LA GEOLOGÍA EN LOS YACIMIENTOS PALEONTOLÓGICOS

Luis LUQUE RIPOLL
Doctor en geología. Fundación Dinópolis

En cualquier parte de la naturaleza donde mires encontrarás a la geología (Figura 1). Las rocas son el sustrato donde reposa la vida y la atmósfera y la hidrosfera se adhieren a ellas atraídas por la gravedad. Por su parte, si la viéramos desde el espacio, la biosfera se extendería en su superficie como una fina capa de organismos entrelazados. Geosfera, hidrosfera, biosfera y atmósfera intercambian materia y energía constantemente a escala de segundos o de millones de años, a escala de micras o de miles de kilómetros. Este tránsito de materia y energía caracteriza a nuestro planeta, una Tierra dinámica, aparentemente estática desde nuestra perspectiva vital pero en constante cambio si pensamos en ella desde la escala del tiempo geológico.

Figura 1: la geología es el sustrato en el que se asientan la atmósfera, la biosfera y la hidrosfera y está presente en toda la naturaleza.

En este intercambio constante encontramos una forma peculiar en la que la biosfera se incorpora a la geosfera: la fosilización. Por este mecanismo los restos de organismos vivos pasan a formar parte de las rocas. Durante ese proceso se produce la destrucción de una parte de la información, relacionada con la vida, y un enriquecimiento de otra información relacionada con los procesos físicos, químicos y biológicos que intervienen en esa transición a la litosfera. El fósil y la roca se están formando al mismo tiempo y en el proceso acumulan huellas de su pasado, guardando y destruyendo información, transformándola en diferentes sentidos, hasta encontrar un equilibrio físico y químico que nunca termina de producirse del todo porque la corteza terrestre está también en constante cambio. Si se interpretan correctamente, estas rocas-fósiles que configuran los yacimientos aportan valiosa información sobre su formación, el medio en que vivía el organismo, dónde quedaron enterrados sus restos, la edad, los procesos ocurridos durante la fosilización y el porqué los encontramos ahora donde están. Por eso la paleontología necesita a la geología para entenderse.

En esta parte del trabajo vamos a analizar brevemente cómo son las rocas en las que se forman los fósiles y cuáles son las claves para

interpretarlas.

La clave: las rocas

Existen tres tipos principales de rocas (Figura 2): las magmáticas (que pueden ser intrusivas si la lava se enfría y cristaliza en el interior de la corteza, como en el caso de los granitos, o extrusivas si la lava sale al exterior y se solidifica en superficie como en el caso de las lavas o las cenizas volcánicas), las metamórficas (que son rocas enterradas a tal profundidad que la alta presión y las elevadas temperaturas transforman a los minerales y pliegan, deforman y recristlizan las capas, como ocurre con los gneises) y, por último, las rocas sedimentarias. Las rocas sedimentarias se forman porque otras más antiguas se disgregan y disuelven y sus fragmentos y componentes químicos, sean del tamaño que sean, se mueven por la gravedad, el agua o el viento y terminan acumulándose en zonas bajas donde sedimentan o precipitan. Con el paso de los miles o millones de años, la presión y las reacciones químicas que ocurren durante su enterramiento (durante la diagénesis) hacen los sedimentos se litifiquen y pasen a constituir rocas sedimentarias. Como los seres vivos habitan en la superficie de la tierra o a muy poca profundidad y sus componentes no soportan las altas temperaturas y presiones, éstas últimas son las que permiten la fosilización de restos de organismos o sus huellas. De hecho, la acumulación de dichos restos se podría considerar, en muchos aspectos, como una forma de "sedimentación", ya que se integran como parte del sedimento.

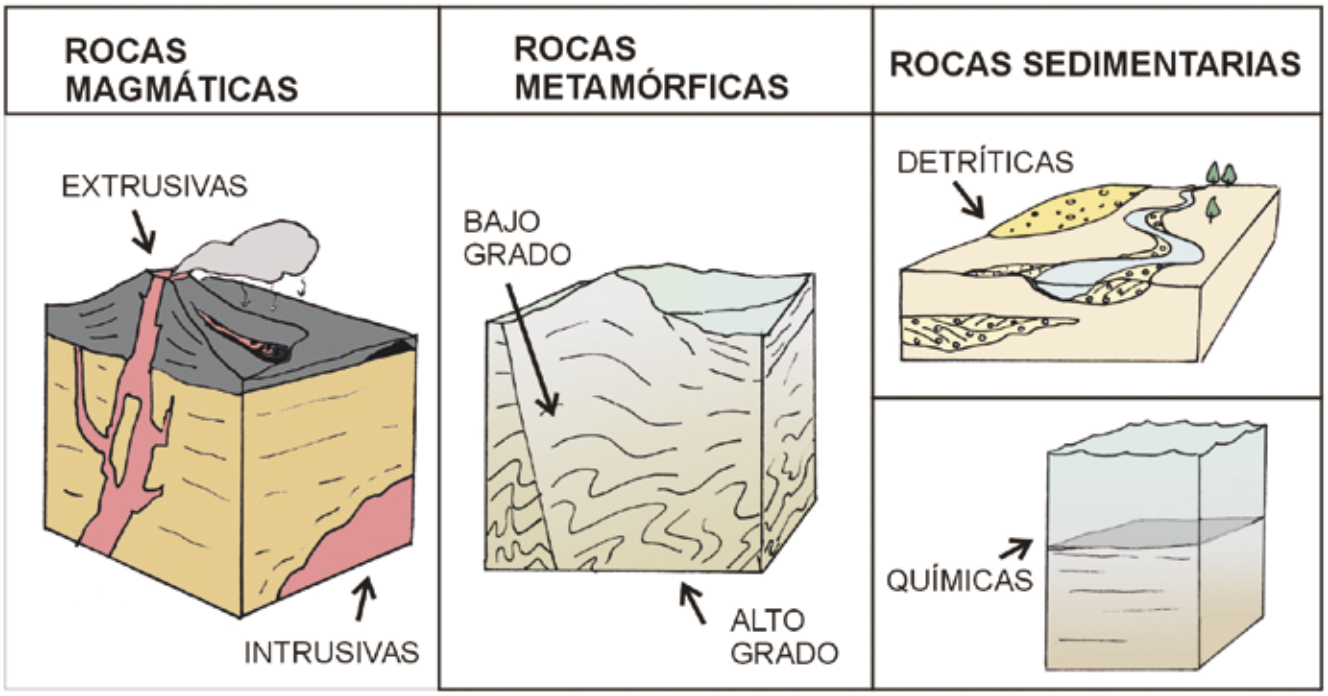

Figura 2: existen tres tipos principales de rocas: magmáticas, metamórficas y sedimentarias, salvo raras excepciones (como las cenizas volcánicas) sólo en las últimas se pueden formar yacimientos paleontológicos.

Las rocas sedimentarias

Las rocas sedimentarias se pueden clasificar a su vez en función de cómo se han originado, su composición o el tamaño del componente. La división más general es la de rocas detríticas (o siliciclásticas) y rocas químicas, pero también se pueden considerar las rocas organógenas, que son las que se han formado por la acumulación de gran cantidad de restos orgánicos o por la actividad de seres vivos. A las rocas sedimentarias se les suele llamar

Copyright © 2009 Asociación Paleontológica Alcoyana "Isurus"

también depósitos sedimentarios, ya que han sido "depositados" sobre el sustrato en algún momento.

Rocas detríticas

Las rocas detríticas se forman por la fragmentación de otras rocas anteriores y su posterior acumulación. Los fragmentos son arrancados por la meteorización y la erosión y transportados, generalmente a favor de la gravedad, por el agua, el viento o su propio peso hasta que el medio de sedimentación no tiene suficiente energía para desplazarlos. A medida que se transportan los fragmentos, llamados "clastos" o "granos", van perdiendo volumen por el choque o la fricción con el entorno, por lo que los clastos de mayor tamaño suelen estar más cerca de su origen (el "área fuente") y los más alejados son más pequeños y tienden a tener tamaños parecidos entre sí. Las zonas más cercanas al área fuente son áreas proximales y las más alejadas son llamadas distales. Esto mismo se aplica a los sedimentos dentro de un mismo depósito, los más cercanos al área fuente son sedimentos proximales y los más alejados distales.

Las rocas detríticas se suelen clasificar por el tamaño de grano y las más comunes son los conglomerados, las arenas, los limos y las arcillas. Si el tamaño de los granos es muy parecido entre sí se dice que está bien seleccionada y eso se suele interpretar como que el sedimento ha sufrido un transporte muy largo y el sedimento es "maduro". Si el tamaño es muy desigual se dice que está mal seleccionado y suele ser porque está más cerca del área fuente o porque hay mezcla de sedimentos de distintos orígenes. La escala de tamaño de grano (granulométrica) más utilizada divide los sedimentos en cantos y bloques (> 4mm), gravas (4-2 mm), arena muy gruesa (2-1 mm), arena gruesa (1-0,5 mm), arena de grano medio (0,5-0,25 mm), arena fina (0,25-0,125 mm), arena muy fina (0,125-0,063 mm), limo (0,063-0,0039 mm) y arcilla (<0,0039 mm).

Normalmente los tamaños de grano no son homogéneos y por eso se usan términos como arenas arcillosas o conglomerados arenosos.

Otras clasificaciones se basan también en la composición (por ejemplo, las arcosas, que son areniscas ricas en feldespatos o las calcarenitas, que son areniscas con mucho carbonato).

A menudo empleamos el mismo término para referirnos tanto al sedimento sin consolidar como a la roca litificada, lo que se debe evitar distinguiendo entre arena y arenisca o entre arcilla y marga (que es una lutita enriquecida en carbonato), pero en general, estos términos se usan de forma un poco ambigua.

Las rocas detríticas son típicas de las zonas continentales y de transición o litorales y en el caso de formar rocas marinas indican cierta cercanía a los márgenes de los continentes.

Rocas químicas

Las rocas químicas provienen de la disolución de otras rocas previas y de la actividad de organismos con caparazón, capaces de crear minerales de carbonato. Cuando las rocas son disueltas por el agua, sus componentes químicos permanecen en disolución hasta que cambian las condiciones del agua (sobre todo el pH, pero también la temperatura o la cantidad de materia orgánica y de partículas en suspensión) y entonces precipitan, cristalizando y formando la roca bajo el agua.

Las rocas químicas se pueden dividir a su vez en carbonatos y evaporitas. Los carbonatos están formados por calcita, aragonito (ambos minerales de carbonato cálcico) o dolomita (carbonato cálcico y magnésico, que se forma por transformación de la caliza) y son muy típicos en la formación de rocas marinas, especialmente en las plataformas sumergidas en climas cálidos. Muchos organismos invertebrados y algas son capaces de precipitar carbonato cálcico por sí mismos y llegan a formar rocas carbonatadas o colaboran en su formación, como en el caso de los arrecifes.

Las rocas carbonatadas son también muy típicas en lagos de agua dulce y dan lugar a unos carbonatos muy uniformes y típicamente porosos.

Las evaporitas se forman por la precipitación de sales. Para que ello ocurra el agua tienen que tener una concentración muy fuerte y eso sucede, por ejemplo, cuando hay mucha evaporación. Por este motivo las evaporitas son típicas de lagos que se desecan estacional o definitivamente. En estos casos la concentración de sales en al agua aumenta hasta que cristalizan los minerales. Los más típicos son yesos y sales (halita), pero existe una gran variedad de evaporitas y todas ellas aportan una información muy valiosa sobre la composición del agua original y las condiciones físico-químicas de precipitación.

Capas y estratos

Los sedimentos no suelen acumularse de forma homogénea, como si sus componentes se hubieran estado añadiendo uno sobre otro de una forma constante, ya que todos los medios sufren cambios en su dinámica a distintas escalas de tiempo (diaria, estacional, de ciclo climático, de movimientos tectónicos, etc.). Estos cambios hacen que se diferencien capas (Figura 3) que indican que las condiciones de sedimentación se modificaron tras un tiempo de cierta estabilidad de forma brusca o gradual. Si los cambios son bruscos, los contactos entre las capas son netos, es decir, que se podría dibujar el límite entre ellas. Si los cambios son graduales se observa una transición entre una capa y otra y resulta difícil o imposible determinar dónde termina una capa y dónde empieza otra. Si la capa tiene cierto espesor y extensión (varios decímetros o metros) se le llama estrato y si es fina (centímetros) se le llama nivel o pasada, pero esto es muy relativo y se usa de forma muy genérica.

Figura 3: los sedimentos no se depositan homogéneamente, sino que lo hacen en capas separadas por cambios en el ambiente deposicional.

Forma y estructura

Las capas o estratos están limitados por sus contactos con las capas superior e inferior y eso hace que tengan una forma determinada. Esta forma nos va a aportar mucha información sobre el origen del sedimento, como veremos, y no sirve para su descripción. Si los estratos son planos en la base (llamada “muro”) y en la parte superior (llamada “techo”) se puede decir que son tabulares. Si las capas son relativamente estrechas (poca potencia), muy parecidas entre sí y se repiten muchas veces se dice que son tableadas. Si los contactos son irregulares, suavemente redondeados, pero continuos se dice que las capas son nodulosas (Figura 4). Si las capas son cada vez más potentes (más gruesas) hacia techo (hacia arriba) se dice que son estratocrecientes y si son cada vez más finas serán estratodecrecientes. Si se acuñan hacia los lados en unos metros se dice que son lentejones.

Copyright © 2009 Asociación Paleontológica Alcoyana “Isurus”

Figura 4: las características de las capas son consecuencia de su forma de sedimentación y los procesos que ocurrieron después (diagénesis). En la imagen se aprecian calizas nodulosas separadas por finos niveles de margas, su forma irregular se debe a la presión de los sedimentos.

Contactos entre las capas

El tipo de contacto entre las capas también es muy importante y aporta mucha información sobre cómo se formó la roca (Figura 5). Si las capas de debajo y de arriba son paralelas y no se aprecia que se hayan truncado podemos suponer que entre la formación de una y la otra pasó un periodo de tiempo reducido y se consideran "concordantes". Si las capas muestran una inclinación diferente o parece que falta una parte de la inferior el contacto es una "discordancia" (contacto discordante) y posiblemente ha transcurrido mucho tiempo entre la formación de una y de otra, tanto que han existido movimientos de la corteza o cambios en el paisaje muy significativos en ese intervalo (Figura 6). Así, si la base es muy irregular, como si se "comiera" a la capa inferior, es porque antes de formarse hubo erosión sobre el sustrato, por lo que se dice que el contacto es irregular y erosivo. Este sería el caso típico del cauce de un río o un arroyo, que se encaja en la capa anterior por erosión y finalmente se acaba rellenando de arena y cantos (Figura 7). En este caso ha pasado algo de tiempo entre la erosión y el relleno de sedimento arenoso del siguiente estrato, pero normalmente corresponde al mismo medio de sedimentación y sólo constituye un cambio local por un cambio en la posición del canal.

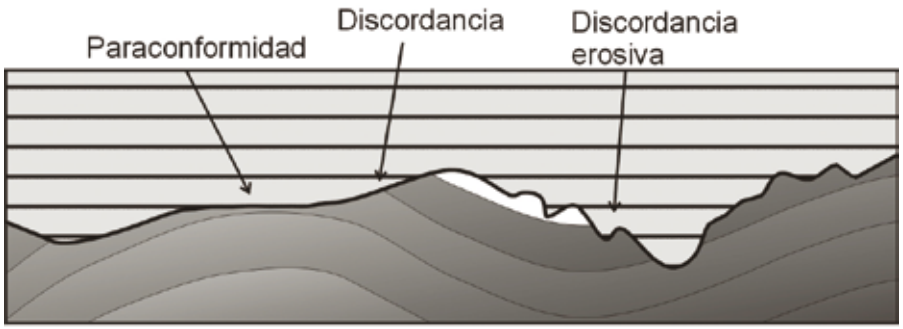

Figura 5: la forma de los contactos entre las capas ofrece valiosa información sobre su relación. En este caso se representan dos conjuntos de capas discordantes debido al paso del tiempo entre la sedimentación de uno y otro. Paraconformidad es una conformidad aparente pero no real, en una discordancia la orientación de las capas es distinta, si además hay erosión y se formó un paleorelieve antes de la deposición del segundo conjunto se trata de una discordancia erosiva.

Figura 6: sobre las calizas jurásicas que buzan hacia la izquierda de la imagen se depositaron conglomerados plio-cuaternarios. Esa discordancia significa el paso de más de 140 millones de años.

Figura 7: dentro de las mismas facies existen discordancias menores, como la erosión que produce un canal aluvial sobre el sustrato arenoso y arcilloso y su posterior relleno de barras de conglomerados.

Las discordancias son muy importantes porque nos indican el paso brusco de un paisaje o un medio de sedimentación a otro. El tiempo que representa una discordancia es muy variado, puede abarcar unos miles de años o muchos millones, y sólo datando las capas inferior y superior podemos determinarlo. Por ejemplo, el contacto entre unas capas de calizas del mesozoico y unos depósitos lacustres miocenos es una discordancia que implica un "hiato" sedimentario de alrededor de 35 millones de años.

Facies y Unidades estratigráficas

El término facies sedimentaria es tan utilizado como ambiguo. Por simplificar, una facies corresponde a un conjunto de sedimentos que tienen un mismo origen. Si, por ejemplo, observamos unas areniscas formadas en el lecho de un canal y arcillas de su llanura de inundación, aunque sean distintas litologías corresponden a las mismas facies, en este caso a facies fluviales. Otro ejemplo serían unas facies lacustres, donde podríamos encontrar desde las arcillas de la orilla del lago hasta los carbonatos formados en las zonas inundadas del interior del lago, e incluso las sales precipitadas en las zonas centrales cuando éste llega a evaporarse. Todas estas serían facies lacustres, las primeras más proximales (más cercanas al área fuente, como recordamos) y las últimas más distales. Para aclararnos las denominaríamos facies lacustres de llanura fangosa, facies lacustres carbonatadas y facies lacustres evaporíticas. El paso de unas a otras sería un "cambio lateral de facies". Este es otro término muy utilizado y que puede ayudarnos o confundirnos mucho en nuestro

Copyright © 2009 Asociación Paleontológica Alcoyana "Isurus"

trabajo de campo. En un lugar podemos encontrar unas calizas de plataforma marina y a pocos kilómetros de distancia unos arrecifes coralinos aparentemente de la misma edad. Si realmente son contemporáneos (en términos de tiempo geológico) podríamos considerar que existe un cambio lateral de facies, estamos observando las facies formadas en la plataforma y las facies arrecifales formadas más cerca de la costa. Es como si nos hubiéramos trasladado en barco desde una zona marina relativamente profunda hacia la costa donde viven los corales: en el mismo momento habría dos tipos de facies formándose.

Transmitir toda esta información tan compleja a las siguientes personas interesadas en la geología de un lugar es difícil a no ser que le pongamos nombre y apellidos a las facies de cada sitio. Para ello se crearon las unidades estratigráficas que dividen jerárquicamente los conjuntos de rocas y los clasifican formalmente (Figura 8). Así una determinada unidad estratigráfica es un estrato o un conjunto de estratos que se puede reconocer como una entidad independiente y distinguir de las demás por sus propias características litológicas, sedimentológicas, temporales, etc. Dependiendo de cuáles sean las características se distinguen unidades litoestratigráficas (tipo de roca), bioestratigráficas (según los fósiles que contiene) o cronoestratigráfica (edad). Lo más frecuente son las unidades litoestratigráficas y se denominan, desde más general a más concreto, Grupo, Formación, Miembro y Capa. A cada una de estas unidades se le da generalmente el nombre del lugar donde mejor se puede observar, lo que se denomina a veces Sección Tipo. Por ejemplo, el yacimiento de Venta del Moro está incluido en el Miembro Los Isidros. El Miembro Los Isidros, junto con el Miembro Fuente Podrida y parte del Miembro Mirador constituyen la Formación Venta del Moro-Villatoya. En la práctica no es necesario que estén representadas todas las jerarquías y lo más frecuente es que encontremos referencias tanto a formaciones como a miembros.

Figura 8: para poder entender y transmitir las descripciones de las facies estudiadas en el campo, éstas se dividen en unidades que se distinguen fácilmente por su litología, contenido fósil o edad.

Una vez definidas las unidades estratigráficas de una zona, cualquiera que se interese por la geología del lugar podrá documentarse con los trabajos anteriores donde se describirán las características de dichas unidades y, en el caso de que conozca un yacimiento, podrá ubicarlo en alguna de ellas.

La fosilización y los sedimentos

Como sabemos, para llegar a fosilizar, los restos de los organismos o sus huellas deben enterrarse. Esto quiere decir que tienen que entrar a formar parte de los sedimentos cuando éstos se depositan. Dado que los restos orgánicos tienden a descomponerse una vez que el tejido ya no está vivo y entra en desequilibrio químico con el ambiente, la fosilización se verá favorecida por procesos rápidos y poco "agresivos" de enterramiento, es decir, de acumulación de sedimentos. Indudablemente, dependiendo mucho del ambiente en que se encuentre el resto su potencial de fosilización será mayor o menor.

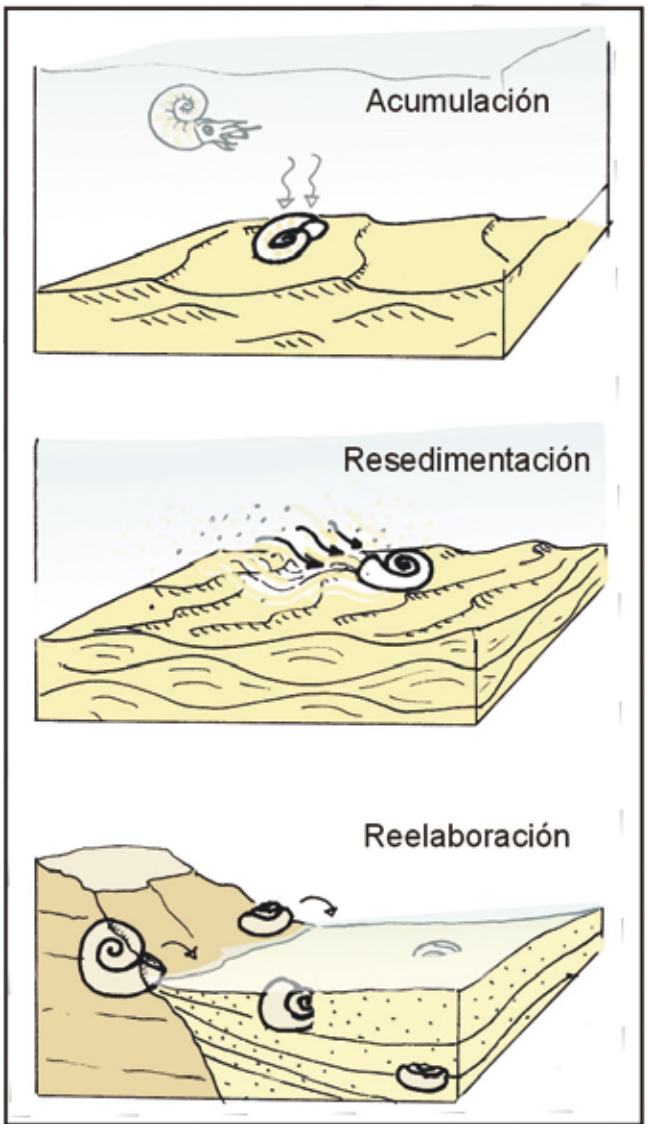

Figura 9: existen tres estados de un fósil: acumulado si se produce donde toca el sustrato, resedimentado si es transportado antes del enterramiento y reelaborado si ha sido enterrado de nuevo después de estar fosilizado. Conocer la existencia de estos estados tafonómicos es fundamental para interpretar un yacimiento.

Los estados en que se pueden encontrar los fósiles están muy relacionados con la actividad sedimentaria. Estos estados se definen generalmente siguiendo una clasificación que los divide en (Figura 9):

Acumulados: Los restos se entierran en el lugar donde se producen, es decir, donde quedan apoyados sobre el suelo o a poca distancia de ese punto.
Resedimentados: Los restos son desplazados o transportados como clastos, por ejemplo, por la corriente de un río, quedando enterrados lejos de donde fueron producidos.
Reelaborados: Los restos que ya han fosilizado salen a la intemperie por la erosión de la roca y se vuelven a sedimentar mezclándose, a veces, con restos más modernos.

Es muy importante tener en cuenta estos factores porque la interpretación del yacimiento y el ecosistema del pasado puede cambiar mucho en función de estos tres procesos. Por ejemplo, encontrar huesos de un animal en la orilla de un lago pude deberse no a que el animal viviera allí sino a que sus restos han sido desplazados por un río hasta ese punto. O, más grave aún, un resto reelaborado (que proviene de otra más antigua) podría utilizarse erróneamente para datar una roca o para interpretar el paleoambiente. Afortunadamente existen criterios tafonómicos para apreciar si ha ocurrido alguno de estos procesos.

Los procesos postdeposicionales y la formación de suelos

Existen otros fenómenos que de algún modo distorsionan a los yacimientos y son los pro-

Copyright © 2009 Asociación Paleontológica Alcoyana "Isurus"

cesos postdeposicionales. Estos procesos forman parte de la diagénesis, es decir, de lo que ocurre durante el enterramiento. Pero, en general, cuando nos referimos a ellos normalmente queremos decir que ocurren poco tiempo después de que los restos queden cubiertos por los sedimentos, es decir, tras su deposición. Los más típicos incluyen la mineralización o la disolución de los restos por las aguas freáticas, la acción de raíces, bacterias, hongos u otros organismos que viven en el interior del sedimento, el desplazamiento arriba o abajo de los restos y la formación de nódulos o costras de caliza (llamados nódulos, calcretas y caliches) cuando el agua freática cargada de carbonato asciende y desciende por capilaridad y precipita dentro del sedimento. A veces los propios fósiles actúan de soporte al carbonato y se cementan o forman costras y nódulos a su alrededor, otras veces son las raíces de las plantas las que muestran el crecimiento de carbonato, formando lo que se llama rizocreciones. Cuanto más tiempo pase sin que se produzca otro momento de sedimentación que superponga otra capa de sedimento, más procesos de este tipo ocurrirán, lo cual es un indicio para interpretar el origen del yacimiento. Si pasa mucho tiempo puede que sea suficiente para que ocurran cambios ambientales notables, como cambios del clima, del nivel del mar o movimientos de la corteza terrestre.

Las cuencas sedimentarias

Los lugares donde se produce sedimentación se denominan cuencas sedimentarias. Éstas son zonas deprimidas a donde generalmente va a para el agua y los sedimentos (Figura 10). Si las cuencas están cerradas, normalmente hay un área pantanosa o un lago en la zona más baja y se llaman cuencas endorréicas. Si la cuenca tiene salida al mar será una cuenca exorréica. Dentro de las cuencas se producen todos los procesos que llevan a la formación de las acumulaciones de sedimentos, es decir, la erosión, el transporte y la sedimentación. Generalmente los organismos que fosilizan lo hacen dentro de su propia cuenca, por eso conocer cuál es el medio de sedimentación donde se formó un yacimiento ayuda a entender cómo era el ecosistema y el paisaje del pasado.

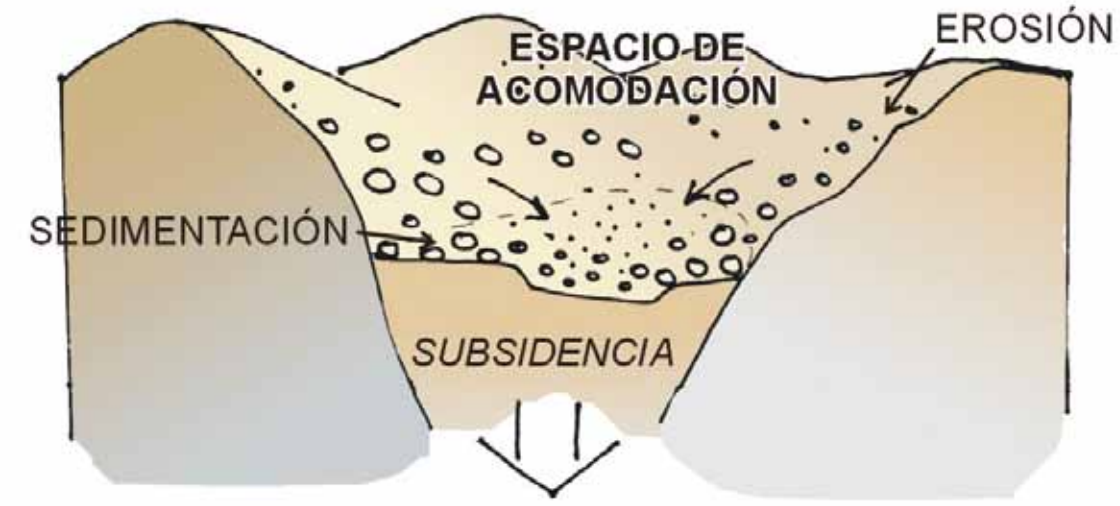

Figura 10: una cuenca sedimentaria es una depresión geográfica donde van a parar los sedimentos erosionados en los relieves circundantes. La capacidad de colmatar la cuenca depende principalmente de la creación del espacio de acomodación por subsidencia (hundimiento) y la tasa de sedimentación.

Las cuencas endorréicas o las que se encuentran en zonas costeras tienden a llenarse de sedimentos a lo largo de los millones de años, es decir, a colmatarse. Esto puede llegar a ocurrir, lógicamente, pero las cuencas sedimentarias no suelen ser estáticas y si se ha formado esa depresión es porque existen movimientos de la corteza terrestre que hacen que la zona se hunda. Por lo tanto la sedimentación está condicionada por la cantidad de sedimento que se forma por erosión (que depende de factores como la dureza de las rocas circundantes o el clima) y la cantidad de espacio que se forma a lo largo del tiempo (lo que se llama espacio de acomodación). Si se crea menos espacio de acomodación que cantidad de sedimento se genera la cuenca se colmatará y si ocurre al contrario la cuenca seguirá funcionando. También existen otros factores, como el nivel del mar que determinan el funcionamiento de una cuenca. Si el nivel del mar sube o la cuenca se hunde lo suficiente, ésta se queda cubierta por el agua, si el nivel del mar baja, el terreno se eleva o la cantidad de aporte de sedimentos es muy grande la orilla se retirará a lo largo del tiempo y se establecerá un medio continental.

Todos estos factores son importantes para conocer el contexto de formación de un yacimiento paleontológico y se obtienen principalmente con el estudio de campo, siendo una labor del geólogo determinar no sólo los procesos que han dado lugar al yacimiento sino también su origen.

Los ambientes de sedimentación y la formación de yacimientos

Los ambientes de sedimentación donde se pueden producir los yacimientos paleontológicos son muy variados y en todos ellos existen multitud de variables que hacen que cada caso particular sea diferente. Sin embargo, se pueden aportar unos datos generales que sirvan de referencia sobre la características de la sedimentación y los tipos de yacimientos que podemos encontrar en cada uno.

Las cuencas sedimentarias continentales (Figura 11) están asociadas tanto a áreas endorréicas, que culminan en un medio lacustre, como a ríos que pueden desembocar en el mar a través de estuarios. Los medios más típicos en los medios continentales son:

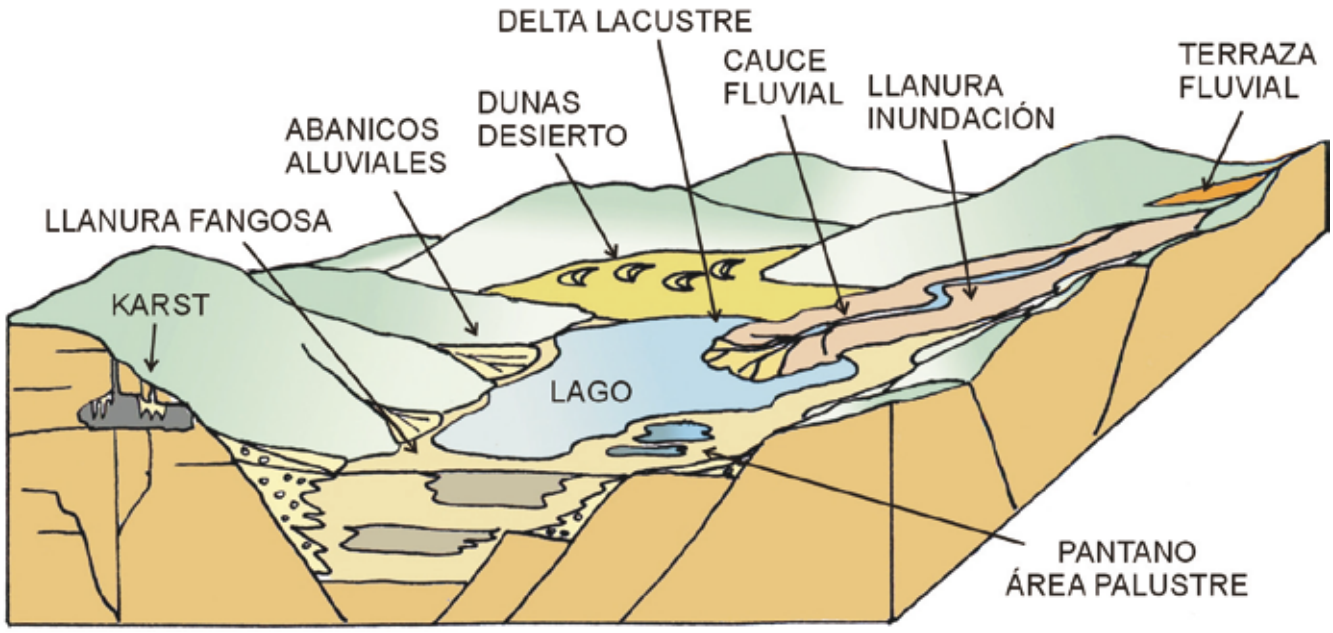

Figura 11: las cuencas continentales presentan una gran diversidad de medios de sedimentación susceptibles de conservar fósiles, pero también mayores dificultades para la fosilización debido a la meteorización.

Copyright © 2009 Asociación Paleontológica Alcoyana "Isurus"

Los ríos

Los ríos son la principal vía de transporte de sedimentos. En las zonas de cabecera, aunque sean ricas en cantos, bloques y arena (todos ellos clastos de gran tamaño por su cercanía al área fuente) los cauces no suelen sedimentar y son más bien áreas de erosión o simple transporte durante un tiempo determinado. Aguas abajo sí que dejan unos depósitos muy típicos, que son las terrazas fluviales. Éstas indican dónde pasaba el río antes de que estuviera encajado en su valle actual. Si han sucedido varias fases de encajamiento son típicas las terrazas escalonadas, siendo más antiguas las más altas y más modernas las más bajas. La litología típica son los conglomerados con arena. En estos medios son relativamente comunes los yacimientos paleontológicos de mamíferos y también los restos arqueológicos. Como el depósito lo forman los cauces, los restos suelen estar muy transportados, pero también hay casos en que los restos se han acumulado en los márgenes de dichos cauces y se pueden encontrar incluso esqueletos relativamente bien conservados, como ocurre con los elefantes del Cuaternario hallados en graveras. Siguiendo el curso del río aguas abajo, cuando el valle se ensancha lo suficiente o se llega a una llanura formada por el propio relleno sedimentario del río, el agua circula despacio y serpentea a través de los meandros. En esta zona se distinguen claramente dos áreas de sedimentación distintas: la llanura de inundación fluvial y el canal. En el primer caso se acumulan las arcillas cuando hay avenidas y en el segundo las barras de arenas, que suelen ser finas y bien seleccionadas al hallarse lejos del área fuente. En este caso, los restos suelen estar mejor conservados, tanto dispersos en el cauce como en forma de esqueletos más completos en la llanura de inundación o las orillas. Sin embargo, como la sedimentación en la llanura se produce por avenidas que ocurren cada cierto tiempo, la mayoría de los restos de organismos se destruyen por efecto de los elementos meteorológicos antes de que ocurra la siguiente.

Los lagos

En los medios continentales los lagos son de gran importancia como formadores de yacimientos paleontológicos. Las condiciones de sedimentación tranquila y constante favorecen la conservación de los restos y es común encontrar vertebrados terrestres en sus orillas y peces e invertebrados en las zonas inundadas, siempre que se den las condiciones químicas apropiadas (poca oxigenación, por ejemplo). Los sedimentos más típicos en estas facies son las arcillas y los limos que a veces pueden intercalar algún canal poco encajado de arena fina (la llamada llanura fangosa o Mud flat), fango carbonatado o carbonato en la parte más externa que permanece inundada y evaporitas, como la halita o el yeso, en el centro. Se dice que un lago está estratificado cuando no hay mezcla del agua entre las partes altas y las más profundas. Este hecho favorece la fosilización, porque limita la llegada de oxígeno a las zonas profundas, lo que dificulta la descomposición de los organismos que caen al fondo.

Abanicos aluviales

Los abanicos aluviales son acumulaciones de sedimento, generalmente grueso (conglomerados y arenas), que se forman cuando un río, o un arroyo, que circula encajado en un valle llega súbitamente a una zona plana y abierta. Entonces, al reducirse la velocidad del agua por tener menos pendiente, toda la carga de sedimento que lleva se deposita, formando una acumulación en forma de abanico. En las facies proximales de los abanicos se pueden encontrar algunos restos arrastrados, pero normalmente no son frecuentes porque se trata de un medio de mucha energía. Sin embargo, en zonas más distales, normalmente desembocando en lagos o ríos, los sedimentos son más finos y el transporte se debe a corrientes de menor energía que hacen que las acumulaciones de vertebrados terrestres sean relativamente frecuentes. A su fosilización ayuda el hecho de que muchas veces estos abanicos sólo llevan carga de sedimento

puntualmente, debido a lluvias fuertes o estacionalmente, por lo que el enterramiento de los restos es rápido.

Los deltas lacustres

Cuando la tasa de sedimentación de un río que desemboca en un lago es alta se producen deltas lacustres, también llamados fan deltas. Éstos son una mezcla de abanicos aluviales y de deltas marinos, con menor escala y menor espesor que los segundos. Su desarrollo depende de la velocidad a la que se hunda la cuenca y la cantidad de sedimento que transporte el río, como hemos comentado. Este es uno de los medios donde es frecuente que se acumulen restos de vertebrados. Los sedimentos son típicamente arenas acumuladas en canales muy numerosos que se superponen unos a otros, por lo que los huesos se suelen encontrar transportados y dispersos, especialmente en las facies más proximales, las distales se confunden con las de las orillas de lago.

Las zonas pantanosas y las turberas

A veces la inundación de una zona es sólo temporal o queda encharcada con muy poca profundidad formando áreas pantanosas que si tienen una gran cantidad de vegetación se denominan turberas. Se suele tratar de zonas con muchas precipitaciones y un suelo mal drenado. Éstas áreas suelen ser muy ricas en vegetación y con muy escasas sedimentación, llegando a formar suelos cuyo único componente es vegetal. Estas zonas están poco oxigenadas y la superficie de los suelos suelen ser ricos en ácidos húmicos. Como consecuencia de la anoxia se pueden conservar bien los restos vegetales e incluso restos de vertebrados que en ocasiones conservan trazas de tejido blando.

El karst

El karst es un tipo de paisaje que se desarrolla sobre rocas carbonatadas como la caliza y que se caracterizan por se muy irregular como consecuencia de la disolución de las rocas. Es frecuente que en estos medios se encuentren cavidades como cuevas o abrigos que pueden dar lugar a yacimientos. En estos casos, realmente, las cuevas actúan como pequeñas cuencas de sedimentación. Una vez que la cavidad ha pasado por la fase de disolución, la circulación de agua puede acumular sedimentos en el interior de la misma. A menudo ocurre que el karst se reactiva y los sedimentos entonces son movilizados de nuevo. El origen de los sedimentos que se acumulan dentro de una cueva es el de bloques desprendidos del techo, cantos y arenas provenientes del exterior que penetran a través de entradas naturales y la típica arcilla roja de las cuevas. Ésta arcilla proviene de la disolución de la roca caliza, ya que ésta no es carbonato cálcico puro sino que contiene impurezas, generalmente esa pequeña proporción de arcilla. Los yacimientos en cuevas son muy frecuentes porque los restos, normalmente huesos, no están expuestos a la intemperie y el agua que circula entre ellos está tan carbonatada que ayuda a que se cementen, en vez de destruirlos. Por otra parte, las cavidades sirven de refugio a numerosos seres vivos, entre los que se encontraron los homínidos.

Los desiertos

Un desierto se caracteriza por sus escasas precipitaciones (menos de 250 mm/año) por lo que el suelo suele estar desnudo de vegetación. Aunque no es un lugar donde la vida abunde sí es un medio favorable a la fosilización, ya que existe sedimentación relativamente rápida y la sequedad retarda la descomposición. Por otra parte, una insolación intensa destruye los huesos con facilidad. Así, son típicos, por ejemplo, los yacimientos de dinosaurios en antiguos desiertos de Norteamérica y Asia. Las rocas sedimentarias arenosas formadas en los desiertos se pueden confundir fácilmente con las que dejan los cauces de los ríos. La principal diferencia reside en la forma de las capas, ya que los canales tienen una base erosiva porque se ha encajado un pequeño valle en el sustrato y un techo plano

Copyright © 2009 Asociación Paleontológica Alcoyana "Isurus"

porque el cauce se ha rellenado, mientras que las dunas tienen una base plana porque se desplazan sobre el suelo u otras dunas y la parte superior está formada por crestas más o menos suavizadas.

Las cuencas marinas

Las cuencas marinas (Figura 12) son auténticos reservorios de fósiles gracias a las particulares condiciones de sedimentación y a la gran cantidad y diversidad de organismos que las habitan, muchos de ellos constructores de esqueletos con carbonato cálcico (calcita o aragonito). Dentro de los medios marinos se pueden distinguir aquellos netamente marinos, donde el agua tiene una concentración de sal "normal" (33 partes por mil, más o menos) y aquellos cercanos a la costa donde se produce mezcla con agua dulce, denominados medios de transición, como son los estuarios, marismas o lagoones.

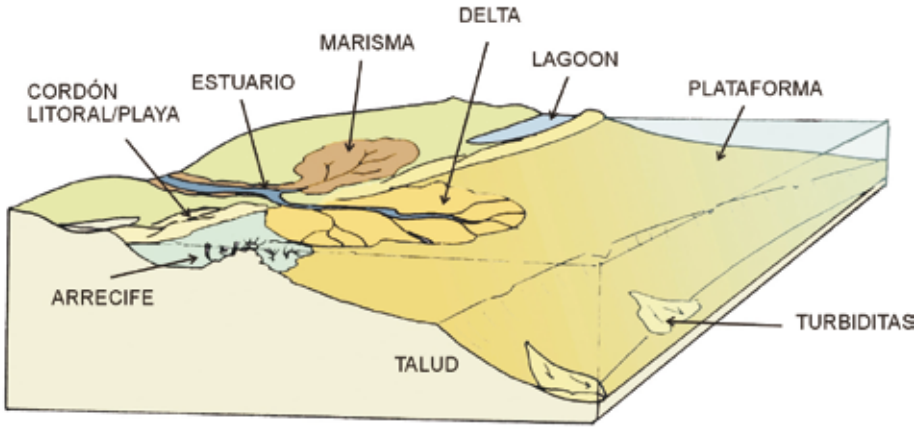

Figura 12: las cuencas marinas son muy ricas en fósiles, especialmente de invertebrados, debido a que éstos construyen sus esqueletos con calcita o aragonito muy resistente y a las condiciones químicas del agua que, especialmente en medios cálidos, puede precipitar carbonato cálcico.

Los estuarios

Los estuarios son la parte final de los ríos que desembocan en el mar y se caracterizan por tener una salinidad variable que se encuentra en el rango entre el agua dulce y la salinidad marina normal. Estos medios son poco estables y las especies que viven en ellos son muy específicas, ya que soportan cambios notables de salinidad. Los sedimentos del interior de los estuarios varían mucho, porque dependen de la mayor o menor influencia de mareas, oleajes, avenidas y el tipo de aportes sedimentarios. Generalmente la sedimentación es de materiales finos provenientes del río, como arcillas o arenas muy finas y se intercalan barras arenosas traídas y removilizadas por el mar. En las orillas de los estuarios se dan franjas de marismas o llanuras de marea si éstas tienen el tamaño suficiente. Es frecuente encontrar microfauna (foraminíferos y ostrácodos sobre todo) que indiquen una mezcla de ambientes y con poca diversidad.

Los deltas

Los deltas son acumulaciones de arena y fango que se producen en las desembocaduras de ríos y estuarios cuando la cantidad de sedimento que transportan es mayor que la que el oleaje y las corrientes son capaces de dispersar en el mar. Se caracterizan por formar capas de arena que se superponen una sobre otra avanzando hacia el mar (progradando) y haciendo que el delta crezca. En muchos casos, debido a la alta tasa de sedimentación, los deltas son buenos lugares para fosilizar, especialmente en el caso de los invertebrados que viven enterrados (endobentónicos). En el registro geológico los deltas pueden llegar a acumular espesores realmente importantes de arena.

Las marismas y llanuras mareales

Las costas donde existe marea suelen presentar una zona de llanura que queda expuesta en la marea baja y se inunda en las mareas altas, son las llanuras de marea o marismas. Muchas veces éstas están limitadas por cordones de arenas o playas, constituyendo un medio muy restringido. Como son ambientes muy estresantes por los continuos cambios de condiciones (inundación, desecación, formación de charcos hipersalinos, etc.) son pocas las especies que viven en estos medios, aunque los ejemplares pueden llegar a ser realmente abundantes. Los sedimentos de marismas y llanuras de marea suelen ser arcillosos y muestran intercalados tanto pequeños canales muy poco profundos formados cuando el mar se retira como barras de arenas laminadas arrastradas por el mismo mar durante las inundaciones. En ellas son frecuentes los invertebrados endobentónicos. Una característica de estos medios intermareales es la abundancia de tapices de algas microbianas que cubren el fango y favorecen la fosilización, ya que evitan la erosión del suelo y además pueden llegar a formar carbonato por sí mismas.

Los lagoones

Los lagoones son cuerpos de agua prácticamente separados del mar abierto por cordones arenosos, arrecifes u otros relieves estrechos que hacen que haya una conexión más o menos eficaz con el agua marina. Dependiendo de esta conexión, lo restringido (aislado) del medio o la presencia de arroyos que desemboquen cerca los lagoones costeros éstos pueden tener condiciones hídricas muy diferentes y ser desde hipersalinos hasta de agua salobre, incluso sufriendo cambios en estas condiciones a lo largo del año por el efecto de las lluvias o los temporales que rompen los cordones. Los sedimentos suelen ser muy finos, arcillas y carbonatos, ya que no hay casi oleaje ni corrientes en su interior y las especies de invertebrados que viven en ellos son poco diversas pero abundantes. Es típico también que se acumulen abundantes restos vegetales (algas) en su interior.

Las playas y cordones litorales

La zona litoral y costera es uno de los medios de sedimentación más dinámicos de la Tierra. El efecto de corrientes, oleaje y marea redistribuye constantemente los sedimentos y los restos de seres vivos que puedan contener. Por este motivo no son buenos yacimientos de fósiles, aunque las arenas que los conforman suelen ser muy ricas en fragmentos de conchas (bioclastos). Las características de los sedimentos son relativamente parecidas a las de las dunas de desiertos, pero con la presencia de bioclastos, lo que ayuda a su diferenciación.

Los arrecifes

Uno de los ambientes de mayor biodiversidad del planeta lo constituyen los arrecifes, que se producen principalmente en las zonas tropicales. Se trata de formas construidas por los propios organismos que son capaces de precipitar carbonato cálcico para generar sus esqueletos. Los organismos bioconstructores más típicos son corales, algas y esponjas, además de los estromatolitos. La diversidad y abundancia de vida en estos medios se debe a la presencia de aguas cálidas, la alta oxigenación por ser someras y la intensidad solar (Podríamos aplicar la fórmula Oxígeno+Agua+Luz+Calor=VIDA). Además de los propios bioconstructores se encuentra una enorme diversidad y abundancia de animales, especialmente invertebrados, pero también peces que son susceptibles de fosilizar, por lo que las facies arrecifales son algunos de los más ricos yacimientos de fósiles marinos.

Las plataformas marinas

A menudo, en los márgenes de los continentes se extiende una plataforma llana que desciende suavemente durante muchos kilómetros hacia zonas más profundas hasta llegar a

Copyright © 2009 Asociación Paleontológica Alcoyana “Isurus”

un talud. Estas plataformas han sido durante muchos millones de años zonas de una gran riqueza biológica, extendiéndose por ejemplo amplias superficies cubiertas de esponjas durante parte del Mesozoico, favorecidas por un clima más cálido. Estas plataformas son medios marinos de salinidad normal que se encuentran a una profundidad moderada (desde pocos metros hasta menos de 200 m) y donde se podían acumular restos de invertebrados, dientes de tiburones, barras de oncolitos y una gran panoplia de restos de seres vivos. Estas plataformas son ricas también en microfósiles, ya que sus diminutas conchas caen al fondo y se acumulan en cantidades enormes. Las plataformas pueden ser siliciclásticas, si están cerca del continente y hay abundantes aportes de sedimentos (estando formadas generalmente por barras de arenas sumergidas) y las carbonatadas, configurando típicas capas de carbonato cálcico, generalmente caliza, en estratos masivos. Esta caliza se forma a partir de un fango micrítico (microcristales de calcita o aragonito) que proviene sobre todo de la destrucción de los microorganismos con esqueleto calcáreo, cuando esta micrita se litifica pasa a formar la caliza.

Talud y pie de talud

El talud continental suele marcar el límite de la corteza continental y el inicio de la corteza oceánica. Tiene una pendiente fuerte y por ello se producen inestabilidades que generan deslizamientos. Estos deslizamientos hacia el pie del talud dan lugar a unos depósitos muy típicos que se llaman turbiditas. Estas turbiditas están constituidas por una alternancia muy regular de capas de pocos centímetros de sedimentos muy fino que se deposita muy lentamente en el fondo marino y capas algo más gruesas (arenas finas, por ejemplo), con una estructura que demuestra que se han formado de una sola vez, generadas en cada deslizamiento. En estas turbiditas se pueden encontrar abundantes microfósiles.

Zonas marinas profundas y abisales

Las profundidades marinas soportan unas condiciones de presión y baja temperatura que impiden la precipitación del carbonato cálcico. El paso a estas condiciones lo determina un límite termodinámico llamado línea de compensación de la calcita, por debajo del cual ésta no precipita. Su profundidad varía con la latitud y otros factores. Los sedimentos de esta gran profundidad se depositan muy lentamente y son extremadamente finos, ya que se han desplazado en suspensión desde los continentes. En estas regiones profundas es muy difícil encontrar fósiles.

Síntesis

La geología ofrece las claves para entender los yacimientos e incluso predecir su existencia, por lo que constituye un complemento necesario para cualquier investigación paleontológica. Los sedimentos que incluyen a los fósiles de un yacimiento, su distribución, su estructura y su composición son consecuencia de las condiciones ambientales existentes en la cuenca de sedimentación y de las características de las áreas fuente. Estas variables condicionan, finalmente, la posibilidad de que los restos de los organismos fosilicen.