

## Descubriendo las diatomeas

Bajo el objetivo del microscopio, miles de microorganismos se agolpan suspendidos en una gota de agua de mar. Entre la maraña de vida, las diatomeas, algas unicelulares encerradas en cápsulas microscópicas de cristal, cautivan al observador con un atrayente color dorado que ha hecho que se ganen el sobrenombre de “joyas del mar”. La mayor parte de las diatomeas habitan suspendidas en la zona iluminada de sistemas acuáticos, englobadas dentro de lo que conocemos como fitoplancton, un mundo microscópico de seres fascinantes y que comprende al conjunto de microorganismos fotosintéticos que van a la deriva con las corrientes oceánicas y que incluyen tanto a cianobacterias como a microalgas.

Como cualquier organismo fotosintético, las diatomeas usan la energía de la luz procedente del Sol para convertir dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) en carbono (C) orgánico. Siendo responsables de casi la mitad de la fotosíntesis marina, el equivalente a producir ~20 mil millones de toneladas de carbono orgánico al año, las diatomeas producen más biomasa que la que producen todos los bosques amazónicos, centroafricanos e indonesios juntos. Su productividad es el principal alimento de las redes tróficas que nutren a las larvas de

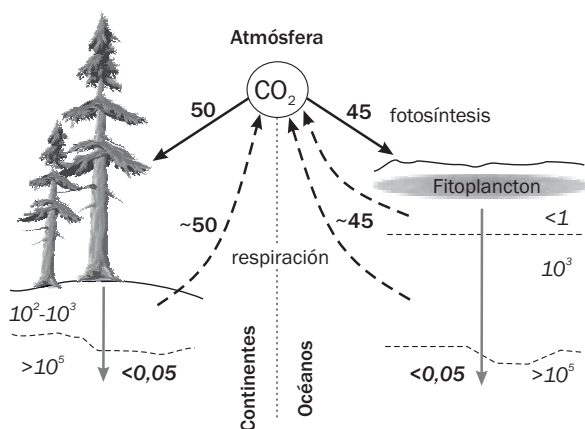
moluscos, crustáceos o peces, y que sustentan la vida animal en los océanos. No en vano, algunos investigadores han convenido en afirmar que los océanos albergan verdaderos bosques invisibles, dentro de los cuales las diatomeas desempeñan un papel protagonista.

Además de sustentar las redes tróficas de los océanos, los bosques invisibles ejercen un importante control sobre el clima de la Tierra. Mientras que la fotosíntesis convierte  $\text{CO}_2$  en carbono orgánico, la respiración acomete el proceso inverso, devolviendo  $\text{CO}_2$  nuevamente a la atmósfera. En los océanos, una fracción del carbono orgánico se hunde por gravedad, escapa de la respiración y se acumula en el océano profundo, generando un déficit de  $\text{CO}_2$  en superficie. Las aguas superficiales compensan este déficit captando  $\text{CO}_2$  de la atmósfera, un proceso que se denomina “bomba biológica” y que, al disminuir la concentración de  $\text{CO}_2$  en la atmósfera, contribuye a paliar el efecto invernadero y a enfriar el clima. El bombeo de carbono orgánico hacia el océano profundo es el equivalente en los océanos a la acumulación de madera y turba en bosques y turberas (figura 1).

Entre los productores primarios del plancton oceánico, las diatomeas, con tamaños celulares que pueden sobrepasar los 0,2 mm de diámetro, son el análogo oceánico de eucalip-tos y secuoyas. Hay que tener en cuenta que la mayor parte de los microorganismos del plancton no superan los 0,01 mm de diámetro. Sus abultadas dimensiones, unido a las pesadas cápsulas de sílice que envuelven sus células, hacen que las diatomeas se hundan rápidamente al morir, incrementando sobremanera la eficiencia con la que la bomba biológica retira  $\text{CO}_2$  de la atmósfera.

FIGURA 1

Flujos de carbono orgánico en sistemas continentales y oceánicos —expresado en gigatoneladas de carbono por año (Gtn/a), 1 Gtn equivale a  $10^9$  toneladas— y tiempo de residencia del carbono en los diferentes compartimentos —expresado en años—. Las plantas terrestres y el fitoplancton marino captan  $\text{CO}_2$  durante el proceso de fotosíntesis (flechas continuas) dando lugar a la producción de carbono orgánico o biomasa. La mayor parte del carbono orgánico retorna a la atmósfera en forma de  $\text{CO}_2$  como resultado de los procesos de respiración (flechas discontinuas). En el océano, parte del carbono orgánico se hunde hacia el océano profundo, donde queda retenido durante cientos de años, el tiempo que tardan las corrientes profundas en volver a aflorar en superficie. Se estima que la exportación de carbono orgánico hacia el océano profundo, la conocida como bomba biológica, es del orden de 5-11 Gtn/a, de las cuales menos de 0,05 Gtn acaban incorporándose a los sedimentos. En escalas de tiempo geológico, parte del carbono orgánico se acumula en el subsuelo y los sedimentos y se transforma en carbón y petróleo, respectivamente (flechas grises). La mayor parte de los flujos de carbono orgánico hacia el océano profundo están relacionados con el hundimiento de proliferaciones de diatomeas.



Durante millones de años, las diatomeas han jugado un papel crucial en la regulación del clima y la evolución de las redes tróficas en los océanos. Su extraordinaria productividad

es el resultado de millones de años de evolución que culminan con la aparición del grupo hace aproximadamente 240 millones de años. Sin embargo, no será hasta 200 millones de años más tarde, durante el Cenozoico, la era geológica que comienza con el fin de los dinosaurios y que nos lleva hasta la actualidad, cuando las diatomeas adquirirán protagonismo en los océanos. En este primer capítulo se realizará un recorrido por la historia de la vida, desde sus orígenes hasta la actualidad, haciendo hincapié en las innovaciones evolutivas y contingencias históricas que llevaron a las diatomeas a convertirse en uno de los productores primarios más importantes de la Tierra.

Antes de iniciar el viaje a través del tiempo que nos llevará a descubrir la asombrosa historia de las diatomeas, conviene situar el contexto temporal durante el cual se sucedieron los acontecimientos. Si referenciamos la escala de tiempo a las 24 horas de un día y empezamos el día con la formación de la Tierra, hace 4.500 millones de años, la fotosíntesis aparecería a las seis de la mañana, los primeros organismos eucariotas surgirían más o menos al mediodía, mientras que para observar a las primeras diatomeas tendríamos que esperar hasta las diez y media de la noche. Una hora más tarde se extinguirían los dinosaurios y solo en el último segundo del día las diatomeas entrarían nuevamente en escena convertidas en el petróleo que impulsa a día de hoy buena parte de nuestra economía. Para ordenar estos episodios de la historia de la vida, los geólogos han desarrollado técnicas de datación de los sedimentos y las rocas con las que establecer la escala de tiempo geológico (cuadro 1).

#### **CUADRO 1**

##### **La escala de tiempo geológico.**

El registro geológico es la principal fuente de información con la que reconstruir una historia de 4.500 millones de años. La mayor parte de las rocas y fósiles que han formado parte del registro geológico de la Tierra han desaparecido en algún momento de su historia por efecto de la erosión y las fuerzas tectónicas. Reconstruir la historia

de nuestro planeta se convierte de este modo en algo parecido a resolver una cronología de acontecimientos sin saber en qué momento ocurrió cada uno de ellos. Afortunadamente, los isótopos radiactivos y el magnetismo remanente en algunos sedimentos y rocas proporcionan una información fundamental con la que ordenar cronológicamente episodios del pasado geológico y generar una visión más o menos completa de la historia de nuestro planeta.

Desde 1974 la elaboración formal de la escala de tiempo geológico la realiza la Comisión Internacional de Estratigrafía de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas, que establece divisiones o unidades cronoestratigráficas según la edad absoluta y relativa de los sedimentos y las rocas (figura 2). La edad absoluta o datación radiométrica se obtiene midiendo en la muestra de roca que se pretende datar las proporciones de un isótopo "padre" y de uno o más descendientes ("hijo/s") de los que se conoce su periodo de semidesintegración radiactiva. La expresión matemática que describe el método es la siguiente:

$$t = 1/\lambda \ln(1+D/P),$$

donde  $t$  es la edad de la muestra,  $\lambda$  es la constante de desintegración,  $\ln$  es el logaritmo neperiano,  $D$  es el número de átomos del isótopo hijo presentes en la muestra y  $P$  es el número de átomos del isótopo padre.  $\lambda$  es el inverso de la vida media de un isótopo y permite calcular el periodo de semidesintegración ( $T_{1/2}$ ) como:

$$T_{1/2} = \ln(2)/\lambda$$

De este modo, si un isótopo radiactivo tiene una vida media de 100 millones de años, la presencia en una roca de una misma cantidad del isótopo padre e hijo nos permitirá inferir que la roca tiene una edad de 70 millones de años.

Por su parte, la edad relativa se basa en la clasificación ordenada de unidades cronoestratigráficas de acuerdo con cambios observables en el registro fósil, un método conocido como biocronología, o con cambios de polaridad del campo magnético terrestre, también conocido como magnetoestratigrafía. La biocronología permite poner fecha a las rocas y sedimentos según contengan unos fósiles u otros. Por ejemplo, en una secuencia estratigráfica en la que se suceden diferentes capas de sedimentos o niveles de rocas, podremos definir una transición entre dos épocas geológicas si las especies de organismos fósiles presentes en la primera parte de la secuencia, la más antigua, son reemplazadas por especies fósiles pertenecientes a etapas geológicas más recientes. La biocronología o datación bioestratigráfica requiere conocer de antemano los rangos de tiempo durante los cuales las diferentes especies habitaron la Tierra, información que se obtiene combinando datos del registro fósil y técnicas de datación radiométrica. Por su parte, la magnetoestratigrafía se basa en los cambios de polaridad del campo magnético terrestre. La composición mineral del interior de la Tierra hace que esta se comporte como un dipolo magnético, un imán con dos polos magnéticos. La peculiaridad del campo magnético terrestre es que la posición de los polos magnéticos se invierte con el paso del tiempo, permutando entre los dos polos geográficos del planeta, un fenómeno que queda registrado en la orientación de los minerales magnéticos de algunas rocas. Este registro del antiguo campo magnético de la Tierra ha permitido establecer una escala magnetoestratigráfica en la que cada unidad básica o cron de polaridad constituye un intervalo de tiempo de polaridad constante. De este modo, datando las rocas en las inmediaciones de una inversión de polaridad podremos saber, cada vez que localicemos la inversión en cualquier otro punto del planeta, la edad de las rocas adyacentes. La biocronología y la magnetoestratigrafía son técnicas imprescindibles en cronoestratigrafía puesto que la mayor parte de las rocas son insensibles a los métodos de datación radiométrica. Por convención, las unidades cronoestratigráficas de la escala de tiempo geológico se ordenan, en orden descendiente de jerarquía, de la siguiente manera: supereón, eón, era, periodo y época.

FIGURA 2

Escala de tiempo geológico en millones de años y principales contingencias involucradas en el origen y diversificación de las diatomeas. 1) origen de la vida, 2) origen de la fotosíntesis oxigénica, 3) primeros silicificadores, 4) endosimbiosis y origen del cloroplasto, 5) endosimbiosis secundaria, 6) oxidación de la atmósfera y los océanos, 7) origen de las diatomeas, 8) primera observación fósil de diatomeas, 9) advenimiento de la movilidad de diatomeas, 10) el silicio se hace limitante en el océano, 11) comienza la hegemonía de las diatomeas.

