

# **La Tierra primitiva y su transformación en un planeta habitable**

**Evidencias del registro geológico  
(rocas y minerales)**



**CORDOBENSIS**  
PROGRAMA DE DIVULGACIÓN CIENTÍFICA  
PARA LA ENSEÑANZA DE LAS CIENCIAS

Gómez, Fernando Javier

La Tierra primitiva y su transformación en un planeta amigable : evidencias del registro geológico : rocas y minerales. - 1a ed. - Córdoba : Agencia Córdoba Ciencia, 2007.

28 p. : il. ; 29x21 cm. - (Programa de Divulgación Científica para la Enseñanza de las Ciencias CORDOBENSIS)

ISBN 978-987-1353-05-7

1. Geología. 2. Recursos Minerales. 3. Enseñanza de las Ciencias. I. Título  
CDD 551.07

Autor

Fernando J. Gómez

Esta publicación ha sido editada por el Área de Promoción Científica de la Agencia Córdoba Ciencia S.E.

Primera edición: Noviembre de 2007

Hecho el depósito de ley.

Impreso en Argentina - 2007

1000 ejemplares

Todos los derechos reservados.

Prohibida su reproducción total o parcial.

---

# Introducción

---

El famoso astrónomo Carl Sagan y la periodista Ann Druyan en su libro *Sombras de antepasados olvidados* citan a un antiguo abad budista (Nanrei Kobori), quien dice *“Dios es una creación del hombre. Por lo tanto, la naturaleza de Dios no es más que un misterio poco profundo. El misterio profundo es la naturaleza del hombre”*. Muchos pueden o no estar de acuerdo con esta concepción sobre la naturaleza de Dios, pero lo real en esta afirmación es que la naturaleza del hombre y su origen son un misterio profundo, que ha desvelado durante siglos –y continúa haciéndolo– a las mentes más brillantes del planeta. El origen del hombre obviamente está ligado al origen de la vida y, por lo tanto, al origen del universo. Si bien la ciencia ha avanzado de manera increíble en este último siglo, apenas estamos empezando a comprender cuáles son las leyes y principios que dieron forma a este universo inmenso y, en su mayor parte, inexplorado.

Lo que sí sabemos es que somos el resultado de millones de años de una danza evolutiva donde, a partir del agrupamiento de unas pocas moléculas más una chispa de energía, comenzó a palpitar la vida. De ahí hacia adelante, y en el transcurso de más de 3.500 millones de años, una cadena de acontecimientos (en ocasiones fortuitos) controlados por leyes que apenas estamos empezando a comprender, condujo hacia nosotros y nos dio la capacidad de preguntarnos sobre nuestro origen.

Si pudiéramos viajar atrás en el tiempo y ver cómo era la Tierra en sus inicios, seguramente no la reconoceríamos. Una atmósfera enrarecida y compuesta de gases nocivos para nosotros (que algunos países están hoy tratando de evitar mediante tratados como el protocolo de Kyoto) la habrían hecho irrespirable. Estos gases, debido al tipo de radiación que son capaces de absorber y reflejar, le habrían dado un color muy diferente a nuestro tranquilizante azul cielo. Un débil Sol, nuestro eterno amigo y sin el cual la vida tal como la conocemos no sería posible, brillando un 30 % menos de su capacidad actual habría sido también irreconocible y extraño para nosotros. El constante bombardeo de cuerpos celestes extraños y lejanos, en ocasiones del tamaño de planetas y con una fuerza que difícilmente podamos imaginar, junto a enormes cataclismos volcánicos, habrían hecho de la superficie de la Tierra un lugar poco placentero para vivir. Tremendas glaciaciones, que cubrieron casi completamente de hielo la Tierra, nos hacen comprender que somos una especie afortunada y que actualmente vivimos en un planeta realmente acogedor. Como puede verse, la Tierra no siempre fue tal cual la conocemos, ya que la naturaleza cambia y se transforma constantemente.

Gran parte de toda esta historia está implícita en el registro geológico, las rocas. Esos aglomerados inertes de minerales guardan los secretos sobre el origen de la Tierra y la vida y, por lo tanto, sobre nuestro origen. En su interior está escrito cómo fueron transformándose una a la otra para llegar al mundo que conocemos. Geólogos, geoquímicos, geofísicos, biólogos y paleobiólogos trabajan arduamente para desentrañar esta historia que permanece encerrada de manera críptica en las rocas.

Las condiciones que reinaban en los inicios de la Tierra y bajo las cuales se inició la vida, no se diferencian demasiado de las condiciones actualmente reinantes en otros planetas de nuestro sistema solar o de otros sistemas solares de nuestra galaxia y que consideramos “deshabitados”. De ahí que surja la deducción obligada: si las condiciones que dieron origen a la vida en la Tierra pudieran darse en otros rincones del Universo; entonces, la

Nuevas disciplinas como la Geobiología y la Exo-Astro-biología están surgiendo y abriendo campos aún inexplorados para los científicos.

vida sería más común de lo que imaginamos. Probablemente en esas rocas de apariencia inerte que llegan a la Tierra en forma de meteoritos y en el material que recolectan las misiones espaciales, podamos encontrar rastros de compuestos orgánicos similares a los que dieron origen a la vida en la Tierra.

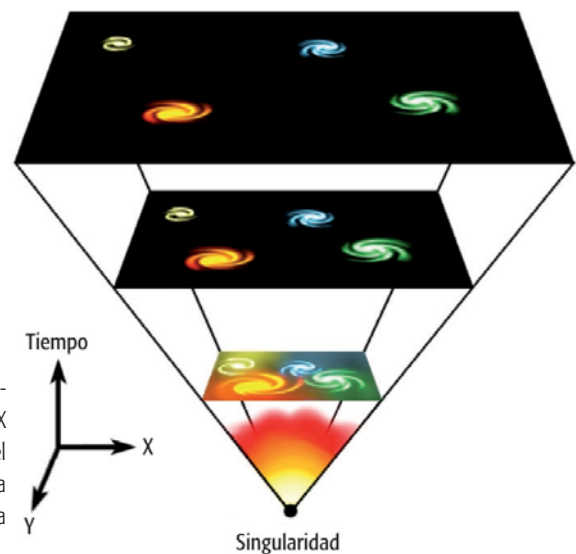
En esta contribución nos enfocaremos en la historia temprana de la Tierra, momento en que se produjeron una serie de acontecimientos que fueron esenciales para la vida, y cuyo surgimiento ha cambiado al planeta para siempre. Analizaremos fundamentalmente el registro geológico, pues en las rocas y minerales presentes en la Tierra se encuentran rastros de esta historia, constituyendo un archivo invaluable sobre nuestro origen.

## El origen del universo y nuestro sistema solar

### ¿Cuándo y cómo se originó el universo?

Las teorías cosmológicas modernas mencionan que el universo se inició hace aproximadamente unos 12.000 - 13.500 millones de años (12-13.5 Ga = Giga años donde 1 Giga =  $10^9$ ), en una gigantesca explosión conocida como Big Bang, a partir de un punto infinitamente pequeño donde toda la masa y energía del universo se hallaba concentrada, y se denomina **singularidad** (Figura 1). A partir de esa explosión se inicia el tiempo, se generan la materia y las fuerzas fundamentales de la naturaleza; el universo comienza a expandirse y empieza a existir como tal. Los elementos químicos que conocemos, los ladrillos fundamentales de la materia que componen el universo, se habrían iniciado en varias etapas durante el Big Bang y con posterioridad a él, en un proceso denominado **nucleosíntesis**.

La teoría del Big Bang se basa principalmente en dos observaciones: la relación entre el desplazamiento hacia el rojo en la radiación proveniente de las estrellas (efecto Doppler) y la distancia (que indica que el universo se está expandiendo), y la radiación cósmica de fondo, remanente de la gran explosión registrada accidentalmente en 1965 por los radioastrónomos Arno Penzías y Robert Wilson.



**Figura 1:** Representación esquemática del origen del universo a partir del Big Bang. Los ejes X e Y corresponden a dimensiones espaciales y el tercer eje corresponde al tiempo. Nótese la separación progresiva de las galaxias a medida que transcurre el tiempo.

## ¿Cómo nació el Sol?

El sol y los planetas de nuestro sistema solar se habrían formado a partir de una nube de gas y polvo incandescente, de forma irregular, que rotaba lentamente en este universo en continua expansión. Esta hipótesis es conocida como **Teoría Nebular**. Debido a la acción de la gravedad la nube comenzó a contraerse. Esto aceleró la velocidad de rotación de las partículas (tal como una patinadora aumenta su velocidad de giro cuando acerca sus brazos al cuerpo), y deformó la nube transformándola en un disco rotante. Debido a la acción de la gravedad, la materia comenzó a concentrarse en el centro, volviéndose cada vez más densa y caliente y se conformó el Sol primitivo. Bajo elevadas condiciones de presión y temperatura (varios millones de grados centígrados) las reacciones de fusión nuclear se iniciaron y los átomos de hidrógeno (H) se fusionaron para formar átomos de helio (He). Ésta es una reacción exotérmica (es decir, libera energía) que transforma parte de la masa en energía, según la famosa ecuación de Albert Einstein:  $E = mc^2$ , donde E es energía, m es masa y c es la velocidad de la luz (próxima a 300.000 km/seg). La energía así liberada crea una tendencia a la expansión termal, que se equilibra con la tendencia al colapso gravitatorio. Es el momento en que la estrella que conocemos como Sol ha nacido.

La gravedad es la fuerza de atracción entre dos cuerpos, proporcional al producto de sus masas ( $m_1$  y  $m_2$ ) e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia (r), expresada matemáticamente por Isaac Newton como  $F = Gm_1m_2/r^2$  donde G = constante cosmológica.

## ¿Cómo surgieron los planetas?

Si bien la mayor parte de la masa de la nebulosa original se encontraba concentrada en este Sol en nacimiento, una nube de gas y polvo conocida como nebulosa solar se encontraba rodeando al Sol. La nebulosa solar rotaba y seguía achatándose y aproximándose más a la forma de un disco. A medida que se enfriaba, los gases comenzaban a condensarse, y se transformaban a sus fases líquidas y sólidas. La gravedad comenzó a atraer las partículas de polvo y material en condensación, que empezaron a colisionar entre sí, se aglomeraron y formaron cuerpos de unos pocos kilómetros, conocidos como **planetesimales**. Luego de numerosas colisiones, los planetesimales fueron agregándose aún más para conformar cuerpos de mayor masa y con órbitas definidas, finalmente constituyeron los ocho planetas que hoy vemos en nuestro sistema solar (exceptuando Plutón). Fue un momento realmente caótico en la historia temprana de nuestra Tierra. Así fue como nacieron los **planetas internos**, cercanos al Sol: Mercurio, Venus, la Tierra y Marte, conocidos como planetas "terrestres" y formados de metales y rocas; y los **planetas externos**, más alejados del Sol: Júpiter, Saturno, Urano, Neptuno y Plutón. Los planetas externos, aunque hechos de núcleos rocosos, se encuentran compuestos principalmente por hidrógeno, helio y otros elementos livianos remanentes de la nebulosa original. Según cálculos teóricos, todo este proceso de conformación del sistema solar habría llevado poco más de 100 millones de años (Ma) y habría ocurrido hace aproximadamente 4.56 Ga (que es la edad de los meteoritos más antiguos conocidos).

La Unión Astronómica Internacional recientemente degradó a Plutón a la categoría de planeta enano.

## Y la Luna, ¿cómo se formó?

La Luna se habría originado hace unos 4.51 Ga, a partir del impacto de un cuerpo de dimensión ligeramente superior a la de Marte (conocido como Theia, que en mitología griega es la madre de Selene, la Luna) y que habría colisionado con la Tierra durante el momento final de acreción: **Teoría del Impacto**

**Gigante.** Parte del material que formaba el cuerpo que colisionó se agregó a nuestro planeta en formación, y parte se puso en órbita alrededor de la Tierra, aglomerándose por acción de la gravedad para formar la Luna. El impacto cambió el ángulo del eje de rotación de la Tierra respecto al plano de la órbita, el que de ser ortogonal pasó a los 23° que tiene actualmente.

## La estructura actual de la Tierra

### La estructura externa e interna de la tierra

El impacto del cuerpo que dio origen a la Luna habría producido fusión a gran escala, donde probablemente entre el 35% y 60% de la Tierra se fundió, formando una capa externa de magma (roca fundida) de cientos de km de espesor, que algunos denominan **océano de magma**. El interior de la Tierra también habría adquirido altas temperaturas y una consistencia viscosa; entonces los diferentes componentes (minerales) que la conformaban comenzaron a segregarse. Se separaron según sus densidades relativas y migraron, los más pesados hacia el interior y los más livianos hacia regiones externas, bajo la acción de la fuerza de gravedad. Los componentes que se acumularon en la región superficial pudieron radiar parte de su calor, lo que condujo al paulatino enfriamiento y solidificación, y se formó una corteza externa sólida. Este proceso gradualmente condujo a la formación de un planeta con un interior separado en capas concéntricas, con propiedades físicas y químicas diferentes y denominadas (desde la más interna a la más externa): núcleo interno, núcleo externo, manto y corteza (**Figura 2.a**).

**Núcleo:** Tiene un espesor aproximado de 3400 Km, compuesto principalmente de hierro y níquel. El núcleo externo es líquido, mientras que el núcleo interno es sólido debido a las altas presiones que existen a esa profundidad.

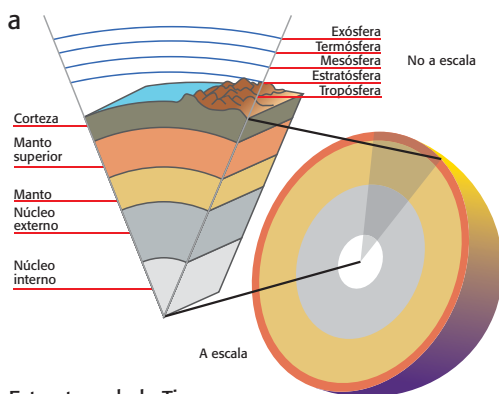
**Manto:** Con un espesor de 3000 Km, es rico en hierro y magnesio y compuesto por silicatos ferromagnesianos, donde minerales como olivino y piroxenos son dominantes (rocas ultramáficas).

**Corteza:** Hay dos tipos de corteza, la corteza oceánica y la corteza continental. Éstas presentan notables diferencias, ya sea desde el punto de vista composicional y de sus propiedades físicas, como así también en el espesor promedio que presentan. La **corteza oceánica** es más densa, de composición básica (máfica), rica en silicatos ferromagnesianos y tiene un espesor promedio de 6 km; mientras que la **corteza continental** es menos densa, de composición ácida (félsica), con predominio de aluminosilicatos ricos en sodio y potasio y un espesor promedio de 35 a 40 km (pudiendo alcanzar 70 km en regiones montañosas).

Debido a la imposibilidad de acceder de manera directa al interior de la Tierra (la perforación más profunda realizada fue en la península de Kola, en Rusia, y apenas alcanzó 12.262 m, un 0.19 % del radio terrestre), gran parte del conocimiento que tenemos proviene de información indirecta aportada por métodos geo-

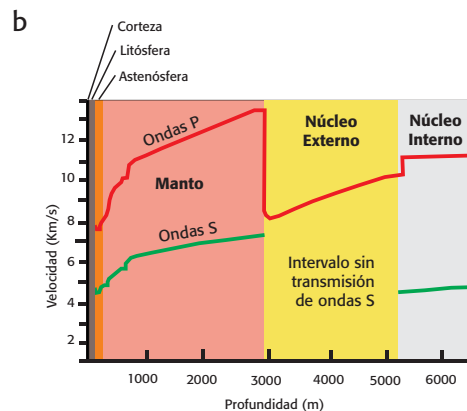
físicos (los que miden propiedades físicas como gravedad, magnetismo, velocidades de ondas, etc.). Por ejemplo, mediante la utilización de las velocidades de propagación de ondas sísmicas que viajan a través del interior de la Tierra, se ha podido determinar su estructura interna. De esta forma se pueden distinguir una serie de interfases (discontinuidades) que corresponden a los límites entre núcleo, manto y corteza (**Figura 2.b**).

También, mediante la geofísica experimental, se pudo deducir la composición química y propiedades físicas que tienen cada una de las regiones del interior terrestre. Se diferencian, desde la región interna hacia la externa.



**Estructura de la Tierra**

**Figura 2.a:** Estructura interna de la Tierra.



**Figura 2.b:** Velocidad de ondas sísmicas vs. Profundidad.

Las dos fuentes de energía que controlan los procesos geológicos son la energía solar y el calor interno terrestre. La energía solar controla la circulación atmosférica y oceánica y, por lo tanto, el ciclo hidrológico responsable de los procesos de erosión y meteorización y la generación de sedimentos (geodinámica externa). También es responsable de la liberación de los compuestos químicos contenidos en las rocas; los hace accesibles a su uso por la biósfera. El calor interno se encarga de los procesos tectónicos que deforman la superficie del planeta (geodinámica interna). También es, en parte, la causa de la existencia de celdas de convección en el núcleo externo vinculado con el campo magnético terrestre. Este último tiene grandes implicancias para la vida, ya que forma una barrera contra las radiaciones nocivas provenientes del Sol.

## La Teoría de la Tectónica de Placas. ¿Cómo funciona la Tierra?

En la década del sesenta se produjo una gran revolución en las ciencias naturales, particularmente en el campo de la geología. El surgimiento de la **Teoría de la Tectónica de Placas** unificó gran parte del conocimiento geológico de la época en una teoría integradora, con la cual se empezaron a entender y a explicar muchas de los rasgos geológicos que podemos observar hoy en la tierra a distintas escalas.

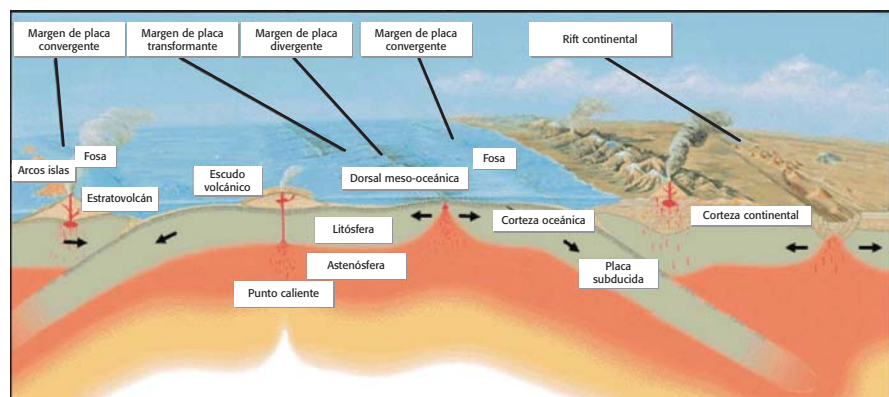
La idea central de la tectónica de placas es que el comportamiento de la Tierra es controlado por la creación, el desplazamiento, la interacción y la destrucción de grandes placas rígidas que conforman la capa externa de nuestro planeta. Las placas son generadas y con-

La **Teoría de las Placas**, entre otras cosas, permite explicar de manera simple la distribución de masas continentales, la distribución y características de los distintos tipos de rocas, la formación de terremotos y aparatos volcánicos, las cadenas montañosas continentales y submarinas y la distribución de cuencas oceánicas.

sumidas constantemente; tienen un espesor promedio de unos 100 km y se desplazan a velocidades dentro del orden de unas pocas decenas de milímetros por año. Son creadas en las dorsales centro-oceánicas (**Figura 3**), donde divergen mediante un proceso denominado **expansión del fondo oceánico** (*seafloor spreading*). El espacio generado por las placas en divergencia es rellenado por material fundido proveniente del manto que, a medida que se enfría, es adosado a las placas en expansión. Por esta razón, las dorsales o cordilleras oceánicas se consideran **márgenes de placa constructivos**. Debido a que el área de la superficie terrestre se mantiene constante, el material generado en las dorsales oceánicas debe necesariamente ser consumido en alguna parte. Las placas, al alejarse de las dorsales se enfrían, y por contracción térmica aumentan su densidad. Al llegar a un margen continental, las placas oceánicas frías y densas se flexionan y descienden hacia el interior de la tierra en un proceso llamado subducción (**Figura 3**), formando profundas fosas oceánicas. A las fosas oceánicas donde dos placas litosféricas convergen y son consumidas se las designa **márgenes de placa destructivos**. La parte externa de la superficie de la Tierra que conforma las placas rígidas es la **litósfera** y está formada por la corteza y parte del manto superior. El material subyacente, relativamente menos rígido y con comportamiento de fluido muy viscoso sobre el cual “flotan” las placas litosféricas, forma la **astenosfera**. Las regiones donde las placas se deslizan a través de fallas verticales sin creación ni destrucción de litosfera son **márgenes de placa transformantes**. La mayor parte de la actividad sísmica y de las regiones volcánicamente activas se localizan en estos tres tipos de márgenes de placas. El volcanismo en zonas convergentes es una manifestación magmática superficial, que se produce debido a la deshidratación de la corteza oceánica, cuando es subducida y puesta en contacto con el manto más caliente. Los elementos volátiles liberados generan la fusión parcial de material del manto y de la corteza inferior que asciende hacia la corteza superficial.

Una de las fuerzas motoras de la tectónica de placas es la presencia de celdas de convección en el manto terrestre, producidas por diferencias de densidad y temperatura. La convección del manto se considera una parte integral del movimiento de las placas litosféricas. La fuente de energía que genera la convección es el calor liberado durante el decaimiento radiactivo de minerales inestables, sumado al calor remanente adquirido durante la etapa de formación de la Tierra.

El ciclo de creación y destrucción de corteza a través de la tectónica de placas, junto al ciclo hidrológico y la atmósfera (meteorización y erosión), son fundamentales para el balance de la Tierra y permiten el constante reciclado y transformación de materia y energía, controlando gran parte de los ciclos biogeoquímicos. Estos procesos posibilitan que nuestro planeta sea un sistema dinámico favorable para el desarrollo de la vida.



**Figura 3:** Representación gráfica de la Teoría de la Tectónica de Placas donde se observan los rasgos resultantes de la interacción de las placas litosféricas en zonas convergentes, divergentes y transformantes.

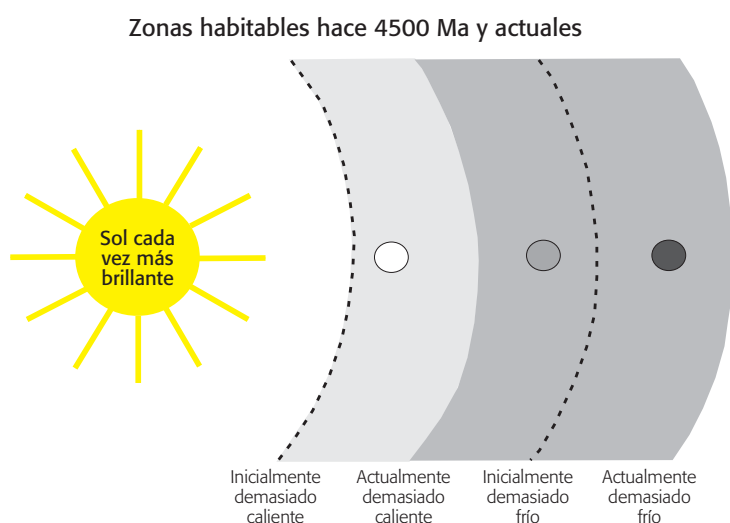


## La receta del día: Cómo hacer un planeta habitable

Una pregunta que surge cuando pensamos cómo fueron las condiciones iniciales en que se desarrolló la vida primitiva, se refiere a cuáles son los requerimientos para que un planeta sea habitable. Una condición esencial para la vida es la presencia de agua líquida, el medio ideal para que las reacciones químicas tengan lugar. La ventaja que presenta el agua (respecto a otros compuestos) es que puede mantenerse en estado líquido en un rango relativamente amplio de temperaturas. Otra condición necesaria es la presencia de polímeros orgánicos (tales como ácidos nucleicos y proteínas), que permitan realizar las funciones biológicas de replicación y catálisis. Sin estos componentes esenciales, la vida tal cual la conocemos no podría existir.

### El agua líquida

Para que haya agua líquida, el planeta debe estar lo suficientemente cerca del sol para que no se congele; pero no tan cerca como para que el agua pase al estado gaseoso. Se puede definir la franja habitable (Figura 4) en función a la distancia que los planetas tienen respecto al sol. El rango de temperaturas que se considera favorable para la vida es de 0-100°C, aunque hay organismos extremófilos (que viven en condiciones ambientales extremas) que pueden ampliar este rango. Un buen ejemplo de ello es un microorganismo llamado *Pyrolobus fumarii*, que vive en emanaciones volcánicas submarinas a temperaturas de hasta 113°C. La energía que emite el sol ha cambiado desde sus inicios; primeramente era débil y gradualmente fue aumentando su energía. Debido a ello, las zonas habitables han variado a través del tiempo. Modificando su albedo (o sea, el porcentaje de la radiación proveniente del sol que es reflejada por la superficie) y alterando el contenido de gases de invernadero en el aire, un planeta puede ampliar los límites de la zona habitable. Esto habría sucedido en la historia temprana de la Tierra, donde un sol débil no habría sido capaz de mantener el agua terrestre en estado líquido, si no fuese por la presencia abundante de gases de efecto invernadero (dióxido de carbono y metano). También es necesario que el planeta tenga el tamaño adecuado para que la fuerza de gravedad sea lo suficientemente fuerte, y evite que los elementos más livianos y volátiles escapen permitiendo la formación de una atmósfera.



Venus, habría ocupado una situación favorable en los inicios del sistema solar, pero ahora se encuentra demasiado cerca del Sol para permitir la existencia de agua líquida y de vida.

**Figura 4:** Zonas habitables de nuestro sistema solar a través del tiempo. (Cortesía de Euan Nisbet -Royal Holloway, Universidad de Londres)

Para sostener la vida durante un periodo de tiempo prolongado los planetas necesitan, además, tener un interior geológicamente activo. Aquí es donde entra en juego la tectónica de placas en el reciclado constante de materia y energía. Por ejemplo, la vida terrestre se basa en el ARN (ácido ribonucleico) y el ADN (ácido desoxiribonucleico) que tiene al fósforo como uno de sus ingredientes esenciales. El fósforo, que se encuentra actualmente en las rocas y sedimentos de la superficie terrestre (en minerales tales como apatita o fluorapatita), sería rápidamente consumido por los organismos, si no fuese reciclado continuamente mediante tectonismo y vulcanismo.

En la actualidad Venus tiene una atmósfera con 90 bares de pCO<sub>2</sub> y temperaturas de 500°C. La Tierra tiene un reservorio de carbono y una temperatura efectiva comparable con la que tiene Venus (255 K, grados Kelvin), pero la ventaja para nosotros es que la mayor parte del carbono se encuentra “encerrado” en minerales carbonáticos (en rocas como calizas y mármoles), en pelitas negras (rocas arcillosas oscuras ricas en materia orgánica) y en la materia orgánica preservada en hidrocarburos, entonces se evita un exceso de este gas en la atmósfera. Esto influye en el balance energético de la Tierra y en la magnitud del efecto invernadero (Box 1).

### Box 1: Balance de energía de la tierra y efecto invernadero

La Tierra es calentada por absorción de radiación del espectro visible e infrarrojo cercano y se enfría emitiendo radiación infrarroja. Si la Tierra se considera un cuerpo negro (o sea que absorbe toda la radiación que recibe) con una temperatura efectiva (Te), la condición para que haya balance de energía es:

$$\sigma T_e^4 = S/4(1-A)$$

$\sigma$  = Constante de Stefan-Boltzman =  $5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2/\text{K}^4$   
 $T_e$  = Temperatura efectiva  
 $S$  =  $1370 \text{ W/m}^2$  Flujo solar en la órbita de la tierra  
 $A$  = 0.3 Albedo Terrestre o Reflectividad

Resolviendo  $T_e = 255 \text{ K}$

La Tierra no se comporta exactamente como un cuerpo negro y tiene una atmósfera que calienta su superficie a través del efecto invernadero. Por eso la radiación infrarroja emitida por la superficie terrestre es absorbida por los gases invernadero de la atmósfera y reemitida calentando la superficie terrestre. De esta manera, el promedio de la temperatura global superficial  $T_s$  es  $288 \text{ K}$ . La diferencia entre  $T_e$  y  $T_s$  es la magnitud del efecto invernadero ( $T_g$ ):

$$\Delta T_g = T_s - T_e = 33 \text{ K}$$

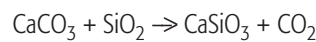
Los gases invernadero mas importante son el agua (H<sub>2</sub>O) y dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) que contribuyen 2/3 y casi 1/3 respectivamente mas contribuciones menores son por CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, O<sub>3</sub> y diferentes clorofluorcarbonos (CFCs).



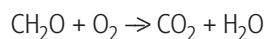
## El ciclo del carbono

De gran importancia en la evolución climática, el ciclo del carbono (**Figura 5**) es, a su vez, controlado por la tectónica de placas. El  $\text{CO}_2$  (dióxido de carbono) atmosférico se transforma por fotosíntesis en materia orgánica mediante la reacción:

$\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CH}_2\text{O} + \text{O}_2$  (donde  $\text{H}_2\text{O}$  corresponde a una molécula de agua,  $\text{O}_2$  representa oxígeno molecular liberado durante la reacción y  $\text{CH}_2\text{O}$  representa la materia orgánica sintetizada). Muchos de estos organismos foto-sintetizadores, debido a su actividad metabólica, inducen la precipitación de carbonato de calcio ( $\text{CaCO}_3$ ) consumiendo el carbono inorgánico disuelto en el agua de mar (representado por  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{HCO}_2^-$  y  $\text{CO}_3^{2-}$ ). Cuando este material es llevado al interior terrestre (mediante el proceso de subducción), donde las temperaturas y presiones son mayores, es transformado. Por ejemplo, los carbonatos reaccionan con la sílice ( $\text{SiO}_2$ ) y se convierten en silicatos de calcio ( $\text{CaSiO}_3$ ) mediante la reacción:

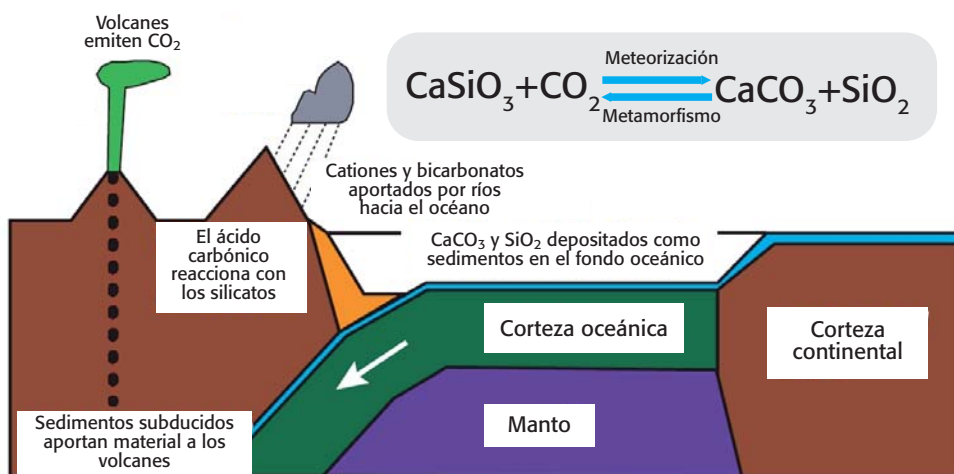


Los compuestos orgánicos sintetizados durante la fotosíntesis pueden ser oxidados durante el proceso de **respiración aeróbica** (remineralización de materia orgánica) según la reacción:



Como podemos observar, ambas reacciones liberan  $\text{CO}_2$  a la atmósfera, cerrando así el ciclo y obteniendo la liberación de parte del  $\text{CO}_2$  que se encuentra atrapado en minerales y materia orgánica. Esto permite el reciclado y la presencia de este gas de efecto invernadero, que controla en gran medida el balance energético de la Tierra (la magnitud del efecto invernadero es de 33 K –ver **Box 1**–) y ayuda a mantener la temperatura terrestre dentro de niveles aceptables, lo que asegura la presencia de agua líquida esencial para la vida.

## Ciclo del carbono



**Figura 5:** Ciclo del carbono y tectónica de placas.

(Cortesía de Daniel Schrag -Departamento de Ciencias Planetarias y de la Tierra, Universidad de Harvard)

Un interior activo como el de la Tierra ha sido fundamental en la generación del campo magnético terrestre y en la **magnetósfera**, que es la región alrededor de la Tierra en la que el campo magnético desvía la mayor parte del viento solar, forma un escudo protector (cinturón de Van Halen) contra las partículas cargadas de alta energía del viento solar y nos protege de las radiaciones nocivas.

### La órbita terrestre

El impacto que condujo a la formación de la Luna tuvo también profundas consecuencias para la evolución temprana de la Tierra. Muy importante fue el desarrollo de la oblicuidad en la órbita de la Tierra. Sin la atracción gravitatoria de la Luna, nuestro planeta variaría caóticamente entre  $0^\circ$  y  $85^\circ$  en una escala de la decena de millones de años, lo que evitaría cualquier intento de estabilidad climática a largo plazo. Igualmente, la velocidad de rotación de la Tierra ha sido considerablemente disminuida (actualmente con un período de casi 24 hs), debido a la fricción ocasionada por las mareas que son consecuencia de la atracción gravitatoria de la Luna. La acción de las mareas produjo la creación de nichos ecológicos muy dinámicos en regiones costeras que fueron muy favorables para el desarrollo de la vida primitiva. Este fenómeno está demostrado por la existencia de **estromatolitos** (Box 2), una de las estructuras biogénicas más antiguas conocidas, y que se habrían desarrollado en estos ambientes marinos marginales.

### Los océanos y la atmósfera

Durante los estadios iniciales de formación, el Sol habría brillado con una intensidad un 30 % menor que la actual; lo que habría tenido profundas consecuencias para la evolución de los océanos y la atmósfera. Según modelos teóricos desarrollados por astrofísicos y astrónomos el Sol, mediante una reacción exotérmica, fusiona en su interior cuatro núcleos de hidrógeno (H) para formar uno de helio (He). De esta forma aumenta su densidad y su temperatura. A mayores temperaturas internas las reacciones se producen más rápidamente, por lo que el Sol produce cada vez más energía. Para mantener el balance de energía, el Sol ha ido aumentando su luminosidad con el tiempo. Estimaciones basadas en estos modelos indican que la Tierra habría estado completamente congelada desde sus inicios hasta los  $\sim 2$  Ga (Giga-años o miles de millones de años). A pesar de ello, evidencias geológicas indican la presencia de agua líquida y vida por lo menos desde los 3.5 Ga, mucho antes de lo que postulan los modelos citados. Al mismo tiempo, isótopos de oxígeno en los circones más antiguos de la Tierra indicarían la existencia de un océano líquido a los 4.3 Ga. La razón de esta discrepancia es que estos modelos no tienen en cuenta la presencia de gases invernadero como dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) y metano ( $\text{CH}_4$ ), que se supone fueron muy abundantes en la atmósfera pobre en  $\text{O}_2$  del pasado distante de la Tierra. Estos gases habrían mantenido la temperatura lo suficientemente elevada para mantener gran parte del agua presente en estado líquido.

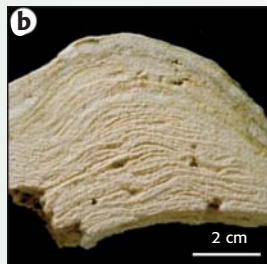
## Box 2: Estromatolitos: fósiles vivientes

**Estromatolitos:** son estructuras organo-sedimentarias formadas por la actividad de microorganismos que atrapan y fijan sedimentos e inducen la precipitación de carbonatos, resultando en una estructura laminada. Los estromatolitos han sido particularmente comunes en el pasado distante de la Tierra y son consideradas una de las evidencias de vida más antiguas conocidas (los más antiguos tienen aproximadamente 3.5 billones de años) por lo que constituyen verdaderos fósiles vivientes.

Las comunidades microbianas que participan en la formación de estromatolitos se encuentran representadas por cianobacterias fotosintéticas filamentosas (foto c) y comunidades de bacterias heterótrofas (por ej. Bacterias reductoras de sulfatos).



Estromatolitos columnares actuales de Bahamas



Sección transversal de un estromatolito actual con forma de domo donde se observa la estructura laminada que los caracteriza  
(Fotografía cortesía de Pamela Reid RSMAS Universidad de Miami)

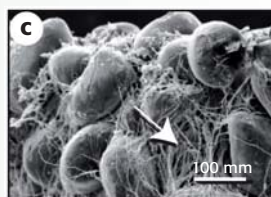


Imagen de microscopio electrónico de barrido donde se observan partículas de composición carbonática que son atrapadas y fijadas por cianobacterias filamentosas (flecha).  
(Fotografía cortesía de Pamela Reid RSMAS Universidad de Miami)



Estromatolitos columnares (izq.) y en forma de domo (der.) del Cámbrico de la Precordillera Argentina (Pcia. de San Juan). La edad de los mismos es de aproximadamente 500 millones de años y se habrían formado en una plataforma carbonática muy parecida a la que actualmente se está desarrollando en Bahamas.  
(Fotografía Fernando J. Gomez)

## El tiempo geológico y la edad de la Tierra

### Los circones: Pequeñas cápsulas del tiempo

Los circones ( $ZrSiO_4$ ) son minerales que pertenecen al grupo de los silicatos; se forman como primer producto de cristalización de rocas magmáticas de composición granítica y pueden sufrir transformaciones durante el metamorfismo. Son minerales excepcionalmente resistentes, que en general retienen valiosa información química sobre su génesis en inclusiones minerales, elementos trazas, isótopos estables ( $\delta^{18}O$ ) y radiogénicos (U/Pb) que se alojan en su estructura cristalina. Una de sus mayores utilidades se presenta, desde el punto de vista geológico, en la Geocronología (rama de la geología dedicada a la

determinación de la edad de las rocas), mediante el uso de isótopos radiactivos que determinan las relaciones de  $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$  y  $^{238}\text{U}/^{236}\text{Pb}$ . Midiendo las relaciones entre isótopos padres e isótopos hijos generados por decaimiento radiactivo y según el tiempo de vida media en el que ocurre dicha transformación, se puede determinar la edad de las rocas.

Las unidades de tiempo más grandes en que se divide la historia geológica se denominan **eones**. Ellos son: hadeano, arqueano, proterozoico y fanerozoico (**Figura 6**).

El **hadeano** se considera el intervalo de tiempo durante el cual la tierra se formó, abarcando desde la acreción de planetesimales (ver sección sobre el origen del universo) hasta el momento en que se convirtió en un planeta con un interior caliente y activo, separado en núcleo y manto y una superficie relativamente fría con océanos y atmósfera. Si bien el inicio del hadeano no está bien definido, se estima que la edad de los meteoritos más antiguos registrados representan el momento de inicio de la acreción, que fue hace aproximadamente 4.56 Ga. Si bien el final del hadeano (límite hadeano-arqueano) es difícil de definir, se considera próximo a 4 Ga. Aunque es un número un tanto arbitrario, se encuentra próximo al momento tomado como el inicio de la consolidación del planeta y el origen de la vida. De esta manera, el registro de rocas y minerales que estrictamente pertenece al arqueano y hadeano es fragmentario y se haya disperso en distintas partes del mundo (**Figura 7**). Por esta razón, si bien se ha avanzado mucho en las últimas décadas, nuestro conocimiento del mundo antiguo es bastante limitado, y nuestra descripción de cómo fue la historia temprana de la Tierra es imperfecta. Es como si quisiéramos describir una habitación inmensa y todo lo que contiene, pero sólo mirando a través del ojo de la cerradura. A pesar de este límite, sobre la base del estudio de este registro geológico se han podido determinar e inferir una serie de episodios que han sido de relevancia en este periodo.

En la próxima sección mencionaremos algunas de las localidades clásicas donde estas rocas se encuentran y a partir de las cuales tenemos una idea, al menos muy somera, de cómo fue la Tierra primitiva. Algunos de los registros de mayor importancia en la reconstrucción de esta historia y los eventos más significativos pueden verse resumidos en la **Figura 6**.

### **El registro hadeano (4.56- 4Ga)**

El registro hadeano es extremadamente escaso. Uno de los materiales más antiguos de la Tierra fueron encontrados en el oeste de Australia, en regiones conocidas como Jack Hills y Mount Narryer (**Figura 7**). Consiste en unos pocos cristales de circon preservados en cuarcitas de 3.3-3.5 Ga. Utilizando métodos de datación radimétrica se determinaron edades de entre 4.4-4.2 Ga para estos circones (**Figura 8.a**), lo que representa la edad de cristalización del magma original a partir del cual se formaron. La presencia de estos circones tan antiguos tiene gran importancia para entender la tierra primitiva por varias razones.

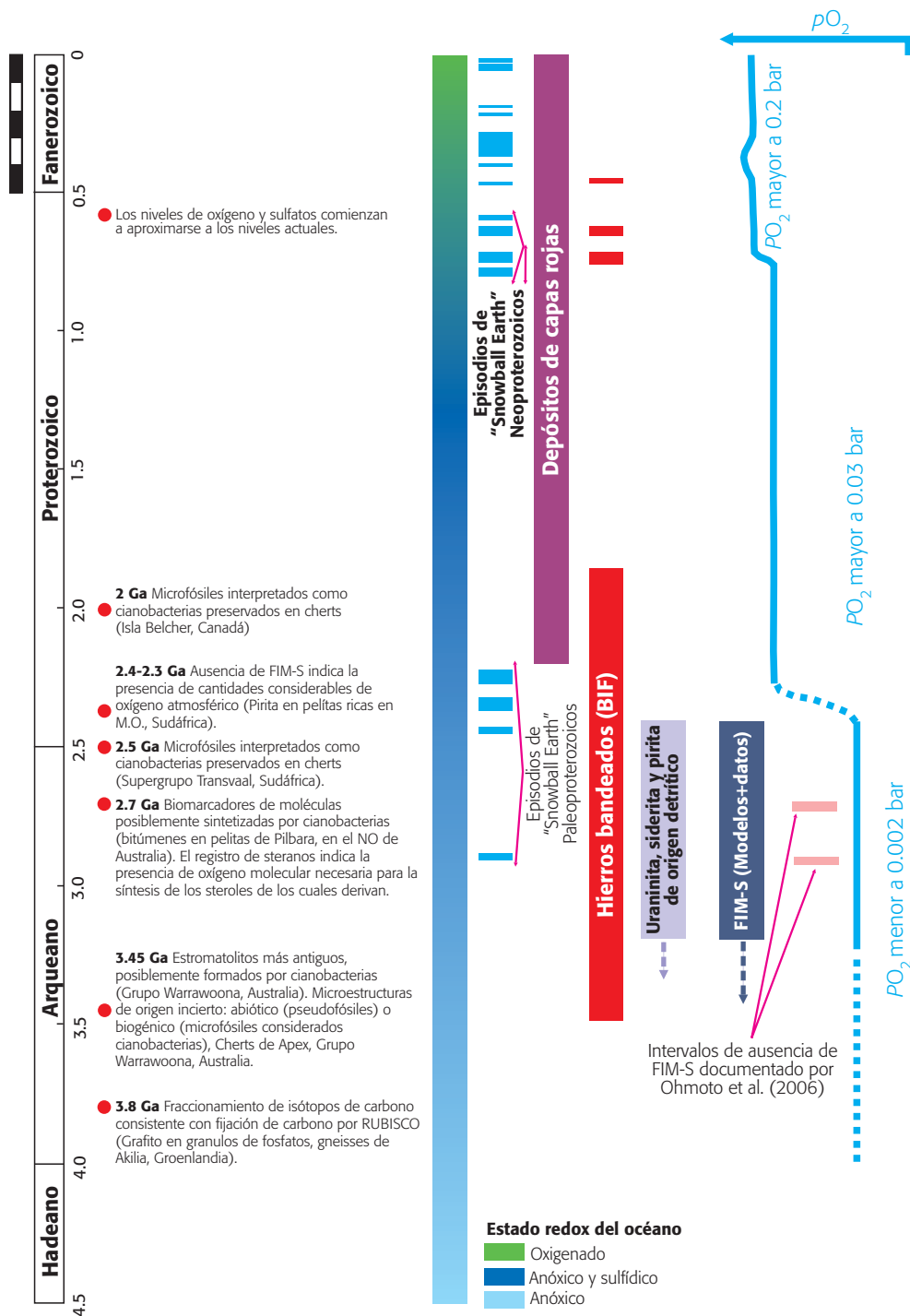
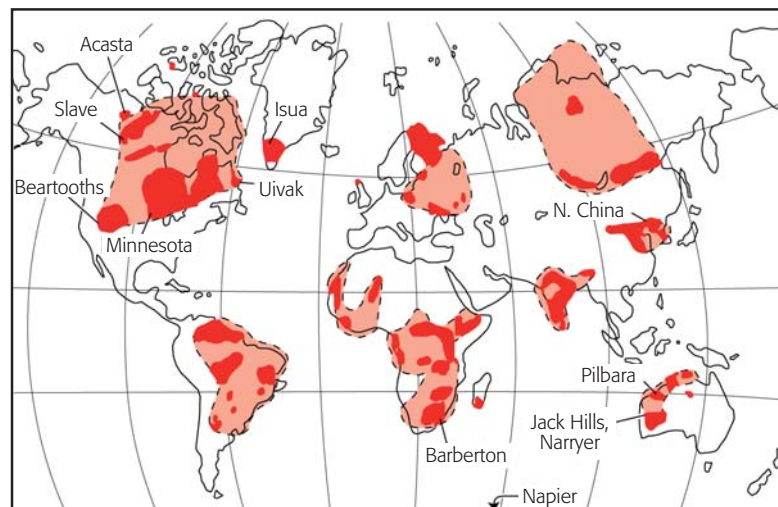


Figura 6: Escala de tiempo geológico (en Giga-años) y eventos importantes en la historia de la Tierra.

Los circones son típicamente abundantes en **granitoides**, o sea, rocas de composición ácida presentes en la corteza continental (Figura 5). En consecuencia, si bien la corteza primitiva estaba en su mayor parte representada por lavas komatíticas (lavas básicas muy ricas en magnesio), ya se habría generado corteza continental en aquel tiempo, al menos localmente. Los granitoides se forman a partir de la subducción de corteza oceánica hidratada, por lo que un factor fundamental para generar granitoides es la pre-

sencia de agua. De ahí se deduce que el proceso de subducción estaba actuando durante el hadeano y que existían océanos de agua líquida que podrían hidratar la corteza para formar granitoides. Un enriquecimiento en la relación de  $\delta^{18}\text{O}$  en estos circones indica derivación de agua líquida superficial, sosteniendo esta hipótesis (**Figura 8.a**). Otro aspecto importante es que los circones fueron encontrados dentro de rocas sedimentarias de 3.3-3.5 Ga, lo que implicaría que en el arqueano medio ya existía corteza continental antigua, que estaba siendo erosionada y redepositada por el agua. Por lo tanto, la Tierra ya era un lugar muy activo y la tectónica de placas y el ciclo hidrológico estaban funcionando.



**Figura 7:** Distribución de afloramientos con rocas hadeanas y arqueanas. (Cortesía de John W. Valley - Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Wiscconsin-Madison, U.S.A.)

### El registro arqueano (4- 2.5 Ga)

El complejo de gneises de Itsaq, Groenlandia (**Figura 7**), posee una amplia variedad de rocas de entre 3.6 y 3.9 Ga. Incluye lavas almohadilladas (rocas volcánicas submarinas de composición básica, típicas de la corteza oceánica), rocas volcánicas félsicas (ricas en sílice,  $\text{SiO}_2$ ), y rocas de origen sedimentario (por ej. rocas volcanoclásticas formadas por transporte y depósito de materiales durante eventos eruptivos y rocas turbidíticas generadas por la depositación de sedimentos en ambientes marinos profundos), muy similares a las que encontramos hoy en sistemas de arcos insulares volcánicos. De ahí se explica la presencia de un océano, las masas terrestres con volcanes activos y los procesos de erosión y transporte de sedimentos. Inclusiones fluidas (fluidos encerrados en cristales) en cuarzo ( $\text{SiO}_2$ ), altamente salinas (25%  $\text{ClNa}$ ) y ricas en metano ( $\text{CH}_4$ ), muy similares a las que se encuentran actualmente en sistemas hidrotermales, indican que estos sistemas habrían ya estado operando hace 3.75 Ga.

Rocas volcánicas y sedimentarias de entre 3.3 y 3.5 Ga (supergrupo Swaziland) han sido registradas en Sudáfrica, en las montañas Barberton (**Figura 7**). Entre ellas, rocas laminadas, posiblemente de origen biogénico han sido preservados en chert (variedad de sílice microcristalina). Estas rocas se nominan **estromatolitos**, aunque en este caso particular su origen biogénico no está totalmente demostrado. A pesar de ello, isótopos de carbono altamente fraccionados, con relaciones  $\delta^{13}\text{C}$  de -27‰, sugieren un origen biogénico para estos depósitos.

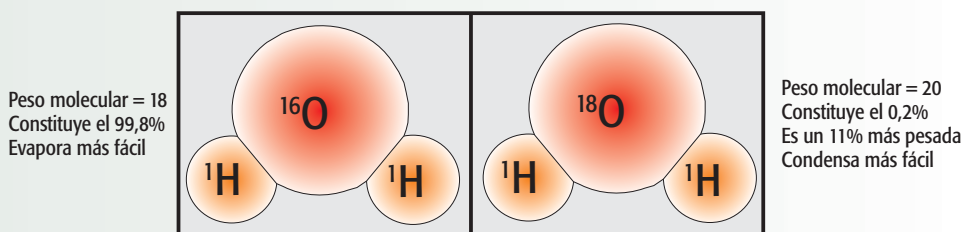
**Registro más antiguo:** Rocas de >3.75 Ga de la faja de Isua (Groenlandia) presentan micro-partículas carbonosas con valores muy bajos en la relación  $\delta^{13}\text{C}$  (entre -10‰ y -40‰), interpretados como el resultado de fraccionamiento isotópico (**Box 3**) producido por el metabolismo de organismos primitivos, lo que representa la evidencia de vida más antigua hasta ahora conocida.



Edades de entre 3.4-3.5 Ga han sido registradas en rocas volcánicas y sedimentarias pertenecientes al grupo Warrawoona, en Pilbara, en el oeste de Australia (Figura 7). Una de las más controversiales son los cherts de Apex, donde supuestamente fósiles microbianos han sido preservados. Algunos consideran que estas estructuras son "pseudofósiles", productos secundarios de la alteración de grafito en venas hidrotermales, por lo que el debate sobre su posible origen aún continúa. Estromatolitos y otros depósitos microbianos de 3.45 Ga de edad y muy similares a los que se forman actualmente (por ej. en *lagoons* salinos de Lagoa Vermhelo en las costas de Brasil) han sido registrados en los depósitos de Pilbara; se los evalúa como verdaderos fósiles vivientes del arqueano (Figura 8.b).

### Box 3: Fraccionamiento isotópico

**Isótopos:** Dos átomos son isótopos de un mismo elemento cuando teniendo el mismo número atómico (nº de protones) poseen distinto número de masa atómica (nº de protones+neutrones). Esta diferencia de masas controla en gran medida su comportamiento físico-químico. Por ej., La molécula de agua con  $^{16}\text{O}$  y  $^{18}\text{O}$ :



**Fraccionamiento:** Es el cambio en la relación entre isótopos de un mismo elemento durante una reacción o algún otro proceso físico-químico.

**Notación:** Se usa la notación  $\delta$  respecto a un estándar establecido. Por ej. Para el carbono (C) se usa el PDB (Pee Dee Belemnite) que considera sus 2 isótopos estables:  $^{12}\text{C}$  (98,89%) y  $^{13}\text{C}$  (1,11%).

$$\delta^{13}\text{C} = \left( \frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{muestra}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{estándar}}} - 1 \right) \times 1000$$

### Fraccionamiento de isótopos de C y fotosíntesis

Los procesos biológicos son una de las principales causas del fraccionamiento de isótopos de carbono, y uno de los más relevantes es la fotosíntesis.

Hay distintos procesos con que los organismos fijan el C atmosférico para formar compuestos orgánicos. Uno de ellos se conoce como:

#### Ciclo de Benson-Calvin o C4:

El  $\text{CO}_2$  emitido desde el manto terrestre hacia la atmósfera tiene una relación de  $\delta^{13}\text{C}$  entre -5‰ y -7‰. Durante la fotosíntesis, el  $\text{CO}_2$  atmosférico es disuelto en el citoplasma con poco fraccionamiento. El  $\text{CO}_2$  acuoso es fijado a ácido fosfoglicérico-3 en una reacción catalizada por una enzima denominada **RUBISCO** (ribulosa-1,5-bifosfato carboxilasa-oxigenasa). El proceso se denomina *carboxilación*.

El isótopo de C más liviano ( $\text{C}^{12}$ ) es incorporado preferencialmente debido al menor costo energético por lo que el reservorio remanente (océano) se enriquece en el isótopo más pesado ( $\text{C}^{13}$ ). Esto hace que la relación sea mucho más baja (generalmente negativa) en el  $\text{C}_{\text{org}}$  mientras que en  $\text{C}_{\text{inorg}}$  remanente la relación es más positiva.

El 90% de las plantas utiliza este mecanismo como así también las algas y bacterias autótrofas y las plantas cultivadas. El  $\text{C}_{\text{org}}$  de organismos con este tipo de metabolismo tiene valores de  $\delta^{13}\text{C}$  de entre -20 y -30‰. El  $\text{C}_{\text{inorg}}$  remanente adquiere valores cercanos a 0‰. Así, los carbonatos marinos que precipitan en equilibrio con el agua de mar adquieren esta señal isotópica. Por esta razón, el registro de valores de  $\delta^{13}\text{C}$  cercanos a 0‰ se considera indicador de fraccionamiento global por fotosíntesis.

Evidencias isotópicas indicadoras del proceso de reducción de sulfatos por actividad microbiana han sido encontradas en un mineral denominado baritina ( $\text{SO}_4\text{Ba}$ ), en Pilbara, como así también microfósiles

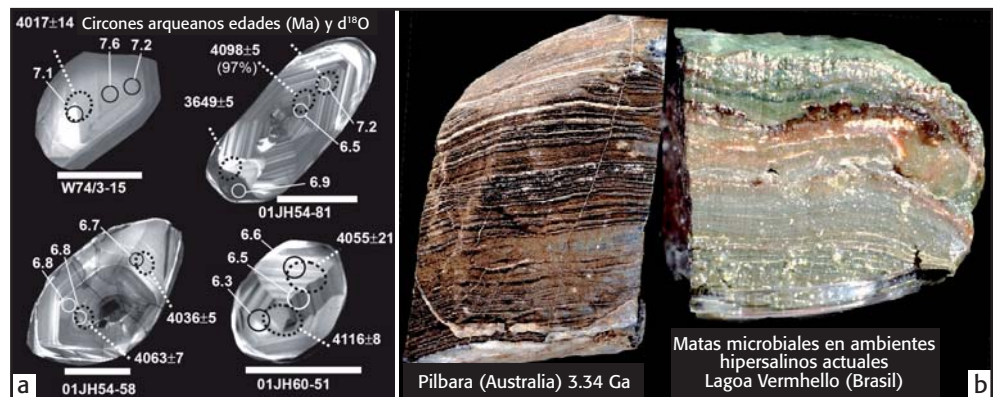
filamentosos en depósitos de sulfuros volcanogénicos de 3.2 Ga de aguas profundas. Prueban la existencia de vida de organismos microbianos **hipertemófilos**.

**Rubisco:** Gran parte de las rocas carbonáticas del arqueano tardío de Australia presentan valores de  $\delta^{13}\text{C} \sim 0\text{‰}$  y evidencian fotosíntesis oxigénica mediante la utilización de Rubisco como enzima catalizadora (**Box 3**).

En Steep Rock (Ontario, Canadá) existen sucesiones carbonáticas datadas en 3.0 Ga e interpretadas como parte de un gran arrecife carbonático con una gran diversidad organismos. Aquí, al igual que en secuencias similares de Sudáfrica (Pangola), hay gran variedad de estromatolitos de indudable origen biogénico. Estudios isotópicos señalan fraccionamiento mediado por Rubisco, lo que convierte a estas sucesiones en uno de los registros más antiguos de fotosíntesis oxigénica.

En Zimbabwe, en la región de Belingwe, afloran rocas (por ej. grupo Ngesi) de  $\sim 2.7$  Ga que representan sedimentos depositados en ambientes marinos someros, localmente ricos en carbono y azufre, con fraccionamientos isotópicos que sugieren la presencia de organismos meta-nógenos y otros procesos de metabolismos que fraccionan azufre (por ej. reducción de sulfatos y oxidación de sulfuros por actividad de bacterias). Asociados a estos depósitos se presentan estromatolitos calcáreos con  $\delta^{13}\text{C} \sim 0\text{‰}$  y con kerógeno (compuesto orgánico precursor de los hidrocarburos) con fuerte fraccionamiento isotópico; indican la selección de carbono mediante Rubisco.

Si bien el registro geológico antiguo es fragmentario, hay evidencias que muestran que la Tierra primitiva era un lugar muy dinámico. El ciclo hidrológico (y por lo tanto, los procesos de meteorización y transporte de sedimentos), la tectónica de placas (actividad volcánica y sistemas hidrotermales, generación y deformación de distintos tipos de corteza) y muchos de los principales ciclos biogeoquímicos estaban funcionando activamente. La vida era un factor importante y su presencia en las rocas puede ser determinada directamente, a través de los caracteres morfológicos preservados en las rocas (como fósiles y microfósiles), y por medio de la presencia de formas bio-construidas (ej. estromatolitos), como también indirectamente a partir de señales geoquímicas e isotópicas producto de su actividad metabólica.



**Figura 8.a:** Circones detriticos arqueanos: los números indican edades en millones de años (Ma) y valores en las relaciones de isótopos de oxígeno en partes por mil (‰). **Figura 8.b:** Estromatolitos arqueanos de Pilbara, Australia (izq.) y estromatolitos actuales de Lagoa Vermelha, Brasil (der.) (Cortesía de John W. Valley -Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Wiconsin, Madison, U.S.A.)

# La primera gran revolución: el advenimiento de la fotosíntesis y la oxigenación de la atmósfera

El primer aumento considerable en los niveles  $O_2$  en la atmósfera, desde  $\leq 0.1\%$  PAL (significa *Present Atmospheric Level*, nivel atmosférico actual) a  $\geq 10\%$  PAL, se piensa que ocurrió antes de  $\sim 2$  Ga, aunque el momento exacto y las causas que produjeron dicho avance aún son materia de debate en la comunidad científica (véase más adelante).

El **oxígeno** es un oxidante poderoso y su acumulación en la atmósfera en cantidades significativas cambió para siempre la química de la superficie terrestre. Es, además, un receptor de electrones muy utilizado en la respiración de la mayoría de los organismos existentes y utilizado en una gran variedad de procesos metabólicos. El aumento en la concentración de oxígeno incrementó dramáticamente la productividad primaria (productividad orgánica), expandiendo los dominios de la vida. Su presencia modificó para siempre la estructura de la atmósfera terrestre, formando una capa protectora contra radiaciones nocivas y respirable para organismos aeróbicos como también disminuyó la concentración de gases como el metano, modificando en parte la estructura y temperatura de la atmósfera. Las relaciones entre oxígeno, vida y química superficial son claras, y la oxigenación de la atmósfera fue un momento clave en la historia de nuestro planeta.



**Figura 9.a:** Granos detríticos de siderita producto de transporte y abrasión (Pilbara, Australia). Fuente: Rasmussen y Buick, 1999.

**Figura 9.b:** Hierros bandeados (BIF) del oeste australiano (izq.) y de la formación Isouda, Minesota, U.S.A. (der.).

## Evidencias de la oxigenación de la atmósfera a partir del registro geológico

Los argumentos comúnmente esgrimidos para determinar el momento de oxigenación de la atmósfera provienen del registro geológico, particularmente de la presencia de minerales sensibles a las condiciones redox (reducción-oxidación), como por ejemplo, uraninita ( $UO_2$ ), pirita ( $FeS_2$ ), siderita ( $FeCO_3$ ) y enigmáticos depósitos sedimentarios llamados **hierros bandeados** (BIF, *Banded Iron Formation* en inglés) (**Figura 9**). Estos minerales se oxidan fácilmente al reaccionar con oxígeno. Su presencia como granos detríticos en sedimentos fluviales bien aireados, depositados antes de 2.4-2.2 Ga indica muy bajas concentraciones de oxígeno durante el arqueano y el proterozoico tardío. Debido a que son extremadamente escasos, a partir de ese momento (**Figura 6**) se infiere un evento de oxigenación importante lla-

mado primer gran evento de oxigenación, que redujo la formación posterior de este tipo de depósitos.

Otra evidencia proviene de la geoquímica de **paleosuelos** (suelos antiguos litificados). El hierro liberado durante la meteorización química en ambientes pobres en oxígeno es fácilmente lixiviado, puesto en solución (como  $\text{Fe}^{2+}$ ) y eliminado de los horizontes del suelo; mientras que en condiciones oxidantes se produce  $\text{Fe}^{3+}$  que es insoluble e inmóvil, por lo que es mayormente retenido. Por esta razón, el empobrecimiento en Fe registrado en horizontes meteorizados más antiguos que 2.4 Ga evidencia una atmósfera pobre en oxígeno; mientras que paleosuelos posteriores a esa edad muestran mayores proporciones de este elemento mostrando una atmósfera más oxidante. Asimismo no se conocen registros de capas rojas (*red beds*, como las que se forman actualmente en ambientes continentales en atmósferas oxidantes) más antiguas que 2.2 Ga (**Figura 6**), lo que sugiere escasa oxidación previa a ese momento.

El hecho de que previo al proterozoico temprano no haya fraccionamiento significativo en isótopos de azufre (S) ha sido relacionado a la existencia de un reservorio oceánico pobre en sulfatos ( $\text{SO}_4^{2-} < 0.2$  mM). Por lo tanto, la presencia de fraccionamiento importante a partir del proterozoico temprano ha sido asociada a un incremento en la disponibilidad de sulfatos en el sistema oceánico (**Box 4**). Para concentraciones mayores de 0.05-0.2 mM, bacterias reductoras de sulfatos preferencialmente usan  $^{32}\text{S}$  en vez de  $^{34}\text{S}$  y producen sulfuros enriquecidos en  $^{32}\text{S}$ , dejando el reservorio de sulfatos del océano enriquecido en  $^{34}\text{S}$  (**Box 4**). Debido a que la fuente de sulfatos hacia el océano es la oxidación de pirita ( $\text{FeS}_2$ ) (y yeso,  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) en una atmósfera rica en oxígeno, dicho incremento en el reservorio de sulfatos muestra una atmósfera más oxidante y, por ende, un aumento en la concentración de oxígeno atmosférico.

El registro de Fraccionamiento Independiente de la Masa en isótopos de azufre (FIM-S) (**Box 4**) en rocas previas a 2.4 Ga y su ausencia en rocas posteriores a 2.1 Ga ha sido considerado como otra evidencia de una atmósfera pre-proterozoica pobre en oxígeno. La causa se debe a que ciertos isótopos de azufre son fraccionados por procesos fotoquímicos asociados a la incidencia de radiaciones UV (ultravioleta) en una atmósfera pobre en oxígeno y particularmente ozono (ya que éstos absorben los rayos UV). Por eso, una atmósfera rica en oxígeno y con una capa de ozono desarrollada impediría el paso de rayos UV (evitando el FIM-S). La ausencia de FIM-S en tiempos posteriores a 2.1 Ga es considerada producto de una significativa oxigenación de la atmósfera.

Si bien hay relativo consenso en la comunidad científica acerca de que el primer gran evento de oxigenación ocurrió aproximadamente a los 2.4-2.2 Ga, recientes investigaciones, publicadas por Hiroshi Ohmoto (del Instituto de Astrobiología de la NASA) y sus colegas en la Revista Nature, registran la ausencia de FIM-S en rocas de 2.76 y 2.9 Ga (o sea, previo a los 2.4-2.2 Ga anteriormente propuestos). Esto significaría (si es cierto que la fotólisis UV realmente es el único mecanismo que produce FIM-S) que los niveles de oxigenación de la atmósfera terrestre fluctuaron durante el arqueano (previo al primer evento de oxigenación), y que probablemente la oxigenación de la Tierra primitiva comenzó antes de lo pensado.

Las formaciones de hierro bandeado disminuyeron en abundancia durante el paleoproterozoico, para casi desaparecer luego a partir de los 1.8 Ga (**Figura 6**). Coincide con el cambio en las condiciones redox de atmósfera y océanos. Elementos trazas y tierras raras señalan una fuente hidrotermal de  $\text{Fe}^{2+}$  (hierro ferroso) que habría permanecido en solución (en condiciones reductoras), para luego ser transportado y depositado formando los BIF al precipitar como hierro férrico ( $\text{Fe}^{3+}$ ), producto de oxidación. Este evento habría ocurrido sólo si las aguas oceánicas profundas del arqueano y paleoproterozoico fuesen anóxicas. Por esta razón, la casi

## Box 4: Fraccionamiento de isótopos de azufre

**Notación:** Para el azufre (S) hay cuatro isótopos estables  $^{32}\text{S}$  (95.04%),  $^{33}\text{S}$  (0.794%),  $^{34}\text{S}$  (4.20%) y  $^{36}\text{S}$  (0.0146%) y como estándar se usa el V-CDT (Vienna Canyon Diablo Troilite).

$$\delta^{34}\text{S} = \left( \frac{(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{muestra}}}{(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{estándar}}} - 1 \right) \times 1000$$

### Fraccionamiento dependiente de la masa (FDM)

En el caso del azufre, por ej. bacterias reductoras de sulfatos producen fraccionamiento al transformar  $\text{SO}_4^{2-}$  en  $\text{H}_2\text{S}$ . En presencia de hierro (Fe) se forma pirita ( $\text{S}_2\text{Fe}$ ). Así la pirita producida, al tomar preferencialmente el isótopo de S más liviano ( $^{32}\text{S}$ ), muestra una relación de  $\delta^{34}\text{S}$  más baja respecto al reservorio de  $\text{SO}_4^{2-}$  remanente.

A equilibrio termodinámico, la distribución de isótopos de azufre está gobernada por las diferencias relativas de masa. Esto conduce a variaciones en los isótopos de azufre que se aproximan a:

$$\delta^{33}\text{S} \sim 1/2 \times \delta^{34}\text{S} \text{ y } \delta^{36}\text{S} \sim 2 \times \delta^{34}\text{S}$$

En realidad  $1/2$  y  $2$  son aproximaciones, los valores teóricos son 0.515 y 1.91 respectivamente.

Estas relaciones dependientes de la masa se mantienen además para algunos procesos que no ocurren en equilibrio. Sin embargo fraccionamientos que se alejan de estas expectativas teóricas han sido registrados en algunas de las rocas más antiguas del planeta, en horizontes volcánicos, en testigos de hielo y en aerosoles modernos. Esto se conoce como Fraccionamiento independiente de la masa.

### Fraccionamiento independiente de la masa (FIM)

Producido por procesos de fraccionamiento que no obedecen las leyes de fraccionamiento de masas y producen (en el caso del S) composiciones isotópicas con:

$$\Delta^{33}\text{S} (= \delta^{33}\text{S} - 1000 \left( (1 + \delta^{34}\text{S}/1000)^{0.515} - 1 \right)) \text{ y } \Delta^{36}\text{S} (= \delta^{36}\text{S} - 1000 \left( (1 + \delta^{34}\text{S}/1000)^{1.91} - 1 \right))$$

diferentes a cero.

Como puede verse en la figura de la derecha, los valores de  $\Delta^{33}\text{S}$  que se alejan de cero solo han sido registrados en rocas más antiguas que 2 Ga. Esto es interpretado como fraccionamiento producto de la fotólisis de  $\text{SO}_2$  y SO por radiación UV de longitud de onda = 193 nm en una atmósfera pobre en oxígeno y ozono (ej.  $\text{SO}_2 + h\nu = \text{SO} + \text{O}$  y  $\text{SO} + h\nu = \text{S} + \text{O}$ ).

**Fotólisis** se refiere a la disociación de moléculas por reacción con fotones de luz (representado por  $h\nu$ ).

Debido a que el  $\text{O}_2$  y particularmente  $\text{O}_3$  (ozono) absorben las radiaciones UV menores a 300 nm y constituyen un escudo contra las mismas, el registro de FIM en isótopos de S (FIM-S) se considera como evidencia de que la atmósfera previa a 2 Ga era pobre en oxígeno y ozono.

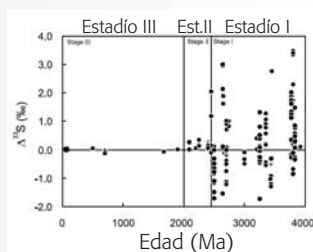


Figura tomada de Farquhar y Wing (2003)

completa desaparición de BIF en el registro geológico a partir de los 1.8 Ga ha sido explicada como producto del pasaje de un océano profundo anóxico a uno oxigenado. La oxigenación del océano a los 1.8 Ga produciría  $\text{Fe}^{3+}$ , que se hidroliza fácilmente y forma hidróxidos de Fe insolubles, removiendo el Fe del sistema oceánico y evitando la formación de BIF. Donald Canfield (del Instituto de Biología de la Universidad del Sur de Dinamarca) propuso una hipótesis alternativa: el océano profundo habría permanecido anóxico, incluso luego del primer evento de oxigenación a los 2.4-2.2 Ga, y la existencia de abundante  $\text{H}_2\text{S}$  (sulfuro de hidrógeno) en el océano profundo (o sea condiciones euxínicas, **Figura 6**), habría sido la causa de la remoción del hierro en solución evitando la formación de BIF (cf. *Revista Nature*, diciembre 1998, nº 396:450-453). Esta hipótesis implica que el primer evento de oxigenación produjo suficiente oxígeno para influenciar el comportamiento de especies químicas sensibles a las condiciones *redox*, pero no lo necesariamente alto para crear condicio-

nes aeróbicas en el océano profundo. Durante este lapso de tiempo, los niveles de sulfatos en el océano se incrementaron, estimulando la actividad de bacterias reductoras de sulfatos y generando suficiente  $H_2S$  para remover el hierro ferroso ( $Fe^{2+}$ ) como sulfuros de hierro (particularmente pirita); se evita entonces la formación de los BIF (luego de 1.8 Ga). Según este modelo, aguas profundas aeróbicas no se habrían desarrollado sino hasta el neoproterozoico (1-0.54 Ga), a causa de un segundo gran evento de oxigenación (Figura 6).

## La estructura actual de la vida

Si bien la diversidad de formas de vida que hoy existe en la Tierra es evidente, los principios que controlan el funcionamiento de las células son comunes a todos los organismos: todos obtienen energía a través de la oxidación de compuestos, todos contienen ácidos nucleicos como el ARN (ácido ribonucleico)

El ADN, en particular, es la molécula donde se encuentra codificada la información que programa todas las actividades de la célula. El ADN también dirige la síntesis de ARN y, a través de éste, controla la síntesis de proteínas.

y/o ADN (ácido desoxirribonucleico), vitales en la síntesis de proteínas y en la replicación, y todas usan ATP (adenosinatrifosfato) en las transferencias de energía dentro de la célula. El hecho que todos los organismos, desde los más simples a los más complejos, compartan estas características básicas ha llevado a la idea de que evolucionaron a partir de un ancestro común.

Uno de los esquemas más comunes para clasificar la vida ha sido basado en el estudio de las relaciones filogenéticas entre los organismos (la filogenia hace referencia a la historia evolutiva de una especie o grupo de especies), particularmente a través del análisis de las secuencias filogenéticas de ARN ribosómico (forma parte de los ribosomas donde se produce la síntesis de proteínas). De esta manera, el árbol filogenético básicamente se divide en tres dominios: Arquea, Bacteria y Eukarya, estando los dos primeros constituidos por organismos procariontes y el último por eucariontes. Las

Eucariontes y procariontes se diferencian en que los primeros poseen el ADN contenido dentro de un núcleo celular bien diferenciado (organizado en cromosomas), y en los segundos el ADN se encuentra "disperso" en regiones denominadas nucleoides dentro del citoplasma celular (una solución proteínica).

células eucariontes contienen una serie de organelos (estructuras intracelulares) que los procariontes no poseen. Estos incluyen mitocondrias (donde la energía es generada por la oxidación de carbohidratos), los cloroplastos (en plantas y algas) donde la fotosíntesis tiene lugar y el aparato de Golgi (que participa en la modificación de proteínas), entre otros. Algunos de estos organelos, como las mitocondrias y cloroplastos, tienen su propio ADN que presenta afinidades con el que poseen los procariontes. Por ejemplo, los cloroplastos se consideran descendientes de cianobacterias (procariontes autótrofos fotosintéticos, o sea que sintetizan los compuestos orgánicos para su metabolismo mediante fotosíntesis) y las mitocondrias, de organismos heterótrofos aeróbicos (utilizan los compuestos orgánicos sintetizados por otros organismos). Por esta razón, se cree que estos organelos evolucionaron a partir de células

procariontes y que fueron luego incorporadas dentro de otras células, viviendo simbióticamente y produciendo las células eucariontes (la teoría sobre el origen de los eucariontes por endosimbiosis fue propuesta en 1981 por Lynn Margulis, de la Universidad de Massachussets).

## El origen de la vida

La vida desarrollada durante el arqueano fue esencialmente microbiana y, al parecer, utilizó los mismos ciclos biogeoquímicos usados actualmente (basados en C, P, N, S, O, H, etc). La biosfera primitiva, al

igual que la de hoy, se basaba en la posibilidad de reciclar materiales entre los reservorios reducidos (que puede ceder electrones) y oxidados (que puede aceptar electrones) existentes entre los sistemas océano/atmósfera y la Tierra sólida, explotando los contrastes redox (reducción-oxidación) para obtener la energía necesaria para los procesos vitales.

El origen de la vida puede ser dividido en distintos estadios:

- Una época pre-biótica, donde se produjo la síntesis abiótica de compuestos orgánicos.
- La transición hacia una bioquímica primitiva, donde agregados de moléculas orgánicas producidas abióticamente se rodearon de una especie de membrana, conformando lo que se conoce como protobiontes, y que presentaban algunas funciones similares a las de los organismos vivos (reproducción simple y cierta actividad metabólica).
- La evolución hacia una bioquímica de moléculas auto-replicantes, donde moléculas de ARN, portadoras de material genético, fueron capaces de replicarse y almacenar información sobre los protobiontes que las portaban (etapa conocida como mundo de ARN).
- Por último, el pasaje hacia una bioquímica moderna controlada por el ADN (mundo de ADN), típica de los organismos actuales.

Hay varias teorías sobre cómo ocurrió la transición desde compuestos orgánicos abióticos hacia moléculas auto-replicables capaces de evolucionar, mediante selección natural, hacia moléculas de eficiencia y complejidad crecientes; la discusión aún continúa en la comunidad científica.

Mediante el **volcanismo**, el manto hadeano/arqueano se comunicaba con el sistema océano/atmósfera y la vida primitiva aprovechó el contraste termodinámico entre estos dos reservorios para su existencia.

La **teoría de la sopa pre-biótica**, donde compuestos orgánicos derivados de diversas fuentes (terrestres y posiblemente extra-terrestres) se acumularon y concentraron en el océano primigenio y, mediante un proceso de polimerización, se produjeron macromoléculas de complejidad creciente adquiriendo algunas de ellas la capacidad de catalizar reacciones de auto-replicación. Estas primeras moléculas auto-replicantes comenzaron un proceso evolutivo que condujo al mundo del ARN y luego al mundo de ADN, ya con las características propias de la bioquímica moderna.

La **teoría metabolista** postula que la vida en sus inicios estuvo constituida por una cadena de reacciones químicas auto-catalizadas que involucraba compuestos de azufre, aunque sin requerimientos de información genética y asociadas a sistemas hidrotermales. Luego de una serie de reacciones asociadas a estos compuestos sulfurados se desarrollaron moléculas de ARN e incluso células primitivas surgiendo así la capacidad de transferencia de información genética.

Uno de los experimentos más conocidos en el mundo de la biología fue el realizado por Stanley L. Miller y Harold Urey, en 1953, quienes demostraron que bio-moléculas esenciales para la vida (ej. aminoácidos) podían ser sintetizadas simulando condiciones que probablemente existieron en la atmósfera primitiva, como ser la presencia de gases reducidos como hidrógeno, metano, amoníaco ( $H_2$ ,  $CH_4$  y  $NH_3$  respectivamente) y agua ( $H_2O$ ), y sometidos a descargas eléctricas. Algunos de los compuestos formados fueron cianuro de hidrógeno (HCN), aldehídos y cetonas. Si bien muchos científicos dudan que la atmós-

fera primitiva haya tenido la composición altamente reducida propuesta por Miller y Urey en su experimento, localmente tales condiciones habrían sido posibles, particularmente en regiones volcánicas submarinas tan comunes en la Tierra primitiva.

Se supone que el último ancestro común fue un organismo procarionte, probablemente hipertermófilo (que puede soportar temperaturas elevadas) viviendo a temperaturas mayores a 85°C muy próximos a sistemas hidrotermales. La vida pre-fotosintética habría aprovechado los contrastes termodinámicos allí

El ARN es inestable a altas temperaturas, lo que sugiere que los primeros organismos fueron mesófilos y luego desarrollaron mecanismos bioquímicos más sofisticados (como tienen los hipertermófilos actuales) para sobrevivir a altas temperaturas.

generados para su metabolismo. La presencia de metales (como Fe y Cu) en enzimas esenciales para la vida es consistente con esta idea. Sin embargo, algunos sugieren que estos ambientes eran demasiado hostiles para la vida primitiva y que los primeros procariontes se dieron en ambientes más amigables, en condiciones mesófilas (quizás a temperaturas de unos 40°C), y luego las bacterias y archeobacterias evolucionaron y se expandieron hacia ambientes hipertermófilos que son termodinámicamente más ventajosos.

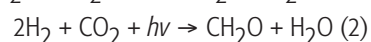
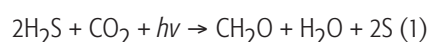
## Efecto de la aparición de la vida en la atmósfera primitiva

Organismos metanógenos (producen el gas metano, CH<sub>4</sub>, en condiciones anaeróbicas) habrían sido uno de los principales en explotar la energía química provista por las transformaciones redox, aprovechando la coexistencia de gases oxidantes y reductores en la atmósfera primitiva. Los metanógenos son organismos anaeróbicos con una fuerte tendencia hacia la termofilia, lo que revela un origen antiguo asociado a sistemas hidrotermales. Remanentes de moléculas orgánicas e isótopos de carbono parecen mostrar que los metanógenos estuvieron presentes en el arqueano. Combinan H<sub>2</sub> y CO<sub>2</sub> para generar metano (CH<sub>4</sub>) mediante la reacción: 4H<sub>2</sub> + CO<sub>2</sub> → CH<sub>4</sub> + 2H<sub>2</sub>O.

**Metanógenos y Atmósfera:** Algunos modelos postulan que los metanógenos serían uno de los primeros organismos que se habrían generado, explotando la materia y energía aportada por fuentes hidrotermales en un océano y atmósfera anaeróbicos. Asimismo, habrían originado cantidades considerables de metano que, mediante el efecto invernadero (**Box 1**), habría mantenido la temperatura atmosférica lo suficientemente alta para mantener el agua en estado líquido.

Una de las teorías más aceptadas acerca de la aparición de la fotosíntesis es que ciertos organismos primitivos que explotaban disequilibrios químicos locales comenzaron a utilizar (de manera accidental y como proceso metabólico secundario) ciertos pigmentos que absorben fotones de luz, conduciendo a una pre-adaptación que permitió a estas células explotar la luz como una fuente adicional de energía durante la **fotosíntesis anoxigénica** (que no genera oxígeno), utilizando H<sub>2</sub>S, S, S<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>-2</sup> y H<sub>2</sub> como donantes de electrones (en vez de agua, como en el caso de la fotosíntesis oxigénica). Posteriormente se habría pasado a una completa dependencia del proceso de fotosíntesis.

La fotosíntesis anoxigénica habría afectado la concentración de H<sub>2</sub> y CH<sub>4</sub> (**Figura 10**). Este proceso no libera O<sub>2</sub>, sino compuestos de azufre o agua según las siguientes reacciones:



$h\nu$  representa un fotón de luz ya que la fotosíntesis utiliza luz solar como fuente de energía ( $h$  = constante de Planck,  $\nu$  = frecuencia de la partícula)



La aparición de fotosíntesis anoxigénica (quizás antes de 3.5 Ga) habría disminuido los niveles de  $H_2$  (ver reacción 2), incluso quizás más que la aparición de metanógenos. La **fermentación** (degradación parcial de azúcares sin empleo de oxígeno) de la materia orgánica generada produciría mayores concentraciones de metano mediante la reacción:  $2CH_2O \rightarrow CH_4 + CO_2$ .

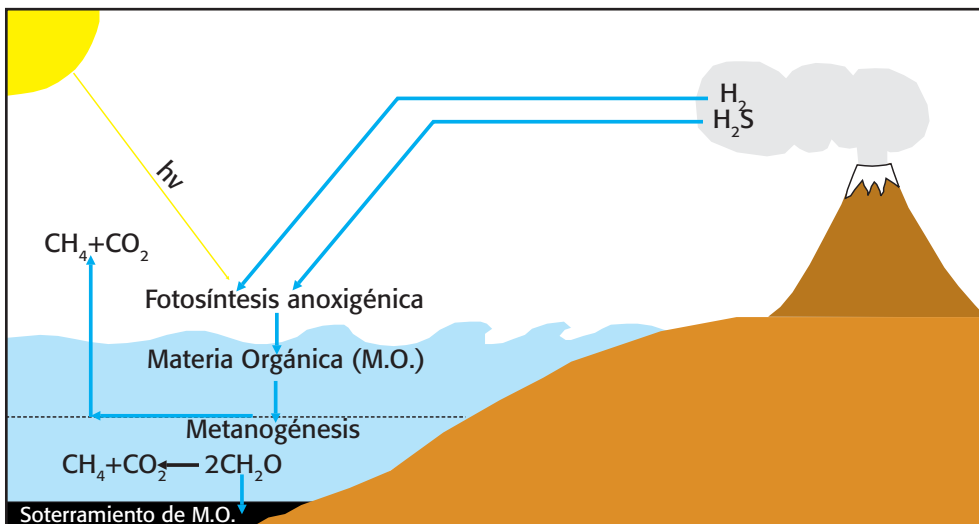


Figura 10: Atmósfera primitiva antes de la fotosíntesis oxigénica. (Cortesía de David Catling, Departamento de Ciencias Atmosféricas y Programa de Astrobiología, Universidad de Washington, (U.S.A.).

La **fotosíntesis oxigénica** habría expandido los dominios de la vida primitiva, ya que no depende de la presencia de fuentes geotermales (volcánicas) y de gases reductores para reducir  $CO_2$  y transformarlo en materia orgánica. Este proceso utiliza agua ( $H_2O$ ),  $CO_2$  y fotones de luz para sintetizar compuestos orgánicos, libera  $O_2$  como subproducto (con la consecuente oxigenación de la atmósfera), por lo que fue una de las innovaciones metabólicas que mayor efecto tuvo en la historia de la Tierra.

Como se mencionó, el  $O_2$  es el resultado de la fotosíntesis oxigénica y este proceso metabólico se originó a partir de los ancestros de las cianobacterias (organismos foto-autótrofos productores de oxígeno) y, por lo tanto, su aparición fue fundamental en la oxigenación de la atmósfera terrestre.

Si la hipótesis de que la actividad de organismos metanógenos mantenía cantidades considerables de metano en la atmósfera primitiva es correcta, un ascenso en la proporción de  $O_2$  produciría la rápida destrucción del metano, a causa de que  $O_2$  y  $CH_4$  se aniquilan mutuamente. Por lo tanto, la principal consecuencia de la oxigenación de la atmósfera primitiva sería que, debido a que gran parte del agua terrestre se mantenía en estado líquido mediante el efecto invernadero generado por el metano, la destrucción del mismo reduciría dicho efecto y produciría una disminución de la temperatura global. De esta manera se podría explicar la glaciación global del paleoproterozoico de 2.4 Ga de edad, llamada **Tierra como bola de nieve** (ver sección siguiente). Sin embargo, los mecanismos que condujeron a glaciaciones globales como la del paleoproterozoico aún permanecen en discusión en la comunidad científica, sobre todo lo referido a la identificación de los principales gases de efecto invernadero, si eran dióxido de carbono o metano los que se encontraban en concentraciones significativas en la atmósfera primitiva.

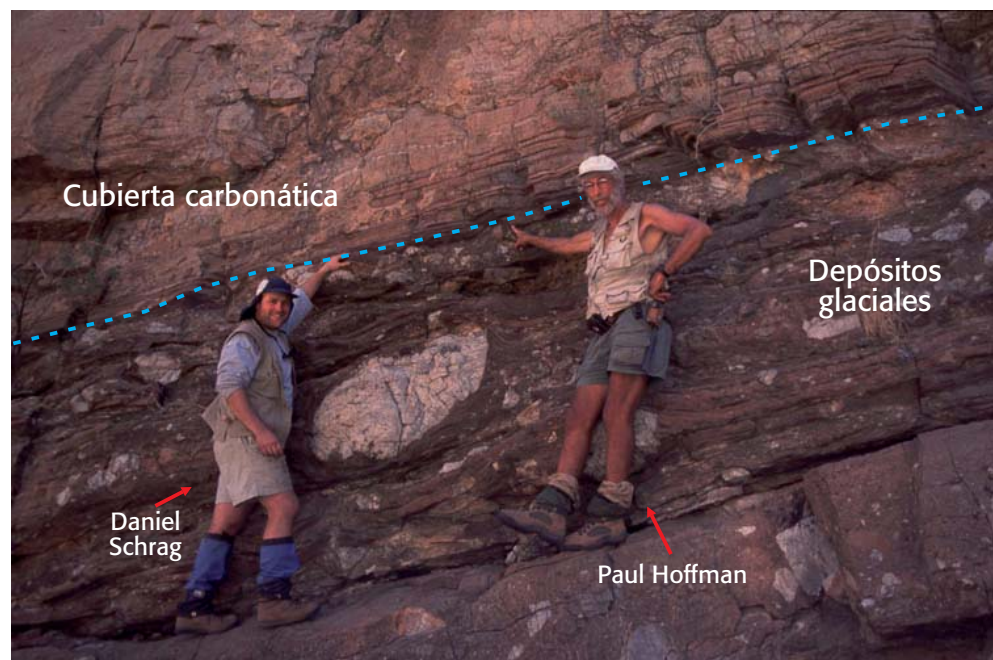
## La Tierra como bola de nieve

La primera evidencia de que glaciaciones globales habían ocurrido en el pasado distante viene de rocas del neoproterozoico tardío, de la formación Elatina en Flinders Ranges (sur de Australia), conformada por rocas sedimentarias de origen glacial depositadas en un ambiente marino somero. Lo llamativo de estos depósitos es que, según estudios paleomagnéticos, en el momento de su depositación se encontraban en bajas latitudes (próximas a la región ecuatorial). Posteriormente, se documentaron gran cantidad de depósitos neoproterozoicos (entre 0.73-0.58 Ga.) y paleoproterozoicos (2.45-2.22 Ga) de origen glacial en distintas partes del mundo y se habrían formado a latitudes similares, generalmente a menos de 10° del ecuador. Otro aspecto llamativo es que a veces estos depósitos glaciales eran sucedidos de manera abrupta por carbonatos sedimentarios de origen marino y típicos de regiones tropicales, conocidos como cubiertas carbonáticas (cap carbonates en inglés). Estos carbonatos se caracterizan por presentar estructuras sedimentarias y precipitados químicos inusuales, no registrados posteriormente durante el fanerozoico, y que señalan que durante el proterozoico la química oceánica y atmosférica fue muy diferente.

La **teoría de la Tierra como bola de nieve** (*Snowball Earth* en inglés) fue inicialmente propuesta para explicar las glaciaciones globales neoproterozoicas y postula que se dieron condiciones favorables para el desarrollo de glaciaciones globales, gracias al predominio de masas continentales en latitudes medias y bajas. Esto aumentó el albedo de la Tierra en estas regiones subtropicales, donde las nubes son menos importantes. El descenso del nivel del mar, producto de la glaciación, habría aumentado aún más el albedo al dejar expuestas zonas continentales. La presencia de masas continentales en regiones tropicales habría, además, incrementado la

En ciertos momentos de su historia, la Tierra sufrió severas crisis climáticas que condujeron a cambios importantes en la distribución global de temperaturas, lo que produjo glaciaciones globales que la cubrieron completamente.

El albedo del agua de mar, tierra sin vegetación y hielo marino es 0.1, 0.3 y 0.6 respectivamente.



**Figura 11:** Depósitos glaciales cubiertos por carbonatos sedimentarios, Namibia, África.  
(Cortesía de Daniel Schrag, Departamento de Ciencias Planetarias y de la Tierra, Universidad de Harvard)

tasa de meteorización de silicatos consumiendo así mayor cantidad de CO<sub>2</sub>, lo que disminuiría aún más la temperatura global. Estos efectos combinados habrían producido el crecimiento de casquetes de hielo y una consecuente retroalimentación positiva (positive feedback), pues aumenta aún más el albedo terrestre y, por lo tanto, contribuye a disminuir la temperatura global. Según modelos climáticos, si la mitad de la superficie terrestre estuviese cubierta de hielo, la retroalimentación positiva por aumento del albedo se vuelve imparable; lo que conduce a glaciaciones globales incluso en áreas tropicales.

A pesar de que este proceso parece irreversible, la proporción de CO<sub>2</sub> en la atmósfera y océanos se habría incrementado rápidamente a causa de la actividad volcánica, pues el ciclo hidrológico y la meteorización de silicatos (que consume CO<sub>2</sub>) como así también el consumo de CO<sub>2</sub> por fotosíntesis, habrían prácticamente cesado, ya que la mayor parte de la Tierra se encontraba bajo un casquete de hielo. Este aumento en la pCO<sub>2</sub> en la atmósfera habría conducido al inusual calentamiento por efecto de gas invernadero lo que, superando un umbral crítico, habría revertido el proceso de enfriamiento global, y llevado a un período de deglaciación. Si se suponen tasas de liberación de CO<sub>2</sub> como las actuales, el tiempo necesario para alcanzar los 0.12 bares de pCO<sub>2</sub> requeridos para fundir los glaciares ecuatoriales (asumiendo un albedo de 0.6) sería de unos pocos millones de años.

La presencia de depósitos carbonáticos cubriendo de manera abrupta depósitos glaciales (**Figura 11**) implica un cambio climático significativo, desde el estadio glacial hacia uno de mejoramiento climático. El influjo de aguas de alta alcalinidad, producto de meteorización durante la etapa postglacial, habría sido uno de los mecanismos posibles para la formación de estos depósitos carbonáticos. Este hecho fue necesario para mantener la sobresaturación de carbonatos en el océano, dada la alta pCO<sub>2</sub> atmosférica indispensable para revertir el episodio glacial global.

## ¿El pasado puede ser la llave del futuro?

Desde sus inicios la Tierra tuvo un origen accidentado; de hecho su creación estuvo asociada a la agregación de planetesimales a partir de colisiones colosales. Luego de la etapa de agregación, la Tierra comenzó a segregarse en sus partes constituyentes (núcleo, corteza y manto), que empezaron a interactuar de una manera extremadamente precisa, como un mecanismo de relojería. La vida microbiana apareció poco después de la formación y consolidación de nuestro planeta. La tectónica de placas, impulsada por la energía endógena adquirida por el decaimiento radiactivo y por el calor remanente de la etapa de acreción, comenzó su lento y persistente accionar en el transcurso de la historia de la Tierra. Esto evitó el estatismo que hubiera conducido a la muerte del planeta, manteniendo la constante comunicación e intercambio de materia y energía entre el sistema atmósfera/océano y el interior de la Tierra. Las regiones termodinámicamente más favorables, donde estos reservorios se comunicaban, fueron explotadas por la vida primitiva, y obtuvieron la energía necesaria para sus procesos metabólicos, a partir de los contrastes redox allí presentes. A medida que la complejidad e importancia de la biosfera primitiva crecía, la vida comenzó a modificar el planeta y su atmósfera a su antojo, expandió sus dominios y colonizó cada uno de los nichos ecológicos disponibles. Los primeros organismos que inicialmente se encontraban confinados a regiones muy localizadas, como por ejemplo sistemas hidrotermales submarinos, pudieron dejar de depender de fuentes localizadas de energía (vulcanismo) y extender sus dominios gracias a innovaciones propias (por ejemplo, la fotosíntesis). La aparición de la fotosíntesis oxigénica jugó un rol fundamental en

---

la estructuración de la atmósfera terrestre que, a su vez, modificó para siempre la química superficial como así también la biosfera. El oxígeno fue gradualmente liberado a la atmósfera y gran parte del dióxido de carbono fue "encerrado" en rocas y minerales, lo que permitió que su concentración en la atmósfera se mantuviera en niveles aceptables para la vida. Crisis climáticas como los episodios de glaciación global fueron también probablemente una consecuencia de estos cambios en la composición de la atmósfera, y produjeron eventos de extinción y radiación de diferentes organismos con un gran impacto en la biomasa y la biodiversidad. Así geología, vida y clima se interrelacionan en un complejo juego de cambios y adaptación en la búsqueda de un equilibrio que nunca se alcanza.

Si bien sabemos que nuestro tránsito por la Tierra como especie animal no ha pasado inadvertido y tenemos indicios de cómo podemos llegar a influir en nuestro planeta (un buen ejemplo es el notable incremento de gases de efecto invernadero desde inicios de la era industrial y su relación con el calentamiento global), poco se conoce aún sobre los efectos acumulativos que a largo plazo podemos producir. Las escalas de tiempo que manejamos de manera cotidiana (días, años, siglos) están muy alejadas de las escalas de tiempo bajo las cuales ocurren muchos de los procesos que realmente tienen impacto en nuestro planeta y en ocasiones son difíciles de imaginar. El conocimiento de la Tierra como un sistema dinámico necesita del estudio del planeta desde sus orígenes en adelante. Comprender cómo han evolucionado a través del tiempo los procesos geológicos, físicos, químicos y biogeoquímicos inducidos por las fuerzas internas y externas al planeta, que mantienen este sistema en movimiento controlando su evolución, nos permitirán proyectarnos en el tiempo y, quizás, respondernos algunas de las preguntas fundamentales: ¿hacia dónde vamos?, ¿cuál es nuestro destino como especie? O quizás nos sirva de ayuda en cuestiones menos filosóficas, como encontrar soluciones a los problemas ambientales que la influencia antrópica está generando en el planeta.

El registro geológico nos muestra que la Tierra no siempre fue tal cual la conocemos. Muchos de los procesos biogeoquímicos que actúan hoy en la Tierra lo hicieron de maneras muy diferentes en el pasado distante. La afirmación tan común, "El presente es la llave del pasado", que en geología da bases al actualismo y uniformismo, no siempre se cumple. Comprender cómo estos procesos se iniciaron y evolucionaron nos permitirán ver hacia adelante y comprender que "El pasado también es la llave del futuro".

---

# Bibliografía

---

- Anbar, A. D. y Knoll, A. H., 2002. "Proterozoic ocean chemistry and evolution: A bioinorganic bridge". *Science*, Vol. 297, p. 1137-1142.
- Bada, J. L., 2004. "How life began on Earth: a status report". *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 226, p. 1-15.
- Bryson, B., 2007. *Una breve historia de casi todo*. Editorial del Nuevo Extremo. 626 p.
- Canfield, D. E., 1998. "A new model for Proterozoic ocean chemistry". *Nature*, Vol. 396, p. 450-453.
- Canfield, D. E., 2005. "The early history of atmospheric oxygen: Homage to Robert M. Garrels". *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, Vol. 33, p. 1-36.
- Campbell, N.A., y Reece, J.B., 2007. *Biología*, 7ª Edición. Editorial Médica Panamericana. 1229 páginas.
- Catling, D. C. y Claire, M. W., 2005. "How Earth evolved to an oxic state: A status report". *Earth and Planetary Science Letters*, N° 273, p. 1-20.
- Farquhar, J. y Wing, B. A., 2003. "Multiple sulfur isotopes and the evolution of the atmosphere". *Earth and Planetary Science Letters*, N° 213, p. 1-13.
- Gómez, F. J. y Astini R. A., 2006. "Sedimentología y paleoambientes de la Formación La Laja, Quebrada La Laja, Sierra Chica de Zonda, San Juan". *Revista Geológica de Chile*, 33(1):19-46.
- Gómez, F. J., N. Ogle, , R. A. Astini y R. M. Kalin, 2007. "Paleoenvironmental and carbo-oxygen isotope record of Middle Cambrian carbonates (La Laja Formation) in the Argentine Precordillera". *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 77, p. 826-842.
- Grotzinger, J. P. y Knoll, A.H., 1999. "Stromatolites in Precambrian carbonates: Evolutionary mileposts or environmental dipsticks?". *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, N°27, p. 313-358.
- Grotzinger, J., T. H. Jordan, F. Press, y R. Siever, 2007. *Understanding Earth*. W. H. Freeman and Company, New York, Fifth Edition, 620 p.
- Hoffman, P.F. y Schrag, D.P., 2002. "The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global changes". *Terra Nova*, Vol. 14, N° 3, p. 129-155.
- Kasting, J.F. y Catling, D., 2003. "Evolution of a habitable planet". *Annual Reviews of Astronomy and Astrophysics*, Vol. 41, p. 429-463.
- Nisbet, E. G. y Fowler, C. M. R., 2003. "The early history of life". En *Treatise on Geochemistry*, Vol. 8: *Biogeochemistry*, p. 1-39.
- Sagan, C. y Druyan, A., 1993. *Sombras de antepasados olvidados: Una búsqueda de quienes somos*. Editorial Planeta, 528 p.
- Sánchez, T. M., 2007. *La historia de la vida en pocas palabras*. Editorial Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 203 p.
- Tarback, E. J. y Lutgens F. K., 2005. *Ciencias de la Tierra: Una Introducción a la Geología Física*. Pearson Prentice Hall, 8ª edición, 736 p.
- Ohmoto, H. , Y. Watanabe, I. Hiroaki, S. R. Poulson y B. Taylor, 2006. "Sulfur isotope evidence for an oxic Archean atmosphere". *Nature*, Vol. 442, N° 24, p. 908-911.
- Rasmussen, B. y Buick, R., 1999. "Redox state of the Archean atmosphere. Evidence from detrital heavy minerals in ca. 3250-2750 Ms sandstones from the Pilbara craton, Australia". *Geology*, Vol. 27, N°2, p. 115-118.

# Índice

<b>Introducción</b>	<b>1</b>
<b>El origen del universo y nuestro sistema solar</b>	<b>2</b>
¿Cuándo y cómo se originó el universo?	3
¿Cómo surgieron los planetas?	3
Y la luna, ¿cómo se formó?	3
<b>La estructura de la Tierra</b>	<b>4</b>
La estructura externa e interna de la Tierra	4
La teoría de la Tectónica de Placas. ¿Cómo funciona la Tierra?	5
La receta del día: Cómo hacer un planeta habitable	7
El agua líquida	7
El ciclo del carbono	9
La órbita terrestre	10
Los océanos y la atmósfera	10
<b>El tiempo geológico y la edad de la Tierra</b>	<b>11</b>
Los circones: Pequeñas cápsulas del tiempo	11
El registro hadeano (4.56- 4Ga)	12
El registro arqueano (4- 2.5Ga)	14
<b>La primera gran revolución: el advenimiento de la fotosíntesis y la oxigenación de la atmósfera</b>	<b>17</b>
Evidencias de la oxigenación de la atmósfera a partir del registro geológico	17
La estructura actual de la vida	20
El origen de la vida	20
<b>Efecto de la aparición de la vida en la atmósfera primitiva</b>	<b>24</b>
La tierra como bola de nieve	23
¿El pasado puede ser la llave del futuro?	25
<b>Bibliografía</b>	<b>28</b>

## **Trabajos seleccionados en la Convocatoria 2007**

**Características de una alimentación nutritiva y saludable.**

**Lactancia Materna: lo mejor para comenzar.**

L. Pascual de Unia, M. Chesta, J. Daroni, Ma. Alejandra Carreón, A. Eynard

**Terremotos: Nuestro planeta vibra bajo el poder de su energía.**

G. Sagripanti, A. Bettioli, C. Seitz

**La Tierra primitiva y su transformación en un planeta habitable,  
evidencias del registro geológico (rocas y minerales).**

F. Gómez

**Vacunas: un mundo en el maravilloso universo del sistema inmune.**

I. Novak

**Daño cerebral provocado por alcohol: una revisión de estudios en seres humanos  
y en animales de experimentación.**

F. Manzini, C. Bender

**Algunos mitos y verdades de la Energía Nuclear:  
sus usos en beneficio de la gente.**

A. Maiztegui, C. Gho

---

## LA CIENCIA EN LA ESCUELA

El uso de los descubrimientos científicos y tecnológicos pueden afectar, positiva o negativamente, al bienestar y al desarrollo de la sociedad.

Nos encontramos ante la paradoja de una sociedad cada vez más tecnificada y con una mayor dependencia científica y, al mismo tiempo, escasamente informada en estas disciplinas.

Si la ciencia y la tecnología están cada vez más presentes en nuestras vidas, la comprensión de este fenómeno por parte de toda la sociedad se considera como uno de los valores intrínsecos de la democracia.

La ciencia es de todos, y para lograr su apropiación la escuela desempeña un rol fundamental. Docentes y directivos se cuestionan constantemente sobre la correspondencia entre el conocimiento científico y el conocimiento que se enseña en la escuela.

Al mismo tiempo, desde los ámbitos de investigación se evidencia la necesidad de transmitir el conocimiento producido a la sociedad.

Para que la ciencia llegue a la escuela, este conocimiento necesita ser adaptado para su difusión y enseñanza, es decir, que el conocimiento científico se convierta a través de sucesivas simplificaciones en conocimiento escolar, adecuado para alumnos de diferentes edades y desarrollo intelectual.

CORDOBENSIS pretende conducir este esfuerzo de transposición didáctica, y convertirse así en un instrumento de divulgación científica que permita llevar aquellos conocimientos generados por los investigadores cordobeses a todas las escuelas de nuestra provincia.



Gobierno de Córdoba  
Ministerio de Educación

CEDEPAP  
CENTRO DE DESARROLLO  
DE PROYECTOS AVANZADOS



AGENCIA  
CORDOBA  
CIENCIA  
S.E.