



Los métodos de datación

Los elementos radiactivos, como el uranio, tienen la propiedad de desintegrarse con el tiempo, liberando rayos gamma, electrones (radiación beta) o partículas alfa, que sabemos medir. Si conocemos la concentración inicial de un elemento radiactivo dado en un cuerpo y si sabemos también la ley de decrecimiento de la radiactividad de este elemento, podremos determinar la edad del cuerpo midiendo su radiactividad residual. El carbono, por ejemplo, normalmente con una masa atómica 12, tiene un isótopo radiactivo de masa 14 que se forma en la alta atmósfera como consecuencia de la colisión entre neutrones cósmicos y átomos de nitrógeno. Este carbono radiactivo se encuentra también en el dióxido de carbono y, por consiguiente, en las plantas que utilizan el CO_2 para la fotosíntesis y, finalmente, en toda materia viva, incluyendo la de los océanos. Cuando mueren, los organismos conservan el carbono adquirido durante su vida, pero el carbono 14 (^{14}C) empieza a disminuir (se desintegra radiactivamente transformándose en nitrógeno y emitiendo un electrón) siguiendo una ley de decrecimiento conocida: al cabo de unos cinco mil años, la mitad de los átomos de ^{14}C habrá desaparecido. Midiendo a partir de una muestra la radiactividad de este ^{14}C residual, se puede calcular el tiempo transcurrido desde la muerte del organismo. Así, con el método del carbono 14 (^{14}C) podemos remontarnos hasta aproximadamente 40.000 años atrás. Para una antigüedad mayor, se requieren otros elementos radiactivos que poseen un período de descomposición mucho más largo, que permiten que nos remontemos mucho más lejos.

El método del análisis isotópico

nos ha permitido, desde el año 1950, llevar a cabo un estudio mucho más sofisticado de las capas sedimentarias y establecido una reconstrucción basada en datos mucho más precisos de los fenómenos climáticos.

Un mismo elemento puede existir bajo formas distintas, esto es, bajo distintos isótopos. Por ejemplo, en la naturaleza encontramos dos formas de oxígeno: la forma ^{16}O , denominada ligera (más del 99% de los casos) y la forma ^{18}O , denominada pesada. Estos dos isótopos tienen la misma estructura básica e igual número de protones, lo que les da las mismas propiedades químicas. Sin embargo, el ^{18}O tiene dos neutrones más y, por tanto, es más pesado que el ^{16}O . El oxígeno es un componente del agua (H_2O) y, por consiguiente, existen moléculas de agua con oxígeno 16 y otras con oxígeno 18.

Las moléculas de agua formadas por el isótopo ligero se evaporan más fácilmente que las que contienen el isótopo pesado, que resisten mejor en la fase líquida. La evaporación entraña, pues, un enriquecimiento relativo del agua marina en ^{18}O . Dado que el agua de los casquetes glaciares proviene de los océanos por evaporación, cuanto más importantes sean estos casquetes, más rica en ^{18}O será el agua de mar y más ^{18}O contendrán los esqueletos calcáreos de los animales marinos. La concentración de ^{18}O en los esqueletos calcáreos que encontramos en los sedimentos se convierte entonces en una guía, en un trazador, del volumen de los casquetes glaciares y, por tanto, del nivel del océano y del clima del período en cuestión. Si se mide la proporción $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de las conchas planctónicas en las capas de los sedimentos oceánicos, se puede

reconstruir la historia del clima. De este modo se han llegado a enumerar nueve episodios glaciares mayores en el período transcurrido en los últimos 730.000 años y se ha demostrado que las glaciaciones más antiguas se han desarrollado durante el Cuaternario desde hace tres o cuatro millones de años.

Los casquetes glaciares, que reciben cada año una nueva capa de nieve, constituyen también un registro de las propiedades de la atmósfera en función del tiempo. Cada nueva capa de nieve equivale en cierto modo a los anillos que marcan el crecimiento anual de los árboles. Es nuevamente la relación isotópica la que permite descifrar los archivos glaciares: se ha observado que, cuanto más frío hace, más pobre en ^{18}O es la nieve que cae. De este modo, la medición de la proporción $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en el hielo se convierte en un registro de la temperatura del momento en que ha caído la nieve que ha dado lugar a este hielo. Entonces, basta con medir el valor de esta proporción en las sucesivas capas de hielo para reconstruir la evolución de la temperatura a lo largo del tiempo. Con este fin, se han efectuado varios sondeos en Groenlandia y la Antártida, que han permitido remontarnos a más de 150.000 años atrás, es decir, hasta el corazón del período glacial que precedió al óptimo glacial de hace 125.000 años.

Existe una excelente correspondencia entre las curvas de variación de las temperaturas deducidas a partir de los casquetes glaciares y las correspondientes a las capas sedimentarias marinas. De esta manera, puede afirmarse que conocemos con gran precisión la historia del clima de los últimos 150.000 años.