



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Apuntes de Geoquímica
Isotópica para el curso de
Geoquímica de la Facultad de
Ingeniería**

MATERIAL DIDÁCTICO

Que para obtener el título de

Ingeniera Geóloga

P R E S E N T A

Lorena Arias Arellano

ASESOR DE MATERIAL DIDÁCTICO

Dra. Laura Mori



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., Mayo del 2017

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se realizó en el marco del proyecto PE102917 DGAPA-PAPIME, del cual es responsable la Dra. Laura Mori.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, mi segundo hogar, por brindarme el honor de pertenecer a ella y ayudarme a forjar una parte importante de mi persona. Gracias por la oportunidad de ser ORGULLOSAMENTE UNAM.

A mis profesores y a los integrantes del comité evaluador, por compartir conmigo sus conocimientos y experiencias, por sus consejos y el apoyo brindado durante mi formación, por transmitirme el amor por la Geología. Y en especial al Dr. Enrique A. González Torres, como académico, persona y amigo, mi admiración y respeto siempre.

A mis Padres y Hermana, por saberme guiar y enseñar no sólo con palabras, sino con su ejemplo; por hacerme comprender que el esfuerzo y dedicación son factores imprescindibles para alcanzar mis metas; por su apoyo y motivación incondicional en cada decisión tomada, impulsándome sin importar la situación, alumbrando mi camino y dejando siempre claro que la distancia física no representa ningún obstáculo entre nosotros. Porque nunca habrá palabras suficientes para expresarles el amor y admiración que siento por ustedes.

A la memoria de mis abuelos, a mis tíos, tías y primos que creyeron en mí.

A mis amigos, por acompañarme a hacer de esta etapa la mejor que he vivido hasta ahora, impulsándome a seguir adelante, tanto académica como personalmente.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Encuadre del trabajo.....	1
1.2 Sobre el trabajo.....	1
2. GEOQUÍMICA DE LOS ISÓTOPOS RADIOGÉNICOS	2
2.1 NUCLEIDOS, ISÓTOPOS Y RADIOACTIVIDAD	2
2.2 EL DECAIMIENTO RADIOACTIVO.....	4
2.2.1 Mecanismos de decaimiento radiactivo.....	5
2.2.2 Teoría del decaimiento radiactivo.....	8
2.2.3 Ecuación fundamental de los sistemas isotópicos	10
2.3 BASES DE GEOCRONOLOGÍA.....	11
2.4 LOS PRINCIPALES SISTEMAS DE DECAIMIENTO Y SU USO COMO TRAZADORES DE RESERVORIOS GEOQUÍMICOS	15
2.4.1 <i>Rb-Sr</i>	15
2.4.2 <i>Sm-Nd</i>	17
2.4.3 <i>U-Th-Pb</i>	24
2.5 EJERCICIOS.....	30
3. GEOQUÍMICA DE LOS ISÓTOPOS ESTABLES	41
3.1 EL FRACCIONAMIENTO DE LOS ISÓTOPOS ESTABLES LIGEROS	42
3.1.1 <i>Tipos y causas del fraccionamiento isotópico</i>	42
3.1.2 <i>El factor de fraccionamiento y la notación delta</i>	46
3.1.3 <i>El fraccionamiento isotópico y su dependencia de la temperatura</i>	48
3.1.4 <i>El fraccionamiento Rayleigh en el sistema hidrológico</i>	49
3.2 APLICACIONES DE LA GEOQUÍMICA DE LOS ISÓTOPOS ESTABLES LIGEROS A LA GEOLOGÍA	53
3.2.1 <i>Isótopos estables y su relación con el clima</i>	53
3.2.2 <i>Paleoclimatología</i>	54
3.2.3 <i>Geotermometría</i>	58
3.2.4 <i>Estudios petrogenéticos ($\delta^{11}B$)</i>	59
3.3 EJERCICIO	62
Anexo A - SONDEO MARINO PROFUNDO EN EL PACÍFICO ECUATORIAL.....	67
Anexo B - SONDEO EN EL HIELO ANTÁRTICO (FUJI DOME).....	69

Anexo C – SONDEO EN UNA CUEVA DEL OESTE NORTEAMERICANO (DEVILS HOLE, NEVADA)
.....79

4. FUENTES CONSULTADAS83
Isótopos Radiogénicos.....83
Isótopos Estables.....84

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Encuadre del trabajo

Los Apuntes de Geoquímica Isotópica para el curso de Geoquímica de la Facultad de Ingeniería forman parte de la modalidad de titulación X que ofrece esta Facultad: “Titulación por actividad de apoyo a la docencia” para obtener el título de Ingeniero Geólogo.

El presente está conformado por la elaboración de un material didáctico sobre los temas de Geoquímica de Isótopos Radiogénicos y Geoquímica de Isótopos Estables, que pertenecen al programa de estudios de la asignatura de Geoquímica de la carrera de Ingeniería Geológica.

Debido a que el temario de este curso es de gran extensión y complejidad, aunado a que la mayoría de la bibliografía sobre estos temas está escrita en idioma inglés; la materia presente un alto índice de reprobación.

1.2 Sobre el trabajo

Por la dificultad que implica la asignatura, los apuntes de Geoquímica Isotópica fueron escritos en idioma español, de manera sintética y utilizando un lenguaje sencillo con la finalidad de facilitarle al alumno que los consulte la comprensión de esta parte del temario de la materia, tomando como base bibliografía actualizada y especializada.

Este trabajo incluye los fundamentos teóricos de los principales sistemas isotópicos, así como algunas de sus aplicaciones más importantes, acompañados con imágenes que simplifican su entendimiento, y un apartado con ejercicios explicativos de las secciones más relevantes y/o prácticas del presente.

2. GEOQUÍMICA DE LOS ISÓTOPOS RADIOGÉNICOS

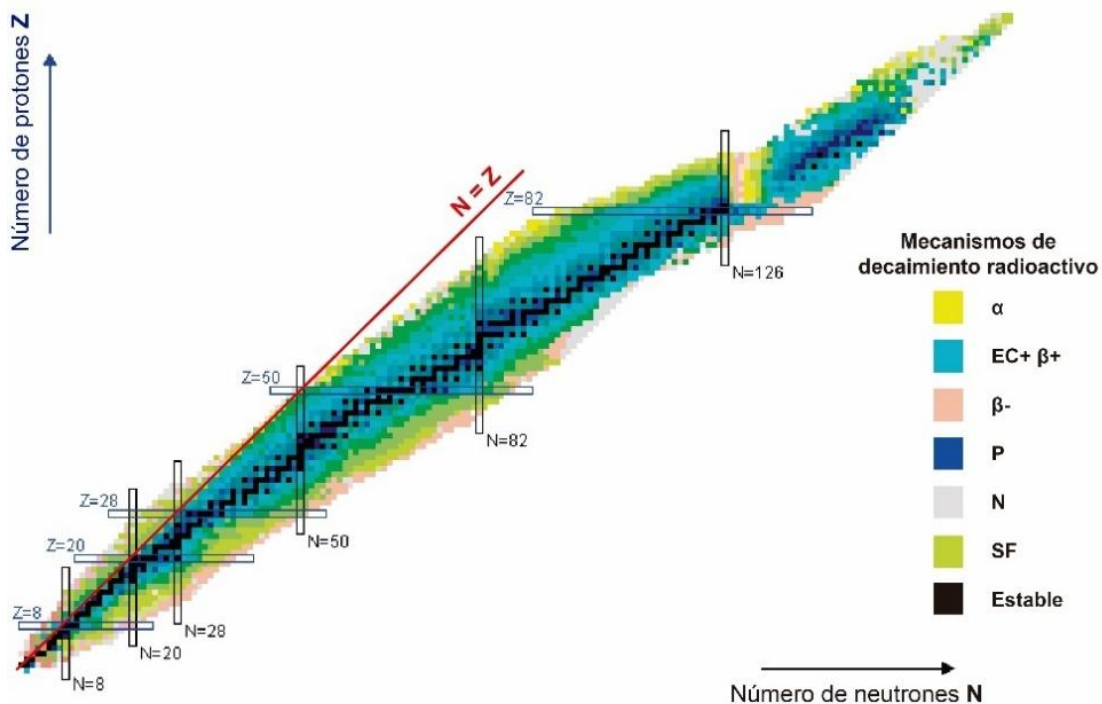
2.1 NUCLEIDOS, ISÓTOPOS Y RADIOACTIVIDAD

Los átomos de cada elemento cuentan con un número determinado de protones (Z) y electrones; sin embargo, el número de neutrones (N) puede variar para un mismo elemento, dando lugar a los *isótopos* y determinando su estabilidad, razón por la cual encontramos isótopos estables e isótopos inestables o radioactivos.

Al hablar de *radioactividad* nos referimos al fenómeno espontáneo mediante el cual un núcleo atómico inestable o radioactivo (*nucleido padre*) se transforma en otro más estable (*nucleido hijo*) emitiendo partículas o radiación para satisfacer las leyes de la conservación de la masa y de la energía. El resultado de este proceso son los *isótopos radiogénicos*.

La composición isotópica de todos los elementos químicos que se presentan en la naturaleza se muestran en la *tabla de los nucleidos* (Figura 1), misma que se obtiene al graficar el número de protones (Z) contra el número de neutrones (N) de los nucleidos hasta ahora conocidos.

En ésta se observan líneas horizontales que representan nucleidos de un mismo elemento (átomos cuyo Z es constante), pero con N variable; es decir, los *isótopos*.



Dentro de esta tabla se distingue el “valle de estabilidad”, definido por 264 nucleidos de los cuales se tiene la certeza que no sufren decaimiento (nucleidos en color negro). Alrededor de éste se encuentran los nucleidos conocidos como *inestables* o *radioactivos*.

En la *tabla de los nucleidos* se aprecia una clara división en el valle de estabilidad a partir de $N \geq 20$, punto en el cual el valle de estabilidad se aleja de la diagonal marcada por $Z = N$, lo cual indica que al aumentar Z se necesita un mayor número de neutrones para evitar que los protones cargados eléctricamente se repelan entre sí y separen al núcleo.

Para el uso de isótopos radiogénicos en la Geología es de suma importancia la comprensión de dos supuestos:

- I. La velocidad del decaimiento radioactivo es independiente de toda influencia externa, como presión y temperatura.
- II. Dado que cuentan con el mismo número de electrones, los isótopos del mismo elemento son químicamente idénticos, y consecuentemente los procesos químicos no los pueden fraccionar.

2.2 EL DECAIMIENTO RADIOACTIVO

El *decaimiento radioactivo* consiste en la transformación espontánea de los nucleidos inestables a estables y su consecuente emisión de partículas y energía; lo cual implica cambios en N y Z del nucleido padre al transformarse en el nucleido hijo.

Una vez que se llega al isótopo hijo existen dos posibilidades: en la primera éste resulta estable, entonces el proceso de decaimiento llega a su fin; y en la segunda, el isótopo hijo sigue siendo inestable, entonces el decaimiento continúa hasta alcanzar la formación de un nucleido estable.

Para comprender este proceso es necesario considerar que el tiempo que tarda un núcleo inestable en alcanzar la estabilidad se puede encontrar dentro de un rango que va desde 10^{-14} segundos [s] hasta 10^{11} años [a]. Además, el decaimiento de un núcleo inestable puede resultar en un núcleo completamente distinto al original mediante la emisión o ganancia de partículas.

Durante el decaimiento radioactivo se emite energía en forma de *fotones*; es decir, “rayos gamma” (Figura 2).

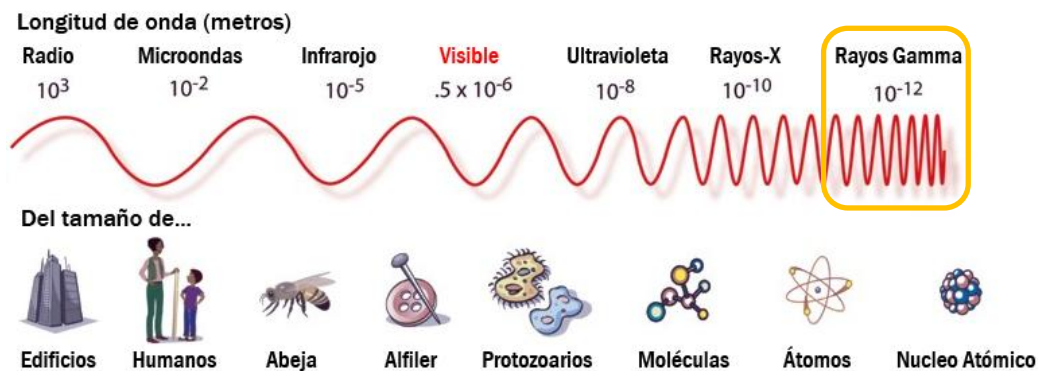


Figura 2. Espectro electromagnético. Se indica en color amarillo la longitud de onda de los rayos gamma (10^{-12} m).

2.2.1 Mecanismos de decaimiento radiactivo

La naturaleza de las partículas emitidas durante el proceso del decaimiento radiactivo depende de la ubicación del nucleido inestable dentro del patrón de estabilidad de la tabla de los nucleidos (Figura 1). Así, los nucleidos radioactivos que se localizan a los lados del valle de estabilidad suelen decaer por procesos en los que su masa no cambia drásticamente; mientras que los nucleidos inestables ubicados en la parte alta de dicho valle tienden a decaer por la emisión de una partícula pesada (α) que disminuye la masa total del nucleido.

Los principales mecanismos de decaimiento son:

Decaimiento α

Los átomos pesados, de acuerdo a la tabla de los nucleidos (a partir del bismuto), suelen decaer por la emisión de una partícula α , misma que se compone de dos protones y dos neutrones (Figura 3).

Por lo tanto, el valor de la masa atómica ($A=N+Z$) del nucleido hijo decrece cuatro unidades y el número atómico dos unidades.

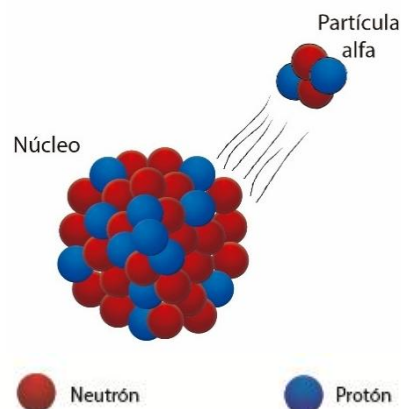
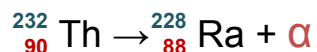
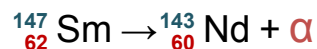


Figura 3. Decaimiento α .

Ejemplos:

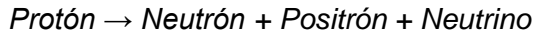


Decaimiento β

Este tipo de decaimiento involucra una fuerza nuclear débil, misma que se encarga de transformar una partícula neutra en otra con carga, o viceversa.

Decaimiento β^+

Transformación de un protón en un neutrón mediante la emisión de un positrón (β^+) y un neutrino (partícula con energía cinética considerable, pero sin masa) (Figura 4).



Por lo tanto, el número de protones del átomo (Z) disminuye en 1, mientras que la suma Z+N se mantiene constante.

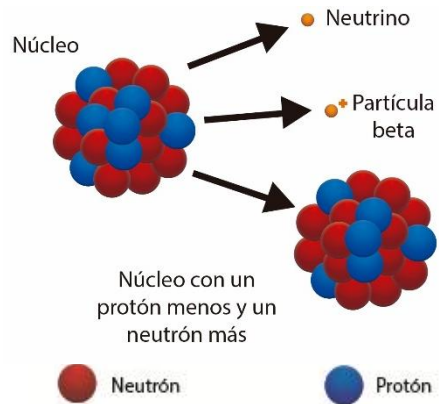


Figura 4. Decaimiento β^+ .



Los átomos que suelen pasar por este proceso son aquellos que cuentan con un exceso en protones respecto a los neutrones.

Ejemplos:



Decaimiento β^-

Transformación de un neutrón en un protón mediante la emisión de un negatrón (partícula β^-) y un antineutrino (Figura 5).



Entonces, por cada incremento de Z, N decrece en la misma proporción, mientras que la suma Z+N se mantiene constante.

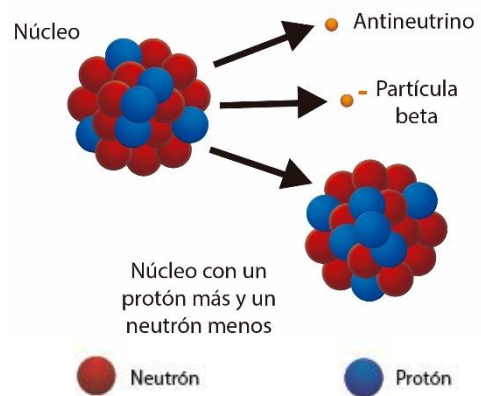


Figura 5. Decaimiento β^- .

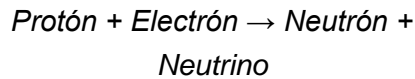
Los átomos que suelen pasar por este proceso son aquellos que cuentan con un exceso de neutrones respecto al número de protones.

Ejemplos:



Captura de electrones

Un protón se transforma en neutrón por la captura de un electrón en uno de sus orbitales (Figura 6).



Así, el nucleido incrementa en N y disminuye en Z por la adición de un electrón externo al núcleo.

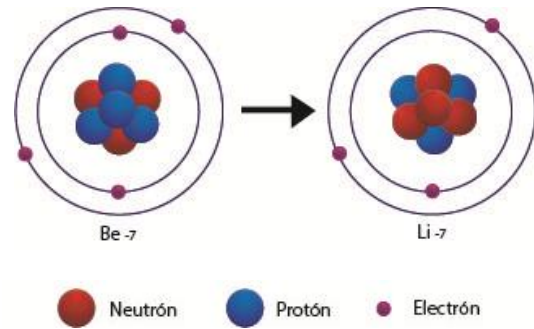
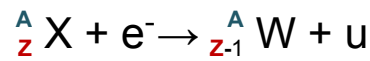
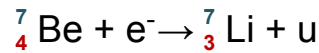
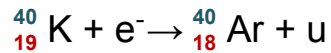


Figura 6. Captura electrónica.



Los átomos que suelen pasar por este proceso son aquellos que cuentan con un exceso en protones y una deficiencia en neutrones.

Ejemplos:



Fisión espontánea

Es un proceso de decaimiento alternativo para algunos nucleidos muy pesados, como el ${}^{235}\text{U}$. Éste se fisiona al ser bombardeado con neutrones, lo cual libera neutrones generando una reacción en cadena con otros núcleos (Figura 7).

En éste, los átomos son inestables debido a la repulsión electrostática existente entre los protones del núcleo, cuya fragmentación va acompañada de la emisión de una cantidad extraordinaria de energía.

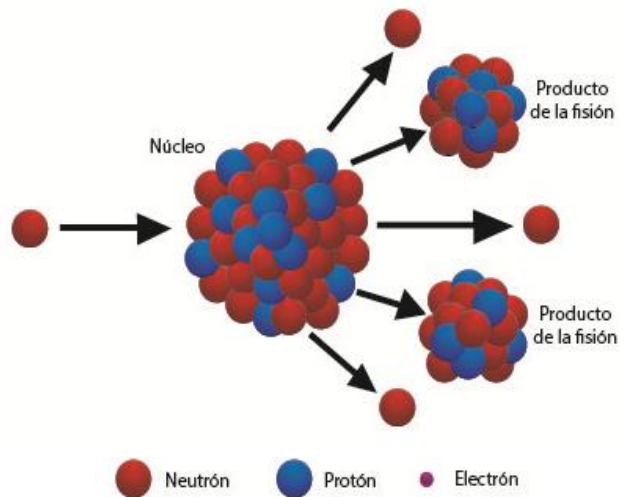


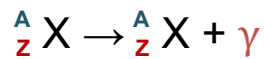
Figura 7. Fisión espontánea.

Las reacciones en cadena controladas pueden ser utilizadas para producir calor y generar energía eléctrica (reactores nucleares), mientras que las incontroladas son la base del funcionamiento de las bombas atómicas.

Decaimiento γ

En éste se emite un rayo gamma o fotón de alta energía una vez que un isótopo inestable decae en otro que es estable. Suele ser posterior a algún proceso de decaimiento primario, como el α o el β .

Este proceso no implica cambios en el número atómico del nucleido en cuestión, es decir, Z se mantiene constante.



Ejemplo:

- 1) Decaimiento β^- (proceso primario): ${}^{60}_{27} \text{Co} \rightarrow {}^{60}_{28} \text{Ni} + \beta^- + \bar{\nu}$
- 2) Emisión de rayos gamma: ${}^{60}_{28} \text{Ni} \rightarrow {}^{60}_{28} \text{Ni} + \gamma$

Un nucleido padre puede decaer mediante diferentes mecanismos y consecuentemente tener diferentes nucleidos hijo. Este proceso recibe el nombre de *decaimiento ramificado*.

Un ejemplo de este caso es el decaimiento del ${}^{40}\text{K}$, que decae por captura de electrones en ${}^{40}\text{Ar}$, y por decaimiento β^+ en ${}^{40}\text{Ca}$.

2.2.2 Teoría del decaimiento radiactivo

Considerando que cada nucleido radioactivo cuenta con una tasa específica de decaimiento radioactivo, este proceso no ocurre de manera instantánea, sino que depende de la estabilidad relativa de cada isótopo.

La *ley Curie-Rutherford-Soddy (CRS)*, mediante la ecuación básica del decaimiento radioactivo, indica que el número de átomos radioactivos que se desintegran en la unidad de tiempo (*tasa de decaimiento radioactivo*) depende del número del nucleidos presentes al tiempo t , mientras que es independiente de la presión, temperatura, estructura química y otras condiciones ambientales.

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N$$

En donde:

N representa el número de átomos radioactivos en el tiempo t . El signo negativo muestra que es inversamente proporcional a t , es decir, que disminuye en el tiempo.

λ es la *constante de decaimiento*. Ésta es característica de cada nucleido, e indica la probabilidad de que un átomo radioactivo decaiga en el tiempo dt . Es la constante que representa a la ley CRS. Se expresa en [a^{-1}].

Integrando la ecuación 1.01 y despejando la variable N , se obtiene:

$$N = N_0 e^{-\lambda t}$$

1.02

En donde:

N_0 representa el número inicial de átomos radioactivos, es decir, en $t = 0$.

Si lo que se pretende es conocer el *tiempo de vida media* ($t_{1/2}$); es decir, el tiempo requerido para que se desintegre la mitad de los isótopos radioactivos de cierto elemento (el valor de t cuando $N/N_0 = 1/2$), tenemos que:

$$\ln \frac{1}{2} = -\lambda t_{1/2} \quad \text{o bien} \quad \ln 2 = \lambda t_{1/2}$$

Finalmente:

$$t_{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda}$$

1.03

El *tiempo de vida medio* ($t_{1/2}$) se utiliza para evaluar la velocidad de decaimiento de cualquier isótopo radioactivo (isótopo padre) a uno radiogénico (isótopo hijo).

El número de isótopos hijo (D) producidos por el isótopo radioactivo se obtiene con la diferencia entre el número inicial de isótopos padre y el número de isótopos restantes después del tiempo t .

$$D = N_0 - N$$

1.04

Tomando en cuenta que $N = N_0 e^{-\lambda t}$, se simplifica la expresión 1.04:

$$D = N (e^{\lambda t} - 1)$$

1.05

Así, con la ecuación 1.05, es posible calcular el número de isótopos hijo producidos por decaimiento en cualquier tiempo t , siendo una función tanto del número de isótopos padre presentes como del tiempo.

2.2.3 Ecuación fundamental de los sistemas isotópicos

La ecuación 1.05 da lugar a una expresión generalizada de la misma, es decir, la *ecuación fundamental de los sistemas isotópicos*:

$$D = D_0 + N (e^{\lambda t} - 1)$$

1.06

En donde:

D_0 representa el número de isótopos D presentes al tiempo $t=0$, y no producidos por decaimiento.

Considerando que es más sencillo medir relaciones isotópicas que medir la abundancia absoluta de los isótopos, resulta más conveniente medir la relación entre el isótopo en cuestión y uno no radiogénico. Un claro ejemplo de este caso es el sistema Rb-Sr, en donde el isótopo de referencia sería el ^{87}Sr y el isótopo estable sería el ^{86}Sr .

De 1.06:

$$^{87}\text{Sr} = ^{87}\text{Sr}_0 + ^{87}\text{Rb}(e^{\lambda t} - 1)$$

1.07

Midiendo la relación entre isótopos:

$$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_0 + \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} (e^{\lambda t} - 1)$$

1.08

Isótopo padre	Mecanismo de decaimiento	λ [y^{-1}]	Tiempo de vida medio $T_{1/2}$ [y]	Isótopo hijo	Relación
^{40}K	β^+ , e.c., β^-	5.5492×10^{-10}	1.25×10^9	^{40}Ar , ^{40}Ca	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$
^{87}Rb	β^-	1.42×10^{-11}	4.88×10^{10}	^{87}Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
^{138}La	β^-	2.67×10^{-12}	2.60×10^{11}	^{138}Ce	$^{138}\text{Ce}/^{142}\text{Ce}$, $^{138}\text{Ce}/^{136}\text{Ce}$
^{147}Sm	α	6.54×10^{-12}	1.06×10^{11}	^{143}Nd	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
^{176}Lu	β^-	1.867×10^{-11}	3.71×10^{10}	^{176}Hf	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$
^{187}Re	β^-	1.64×10^{-11}	4.23×10^{10}	^{187}Os	$^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$
^{232}Th	α	4.948×10^{-11}	1.40×10^{10}	^{208}Pb , ^4He	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^3\text{He}/^4\text{He}$
^{235}U	α	9.849×10^{-10}	7.04×10^8	^{207}Pb , ^4He	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^3\text{He}/^4\text{He}$
^{238}U	α	1.55125×10^{-10}	4.47×10^9	^{206}Pb , ^4He	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^3\text{He}/^4\text{He}$

Tabla 1. Principales sistemas de decaimiento isotópico y sus parámetros. (Modificada de White, 2013).

2.3 BASES DE GEOCRONOLOGÍA

Una de las aplicaciones más importantes de los isótopos radiogénicos es la geocronología, misma que consiste en la determinar la edad absoluta de las rocas.

Para comprender mejor cómo se emplean los isótopos radioactivos en este ámbito, a continuación se muestra la ecuación 1.08 en términos generalizados.

$$R = R_0 + R_{P/D} (e^{\lambda t} - 1)$$

1.09

En donde:

R_0 representa la relación isotópica en $t = 0$

$R_{P/D}$ indica la relación isótopo padre / isótopo hijo.

El tiempo geológico se mide tomando como base la ecuación 1.09 por ser la más general. De ésta se derivan los casos particulares.

En un caso cualquiera, es posible medir por espectrometría de masas los valores de R y de $R_{P/D}$, pero no el tiempo t ni R_0 , por lo que se busca plantear un sistema de dos ecuaciones con la finalidad de descifrar las dos últimas incógnitas. Para esto se realiza una segunda medición, con la cual se obtiene otro valor tanto para R como para $R_{P/D}$, y se asume que en ambas mediciones los valores de t y R_0 son los mismos.

$$R_1 = R_0 + \left[R_{P/D} \right]_1 (e^{\lambda t} - 1) \tag{1.10}$$

$$R_2 = R_0 + \left[R_{P/D} \right]_2 (e^{\lambda t} - 1) \tag{1.11}$$

Así, el sistema se reduce a la siguiente expresión:

$$\Delta R = \Delta R_{P/D} (e^{\lambda t} - 1) \tag{1.12}$$

Conociendo ΔR y $\Delta R_{P/D}$ es posible conocer el valor de t .

$$t = \frac{\ln \left(\frac{\Delta R}{\Delta R_{P/D}} + 1 \right)}{\lambda} \tag{1.13}$$

Por ejemplo, para conocer la edad de una roca granítica podemos obtener las relaciones $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de dos minerales diferentes que la constituyen: feldespato (feld) y mica; así podríamos asumir que tanto la edad de cristalización (t) como las relaciones isotópicas iniciales de Sr (R_0) de ambos son las mismas debido a que se formaron en el mismo sistema. Por lo tanto R_0 sería en realidad la relación isotópica inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la roca en cuestión y t la edad de formación de la misma.

Utilizando las ecuaciones 1.10 y 1.11 obtenemos la ecuación 1.12 adecuada a este caso:

$$\begin{aligned} \frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}_{feld} &= \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_0 + \left[\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}} \right]_{feld} (e^{\lambda t} - 1) \\ \frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}_{mica} &= \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_0 + \left[\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}} \right]_{mica} (e^{\lambda t} - 1) \\ \hline \frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}_{feld} - \frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}_{mica} &= \left\{ \left[\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}} \right]_{feld} - \left[\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}} \right]_{mica} \right\} (e^{\lambda t} - 1) \end{aligned}$$

Y finalmente:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}_{feld} - \frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}_{mica}}{\left[\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}} \right]_{feld} - \left[\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}} \right]_{mica}} + 1 \right)$$

Entonces, para obtener la relación $\Delta R / \Delta R_{P/D}$ pueden realizarse dos mediciones para cada variable; o bien comparando la ecuación 1.09 con la ecuación de la recta $y = b + \eta x$:

$$R = R_0 + R_{P/D} (e^{\lambda t} - 1)$$

$$y = b + \eta x$$

Despejando la pendiente η :

$$\eta = e^{\lambda t} - 1 = \frac{\Delta R}{\Delta R_{P/D}}$$

1.14

Entonces si se grafica R contra $R_{P/D}$ se tiene como resultado una línea recta cuya pendiente es proporcional a la edad del sistema. Ésta línea recibe el nombre de *isocrona*.

La edad se obtiene sustituyendo el valor de la pendiente en la ecuación 1.13, y el valor de R_0 corresponde a la intersección de la recta con el eje de las ordenadas.

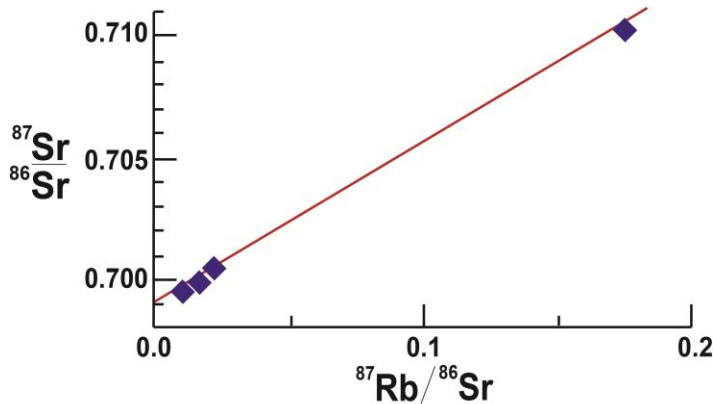


Figura 8. Isocrona de Rb-Sr para la meteorita Bholghati, construida con cinco análisis isotópicos. La pendiente de la isocrona proporciona la edad del sistema. (Tomado de White, 2013).

Para utilizar la *isocrona* y evitar errores de geocronología, es necesario que el sistema cumpla con dos condiciones:

- Haber estado en equilibrio isotópico al tiempo $t=0$; es decir, que el sistema cuente con un valor de R_0 homogéneo y uniforme. Por ejemplo, si se pretende datar una roca a partir de las relaciones isotópicas de sus minerales debemos asegurarnos de que éstos no sean xenocristales puesto que su edad sería mucho mayor.
- Haberse mantenido cerrado, al igual que cada una de las partes analizadas del mismo, desde el tiempo $t=0$ hasta el momento del análisis (que no haya sufrido procesos de meteorización y/o metamorfismo).

La Tabla 2 muestra algunos isótopos radiogénicos utilizados actualmente en geocronología.

Isótopo padre	Isótopo hijo estable	Tiempo de vida media $t_{1/2}$ [y]	λ [y^{-1}]
Radionucleidos de vida larga			
^{40}K	^{40}Ar	1.25×10^9	5.54×10^{-10}
^{87}Rb	^{87}Sr	4.88×10^{10}	1.42×10^{-11}
^{147}Sm	^{143}Nd	1.06×10^{11}	6.54×10^{-12}
^{176}Lu	^{176}Hf	3.57×10^{10}	1.94×10^{-11}
^{187}Re	^{187}Os	4.56×10^{10}	1.52×10^{-11}
^{232}Th	^{208}Pb	1.40×10^{10}	4.95×10^{-11}
^{235}U	^{207}Pb	7.04×10^8	9.85×10^{-10}
^{238}U	^{206}Pb	4.47×10^9	1.55×10^{-10}

Radionucleidos de vida corta y extintos			
^{14}C	^{14}N	5.73×10^3	1.21×10^{-4}
^{10}Be	^{10}Be	1.50×10^6	4.62×10^{-7}
^{26}Al	^{26}Mg	7.20×10^5	9.60×10^{-7}
^{129}I	^{129}Xe	1.60×10^7	4.30×10^{-8}
^{182}Hf	^{182}W	9.0×10^{-6}	7.7×10^{-8}
^{244}Pu	$^{131-136}\text{Xe}$	8.20×10^7	8.50×10^{-9}

Tabla 2. Radionucleidos utilizados comúnmente en geocronología. (McSween, 2003).

2.4 LOS PRINCIPALES SISTEMAS DE DECAIMIENTO Y SU USO COMO TRAZADORES DE RESERVORIOS GEOQUÍMICOS

2.4.1 Rb-Sr

La ecuación del decaimiento que involucra el sistema isotópico Rb-Sr es la siguiente:

$$\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} = \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_0 + \frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}} (e^{\lambda t} - 1)$$

1.08

Debido a las diferentes propiedades geoquímicas de ambos elementos (Tabla 3), la relación Rb/Sr de las rocas puede ser muy variada, lo cual facilita el uso del sistema isotópico Rb-Sr como trazador geoquímico.

Rb	Sr
<ul style="list-style-type: none"> ✓ Altamente soluble. ✓ Altamente incompatible. 	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Relativamente soluble. ✓ Altamente incompatible en sistemas ultramáficos. ✓ Compatible en sistemas máficos y félsicos (ocupa el lugar del Ca en la plagioclasa).

Tabla 3. Propiedades geoquímicas de los elementos Rb y Sr.

En la Figura 9 se muestra un diagrama de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ contra el tiempo, que ilustra cómo ha evolucionado la composición isotópica de Sr del manto primitivo desde la formación de la Tierra, y la composición isotópica de Sr de los principales reservorios rocosos (manto empobrecido y corteza) que se han generado a partir de él.

La relación isotópica inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la Tierra silicatada se puede estimar a partir de la relación isotópica inicial de Sr calculada en meteoritos, asumiendo que todo el Sistema Solar tenía una composición isotópica de Sr uniforme al momento de su formación. Tomando en cuenta que la Tierra se formó a partir del mismo material que dio lugar a los meteoritos, se asume que su composición isotópica de Sr inicial es análoga a la del BABI (*Basaltic Achondrite Best Initial*): $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.69899$. Una vez formada, la Tierra silicatada (o manto primitivo) evolucionó como un sistema cerrado a lo largo de una línea con pendiente proporcional a su relación $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (análoga a la del BABI).

Sabemos que el manto primitivo empezó a experimentar procesos de fusión parcial hace aproximadamente 3.8 Ga, formando los dos reservorios silicatados actuales: el manto empobrecido y la corteza. Considerando que el Rb es más incompatible que el Sr, y que por ende tiende a incorporarse en el magma formador de la corteza terrestre; se tiene como resultado una corteza enriquecida en Rb (altas relaciones Rb/Sr), y un manto empobrecido en dicho elemento (bajas relaciones Rb/Sr). Puesto que *la tasa de decaimiento de un isótopo radioactivo es proporcional a la abundancia de dicho isótopo*, la composición isotópica de Sr de la corteza terrestre incrementa de manera más rápida respecto a la del manto empobrecido, evolucionando a lo largo de una línea con pendiente mayor respecto a la de la Tierra silicatada; mientras que la evolución isotópica de Sr del manto empobrecido se lleva a cabo a una tasa muy baja, a lo largo de una línea con pendiente menor que la del manto primitivo.

Si la fusión del manto y la generación de nueva corteza fueran fenómenos continuos, la composición isotópica de Sr del manto evolucionaría a lo largo de una curva con pendiente progresivamente menor, es decir, seguiría un patrón cóncavo hacia abajo.

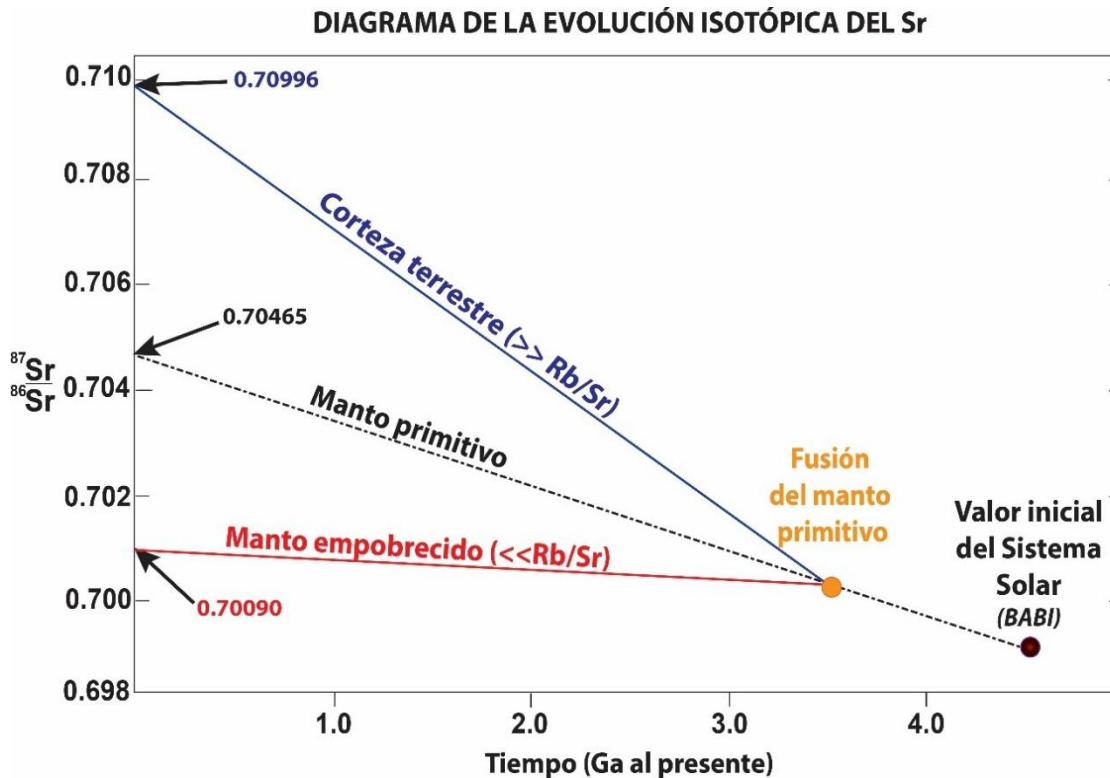


Figura 9. Diagrama de evolución isotópica de Sr de los principales reservorios de la Tierra silicatada. (Modificado de White, 2013).

2.4.2 Sm-Nd

La ecuación del decaimiento que involucra el sistema isotópico Sm-Nd es la siguiente:

$$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_0 + \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} (e^{\lambda t} - 1)$$

1.15

En este sistema isotópico, tanto el isótopo padre como el hijo pertenecen al grupo de las tierras raras (REE), y se caracterizan por ser elementos incompatibles y altamente insolubles en fluidos acuosos. Ambos elementos presentan valencia +3; sin embargo, el elemento hijo presenta un radio iónico ligeramente mayor que Sm, y por lo tanto es más incompatible. Esto implica que los procesos magmáticos de fusión y cristalización pueden fraccionar Sm y Nd, generando rocas con diferentes relaciones Sm/Nd.

En la Figura 10 se muestra un diagrama de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ contra el tiempo, que ilustra cómo ha evolucionado la composición isotópica de Nd del manto primitivo desde la formación de la Tierra, y la composición isotópica de Nd de los reservorios rocosos que se han generado a partir de él.

Tomando en cuenta que la Tierra se formó a partir del mismo material que dio lugar a los meteoritos, se asume que su composición isotópica de Nd inicial es análoga a la del CHUR (*Chondrite Uniform Reservoir*): $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.69899$. Una vez formado, el manto primitivo evolucionó como un sistema cerrado a lo largo de una línea con pendiente proporcional a su relación $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ (análoga a la del CHUR).

Sabemos que, hace ~ 3.8 Ga, el manto primitivo empezó a fundirse, generando la corteza terrestre y transformándose en un manto empobrecido. Considerando que Nd es más incompatible que Sm, y que por ende tiende a incorporarse en el magma formador de la corteza terrestre; se tiene como resultado una corteza empobrecida en Sm (y con bajas relaciones Sm/Nd), y un manto enriquecido en dicho elemento (altas relaciones Sm/Nd). Puesto que la tasa de decaimiento de un isótopo radioactivo es proporcional a la abundancia de dicho isótopo, la composición isotópica de Nd de la corteza terrestre evoluciona a lo largo de una línea cuya pendiente es menor que la del manto primitivo, mientras que la del manto empobrecido evoluciona a lo largo de una línea cuya pendiente es más pronunciada que la del manto primitivo.

Si la fusión del manto y la generación de nueva corteza fueran fenómenos continuos, la composición isotópica de Nd del manto evolucionaría a lo largo de una curva con pendiente progresivamente mayor, es decir, seguiría un patrón cóncavo hacia arriba.

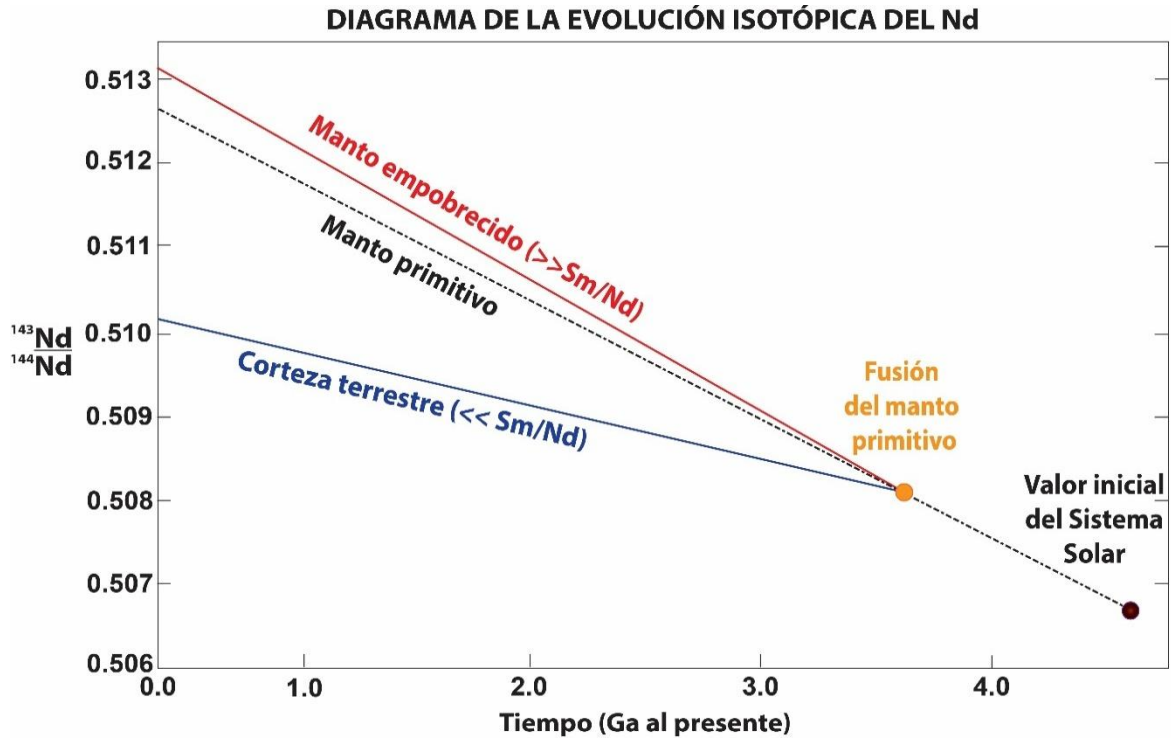


Fig. 10 Diagrama de la evolución isotópica de Nd de los principales reservorios de la Tierra silicatada. (Modificada de White, 2013).

2.4.2.1 ϵNd

Una manera alternativa para expresar la composición isotópica de Nd de una roca es mediante las *unidades epsilon*, que son variaciones relativas a la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de una muestra de referencia representada por el CHUR. Ésta última es elegida entre meteoritos cuya actual relación isotópica $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ sea constante a 0.512638 y $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ a 0.1967.

En conclusión, el ϵNd es la expresión isotópica de Nd de una roca en términos de su desviación respecto al CHUR; y se define como:

$$\epsilon Nd = \left[\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{muestra}}}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}} - 1 \right] \times 10^4$$

El hecho de expresar la relación del Nd con la notación Épsilon facilita en gran medida el manejo de los números, además de que permite reconocer la historia de una roca simplemente evaluando si ϵ_{Nd} es positivo o negativo (Fig. 11):

- $\epsilon_{Nd} < 0$ La relación Sm/Nd de la roca es menor que el valor condrítico: el patrón de REE de la roca o su precursor está enriquecido en tierras raras ligeras (roca de origen cortical)
- $\epsilon_{Nd} > 0$ La relación Sm/Nd de la roca es mayor que el valor condrítico: el patrón de REE de la roca o su precursor está empobrecido en tierras raras ligeras (roca de origen mantélico)
- $\epsilon_{Nd} = 0$ Corresponde al valor de la meteorita condrítica (CHUR) por ser la base de esta notación.

Utilizando el ϵ_{Nd} en lugar de las relaciones isotópicas de Nd no se modifican las características fundamentales del diagrama de evolución isotópica del Nd, sino que cambian las pendientes (Figura 11).

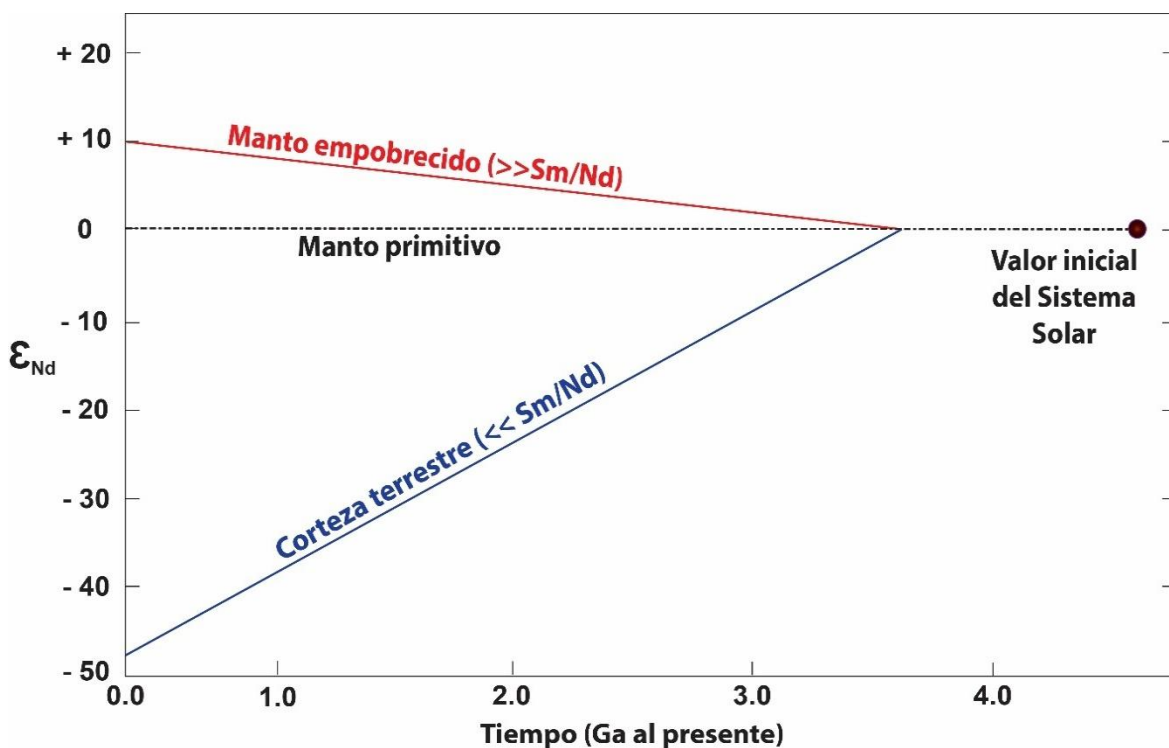


Figura 11. Diagrama de evolución isotópica de Nd, utilizando la notación Épsilon. (Modificada de White, 2013).

2.4.2.2 Edad modelo de Nd o Tiempo de residencia en la corteza

Una vez que una roca se ha formado, su relación Sm/Nd tiende a permanecer constante. Esto permite el uso del concepto de edad modelo de Nd de una roca (τ). La edad modelo de Nd de una roca representa el tiempo en el cual el Nd presente en la roca se separó del manto para ubicarse en la corteza.

Si una roca ígnea derivara únicamente de un proceso de fusión del manto, la edad modelo de Nd de dicha roca podría coincidir con su edad de formación (edad de cristalización). Sin embargo, a menudo las rocas presentan edades modelo de Nd que son más viejas respecto a su edad de cristalización. Esta paradoja aparente tiene una explicación relativamente sencilla: la roca con edad de cristalización más joven respecto a su edad modelo de Nd no pudo haberse derivado únicamente de la fusión del manto; el magma de origen mantélico debió haber asimilado alguna roca más vieja, cuyo Nd (más viejo) se ha incorporado al magma original (Figura 12). Esto explicaría la edad modelo de Nd más vieja respecto a la edad de cristalización de la roca. Esta asimilación de corteza vieja podría ocurrir durante el ascenso del magma mantélico a través del basamento cortical, antes de la erupción.

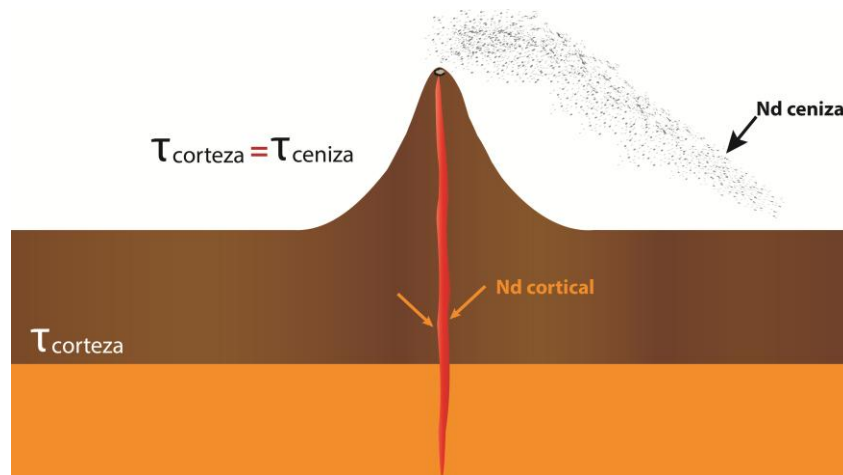


Figura 12. Ejemplo edad modelo de Nd (τ) en una muestra contaminada corticalmente.

Para calcular la *edad modelo de Nd* de una roca se pueden seguir dos métodos distintos:

- Método gráfico. Se extrapola al pasado su relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ a lo largo de una recta cuya pendiente es proporcional a la relación $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de la roca hasta que ésta intersecte la curva de evolución del CHUR o la del manto empobrecido, según sea el modelo elegido (Figura 13).

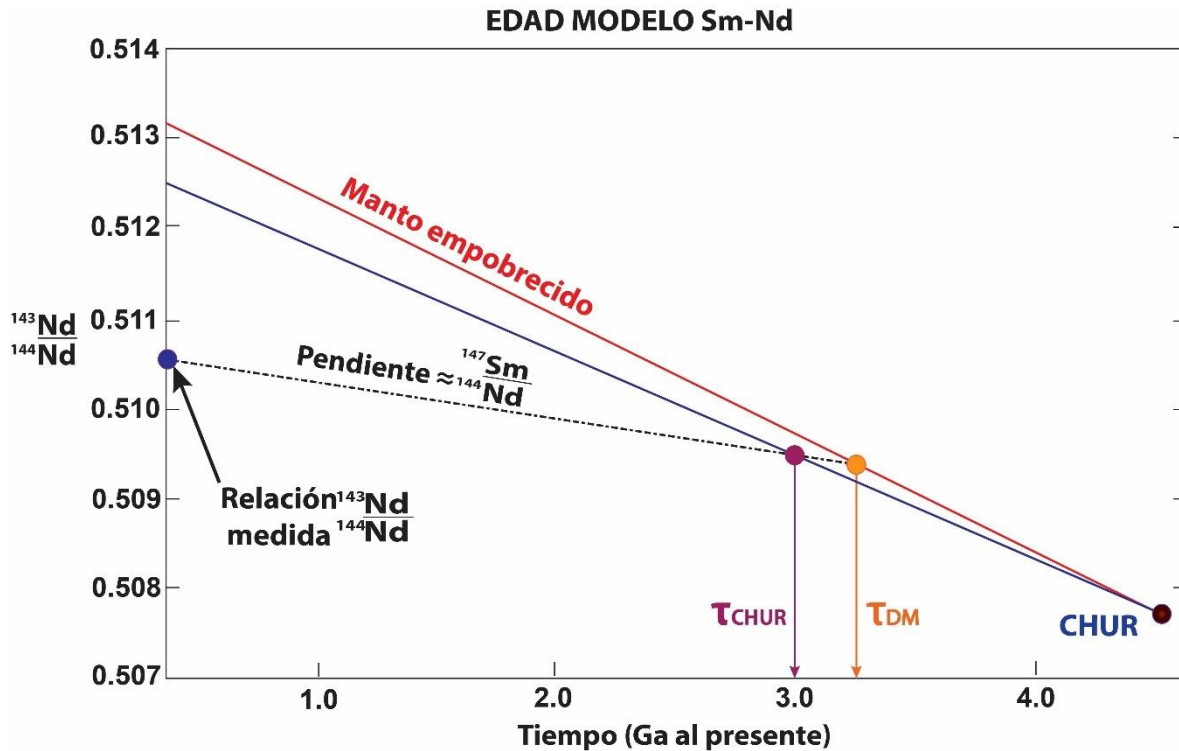


Figura 13. Ejemplo del cálculo gráfico de la edad modelo, obtenida respecto al CHUR o al manto empobrecido (DM). (Modificada de White, 2013).

- b) Método analítico. Para comenzar es necesario elegir un modelo para la evolución de la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ del manto, lo cual puede involucrar al CHUR o al manto empobrecido:

Modelo	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ actual	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$
Condritas (CHUR)	0.512638	0.1967
Manto empobrecido (DM)	0.51316	0.2137

Tabla 4. Datos tomados de White, 2013.

Se sustituyen en la ecuación los valores de la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de la roca y del CHUR o del manto empobrecido, según sea requerido (ecuación 1.15).

$$\tau_{CHUR} = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{muestra} - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{CHUR}}{\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{muestra} - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{CHUR}} + 1 \right]$$

1.17

2.4.2.3 El uso combinado de la isotopía de Sr-Nd para estudios petrogenéticos

Los datos isotópicos de Sr en conjunto con los del Nd proporcionan una herramienta de gran utilidad en estudios petrogenéticos, puesto que los dos sistemas presentan comportamientos prácticamente inversos y proporcionan características geoquímicas opuestas en términos de la concentración de los isótopos padres e hijos.

En la Figura 14 se muestran las composiciones isotópicas de los principales reservorios terrestres. En ellos, por lo general se observa una correlación inversa entre las características isotópicas de Sr y Nd, la cual refleja las compatibilidades relativas de las parejas padre-hijo. En el caso del sistema Rb-Sr el elemento más incompatible es el Rb, y la relación Rb/Sr es más alta en la corteza; mientras que en el sistema Sm-Nd el Nd es ligeramente más incompatible que el Sm, dando lugar a un enriquecimiento en la relación Sm/Nd en el manto. Dado que la fusión del manto afecta las relaciones Rb/Sr y Sm/Nd en maneras opuestas, esto lleva a una relación inversamente proporcional entre ϵ_{Nd} y las relaciones isotópicas de Sr.

En la imagen que se muestra a continuación (Figura 14) se observa que los basaltos de dorsal meso oceánica (MORB) poseen los valores menores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y los mayores de ϵ_{Nd} , lo que permite asumir que su fuente (el manto) es altamente empobrecida en elementos incompatibles; situación contraria a la de la corteza continental, en la cual la relación de Sr es alta y ϵ_{Nd} es bajo, debido al enriquecimiento de Rb y empobrecimiento de Sm en dicho reservorio. Los MORB y gran parte de los basaltos de isla oceánica (OIB) cuentan con valores positivos para la relación de Nd, que superan inclusive a la composición condritica (CHUR), lo cual indica que el manto ha experimentado procesos de fusión parcial y extracción de este fundido, que es el que contiene los elementos más incompatibles (en este caso Rb y Nd) para la formación de la corteza, de modo que el manto es empobrecido en estos elementos. Para los basaltos continentales observamos que sus relaciones isotópicas varían mucho más que los casos ya descritos, lo cual podría deberse a la contaminación con el basamento continental.

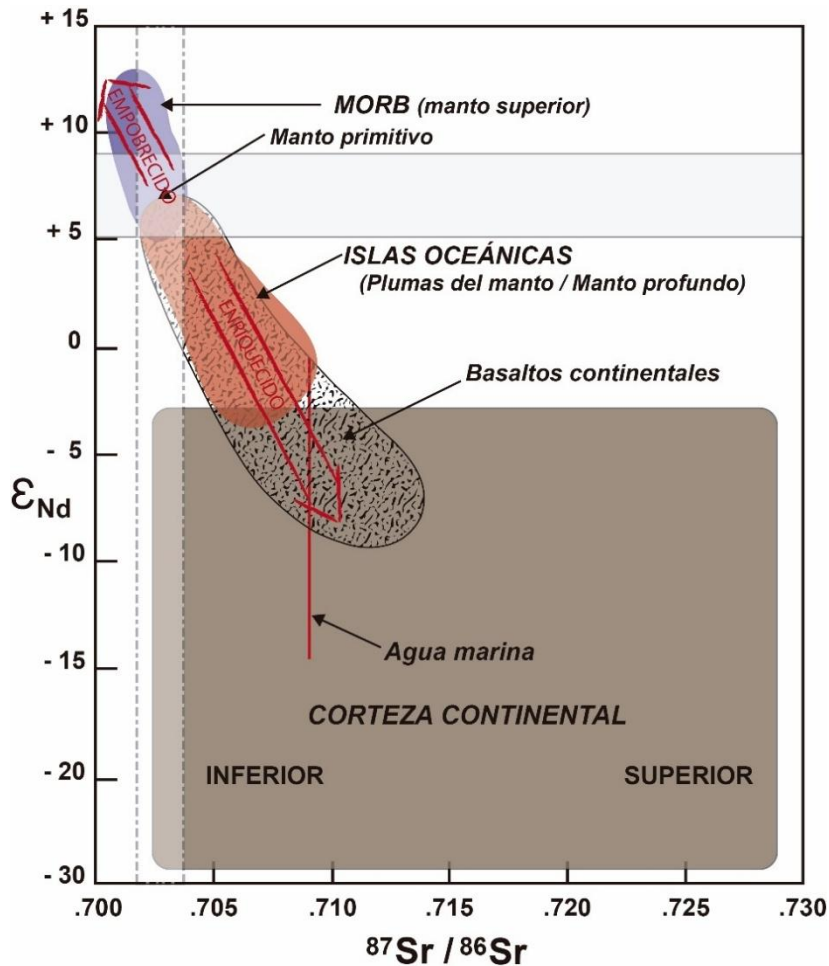


Figura 14. Relaciones isotópicas de Sr y Nd de los principales reservorios geoquímicos y de los diferentes tipos de magmas (Modificada de White, 2013).

2.4.3 U-Th-Pb

El sistema U-Th-Pb es una *cadena radioactiva* en la que el ^{238}U decae en ^{206}Pb , el ^{235}U decae en ^{207}Pb y el ^{232}Th decae en ^{208}Pb , todos a través de series independientes de isótopos hijos transitorios, lo cual significa que los tres isótopos padres decaen en isótopos hijos que también son radioactivos, hasta llegar a los tres isótopos de Pb ya mencionados.

Además de estos tres isótopos radiogénicos, el Pb cuenta con un isótopo que se considera no-radiogénico porque su tasa de decaimiento es demasiado lenta, y sirve como isótopo de referencia: el ^{204}Pb .

Se cuenta con tres ecuaciones para expresar la composición isotópica de plomo en los minerales que contienen U y Th:

$$\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_0 + \frac{{}^{238}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda t_{238}} - 1)$$

1.18

$$\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_0 + \frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda t_{235}} - 1)$$

1.19

$$\frac{{}^{208}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{{}^{208}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_0 + \frac{{}^{232}\text{Th}}{{}^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda t_{232}} - 1)$$

1.20

En donde:

$$\lambda_{238} = 1.5512 \times 10^{-10} \text{ y}^{-1} \quad \lambda_{235} = 9.8485 \times 10^{-10} \text{ y}^{-1} \quad \lambda_{232} = 4.9475 \times 10^{-11} \text{ y}^{-1}$$

En un caso ideal estos tres sistemas proporcionarían la misma edad pero, por el contrario, cada uno indica una edad distinta debido a que el U y Pb son elementos móviles y los minerales analizados no tuvieron las condiciones necesarias para cumplir con la característica de ser un sistema completamente cerrado para la movilidad de U, Th y Pb o alguno de sus isótopos hijo transitorios. Esto convierte al método de la isocrona impráctico por la gran movilidad del U y del Pb en fluidos.

Para simplificar dicha situación se puede considerar un sistema libre de Th, de forma que sólo se tendrían isótopos radiogénicos del Pb. Entonces, de las ecuaciones 1.18 y 1.19:

$${}^{206}\text{Pb} \star = {}^{238}\text{U}(e^{\lambda t_{238}} - 1)$$

1.21

$${}^{207}\text{Pb} \star = {}^{235}\text{U}(e^{\lambda t_{235}} - 1)$$

1.22

En donde \star indica la diferencia entre la relación isotópica de Pb inicial y la actual.

Tomando en cuenta la relación actual $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.8$, se tiene:

$$\frac{^{207}\text{Pb} \star}{^{206}\text{Pb} \star} = \frac{1}{137.8} \left(\frac{e^{\lambda t_{235}} - 1}{e^{\lambda t_{238}} - 1} \right)$$

1.23

2.4.3.1 Isocrona Pb-Pb

El término de la izquierda de la ecuación 1.23 corresponde con la pendiente de una línea en un gráfico $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ contra $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Esta pendiente está en función de las constantes λ_{238} , λ_{235} y $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ y del tiempo t , por lo cual la línea corresponde con una isocrona.

La ausencia de los valores iniciales y la relación isótopo padre/isótopo hijo es lo que distingue a 1.23 de la ecuación convencional de la isocrona (1.19).

La manera de obtener la expresión 1.23 es midiendo las relaciones isotópicas de Pb en muestras distintas cuya relación isotópica de plomo y tiempo iniciales sean iguales, suponiendo que el sistema se mantuvo cerrado para evitar la pérdida o ganancia de Pb y/o U desde t_0 . Así puede determinarse la edad del sistema sin la necesidad de conocer la relación isótopo padre/isótopo hijo.

Para resolver esta ecuación es necesario realizar una serie de iteraciones suponiendo un valor para t , calcular la pendiente de la recta y compararla con la observada.

Como el ^{235}U decae a una tasa mayor debido a que su tiempo de vida medio es mucho menor que el del ^{238}U , al graficar β ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) contra α ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), se observa que la evolución isotópica del Pb sigue una trayectoria curva que se encuentra en función de μ ($\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) (Figura 15).

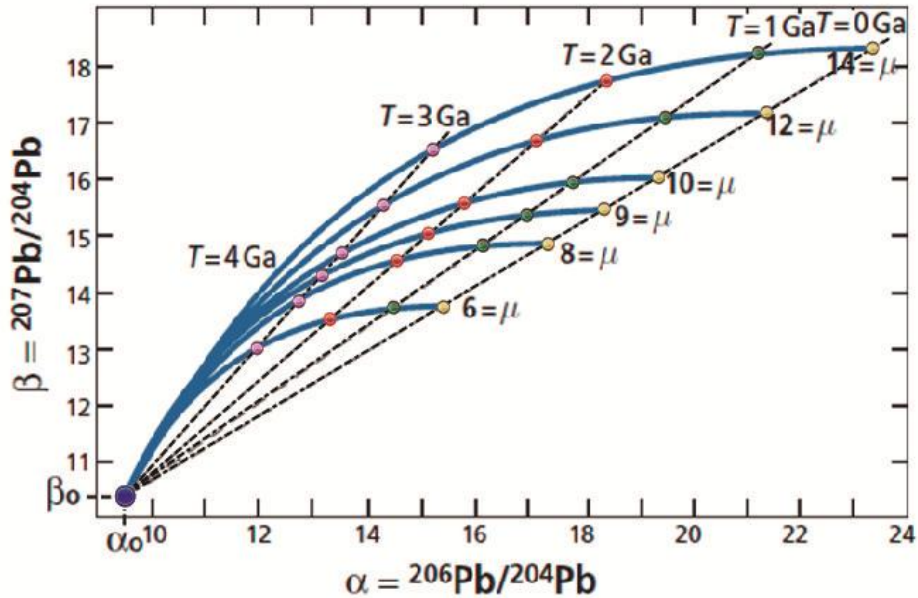


Figura 15. Evolución de las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ como función del tiempo para diferentes valores de μ , cada uno de ellos correspondiente a una isocrona distinta. Gráfica de α contra β . (Modificado de Allègre, 2008).

Consecuentemente, la *Isocrona Pb-Pb* es una línea recta a lo largo de la cual se grafican todos los sistemas que evolucionan a partir de una relación isotópica de Pb (R_0) y tiempo (t_0) iniciales en común, y su pendiente es proporcional a su edad.

Un claro ejemplo de ello es la formación del Sistema Solar. Aquí se considera que la edad de éste es de 4.55 Ga, momento en el cual contaba con una composición isotópica de *Pb primordial*, misma que consiste en una composición única y homogénea, pero relaciones de U/Pb (μ) no constantes y por eso el Pb de cada cuerpo celeste podría tener distintas trayectorias evolutivas en el gráfico α vs. β dependiendo del valor de μ de cada uno de ellos. No obstante, al graficar las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de todos los cuerpos celestes en cualquier tiempo t , éstas caerán sobre una línea denominada *Geochron* (Figura 16), cuya pendiente equivale a la edad del Sistema Solar pasando a través de la composición de *Pb primordial*.

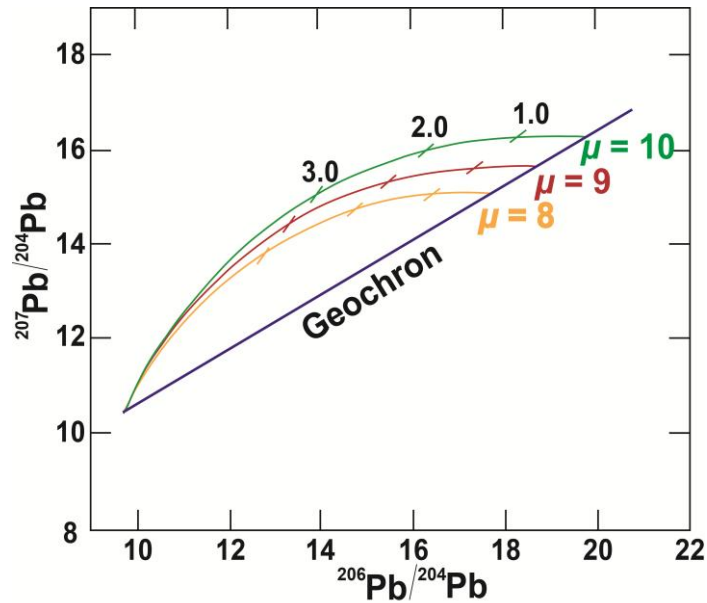


Figura 16. Geochron (Modificado de White, 2013).

Suponiendo que la Tierra ha evolucionado como un sistema cerrado en el cual no hay pérdidas ni ganancias que afecten las relaciones isotópicas U-Pb, todas las rocas terrestres tendrían que ser graficadas sobre el Geochron; pero pese a esto, es sabido que nuestro planeta ha experimentado un proceso de diferenciación que parte de la fusión parcial de un manto primitivo que da lugar a dos reservorios silicatados: manto y corteza.

Durante este proceso se produjo un fraccionamiento de U, caracterizado por ser un elemento refractario y litófilo; y de Pb, elemento relativamente volátil y siderófilo. Éstas son las propiedades que permiten que la relación U/Pb difiera en los reservorios porque el U es más incompatible que el Pb, dejando a la corteza enriquecida en dicha relación, mientras que el manto está empobrecido ($U/Pb_{\text{corteza}} > U/Pb_{\text{manto}}$). Entonces las rocas corticales deberían graficarse a la derecha del Geochron (relación U/Pb mayor por el enriquecimiento en U) y las mantélicas a la izquierda (relación U/Pb menor por el empobrecimiento en U).

Como se observa en Figura 17, las rocas de la corteza superior se grafican a la derecha del Geochron; sin embargo, también las rocas de origen mantélico, lo que indica que también en el manto la relación U/Pb ha incrementado en vez de disminuir como era esperado. Este fenómeno se conoce como “Paradoja del Pb” e implica que el modelo de evolución manto-corteza que involucra la transferencia de elementos incompatibles desde el manto a la corteza a través del magmatismo simplemente *no es el adecuado o es insuficiente para explicar por sí solo la isotopía de Pb*.

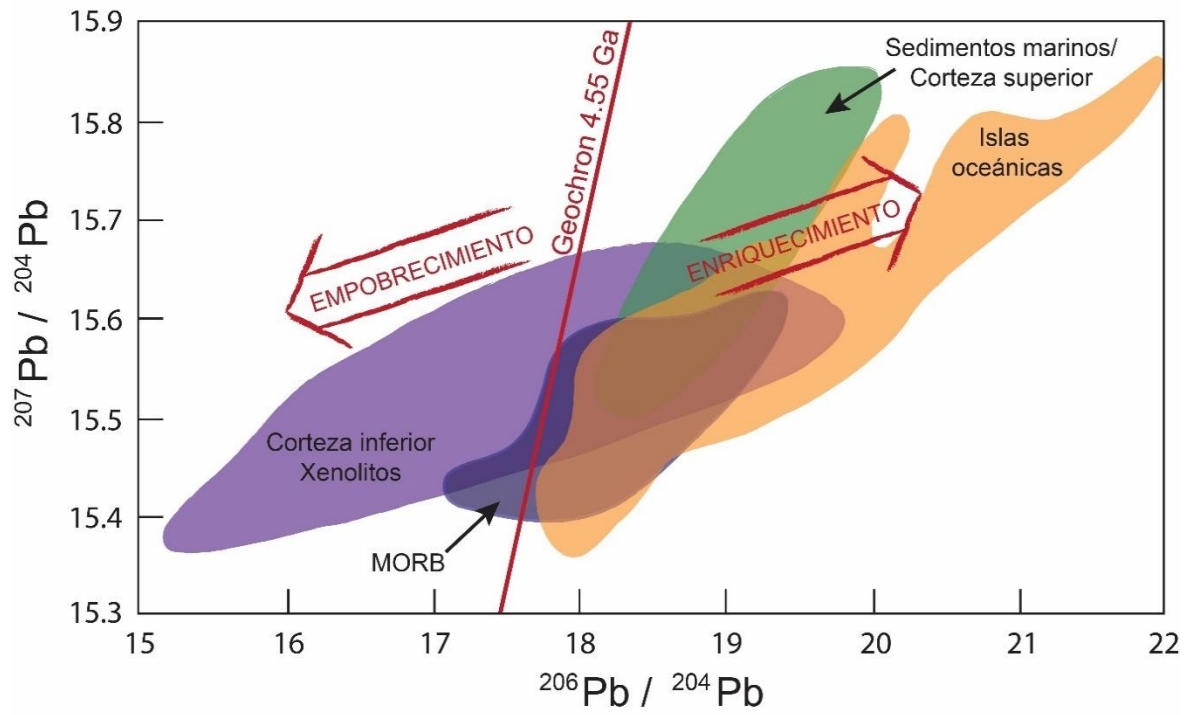


Figura 17. Rocas corticales y mantélicas graficadas respecto al Geochron (White, 2013).

2.5 EJERCICIOS

1. Determina la constante de decaimiento (λ) de ^{152}Gd si su vida media ($t_{1/2}$) es 1.1×10^{14} .

Despejando λ de:

$$t_{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda} \rightarrow \lambda = \frac{\ln 2}{t_{1/2}} = \frac{0.693147}{1.1 \times 10^{14} [\text{a}]} = 6.3013 \times 10^{-15} [\text{años}^{-1}]$$

2. En la Tabla 5 se muestran los datos isotópicos medidos por Larry Nyquist y colaboradores (1979) de una muestra de roca total (whole-rock –WR–) y de minerales separados de plagioclasa (plg), piroxeno (px) e ilmenita (ilm) en el basalto lunar Apolo 12 (muestra 12014).

Mineral	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Roca total	0.926	90.4	0.0296	0.70096
Plg	0.599	323	0.00537	0.69989
Px	0.386	22.7	0.0492	0.702
Ilm	3.76	96.5	0.1127	0.7049

Tabla 5.

¿Cuál es la edad de esta roca?

Usando regresión lineal, en donde $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ es el eje de las abscisas y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ el eje de las ordenadas:

$$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_0 + \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} (e^{\lambda t} - 1)$$

$$y = b + x \cdot m \quad \begin{matrix} b = 0.69964 \\ m = 0.0469 \end{matrix}$$

Despejando t :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} - \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_0}{\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}} + 1 \right]$$

Sustituyendo la relación isotópica inicial de Sr (b) y las relaciones isotópicas de la muestra (roca total):

$$t = \frac{1}{1.42 \times 10^{-11} [\text{a}^{-1}]} \ln \left[\frac{0.70096 - 0.69964}{0.0296} + 1 \right] \approx 3.07 \text{ Ga}$$

Esta edad corresponde al tiempo en que cristalizaron los minerales.

3. Sigue el patrón de decaimiento del ^{87}Rb y el crecimiento de isótopos hijo ^{87}Sr en una muestra de granito en el transcurso de tres vidas medias, asumiendo que dicha muestra contenía inicialmente 1.2×10^{20} átomos de ^{87}Rb y 0.3×10^{20} átomos de ^{87}Sr .

Considerando que para el ^{87}Rb : $t_{1/2} = 4.88 \times 10^{10}$ años y $\lambda = 1.42 \times 10^{-11} [\text{años}^{-1}]$.
 Para determinar el número de átomos padre de ^{87}Rb (N) restantes después de una vida media:

$$N = N_0 e^{-\lambda t}$$

$$N_1 = (1.2 \times 10^{20}) e^{-(1.42 \times 10^{-11})(4.88 \times 10^{10})} = 6 \times 10^{19} \text{ átomos después de 1 vida media.}$$

$$N_2 = (6 \times 10^{19}) e^{-(1.42 \times 10^{-11})(4.88 \times 10^{10})} = 3 \times 10^{19} \text{ átomos después de 2 vidas medias.}$$

$$N_3 = (3 \times 10^{19}) e^{-(1.42 \times 10^{-11})(4.88 \times 10^{10})} = 1.5 \times 10^{19} \text{ átomos después de 3 vidas medias.}$$

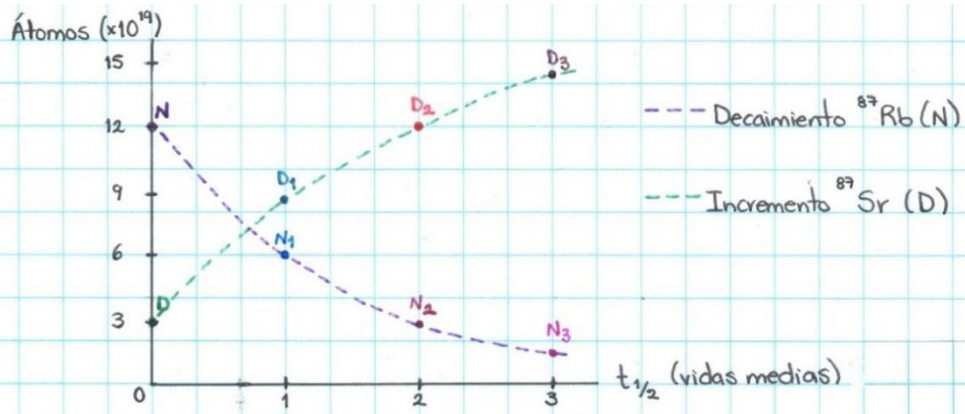
Para calcular el número de átomos hijo (D) del ^{87}Sr después de una vida media:

$$D = D_0 + N(e^{\lambda t} - 1)$$

$$D_1 = (0.3 \times 10^{20}) + (6 \times 10^{19})(e^{(1.42 \times 10^{-11})(4.88 \times 10^{10})} - 1) = 9 \times 10^{19} \text{ átomos después de 1 vida media.}$$

$$D_2 = (9 \times 10^{19}) + (3 \times 10^{19})(e^{(1.42 \times 10^{-11})(4.88 \times 10^{10})} - 1) = 12 \times 10^{19} \text{ átomos después de 2 vidas medias.}$$

$$D_3 = (12 \times 10^{19}) + (1.5 \times 10^{19})(e^{(1.42 \times 10^{-11})(4.88 \times 10^{10})} - 1) = 14 \times 10^{19} \text{ átomos después de 3 vidas medias.}$$



4. Calcula la edad y la relación isotópica inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para un gneis de las Montañas Bighorn, Wyoming a partir de los datos de la Tabla 6 de una muestra de roca total utilizando regresión lineal.

Muestra	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
4173	0.1475	0.7073
3400	0.2231	0.7106
7112	0.8096	0.7344
3432	1.1084	0.7456
3422	1.4995	0.7607
83	1.8825	0.7793

Tabla 6.

Por regresión lineal, en donde $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ es el eje de las abscisas y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ el eje de las ordenadas:

$$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_0 + \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} (e^{\lambda t} - 1)$$

$$y = b + x \cdot m$$

$$b = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_0 = 0.7012 \quad m = 0.0407$$

Sabiendo que $m = e^{\lambda t} - 1$, despejando t podemos calcular la edad:

$$t = \frac{\ln(m+1)}{\lambda} = \frac{\ln(0.0407+1)}{1.42 \times 10^{-11} [\text{a}^{-1}]} = 2.81 \text{ Ga}$$

5. a) ¿Qué relación isotópica de Sr tendría el manto primitivo en la actualidad de no haber sufrido diferenciación? Considera los siguientes datos:

- $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.69898$
- $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.085$
- $\lambda = 1.42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$
- $t = 4.55 \text{ Ga}$

b) Suponiendo que a los 3.5 Ga una porción del manto primitivo se fundió, generando una roca cortical y un residuo mantélico empobrecido (*depleted mantle*) (Fig. 18). Utilizando los valores que se proporcionan en a) y en este inciso, determina la composición isotópica que tendrían ambos reservorios actualmente.

- $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}_{\text{corteza}} = 0.1892$
- $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}_{\text{DM}} = 0.0113$

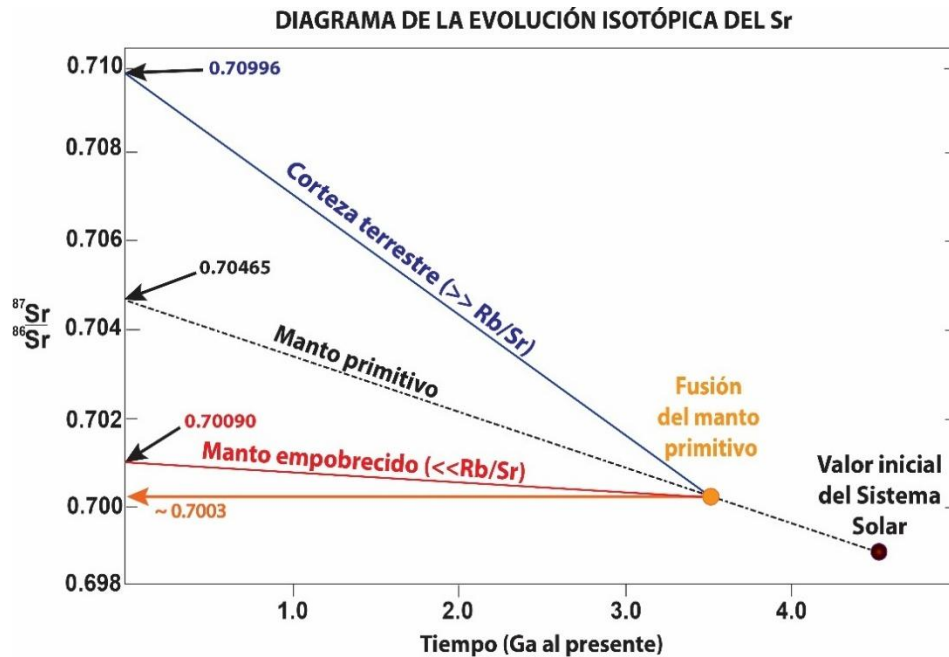


Figura 18. Diagrama de evolución isotópica de Sr de los principales reservorios de la Tierra silicada, indicando las composiciones isotópicas calculadas. (Modificado de White, 2013).

a) Sustituyendo los valores proporcionados en la ecuación del sistema Rb-Sr:

$$\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} = \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_0 + \frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}} (e^{\lambda t} - 1)$$

$$\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}_{\text{manto primitivo hoy}} = 0.69898 + 0.085 \left(e^{(1.42 \times 10^{-11})(4.55 \times 10^9)} - 1 \right) = 0.7046$$

Relación isotópica inicial del Sistema Solar.

b) Utilizando los datos conocidos y la ecuación del sistema Rb-Sr:

• Roca cortical:

$$\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}_{\text{corteza hoy}} = \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_0 + \frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}_{\text{corteza}} (e^{\lambda t} - 1)$$

$$\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}_{\text{corteza hoy}} = 0.7003 + 0.1892 \left(e^{(1.42 \times 10^{-11})(3.5 \times 10^9)} - 1 \right) = 0.7099$$

• Residuo mantélico empobrecido (DM)

$$\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}_{\text{DM hoy}} = \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_0 + \frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}_{\text{DM}} (e^{\lambda t} - 1)$$

$$\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}_{\text{DM hoy}} = 0.7003 + 0.0113 \left(e^{(1.42 \times 10^{-11})(3.5 \times 10^9)} - 1 \right) = 0.7009$$

6. Calcular el ϵNd para dos muestras: la primera es un MORB con relación $^{143}Nd/^{144}Nd=0.5131$, y la segunda es un granito de un billón de años con relación $^{143}Nd/^{144}Nd=0.5090$.

Sustituyendo los valores de las relaciones isotópicas, tanto de las muestras como de la condrita (CHUR) en la ecuación para determinar ϵNd :

Condrita (CHUR):

$$\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd} = 0.512638$$

$$\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd} = 0.1976$$

$$\epsilon Nd = \left[\frac{\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd} \right)_{muestra} - 1}{\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd} \right)_{CHUR}} \right] \times 10^4$$

• MORB: $\epsilon Nd = \left[\frac{0.5131 - 1}{0.512638} \right] \times 10^4 = +9.0122$

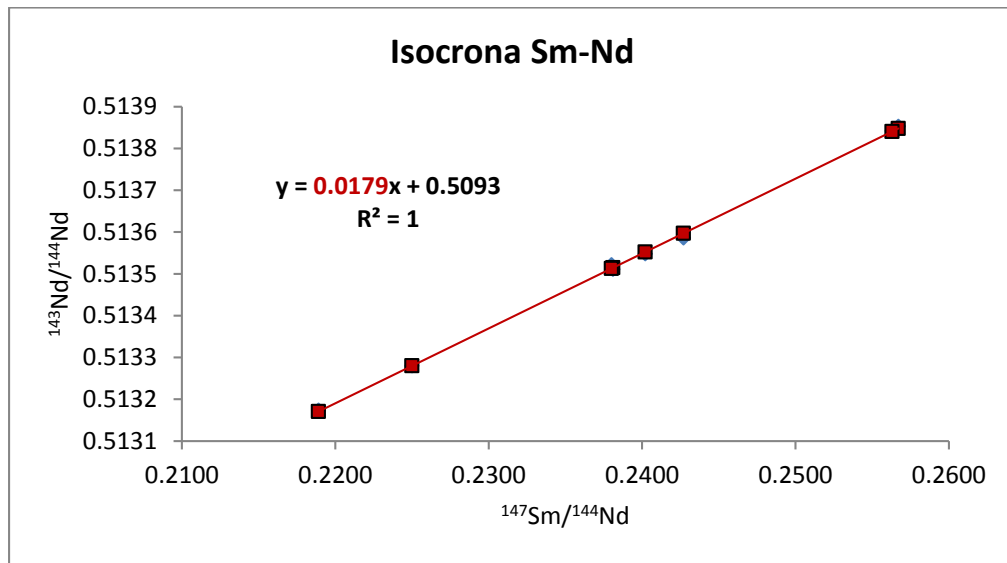
• Granito: $\epsilon Nd = \left[\frac{0.5090 - 1}{0.512638} \right] \times 10^4 = -70.9663$

7. Calcula la pendiente de las muestras de la Tabla 7 utilizando regresión lineal y grafica los datos en un diagrama de isócrona.

Muestra	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$
M654	0.2427	0.5136
M656	0.2402	0.5135
M663	0.2567	0.5139
M657	0.2381	0.5135
AX14	0.2250	0.5133
AX25	0.2189	0.5132
M666	0.2563	0.5138
M668	0.2380	0.5135

Tabla 7.

- a) Calcula la edad Sm-Nd.
 b) Calcula el valor inicial de ϵNd (ϵNd para la edad calculada en el inciso anterior).



a) Utilizando la ecuación del sistema Sm-Nd y su equivalencia con la ecuación de la recta:

$$\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}} = \left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}}\right)_0 + \frac{{}^{147}\text{Sm}}{{}^{144}\text{Nd}} (e^{\lambda t} - 1)$$

$b = 0.5093$

$$y = b + x \cdot m \quad m = 0.0179$$

Entonces:

$$m = e^{\lambda t} - 1 \longrightarrow t = \frac{\ln(m+1)}{\lambda} = \frac{\ln(0.0179+1)}{6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}} \approx 2.71 \text{ Ga}$$

b)

$$\epsilon_{\text{Nd}} = \left[\frac{\left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{muestra}}}{\left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{CHUR}}} - 1 \right] \times 10^4 = \left[\frac{0.5093}{0.512638} - 1 \right] \times 10^4 = -65.1142$$

8. Calcula la edad modelo de Nd del CHUR (T_{CHUR}) y del manto empobrecido (T_{DM}) para el batolito granítico Pike's Peak, en Colorado. Considera la información de la Tabla 8:

	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
Batolito granítico	0.1061	0.511970
CHUR	0.1967	0.512638
DM	0.2137	0.513150
Edad de cristalización	1.02	a

Tabla 8.

- Para T_{CHUR} :

$$T_{CHUR} = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{muestra}} - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{CHUR}}{\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{muestra}} - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{CHUR}} + 1 \right]$$

$$T_{CHUR} = \frac{1}{6.54 \times 10^{-12}} \ln \left[\frac{0.511970 - 0.512638}{0.1061 - 0.1967} + 1 \right] = 1.1233 \text{ Ga}$$

- Para T_{DM} :

$$T_{DM} = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{muestra}} - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{DM}}{\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{muestra}} - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{DM}} + 1 \right]$$

$$T_{DM} = \frac{1}{6.54 \times 10^{-12}} \ln \left[\frac{0.511970 - 0.513150}{0.1061 - 0.2137} + 1 \right] = 1.6677 \text{ Ga}$$

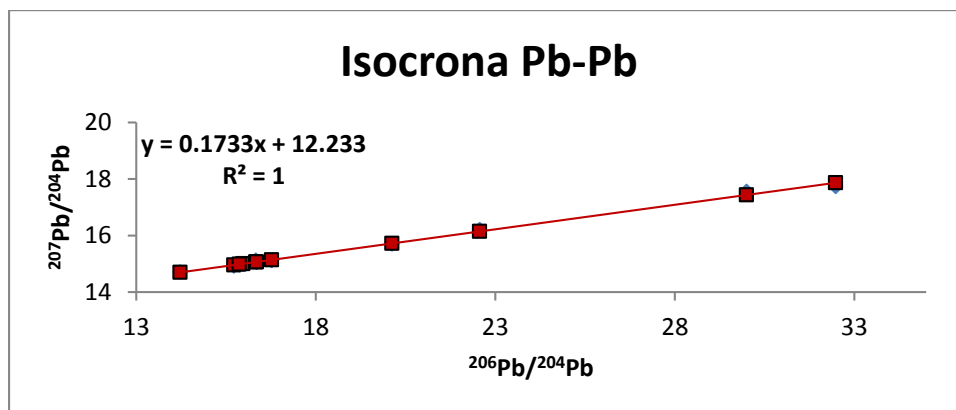
- * Por geocronología convencional se sabe que la edad del batolito Pike's Peak es de 1.02 Ga ("edad de cristalización"), ligeramente más joven respecto a T_{CHUR} .

Asumiendo que el manto es condrítico en sus relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, se puede concluir que el batolito se formó directamente de material derivado del manto, quizá por cristalización fraccionada de basalto. En tal caso, representa una nueva adición de material del manto a la corteza continental (contaminación cortical).

9. Grafica las relaciones isotópicas de las muestras que se presentan en la Tabla 9 en un diagrama de isócrona y calcula su pendiente.

Muestra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
M665	15.718	14.920
M654	15.970	14.976
M656	22.563	16.213
M663	16.329	15.132
M657	29.995	17.565
AX14	32.477	17.730
AX25	15.869	14.963
M667	14.219	14.717
M666	16.770	15.110
M668	16.351	15.047
M658	20.122	15.700

Tabla 9.



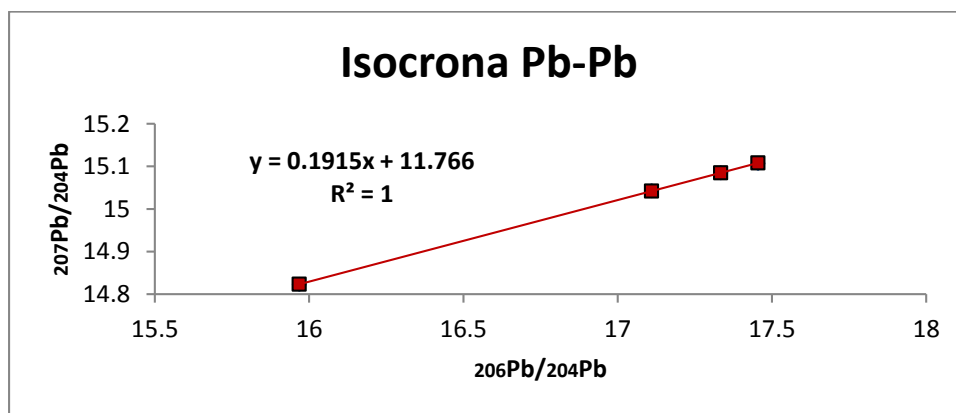
Estadísticas de la regresión		
Coeficiente de correlación múltiple		0.99787011
Coeficiente de determinación R^2		0.99574477
R^2 ajustado		0.99527196
Error típico		0.07394807
Observaciones		11
	Coeficientes	Error típico
b	12.2330628	0.07757719
m	0.17334684	0.00377731

* La pendiente de la isocrona Pb-Pb equivale a la relación $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$, con la cual se puede determinar el valor de t (edad) de la ecuación $\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*} = \frac{1}{137.8} \left(\frac{e^{\lambda t_{235}} - 1}{e^{\lambda t_{238}} - 1} \right)$, aunque ésta no contemple de manera directa la relación isótopo padre-isótopo hijo.

10. Grafica las relaciones isotópicas de las muestras que se presentan en la Tabla 10 en un diagrama de isócrona y calcula su pendiente.

Muestra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
NPA5	15.968	14.823
NPA12	17.11	15.043
NPA15	17.334	15.085
NPA15HF	17.455	15.107

Tabla 10.



Estadísticas de la regresión		
Coefficiente de correlación múltiple		0.99997819
Coefficiente de determinación R ²		0.99995637
R ² ajustado		0.99993456
Error típico		0.00105488
Observaciones		4
	Coefficientes	Error típico
b	11.7657716	0.01518294
m	0.19147618	0.00089432

* La pendiente de la isocrona Pb-Pb equivale a la relación $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$, con la cual se puede determinar el valor de t (edad) de la ecuación $\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*} = \frac{1}{137.8} \left(\frac{e^{\lambda t_{235}} - 1}{e^{\lambda t_{238}} - 1} \right)$, aunque ésta no contemple de manera directa la relación isótopo padre-isótopo hijo.

3. GEOQUÍMICA DE LOS ISÓTOPOS ESTABLES

En el capítulo anterior partimos del supuesto de que los isótopos de un elemento tienen el mismo comportamiento químico porque su número de electrones no cambia, entonces no pueden fraccionarse por procesos químicos. Sin embargo, la diferencia de las masas entre los isótopos de un mismo elemento ocasiona que haya diferencias en su comportamiento, especialmente en los elementos ligeros, en los que las diferencias másicas son tan grandes que permiten que ocurra el fraccionamiento isotópico (por ejemplo: el ^2D es 99.8% más pesado que el ^1H); y no como en los elementos pesados (por ejemplo: uranio), en donde las diferencias másicas son tan pequeñas que su fraccionamiento no tiene influencia alguna (Figura 19).

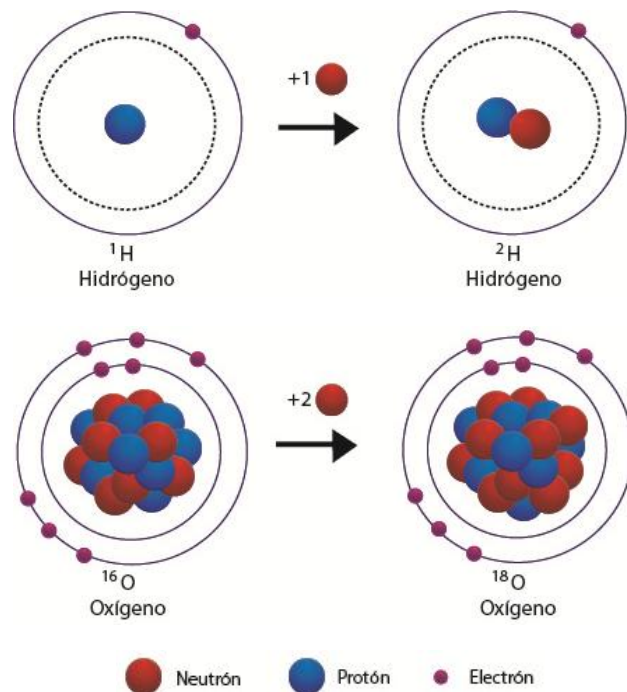


Figura 19. Isótopos estables – Hidrógeno y Oxígeno.

Éste es el caso de los isótopos estables de un mismo elemento, los cuales sí pueden ser separados unos de otros mediante diversos procesos. Cuando esto ocurre es posible rastrear la historia química de todo un sistema en función de la abundancia relativa de las relaciones isotópicas de las fases coexistentes en el caso en cuestión.

Se conocen alrededor de 300 isótopos estables, entre los que destacan los de H, C, O, N y S, mismos que comparten diversas características, como las siguientes:

- Son los elementos más abundantes en la naturaleza.
- Son los componentes principales de la mayoría de rocas, minerales y fluidos.
- La masa relativa entre los isótopos de cada nucleido de un elemento ligero es muy grande, en especial para el H.
- Los diversos estados de oxidación del C, N y S permiten su participación en varios procesos de oxidación-reducción.
- La abundancia del isótopo menos común (décimas de un porcentaje) es suficiente para realizar los análisis correspondientes con alta precisión.
- Todos son elementos biogénicos y por ende pueden ser fraccionados por procesos biológicos.

3.1 EL FRACCIONAMIENTO DE LOS ISÓTOPOS ESTABLES LIGEROS

El *fraccionamiento isotópico* es la repartición de isótopos de un elemento entre dos sustancias coexistentes produciendo diferentes relaciones isotópicas en ambas sustancias.

Así, la diferencia en la masa de los isótopos de un mismo elemento genera que los isótopos estables tiendan a tener un comportamiento distinto y a fraccionarse durante determinados procesos físicos o químicos que pueden ser tanto homogéneos como heterogéneos.

Este fenómeno tiene magnitudes muy pequeñas que se encuentran en rangos de décimas o centésimas de un 1%, lo cual se aprecia mejor en elementos ligeros, es decir, aquellos cuya masa es menor a 40, debido a la gran diferencia másica entre sus isótopos.

El fraccionamiento de isótopos ocurre por dos fenómenos principales:

- a) Reacciones de intercambio de isótopos (redistribución de los isótopos en condiciones de equilibrio).
- b) Procesos cinéticos, usualmente dependientes de las velocidades de reacción de las moléculas de los isótopos.

Los efectos que tiene la composición isotópica se reflejan con gran claridad en las propiedades físicas de una fase, pues las moléculas que contienen al isótopo ligero suelen alcanzar su punto de fusión, de ebullición y su densidad máxima a una temperatura menor respecto a aquellas que contienen al isótopo pesado, y tienden a contar con una menor viscosidad; como lo es el caso del H y el D.

3.1.1 Tipos y causas del fraccionamiento isotópico

La finalidad del fraccionamiento entre isótopos es minimizar la energía del sistema mediante la redistribución de los mismos. Esto ocurre debido a que algunas propiedades termodinámicas de los materiales dependen de la masa de los átomos de los cuales están compuestos.

De acuerdo con su carácter, el fraccionamiento isotópico por masa se puede estudiar de la siguiente manera:

Energía de vibración de las moléculas - Fraccionamiento en Equilibrio (reacciones de intercambio isotópico)

La frecuencia de vibración de un isótopo es inversamente proporcional a su masa, por lo que las moléculas de los isótopos ligeros vibran más que las moléculas de los isótopos pesados (Figura 20).

Esta energía de vibración es el principio por el cual se da el *fraccionamiento isotópico en equilibrio*, en el que los sistemas sufren un proceso de ajuste en sus componentes con el objetivo de minimizar su energía, ya sea vibratoria, rotacional o traslacional (Figura 21).

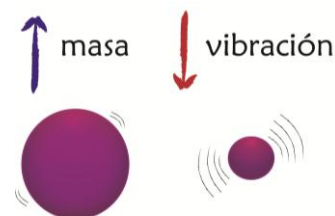


Figura 20. Relación masa-vibración.

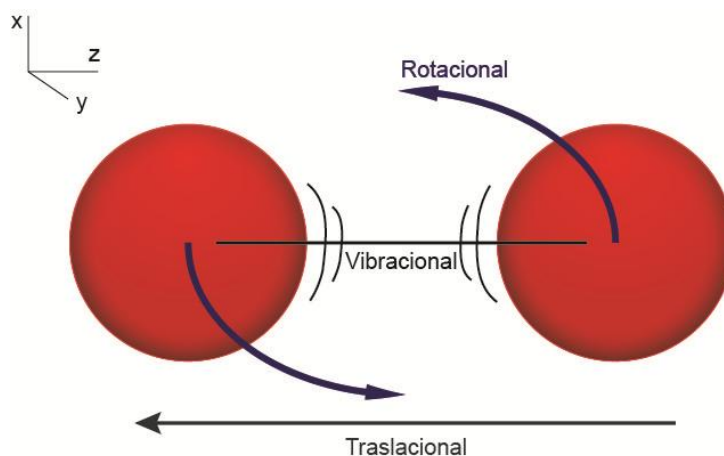


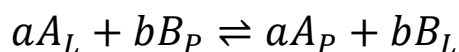
Figura 21. Tres tipos de movimiento para una molécula diatómica. (Modificada de White, 2013).

La razón primordial de este tipo de fraccionamiento es la variación del *punto de energía cero (ZPE)* de un átomo a otro; es decir, el nivel de energía en el cual vibra una molécula en su estado fundamental. El ZPE es mayor para los isótopos pesados respecto a los isótopos ligeros.

Es por esto que los isótopos pesados tienden a estar en la molécula en la que puedan formar un enlace más fuerte (con menor vibración), con estructuras más ordenadas y compactas. Los enlaces con iones de masa atómica baja y alto potencial iónico se relacionan con altas frecuencias de vibración (isótopos ligeros), tendiendo a incorporar en su estructura a los isótopos pesados para proporcionar mayor estabilidad al sistema, y viceversa.

Este proceso también recibe el nombre de *intercambio isotópico* debido a que se trata de una situación en la que cambia la distribución de los isótopos entre dos sustancias, fases o moléculas, pero sin involucrar ninguna reacción química (Figura 22), y ocurre de manera continua entre dos sustancias hasta que el sistema alcance su estado de equilibrio.

Las reacciones de intercambio isotópico son un caso particular del equilibrio químico, y puede representarse mediante la siguiente expresión:



2.01

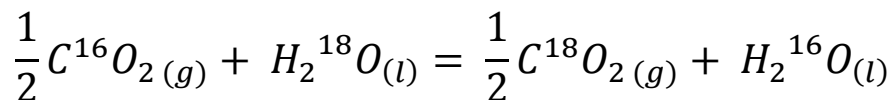
En donde:

A y *B* son especies que contienen isótopos.

a y *b* son los coeficientes de las especies *A* y *B*.

L y *P* indican al isótopo ligero y al pesado, respectivamente.

Un ejemplo de este tipo de fraccionamiento isotópico es el que se da en una mezcla entre $C^{16}O_2$ (gas) y $H_2^{18}O$ (líquido). Ambas sustancias intercambiarán tanto ^{16}O como ^{18}O hasta que el sistema alcance el equilibrio isotópico.



2.02

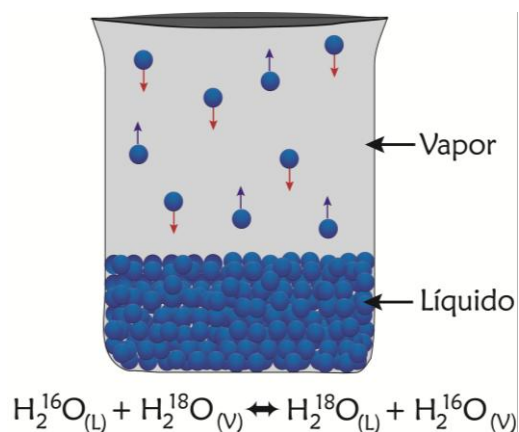


Figura 22. Distribución de los isótopos de O entre la fase líquida y de vapor de agua.

Energía cinética de las moléculas - Fraccionamiento Cinético

La energía cinética de las moléculas depende directamente de su masa y velocidad, por lo que las moléculas isotópicamente ligeras cuentan con mayor velocidad para que todas las moléculas cuenten con la misma energía cinética (Figura 23).

El fraccionamiento cinético se asocia con procesos físicos, como la evaporación y la fusión, y a diferencia del fraccionamiento en equilibrio, sí depende de la trayectoria de la reacción así como de otros factores que pueden alterar la velocidad de las reacciones químicas, por ejemplo: la concentración de los reactantes, temperatura, presión, pH, etc., por lo cual el conocimiento de los efectos del fraccionamiento isotópico cinético provee información detallada de las trayectorias o caminos que tomó la reacción en cuestión.

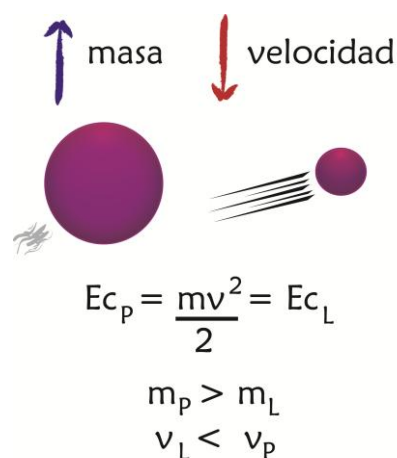


Figura 23. Relación masa-velocidad.

En este tipo de fraccionamiento se presenta el *fenómeno de transporte*, que se manifiesta en la velocidad de movimiento en los enlaces, de modo que los enlaces con iones pequeños pero con carga alta tienen velocidades mayores que aquellos con iones más grandes y cargas pequeñas; es decir, las moléculas isotópicamente ligeras tienden a escapar debido a que su velocidad es mayor, dejando un reservorio residual enriquecido en el isótopo pesado. Sin embargo, al aumentar la velocidad y/o la temperatura de la reacción sus efectos tienden a reducirse, ya que éstas al ser muy altas chocan tanto unas moléculas con otras que las diferencias en su velocidad son prácticamente imperceptibles.

En general, los isótopos ligeros tienden a fraccionarse más en la fase gaseosa que en la líquida, y más en la fase líquida que en la sólida. Entonces, las moléculas que contienen al isótopo ligero se extraen más fácilmente de los materiales que las poseen en procesos como la fusión y evaporación (Figura 24).

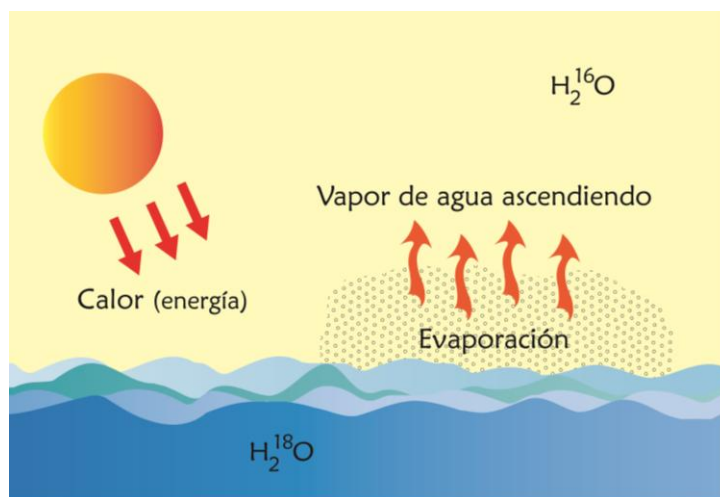


Figura 24. Relación masa-vibración.

3.1.2 El factor de fraccionamiento y la notación delta

Las variaciones en la composición isotópica en los elementos ligeros son tan pequeñas que el grado de fraccionamiento isotópico suele expresarse mediante distintas notaciones:

Factor de fraccionamiento α

El factor de fraccionamiento es el parámetro más importante en la evaluación de las variaciones en un isótopo estable, y describe numéricamente la distribución de isótopos estables entre dos fases, compuestos o sustancias químicas coexistentes en equilibrio isotópico, por ejemplo, A y B.

Por convención, las relaciones isotópicas se expresan con el isótopo pesado en el numerador; por ejemplo: $^{18}O/^{16}O$, D/H, etc., indicando la fase en la que se encuentran en el sufijo.

$$\alpha_{A-B} = \frac{R_A}{R_B}$$

2.03

En donde:

R es la relación entre el isótopo pesado y el ligero.

A y B indican la fase a la cual se refiere R .

Por ejemplo:

$$\alpha_{\text{Calcita-CO}_2} = \frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{Calcita}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{CO}_2}}$$

2.04

Notación delta (δ)

Ésta se emplea debido a que los valores de α_{A-B} difieren uno de otro por cantidades prácticamente imperceptibles que generalmente van de milésimas a diezmilésimas.

En esta notación se compara la relación isotópica de la muestra de interés, medida mediante espectrometría de masas, con una relación estándar. El valor numérico obtenido es la desviación de la relación isotópica R del estándar expresado en partes por mil ($\delta^0/_{00}$) y se calcula empleando la siguiente ecuación:

$$\delta = \frac{(R_{\text{muestra}} - R_{\text{estándar}})}{R_{\text{estándar}}} \times 10^3$$

2.05

Los valores de δ de las muestras caen en alguno de los siguientes casos:

δ	MUESTRA	RELACIÓN
$\delta < 0$	Muestra <i>isotópicamente ligera</i> . Empobrecida en el isótopo pesado respecto al estándar.	$R_{\text{muestra}} < R_{\text{estándar}}$
$\delta > 0$	Muestra <i>isotópicamente pesada</i> . Enriquecida en el isótopo pesado respecto al estándar.	$R_{\text{muestra}} > R_{\text{estándar}}$
$\delta = 0$	Muestra con una relación isotópica igual a la de la muestra estándar.	$R_{\text{muestra}} = R_{\text{estándar}}$

Tabla 11. Notación delta.

La tabla que aparece a continuación indica cuál es el estándar usado en función del elemento a medir.

ELEMENTO	NOTACIÓN	RELACIÓN	ESTÁNDAR
Oxígeno	$\delta^{18}\text{O}$	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	✓ SMOW (Standard Mean Ocean Water)
	$\delta^{17}\text{O}$	$^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$	✓ PDB (Pee Dee Belemnite)*
Hidrógeno	δD	D/H ($^2\text{H}/^1\text{H}$)	✓ SMOW (Standard Mean Ocean Water)
Carbono	$\delta^{13}\text{C}$	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$	✓ PDB (Pee Dee Belemnite) → $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$
Nitrógeno	$\delta^{15}\text{N}$	$^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$	✓ Aire atmosférico → $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$
Azufre	$\delta^{34}\text{S}$	$^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$	✓ CDT (Trolita del Cañón del Diablo) → $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$
	$\delta^{33}\text{S}$	$^{33}\text{S}/^{32}\text{S}$	
	$\delta^{36}\text{S}$	$^{36}\text{S}/^{32}\text{S}$	

Tabla 12. Modificada de White, 2013. *Sólo para estudios de paleoclimatología (^{18}O) en carbonatos. (McSween, 2003).

Por ejemplo, en el caso de las relaciones isotópicas del oxígeno, éstas se reportarían como:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{muestra}} - \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{SMOW}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{SMOW}}} \times 10^3$$

2.06

3.1.3 El fraccionamiento isotópico y su dependencia de la temperatura

El factor de fraccionamiento isotópico varía en función de la temperatura, porque ésta afecta tanto a la velocidad de movimiento de los isótopos como a su vibración.

El factor de fraccionamiento α es *inversamente proporcional a la temperatura*; es decir, tiende a la unidad conforme la temperatura aumenta, ya que esto incrementa la energía de vibración y la velocidad de las partículas del sistema hasta el punto en que los dos isótopos llegan a tener el mismo comportamiento, y no hay fraccionamiento (ec. 2.07). Esta dependencia es la base de la geotermometría de isótopos estables.

$$\text{Si } R_A \approx R_B \rightarrow \alpha = \frac{R_A}{R_B} = 1$$

2.07

3.1.4 El fraccionamiento Rayleigh en el sistema hidrológico

Debido a que hay dos isótopos estables de hidrógeno (^1H y ^2D) y tres de oxígeno (^{16}O , ^{17}O y ^{18}O), existen nueve maneras de construir moléculas de agua isotópicamente distintas, cuyas masas se encuentran dentro de un rango que va desde 18 uma (para $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$) hasta 22 uma (para $^2\text{D}_2^{18}\text{O}$). Estas moléculas diferentes reciben el nombre de *isotopólogos* (Figura 25).

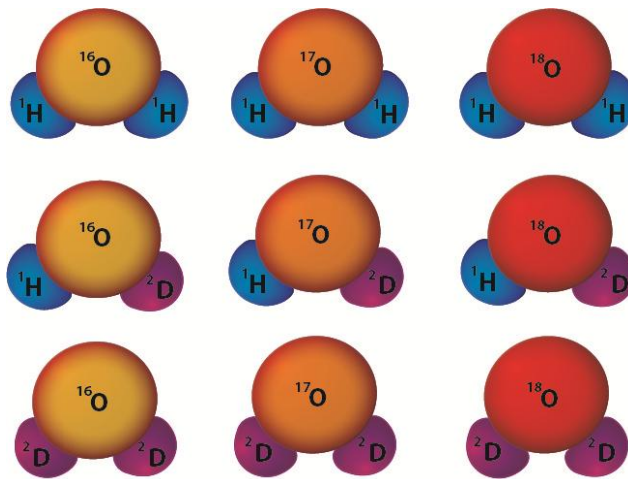


Figura 25. Isotopólogos de la molécula del agua.

Los procesos de evaporación y condensación en el ciclo hidrológico ocupan un lugar importante en el fraccionamiento del hidrógeno y oxígeno, determinando la proporción relativa del isótopo pesado frente al ligero en el agua y en el vapor de agua.

Como consecuencia de estos, las moléculas de agua ‘ligeras’, al contar con mayor frecuencia de vibración y velocidad, escapan con más facilidad de un cuerpo acuoso a la atmósfera en forma de vapor respecto a las moléculas ‘pesadas’. Cuando el agua se evapora de la superficie del océano tiene un δD de $\sim -8\text{‰}$ y un $\delta^{18}\text{O}$ de $\sim -9\text{‰}$. El resultado es, en cualquier lugar de la Tierra, que el vapor de agua atmosférica tiene siempre un valor negativo para δD y para $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 25).

El proceso inverso se manifiesta cuando el agua se condensa en la atmósfera, ya que la condensación favorece a las moléculas pesadas de agua en forma de lluvia o nieve porque los isótopos pesados tienden a estar en donde forman enlaces más fuertes. Cuanto menor es la temperatura, mayor será el fraccionamiento y la precipitación será isotópicamente más pesada; y conforme aumenta la temperatura, el fraccionamiento disminuye.

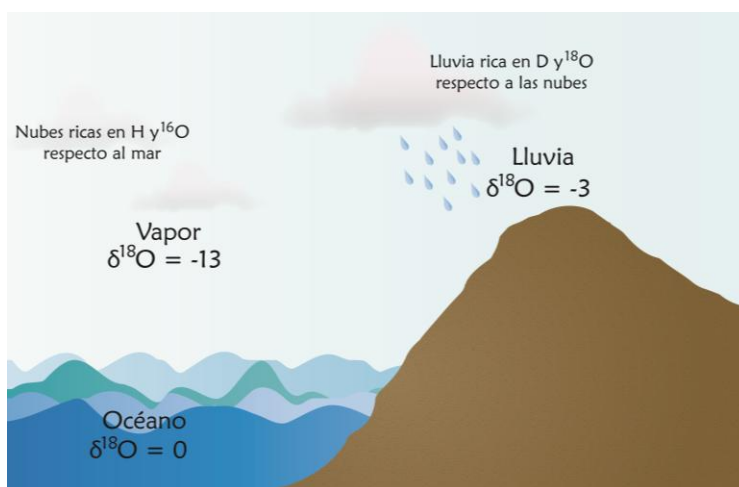


Figura 25. Fraccionamiento Rayleigh (Modificada de White, 2013).

La primera lluvia en caer de una nube recién formada sobre el océano cuenta con valores de δD y $\delta^{18}\text{O}$ de $\sim 0\text{‰}$, muy cercanos a los de aguas oceánicas. El vapor de agua remanente en la atmósfera es sistemáticamente empobrecido en el isótopo pesado (^2D y ^{18}O) por este proceso, enriqueciéndose en ^1H y en ^{16}O ; así, la precipitación subsecuente se deriva del reservorio de vapor cuyos valores de δ son más negativos que los del agua marina que acaba de evaporarse, pero la lluvia presenta valores menos negativos que la nube.

Además, el fraccionamiento isotópico entre el agua de lluvia y el agua marina, tanto de oxígeno como de hidrógeno, presenta variación latitudinal; es decir, se torna más pronunciado a medida que las masas de aire se mueven hacia el interior del continente, a las elevaciones más altas (Figura 26) y a latitudes polares (Figura 27) debido a que la temperatura es menor en estas zonas. Es por esto que las aguas naturales isotópicamente más ligeras en la Tierra están en la nieve y el hielo del Polo Sur, donde los valores de $\delta^{18}\text{O}$ son inferiores a -50‰ y se han medido valores de $\delta\text{D} < -45\text{‰}$.

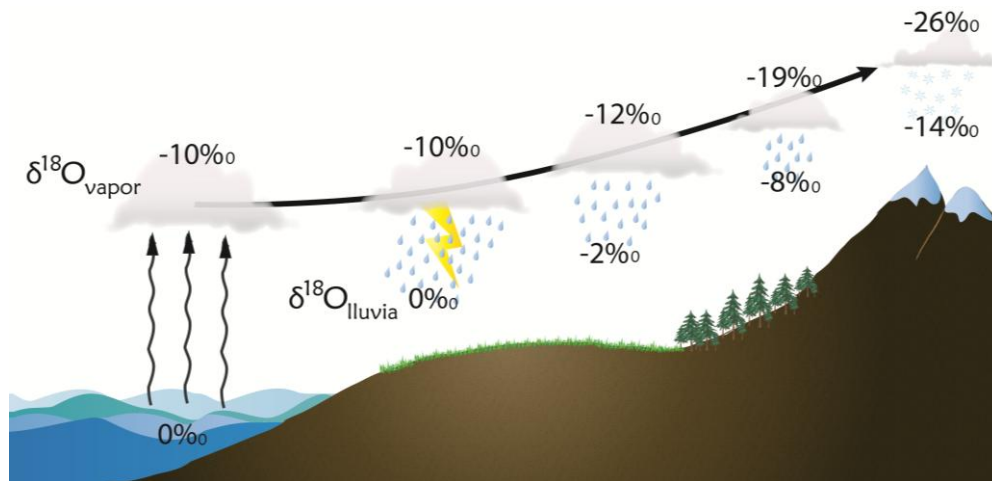


Figura 26. Fraccionamiento isotópico hacia el interior del continente y elevaciones topográficas (Modificada).

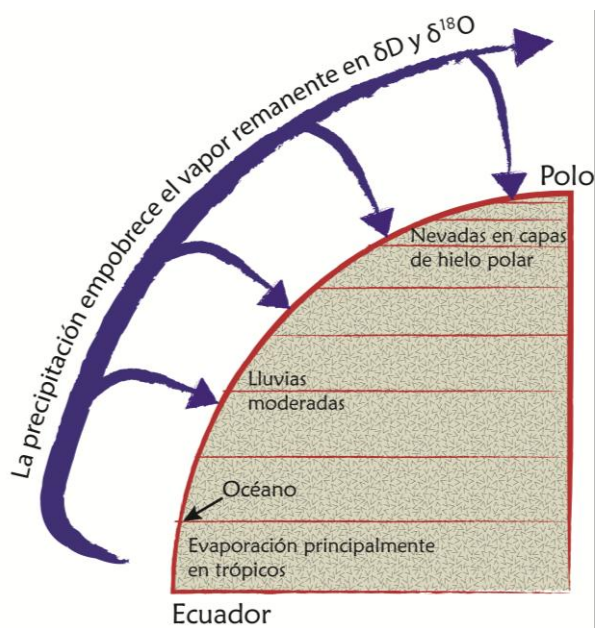


Figura 27. Fraccionamiento isotópico en diferentes latitudes (Modificada).

La relación isotópica R del vapor remanente puede ser determinada por la *ecuación de destilación de Rayleigh*:

$$R = R_0 f^{(\alpha-1)}$$

2.08

En donde:

R_0 es la relación inicial $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en el vapor de agua.

f es la fracción de vapor remanente.

α es el factor de fraccionamiento entre el agua en fase líquida (lluvia) y gaseosa.

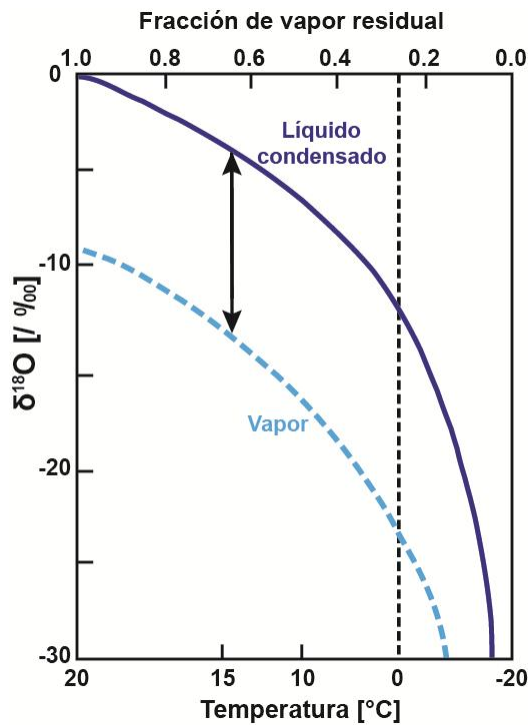


Figura 28. Fraccionamiento de $\delta^{18}\text{O}$ en una nube en función de la destilación de Rayleigh. La nube se forma en el Ecuador y se mueve a latitudes mayores, perdiendo agua. El factor de fraccionamiento varía con la temperatura. (Modificado de Àllegre, 2008).

3.2 APLICACIONES DE LA GEOQUÍMICA DE LOS ISÓTOPOS ESTABLES LIGEROS A LA GEOLOGÍA

La geoquímica de los isótopos estables tiene múltiples aplicaciones, dentro de las que destacan la geotermometría, el reconocimiento y cuantificación de la asimilación cortical de magmas y su mezcla con fluidos hidrotermales, la inferencia sobre las fuentes y origen de los metales en rocas y yacimientos minerales, etc.

3.2.1 Isótopos estables y su relación con el clima

El fraccionamiento isotópico de D/H y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ entre la fase líquida y vapor está afectado por el clima.

En un clima cálido la energía a disposición para la evaporación del agua es mayor, permitiendo que las moléculas isotópicamente pesadas pasen a la fase vapor (Figura 29a), enriqueciendo a las nubes en isótopos pesados, cuya condensación tendrá productos isotópicamente aún más pesados (lluvia, nieve o hielo).

El caso contrario se presenta cuando el clima es más frío, en donde al haber menos energía disponible, sólo se pueden evaporar las moléculas de H_2O más ligeras (Figura 29b), entonces las nubes serán isotópicamente más ligeras, cuya condensación tendrá productos más ligeros (lluvia, nieve o hielo).

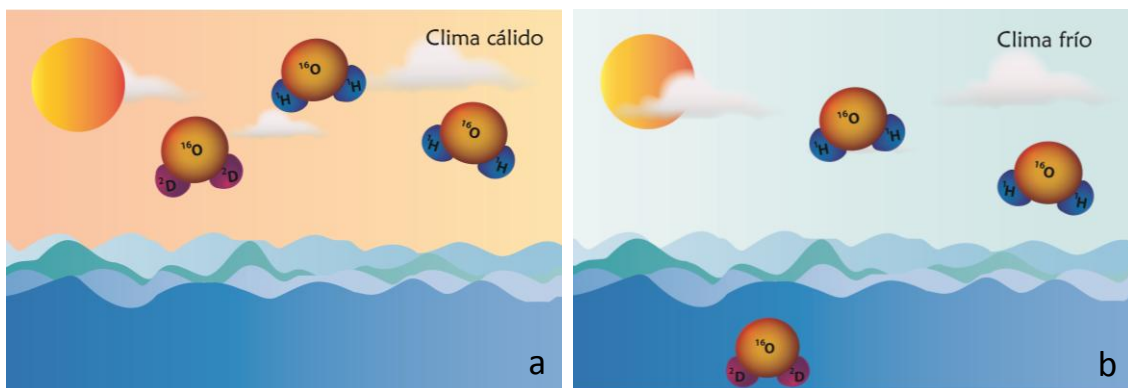


Figura 29. Fraccionamiento isotópico de H y D entre la fase líquida y gaseosa en función del clima. Modificado.

3.2.2 Paleoclimatología

Como los isótopos estables permanecen en el tiempo, el análisis de la variación de sus proporciones a lo largo de las series estratigráficas permite realizar la reconstrucción de los cambios climáticos y ambientales ocurridos en el pasado.

El oxígeno se utiliza como indicador paleoclimático debido a su gran abundancia en la atmósfera, hidrósfera, criósfera, biósfera y litósfera; por ser uno de los principales componentes del agua y los carbonatos que se utilizan como indicadores paleoclimáticos y paleoambientales; y por la gran diferencia másica entre sus isótopos.

Así, las muestras para reconstruir climas cuentan con una composición isotópica común ($\delta^{18}\text{O}$) que depende de manera directa de la temperatura al momento de su formación, de manera que el oxígeno nos permite conocer los cambios climáticos del pasado en rangos temporales que comprenden desde años hasta millones de años, en escalas tanto locales como globales, ya sea en ambientes marinos o continentales (Figura 30).

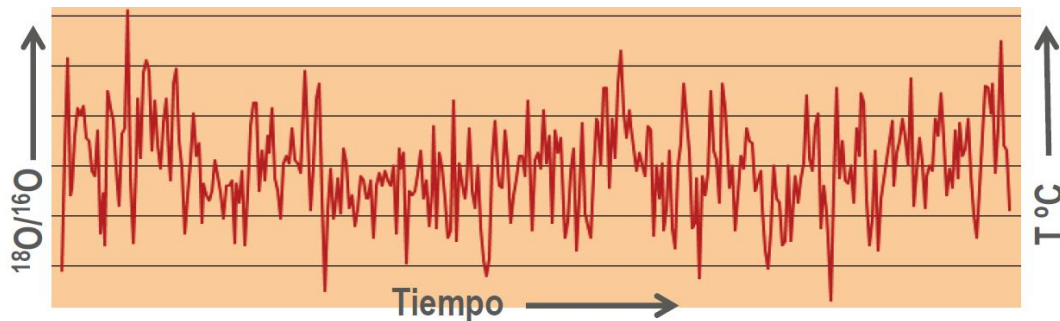


Figura 30. Aplicación de la estratigrafía de isótopos de oxígeno en la reconstrucción de las variaciones climáticas. Tomada de Chivelet y Muñoz-García, 2015.

Registros continentales

La reconstrucción isotópica de las condiciones climáticas de estos registros refleja el efecto de factores más regionales debido a su enorme heterogeneidad tanto espacial como temporal.

Uno de los parámetros que suelen utilizarse para determinar climas es la composición isotópica de las aguas meteóricas (derivadas de la precipitación), misma que varía en el ciclo hidrológico como respuesta ante un cambio climático, como se explicó anteriormente.

El otro parámetro es la composición isotópica de los carbonatos continentales (conchas de ostrácodos lacustres, por ejemplo) que puede depender de dos factores:

1. Composición isotópica del agua a partir de la cual precipitaron
2. Temperatura del agua en la que se formaron

A mayor temperatura, menor fraccionamiento; es decir, menor $\delta^{18}\text{O}$.

Un caso especial son los *espeleotemas*, carbonatos precipitados en sistemas kársticos (como estalactitas y estalagmitas). Si las cuevas en las que crecen están lo suficientemente aisladas, su composición isotópica será poco sensible a los cambios térmicos que se producen en el exterior en rangos temporales cortos, pero sí registran los cambios producidos a escalas temporales mayores, reflejando la composición isotópica del agua meteórica de superficie que se infiltra en las cuevas precipitando en CaCO_3 (Figura 31).

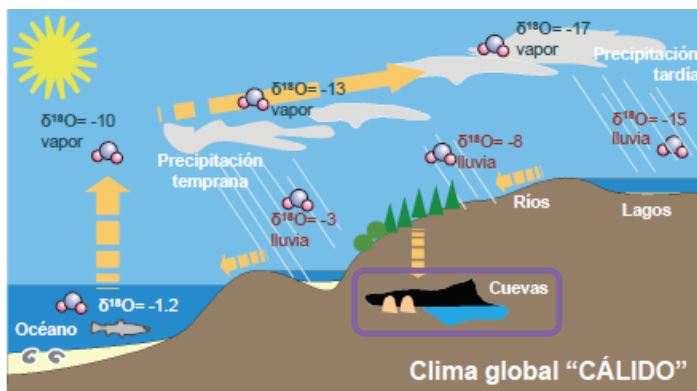


Figura 31. Clima, $\delta^{18}\text{O}$ y ciclo hidrológico. Fraccionamiento Rayleigh. Valores típicos del $\delta^{18}\text{O}$ del agua a lo largo del ciclo hidrológico en un clima global cálido. Tomada de Chivelet y Muñoz-García, 2015.

Glaciares

Sabiendo que la composición isotópica del hielo es negativa en latitudes polares y en elevaciones topográficas altas debido a la destilación Rayleigh, y aún más cuando la temperatura es menor, además de que su volumen es significativamente mayor en las épocas más frías; es un poco más sencillo inferir que los valores isotópicos de las aguas de los océanos durante las épocas glaciares serán más pesados que los valores que se tienen en la actualidad, cuando el clima es más cálido y es más fácil que las moléculas pesadas puedan evaporarse.

Los glaciares polares cuentan con capas de hielo estratificadas que pueden ser datadas mediante métodos estratigráficos y de variaciones radiocronológicas (^{39}Ar - ^{39}K para hielo de edad menor a mil años, y ^3H - ^3He para hielo de edad muy reciente), midiendo las variaciones en el hielo del $\delta^{18}\text{O}$ y δD . En este caso, la temperatura es directamente proporcional al $\delta^{18}\text{O}$ y δD , ya que el fraccionamiento isotópico disminuye con la temperatura.

En este caso, el glaciar constituye un enorme reservorio de agua (hielo) isotópicamente ligera, que disminuye el nivel del mar y deja a este último enriquecido en $\delta^{18}\text{O}$ y δD (Figura 32).

La estratigrafía isotópica de un glaciar puede definirse en una región cuyas variaciones son análogas, y al unir las en una secuencia es posible identificar glaciares contiguos. Esto puede interpretarse como una variación en el factor de fraccionamiento en donde predomina el efecto de la temperatura.

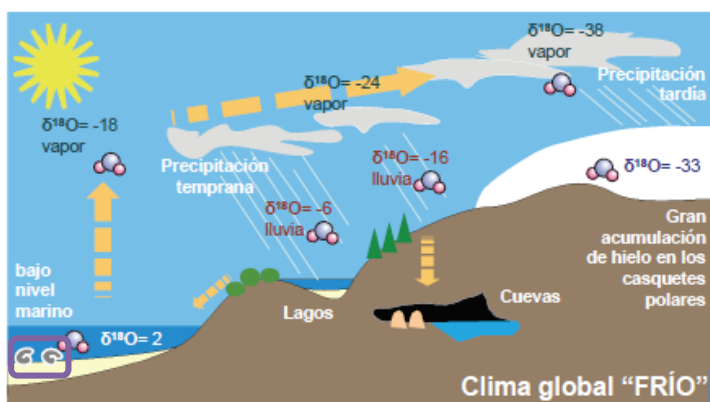


Figura 32. Clima, $\delta^{18}\text{O}$ y ciclo hidrológico. Fraccionamiento Rayleigh. Valores típicos del $\delta^{18}\text{O}$ del agua a lo largo del ciclo hidrológico en un clima global frío. Tomada de Chivelet y Muñoz-García, 2015.

Registros marinos

A diferencia de los continentales, los registros marinos se ven afectados por fenómenos globales debido a que se trata de un sistema bastante extenso y homogéneo.

La mayoría de los estudios paleoclimáticos para océanos se realizan a partir del análisis de foraminíferos, tanto planctónicos como bentónicos, debido a que la composición isotópica de los minerales de carbonato CaCO_3 que constituyen el caparazón o concha de los organismos acuáticos dependerá de dos factores (Figura 33):

1. Composición isotópica de la solución acuosa a partir de la cual precipitan y etapa climática
En épocas más cálidas, los carbonatos de los organismos marinos tendrían, en general, valores isotópicos más ligeros que en las épocas frías porque las moléculas pesadas pasarían a la fase de vapor al haber mayor energía disponible para la evaporación dejando a los océanos con valores isotópicamente ligeros; y viceversa.
2. Temperatura del agua en la que se formaron
A menor temperatura, mayor fraccionamiento; es decir, mayor $\delta^{18}\text{O}$.

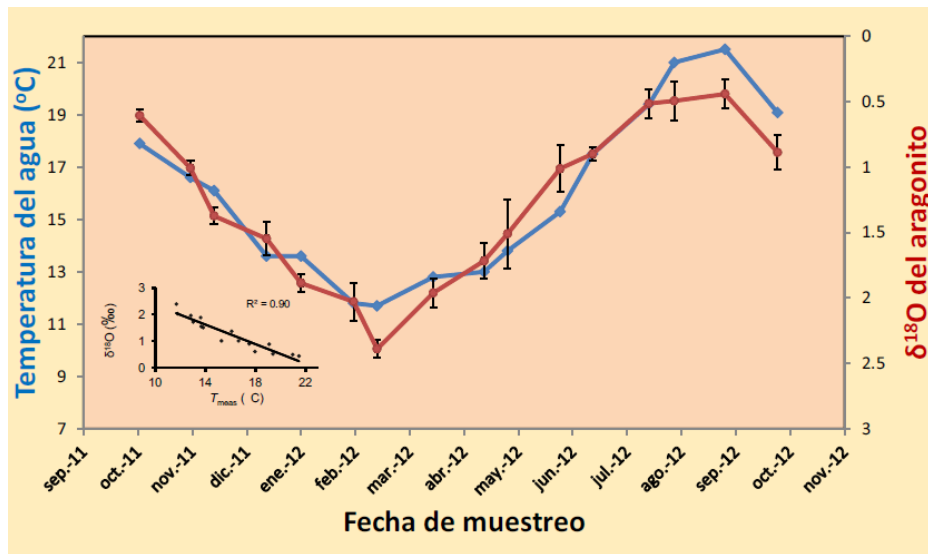


Figura 33. Comparación entre la composición isotópica del carbonato de las conchas de gasterópodos marinos y la temperatura del agua en la que han crecido. Tomada de Chivelet y Muñoz-García, 2015.

Las variaciones sistemáticas en la estratigrafía isotópica del oxígeno permiten el reconocimiento de periodos cortos y largos de composiciones isotópicas características y tiempos de cambios abruptos entre un periodo y otro (Figura 34).

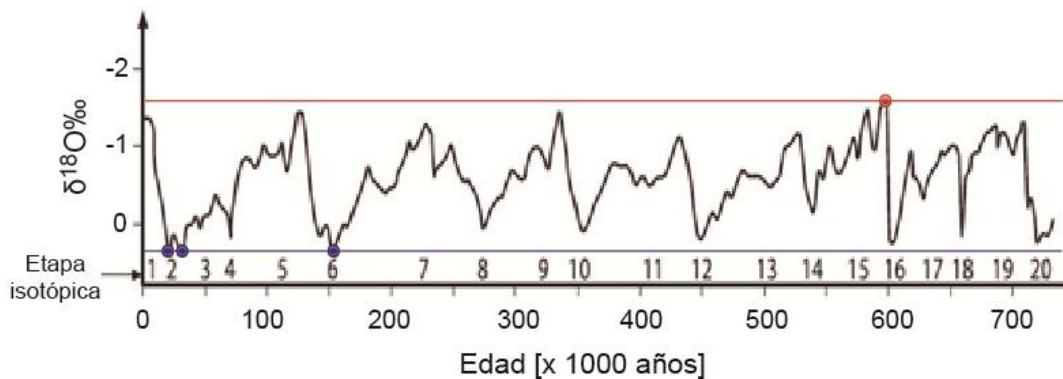


Figura 34. Composición de las fluctuaciones de $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos de la especie *G sacculifer* de núcleos del Caribe. (Modificado de Hoefs, 2009).

Aquí la actividad de los organismos bentónicos juega un papel importante en la resolución temporal de las reconstrucciones climáticas pues, al mezclar hasta 20 cm de sedimentos marinos someros, reducen considerablemente la resolución; y las tasas de sedimentación en océanos profundos que oscilan entre 1 y 5 cm por cada 10^3 a, pero en áreas con alta productividad puede alcanzar los 20 cm / 10^3 a, limitando la resolución temporal a 200 años y, para el segundo caso, a 50 años.

3.2.3 Geotermometría

Se basa en la variación del fraccionamiento isotópico como función de la temperatura.

La magnitud del fraccionamiento isotópico disminuye rápidamente cuando hay un aumento en la temperatura, debido a que esto ocasiona que la energía de vibración de las moléculas del sistema aumente demasiado y se reduzca la diferencia en magnitud de la vibración entre moléculas ligeras y pesadas, lo cual ocasiona que disminuya el fraccionamiento isotópico.

Una condición elemental para tener una geotermometría isotópica confiable es que el equilibrio isotópico se haya alcanzado entre las fases de interés al momento de su cristalización y que se mantenga igual desde entonces. Así, al conocer la variación del fraccionamiento isotópico en un par de minerales en equilibrio al variar la temperatura, sus composiciones isotópicas pueden ser utilizadas como geotermómetros (Figura 35).

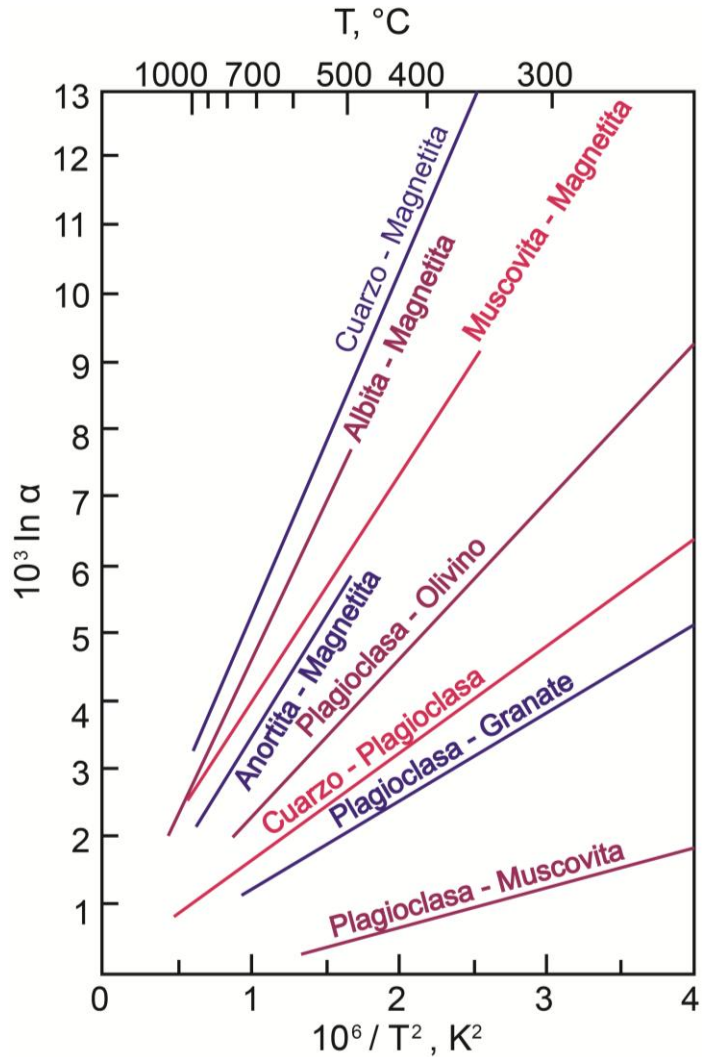


Figura 35. Parejas de minerales utilizados como geotermómetros. (Modificada de White, 2013).

Por ejemplo, si contamos con el factor de fraccionamiento de la pareja de minerales en equilibrio isotópico muscovita-magnetita, utilizando el gráfico de la Figura 35, se puede determinar la temperatura de la roca que los contiene al momento de su cristalización, trazando una línea perpendicular al eje de las ordenadas en el valor de $10^3 \ln \alpha$ que le corresponde hasta llegar a la línea del geotermómetro muscovita-magnetita para leer el valor de temperatura que le corresponde en el eje de las abscisas.

Los mejores geotermómetros isotópicos cuentan con las siguientes características:

- La dependencia de temperatura del factor de fraccionamiento es grande.
- El fraccionamiento entre las sustancias consideradas es relativamente grande con respecto a los errores experimentales del análisis isotópico.
- Es improbable que las relaciones isotópicas de las sustancias hayan cambiado después de su formación.

Por ejemplo, el fraccionamiento isotópico del hidrógeno generalmente es grande, pero su dependencia de la temperatura es relativamente pequeña en los sistemas mineral-H₂O, sobre todo por debajo de los 400 °C, y su fácil intercambio isotópico entre fluidos y minerales, aún a bajas temperaturas, impide su uso como geotermómetro por ser prácticamente insensible a las variaciones de temperatura. Por eso la geotermometría isotópica suele involucrar isótopos de oxígeno y azufre.

Generalmente, el equilibrio isotópico de oxígeno entre los minerales de una roca es evidencia contundente de que la roca está en equilibrio químico.

3.2.4 Estudios petrogenéticos ($\delta^{11}\text{B}$)

El boro es un elemento poco abundante en la Tierra principalmente porque no forma especies en fase gaseosa; siendo la turmalina ($\text{Na (Mg, Fe, Li, Al)}_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{BO}_3)_3(\text{OH, F})_4$) el mineral de B más común en la corteza.

Éste cuenta con dos isótopos estables: ¹⁰B y ¹¹B, cuya abundancia es 19.9% y 80.1%, respectivamente. Su relación se indica como $\delta^{11}\text{B}$ (¹¹B/¹⁰B), y presenta variaciones por millar (por mil); su estándar es el NIST SRM*951 (*US National Institute of Standards and Standard Reference Material*).

La isotopía del boro es muy útil en la resolución de diversos problemas en Geoquímica, como: procesos hidrotermales, naturaleza y origen de fluidos formadores de depósitos minerales, evolución geoquímica del manto, y para conocer el origen de los magmas de subducción, entre otros.

Algunas de sus principales características son:

- Alta incompatibilidad con los minerales del manto.
- Alta solubilidad y movilidad en fluidos acuosos.
- De fácil adsorción en sedimentos pelágicos (arcillas).
- Abundante en la corteza oceánica alterada.
- Alta concentración en rocas silicatadas.

La utilidad del boro como indicador geoquímico se centra en su alta movilidad tanto a bajas como altas temperaturas en los procesos relacionados con fluidos.

El agua marina cuenta con un $\delta^{11}\text{B}$ alto, siendo un $\sim 50\text{‰}$ más pesado que el valor promedio de la corteza continental ($-10 \pm 2\text{‰}$) (Figura 36); debido a que los sedimentos pelágicos tienden a adsorber el isótopo ligero (^{10}B) removiéndolo del océano, lo cual deja a este último enriquecido en el isótopo pesado (^{11}B).

La corteza oceánica alterada se enriquece en boro mediante su incorporación en los productos de alteración del basalto mediante la interacción agua marina-corteza oceánica, reflejándose en valores altos de $\delta^{11}\text{B}$ comprendidos en un rango que va de 0 a $+25\text{‰}$, y cuya concentración promedio de B es de ~ 5 ppm y un $\delta^{11}\text{B} \approx +3.4\text{‰}$.

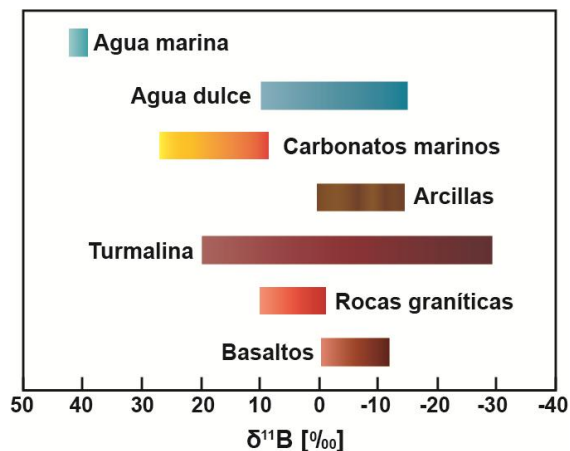


Figura 36. Variaciones isotópicas de boro en reservorios geológicos importantes. Modificado de Hoefs, 2009.

Las rocas de arco volcánico también cuentan con un alto $\delta^{11}\text{B}$ por la desorción de boro de la superficie de los sedimentos pelágicos durante la subducción y calentamiento de la litósfera oceánica, de modo tal que este elemento es liberado a través de los fluidos (enriquecidos en ^{11}B) en las primeras etapas de deshidratación de la placa y las arcillas, al tener preferencia por el isótopo ligero, permiten un enriquecimiento en ^{11}B en los fluidos (Figura 37).

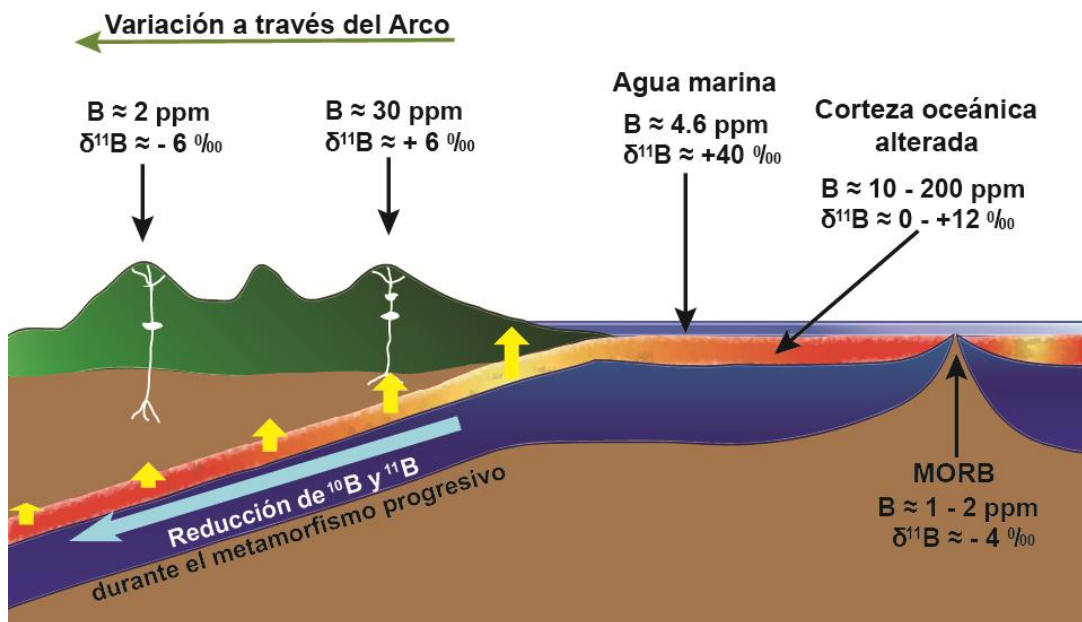


Figura 37. Variaciones de $\delta^{11}\text{B}$ a través de un arco volcánico.

Esta gran diferencia de isótopos entre el océano y la Tierra silicatada indica que el fraccionamiento isotópico ocurre durante la adsorción de ^{10}B en las arcillas.

Los arcos de isla volcánicos presentan valores positivos de $\delta^{11}\text{B}$ de $+4.02 \pm 5\text{‰}$ que reflejan la incorporación de sedimentos marinos subducidos y corteza oceánica alterada en las fuentes de sus magmas, o bien, su asimilación durante el ascenso del magma.

La diferencia entre los magmas OIB y los MORB, respecto al fraccionamiento isotópico del boro, es un reflejo de los procesos que ocurren en la superficie de la Tierra. Los OIB indican que el manto cuenta con valores bajos de $\delta^{11}\text{B}$ ($\sim -10\text{‰}$) por contener material reciclado del manto por parte de la superficie terrestre mediante la subducción; mientras que los MORB, con valores altos de $\delta^{11}\text{B}$, muestran contaminación por la corteza oceánica alterada (Figura 38).

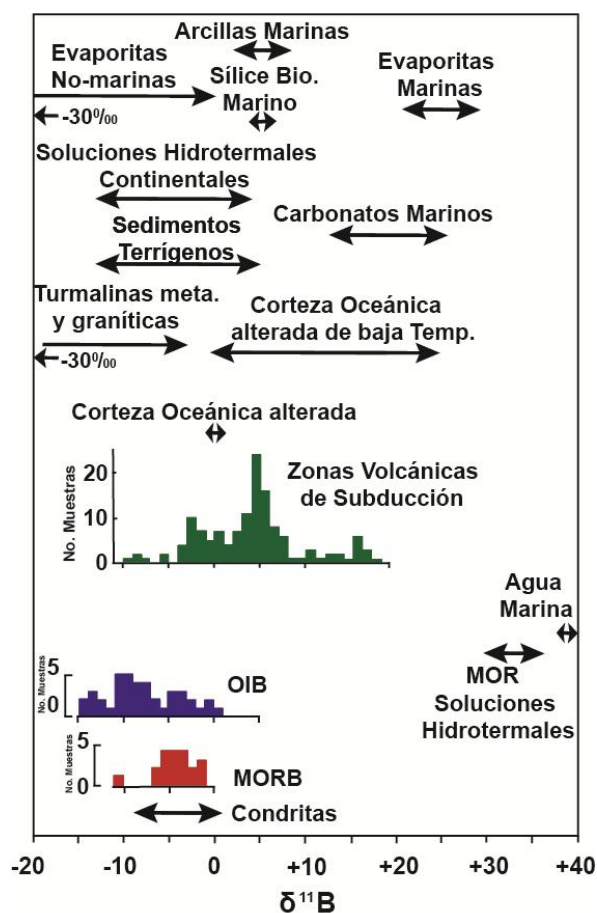


Figura 38. Composición isotópica de boro en rocas cristalinas, sedimentos, agua marina, soluciones hidrotermales, etc. Modificado de White, 2013.

3.3 EJERCICIO

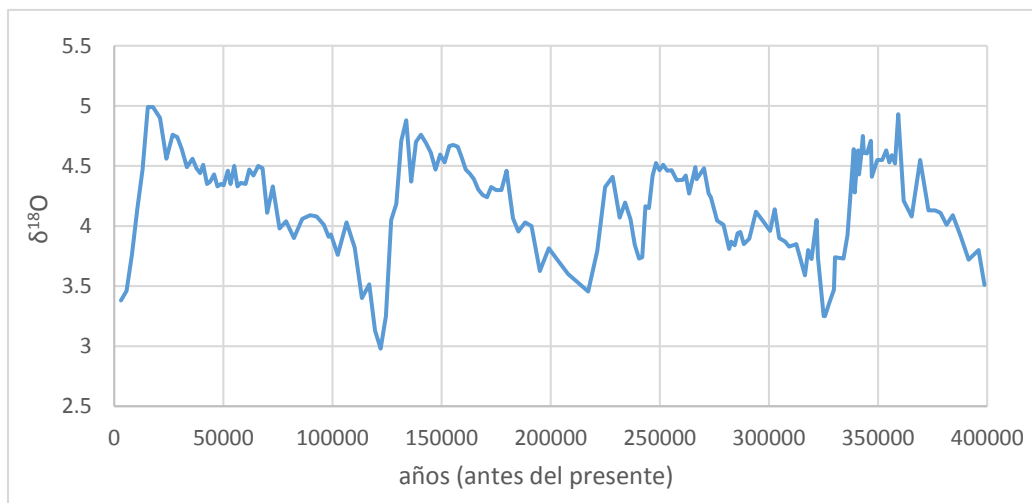
1. Estratigrafía de isótopos de oxígeno y la reconstrucción de los cambios climáticos del pasado.

Instrucciones:

- I. Construye un diagrama de isótopos de oxígeno (eje y) contra el tiempo (eje x; escala de 0 a 400,000 años) para cada registro.
- II. Con lápices de diferentes colores identifica los cambios climáticos en cada registro marcando sobre cada gráfica espectros como: máximos y mínimos climáticos ($\delta^{18}\text{O}$), tendencias y rupturas en las mismas, intervalos de cambio rápido, posibles ciclos, etc.
- III. Compara los tres registros, sin olvidar lo que representa cada uno. Delimita las etapas frías y cálidas a escala global (identificación de etapas comunes en la Antártida, el Océano Pacífico y el oeste de Norteamérica), define intervalos glaciares e interglaciares, y reconoce los cambios tanto de menor escala como los más abruptos.

Registro A. Oceánico. Obtenido a partir de un sondeo marino profundo en el Pacífico ecuatorial

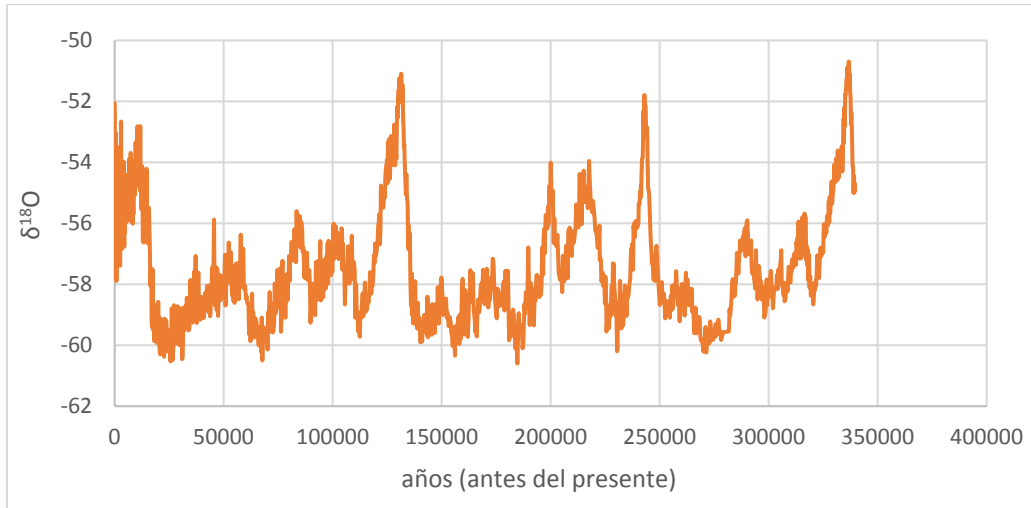
Los datos del $\delta^{18}\text{O}$ derivan del análisis isotópico del caparazón de calcita de foraminíferos bentónicos de aguas profundas, extraídos del material sedimentario del sondeo.



❖ Ver Anexo A

Registro B. De hielo polar. Obtenido a partir de un sondeo en el hielo antártico (Fuji Dome)

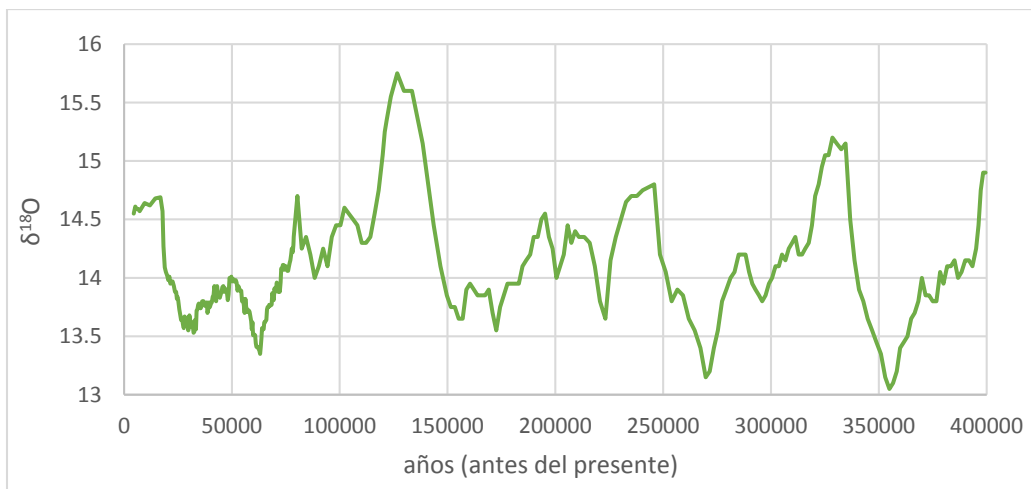
Los datos del $\delta^{18}\text{O}$ derivan del análisis isotópico del hielo polar.



❖ Ver Anexo B

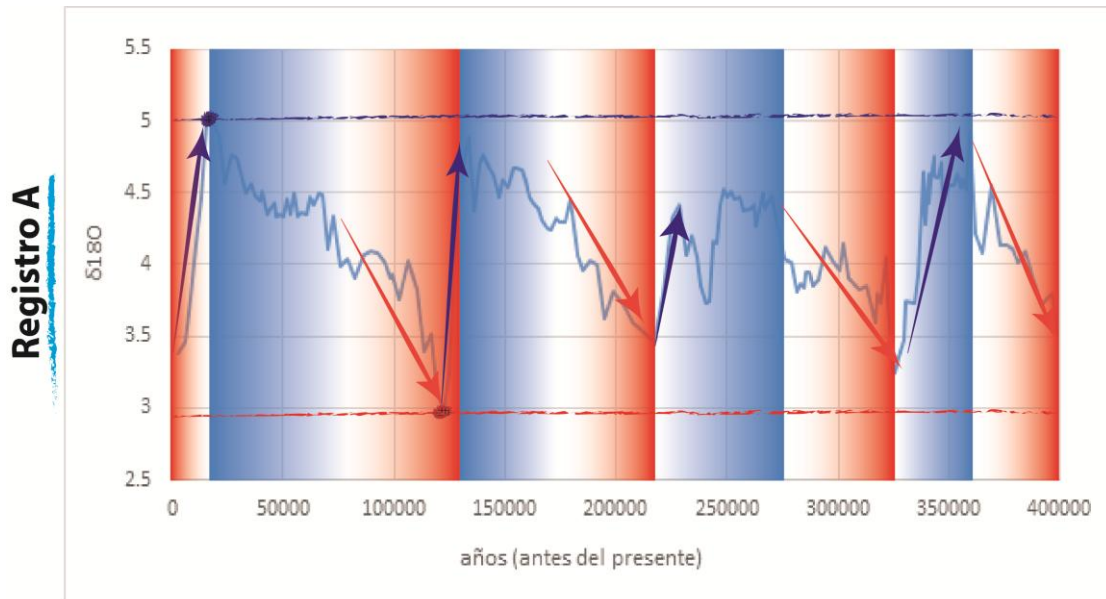
Registro C. Espeleotémico. Obtenido a partir de un sondeo en una cueva del oeste norteamericano (Devil's Hole, Nevada)

Los datos del $\delta^{18}\text{O}$ derivan del análisis isotópico de venas de calcita formadas en ambiente kárstico.

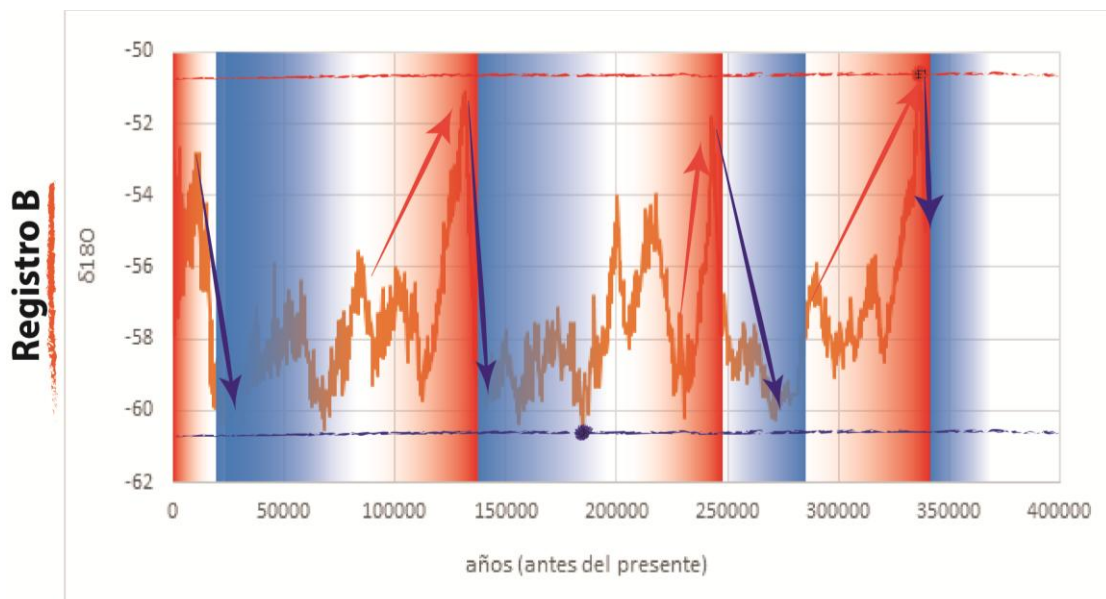


❖ Ver Anexo C

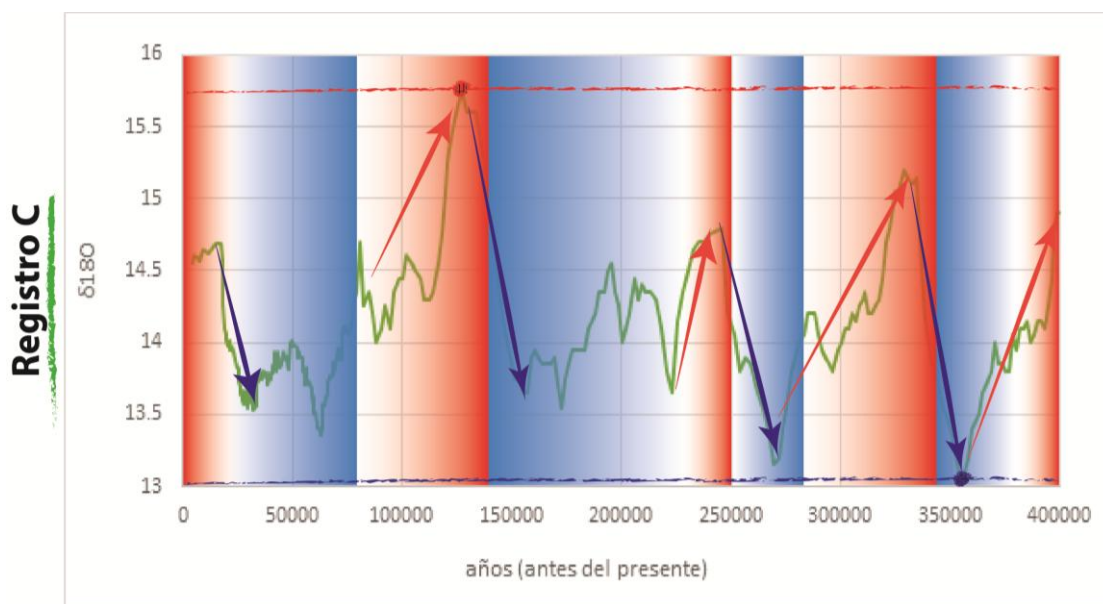
Solución:



Los datos del $\delta^{18}O$ derivan del análisis isotópico del caparazón de calcita de foraminíferos bentónicos de aguas profundas, extraídos del material sedimentario del sondeo. Estos vivieron en el fondo marino a una profundidad lo suficientemente grande como para que los cambios de temperatura del agua sean pequeños, incluso cuando se produce un cambio climático importante. Por lo tanto, las variaciones isotópicas a lo largo de la serie temporal podrían haber sido controladas por las variaciones en el volumen de hielo de los casquetes polares. Los valores más altos del $\delta^{18}O$ representarían un mayor volumen de hielo en los casquetes polares, y viceversa.



El $\delta^{18}\text{O}$ de la nieve depende directamente de la temperatura de condensación del vapor en la atmósfera, por lo que los valores del $\delta^{18}\text{O}$ del testigo extraído se pueden expresar en términos de la paleotemperatura para el momento en el cual se produjo la nevada y la consiguiente acumulación de la nieve. Por ello es claro que en este caso la serie de temperatura obtenida es local.



Los valores del $\delta^{18}\text{O}$ tomados de micromuestras a lo largo del eje de crecimiento de los espeleotemas muestran una notable variabilidad. En este caso son múltiples los factores ambientales que podrían determinar la composición isotópica de la calcita espeleotémica y sus variaciones a lo largo de medio millón de años. Se podrían analizar dos hipótesis opuestas:

- a) La variabilidad del $\delta^{18}\text{O}$ de la calcita está determinada por cambios en la temperatura del sistema kárstico (es decir, de la temperatura del agua a partir de la cual precipitó el carbonato), y por tanto refleja los cambios térmicos del SW de Estados Unidos. En este caso, dado que el fraccionamiento isotópico es mayor a menores temperaturas, los valores más altos del $\delta^{18}\text{O}$ representan condiciones climáticas más frías, y viceversa.
- b) La variabilidad del $\delta^{18}\text{O}$ de la calcita se relaciona con cambios en la composición isotópica del agua a partir de la cual precipitó el carbonato (agua de lluvia que recarga el acuífero), y por tanto refleja los cambios en la composición de esa agua, que se producen en sintonía con parámetros climáticos. En este caso, los valores más elevados del $\delta^{18}\text{O}$ de la calcita podrían indicarnos condiciones climáticas más cálidas.

Comparación:

Para inclinarnos por una u otra hipótesis, podríamos comparar la serie de Devils Hole con las otras dos (el hielo antártico de Fuji Dome y el sedimento oceánico). El análisis comparativo de las gráficas de las series permite reconocer la existencia de una correlación "directa" entre Devils Hole y Fuji Dome, e "inversa" entre estos dos y el sondeo marino. Esta correlación evidencia que el registro de Devils Hole debe de entenderse según la hipótesis b: el $\delta^{18}\text{O}$ de la calcita refleja los cambios en la composición isotópica del agua meteórica y éstos a su vez los cambios en el clima. Durante los periodos más cálidos, el agua de lluvia de Devils Hole es más pesada por el menor fraccionamiento que se produce durante la evaporación de las aguas oceánicas que suponen la fuente de vapor, y el mayor fraccionamiento que se produce durante la condensación del vapor en las nubes. Por el contrario, los cambios de temperatura en el interior de la cavidad kárstica (hipótesis a) serían demasiado pequeños como para ser determinantes en la variabilidad observada en el $\delta^{18}\text{O}$ de la calcita.

Anexo A - SONDEO MARINO PROFUNDO EN EL PACÍFICO ECUATORIAL

Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ foraminíferos bentónicos	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ foraminíferos bentónicos	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ foraminíferos bentónicos
3090	3.38	65980	4.5	149310	4.595
5600	3.46	67970	4.48	151400	4.53
8100	3.765	70100	4.11	153480	4.665
10550	4.14	72650	4.33	155330	4.675
12970	4.47	75710	3.98	157380	4.66
15370	4.99	78740	4.04	159230	4.57
17740	4.99	82320	3.9	161080	4.47
20980	4.9	86140	4.06	162940	4.435
23920	4.56	89770	4.09	164820	4.39
26760	4.76	92710	4.08	166750	4.305
28870	4.74	96020	4.01	168720	4.26
30910	4.64	98190	3.91	170780	4.24
33250	4.49	99270	3.93	172680	4.325
35870	4.56	102420	3.76	174950	4.3
37650	4.48	106430	4.03	177390	4.3
39390	4.44	110200	3.82	179750	4.46
40740	4.51	113460	3.4	182670	4.065
42540	4.35	116810	3.515	185180	3.955
44000	4.37	119470	3.13	188280	4.03
45730	4.43	122030	2.98	191200	4
47270	4.33	124490	3.25	194980	3.625
48800	4.35	126890	4.05	199090	3.815
50160	4.34	129230	4.185	203450	3.71
52010	4.46	131540	4.71	207940	3.6
53250	4.35	133810	4.88	212440	3.53
54990	4.5	136060	4.37	217110	3.455
56450	4.33	138280	4.7	221280	3.795
57950	4.36	140490	4.76	224900	4.325
60190	4.35	142880	4.69	228350	4.41
61830	4.47	145040	4.61	231580	4.07
63740	4.42	147190	4.47	234100	4.195
236530	4.055	285590	3.94	340810	4.63
238490	3.845	286860	3.95	341240	4.43
240460	3.73	288440	3.85	342110	4.57
241940	3.74	290950	3.895	342990	4.75

Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ foraminíferos bentónicos	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ foraminíferos bentónicos	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ foraminíferos bentónicos
243390	4.165	294040	4.12	343420	4.61
245010	4.15	297720	4.03	344950	4.605
246680	4.42	300460	3.96	346700	4.71
248240	4.525	302580	4.14	347140	4.41
249800	4.465	304690	3.9	349590	4.55
251540	4.51	307400	3.87	351850	4.55
253330	4.46	309210	3.83	353690	4.63
255420	4.465	312540	3.85	355090	4.53
257740	4.38	316460	3.59	356270	4.59
260540	4.385	317970	3.8	357710	4.52
261830	4.42	319460	3.725	359180	4.93
263410	4.27	321840	4.05	361690	4.21
266240	4.49	322430	3.74	365370	4.08
266840	4.39	325060	3.25	369250	4.55
270180	4.48	325630	3.25	373040	4.13
272370	4.27	327600	3.36	376060	4.13
273330	4.24	329760	3.47	378540	4.11
276230	4.045	330280	3.74	381360	4.01
279150	4.01	334150	3.73	384210	4.09
281740	3.81	335970	3.925	387700	3.92
282710	3.87	338840	4.64	391460	3.72
284320	3.84	339280	4.28	396040	3.8
				398720	3.51

Anexo B - SONDEO EN EL HIELO ANTÁRTICO (FUJI DOME)

Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar
30	-52.06	1430	-55.48	3740	-55.06	7010	-54.75
50	-52.41	1490	-54.39	3890	-55.08	7080	-55.16
80	-53.76	1530	-56.83	4000	-55.8	7160	-55.35
110	-55.42	1590	-55.1	4030	-54.87	7270	-54.81
120	-56.5	1650	-54.23	4100	-53.98	7380	-53.69
140	-55.09	1690	-54.51	4170	-54.68	7450	-55.36
180	-57.07	1740	-54.25	4270	-55.42	7560	-54.95
210	-56.15	1800	-53.65	4380	-56.77	7640	-54.7
250	-55.59	1850	-55.67	4450	-55.43	7710	-55.95
290	-57.14	1890	-55.99	4520	-55.04	7790	-54.34
350	-56.62	1960	-54.93	4560	-56.32	7890	-54.79
380	-54.05	2000	-56.16	4700	-55.38	7970	-54.02
410	-55.15	2050	-55.52	4810	-55.84	8080	-54.5
460	-56.1	2120	-55.48	4880	-55.69	8150	-54.29
490	-53.69	2160	-55.61	4910	-54.64	8220	-55.82
520	-55.05	2210	-55.02	5050	-54.85	8330	-56.01
560	-54.91	2280	-56.77	5090	-54.62	8450	-54.45
590	-53.04	2320	-55.05	5160	-55.88	8520	-53.97
630	-54.98	2380	-55.35	5230	-55.37	8590	-55.7
680	-55.35	2440	-56	5330	-55.3	8630	-54.06
710	-56.67	2490	-57.39	5440	-55.08	8700	-54.88
730	-53.95	2560	-54.26	5520	-55.95	8780	-55.1
800	-56.2	2630	-53.84	5700	-54.41	8890	-55.13
840	-57.89	2670	-55.8	5820	-55.8	8960	-54.6
880	-53.53	2730	-56.74	5930	-54.58	9070	-54.21
940	-56.11	2790	-56.44	6000	-55.38	9180	-55.08
970	-55.24	2830	-54.75	6110	-55.77	9280	-54.02
1010	-55.44	2960	-54.41	6180	-54.73	9390	-54.39
1060	-54.47	2980	-52.66	6260	-55.02	9430	-54.56
1110	-53.59	3020	-54.72	6360	-55.21	9550	-54.4
1150	-53.48	3220	-54.6	6460	-54.6	9620	-53.34
1200	-55.88	3260	-56.85	6540	-54.45	9720	-53.91
1250	-54.03	3370	-54.7	6610	-53.89	9790	-54.08
1290	-54.58	3450	-55.31	6680	-54.98	9870	-53.42
1350	-54.36	3520	-54.74	6790	-55.31	9880	-54.28

Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar
10060	-53.95	13870	-56.59	20220	-59.54	27820	-59.36
10150	-53.8	13980	-56.41	20390	-59.79	28000	-58.92
10240	-53.87	14320	-55.01	20560	-60.09	28190	-59.69
10320	-54.78	14540	-56.44	20790	-60.29	28370	-59.08
10410	-52.99	14650	-54.21	20900	-59.97	28510	-59.32
10500	-52.81	14770	-56.08	20940	-59.11	28700	-59.4
10590	-53.71	15000	-55.68	21120	-59.78	28880	-58.72
10660	-54.4	15120	-56.55	21270	-60.28	29250	-59.98
10710	-53.72	15240	-56.64	21420	-60.01	29470	-59.73
10760	-53.49	15370	-56.66	21890	-59.71	29620	-58.8
10850	-53.81	15610	-56.52	22150	-60.15	29990	-59.99
10940	-54.31	15730	-55.49	22300	-60.31	30190	-59.16
11030	-53.91	16030	-56.33	22560	-60.25	30380	-59.93
11120	-53.71	16110	-56.56	22670	-60.38	30750	-58.78
11290	-53.28	16240	-57.23	22840	-59.13	30950	-60.46
11380	-53.68	16380	-58.04	23020	-59.38	31140	-60.38
11460	-53.92	16660	-57.49	23300	-59.21	31520	-59.44
11630	-52.84	16800	-57.62	23370	-59.2	31710	-58.84
11640	-54.93	16950	-59.21	23550	-59.18	31890	-59.52
11740	-52.81	17180	-59.41	23730	-59.21	32180	-58.9
11830	-54.28	17270	-58.54	24060	-59.97	32400	-58.72
12010	-54.12	17420	-57.51	24180	-60.21	32590	-59.14
12110	-54.85	17450	-57.73	24260	-59.77	32810	-59.15
12210	-55.53	17580	-59.49	24460	-59.5	33130	-58.44
12420	-55.43	17870	-59.49	24850	-59.72	33310	-59.41
12530	-54.88	17910	-58.84	25060	-59.57	33500	-59.04
12570	-55.2	18080	-59.13	25260	-59.89	33870	-59.52
12630	-54.13	18250	-59.87	25650	-60.53	34290	-59.44
12840	-55.96	18600	-59.25	25850	-60.06	34650	-58.04
12960	-56.6	18770	-59.55	26220	-58.79	34820	-57.86
13070	-56.42	19150	-58.67	26450	-59.5	35000	-58.72
13300	-55.26	19330	-59.86	26600	-60.02	35180	-58.37
13420	-56.63	19370	-59.92	26670	-60.48	35550	-57.95
13530	-56.28	19650	-59.56	27070	-59.87	35730	-59.26
13690	-55.92	19830	-59.77	27250	-58.69	35910	-59.01
13780	-56.13	19970	-58.58	27440	-59.92	36280	-58.12

Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar
36470	-57.58	45570	-55.88	54990	-58.61	65610	-59.57
36650	-58.15	45910	-58.61	55430	-58.51	66090	-60
37170	-57.07	46100	-58.7	55640	-57.6	66360	-59.4
37350	-57.66	46290	-57.44	55840	-57.31	66630	-59.96
37700	-59.27	46660	-57.93	56250	-57.65	66890	-59.71
37850	-58.45	46850	-58.85	56450	-57.82	67170	-60.22
38020	-58.38	47040	-57.48	56650	-57.32	67440	-59.09
38370	-57.62	47450	-59.04	57060	-58.49	67720	-60.5
38540	-58.1	47650	-58.62	57260	-57.53	68000	-59.75
38720	-58.84	47850	-57.79	57460	-57.84	68270	-59.64
39120	-58.41	48250	-58.43	57840	-56.37	68530	-59.42
39340	-59.16	48450	-57.7	58030	-58.08	68790	-59.7
39490	-58.85	48650	-58.52	58230	-57.9	69050	-59.76
39880	-58.55	49070	-58.42	58620	-57.65	69330	-59.67
40080	-58.82	49280	-58.43	58810	-56.85	69610	-59.88
40280	-58.42	49480	-58.31	59010	-56.83	69880	-59.69
40660	-58.61	49880	-58.25	59210	-58.04	70150	-60.14
40840	-59.11	50080	-58.14	59630	-58.17	70410	-58.92
41030	-58.87	50280	-57.92	59850	-58.05	70670	-59.35
41610	-58.27	50670	-57.03	60280	-58.48	70910	-58.58
41800	-58.38	50860	-58.7	60500	-58.39	71140	-58.26
42180	-58.84	51060	-58.23	60730	-58.54	71380	-58.78
42360	-58.06	51450	-57.54	60950	-58.62	71630	-59.09
42550	-58.44	51630	-57.34	61400	-58.63	71870	-59.56
42940	-58.91	51820	-57.39	61630	-59.64	72110	-58.66
43180	-58.04	52180	-57.55	62110	-59.11	72370	-58.64
43340	-58.65	52370	-56.63	62350	-59.87	72620	-59.58
43740	-59.05	52560	-57.72	62590	-59.45	72890	-59.51
43940	-58.98	52950	-57.38	63070	-58.31	73160	-59.25
44130	-58.54	53160	-57.98	63310	-59.38	73410	-57.98
44510	-58.01	53360	-56.95	63550	-58.92	73650	-58.12
44690	-57.45	53770	-58.15	64040	-59.75	73900	-58.94
44870	-58.23	53970	-58.38	64300	-59.68	74050	-58.21
45050	-57.94	54160	-57.39	64550	-59.12	74380	-58.81
45230	-58.25	54570	-58.55	65070	-59.23	74620	-57.53
45400	-57.25	54780	-57.78	65340	-59.7	74850	-57.93

Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar
75070	-57.56	83480	-55.6	93800	-57.66	101460	-56.1
75300	-57.91	83720	-56.48	94100	-57.66	101660	-56.64
75540	-58.52	83940	-56.31	94350	-56.58	101870	-56.92
75690	-57.51	84170	-55.84	94570	-58.53	102080	-56.3
76040	-57.47	84410	-56.29	94780	-58.2	102280	-56.99
76190	-58.38	84630	-56.08	94990	-57.7	102480	-56.84
76290	-59.56	84860	-55.76	95200	-58.06	102690	-57.17
76550	-59.11	85080	-56.12	95410	-57.62	102890	-57.07
76810	-57.51	85320	-56.79	95630	-58.43	103010	-56.72
77010	-57.23	85550	-56	95840	-57.82	103300	-56.73
77310	-58.06	85690	-55.96	96050	-58.18	103500	-56.45
77560	-58.29	86030	-56.18	96250	-57.19	103690	-56.49
77810	-57.77	86280	-56.93	96470	-57.33	103890	-56.79
78060	-58.53	86530	-56.81	96680	-57.9	104090	-56.16
78310	-59.1	86790	-57.13	96900	-58.13	104300	-56.25
78560	-58.33	87060	-57.78	97110	-57.14	104500	-57.53
78810	-57.68	87330	-56.95	97320	-57.05	104710	-56.66
79050	-57.67	87600	-57.81	97520	-57.35	104930	-57.08
79300	-58.53	87870	-57.48	97730	-56.66	105140	-57.44
79530	-57.92	88150	-56.96	97940	-57.98	105370	-57.38
79760	-57.9	88320	-57.31	98160	-56.57	105610	-58.66
80000	-57.07	88720	-57.87	98370	-57.72	105850	-58.07
80230	-57.89	89010	-57.65	98580	-57.5	106090	-57.96
80460	-57.12	89290	-57.54	98790	-56.87	106330	-57.86
80690	-57.11	89570	-57.94	99010	-57.56	106600	-57.56
80910	-57.05	89880	-59.26	99220	-57.7	106870	-57.45
81130	-56.61	90200	-58.4	99430	-57.22	107150	-56.75
81340	-56.69	90510	-58.79	99640	-56.94	107410	-56.88
81560	-57.22	90810	-57.98	99850	-57.6	107670	-57.98
81790	-57.17	91410	-58.46	100060	-57.05	107940	-57.26
82020	-56.89	91710	-58.52	100260	-56.12	108210	-57.78
82270	-57.17	92010	-59.02	100460	-56.01	108480	-57.48
82520	-56.19	92310	-57.27	100660	-57.17	108750	-56.41
82770	-57.25	92900	-58.48	100860	-56.5	109010	-57.2
83010	-56.49	93200	-58.5	101060	-56.71	109270	-57.37
83250	-57.27	93500	-57.22	101260	-57.01	109550	-57.84

Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar
109840	-57.28	121140	-56	129030	-53.71	135630	-57.8
110130	-57.57	121400	-55.7	129230	-53.88	135970	-58.71
110430	-59.1	121660	-56.69	129430	-53.04	136190	-58.17
110740	-58	121910	-56.24	129610	-52.17	136330	-57.65
111050	-58.87	122160	-54.76	129790	-52.54	136550	-59.02
111390	-59.03	122400	-55.31	129970	-52.21	136700	-58.25
111730	-59.55	122650	-55.02	130140	-51.83	136930	-59.28
112070	-59.19	122900	-55.13	130310	-51.61	137090	-58.61
112420	-59.72	123140	-55.49	130380	-52.03	137320	-58.79
112770	-58.92	123380	-55.38	130640	-51.23	137470	-58.1
113100	-59.1	123610	-54.93	130810	-51.7	137720	-58.71
113430	-58.73	123850	-55.17	130970	-51.85	137880	-57.9
113770	-58.3	124080	-54.76	131140	-51.24	138120	-59.32
114100	-59.05	124300	-54.34	131310	-51.77	138290	-59.18
114440	-58.78	124530	-54.11	131480	-51.09	138530	-58.98
114780	-57.94	124750	-54.06	131650	-51.66	138700	-59.45
115110	-58.91	124960	-53.92	131820	-52.05	138940	-59.3
115450	-58.7	125180	-54.69	131990	-51.45	139110	-58.61
115790	-58.84	125400	-53.34	132160	-51.61	139360	-59.46
116120	-58.44	125620	-54.27	132340	-52.6	139530	-59.39
116390	-58.61	125840	-53.25	132530	-52.95	139790	-59.1
116790	-58.31	126050	-53.51	132730	-53.5	139970	-59.31
117120	-57.6	126280	-54.54	132890	-53.4	140230	-59.9
117430	-58.15	126500	-54.06	133100	-54.04	140400	-59.88
117740	-58.31	126690	-53.14	133320	-54.47	140660	-59.58
118040	-58.05	126890	-53.99	133590	-55.05	140840	-59.69
118350	-58.06	127090	-53.61	133790	-54.39	141090	-59.88
118650	-57.76	127280	-53.45	134080	-55.18	141260	-59.24
118940	-57.05	127480	-54.08	134410	-55.32	141530	-59.59
119220	-57.3	127670	-53.52	134630	-56.82	141710	-59.34
119500	-56.66	127860	-53.3	134740	-56.04	141970	-59.01
119790	-57.08	128050	-53.97	134920	-56.52	142150	-59.03
120070	-56.98	128250	-52.76	135030	-56.38	142420	-59.55
120340	-56.79	128440	-53.55	135210	-56.89	142600	-58.99
120610	-56.68	128640	-54.1	135330	-56.32	142860	-59.07
120880	-56.07	128840	-53.57	135500	-56.75	143040	-59.21

Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar
143300	-59.68	151100	-58.55	162390	-59.14	174980	-58.97
143470	-58.41	151430	-58.56	162510	-58.41	175260	-59.12
143730	-59.74	151770	-58.62	162980	-58.11	175650	-58.14
143900	-59.71	152000	-58.47	163190	-57.54	176060	-58.73
144150	-58.82	152360	-59.1	163510	-58.57	176310	-58.31
144320	-59.03	152590	-58.93	163740	-58.48	176720	-58.64
144570	-59.07	152950	-59.11	164100	-58.43	177250	-58.7
144740	-59.22	153190	-59.37	164340	-57.64	177570	-58.5
145000	-58.87	153570	-59.29	164670	-58.69	178000	-58.17
145160	-59.32	153810	-59.08	164770	-58.86	178480	-57.9
145420	-59.66	154170	-59.26	165200	-59.2	178780	-58.86
145680	-58.65	154410	-59.6	165430	-59.57	179210	-57.56
145850	-58.88	154790	-59.7	165770	-59.22	179680	-58.04
146020	-58.7	155060	-60.02	166090	-59.71	179970	-57.8
146280	-59.45	155460	-59.72	166410	-58.96	180400	-57.56
146450	-59.05	155720	-59.4	166850	-58.5	180940	-59.84
146710	-59.34	156130	-60.34	167180	-58.92	181310	-59.7
146890	-59.6	156260	-59.42	167510	-58.73	181820	-58.94
147170	-58.68	156800	-59.35	167950	-58.07	182400	-59.69
147340	-58.65	157060	-59.72	168360	-57.96	182750	-58.83
147610	-58.65	157450	-59.79	168670	-58.32	183260	-59.16
147780	-58.63	157710	-59.07	168970	-57.52	183850	-60.11
148040	-58.67	158090	-59.96	169270	-58.02	184220	-59.71
148210	-58.1	158360	-59	169670	-58.65	184740	-60.6
148460	-58.97	158760	-59.79	169980	-57.97	185340	-58.95
148640	-59.29	159020	-59.41	170710	-57.49	185720	-59.39
148900	-58.61	159380	-58.06	171030	-58	186250	-59.4
149070	-58.5	159620	-57.82	171360	-58.76	186780	-59.34
149320	-58.22	159960	-58.59	171800	-58.39	187090	-60.1
149490	-58.03	160190	-58.5	172140	-58.52	187500	-59.95
149740	-58.64	160550	-59.65	172570	-57.79	187970	-58.65
149910	-57.78	160780	-58.19	172870	-58	188270	-58.97
150160	-58.21	161140	-58.86	173160	-57.76	188660	-58.26
150340	-58.27	161390	-59.24	173450	-57.16	189100	-58.76
150650	-59.01	161760	-58.9	173840	-57.31	189370	-58.23
150880	-58.52	162010	-59.73	174200	-58.18	189740	-56.79

Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar
190420	-59.34	202790	-56.66	217940	-54.56	229120	-58
190800	-57.95	203080	-56.38	218480	-55.46	229600	-58.47
191230	-59.12	203660	-57.62	219150	-55.65	229860	-59.03
191500	-58.35	203970	-57.74	219490	-55.27	230120	-58.57
191870	-58.14	204290	-57.85	220170	-55.87	230480	-60.2
192320	-59.35	204950	-57.54	220520	-56.25	230670	-60.12
192620	-58.58	205280	-58.26	220900	-56.24	230850	-58.81
193020	-58.53	205610	-57.07	221600	-56.81	231360	-59.08
193450	-57.71	206260	-57.9	221920	-56.66	231610	-58.99
193700	-57.69	206570	-57.43	222110	-56.57	231840	-57.89
194060	-57.78	207190	-56.73	222380	-56.08	232150	-58.62
194480	-57.77	207490	-56.89	222520	-57.21	232300	-59.21
194750	-58.42	207800	-57.8	222660	-57.09	232470	-59.45
195130	-58.13	208110	-56.26	223070	-57.22	232800	-59.22
195550	-58.35	208720	-56.14	223300	-57.9	233200	-59.36
195800	-58.05	209040	-57.01	223520	-57.83	233440	-59.2
196160	-56.79	209690	-57.07	223830	-57.61	233770	-58.33
196550	-57.68	210050	-56.27	223980	-58.04	233930	-58.77
196780	-56.47	210400	-56.65	224140	-57.74	234090	-58.04
197010	-56.19	210760	-56.61	224620	-57.85	234550	-58.42
197230	-56.99	211430	-56.08	224870	-58.63	234780	-59.04
197730	-55.73	211750	-55.38	225110	-57.75	235020	-58.22
198240	-56.03	212070	-55.57	225450	-58.57	235320	-58.26
198490	-56.16	212700	-56.14	225620	-59.55	235470	-58.44
198740	-55.46	213010	-55.61	225790	-59.34	235770	-58.33
199000	-56.03	213320	-54.38	226310	-59.13	236060	-58.03
199490	-54.76	213930	-55.48	226570	-59.29	236280	-57.93
199730	-55.39	214240	-56.03	226830	-59.44	236490	-57.85
199980	-54.01	214550	-54.8	227200	-58.68	236870	-56.84
200470	-55.17	215170	-54.27	227370	-59.06	237270	-57.1
200700	-55.34	215480	-55.3	227540	-58.8	237390	-56.68
200940	-54.93	215790	-55.19	228020	-58.05	237520	-57.06
201430	-56.64	216550	-55.13	228270	-58.96	237780	-57.52
201700	-55.84	216740	-54.8	228570	-57.31	238030	-56.08
201970	-56.59	217050	-55.5	228820	-57.77	238150	-56.22
202530	-56.74	217650	-53.95	228960	-57.33	238280	-56.36

Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar
238400	-55.99	246450	-57.31	260180	-57.99	271340	-60.24
238530	-56.46	246750	-57.23	260390	-58.84	271960	-59.77
238780	-55.97	247100	-57.84	260790	-58.36	272570	-59.85
239020	-55.99	247810	-57.89	261000	-58.04	272890	-59.94
239120	-56.1	248160	-56.97	261210	-58.43	273200	-59.22
239240	-55.92	248500	-56.74	261430	-59.03	273520	-59.46
239470	-56.16	249540	-58.1	261650	-58.26	273840	-59.75
240160	-56.04	250090	-58.68	262070	-57.62	274460	-59.83
240280	-55.93	251010	-57.93	262450	-58.19	275060	-59.48
240390	-55.37	251390	-58.59	262650	-57.87	275370	-59.74
240510	-55.35	251980	-58.31	262850	-57.85	275690	-59.31
240750	-55.38	252580	-59.12	263050	-58.35	276030	-59.67
241010	-54.99	252990	-58.55	263250	-58.69	276340	-59.54
241130	-54.95	253410	-58.76	263660	-58.52	276970	-59.16
241260	-55.16	253830	-58.99	264070	-58.14	277560	-59.63
241380	-54.77	254270	-58.61	264290	-58.47	277860	-59.56
241500	-55.08	254480	-58.55	264500	-58.71	278180	-59.83
241730	-54.38	254690	-59.1	264720	-58.16	279140	-59.57
241960	-53.88	255110	-58.38	264940	-58.91	281680	-59.55
242190	-53.85	255530	-58.84	265390	-58.75	281840	-59.42
242400	-53.4	255730	-58.05	265850	-59.6	282090	-58.82
242510	-52.32	255950	-58.81	266090	-58.91	282340	-59.02
242620	-52.75	256150	-58.07	266330	-58.97	282810	-58.65
242820	-52.82	256760	-58.02	266570	-58.77	283280	-57.99
242920	-51.96	257170	-58.21	266810	-59.61	283510	-57.83
243020	-51.79	257370	-58.16	267290	-59.2	283700	-58.41
243210	-52.66	257570	-57.57	267780	-59.48	283930	-57.91
243400	-52.11	257760	-57.85	268030	-59.07	284140	-58.4
243610	-52.35	257950	-58.4	268320	-59.1	284580	-58.37
243810	-53.17	258340	-58.68	268610	-59.68	284800	-57.98
244260	-52.86	258750	-58.13	268900	-59.85	285020	-57.96
244490	-54.02	258960	-58.53	269490	-59.86	285470	-56.97
244740	-54.84	259160	-59.22	270100	-60.21	285890	-57.38
245130	-55.01	259370	-58.36	270410	-59.79	286110	-57.65
245540	-55.72	259570	-58.42	270730	-59.83	286310	-57.3
245830	-56.4	259980	-58.39	271040	-59.4	286700	-56.95

Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar
286900	-56.56	297250	-58.08	308700	-58.23	317540	-56.76
287100	-56.67	297510	-58.38	309160	-57.43	317780	-57.39
287300	-56.77	297770	-58.28	309380	-57.43	318030	-56.87
287490	-56.9	298030	-59.09	309590	-57.87	318280	-57.88
287870	-56.65	298570	-58.91	310010	-57.94	318530	-57.03
288270	-56.43	299070	-57.84	310230	-57.51	318780	-58.11
288460	-56.69	299320	-58.7	310440	-57.6	319040	-57.75
288660	-56.32	299560	-58.05	310670	-57.19	319320	-58.38
289050	-56.16	299800	-58.34	310890	-57.41	319590	-58.29
289240	-56.27	300040	-58.42	311320	-57.45	319880	-58.27
289430	-57.08	300510	-57.9	311530	-57.06	320160	-57.98
289620	-56.57	300980	-57.56	311930	-56.98	320450	-58.66
289820	-55.99	301210	-57.88	312140	-57.32	320730	-58.38
290210	-55.9	301460	-58.27	312350	-57.17	321010	-58
290390	-56.18	301700	-58.29	312570	-57.36	321280	-58.19
290590	-56.55	301930	-58.79	312780	-56.61	321550	-57.9
290950	-57.01	302400	-58.28	313000	-56.77	321800	-58.04
291360	-56.77	302860	-58.11	313220	-56.48	322050	-57.57
291560	-56.83	303090	-58.17	313450	-57.05	322310	-57.05
291760	-57.03	303540	-58.05	313670	-55.94	322560	-57.68
291970	-56.56	303770	-57.7	313900	-56.78	322830	-57.79
292180	-57.4	304230	-58.15	314120	-55.96	323090	-57.8
292610	-57.66	304450	-57.52	314340	-57.16	323340	-57.46
292820	-57.33	304670	-58.03	314560	-56.27	323590	-57.02
293040	-57.6	305100	-57.45	314790	-56.9	323840	-56.8
293510	-57.93	305540	-57.21	315010	-57.13	324090	-57.08
293990	-58.15	305750	-56.88	315220	-55.94	324320	-56.86
294210	-56.88	305970	-57.93	315430	-55.8	324570	-56.99
294440	-57.84	306430	-58.09	315640	-57	324800	-56.8
294670	-57.95	306660	-58.19	315850	-56.89	325040	-56.96
294910	-58.5	306890	-58.36	316270	-55.8	325280	-56.03
295370	-57.94	307120	-57.95	316480	-55.68	325530	-56.29
295600	-57.4	307340	-58.56	316690	-56.16	325770	-56.44
296050	-57.85	307780	-58.44	316890	-55.79	326010	-56.26
296520	-57.92	308010	-58.1	317100	-56.3	326240	-56.17
297000	-58.51	308240	-58.03	317320	-57.22	326470	-56.31

Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ hielo polar
326700	-55.84	330560	-54.3	333840	-54.3	336520	-51.02
326930	-55.75	330740	-54.64	334030	-53.66	336670	-50.69
327160	-56.07	330940	-53.88	334210	-53.35	336820	-50.69
327380	-55.88	331130	-54.13	334400	-52.56	336960	-50.92
327600	-55.28	331330	-54.09	334580	-53.35	337120	-51.26
327820	-55.97	331520	-54.58	334760	-52.2	337270	-51.12
328040	-55.13	331720	-53.61	334940	-52.81	337430	-51.76
328260	-55.66	331910	-53.99	335110	-51.76	337590	-51.8
328480	-55.3	332100	-54.33	335270	-51.79	337770	-52.75
328920	-54.63	332290	-54.49	335440	-51.64	337940	-52.36
329130	-55.35	332480	-53.77	335600	-51.51	338120	-52.8
329350	-55.13	332680	-54.27	335750	-51.26	338500	-54.14
329760	-54.83	332870	-53.84	335910	-51.27	338720	-54.15
329960	-54.53	333070	-54.17	336060	-50.88	338930	-55
330160	-54.07	333260	-53.57	336220	-51.59	339150	-54.45
330360	-54.29	333640	-53.46	336370	-51.23	339380	-54.98
						339600	-54.71

Anexo C – SONDEO EN UNA CUEVA DEL OESTE NORTEAMERICANO (DEVIL'S HOLE, NEVADA)

Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ espeleotema	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ espeleotema	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ espeleotema
4500	14.55	29800	13.55	43600	13.86
5200	14.61	30300	13.68	44000	13.84
5800	14.59	30700	13.64	44400	13.83
6500	14.59	31100	13.58	44800	13.86
7200	14.57	31500	13.62	45200	13.88
9500	14.64	31800	13.61	45600	13.92
12000	14.62	32200	13.53	46000	13.93
14500	14.68	32600	13.54	46400	13.88
16900	14.69	32900	13.64	46800	13.91
17800	14.57	33300	13.56	47300	13.89
18300	14.27	33600	13.72	47700	13.87
18900	14.09	34000	13.73	48100	13.81
19400	14.05	34400	13.77	48500	13.86
20000	14.02	34700	13.78	48900	14
20500	13.98	35100	13.77	49300	13.98
21000	14.01	35500	13.74	49700	14.01
21500	13.95	35800	13.75	50100	13.97
22000	13.97	36200	13.8	50600	13.99
22500	13.97	36600	13.78	51000	13.97
23100	13.93	36900	13.8	51400	13.97
23600	13.88	37300	13.77	51800	13.98
24100	13.88	37600	13.76	52200	13.96
24500	13.82	38000	13.78	52600	13.89
24600	13.83	38400	13.79	53000	13.93
24700	13.84	38700	13.7	53400	13.91
25100	13.81	39100	13.74	53800	13.89
25600	13.73	39500	13.79	54300	13.89
26000	13.69	39800	13.75	54700	13.8
26400	13.64	40300	13.78	55100	13.82
26800	13.66	40700	13.79	55500	13.77
27300	13.6	41100	13.84	55900	13.7
27700	13.57	41500	13.85	56300	13.82
28100	13.67	41900	13.93	56600	13.75
28600	13.62	42300	13.89	56900	13.71
29000	13.61	42700	13.8	57200	13.73

Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ espeleotema	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ espeleotema	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ espeleotema
57900	13.72	69800	13.91	96300	14.35
58200	13.71	70100	13.88	98300	14.45
58500	13.68	70500	13.91	100300	14.45
58900	13.63	70800	13.96	102200	14.6
59200	13.56	71200	13.93	104200	14.55
59500	13.62	71500	13.88	106200	14.5
59800	13.51	71900	13.92	108200	14.45
60100	13.52	72200	13.88	110200	14.3
60500	13.51	72600	13.96	112200	14.3
60800	13.51	72900	14.08	114200	14.35
61100	13.44	73300	14.07	116200	14.55
61400	13.41	73600	14.11	118100	14.75
61800	13.41	74000	14.11	119900	15.05
62100	13.4	74300	14.07	120900	15.25
62400	13.39	74700	14.1	121800	15.35
62700	13.38	75000	14.1	123700	15.55
63100	13.35	75400	14.09	126700	15.75
63400	13.41	75700	14.06	129800	15.6
63700	13.48	76100	14.06	133500	15.6
64000	13.57	76400	14.09	138500	15.15
64300	13.56	76800	14.13	143600	14.45
64700	13.56	77100	14.15	146700	14.1
65000	13.62	77500	14.2	149700	13.85
65300	13.62	77800	14.25	151500	13.75
65600	13.63	78200	14.22	153400	13.75
66000	13.64	78500	14.28	155200	13.65
66300	13.73	78600	14.31	157000	13.65
66600	13.75	78700	14.35	158700	13.9
67000	13.75	80400	14.7	160400	13.95
67300	13.77	82400	14.25	162200	13.9
67700	13.76	84400	14.35	163900	13.85
68000	13.77	86400	14.2	165700	13.85
68400	13.77	88400	14	167400	13.85
68700	13.87	90300	14.1	169100	13.9
69100	13.84	92300	14.25	170900	13.7
69400	13.81	94300	14.1	172600	13.55

Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ espeleotema	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ espeleotema	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ espeleotema
174400	13.75	251200	14.05	317500	14.3
176100	13.85	253900	13.8	319000	14.45
177800	13.95	256600	13.9	320500	14.7
179600	13.95	259200	13.85	322100	14.8
181300	13.95	261900	13.65	323600	14.95
183100	13.95	264600	13.55	325100	15.05
184800	14.1	267300	13.4	326700	15.05
186500	14.15	269700	13.15	328500	15.2
188300	14.2	271600	13.2	330500	15.15
190000	14.35	273500	13.4	332600	15.1
191800	14.35	275400	13.55	334600	15.15
193500	14.5	277300	13.8	336700	14.5
195200	14.55	279300	13.9	338700	14.15
197000	14.35	281200	14	340800	13.9
198700	14.25	283100	14.05	342800	13.8
200500	14	285000	14.2	344800	13.65
202200	14.1	286700	14.2	346900	13.55
203900	14.2	288200	14.2	348900	13.45
205700	14.45	289800	14.05	351000	13.35
207400	14.3	291300	13.95	353000	13.15
209200	14.4	292800	13.9	354900	13.05
210900	14.35	294400	13.85	356600	13.1
213400	14.35	295900	13.8	358300	13.2
215900	14.3	297500	13.85	359900	13.4
218300	14.1	299000	13.95	361600	13.45
220700	13.8	300500	14	363300	13.5
223200	13.65	302100	14.1	365000	13.65
225600	14.15	303600	14.1	366600	13.7
228000	14.35	305100	14.2	368300	13.8
230400	14.5	306700	14.15	370000	14
232800	14.65	308200	14.25	371700	13.85
235200	14.7	309800	14.3	373300	13.85
237800	14.7	311300	14.35	375000	13.8
240500	14.75	312800	14.2	376700	13.8
245800	14.8	314400	14.2	378400	14.05
248500	14.2	315900	14.25	380000	13.95

Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ espeleotema	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ espeleotema	Edad (años BP)	$\delta^{18}\text{O}$ espeleotema
381700	14.1	388400	14.05	395100	14.25
383400	14.1	390100	14.15	396200	14.45
385100	14.15	391800	14.15	397300	14.75
386700	14	393400	14.1	398400	14.9
				399500	14.9

4. FUENTES CONSULTADAS

ISÓTOPOS RADIOGÉNICOS

Allègre, C.J., 2008, *Isotope Geology*, 1ª edición, Cambridge University Press, UK, pp. 12-13, 18-24, 30-40, 47-48, 54, 69, 72, 79-81, 83, 85-90, 234-236, 294-299.

Dickin, A.P., 2005, *Radiogenic Isotope Geology*, 2ª edición, Cambridge University Press, pp. 1, 7-12, 34-38, 42, 47, 70.

Hernández-Bernal, M. del S., Tolson, G., Solís-Pichardo, G., 2000, *Geoquímica de elementos traza y su relación con la petrogénesis de rocas ígneas: Modelado de sistemas isotópicos parte II*, GEOS, Unión Geofísica Mexicana, A.C., pp. 107-118

McSween, H.Y., Richardson, S. M., Uhle, M.E., 2003, *Geochemistry-Pathways and Processes*, 2ª edición, Columbia University Press, EE.UU., pp. 263-264, 287-297

Ottonello, G., 1997, *Principles of Geochemistry*, 1ª edición, Columbia University Press, EE.UU., pp. 757-762

White, W., 2013, *Geochemistry*. Wiley-Blackwell, EE.UU., pp. 321-322, 326-334, 336-340, 345-359.

National Nuclear Data Center (Brookhaven National Laboratory)
<http://www.nndc.bnl.gov/nudat2/index.jsp>

Ejercicios

1. White, W., 2013, *Geochemistry*. Wiley-Blackwell, EE.UU., pp. 367, Ejercicio 4.
2. Nyquist, L. E., C. Y. Shih, J. L. Wooden, B. M. Bansal, H. Wiesmann, 1979, The Sr and Nd isotopic record of Apollo 12 basalts: Implications for lunar geochemical evolution. *Proceedings of the Lunar and Planetary Science Conference*, pp. 77–114.
3. McSween, H.Y., Richardson, S. M., Uhle, M.E., 2003, *Geochemistry-Pathways and Processes*, 2ª edición, Columbia University Press, EE.UU., pp. 289-290, Ejercicio 14.2
4. White, W., 2013, *Geochemistry*. Wiley-Blackwell, EE.UU., pp. 368, Ejercicio 5
5. White, W., 2013, *Geochemistry*. Wiley-Blackwell, EE.UU., pp. 368, Ejercicio 8. Modificado.
6. Allègre, C.J., 2008, *Isotope Geology*, 1ª edición, Cambridge University Press, UK, pp. 236, Ejercicio 1.
7. White, W., 2013, *Geochemistry*. Wiley-Blackwell, EE.UU., pp. 368, Ejercicio 6
8. White, W., 2013, *Geochemistry*. Wiley-Blackwell, EE.UU., pp. 338, Ejercicio 8.3
9. White, W., 2013, *Geochemistry*. Wiley-Blackwell, EE.UU., pp. 369, Ejercicio 10. Modificado.
10. White, W., 2013, *Geochemistry*. Wiley-Blackwell, EE.UU., pp. 369, Ejercicio 11. Modificado.

ISÓTOPOS ESTABLES

Allègre, C.J., 2008, *Isotope Geology*, 1ª edición, Cambridge University Press, UK, pp. 358-359, 364, 367, 370, 382-385, 394-398, 406-411.

Chivelet, J.M., Muñoz-García, M.B., 2015, *Estratigrafía de isótopos de oxígeno y la reconstrucción de los cambios climáticos del pasado*, Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, Universidad Complutense de Madrid, España, pp. 160-166.

Hoefs, J., 2009, *Stable Isotope Geochemistry*, 6ª edición, Springer, Alemania, pp. 1, 5, 7-10, 11, 19-20, 27-29, 17-18, 35, 38, 45-52, 208-210, 214-216.

McSween, H.Y., Richardson, S. M., Uhle, M.E., 2003, *Geochemistry-Pathways and Processes*, 2ª edición, Columbia University Press, EE.UU., pp. 263-273.

Misra, K. C., 2012, *Introduction to Geochemistry: Principles and Applications*, 1ª edición, Blackwell Publishing, pp. 253-265

Ottonello, G., 1997, *Principles of Geochemistry*, 1ª edición, Columbia University Press, EE.UU., pp. 726-727, 767, 769-771

White, W., 2013, *Geochemistry*. Wiley-Blackwell, EE.UU., pp. 371-375, 377-381, 384-391, 396-398, 400-402, 417-421.

Ejercicio

<https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/paleoclimatology-data/datasets/paleoclimatology-modeling>

<https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/paleoclimatology-data>

<https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/paleoclimatology-data/datasets/ice-core>

<ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/speleothem/northamerica/usa/>