

TEMA 10. EL TIEMPO GEOLÓGICO.

Hasta el siglo XVIII no se tuvo una idea cabal y aproximada de la enorme longitud temporal de la Historia de la Tierra. Fueron los trabajos de James Hutton y, ya en el siglo XIX, de Charles Lyell y otros los que llevaron a la comprensión de la importancia del tiempo en el modelado de la superficie terrestre. Pero hubo que esperar hasta el siglo XX, con el uso de la radiactividad, para calcular con precisión la escala de los tiempos geológicos.

Comprender la historia de la Tierra es una de las tareas principales de la Geología y esa historia está encerrada, si bien de forma parcial y fragmentada, en las rocas, sobre todo en las sedimentarias. Esta historia sólo cobra sentido cuando se sitúan sus acontecimientos en el tiempo y entre los grandes logros de la Geología está el desarrollo de una escala de tiempo geológico.

1. DATACIÓN RELATIVA: PRINCIPIOS FUNDAMENTALES

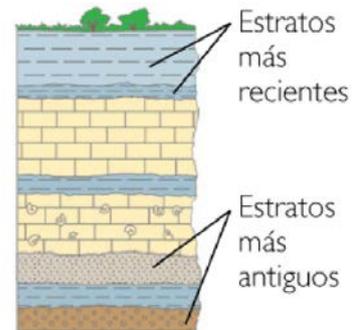
El establecimiento de la edad absoluta de la Tierra y de un calendario de acontecimientos geológicos con fechas exactas hubo de esperar hasta el siglo XX. Pero mucho antes, los geólogos podían ordenar los acontecimientos de la historia terrestre mediante métodos que permitían una datación relativa.

La **datación relativa** sitúa a las rocas y a los acontecimientos en un orden, el orden en que se formaron o tuvieron lugar, aunque no pueden indicar cuándo ocurrió realmente algo. Los métodos de datación relativa siguen siendo perfectamente válidos y usados hoy día, aunque complementados con la datación absoluta. La datación relativa se basa en una serie de principios que, aunque actualmente puedan parecer obvios, llevó mucho tiempo y esfuerzo de investigación establecer.



1.1. LEY O PRINCIPIO DE SUPERPOSICIÓN

El principio geológico básico y más importante fue establecido por Steno en el siglo XVII. Es la **ley de superposición**, que establece que, en una secuencia no deformada de rocas sedimentarias, cada estrato es más antiguo que el que tiene encima y más moderno que el que está debajo. Esta ley es válida también para coladas de lava, estratos de ceniza y otros sucesos de acumulación y superposición de materiales.



1.2. PRINCIPIO DE LA HORIZONTALIDAD ORIGINAL

Steno estableció también el **principio de la horizontalidad original**, es decir, la disposición horizontal de las capas de sedimentos en el momento de su

formación. Si estos estratos no aparecen en horizontal es que han sido alterados por la tectónica.



1.3. PRINCIPIO DE INTERSECCIÓN (O DE SUCESIÓN DE ACONTECIMIENTOS)

Este principio nos dice que cualquier acontecimiento o estructura es más moderno que aquellos a los que afecta y más antiguo que los que lo afectan. Así, una falla o intrusión que atraviesen una serie de estratos rocosos, serán más modernas que los propios estratos.



1.4. INCLUSIONES

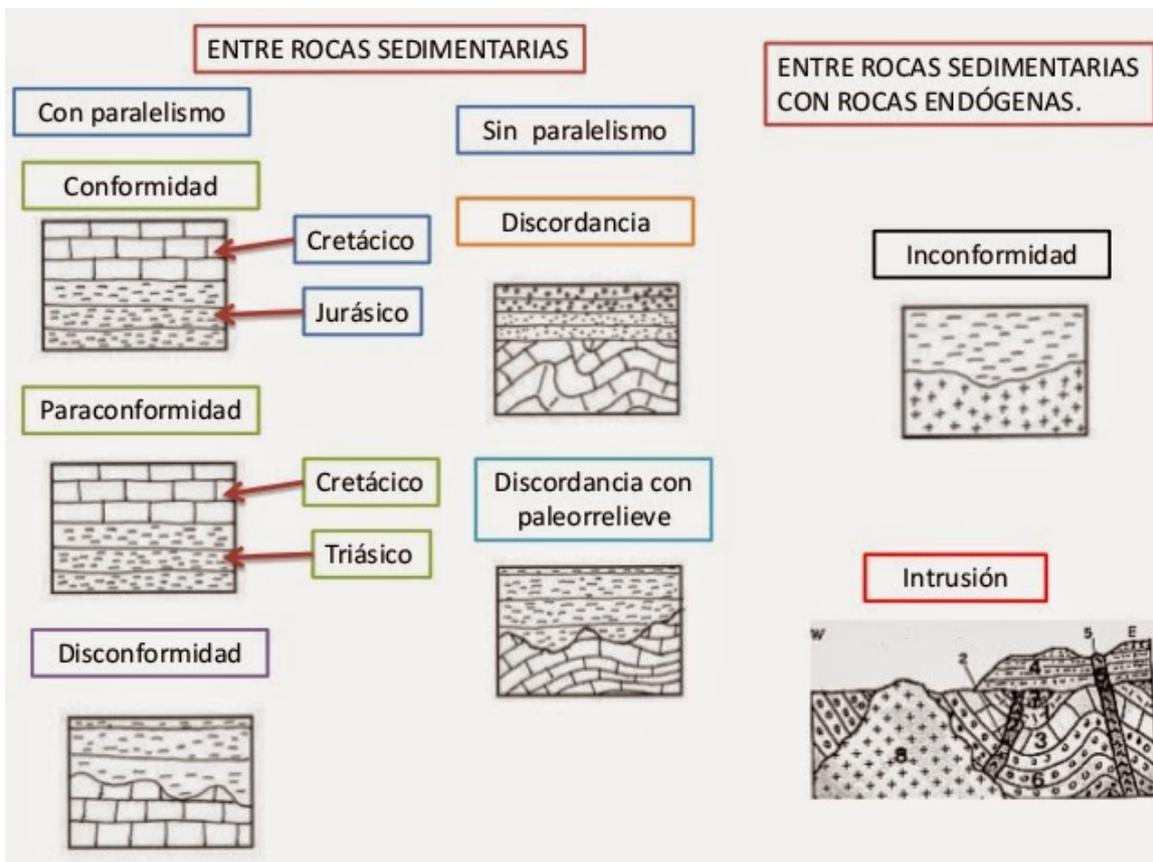
Las **inclusiones**, fragmentos de roca incrustados dentro de otra, ayudan a la datación relativa. Lógicamente, la roca adyacente es más moderna que la incluida, pues ésta debería estar cuando la roca adyacente la “envolvió”.



1.5. DISCONTINUIDADES ESTRATIGRÁFICAS

Los estratos rocosos que se depositan sin interrupción, unos sobre otros, se dice que son **concordantes**. Pero en ningún lugar se da una sucesión continua de estratos concordantes. El depósito de sedimentos se interrumpe continuamente, dando lugar a las **discontinuidades estratigráficas**.

Las discontinuidades representan periodos de tiempo en los que se interrumpió el depósito de sedimentos, se dio erosión y luego continuó la sedimentación. Hubo por tanto levantamiento de los sedimentos, erosión, subsidencia y nueva sedimentación. Las discontinuidades pueden representar enormes períodos en que los acontecimientos geológicos cambiaron drásticamente.



1.5.1. DISCORDANCIA ANGULAR

Son rocas plegadas o inclinadas sobre las que se depositan otras horizontales. Indica un periodo de deformación y erosión durante la pausa sedimentaria.

1.5.2. PARACONFORMIDAD

Son discontinuidades, muy comunes, que separan estratos de edades distintas y entre los cuales ha habido un periodo sin sedimentación. A menudo son difíciles de identificar y distinguir de las concordancias.

1.5.3. INCONFORMIDAD

Es una discontinuidad que separa rocas ígneas o metamórficas más antiguas de otras sedimentarias más jóvenes. Implica también una elevación y erosión de las rocas suprayacentes y de las propias rocas ígneas o metamórficas, seguida de subsidencia y sedimentación sobre dichas rocas ígneas o metamórficas.

1.5.4. DISCONFORMIDAD

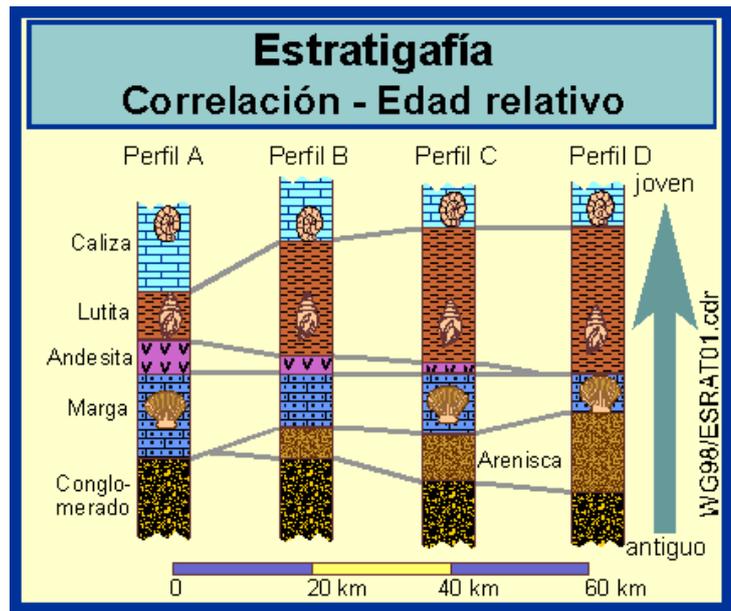
La separación entre estratos es irregular debido a la erosión de las capas inferiores.

2. CORRELACIÓN DE ESTRATOS

Se llama **correlación** al proceso de relacionar rocas de la misma edad situadas en localizaciones geográficas diferentes. Así puede establecerse una escala de tiempo geológico para toda la Tierra.

Siguiendo los afloramientos donde esto es posible o estudiando minerales característicos de una roca puede lograrse correlación entre distintas regiones.

Gracias a la correlación pueden emplearse pequeños estudios geológicos locales para completar una visión global de la historia de amplias zonas.



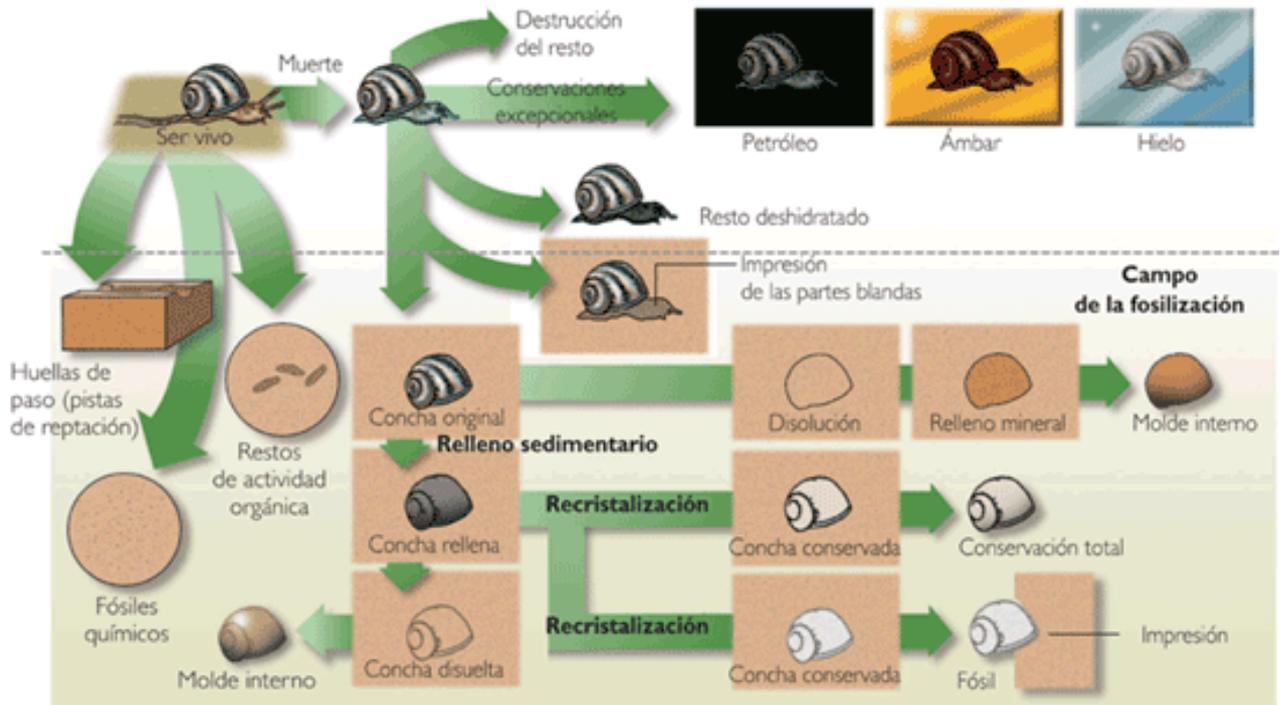
3. FÓSILES

Cuando los métodos habituales de correlación no son suficientes se recurre a los fósiles. Los **fósiles**, restos de vida prehistórica, son estudiados por la **paleontología**, ciencia que une Geología y Biología. Los fósiles ayudan a conocer la historia geológica, la historia de la vida y las condiciones ambientales del pasado. Además, permiten datar acontecimientos y correlacionar estratos.

3.1. TIPOS DE FÓSILES

Los fósiles son muy variados. Comúnmente sólo aparecen las partes más duras de los organismos: dientes, huesos, caparazones. En raras ocasiones se conserva el animal entero, debido a circunstancias poco habituales, como es el caso de peces, mamuts congelados, etc.

Los restos de organismos pueden modificarse por *petrificación*, es decir, precipitación de sustancias minerales en los huecos y poros; o por *sustitución*, intercambio de materia orgánica por materia mineral, incluso a nivel microscópico.



Otro tipo corriente son los moldes y huellas. Los moldes pueden ser externos, reflejando las estructuras exteriores del organismo, o internos, apareciendo las cavidades y órganos del interior del individuo.

En la *carbonización*, los restos de plantas y animales son enterrados y la presión expulsa líquidos y gases, quedando un resto de carbón. Esta película fina de carbón puede perderse y quedar una réplica llamada *impresión*.

Los organismos más delicados, como invertebrados, son difíciles de conservar, aunque a veces lo hacen en *ámbar*, resina endurecida de árboles primitivos.

Otros tipos de fósiles no son restos de organismos, sino de su actividad, e incluyen: huellas de pisadas, madrigueras, coprolitos (excrementos), gastrolitos (cálculos estomacales), nidos, etc.

3.2. CONDICIONES PARA LA CONSERVACIÓN

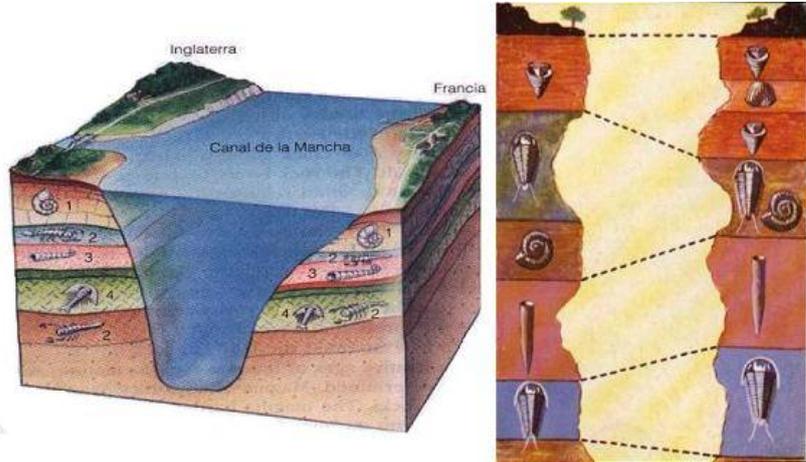
De todos los organismos que vivieron en el pasado sólo una mínima parte nos ha llegado en forma de fósiles, pues la mayoría de los seres vivos son descompuestos al morir. El registro fósil es pues muy sesgado. Para su conservación se precisan dos condiciones fundamentales: un rápido enterramiento y la presencia de partes duras.

Si un organismo es enterrado por los sedimentos con suficiente rapidez, puede quedar protegido de carroñeros y bacterias.

Por otro lado, la piel y la carne se descomponen con facilidad, por lo que la presencia de dientes, huesos y caparazones facilita la fosilización.

3.3. FÓSILES Y CORRELACIÓN

Los fósiles se conocen desde tiempos muy remotos, pero fue a finales del siglo XVIII y principios del XIX cuando William Smith, un ingeniero inglés, se dio cuenta de que estratos de rocas diferentes contenían fósiles distintos y podían correlacionarse. Nació así uno de los principios fundamentales de la geología, el **principio de la sucesión de fósiles**:



fósiles: los fósiles se han sucedido unos a otros en un orden determinado y, por tanto, un período geológico puede reconocerse por su contenido fósil.

Cada época geológica se caracteriza por una serie de fósiles determinados y, además, se pueden establecer subdivisiones de esas épocas según diferentes especies de un mismo tipo de fósil.

Los fósiles más interesantes para la datación son los llamados **fósiles índice** o **guía**. Los fósiles guía son fósiles que fueron muy abundantes, muy extendidos geográficamente, pero muy limitados en el tiempo, por lo que son buenos indicadores de cada época. Utilizando varios fósiles guía en una serie de estratos se puede establecer una correlación muy precisa.

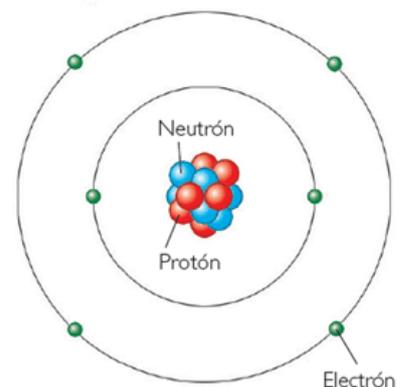
Además de su utilidad para la correlación y la datación, los fósiles son unos indicadores ambientales invaluable, pudiendo dar cuenta del ambiente continental o marítimo, temperatura, humedad, condiciones de acidez, luminosidad y otros muchos aspectos.

4. DATACIÓN ABSOLUTA POR RADIATIVIDAD

Aunque durante siglos los geólogos se valieron de los principios de datación relativa para ordenar los acontecimientos de la historia de la Tierra, lo ideal es poner fecha exacta a esos acontecimientos. La datación radiométrica ha permitido ese logro con una gran precisión.

4.1. ESTRUCTURA ATÓMICA BÁSICA

Los átomos están formados por un *núcleo*, formado de protones y neutrones, alrededor del cual orbitan los electrones. Los electrones son partículas con carga negativa, los protones tienen carga positiva y los neutrones carecen de carga.



Cada elemento de la tabla periódica se identifica por su **número atómico**, es decir el número de protones del núcleo. Los átomos de un mismo elemento tienen siempre el mismo número atómico, mientras que los de elementos diferentes tienen distinto número atómico (hidrógeno: 1; oxígeno: 8; carbono: 6, etc.).

Dado que los electrones tienen una masa despreciable en comparación con protones y neutrones, se considera que toda la masa del átomo se concentra en el núcleo. La suma de protones y neutrones da el **número másico**. El número de neutrones puede variar dentro de un mismo elemento, dando **isótopos** con diferente número másico. Así, existe el carbono-12 y el carbono-14; el uranio-234, el uranio-235 y el uranio-238.

4.2. RADIATIVIDAD

En cierto tipo de átomos, las fuerzas que mantienen unidos a neutrones y protones en el núcleo no son suficientes y los núcleos se desintegran espontáneamente en un proceso llamado **radiactividad**.

Cuando un núcleo se desintegra puede emitir partículas alfa (α), formadas por dos protones y dos neutrones (núcleos de ^4He) por lo que el número másico se reduce en 4 y el atómico en 2.

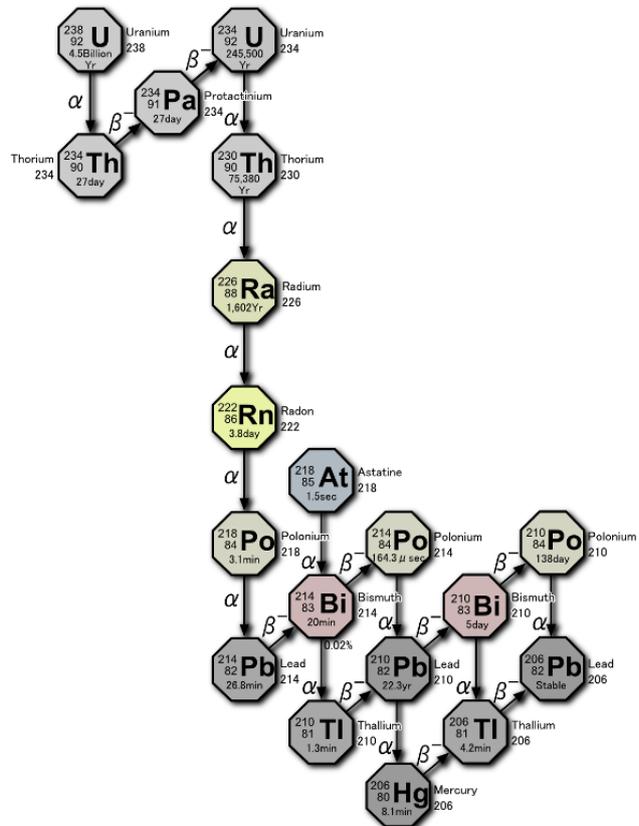
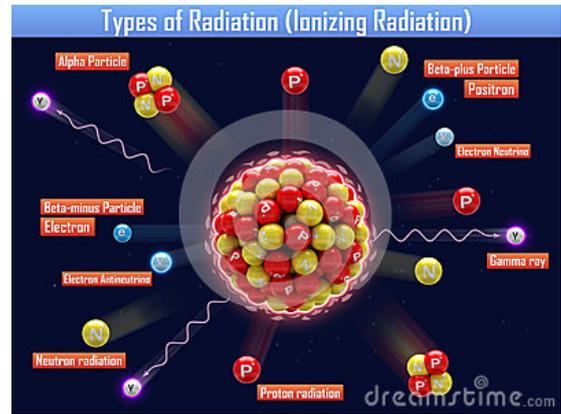
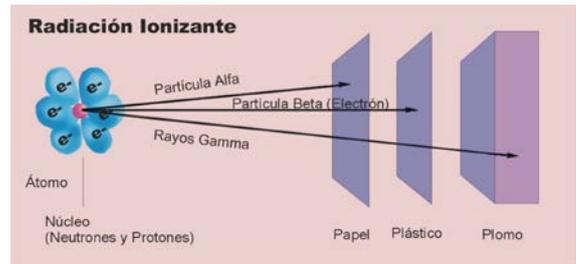
O bien puede emitir partículas beta (β) (e^- + neutrino o positrón + antineutrino). El número másico se mantiene, pero el electrón emitido procede de un neutrón que se convierte en protón, por lo que el número atómico aumenta en 1.

La radiación gamma (fotones) no altera el número másico.

El isótopo radiactivo inestable se denomina *padre* y a los isótopos resultantes *hijos*.

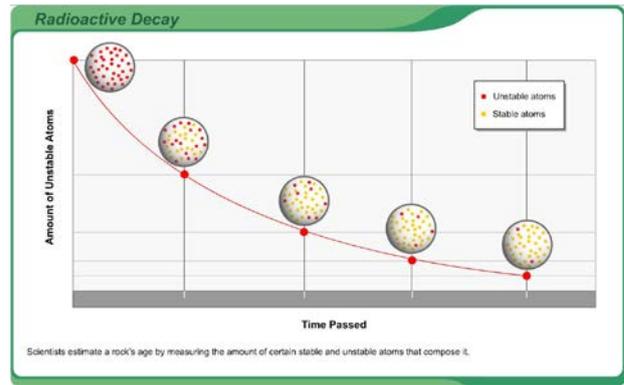
Así, el uranio-238 se desintegra según una compleja serie de procesos en los que se emiten partículas alfa y beta hasta llegar al isótopo hijo estable plomo-206.

Una característica importante de la desintegración es que se realiza a una velocidad fija y muy precisa. Por ello, estudiando la cantidad de isótopos radiactivos padre y de sus hijos resultantes en rocas y minerales se puede saber el tiempo transcurrido desde que se formaron y, por tanto, su edad. Este método de datación se denomina **datación radiométrica**.



4.3. PERÍODO DE SEMIDESINTEGRACIÓN

El tiempo necesario para que la mitad de un isótopo se desintegre en sus isótopos hijos se denomina **período de semidesintegración**. Conocido este y la proporción entre el isótopo padre y los isótopos hijos se puede calcular la edad de un material que contenga dichos isótopos.



4.4. DATACIÓN RADIOMÉTRICA

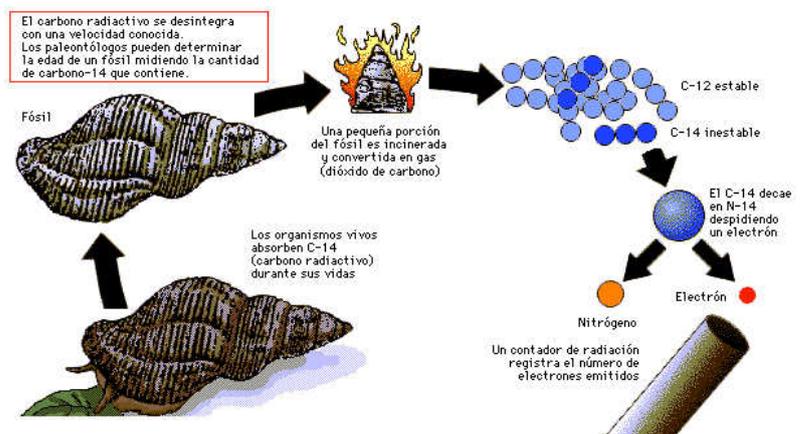
A medida que se desintegra el isótopo padre el número de sus átomos disminuye, al tiempo que aumenta el de los isótopos hijos. Este es el principio de la datación radiométrica. Los principales elementos usados en geología son los siguientes:

Radionuclido padre	Isótopo hijo estable	Período de semidesintegración
Uranio-238	Plomo-206	4.500 millones de años
Uranio-235	Plomo-207	713 millones de años
Torio-232	Plomo-208	14.100 millones de años
Rubidio-87	Estroncio-87	47.000 millones de años
Potasio-40	Argón-40	1.300 millones de años

Hay que considerar que el método radiométrico sólo es preciso si no ha habido adición ni pérdida de isótopos, lo que no siempre sucede. Por ello es importante usar sólo material fresco, sin meteorización, y emplear varios métodos cuando sea posible.

4.5. DATACIÓN CON CARBONO 14

La **datación por radiocarbono**, empleando el carbono-14, se utiliza para acontecimientos muy recientes. El carbono-14 tiene un periodo de semidesintegración de sólo 5.730 años, por lo que es útil para periodos históricos y acontecimientos de hasta hace unos 70.000 años.



Este isótopo se utiliza para restos orgánicos, pues la materia viva lo incorpora con el CO₂ atmosférico, que contiene siempre una parte de carbono-14. Mientras un organismo está vivo mantiene un equilibrio entre el carbono-12 y el C-14. Al morir, el C-14 se desintegra en nitrógeno-14. Midiendo la proporción entre C-12 y C-14 se puede determinar la edad.

4.6. IMPORTANCIA DE LA DATACIÓN RADIOMÉTRICA

Aunque el procedimiento para datar radiométricamente es muy complejo y no exento de errores, gracias a él se han podido fechar miles de acontecimientos de la historia geológica, incluidas las rocas más antiguas y los organismos vivos más primitivos. Este método ha venido a confirmar la inmensidad del tiempo geológico, que se mide en miles de millones de años.

5. ESCALA DE TIEMPO GEOLÓGICO

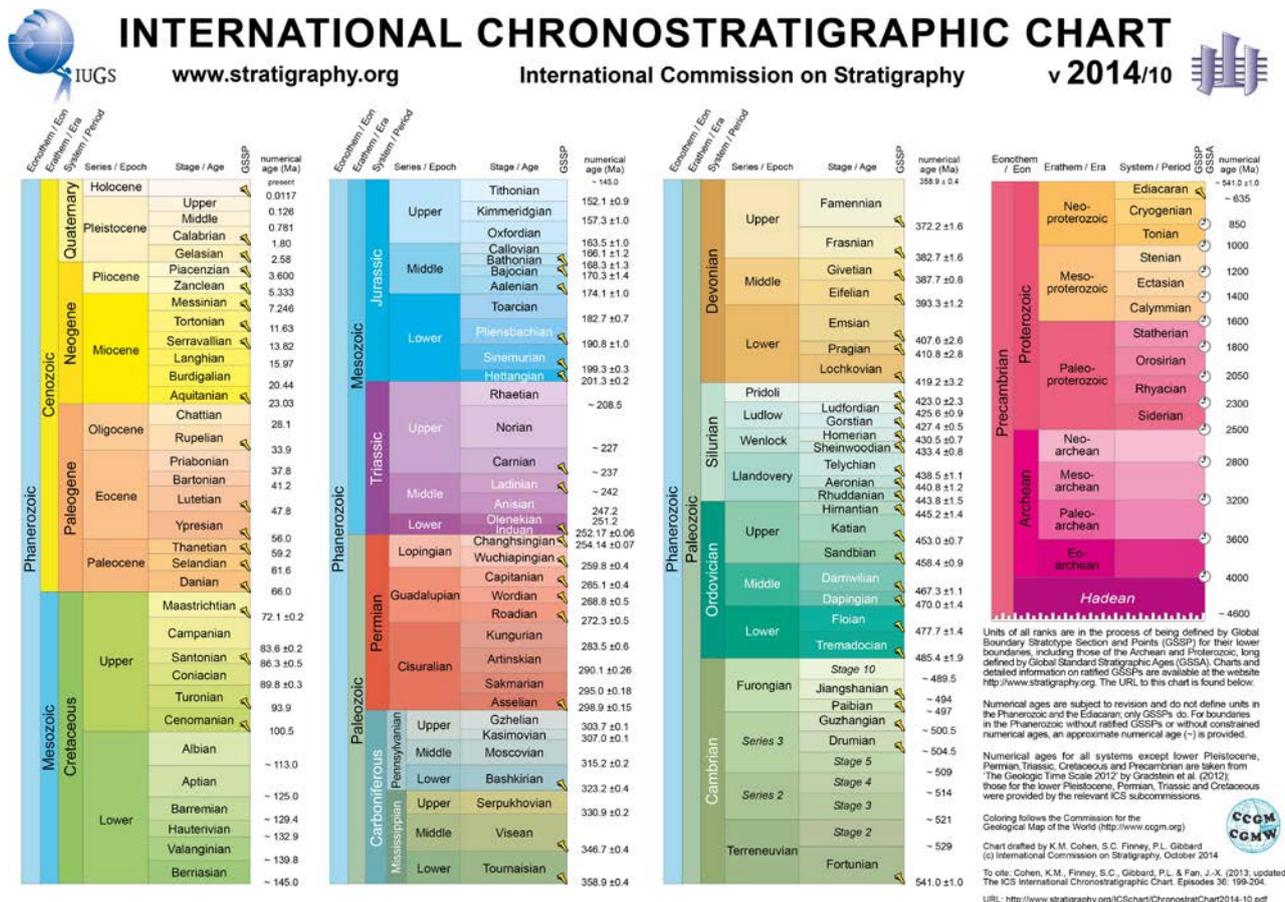
La historia geológica de la Tierra se divide en unidades de magnitud variable. Las grandes divisiones se establecieron durante el siglo XIX, mediante datación relativa. Con la datación radiométrica, en el siglo XX se añadieron subdivisiones y fechas numéricas.

5.1. ESTRUCTURA DE LA ESCALA TEMPORAL

La escala de tiempo geológico divide los 4.540 millones de años de la Tierra en muchas unidades diferentes. Las mayores son los **eones**. El eón **Precámbrico** es el más largo, con casi 4.000 millones de años. Sin embargo, es el período de la historia terrestre más desconocido, ya que su registro geológico está más alterado y existen pocos fósiles tan antiguos.

El eón más reciente es el **Fanerozoico**, que comenzó hace 540 millones de años y llega hasta el presente.

Los eones se dividen en **eras**. Así, el Fanerozoico se divide en tres eras: **Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico**. A su vez, las eras pueden dividirse en **períodos** y éstos en **épocas y edades**.



Contenido

1.	DATACIÓN RELATIVA: PRINCIPIOS FUNDAMENTALES.....	1
1.1.	LEY O PRINCIPIO DE SUPERPOSICIÓN.....	1
1.2.	PRINCIPIO DE LA HORIZONTALIDAD ORIGINAL.....	1
1.3.	PRINCIPIO DE INTERSECCIÓN (O DE SUCESIÓN DE ACONTECIMIENTOS)	2
1.4.	INCLUSIONES.....	2
1.5.	DISCONTINUIDADES ESTRATIGRÁFICAS.....	2
1.5.1.	Discordancia angular.....	3
1.5.2.	Paraconformidad	3
1.5.3.	Inconformidad	3
1.5.4.	Disconformidad.....	3
2.	CORRELACIÓN DE ESTRATOS.....	3
3.	FÓSILES.....	3
3.1.	TIPOS DE FÓSILES.....	4
3.2.	CONDICIONES PARA LA CONSERVACIÓN	4
3.3.	FÓSILES Y CORRELACIÓN	5
4.	DATACIÓN ABSOLUTA POR RADIATIVIDAD.....	5
4.1.	ESTRUCTURA ATÓMICA BÁSICA	5
4.2.	RADIATIVIDAD	6
4.3.	PERÍODO DE SEMIDESINTEGRACIÓN.....	7
4.4.	DATACIÓN RADIOMÉTRICA	7
4.5.	DATACIÓN CON CARBONO 14	7
4.6.	IMPORTANCIA DE LA DATACIÓN RADIOMÉTRICA	8
5.	ESCALA DE TIEMPO GEOLÓGICO.....	8
5.1.	ESTRUCTURA DE LA ESCALA TEMPORAL.....	8