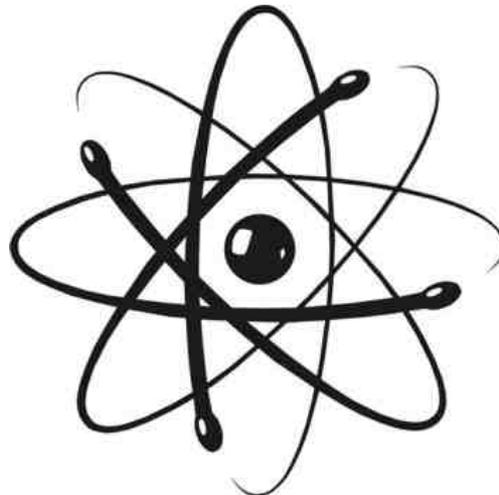




Universidad de Concepción
Facultad de Arquitectura-Urbanismo-Geografía
Departamento de Geografía



Dataciones



Octavio Rojas Vilches
Ayudante Geografía Física I
ocrojas@udec.cl
<http://www.udec.cl/~ocrojas>

Revisión:
Prof. Dra © Carolina Martínez Reyes
carolmartinez@udec.cl

Ciudad Universitaria, Concepción – Chile, 2008

Índice

	Página
I. Métodos de dataciones.....	3
II. Datación Relativa.....	4
Ley de la Superposición.....	4
Horizontalidad Original.....	5
Principio de Intersección.....	5
Inclusiones.....	6
Discontinuidades Estratigráficas.....	6
Correlación de las Capas Rocosas.....	8
1. Correlación por criterios físicos.....	8
2. Fósiles y Correlación.....	9
III. Datación Absoluta.....	11
Las Varvas.....	11
Dendrocronología.....	11
Densidad de Cráteres.....	11
Exposición a Rayos Cósmicos.....	12
Huellas de Fisión.....	13
Termoluminiscencia.....	13
Datación absoluta con Radioactividad.....	13
Radiactividad.....	14
Samarium - Neodimio.....	16
Rubidio - Estroncio.....	17
Uranio - Plomo.....	17
Potasio - Argón.....	17
Berilio 10.....	18
Torio - Protactinio.....	18
Carbono 14.....	18
Argón 39 - Argón 40.....	19
Tritio.....	19
IV. Bibliografía.....	20

I. Métodos de Dataciones

Se distinguen dos tipos de dataciones:

- Datación Relativa
- Datación Absoluta

Datación Relativa

Significa que las rocas se colocan en una secuencia de formación adecuada. Mediante este método **no se puede establecer una fecha precisa**, pero si podemos obtener lo que sucedió antes o después de un acontecimiento. Las técnicas de este método que se desarrollaron siguen siendo utilizadas en la actualidad.

Datación Absoluta

Mediante esta es posible obtener fechas absolutas, fiables para los acontecimientos del pasado geológico. Son los métodos que nos proporcionan edades numéricas.

En la siguiente tabla se clasificaron los métodos más conocidos de datación, las cursivas corresponden a dataciones absolutas (proporcionan edad numérica)

Tabla 1: Métodos de Datación de Rocas y procesos Geológicos

Estratigráficos	El principio de la superposición <i>Las varvas</i>
Biológicos	Los fósiles Los ritmos biológicos <i>a. Dendrocronología</i> <i>b. Anillos de crecimiento en corales</i> Los relojes moleculares
Estructurales	Relaciones tectónicas o magmáticas <i>Densidad de craterización</i>
Físicos y geofísicos	<i>Exposición a los rayos cósmicos</i> <i>Huellas de fisión</i> Paleomagnetismo <i>Dataciones radiométricas: samario-neomidio</i> <i>rubidio-estroncio</i> <i>uranio-plomo</i> <i>potasio-argón</i> <i>berilio-boro</i> <i>torio-radio</i> <i>protactinio-actinio</i> <i>carbono-nitrógeno</i> <i>argón-argón</i> <i>tritio-helio</i>

II. Datación Relativa

Para poder llegar a establecer una escala de tiempo relativo, es necesario aplicar principios, los que procederemos a analizar ahora:

❖ Ley de la Superposición

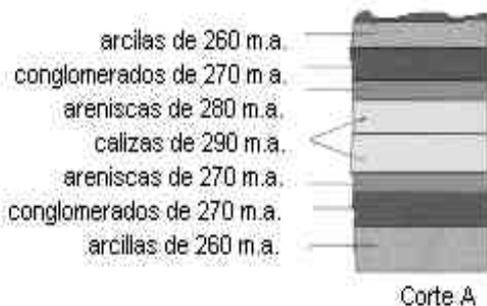
Se le atribuye a Nicolás Steno, un anatomista, geólogo y clérigo Danés (1638-1686). Esta ley, establece: “que en una secuencia no deformada de rocas sedimentarias, cada estrato es más antiguo que el que tiene por encima y más joven que el que tiene por debajo”, como se muestra en la figura 1.

Esta ley es aplicada también a otros materiales depositados en la superficie, como por ejemplo coladas de lava y estratos de ceniza de erupciones volcánicas. Si se la aplica esta ley, a los estratos expuestos del Gran Cañón, se pueden colocar las capas fácilmente en un orden.

Figura 1: Gran Cañón, EE.UU.



Ejercicio Nº 1: De acuerdo a la ley de Superposición, observa los siguientes cortes, y responde ¿Qué puede haber sucedido en el corte B?



❖ Principio de la horizontalidad Original

También Steno fue el que reconoció la importancia. Este principio Significa que las capas de sedimento se depositan en general en una posición horizontal. Cuando observamos estratos rocosos que son planos, deducimos que no han experimentado alteración y que mantienen aun su horizontalidad original. Pero si está plegado o inclinado un cierto ángulo deben haber sido desplazados a esa posición por alteraciones de la corteza algún tiempo después de su depósito.

Ejercicio 2: Observa la siguiente imagen y responde: ¿Qué leyes aplicamos?



❖ Principio de Intersección

Cuando una falla atraviesa otras rocas, o cuando el magma hace intrusión y cristaliza, podemos suponer que la falla o la intrusión es más joven que las rocas afectadas, a este principio se le llama principio de intersección (figura 2).

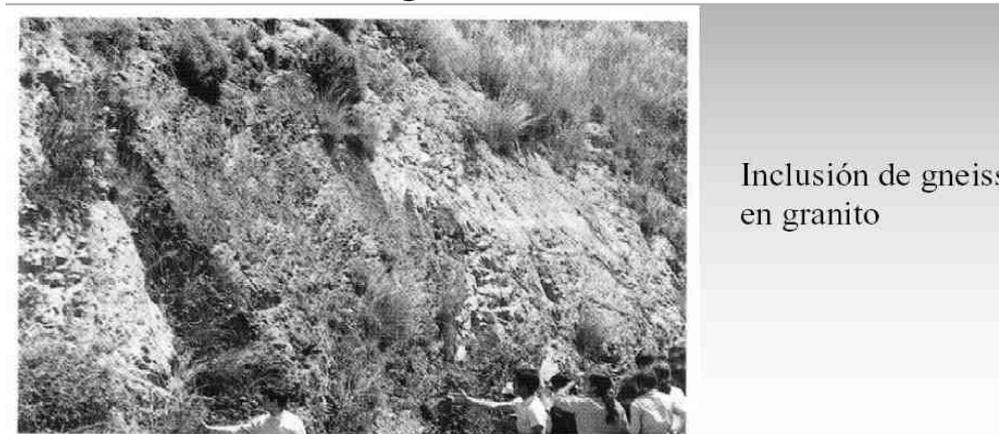
Figura 2: Principio de Intersección



❖ Inclusiones

En ocasiones, las inclusiones (figura 3) pueden servir para datar en forma relativa. Las inclusiones son fragmentos de una unidad de roca que han quedado encerrados dentro de otra. El principio se basa en lo siguiente: la masa de roca adyacente a la que contiene las inclusiones debe haber estado allí primero para proporcionar los fragmentos de roca. Por consiguiente, la masa de roca que contiene las inclusiones es la más joven de las dos.

Figura 3: Inclusión



❖ Discontinuidades Estratigráficas o Discordancias

Cuando observamos estratos rocosos que se han ido depositando esencialmente sin interrupción, decimos que son concordantes. A lo largo de la historia de nuestro planeta, el depósito de sedimentos se ha interrumpido una y otra vez. La ruptura en el registro litológico se denomina discontinuidad estratigráfica (hiato o laguna estratigráfica). Una discontinuidad estratigráfica (figura 4) representa un largo periodo durante el cual se interrumpió la sedimentación, la erosión eliminó las rocas previamente formadas y luego se reinició el depósito. Las discontinuidades estratigráficas son rasgos importantes ya que representan acontecimientos geológicos significativos de la historia de la Tierra.

Los coloreados estratos del Gran Cañón registran una larga historia de sedimentación en una diversidad de ambientes: mares en avance, ríos y deltas, llanuras maréales y dunas de arena. Pero el registro no es continuo. Las discontinuidades estratigráficas representan cantidades de tiempo que no se han registrado en el Gran Cañón. Hay distintos tipos de discontinuidades:

Figura 4: Discordancia Angular, Disconformidad e Inconformidad

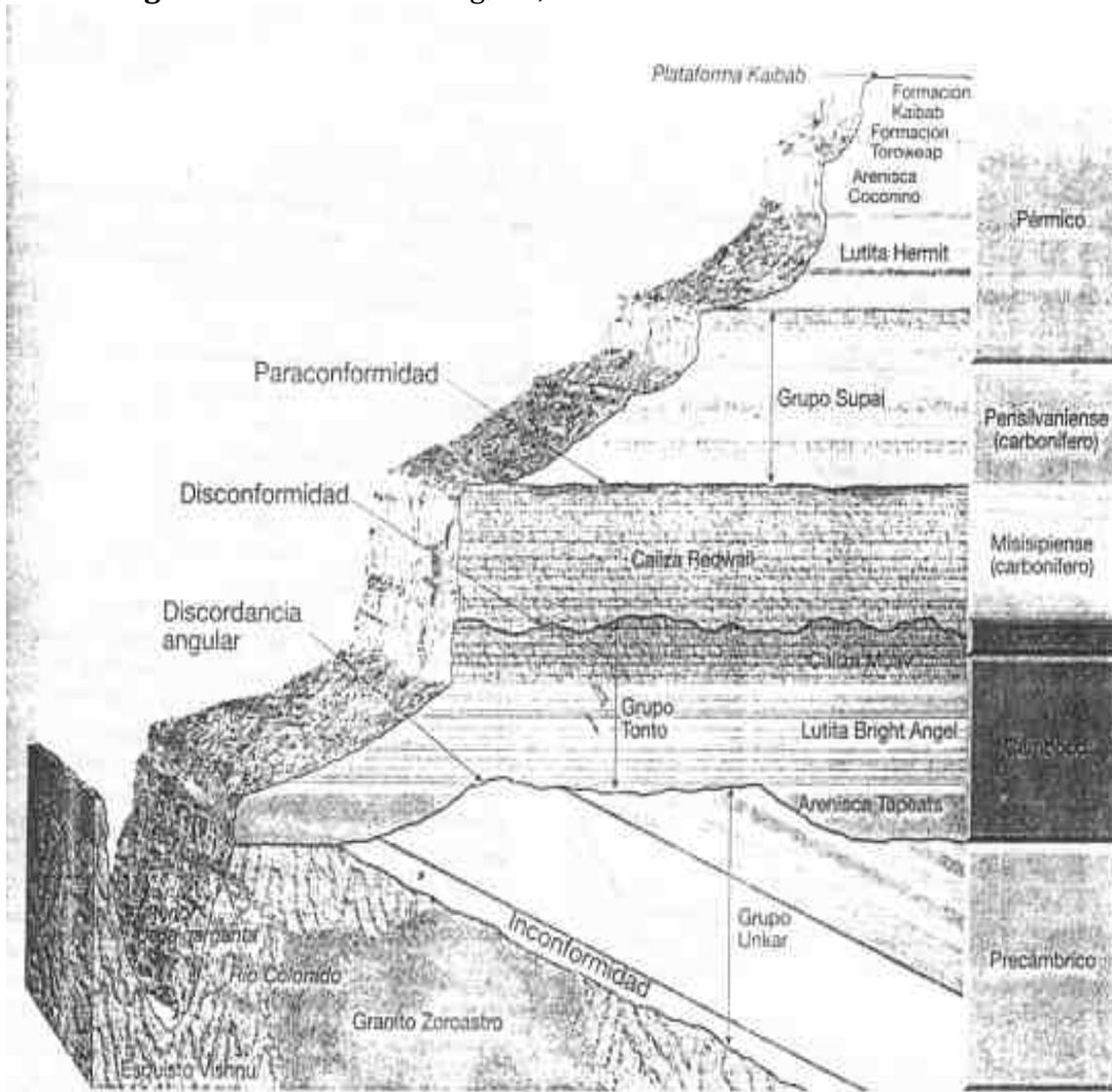


Figura 8.4 Este corte geológico a través del Gran Cañón ilustra los tres tipos básicos de discontinuidades estratigráficas. Entre el grupo Unkar precámbrico inclinado y las areniscas Tapeats Cambriacas puede verse una discordancia. Hay dos paraconformidades notables, por encima y por debajo de la caliza Redwall. Se produce una inconformidad entre las rocas ígneas y metamórficas del Inner Gorge y los estratos sedimentarios del grupo Unkar.

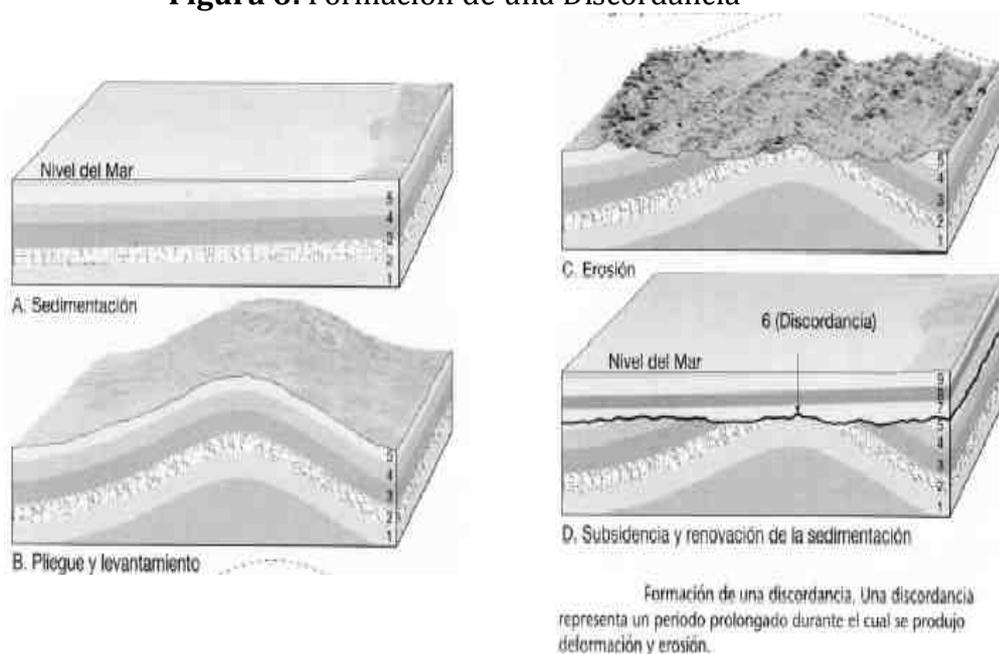
Figura 5: Discordancia Angular

Discordancia Angular: Quizá la discontinuidad más fácil de reconocer es la discordancia angular. Consiste en rocas sedimentarias inclinadas o plegadas sobre las que reposan estratos más planos y jóvenes. Una discordancia indica que, durante la pausa de deposición, se produjo un periodo de deformación (pliegue o inclinación) y erosión.



- **Paraconformidad o disconformidad:** Cuando se la compara con las discordancias angulares, las paraconformidades son más comunes pero normalmente son bastante menos claras, porque los estratos situados a ambos lados son en esencia paralelos.
- **Inconformidad o no conformidad:** El tercer tipo básico de discontinuidad es la inconformidad. Aquí la ruptura separa rocas ígneas, metamórficas o intrusivas más antiguas de los estratos sedimentarios más jóvenes. Para que se desarrolle una inconformidad, debe haber un periodo de elevación y luego erosión de las rocas suprayacentes.

Figura 6: Formación de una Discordancia



Se pueden reconocer cuatro etapas en la formación de una discordancia: a) Sedimentación, Pliegue y levantamiento c) erosión d) Subsistencia y renovación de la sedimentación.

Correlación de las capas rocosas

Para desarrollar una escala de tiempo que sea aplicable a toda La Tierra, deben emparejarse rocas de edad similar localizadas en regiones diferentes. Esta tarea se conoce con el nombre de correlación.

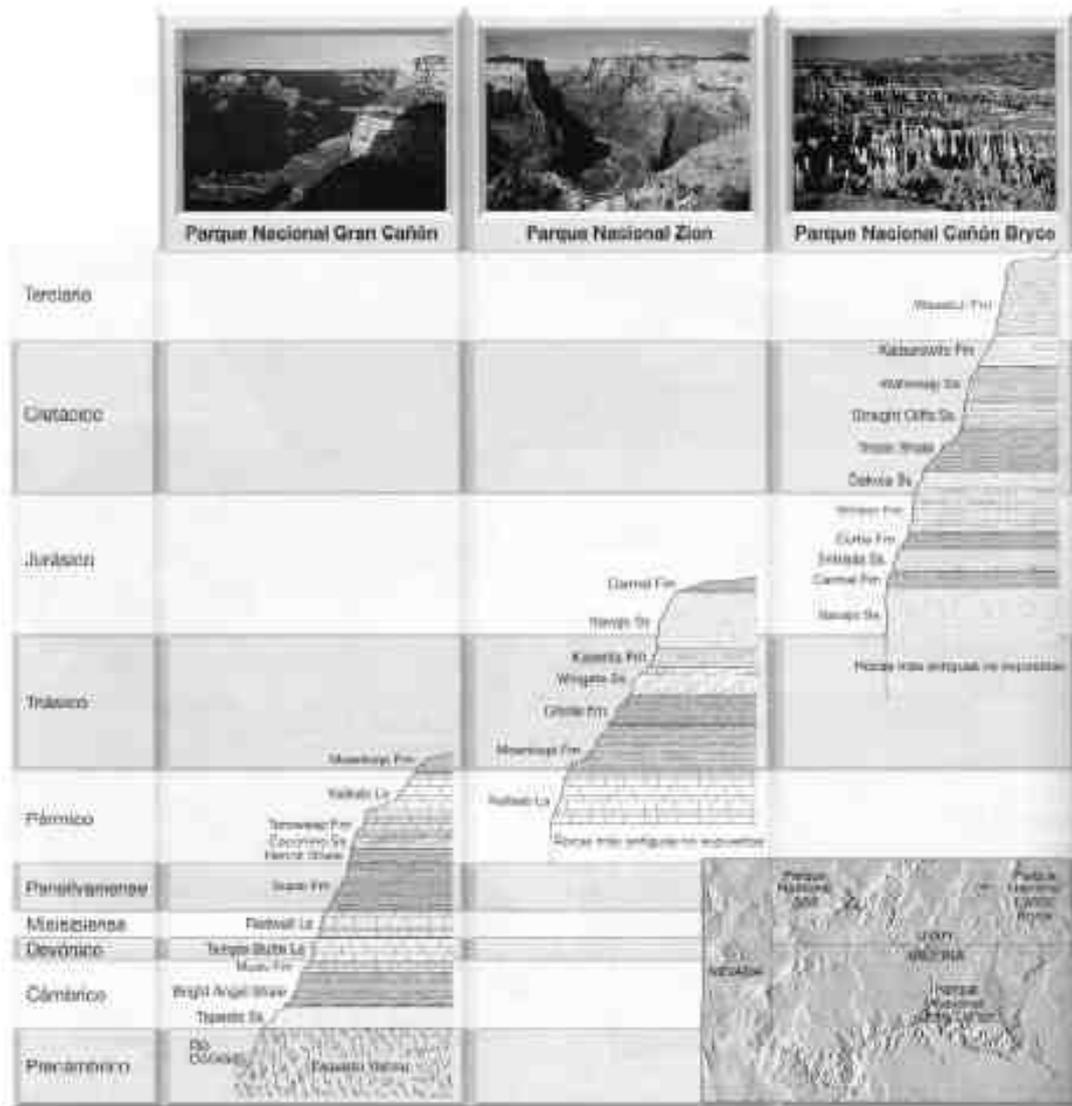
1. Correlación por criterios físicos

La correlación a lo largo de distancias cortas suele conseguirse observando la posición de una capa en una secuencia de estratos.

Correlacionando las rocas de un lugar con las de otro, es posible una visión más completa de la historia geológica de una región.

Muchos estudios geológicos se realizan en áreas relativamente pequeñas. Aunque son importante por si mismos, sólo se comprende su valor completo cuando se correlacionan con otras regiones. Cuando el objetivo, es la correlación entre áreas muy distantes o entre continentes, el geólogo dependerá de los fósiles.

Figura 7: Correlación por criterios Físicos



La correlación de estratos en tres localidades de la meseta de Colorado revela la extensión total de las rocas sedimentarias en la región. (Tomado del U.S. Geological Survey, libro de E. J. Tibbuck).

2. Fósiles y correlación

Aunque la existencia de los fósiles se ha conocido durante siglos, no fue hasta finales del siglo XVIII y principios del XIX cuando se puso de manifiesto su importancia como herramientas geológicas.

Los organismos fósiles se sucedieron unos a otros en un orden definido y determinable, y por consiguiente, cualquier periodo puede reconocerse por su contenido fósil. Esto es lo que se conoce como **principio de la sucesión de fósiles**

(figura 8). En otras palabras, cuando los fósiles se ordenan según edad, no presentan una imagen fortuita. Por el contrario, los fósiles documentan la evolución de la vida a través del tiempo.

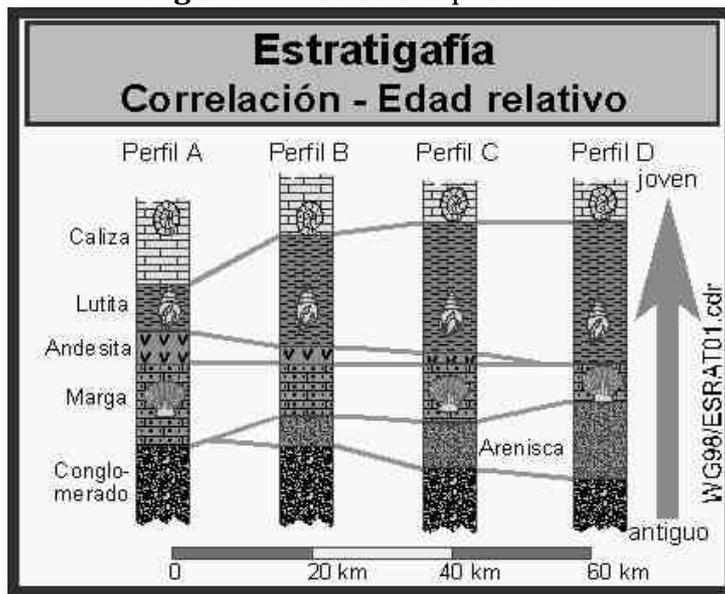
Ejemplo, en el registro fósil se reconoce una edad de los Trilobites. Luego, en sucesión, los paleontólogos reconocen una edad de los peces, una edad de los pantanos carboníferos, una edad de los reptiles y una edad de los mamíferos.

Cuando se descubrió que los fósiles eran indicadores temporales, se convirtieron en el medio más útil de correlacionar las rocas de edades similares en regiones diferentes. Los geólogos prestan una atención particular a ciertos fósiles denominados fósiles índice o guía. Estos fósiles están geográficamente extendidos y limitados a un corto periodo de tiempo geológico, de manera que su presencia proporciona un método importante para equiparar rocas de la misma edad.

Además de ser herramientas importantes y a menudo esenciales para correlacionar, los fósiles son importantes indicadores ambientales.

Por consiguiente, examinando de cerca los tipos de fósiles, puede identificarse la posición

Figura 8: Correlación por fósiles



III. Datación Absoluta

Los métodos de datación absoluta, utilizan elementos radioactivos. Analizaremos los métodos más conocidos.

Las Varvas

Las varvas son pares de estratos producidos anualmente en relación con los cambios estacionales (figura 9). Estas se producen principalmente en lagos de frente glaciar, sus estratos son claros, limosos o arenosos, además de otro arcilloso oscuro.

Son las variaciones climáticas las que producen varvas más o menos gruesas, cada región con una secuencia. Cuando se logra averiguar la edad de una vara, mediante correlaciones, se puede con precisión ver los avances y retrocesos glaciares de una región, así como su climatología.

Figura 9: Varvas del Pleistoceno en los acantilados de Scarboro (Toronto, Ontario, Canadá). Las más gruesas tienen cerca de 1,50 cm de espesor.



Dendrocronología

Se refiere a los anillos de crecimiento de los árboles (figura 10), estos cada año añaden a su tronco un anillo compuesto por una parte clara y otra oscura, el grosor de dicho anillo dependerá del clima. Contando los anillos de un tronco vivo a partir de su corteza es posible conocer su edad con precisión de un año.

Se ha llegado a obtener una secuencia de 7.240 años. Los pinos americanos han permitido regresar más en el tiempo.

Estos anillos también son indicadores climáticos.

Figura 10: Análisis de los Anillos de un Árbol



Densidad de Cráteres

En los cuerpos planetarios sin atmósfera, los cráteres formados por impactos de meteoritos no se pueden erosionar. Por lo tanto se acumulan a lo largo del tiempo. Pero de igual forma esto no impide que se pueda obtener o realizar una datación, es simplemente una dificultad.

La densidad de cráteres permite una datación de tipo estratigráfico, en esta el principio de superposición es sustituido por el criterio de densidad de craterización.

La tasa de craterización puede convertirse en escala numérica si tenemos por lo menos una edad numérica de la superficie craterizada. Para la luna se datan las primeras rocas lunares en 1969, a partir de ese momento se hace una suposición basándose en que la Tierra y la Luna recibieron el mismo número de impactos, de ahí se construye una curva de cráteres-edades.

Las edades de exposición a los rayos cósmicos

Las rocas superficiales de los cuerpos planetarios sin actividad geológica pueden estar expuestas al viento solar durante millones de años. Los rayos pueden penetrar hasta un metro de la roca, produciendo huellas microscópicas o bien transformando sus núcleos en isótopos. Los dos efectos pueden medirse para obtener una edad.

Este método se ha empleado en rocas lunares y en meteoritos. Si las edades de varios meteoritos coinciden podemos decir que en esa fecha tuvo lugar una colisión importante.

Las huellas de Fisión

Una zona de fisión es una zona lineal de un mineral dañada por el paso de un núcleo atómico.

La edad se obtendrá midiendo la cantidad de huellas de fisión por unidad de superficie y dividiéndola por la concentración del uranio en el mineral.

La precisión se basa en 4 supuestos:

1. La velocidad de descomposición del U^{238} es constante
2. La concentración de uranio en la roca se ha mantenido constante desde que se formó la roca
3. Todas las fisiones producen huellas
4. Todas las huellas de fisión no se borran.

Lo normal es que se traten fechaciones a partir de 250000 años de antigüedad.

Termoluminiscencia

Este sistema, es parecido al anterior, se basa en que los minerales retienen partículas cargadas procedentes de su entorno.

Este método sirve para datar unidades geológicas como coladas volcánicas, o elementos como cerámica.

El intervalo de aplicación del método va desde algunos siglos a varios cientos de miles de años; su margen de error va del 8 al 10% de la edad media.

Datación Absoluta con Radiactividad

La datación radiométrica es la que nos permite medir con más precisión.

Para la aclaración de términos, es conveniente recordar: cada átomo tiene un núcleo, que contiene protones y neutrones, y que alrededor de este núcleo orbitan los electrones. Los electrones tienen carga eléctrica negativa y los protones positiva. Un neutrón es en realidad una combinación de un protón y un electrón combinados, pues no tiene carga (es neutro).

El número atómico (el número que identifica cada elemento) es el número de protones que tiene en su núcleo. Cada elemento tiene un número diferente de protones y, por lo tanto, un número atómico diferente (hidrógeno = 1, Carbono = 6, uranio = 92, etc.). Los átomos de un mismo elemento tienen siempre el mismo número de protones, de manera que el número atómico se mantiene constante.

Prácticamente toda la masa de un átomo (99,99%) se encuentra en el núcleo, lo que indica que los electrones no tienen prácticamente masa. Así pues, sumando los protones y los neutrones del núcleo de un átomo obtenemos el número atómico del átomo. El número de neutrones puede variar, y esas variantes, o isótopos tienen diferentes números másicos.

Un ejemplo: el núcleo del uranio tiene siempre 92 protones, de manera que su núcleo atómico es siempre 92. Pero su población de neutrones varía, de modo que el uranio tiene tres isótopos: uranio-234 (protones + neutrones=234), uranio-235, uranio-238.

Radiactividad

Las fuerzas que unen los protones y los neutrones en el núcleo suelen ser fuertes. Sin embargo, en algunos isótopos, los núcleos son inestables porque las fuerzas que unen los protones y los neutrones no son lo bastante fuertes. Como consecuencia los núcleos se descomponen, o desintegran, espontáneamente en un proceso denominado radiactividad.

En 1907, el físico neozelandés Ernest Rutherford, sugirió la posibilidad de datar minerales mediante la radiactividad, calculando la proporción entre la cantidad de elementos radiactivos (llamados también elementos padres, o primarios) y las sustancias derivadas (llamados también elementos hijos o radiogénicos). Las primeras diez muestras de Boltwood dieron edades de hasta 2.200 millones de años. Aunque hoy sabemos que eran como un 20% alta.

En la década de los 70, y mediante el estudio de los bordes de alteración de inclusiones radiactivas en minerales, se confirmó la propiedad clave de las transmutaciones radiactivas: su ritmo sólo depende de la estructura del núcleo, y nunca de las condiciones exteriores.

Para que un elemento radiogénico sea utilizable en la datación hacen falta tres condiciones:

- 1) Que se trate de un elemento relativamente común
- 2) Que su vida media no sea demasiado grande ni demasiado pequeña respecto al intervalo de tiempo que queremos medir.
- 3) Que el elemento hijo se pueda distinguir de las eventuales cantidades del mismo isótopo ya presente en el mineral desde su formación.

En realidad, algunos de los elementos derivados escapan con cierta facilidad del mineral; pero además, podía haber átomos del isótopo hijo en el mineral cuando éste se formó: ésta es la llamada relación isotópica primordial (RIP).

Conocida la relación isotópica primordial, hay dos vías para determinar edades radiométricas:

- Método convencional: este se aplica directamente sobre el desarrollo de una ecuación.

- Método de la isocrona: mucho más usado, es una aplicación gráfica del mismo principio.

El escape de elementos hijos de los minerales es el inconveniente más grave de la Geocronología radiométrica, especialmente en el método más asequible: el potasio-argón, por ser el argón gaseoso. Los elementos hijos suelen escapar cuando se calientan, lo que en muchos casos permite fechar los sucesivos metamorfismos.

Hay tres tipos de desintegración radiactiva:

- 1) Pueden emitirse partículas alfa. La emisión significa que el número másico del isótopo se reduce en 4 y el número atómico en 2.
- 2) Cuando se expulsa una partícula beta, o electrón, de un núcleo, el número másico se mantiene inalterado.
- 3) A veces un electrón es capturado por el núcleo. El electrón se combina con un protón y forma un neutrón.

¿Qué precisión alcanzan las medidas radiométricas?

Las fuentes básicas de error son tres:

1. Las imprecisiones con las que se conocen las constantes de desintegración
2. Carácter estadístico más que real del proceso
3. Los errores propios de todo análisis.

La edad de una roca es casi siempre la media de varias determinaciones en minerales y en roca total y, aunque para mayor seguridad se procura utilizar más de un método, los márgenes de error son a veces considerables.

Los métodos radiactivos que trataremos, se presentan en la tabla 2, ordenados por periodos de desintegración

Tabla 2: Características de algunos métodos de datación radiométrica

Elemento Padre	Elemento Hijo	Vida Media (años)	Observaciones
Samario 147	Neodimio 143	106.000×10^6	El mejor método en rocas metamórficas muy antiguas
Rubidio 87	Estroncio 87	47.000×10^6	Utilizable en principio en cualquier tipo de roca
Uranio 238	Plomo 206	4.510×10^6	El método más preciso
Potasio 40	Argón 40	1.300×10^6	El método más común
Uranio 235	Plomo 207	713×10^6	Igual que el uranio 238/plomo 206
Berilio 10	Boro 10	1.5×10^6	Muy útil en rocas sedimentarias
Torio 230	Radio 226	75.000	Útiles en sedimentos marinos de menos de un millón de años
Protactinio 231	Actinio 227	34.300	Útiles en sedimentos marinos de menos de un millón de años
Carbono 14	Nitrógeno 14	5.730	Útil en materiales de origen biológico
Argón 39	Potasio 39	269	Para edades de agua o hielo inferiores a mil años
Tritio	Helio 3	12.43	Para edades de agua o hielo de sólo unas décadas.

Nota: Extraído de Origen e Historia de la Tierra, de Francisco Anguita Virella. Editorial Rueda.

Método del samario-neodimio

La larga vida media de esta transmutación implica que el neodimio se acumula muy lentamente, por lo que este método será más adecuado para rocas más antiguas de mil millones de años, en algunos casos se ha utilizado para medir edades de cien millones de años. El método es reciente (primeras dataciones 1975), existen pocas edades Sm-Nd publicadas. Es una alternativa eficaz para datar rocas antiguas muy metamorfizadas, en las que el método Rb-Sr da resultados erráticos. Las isócronas Sm-Nd son de gran precisión en materiales muy diversos. No son prácticamente afectadas ni por procesos térmicos como el metamorfismo, no por la meteorización química de la roca.

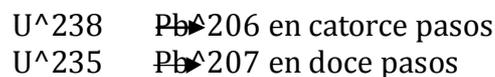
Método del rubidio-estroncio

Hasta la implantación del método del samario-neodimio, el rubidio-estroncio era el método más fiable para obtener edades de rocas antiguas. Es aplicable a una gran variedad de minerales.

El método rubidio-estroncio puede usarse tanto en rocas ígneas y metamórficas como en sedimentarias; pero las dataciones de glauconita han demostrado no ser muy fiables, por lo que el campo especial de aplicación del método son las rocas endógenas. Las metamórficas antiguas han sido el campo ideal de aplicación de este sistema. El método no es útil en rocas fanerozoicas, ya que la velocidad de transmutación es demasiado lenta.

Métodos uranio-plomo

Hay dos series de transmutaciones:



Se utilizan en conjunto con el nombre de métodos de plomo. La ventaja principal del uso combinado de los dos métodos es que permite una comprobación independiente de las edades: como el plomo 207 se acumula más rápido que el plomo 208, la relación primordial entre los dos isótopos va variando de forma constante, con lo que la relación $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{208}$ se convierte en un tercer método cronológico. Los métodos de plomo son los más difíciles, pero también proporcionan información más segura.

Si al analizar las dos relaciones isotópicas de plomo de los minerales de una roca, éstas se proyectan en una curva de concordia, es que no ha habido pérdidas de plomo; si se ha escapado plomo, a causa del metamorfismo y meteorización, las relaciones isotópicas se proyectarán fuera de la curva de concordia, lográndose calcular la edad mediante razonamiento indirecto.

Al principio, los métodos uranio-plomo se emplearon tan sólo en minerales de uranio. Hoy se mide la relación $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$ en rocas sedimentarias, como las calizas. Se obtienen dataciones muy precisas con márgenes de error de sólo 1 ó 2 millones de años para rocas arcaicas.

Método del potasio-argón

El más común de los métodos de datación numérica tiene en su favor la universalidad del potasio. Por el contrario, su gran inconveniente es el carácter gaseoso del elemento hijo, el argón, propenso a escapar de las redes minerales en cuanto la temperatura ambiente rebasa los 200°C o la presión sube moderadamente. En este caso lo que estaremos datando con este método será la edad del último metamorfismo, pero no la edad de la roca. Puede, por escape del

argón, dar edades menores que las reales. Lo normal es usar este método en combinación con el del rubidio-estroncio.

La velocidad intermedia de transmutación hace que sea flexible. En minerales con potasio se puede usar desde el arcaico (<2.500 millones de años) hasta rocas con edades de sólo de 50.000 años. El rendimiento óptimo se obtiene en rocas volcánicas mesozoicas y cenozoicas.

Método del Berilio 10

Este método comenzó a usarse en los años 70, en los últimos años se ha extendido. La causa de ello ha sido la relativa lentitud de esta transmutación, que produce cantidades muy pequeñas de elemento hijo, su medición requiere por lo tanto varios kilos de roca.

Como en este sistema se miden sólo las desintegraciones del elemento padre, el método se conoce con el nombre de berilio 10.

El berilio 10 es producido cuando protones o neutrones solares chocan con el nitrógeno o el oxígeno atmosféricos; luego se fija en los aerosoles de la atmósfera y se precipita sobre continentes y océanos (que recibe un átomo de berilio 10 por cm^3 cada 30 segundos), fijándose primero en los suelos, y llegando por último a las cuencas de sedimentación. Las edades que se miden van de cientos de miles de años hasta unos quince millones de años, es el único fiable en este rango de edades salvo el potasio-argón, más útil en rocas volcánicas. Tiene capacidad de datar rocas sedimentarias.

Métodos de torio y protactinio

Estos dos isótopos son productos intermedios en la cadenas de desintegración del uranio 238 (el torio) y el uranio 235 (el protactinio). Sus rápidas velocidades de transmutación les hacen útiles en el rango de edades 10^4 a 10^5 años. Se encuentran en los sedimentos marinos recientes, los dos isótopos se acumulan a diferente velocidad: cuando más antiguo el sedimento, mayor la proporción Th/Pa.

Método del carbono 14

En la estratosfera, a altitudes de unos 16 kilómetros, neutrones de alta energía procedentes del sol chocan con los átomos del nitrógeno atmosféricos y los convierten en carbono 14, que es radiactivo y se transforma de nuevo en nitrógeno. Sin embargo, este carbono ha sido incorporado al ciclo del dióxido de carbono, formando parte de la materia orgánica vegetal y luego animal. En cuanto esta materia orgánica, al morir, deja de absorber CO_2 , su cantidad de C^{14} , que hasta ese momento estaba en equilibrio, comienza a decrecer (pasando a N^{14} con emisión de una partícula β) hasta llegar a ser imperceptible en unos 70.000 años. Como vemos, y a diferencia del resto de los métodos de datación radiométrica, lo que se data con el carbono 14 no es el nacimiento de un mineral, sino la muerte de un ser vivo.

Datar materiales tan variados como madera, huesos, etcétera, han hecho de este método un auxiliar inestimable para arqueólogos e historiadores, y también para geólogos especialistas en el cuaternario reciente.

La fiabilidad del carbono 14, se basa en dos hipótesis:

- 1) El ritmo de llegada a la atmósfera de neutrones solares es constante.
- 2) La asimilación de carbono radiactivo por los seres vivos es lo bastante rápida respecto a su velocidad de transmutación como para asegurar que hay equilibrio durante la vida del organismo.

La necesidad de corregir las edades del carbono 14 indica que la Producción del isótopo en la alta atmósfera no es constante. La desviación más importante se debe a variaciones de la actividad solar.

En teoría se puede seguir detectando carbono 14 en muestras de hace 70.000 años, en muestras de más de 30.000 el margen de error se hace demasiado grande.

Método del argón 39/argón 40

El isótopo de peso 39 del argón es producido en la estratosfera por colisión de un neutrón con un átomo de argón 40. El argón 39 se acumula en la atmósfera, llega a la superficie terrestre con las precipitaciones sólidas o líquidas y se descompone con rapidez a potasio 39.

El método del argón radiactivo es sólo una variante del potasio-argón, pero adaptada para edades muy jóvenes, entre 100 y 1.000 años. Hasta ahora se ha utilizado para medir edades de aguas y de hielo.

Método del tritio

El tritio (T) es un isótopo del hidrógeno producido en la alta atmósfera por colisiones de neutrones con átomos de nitrógeno, pero también como resultado de las explosiones termonucleares. El tritio se incorpora al ciclo del agua, se comienza a descomponer rápido en helio 3, lo que limita su utilidad como elemento cronológico a dos o tres décadas.

La principal utilidad del sistema tritio-helio está en la datación de capas de hielo o de masas aisladas de agua.

IV. Bibliografía Utilizada y Recomendada

1. ANGUITA VIRELLA FRANCISCO. "Origen e Historia de la Tierra". Editorial Rueda, Madrid.
2. TARBUCK, E. y F. LUTGES. "Ciencias de la Tierra" Una introducción a la Geología Física. Ediciones Prentice Hall, Madrid 1999.