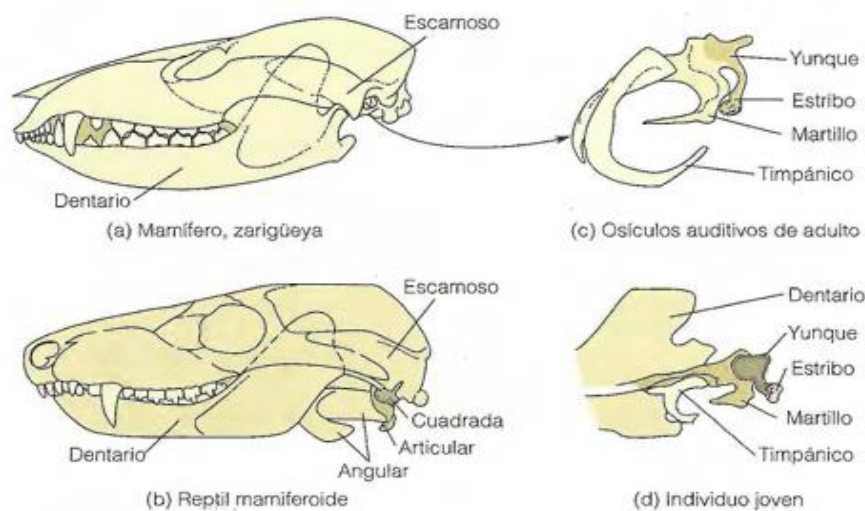


Figura 12. (a) Cráneo de zarigüeya que señala la unión de mandíbula dentario-escamoso de los mamíferos; (b) cráneo de cinodonto que muestra la unión de la mandíbula articular-cuadrada propia de los reptiles; (c) visión agrandada de los huesos del oído medio de una zarigüeya adulta; (d) muestra la vista interior de la mandíbula de una zarigüeya joven que indica que los elementos del oído medio están unidos al dentario durante la fase de desarrollo temprano. Esta disposición de los huesos es la misma que se encuentran en los ejemplares de mamíferos ancestrales adultos (Monroe et al., 2008).

El descubrimiento de mamíferos mesozoicos en América del Sur es relativamente reciente en comparación con los descubiertos en América del Norte y Europa, donde ya se habían recopilado numerosas especies desde la segunda mitad del siglo XIX. En las últimas décadas, la Patagonia ha sido un

área clave de nuevos hallazgos fósiles que proporcionan información novedosa sobre estos mamíferos (Martinelli et al., 2021).

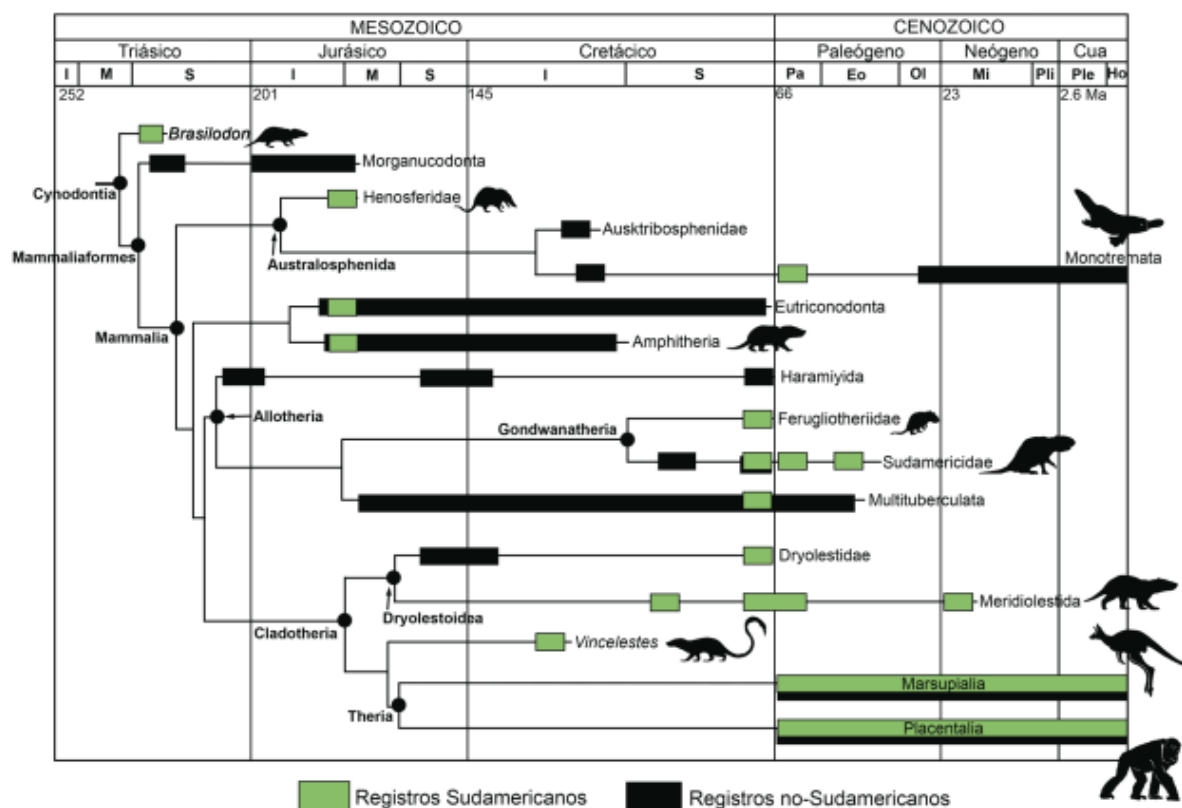


Figura 13. Relaciones de parentesco entre los grandes grupos de mamíferos fósiles y vivos. Algunos de estos linajes pudieron sobrevivir durante el Cenozoico como grupos relictos en una fauna de mamíferos dominada por marsupiales y placentarios (Martinelli et al., 2021).

Vincelestes neuquenianus es un mamífero fósil cercanamente relacionado a los marsupiales y placentarios vivos según análisis filogenético. Es uno de los fósiles de mamíferos mesozoicos hallados más completos. Se localizó en América del Sur en la localidad neuquina de La Amarga. Se encontraron varios ejemplares de distintos estadios ontogénicos y sexos de esta especie en el mismo lugar de hallazgo, lo que implica que pudieron ser animales gregarios (Martinelli et al., 2021)

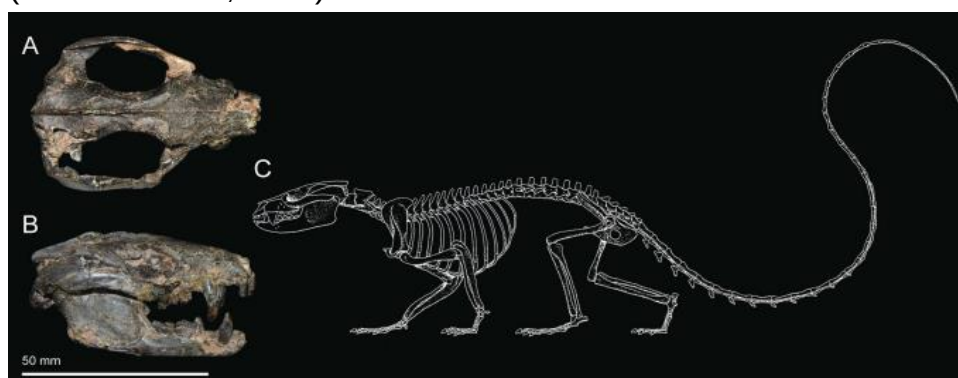


Figura 14. A) Cráneo; B) Mandíbula de *Vincelestes neuquenianus*; C) Reconstrucción del esqueleto por Jorge L. Blanco (Martinelli et al., 2021).

Durante el Cretácico Superior, podemos distinguir el grupo de los driolestoides, el cual se divide en driolestidos y meridiolestidos. Los primeros tienen un origen Laurásico excepto las dos especies sudamericanas de *Groebertherium*. Los segundos tienen una mayor representación debido a su mayor diversidad y abundancia, aunque sus fósiles sólo se han encontrado en América del Sur y la Antártida. Una de las especies distintivas de meridiolestidos es *Cronopio dentiacutus* (Martinelli et al., 2021).

Los gondwanaterios son otro grupo característico de esta época que se extendió por el supercontinente Gondwana. Eran mamíferos similares a los roedores actuales, como el coipo. Se han encontrado fósiles en distintas localizaciones como India, Madagascar o América del Sur. Algunas de las especies representativas de este grupo son *Vintana sertichi* o *Gondwanatherium patagonicum* (Martinelli et al., 2021).

6. RESULTADOS Y CONCLUSIONES

En este trabajo bibliográfico se ha buscado información actualizada relacionada con los eventos geológicos y la biodiversidad que caracterizaba el mundo Cretácico. Se muestran diversidad de hipótesis que intentan explicar los diferentes fenómenos a escala global que sucedieron en aquel periodo, a nivel paleogeográfico, paleoclimático, de cambios del nivel del mar y principales eventos geológicos. Desde el último cuarto del siglo XX a la actualidad se han utilizado diferentes métodos estratigráficos, diversidad de ensayos y analogías con la situación climática y geográfica actual para establecer diferentes evidencias que recrean como era el mundo durante este periodo de tiempo geológico.

En la actualidad aún existe incertidumbre y diversidad de hipótesis que intentan explicar los diferentes eventos geológicos que pudieron ocurrir en el pasado. Cada vez hay nuevos hallazgos y métodos científicos que permiten añadir nueva información a las incógnitas de este periodo. Sin embargo, hay sedimentos y material fosilizado que se ha perdido por la erosión, la deformación y los procesos tectónicos debidos a la tectónica de placas. Este hecho puede dificultar gravemente el avance del estudio de las líneas principales que definen el mundo

del período Cretácico. Por último, hay que mencionar la capacidad que tienen tanto los micro como los macrofósiles de ser recursos imprescindibles para situar el periodo Cretácico en la escala de tiempo geológico, dar una posible explicación a diferentes eventos climáticos y disposición de continentes, además de la gran evidencia que nos proporcionan sobre la biodiversidad y los diferentes taxones que se desarrollaron en el periodo Cretácico, la mayoría de ellos extintos por el límite K/Pg y otros perseverantes hasta la actualidad.

7. BIBLIOGRAFÍA

Aguirre-Urreta, B., Lazo, D. G., Griffin, M., Vennari, V., Parras, A.M., Cataldo, C., Barberoglio, R., Luci, L. (2011). *Megainvertebrados del Cretácico y su importancia bioestratigráfica*. 18º Congreso Geológico Argentino, Neuquén. <https://rdi.uncoma.edu.ar/handle/uncomaid/18046>

Alvarez, L., Alvarez, W., Asaro, F., Michel, H.V. (1980). Extraterrestrial cause for the Cretaceous –Tertiary extinction. *Science*, 208, 1095-1108.

Bakker, R.T. (1978). Dinosaur feeding behaviour and the origin of flowering plants. *Nature*, 274, 661-663. <https://www.nature.com/articles/274661a0>

Barrett, P.M., Willis, K.J. (2001). Did dinosaurs invent flowers? Dinosaurs-angiosperm coevolution revisited. *Biological Reviews of the Cambridge Philosophical Society*, 76, 411-447.

Benzaggagh, M. (2020). Discussion on the calpionellid biozones and proposal of a homogeneous calpionellid zonation for the Tethyan Realm. *Cretaceous Research*, 114 (104184), <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0195667119300527>

Bernárdez, E., Gallemí, J., López, G., Martínez, R., Muñoz, J., Pons, J.M., Santamaría, R. (1993). Macrofauna de invertebrados del Cretácico superior de la Depresión Central Asturiana. *Museo de Geología de Barcelona*, 3, 41-60, <https://core.ac.uk/download/pdf/39042407.pdf>

Berrocal Casero, M. (2020). *Los braquiópodos del Coniacense (Cretácico Superior) de la plataforma norcastellana, e implicaciones en el origen y la evolución de la asimetría obligada en cyclothyris* [Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid]. E-Archivo. <https://produccioncientifica.ucm.es/documentos/6132dd29fd9220732253ebf9>

Canudo, J.I. (2009). Dinosaurios ibéricos, final del Jurásico y la formación de Morrison. *Grupo Aragosaurus. Universidad de Zaragoza*. (27), 53-80, <https://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=3409463>

Carrillo-Briceño, J., Alvarado-Ortega, J., Torres, C. (2012). Primer registro de *Xiphactinus* leidy, 1870 (teleostei, ichthyodectiformes) en el Cretácico Superior de América del sur (Formación la Luna, Venezuela). *Sociedade Brasileira de*

Paleontología, 3 (15), 327-335,
https://www.sbpbrasil.org/revista/edicoes/15_3/08_CarrilloBriceno_et_al.pdf

Cohen, K.M., Harper, D.A.T., Gibbard, P.L., Car, N. (2023). Tabla cronoestratigráfica internacional. *The ICS International Chronostratigraphic Chart*, (36), <https://stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2021-10Spanish.pdf>

Cuenca-Bescos, G., Canudo, J.I. (2004). *Los mamíferos del Cretácico inferior de España* [Comunicación en congreso]. VI Congreso de Geológico de España, Zaragoza. <https://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=7744388>

Diéguez, C. (2003). Flora y vegetación durante el Jurásico y el Cretácico. *Monografías del Real Jardín Botánico de Córdoba*, volumen 11, 53-62, <https://journals.uco.es/rejabot/article/view/4086>

d'Omalius d'Hallo, J.G.J. (1822). Observations sur un essai de cartes géologiques de la France, des Pays-Bas, et des contrées voisines. *Annales de Mines* (353-376). <https://Annales.ensmp.fr/articles/1822/183-195.pdf>

d'Orbigny, A. (1840). Céphalopodes. *Paléontologie française. Terrains crétacés. Paris* (622). <https://www.biodiversitylibrary.org/item/73202#page/629/mode/1up>

Gale, A.S., Mutterslose, J., Batenburg, S. (2020). Chapter 27- The Cretaceous Period. *Geological Time Scale 2020* (1023-1086). Elsevier Science Publishing Co Inc.

García-Blanco, V.E., Barrón, E., Comas-Rengifo, M.J. (2004). Palinología del Cretácico Inferior de la sección de Montoria-La Mina (Cuenca Vasco-Cantábrica, España): polen de angiospermas primitivas. *Coloquios de Paleontología*, 54, 131-144. <https://digital.csic.es/handle/10261/8324>

Hancock, J.M. (2009). The petrology of the Chalk. *Proceedings of the Geologists' Association*, 86, 499-535. <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0016787875800617>

Hay, W.W., DeConto, R., Wold, C.N., Wilson, K.M., Voigt, S., Schulz, M., Wold-Rossby, A., Dullo, W.-C., Ronov, A.B., Balukhovsky, A.N. and Soeding, E. (1999). Alternative global Cretaceous Paleogeography. Barrera, E., Jhonson, C.C. (Eds.), *The Evolution of Cretaceous Ocean/Climate Systems, Geological Society of America Special Paper*, 332, 1-47. <https://books.google.es/books?hl=es&lr=&id=bS0rEtrnld4C&oi=fnd&pg=PR5&dq=The+Evolution+of+Cretaceous+Ocean/Climate+Systems,+Geological+Society+of+America+Special+Paper&ots=bW2N4h6Tjc&sig=2ecHyYb08poDmGrnyxa8N0xw0-s#v=onepage&q=The%20Evolution%20of%20Cretaceous%20Ocean%20Climate%20Systems%20Geological%20Society%20of%20America%20Special%20Paper&f=false>

Jenkyns, H.C., Gale, A.S., Corfield, R.M. (1994). Carbon- and oxygen- isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its paleoclimatic significance. *Geological Magazine*, 131, 1-34.

Kerr, A.C., Iturralde-Vinent, M.A., Saunders, A.D., Barbs., T.L., Tarney, J. (1999). A new plate tectonic model of the Caribbean: Implications from a geochemical reconnaissance of Cuban Mesozoic volcanic rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 111, 1581-1599.

Larson, R.L. (1991). Latest pulse of Earth: evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology*, 19, 547-550.

Lidgard, S., Crane, P.R. (1990). Angiosperm diversification and Cretaceous floristic trends: a comparison of palynofloras and leaf macrofloras. *Paleobiology*, 16, 77-93.

Martinelli, A.G., Forasiepi, A.M., Rougier, G.W. (2021). Paleontología en América del Sur. Mamíferos en tiempo de dinosaurios. *Desde la Patagonia difundiendo saberes*, 18 (31), 10-22. <https://ri.conicet.gov.ar/handle/11336/155784>

Meléndez, E., Molina, E. (2008). El límite Cretácico-Paleógeno (k/Pg), *UNED, Facultad de Ciencias, Geología*. https://www.intecca.uned.es/difusiongiccu/grado/curso_geologia/pdf/Anexo_VIII_Limite_K_Pg.pdf

Monroe, J.S., Wicander, R., Pozo, M. (2008). Capítulo 22. Historia de la vida y de la Tierra en el Mesozoico. *Geología. Dinámica y Evolución de la Tierra*. Pp. 632-660. España: Learning Paraninfo, S.A.

Muñoz, J. (1985). *Braquiópodos del Cretácico Superior de los alrededores de St. Corneli (Prov. Lleida)*. Publicaciones de Geología de la Universidad Autónoma de Barcelona, Barcelona. Pp. 125.

Niño-García, A., Parra-Mosquera, J.D., Macías-Villarraga, P.A. (2019). Upper Cretaceous chondrichthyes teeth record in phosphorites of the Loma Gorda formation. *Boletín de Ciencias de la Tierra*. (46), 27-32, http://www.scielo.org.co/scielo.php?script=sci_abstract&pid=S0120-36302019000200027

Oldham, T.B.C. (1976). Flora of the Wealden plant debris beds of England. *Paleontology*, 19, 437-502. https://www.palass.org/publications/palaeontology-journal/archive/19/3/article_pp437-502

Olivero, E.B. (2020). Invertebrados marinos del Cretácico de la Antártida. *Repositorio Institucional, CONICET Digital*, volumen 29 (171), 51-57, <https://ri.conicet.gov.ar/handle/11336/125935>

Pindell, J.L. (1994). Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. Donovan, S.K. and Jackson, T.A. (Eds.), *Caribbean Geology-An introduction*, (13-39). University of West Indies Publishers` Association, Kingston, Jamaica.

Poveda, A., Cordero, G. (2008). Chicxulubites: a New Class of Meteorites? *Geofísica internacional*, volumen 3 (47), 167-172, <http://revistagi.geofisica.unam.mx/index.php/RGI/article/view/265/253>

Skelton, P. [Ed.]. (2002), *The Cretaceous World*, Cambridge University Press. Cambridge, UK.

Smith, W. (1815). A Delineation of the Strata of England and Wales, With Parts of Scotland.

Steuber, T. (2000). Plate tectonic control on the evolution of Cretaceous platform-carbonate production. *Geology*, 30, 259-262.

Sumble, M.G. (1996). London and the Thames Valley British regional geology. *British Geological Survey*.
<https://webapps.bgs.ac.uk/Memoirs/docs/B01360.html>

Sweetman, S., Gardner, J. (2012). A New Albanerpetontid Amphibian from the Barremian (Early Cretaceous) Wessex Formation of the Isle of Wight, Southern England. *BioOne Digital Library*. Volumen 2 (58), 295-324, <https://bioone.org/journals/acta-palaeontologica-polonica/volume-58/issue-2/app.2011.0109/A-New-Albanerpetontid-Amphibian-from-the-Barremian-Early-Cretaceous-Wessex/10.4202/app.2011.0109.full>

Web de National Geographic. Devil Frog.
<https://www.nationalgeographic.com/animals/facts/devil-frog>

