

ARQUEOZOICO - PROTEROZOICO (PRECAMBRICO)

El tiempo transcurrido desde el momento que se originó la Tierra hasta la iniciación del Fanerozoico, incluye a los Eones Arqueozoico y Proterozoico. Este lapso de la historia terrestre equivale aproximadamente al 87% de la edad del planeta y representa casi 8 veces la duración del fanerozoico.

El término Precámbrico con el que frecuentemente se acostumbraba designar a esta extensa etapa prefanerozoica aún es considerado útil aunque carente del valor formal de una categoría.

El estudio de las rocas arqueozoicas y proterozoicas proporciona una valiosa información sobre los estados iniciales de la formación de la tierra, el origen de su atmósfera e hidrósfera y las características de los organismos más primitivos que la habitaron.

DIVISION

En los últimos años, las investigaciones de los terrenos prefanerozoicos se incrementaron notablemente, aunque no lo suficiente como para permitir elaborar una división estratigráfica de los mismos que tenga aceptación mundial. La individualización de grandes ciclos orogénicos y de las principales etapas por las que ha transitado la evolución orgánica, cumplimentado con las dataciones radimétricas, fundamentan las metodologías más utilizadas en la elaboración de las divisiones propuestas (Figura 1).

La iniciación del Eón Arqueozoico o Arqueano se remonta al momento del origen de la Tierra y, por consiguiente, del sistema solar, acontecimiento ocurrido hace unos 4.600 millones de años, mientras que el Eonotema correspondiente se inicia con las rocas más antiguas conocidas, cuyas edades oscilan entre los 3.800 m.a. por consiguiente, se carece de documentación geológica de los primeros 800 m.a. de la historia terrestre, lapso para el cual se han propuesto denominaciones tales como Priscoano y Hadeano.

El Arqueozoico habría terminado hace unos 2.500 m.a., cuando la corteza terrestre experimentó importantes transformaciones.

El Proterozoico contiene mucha información sobre la evolución de la vida y los procesos físicos que condujeron a la consolidación de la corteza terrestre. En muchos lugares estos tiempos finalizaron con intensos movimientos orogénicos que originaron marcadas discordancias angulares con los cámbricos suprayacentes, pero en otras áreas, como Marruecos, Namibia, Siberia, SE de China, Australia, América del Norte, etc., se conocen secuencias sedimentarias proterozoico-cámbricas aparentemente ininterrumpidas, en la que resulta casi imposible determinar con precisión el límite entre las rocas de ambas edades.

En Meishuncun, SE de la China, se ha propuesto como estratotipo de dicho límite a un nivel donde ocurre una marcada diversificación de los organismos con conchillas pequeñas, aunque también se lo ha hecho coincidir con un horizonte en la base de la Formación Quiangzhusian, donde se pasa abruptamente de depósitos carbonático-fosfáticos a arcillitas y silstias y que además, muestra una aparente anomalía de iridio y un cambio importante del ^{13}C hacia valores negativos.

También se han propuesto otras localidades como tipos de este límite, en la Plataforma Siberiana, América del Norte y Norte de África.

Los estromatolitos (Fig) son utilizados para el reconocimiento de biozonas proterozoicas. Son estructuras biosedimentarias cuyo origen se debe a algas cianofíceas (cianobacterias) que habitaron las costas áridas, con gran evaporación. Sobre los fondos sedimentarios, las bacterias generan una película orgánica en la que habitan y se reproducen. Rápidamente esta capa bacteriana es cubierta por los mares, depositándose sobre ellas una lámina sedimentaria que a su vez, es cubierta por otra capa orgánica y así sucesivamente. Todo el conjunto resulta cementado por carbonato tomado por las bacterias desde el agua, en la que se encuentra como bicarbonato.

Los estromatolitos más antiguos conocidos son los de Australia occidental (Serie Warrawoona, 3.500 m.a.) y Sudáfrica (Supergrupo Swaziland, 3.500 - 3.300 m.a.), pero también se los encuentra en rocas más jóvenes y actualmente se están formando en las zonas marinas litorales de las Bahamas, Bermudas, Australia, etc., como también en otras no marinas (fluviales, lacustres, termales).

Generalmente los estromatolitos son calcáreos (excepcionalmente silíceos) y de morfología variada, diferenciándose en estratiformes, nodulares y columnares. Se discute si estos rasgos se deben a características ambientales o están controlados genéticamente, resultando así útiles para las correlaciones estratigráficas. Hasta ahora,

sólo los columnares parecerían importantes en tal sentido, siendo empleados en biozonaciones del Proterozoico en Australia, Rusia, Siberia, China y América del Norte.

Los estromatolitos arqueanos son raros y suelen carecer de evidencias bacteriales, por lo que algunos autores lo atribuyen un origen inorgánico.

El mayor desarrollo de los estromatolitos ocurrió en el proterozoico Medio y tardío.

LA TIERRA PRIMITIVA

El sistema solar tuvo su origen en una nebulosa compuesta de polvo cósmico, átomos y moléculas de elementos químicos pesados y gases (hidrógeno, neón, criptón, argón, etc.) por los efectos de su movimiento rotacional, esta nebulosa tomó la forma de un enorme disco en cuyo interior reinaba gran turbulencia. La acción de las fuerzas rotacionales motivó que las partículas más pesadas se agruparan en el centro de la nebulosa y constituyeran un protosol. Otras condensaciones de materia ocurrieron en el resto del disco y pronto, el protosol se halló rodeado por una concentración de partículas sólidas de distinta masa, denominadas planetesimales. La colisión entre planetesimales motivó una reducción de su número ya sea por pulverización o por fusión entre ellos, lo que condujo a la formación de los planetas interiores o terrestres ((Mercurio, Venus, Tierra, Marte). La región más externa, gaseosa, de la nebulosa dio lugar a los planetas jovianos o mayores (Júpiter, Saturno, Urano, Neptuno), de poca densidad y gran tamaño. Es probable que especialmente Júpiter y Saturno tengan una composición media similar a la del Sol, y por lo tanto, muy semejante a la que tenía la nebulosa primordial hace unos 5.000 m.a. el hidrógeno sería el principal componente de estos planetas, junto con cierta proporción de helio, metano y amoníaco.

Los planetas terrestres, más densos que los jovianos, se habrían formado a temperaturas iniciales relativamente bajas si bien posteriormente las mismas se elevaron por la radioactividad interior.

La edad del Sistema Solar se puede conocer mediante la determinación de la edad de los meteoritos, pues estos se originaron juntamente con el resto del Sistema Solar. Según los cálculos basados en las relaciones uranio/helio, rubidio/estroncio y uranio/plomo de los meteoritos, llegados a la Tierra, el Sistema Solar tendría una edad cercana a los 4.600 m.a.

La elevación de la temperatura interior terrestre dio lugar a la diferenciación de un núcleo de hierro y níquel (Nife) y una capa periférica más liviana, de silicatos que

constituyó la primera corteza terrestre, en la que predominaron rocas basálticas, gábricas y anortosíticas. Restos de esta corteza primitiva se hallarían conservados en los núcleos arqueanos de los continentes.

Los terrenos arqueanos contienen dos asociaciones rocosas principales: una muy metamorfizada y otra de escaso metamorfismo, a la que pertenecen los "greenstones" o rocas verdes, en su mayoría originadas entre los 2.800 y los 2.600 m.a., y que se conocen principalmente en Sudáfrica, Rhodesia, Australia Occidental, Canadá, Estados Unidos de América, India y Finlandia.

Estratigráficamente, en las Rocas verdes se reconocen tres unidades:

- 1- basal, de lavas máficas y ultramáficas
- 2- media, de andesitas y vulcanitas silíceas de tipo calco-alcalino
- 3- superior, de conglomerados, areniscas, turbiditas, depósitos ferríferos, ftanitas (cherts) y calizas precipitadas químicamente.

Estas rocas contienen gran riqueza de oro, plata, cromo, níquel, cobre, hierro y zinc. La mayoría de las rocas arqueozoicas sufrieron importantes procesos de deformación y metamorfismo, por lo que se conocen pocos lugares en los que su edad supera los 3.200 m.a. como los gneisses de Groenlandia y Labrador (3.750 m.a.) de Minesota (USA), Noruega, Península de Kola y Africa (Rhodesia, Sudáfrica).

Los datos paleomagnéticos indican que la primitiva corteza terrestre arqueano ya estuvo sometida a los procesos de las derivas continentales.

Las rocas arqueanas contienen a las más antiguas evidencias de vida, la cual se habría originado apenas el planeta se constituyó.

El límite Arqueozoico-Proterozoico (2.500 m.a.) tiene extraordinaria significación en la evidencia de la corteza, pues refleja un momento de gran disminución del calor radiogénico, lo que derivó en una mayor estabilidad y menor importancia de las deformaciones tectónicas y el metamorfismo. Así, las rocas volcánicas en su mayoría se redujeron a basaltos toleíticos, andesitas, riolitas y piroclastitas, mientras que las rocas sedimentarias adquirieron mayor preponderancia y se acumularon en cuencas en constante ampliación, constituyendo depósitos de gran espesor, dado que la corteza ya era suficientemente espesa y rígida para soportarlos.

Entre las secuencias sedimentarias proterozoicas que revisten particular interés están las "Formaciones ferríferas zonadas" (FFZ) y los "estratos rojos" ("red beds"). Las primeras aparecen a partir del Arqueozoico, pero su principal desarrollo tuvo

lugar en el lapso 2.600 - 1.800 m.a.. se caracterizan por la alternancia de capas de ftanitas criptocristalinas con otras ferríferas, en las que el hierro se halla como carbonato, silicato, óxido o hidróxido. Suelen alcanzar centenares de metros de espesor y su depositación se habría producido en cuerpos acuosos (marinos?) a los que el hierro llegó en estado ferroso para allí precipitar como férrico mediante el agregado de oxígeno proveniente de la fotólisis o más probablemente, de los primeros procesos fotosintéticos.

El oxígeno de origen fotosintético también oxidó a los estratos rojos, cuyos granos de arena están cubiertos por hematita. Este tipo sedimentario comenzó a formarse hace unos 2.500 m.a. en Sudáfrica y luego se extendió a otras regiones.

En el Proterozoico, los núcleos arqueanos quedaron rodeados por los cinturones móviles o fajas orogénicas de gran complejidad estructural, cuyas rocas poseen edades de 2.500 m.a. o menos. Originalmente fueron áreas tectónicamente muy activas hasta que se fusionaron a los núcleos antiguos, transformándose en regiones estables (cratones). Su origen estuvo vinculado a la formación de los primeros geosinclinales típicos, ubicados en los bordes de las placas y no en el interior de los mismos como eran los geosinclinales intracontinentales arqueanos.

En el Proterozoico, las tillitas documentan la existencia de ambientes glaciales.

Las colisiones continentales, en el proterozoico originaron importantes orogenias, como la Grenville, de hace unos 1.100 m.a., coincidente con las ocurridas en otras regiones del mundo, lo que habría hecho posible para esos tiempos, la reunión de la mayoría de los continentes en un Supercontinente.

La existencia de un Supercontinente en el Mesoproterozoico Tardío se hallaría avalada por los datos paleomagnéticos, la similitud de las historias tectónicas de sus partes constituyentes, la distribución de los orógenos y de ciertos tipos de rocas (granulitas, anortositas, FFZ, tillitas).

W.D. Dalziel (1991, 1992) propuso que hace 750 m.a., Laurentia (América del Norte + Groenlandi) se habría hallado intercalada como una cuña entre Australia - Antártida y América del Sur, constituyendo un supercontinente (Rodinia).

T.H. Torsvick et al., (1996) consideran que Rodinia se originó hace unos 1.100 m.a. y que su desintegración comenzó hace unos 750 - 725 m.a.. Su reconstrucción de Rodinia (750 m.a.) difiere de la de Dalziel (777 m.a.) en la posición de la Placa Báltica (Escandinavia + Spitzbergen + Rusia + Ucrania) con respecto a Laurentia y

en la ubicación paleogeográfica total de Rodinia, la que se encontraría mayormente en posición ecuatorial y girada en sentido horario.

En el lapso 750-725 m.a., Gondwana Oriental (India + Antártida Oriental + Australia) inició su separación del borde occidental lauréntico y se originó el Protocífico. El resto de Rodinia rotó en sentido horario y se movió hacia el sur, por lo que en el Véndico Temprano (aproximadamente 650 m.a.) la glaciación varangiana afectó a la región báltica, groenlandica y africana occidental. Las partes centrales de Laurentia se hallaban en la zona templada, pero, al continuar el desplazamiento hacia el sur se produjo la glaciación Brook (aproximadamente 610 - 590 m.a.). Partes de Báltica permanecieron glaciadas si bien, en Siberia no se conocen depósitos glaciógenos neoproterozoicos.

Otra separación importante ocurrió entre Báltica - Amazonia y Laurentia cuando, hace unos 600-580 m.a., se produjo la apertura del Océano Iapetus, aunque ambos continentes continuaron en latitudes australes (altas). Sin embargo, hacia los 550 m.a., Laurentia se hallaba en latitudes bajas y permaneció allí hasta el Ordovícico.

Entre Báltica y Amazonia se abrió el mar Paleotornquist.

Gondwana (incluyendo al Gondwana Occidental que se había separado de Laurentia) casi completo, se extendía desde las altas latitudes australes (Gondwana Occidental) hasta las intermedias de más al norte (Gondwana Oriental).

La integración del Supercontinente Gondwana está poco esclarecida. En general, se la ubica en el Neoproterozoico, finalizando a los comienzos de Paleozoico, y este suceso pudo estar asociado a la previa acreción de numerosos bloques menores y al cierre de muchos océanos y mares.

Finalmente, ocurrió una acreción a gran escala entre Gondwana Oriental y Occidental a lo largo del Cinturón orogénico de Mozambique, constituyéndose el Supercontinente Gondwana.

GLACIACIONES

La presencia de horizontes tillíticos en secuencias arqueozoicas y proterozoicas indicaría la existencia de episodios glaciales en esos tiempos. Las evidencias más antiguas se hallarían en el Arqueozoico sudafricano, donde el Supergrupo Witwatersrand tendría varios niveles tillíticos con edades entre 2.720 y 2.340 m.a. Otros depósitos dudosos se citan en América del Norte, Carelia y los Montes Baikal.

Tillitas paleoproterozoicas se conocen en América del Norte, India y Australia Occidental. En América del Norte habrían existido dos períodos glaciales.

La depositación de las tillitas paleoproterozoicas fue seguida por un período sin glaciaciones hasta que en el lapso 1.000-600 m.a., éstas volvieron a producirse con intensidad registrándose en todos los continentes actuales, excepto Antártida. En Africa se habrían producido 5 acontecimientos glaciales y en Asia, por lo menos 3.

En Australia, la secuencia tillítica más desarrollada es la del geosinclinal Adelaida (Montes Flinders) donde alcanzaría 6.000 m de espesor, diferenciándose dos períodos glaciales: Sturtiano (800 m.a.) y Marinoano (700 m.a.).

La mayoría de las glaciaciones neoproterozoicas europeas corresponden a la glaciación Varangiana o Laplandiana, cuya localidad clásica se halla en Noruega, y que ocurrió principalmente durante el Vendiano, aunque algunas tillitas son rifeánicas. Esta glaciación sería equivalente a la Glaciación Brook (600 m.a.) de Laurentia.

Gran parte de las tillitas o diamictitas sudamericanas están en Brasil (Grupos Macaúbas, Jangada, Bambuí). Algunas tillitas se ubican cerca del límite con el Cámbrico. Otras tillitas se hallan en el Paraguay Oriental (Formación Itapocumi) y Bolivia (Grupo Boqui).

Mientras que para algunos autores (Young, 1995) las glaciaciones proterozoicas se vincularían con el tectonismo y la fragmentación de Rodinia o por la meteorización de un supercontinente tropical (proceso que habría consumido grandes cantidades de dióxido de carbono de la atmósfera), otros autores (Torsvik et al., 1996) sostienen que ellas habrían estado controladas climáticamente. No obstante, parecería que algunos depósitos glaciógenos ubicados en latitudes bajas pudieron originarse en los márgenes elevados de los rifts.

ORIGEN DE LA ATMOSFERA E HIDROSFERA TERRESTRE

El hidrógeno, el helio y los gases predominantes en la composición de la nebulosa que originó el Sistema Solar, no participaron en el proceso que condujo a la formación de los distintos planetas interiores de manera que, establecidos estos, una atmósfera con una constitución química similar a la de la nebulosa primordial quedó reunida alrededor de cada uno de dichos astros como consecuencia principalmente de fuerzas gravitatorias ejercidas por sus respectivas masas. Sin embargo, la atmósfera terrestre actual tiene una composición distinta pues carece de

hidrógeno libre y de helio, siendo muy escasos en ella los gases nobles. El neón supera al nitrógeno en el universo, de manera que debería hallarse en cantidades importantes en la atmósfera terrestre si ésta fuera primitiva. En consecuencia, la única explicación razonable es aceptar que la atmósfera original terrestre fue reemplazada por otra similar a la actual, la que así resultaría secundaria. ¿Cuándo desapareció la atmósfera original terrestre y cuál pudo haber sido la causa? Si realmente existió una atmósfera primitiva terrestre, ello debió acontecer hace más de 3.350 m.a., pues las rocas del Supergrupo Swaziland (Sudáfrica) contienen carbonatos precipitados inorgánicamente, lo que muestra la abundancia de CO₂ en la atmósfera de esos tiempos.

En general, se adjudica el proceso de reemplazo atmosférico a la actividad solar. El sol es una estrella en evolución. Al estadio de Protosol su temperatura era muy inferior a la actual, por lo que debió ejercer escasa influencia sobre los planetas circundantes. Pero a medida que las reacciones termonucleares de su interior tomaban importancia, la temperatura se incrementó y en determinado momento, al adquirir un estadio comparable al de la estrella T-Taurus, comenzó a emitir gran cantidad de partículas ionizadas en forma de un fuerte viento solar que barrió a la atmósfera primitiva de los planetas interiores, no así la de los exteriores que, por hallarse más lejos, retuvieron la mayoría de la atmósfera original, que aún conservarían. En ella, la abundancia de hidrógeno dio lugar al hidrógeno molecular, metano, amoníaco y agua, dominando el hidrógeno y el helio, pero faltando el carbono libre, el nitrógeno y el oxígeno. En consecuencia, la atmósfera de los planetas exteriores es reductora, a diferencia de la oxidante (rica en oxígeno) que ahora tienen los interiores (excepto Mercurio, que carece de atmósfera).

Comúnmente se admite que la atmósfera terrestre actual se originó por un proceso de desgasificación ocurrido en el interior de la Tierra como consecuencia de la diferenciación del núcleo, el manto y la corteza. Dicho proceso habría sido enérgico y, con liberación de gran cantidad de energía a través de un intenso volcanismo. Así, inmensas cantidades de Gases fueron expelidas desde el interior del planeta hacia el exterior donde se acumularon hasta constituir una nueva atmósfera.

Algunos autores sostienen que el mencionado proceso de desgasificación se produjo progresivamente a lo largo del tiempo geológico, mientras que otros opinan que la casi totalidad del mismo(80%) tuvo lugar posiblemente en el lapso 4.500 -

3.800 m.a., (cuando aparecen las rocas sedimentarias más antiguas conocidas), y desde entonces se ha estado produciendo una desgasificación residual.

Inicialmente, debido al intenso vulcanismo, el CO₂ habría sido abundantes en la atmósfera, a pesar de que ahora se lo halla en una proporción baja. Ello obedecería a que el excedente se combinó con el silicato de calcio de las rocas produciendo cuarzo y carbonato de calcio (calizas). Esto sucedió principalmente a partir del Neoproterozoico y desde entonces, el intercambio gaseoso en la interfase aire-agua contribuyó a mantener en equilibrio el contenido de CO₂ atmosférico, pues en esa región dicho compuesto es tomado por los organismos marinos para la elaboración de sus esqueletos calcáreos y por el fitoplancton, para su fotosíntesis.

La actual proporción de CO₂ atmosférico permite ejercer un efecto invernadero al regular la temperatura de la superficie terrestre, manteniéndola entre límites que hacen posible la vida en el planeta.

La aparición de microbiotas fotosintetizadoras a partir del final del Arqueozoico resultó de fundamental importancia para la evolución química de la actual atmósfera terrestre ya que, el oxígeno producido por dicha actividad la fue convirtiendo de reductora en oxidante.

La presencia de ciertos minerales y compuestos (hierro férrico, yeso, anhidrita) en rocas precámbricas muy antiguas ha hecho pensar que, con anterioridad al momento que dichas microbiotas pudieron empezar a liberar oxígeno, este elemento ya existía (hasta un 25%) en la atmósfera, posiblemente como consecuencia de la disociación fotolítica del vapor de agua por los rayos UV, aunque ello es poco probable, ya que el oxígeno proveniente de la desintegración del vapor de agua, siempre tiende a situarse por arriba de éste y así, al interceptar a los rayos UV, detendría su propia formación. Este sistema autoregulador se conoce como Efecto Urey.

Los primeros organismos en liberar oxígeno mediante la fotosíntesis fueron las cianobacterias o algas azul-verdosas, hace por lo menos 3.800 m.a. Primeramente, este elemento comenzó a acumularse en los ambientes acuáticos y se utilizó en la oxidación de las formaciones ferríferas zonadas; posteriormente, su excedente fue transferida a la atmósfera, transformándose en ozono por la acción de los rayos UV. Hace unos 2.000 m.a., el contenido de oxígeno en la atmósfera y los océanos era suficiente como para que, en la superficie terrestre se formaran los estratos rojos, y en las aguas se depositaran sulfatos y carbonatos.

Según L.V. Berkner y L.C. Marshall (1965) la concentración de oxígeno en la atmósfera reductora nunca superó el 0,1% de su concentración actual. Entonces, la vida sólo habría podido desarrollarse en el agua (lagos, mares someros protegidos), entre los 10 y 13 m de profundidad, donde llegaría la luz pero no los rayos UV. Cuando el oxígeno atmosférico alcanzó la concentración del 1% actual (Primer Nivel Crítico o Punto de Pasteur) o según otros autores, el 3%, se estableció la posibilidad de la respiración, mecanismo que permitió disponer entre 30 y 50 veces más energía a los organismos que con los procesos químicos de la fermentación. La vida aún permaneció confinada al agua, pero ahora podría desenvolverse a profundidades menores debido a la protección ofrecida por una capa de ozono cada vez más efectiva. Ello ocurrió en el Neoproterozoico, favoreciendo el surgimiento de los organismos metazoos (multicelulares).

En el Paleozoico Temprano todavía la radiación UV dificultaba a los organismos habitar las aguas más superficiales pero, cuando la concentración del oxígeno llegó al 10% de la actual (Segundo Nivel Crítico) fue posible la vida en las aguas superficiales y surgió la respiración aérea, lo que habría acontecido al Silúrico.

A partir del Devónico, la formación de grandes bosques contribuyó al aumento de la capa de ozono, y muchas formas orgánicas que hasta entonces sólo habrían podido vivir en el agua, comenzaron a invadir el ambiente terrestre, utilizando el aire para su respiración. Los valores actuales del oxígeno atmosférico datarían del Paleozoico Tardío si bien, no se puede descartar la posibilidad de que se hayan producido fluctuaciones de los mismos durante el Fanerozoico.

La hidrósfera se formó por la condensación del vapor de agua proveniente del intenso vulcanismo relacionado con la diferenciación magnética del interior terrestre. Inicialmente el agua integraba la composición de los minerales hasta que la elevada temperatura interior del planeta, rompió los enlaces químicos y las moléculas de agua quedaron liberadas, siendo expulsadas por los volcanes en estado de vapor.

Los océanos fueron adquiriendo su salinidad a través del aporte de los cursos de agua que, recorriendo la superficie terrestre, erosionaban las rocas, y también desde las crestas y dorsales medias oceánicas en las que continuamente, se está llevando a cabo un intenso hidrotermalismo y el agua oceánica es reciclada y salinizada.

En un comienzo, el agua de estos océanos primitivos era clorobicarbonatada y la mineralización fue aumentando hasta el Neoproterozoico, cuando habría alcanzado valores similares a los actuales.

Los cloruros y sulfatos fueron incrementándose mientras que los bicarbonatos, hierro ferroso, calcio y bario, disminuían y la presión del oxígeno se elevaba. Además, la creciente abundancia de fosfato, permitió la primera síntesis biológica.

PRINCIPALES AREAS PRECAMBRICAS

La mayoría de las áreas precámbricas actuales se hallan en las regiones estables de los continentes (Figura) representadas por las plataformas y los escudos o cratones.

Todos los continentes actuales tienen extensos basamentos precámbricos, como se muestra seguidamente.

1- Europa. La región más extensa de rocas precámbricas se halla en la Plataforma de Europa Oriental (Figura) o Fennosarmatiana, que en su mayor parte, se extiende por Suecia, Dinamarca, Finlandia, Norte de Alemania, Norte y este de Polonia y la Rusia Europea. Las áreas aflorantes de sus rocas más antiguas constituyen el Escudo Báltico o Fennoscándico (Figura) y el Escudo Ucrainiano, mientras que en el resto de su superficie se halla oculto por una espesa cubierta subhorizontal o Plataforma Rusa. El basamento del Escudo Báltico fue afectado por diversos ciclos orogénicos, el más joven denominado Varagiánido o Eocámbrico (650 m.a.).

La cubierta de la Plataforma Rusa se compone de formaciones proterozoicas hasta cenozoicas e incluye al Sistema Rifeánico o Rifeico (1.600 m.a. - 650 m.a.) cuya sección inferior son micaesquistos, areniscas y cuarcitas rojas, mientras que en la superior predominan las areniscas glauconíticas, las arcillas y los calcáreos estromatolíticos. En transición o discordantemente, sigue el Sistema Vendiano o Véndico, que comienza con depósitos glacimarininos y volcano-sedimentario cubiertos, en discordancia, por calcáreos estromatolíticos con metazoos.

Las regiones móviles fanerozoicas europeas también incluyen a los bloques precámbricos, como el Armoricano, afectado por la Orogenia Cadomiana o Assítica, que se habría prolongado hasta el comienzo del Cámbrico.

2- Asia. Las áreas precámbricas están muy bien desarrolladas y constituyen amplios escudos (Figuras) separados por extensos cinturones móviles plegados. El precámbrico siberiano es similar al de la Plataforma de Europa Oriental. El Sistema Rifeico finaliza con el Piso Yudoma, que tiene restos medusoides y de anélidos similares a los véndicos de la Plataforma de Europa Oriental y Australia (Ediacara).

El Precámbrico chino más conocido se halla en los cratones Sino-Coreano, Yangtzé y Tarim. Sus rocas más antiguas tienen edades de 3.670 m.a. y fue afectado por diversas orogénias. Al final de su historia se depositó el Sistema Siniánico o Sínico (800 - 615 m.a.) con tillitas, carbonatos, estromatolitos, abundantes acritarcas y microbiotas procariontas y eucariotas. Los espesores pueden llegar a los 800 m y podrían pasar en transición al Cámbrico.

El basamento del escudo Indico contiene rocas arqueanas de hasta 3.800 m.a., muy metamorfizadas. Al final se halla el Sistema Vindhyanico cuya parte superior (5.000 m de espesor) comienza con calcáreos y arcillitas marinas y finaliza con estratos lagunares o estuáricos, hallándose todo el conjunto horizontal (Figura).

3- Australia. En la región occidental el Arqueano está concentrado en los Bloques Yilgan y Pilbara, con rocas de 3.800 m.a. Más al oriente, en el Geosinclinal Adelaide (Figura), el Proterozoico supera los 25.000 m de espesor, está poco metamorfizado, tiene tillitas, formaciones ferríferas zonadas y fósiles, entre los que figuran metazoo.

4- América del Norte. Las principales áreas con rocas precámbricas se hallan en el Escudo Canadiense, el Gran Cañón del Colorado y los Montes Rocosos.

El Escudo Canadiense se halla en la región de los Grandes Lagos y el río San Lorenzo, incluye Groenlandia y tiene rocas de 3.800 m.a. en Minnesota posee tillitas en el Supergrupo Huroniano, de 2.600 - 2.100 m.a. (F. Groganda). Incluye fósiles diversos en la mayoría de su espesor.

En el precámbrico norteamericano se diferencian provincias estructurales (Figura) caracterizadas por tener rocas de edad similar y estilo tectónico semejante.

5- Africa. Las rocas precámbricas forman el basamento de casi la totalidad de Africa (Figura). El Arqueano supera los 15.000 m de espesor en Rhodesia y los

30.000 m en el Transvaal, donde se hallan los fósiles más antiguos conocidos (Supergrupo Swaziland).

El Escudo de Africa Occidental se extiende desde Sierra leona, Costa de Marfil y Ghana hacia el Norte, a través de Mauritania, Volta Superior y Malí, hasta el Sur Marruecos.

Las rocas proterozoicas forman la mayoría de Africa y pertenecen a diversos ciclos orogénicos (Tabla)

Sobre la extremidad sudoccidental de Africa, al final del Proterozoico se depositaron secuencias que oscilarían en los 600 m.a., pero que podrían entrar en el Cámbrico, como los Grupos Malmesbury y Gariiep, plegados por la Orogenia Panafricana. Sobre el Grupo Malmesbury, en discordancia sigue el Grupo Mama con una fauna de tipo Ediacariana (vendiana).

- 6- Antártida. Antártida Oriental es un enorme escudo (Figura) de aproximadamente 10.000 km², con algunas rocas sedimentaria portadoras de acritarcas. En el mismo se reconocen varios ciclos tectónicos arqueozoicos.

A partir del Proterozoico Tardío, sobre su borde desarrolló el Orógeno Ross, afectado por la Orogenia Beardmore antes de la iniciación del Cámbrico.

- 7- América del Sur. El continente sudamericano contiene 3 unidades geotectónicas mayores: la Plataforma Sudamericana, la Plataforma Patagónica y el Cinturón Móvil Andino (Figura), aunque el basamento se halla casi en su totalidad concentrado en la primera

En la Plataforma Sudamericana se reconocen las áreas cratónicas siguientes

- a- Cratón Amazónico
 - a.1. Escudo Guyana
 - a.2. Escudo Brasileño Central o de Guaporé
- b- Cratón Sao Luis
- c- Cratón Sao Francisco
- d- Macizo de Goias Central
- e- Macizo de Guaxupé
- f- Cratón Boliviano
- g- Escudo Atlántico
- h- Cratón del Rio de la Plata
- i- Tandilia
- j- Sierras Australes de Buenos Aires

Diversos ciclos geotectónicos (Tabla) afectaron a la Plataforma Sudamericana en el Arqueano y Proterozoico. Finalizado el Ciclo Transamazoniano, la Plataforma Sudamericana fue reactivada por eventos geotectónicos acompañado de intenso magmatismo y la constitución de una cubierta sedimentaria. Entre ellos, el Evento Vatumá originó a una de las más importantes discontinuidades de esta Plataforma, razón por la que se lo considera la fase culminante del Ciclo Transamazoniano.

Al término del evento Rondinia, la totalidad de la Plataforma Sudamericana quedó definitivamente consolidada y durante el Ciclo brasiliano se comportó como un área rígida.

El Escudo de Guyana se ubica entre los ríos Orinoco y Amazonas, abarcando partes de Colombia, Venezuela, Guyana, Guyana Francesa y Brasil (Territorios Federales de Roraima y Amapá y Estados de Pará y Amazonas). Sus rocas arqueanas más antiguas pertenecen al Complejo Guyanense afectado por los ciclos Guriense y Aroense, equivalente al Ciclo Liberiano de Africa Occidental. Como consecuencia de dichos ciclos se originaron los Complejos Imataca (Venezuela), Kamuku (Guyana), Ananuá y Villa Nova (Brasil), con edades de 3.000 m.a. y que en Venezuela contiene Yacimientos de oro, hierro y manganeso.

En el Paleoproterozoico, el Grupo Roraima (1.750 -1603 m.a.) se distribuyó por Venezuela, Guyana, Surinam y Brasil. En su base tiene un conglomerado con diamantes asociados a topacios, turmalina y oro.

En Colombia, el Complejo Magmático Mitú tiene edades mayores de 1.800 m.a. y pudo ser afectado por el Ciclo Transamazónico y otros más jóvenes, como los eventos Parguazense y Nickeriense (1.300 m.a.) equivalentes a los Eventos Jari-Balsino (NO de Brasil) y Oriquense (O de Venezuela).

El Escudo de Guaporé tiene rocas de más de 3.200 m.a. (Complejo Xingú). En el Paleoproterozoico, el Grupo Pará tiene importantes formaciones ferríferas zonadas y yacimientos de oro, manganeso, casiterita, níquel y cobre. El Grupo Beneficiente (1.800 - 1.500 m.a.) también es ferrífero.

El Cratón de Sao Francisco tiene rocas entre 3.500 y 3.100 m.a. Incluye asociaciones arqueano-proterozoicas.

- a- La Pre-Espinhaco, contiene al Supergrupo Rio das Velhas (Arqueano), metamórfico, mientras que la plataforma es clástico-química y contiene al Supergrupo Minas del Cuadrilátero Ferrífero Mina Gerais
- b- En discordancia sobre la Pre-Espinhaco sigue el Grupo Espinhaco (4.000 m de espesor), metamorfizado, del Mesoproterozoico;
- c- El Pre-Espinhaco está cubierto por el Grupo Macaubás, clástico, con depósitos hematíticos e itabiritas. El estromatolito columnar *Conophyton metula* indica una edad entre 1.350 y 950 m.a.

El Grupo Macaubás (1.600 - 1.300 m.a.) es la unidad basal del Supergrupo Sao Francisco (Neoproterozoico), desarrollado entre los 1.300 m.a. y el comienzo del Fanerozoico. El Grupo Macaubás está cubierto por el Grupo Bambuí que se inicia con tillitas seguidas por calcáreos y dolomitas neoproterozoicas. Los estromatolitos indican una edad de 800-600 m.a.

En el NE brasileño, el pequeño Cratón de Sao Luis es un desprendimiento del Africano Occidental.

En el Brasil Central, entre los Cratones Amazónico y Sao Francisco se formaron los cinturones móviles Brasilia y Paraguai-Araguaia, separados por el Macizo de Goiás (2.000 m.a.). A su vez, el Cinturón móvil Brasilia está separado del Cinturón móvil Sudeste, por el Macizo de Guaxupé.

En el oriente boliviano, el basamento precámbrico es continuación del Escudo brasileño Central. Contiene granulitas y gneises de unos 2.000 m.a., cubiertos en discordancia por rocas metamórficas de los Ciclos Orogénicos San Ignacio (1.800 m.a. - 1.350 m.a.) y Sunsas (1.300 -950 m.a.)

El Orógeno San Ignacio-Sunsas se correlacionaría con otros de los Andes colombianos y todo el conjunto formaría una faja orogénica de unos 1.000 km de ancho, paralela a los Andes fanerozoicos, que se pudo originar por la colisión entre dos continentes de los que serían relictos el macizo de Arequipa y el Cratón Amazónico.

La extremidad SE de la Plataforma Sudamericana constituye el escudo Atlántico, consolidado al final del Ciclo Brasileño y que soporta a una cubierta fanerozoica. En los Estados de Río Grande do Sul y Santa Catarina (Brasil) se lo conoce como Escudo Sud-Riograndense o Uruguayo-Riograndense y Escudo Catarinense, mientras que más al sur, se prolonga en el Cratón del Río de la Plata. Marginalmente a este último está el Cinturón Móvil Dom Feliciano (Neoproterozoico - Paleozoico)

Temprano) con asociaciones prototectónicas contemporáneas con otras desarrolladas en el borde SO africano, como los cinturones móviles Damara y Gariep.

El Precámbrico fosilífero de Uruguay está representado por los Grupos Basal y Arroyo del Soldado, separados por una discordancia angular (Gaucher et al., 1996; Gaucher et al., 1998). El Grupo basal tiene estromatolitos del Mesoproterozoico y fue afectado por una orogenia mesoproterozoica correlacionable con la Orogenia Uruacana (1.300 - 1.100 m.a.).

El Grupo Arroyo del Pescado yace en discordancia erosiva sobre el terreno Nico Perez y se correlacionaría con los Grupos Corumbá y Jacadigo del Brasil, según las evidencias paleontológicas, estructurales y sedimentológicas; también se correlacionaría con la Serie Valdai de la Plataforma de Europa Oriental. Su parte inferior sería del Véndico Superior, por sus fósiles, mientras que la parte superior ya se habría depositado en el Cámbrico Inferior, por lo que este Grupo incluiría al límite Proterozoico - Cámbrico.

Las rocas precámbricas más antiguas de la Argentina se hallan en la isla Martín García (+2.600 m.a) y en Tandilia (2.200- 2.100 m.a.). en la última, sobre el basamento cristalino yace una plataforma sílico-clástica-carbonática, estromatolítica, de aguas cálidas o Grupo Sierras Bayas, del Rifeico Superior según su microbiota y los estromatolitos. Superiormente se hallan sedimentos posiblemente vendianos.

Algunos autores relacionan estos depósitos proterozoicos con los del Grupo Nema (Africa sudoccidental) sugiriendo que habrían sido depositados en una misma cuenca al final del Proterozoico y comienzo del cámbrico, mientras que otros opinan que Tandilia fue un bloque que colisionó con el Cratón del Río de la Plata en dichos tiempos.

En las Sierras Australes de Buenos Aires se conocen granitos de unos de 575 m.a.

En el NO argentino, al culminar el Proterozoico y principios del Cámbrico se formó una cuenca en la que se depositó una secuencia sedimentaria poco metamorfizada, de más de 2.000 m de espesor, llamada Formación Puncoviscana. Dicha cuenca sería prolongación de la Cuenca Sunsas de Bolivia, cuyos Grupos Tucavaca y Murciélagos serían en parte, sincrónico con Puncoviscana según sus icnofósiles.

En la isla Gran Malvina, el complejo ígneo metamórfico del cabo Belgrano (Meredith) tiene edades entre 1.100 y 1.000 m.a.

El Cinturón Móvil Andino y la Plataforma Patagónica incluyen pequeños bloques precámbricos removilizados, los que podrían ser desprendimientos de la plataforma sudamericana o bien, terrenos acrecionados al borde periférico gondwánico.

Las evidencias geotectónicas indicarían que el borde gondwánico occidental se caracterizó por colisiones, en el mesoproterozoico, entre placas y microcontinentes resultantes de la fragmentación y dispersión de otros continentes existentes al final del Mesoproterozoico, debido a las Orogenias Grenville-Kibara-Sunsas, etc., ocurridas hace unos 1.100-1.000 m.a. Un ejemplo sería el Terreno Pampia (Ramos y Vujovich, 1993) acrecionado a las Sierras Pampeanas de Córdoba por la Orogenia Brasiliana del Proterozoico Superior. Algo similar pasaría en la acreción del Cratón Arequipa-Antofalla a la región puneña.

ORIGEN DE LA VIDA Y PRINCIPALES ETAPAS EVOLUTIVAS PRECAMBRICAS

La evolución biológica fue precedida por la evolución química en la que, a partir de moléculas inorgánicas se sintetizaron las sustancias orgánicas básicas para la constitución de la primera célula viva.

Las opiniones de los científicos se hallan divididas entre quienes sostienen que la totalidad del proceso, que finalmente condujo a la aparición de la vida, se realizó en la superficie terrestre y aquéllos que piensan que el mismo pudo iniciarse en el espacio interestelar para culminar en la superficie terrestre. La Teoría de la panspermia según la cual, la vida se habría originado en otro planeta, llegando en forma de una esfera o bacteria a la Tierra, en donde se desarrolló más completamente, carece de fundamentos.

La idea de que los materiales esenciales, principalmente ácidos nucleicos (ADN, ARN), aminoácidos y proteínas, podrían haberse generado abióticamente en los comienzos de la formación de la Tierra, cuando la misma se hallaba rodeada de una atmósfera reductora de hidrógeno, metano y amonio, fue formulada por primera vez por el bioquímico soviético Alexander I. Oparín (1924). Los primeros compuestos se fueron concentrando en los océanos constituyendo un ambiente de consistencia similar a la de un caldo caliente y diluido, con pH ligeramente básico, denominado por John B.S. Haldane (1928) "sopa primigenia" o "caldo primordial". Allí, en presencia de ciertos agentes químicos de condensación (por ejemplo, polisulfatos) y de la radiación UV, se polimerizaron los aminoácidos, nucleótidos (componentes básicos de los ácidos nucleicos) y azúcares. Los polímeros así originados en el caldo, al ponerse en contacto

con el sustrato arcilloso, fueron adsorbidos dando lugar a soluciones coloidales cuyas moléculas de agua tendieron a dispersarse alrededor de una partícula cargada eléctricamente, formando diminutas gotitas. La reunión de gotitas con cargas eléctricas opuestas determinó su fusión y precipitación como gotas de composición más compleja, llamadas coacervados, susceptibles de adsorber aminoácidos, glúcidos y enzimas. La formación de una membrana superficial aisló a los coacervados del medio exterior y pronto, en el interior de los mismos, comenzaron a producirse reacciones rudimentarias semejantes a las observadas en las células vivas.

Las experiencias de laboratorio muestran que muchos coacervados son inestables pero, dotados de algún tipo primitivo de metabolismo, ellos adquieren bastante estabilidad y supervivencia. Sin embargo, no pueden considerarse células vivas, aunque poco les falte para serlo, y el estado que presentan ha sido comparado con el de los genes y virus.

En 1952, Harold C. Urey sugirió que la atmósfera terrestre original se habría compuesto de hidrógeno, metano, amoníaco y agua, lo que sirvió a Stanley L. Miller (1953) para diseñar un aparato (Figura) en el que sometió una mezcla de dichos gases a descargas eléctricas durante varios días, obteniendo un concentrado de aminoácidos, aldehídos, ácido carboxílico y ácido cianhídrico. Resultados similares consiguieron posteriormente otros investigadores suponiendo una atmósfera integrada por otros compuestos, tales como anhídrido carbónico, nitrógeno, monóxido de carbono y agua, y empleando otras fuentes de energía. Estos experimentos mostraron que:

- a- los aminoácidos se pueden formar con relativa sencillez a partir de compuestos como los que existieron en la atmósfera terrestre primitiva.
- b- La atmósfera terrestre primitiva debió ser reductora (carente de oxígeno libre) y no oxidante como la actual, lo que habría permitido la formación y acumulación de materia orgánica.
- c- La radiación UV pudo ser la fuente de energía empleada en la Naturaleza para producir la síntesis de los aminoácidos.

A partir de 1937, un conjunto cada vez más numerosos de moléculas simples y complejas fueron siendo reconocidas en el espacio interestelar. Este último se halla ocupado por gas, polvo y radiaciones de distinta naturaleza (rayos X, UV, gamma, etc.). El gas interestelar se compone principalmente de hidrógeno, helio y cantidades menores de otros elementos bajo la forma de átomos e iones que suelen combinarse formando moléculas de diferentes complejidades.

Los elementos químicos interestelares tienen su origen en los procesos de nucleosíntesis que ocurren en el interior de las estrellas, las que en determinado momento de su evolución, los arrojan al espacio circundante.

Otras evidencias provienen de algunos meteoritos carbonosos de tipo condrítico, los que contienen compuestos orgánicos de elevada complejidad. El meteorito Orgueil, caído en Francia en 1864, contiene elementos "organizados" esféricos y prismáticos, con aspecto de microfósiles celulares, aunque de origen abiogénico que recuerdan a ciertas formas orgánicas arquezoicas del Grupo Onverwatch, de Sudáfrica.

En consecuencia, la síntesis prebiológica pudo iniciarse en la nebulosa solar para continuar en la atmósfera terrestre primitiva y la polimerización de los compuestos sintetizados tuvo lugar en la superficie terrestre, permitiendo la ulterior evolución biológica.

En años recientes, se han formulado críticas a la supuesta existencia de una atmósfera primitiva rica en metano y amonio, así como a las posibilidades de formación de un caldo primordial. La atmósfera primitiva habría tenido cantidades insignificantes de metano y amonio, siendo improbable que se hubiera podido sintetizar aminoácidos por acción de los rayos UV o las descargas eléctricas. Estas, en vez de favorecer las reacciones, habrían destruido a los sistemas primitivos. Además, estos últimos habrían sido removidos rápidamente por hidrólisis o sedimentación.

Así, la sopa primigenia nunca habría podido lograr una concentración suficiente para permitir las reacciones necesarias conducentes a la aparición del primer ser orgánico.

Para superar esta dificultad se ha recurrido a la acción catalizadora de ciertos minerales como las arcillas (montmorillonita, caolinita), minerales de plomo (galena), pirita y las zeolitas, cuyas superficies son apropiadas para la concentración de moléculas y la producción de reacciones.

Diversos ambientes han sido propuestos como los más propicios para la síntesis de los compuestos conducentes a los primeros organismos vivientes.

En desiertos californianos se expusieron mezclas de aminoácidos, fosfatos de amonio y sales de magnesio a temperaturas de 65° C - 70° C, alternando con condiciones frías y húmedas, y se obtuvieron polipéptidos. Resultados similares se consiguieron con nucleótidos.

S.W. Fox (1965), sometió una mezcla de aminoácidos a temperaturas de 150° C, consiguiendo macromoléculas que se comportan físico- químicamente como proteínas.

Dicho investigador piensa que el ambiente volcánico sería muy favorable para la síntesis prebiológica. En estos lugares ocurren grandes emisiones de gases (anhídrido carbónico, monóxido de carbono, metano, hidrocarburos de alto peso molecular) acompañadas por una intensa fluidificación del material sólido fragmentado, lo que sirve para acelerar las reacciones catalíticas. Además, la fluidificación produce electricidad estática que proporciona la energía necesaria para la biosíntesis. Fox simuló experimentalmente la superficie que rodea a un volcán en erupción, sometiéndolo a una lluvia de aminoácidos disueltos y obtuvo macroesferas proteínoides similares a bacterias y que recuerdan a otros fósiles sudafricanos.

No obstante, es probable que el ambiente volcánico no haya sido el más apropiado para la realización del proceso final que llevó al origen de la vida, dada la inestabilidad. Para ello, las microesferas tendrían que haber sido llevadas desde su lugar de origen hasta otro sitio más estable, como pudo ser el ambiente costero lodoso y con grumos de materia orgánica bituminosa, rico en elementos prebiológicos, donde los agregados precelulares tuvieran asegurada la existencia suficientemente prolongada como para que permitiera la formación del ácido nucleico.

La idea actualmente predominante es que el proceso conducente a la aparición de la vida no habría requerido de dos ambientes (atmósfera y océano) para su concreción, sino de uno solo, facilitándose así las reacciones y evitándose los problemas vinculados con la concentración de los compuestos orgánicos y su transporte durante largas distancias.

Según C.R. Woese (1979), la evolución comenzó en un momento en que la Tierra estaba demasiado caliente como para mantener agua líquida. Grandes cantidades de minerales en polvo eran barridos de su superficie y llevados a la atmósfera, donde el vapor de agua condensaba sobre las partículas, por lo que pronto la Tierra se halló rodeada por nubes de agua salada. Las gotitas que la componían incluían minerales y compuestos orgánicos pudiendo ser consideradas las precursoras naturales de las células. Su superficie se hallaba revestida por compuestos orgánicos complejos, y en su interior se producían reacciones orgánicas e inorgánicas. Las diferentes características químicas de las capas atmosféricas y la enorme superficie de las gotitas y el polvo hidratado habrían facilitado las cadenas de reacciones necesarias para el comienzo de la vida.

Al enfriarse la superficie terrestre, el agua se acumuló en la misma, permitiendo el curso ulterior de la evolución. Así, las grandes etapas evolutivas se habrían hallado

determinadas por cambios mayores en las condiciones ambientales del planeta (Woese y Wachtershauser, 1990).

J.B. Corliss, J.A. Baross y S.E. Hoffman (1981) han postulado que las dorsales medias oceánicas, donde continuamente se está formando corteza oceánica, también pudo ser un ambiente propicio para la síntesis de los compuestos conducentes a los primeros organismos vivientes.

En intenso hidrotermalismo de estas regiones está caracterizado por elevados flujos de energía, condiciones muy reductoras, importantes concentraciones de metano, amoníaco, hidrógeno, metales, etc., y un flujo convectivo continuo que transporta a los productos desde el lugar de la reacción hacia arriba, haciéndolos pasar por un gradiente de temperatura, pH y concentraciones químicas que incluyen a todos los pasos necesarios hasta la aparición de la vida.

En dichos ambientes, las síntesis son facilitadas por la acción catalizadora de las zeolitas asociadas a las lavas.

Sin embargo, dado que las reacciones involucradas requieren temperaturas inferiores a los 40° C, pH entre 7,5 y 9 y la presencia de Mg⁺⁺, las condiciones más favorables son las que se presentan en ciertos sistemas hidrotermales subaéreos, como en Islandia, donde hay aportes de aguas meteóricas frías, estando el Mg⁺⁺ abundante en solución y provisto por la disolución de las rocas circundantes.

C.G. Nisbat (1986), basándose en la teoría de A.G. Cairns-Smith (1982-1985) y en recientes descubrimientos de la biología molecular, opina que el primer paso hacia la aparición de la vida, en dichos sistemas hidrotermales, habría consistido en la formación del ARN (ácido ribonucleico), siguiendo la aparición de las proteínas y del ADN (ácido desoxirribonucleico). El reticulado cristalino poroso de las arcillas y zeolitas principalmente, actuó como recinto apropiado para que los compuestos químicos se mantuvieran reunidos y reaccionaran adecuadamente, al mismo tiempo que les proporcionaba protección. Sin embargo, para que se pudiera llevar a cabo la colonización de los más amplios ambientes oceánicos, se requirió la elaboración de una membrana de fosfolípidos, en cuyo interior se efectuaron las reacciones propias de una protocélula y la liberación de ésta gracias a la actividad sísmica propia de los sistemas hidrotermales.

De este antecesor universal, hace más de 4.000 m.a. evolucionaron tres grupos:

- 1- arqueobacterias
- 2- eubacterias

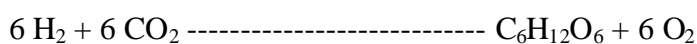
3- eucariotas

La aparición de la fotosíntesis entre las eubacterias, permitió a los primeros organismos dejar de consumir solamente alimentos preformados, aunque exigió disponer de una fuente de hidrógeno para reducir el dióxido de carbono. En el Arqueano, estas fuentes debieron abundar, y dicho elemento habría podido ser extraído del sulfhídrico producido durante el vulcanismo o biológicamente, así como de otros compuestos orgánicos, y también de los productos residuales (desechos metabólicos) de la fermentación realizada por otras bacterias. La energía necesaria para ello provino de la luz y en consecuencia, la fotosíntesis anaeróbica reemplazó a la fermentación.

Los primeros seres que desarrollaron la fotosíntesis carecían de un núcleo diferenciado, por lo que se denominan procariotas, y esta característica actualmente la comparten las arqueobacterias y cianobacterias, integrantes del reino Monera (Figura).

La utilización de productos como el metano o el sulfuro de hidrógeno requería poca energía luminosa y no originaba oxígeno como producto final, de manera que los procariotas más primitivos debieron ser muy similares a las arqueobacterias, un grupo de bacterias vivientes que incluye a las bacterias metanógenas, halófilas extremas y termohalófilas. Las metanógenas son dominantes, dependen del metano y, como el oxígeno las mata, están restringidas a los ambientes anaeróbicos, donde obtienen su energía de la oxidación del hidrógeno y la simultánea reducción del dióxido de carbono y metano. Muy probablemente, las bacterias metanógenas fueron los principales constituyentes de la primera biota terrestre desarrollada bajo una atmósfera anoxígena pero rica en dióxido de carbono.

La mayor abundancia de agua con relación al sulfuro de hidrógeno, o al metano, habría determinado que, a través del tiempo, este compuesto fuera preferido, iniciándose la fotosíntesis aeróbica en la que, mediante el empleo de la energía luminosa, el agua es descompuesta en hidrógeno y oxígeno. El primer elemento, junto con el dióxido de carbono, origina los hidratos de carbono, mientras que el segundo queda libre. La correspondiente reacción puede expresarse como sigue:



Los primeros organismos en utilizar el agua habrían sido las cianobacterias y la presencia de minerales oxidados de hierro, manganeso, cromo, etc., en rocas de más

de 2.000 m.a. de antigüedad, señalaría que ya en aquéllos tiempos había una atmósfera oxigenada.

La liberación del oxígeno por los primeros organismos aerobios tuvo efectos nocivos para muchos de ellos, los que se extinguieron o debieron adaptarse a las nuevas condiciones elaborando mecanismos desintoxicadores (como pudo ser probablemente la bioluminiscencia o fluorescencia) que les permitieran rápidamente, reducir la acumulación de oxígeno, usándolo en la oxidación de los productos obtenidos a través de la fotosíntesis. Así se inició la respiración aeróbica o combustión controlada que rompe a las moléculas orgánicas, produciendo dióxido de carbono y agua, y obtiene una cantidad mayor de energía que en la fermentación.

El predominio de los procariotas fue absoluto hasta los 1.500 m.a., cuando la existencia de una atmósfera suficientemente oxigenada y la presencia de una capa de ozono relativamente importante, facilitaron el surgimiento de la célula eucariota, portadora de un núcleo diferenciado (Fig.). Actualmente, los organismos eucariotas dependen enteramente del oxígeno para su metabolismo y no pueden efectuar la mitosis en su ausencia.

Existe bastante disparidad de opiniones con respecto al momento en que la atmósfera comenzó a tener suficiente oxígeno como para posibilitar la existencia de la célula eucariota. Según algunos especialistas, una atmósfera oxidante habría existido hace 3.750 m.a., a juzgar por la presencia en rocas de esa edad, de minerales de uranio, cobre, cinc, etc., que no podrían haberse formado bajo una atmósfera reductora. Sin embargo, indiscutibles eucariotas recién aparecen en rocas de unos 900 m.a. de antigüedad, mientras que las evidencias fósiles y bioquímicas mostrarían que la célula eucariota era una parte importante de los ecosistemas hace, por lo menos hace 1.900-1.700 m.a.. Con anterioridad los datos son más imprecisos y, en la Formación Guntflint (2.000 m.a.) habría restos de posibles eucariotas.

Según A.H. Knoll (1992) las filogenias moleculares basadas en las proteínas y el rRNA indican que los eucariotas emergieron tempranamente en la historia de la vida y que la ausencia de evidencias paleontológicas se debería a la pobreza del registro fósil del Arqueano y Proterozoico más temprano y al escaso potencial de preservación de los eucariotas más primitivos.

El procedimiento por el cual se logró el primer eucariota es desconocido. Lynn Margulis (1971) emitió una ingeniosa teoría al respecto basada fundamentalmente en las endosimbiosis hereditarias (Figura): un procariota

ameboidal por ingestión de bacterias aeróbicas habría dado lugar a un nuevo procariota en el que los organismos incorporados se habrían convertido en mitocondrias. Seguidamente se habría producido la inclusión de bacterias filiformes o espiroquetas que se transformaron en flagelos y centriolos, y la diferenciación de una membrana nuclear dio lugar a un eucariota unicelular incoloro primitivo. Tal organismo, por evolución, habría conducido a los animales mientras que los vegetales fueron el resultado de una tercera etapa ingestiva con incorporación de cianofíceas al eucariota primitivo.

La aparición de la membrana nuclear permitió la distribución adecuada del ADN recién sintetizado entre las células hijas, favoreciendo el desarrollo de los cromosomas y además, sirvió para proteger al delicado material genético de la acción del oxígeno requerido para la respiración celular.

A partir del momento de su aparición y durante el resto del Proterozoico, los eucariotas unicelulares efectuaron una rápida evolución que incluyó el perfeccionamiento de la sexualidad y la adquisición del grado multicelular de organización.

Es probable que los primeros organismos con reproducción sexual hayan tenido alternancia de generaciones asexuales y sexuales cumpliendo cada una de ellas una función diferente. La reproducción sexual permitiría al organismo afianzar su dominio en un medio previamente conquistado por otros individuos pertenecientes a la fase asexual. La reproducción sexual produce gran cantidad de gametas y cigotas ligeramente diferenciadas unas de otras, de manera que en la invasión de un nuevo hábitat la selección natural favorecerá a aquellos mejor adaptados a éste. Seguidamente, la reproducción asexual será la encargada de saturar el medio ambiente con formas similares a los progenitores.

La causa principal que debió favorecer el surgimiento de la multicelularidad probablemente fue el valor adaptativo del aumento de tamaño lo que permitió una mayor variabilidad de las formas y un incremento de la especialización de las distintas partes del organismo que condujo a la formación de los tejidos y la elaboración de una cavidad interior o celoma.

Evidencias de multicelularidad en organismos microscópicos similares a las algas rojas y verdes, existen a partir del Proterozoico Medio, siendo abundantes en el Proterozoico tardío.

Al final del Proterozoico también hay indicios de simetría bilateral, una característica que pudo estar asociada con la de un hábito reptador y una alimentación llevada a cabo sobre el sustrato, lo que finalmente condujo a la diferenciación, en el cuerpo, de una región anterior o cefálica que facilitaba el movimiento en una determinada dirección.

Los platelmintos son seres que presentan sistemas circulatorio y excretor y se desplazan por contracciones musculares y ondulaciones que se propagan de adelante hacia atrás a lo largo de todo el cuerpo, el que así se halla bien adaptado para reptar sobre un fondo sólido, pero no pueden penetrar en los sedimentos excepto cuando estos se hallan muy disgregados.

Los nemertinos son semejantes a los platelmintos, aunque el cuerpo es engrosado en vez de aplanado. Su denso mesodermo se comprime fácilmente, lo que les permite atravesar grietas estrechas efectuando ondulaciones que recorren hacia atrás el cuerpo mientras el organismo se desliza hacia delante. Este sistema peristáltico posibilita a los nemertinos introducirse en el sustrato haciendo a un lado los sedimentos confinantes, aunque no pueden perforar profundamente debido a la limitada eficiencia hidráulica de los tejidos, la existencia de un sistema circulatorio poco avanzado y la ausencia de un sistema respiratorio. Estas limitaciones desaparecieron con el desarrollo del celoma o cavidad interior llena de fluido, cuyo origen podría haber estado relacionado con la locomoción peristáltica.

El celoma facilitó la proliferación de la vida infaunal, la que habría comenzado hace unos 1.000 m.a., según lo sugieren ciertas perforaciones horizontales en sedimentos de dicha edad. Otras trazas no vuelven a encontrarse hasta niveles de 700 m.a. y desde entonces, los metazoarios muestran una continua y creciente diversificación.

PALEONTOLOGÍA PRECÁMBRICA

Durante muchos años se pensó que las rocas anteriores a las cámbricas en su mayoría, estaban desprovistas de fósiles. Pero los descubrimientos paleontológicos realizados durante las últimas décadas en estas rocas tan antiguas demostraron lo erróneo de aquella suposición.

Una de las principales razones que demoraron el conocimiento de la vida precámbrica fue el tamaño y la naturaleza de los fósiles de esa edad. En gran parte,

la documentación paleontológica precámbrica se basa en restos cuyas dimensiones so superan unos pocos micrones y que carecen de estructuras esqueléticas.

Los estromatolitos son una de las fuentes más importantes de documentación paleontológica precámbrica.

Muchos microfósiles precámbricos son restos celulares de diferentes conformaciones, a veces agrupados de tal manera que resultan comparables con estadíos reproductivos de algas. Junto con ellos suele hallarse otros que, dada su naturaleza molecular, sólo pueden identificarse por medio de análisis cuidadosos ya que se trata de compuestos los cuales, cuando seguramente son de origen biológico y resultan singenéticos con los sedimentos que los contienen, poseen gran valor paleontológico. Las sustancias orgánicas de las características señaladas se conocen como quimiofósiles.

Los quimiofósiles se encuentran en rocas de todas las edades pero, en las precámbricas adquieren particular interés por constituir evidencias de vida en situaciones donde los fósiles clásicos son muy escasos o faltan totalmente. Entre los fósiles químicos precámbricos más comunes se hallan: alcanos (fitano, colestano, pristano), esteranos, porfirinas, purinas, ácidos grasos, aminoácidos y azúcares. Los tres primeros están estrechamente vinculados con el proceso de la fotosíntesis y por lo tanto su presencia en los sedimentos es indicadora de la existencia de organismos que desarrollaban dicha actividad.

No todos los especialistas aceptan que los quimiofósiles hayan podido conservarse inalterables durante tantos millones de años y, además, algunas de estas sustancias han podido ser obtenidas en el laboratorio. Sin embargo, otros estudios mostrarían que dichos compuestos pueden llegar a tener una estabilidad mucho mayor a la que se supone.

Otro tipo de fosilización está representado por depósitos carbonosos cuyo origen puede ser tanto orgánico como inorgánico. El origen biogénico de la materia carbonosa residual insoluble (querógeno) es verificable mediante la relación $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$. en los ambientes inorgánicos terrestres, donde no opera la fotosíntesis, esta relación es algo menor al 90%, mientras que durante la fotosíntesis, la reducción del CO_2 tiende a concentrar selectivamente al isótopo más liviano (^{12}C) con respecto al más pesado (^{13}C) y la relación supera al valor anterior.

Los fósiles más antiguos conocidos se hallan en el Supergrupo Swaziland del Transvaal Oriental sudafricano (Figura, Figura). Son microorganismos unicelulares

esféricos y filamentosos, seguramente procariotas, aunque bastante avanzados evolutivamente como para desarrollar la fotosíntesis productora de oxígeno, un hecho que también pudo ocurrir en Australia, donde se conocen estructuras estromatolíticas de 3.500 m.a., en el Bloque Pilbara, que serían similares.

En el Grupo Onverwacht hay sedimentos marinos y piroclásticos con arcillitas carbonosas y ftanitas zonadas que contienen microfósiles (*Archaeosphaeroides barbertonensis*) y quimiofósiles.

El Grupo Fig Tree proporcionó a los procariotas *Eobacterium isolatum* (Figura) y microfósiles *Archaeosphaeroides barbertonensis*, el primero con afinidades eubacterianas y el segundo similar a las Chroococcales, cianofíceas coccoideas moderna, y que pudo ser un autótrofo fotosintetizador; de ser así, mostraría que ya entonces existían microorganismos productores de oxígeno. La fotosíntesis también estaría evidenciada por la presencia de derivados del isopreno, porfirinas, y las relaciones $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ del querógeno.

Algo más jóvenes que los fósiles mencionados son los estromatolitos del Sistema Bulawayánico (+2.700 m.a.) de Rhodesia y la posible bacteria de la Formación Soudan Iron (2.800 m.a.) de Minesota (EUA). Estos estromatolitos también señalarían, aunque indirectamente, la existencia de fotosíntesis productora de oxígeno.

A partir de los 2.500 m.a., la actividad biológica se incrementó apreciablemente como se infiere de las microbiotas halladas en Sudáfrica (Supergrupos Witwatersrand y Transvaal), Groenlandia (Grupo Vallen), Canadá (Formación Guntflint y Supergrupo Belcher Inferior) etc.. De todas ellas, las canadienses son las más interesantes y las mejor conocidas, encontrándose preservadas en ftanitas microcristalinas carbonosas, asociadas a estromatolitos laminares. Los microorganismos, preservados en una condición tridimensional, están muy poco alterados.

La Formación Guntflint (2.000 m.a.) se extiende a lo largo de la costa norte del lago Superior, en Ontario, y su microbiota se compone principalmente de algas microscópicas que formaban cuerpos laminares cerca de la interfase sedimento-agua, en cuencas someras de aguas agitadas. Abundan las formas esferoidales-elipsoidales y los filamentos septados. Las primeras cuentan con diversas especies de *Huroniopora*, probable cianofícea (Chroococcales) o Rhodophyceae (eucariotas), mientras que las segundas constituyen un grupo heterogéneo, con algunos

representantes relacionados con bacterias filamentosas, pero la mayoría (*Guntflintia*, Figura), de afinidades cianofíceas (Nostocaceae). Los filamentos mayores son comparables a algas azul-verdosas (Oscillatoriaceae) y a ciertas ferrobacterias modernas.

El Supergrupo Belcher Inferior (1.400 m.a.) se encuentran en las islas Belcher de la bahía de Hudson. Contiene ftanitas estromatolíticas con una microbiota que podría ser intermedia entre la de Guntflint y otras más jóvenes que ella, como la de Bitter Springs (900 m.a.), siendo procariotas la mayoría de sus componentes.

La presencia de acritarcas en la microbiota de Belcher indicaría la posible existencia de representantes eucariotas en la misma.

La intensa actividad fotosintetizadora de las diversas microbiotas de estos tiempos, señalaría que en la atmósfera ya habría existido una capa de ozono suficiente como para hacer posible el surgimiento del microplancton y la célula eucariota.

Microfósiles con probables afinidades eucariotas se hallarían en la Dolomita Beck Spring (aproximadamente 1.300 m.a.) de California, la Formación Mc Minn (1.280-1.450 m.a.) y la Dolomita Amalia (1.390m.a.-1.575 m.a.) del norte australiano y el Supergrupo Belt (aproximadamente 1.400 m.a.) de Montana. Sin embargo, la primera evidencia certera de la existencia de la célula eucariota se tiene en la microbiota de la Formación Bitter Springs, de la Cuenca Amadeus, de unos 900 m.a. Su microbiota se halla integrada por bacterias filamentosas, algas azulverdosas y verdes, probables algas rojas, dinofíceas, hongos y otros organismos afinidades poco conocidas. Las formas dominantes son las algas filamentosas y coccoides azul verdosas, habiéndose referido los taxones filamentosos a las Oscillatoriaceae, Nostocaceae y Rivulariaceae. La mayoría de las algas azul verdosas corresponderían a familias modernas y un elevado porcentaje de ellas es comparable, a nivel genérico o específico, con algas vivientes.

Entre los organismos de Bitter Springs merecen citarse especialmente *Caryosphaeroides* (Figura) y *Glenobotrydion* por sus afinidades con las algas clorococcoideas mitóticas, lo que indicaría que fueron organismos eucariotas. También ciertos filamentos descritos como *Eumycetopsis robusta* (Figura) probablemente afines a Phycomicetes, serían indicadores de la presencia de la célula eucariota y de la reproducción mitótica. Esto último parecería estar claramente mostrado por la excepcional preservación de una secuencia mitótica en

Glenobotrydion aenigmatis (Figura), mientras que otros cuerpos esferoidales con marcas triletes y disposición tetraédrica recordarían a ciertos estadios de meiosis, aunque se ha demostrado experimentalmente que situaciones similares a las descritas arriba pueden originarse en el transcurso de la degradación parcial de ciertas algas.

El Proterozoico también se caracterizó por la presencia de una secuencia de biotas con creciente complejidad estructural y que representan a una radiación evolutiva que culminó en el Proterozoico Tardío con la aparición de los eucariotas multicelulares.

Los más antiguos antecedentes de este acontecimiento serían ciertas películas carbonosas comprimidas, de espesor micrométrico, excepcionalmente tridimensionales, que aparecen en el Proterozoico Inferior, con formas redondeadas y angulosas, no ornamentadas, como los moránidos y beltínidos del Escudo Canadiense, y que se prolongan hasta el Proterozoico Superior. Sus afinidades son desconocidas pero podrían ser fragmentos de procariotas y restos de materia amorfa.

En el Proterozoico Medio se hallan impresiones más complejas como los grypánidos, espiralados y helicoidales, del Supergrupo Belt de Montana y del norte de la China. Identifican a la Zona de *Grypania* (1.500 m.a. - 1.200 m.a.), microfósil tubiforme de 1 a 2 mm de ancho y hasta 80 mm de longitud, que mostraría la primera diversificación hacia un tamaño macroscópico.

En el Proterozoico Superior pre-Vendíánico se reconoce a la Zona de Tuwula.

En el Vendíánico se presentan dos asociaciones:

- 1- chuáridos, esferoidales y discoidales, normalmente con arrugas concéntricas u oblicuas; son del Proterozoico Medio y Superior y de afinidades desconocidas, aunque se tratarían de acritarcas.
- 2- Vendoténidos, que son filamentos cilíndricos que, junto con los chuáridos se hallan entre los de mayor distribución en el Proterozoico Superior, aunque también se los menciona en el Proterozoico Inferior y Medio. Serían metafitas y en la Plataforma Rusa se conocen tres biotas; la más joven de ellas llega al Cámbrico Temprano. Los sabellidítidos son tubos cilíndricos con anillos transversales regulares. Se distribuyen desde el final del Vendíánico hasta quizás, el Cámbrico Temprano en Europa Oriental y Siberia. Su supuesta relación con los pogonóforos no ha sido confirmada.

En el Vendíánico se caracterizó además, por la aparición de las trazas fósiles y las impresiones de cuerpos de organismos multicelulares, indicadores de una mayor complejidad estructural. Esta asociación vendiánica se conoce como Biota de Ediacara, cuya aparición se registra juntamente con la transgresión que siguió a la finalización de la Glaciación Varangiana, Lapandiana o Mariscoana, hace unos 590 m.a., si bien la mayoría de ellos está restringida a los últimos 6 m.a. del Neoproterozoico, y sólo excepcionalmente se hallan en estratos más jóvenes, estando ausentes en el Cámbrico. Las trazas fósiles se hallan sobre la superficie de planos de estratificación horizontales y su mayor diversidad se presenta en el vendiánico Medio de la Plataforma Rusa, decreciendo hacia arriba, para aumentar notablemente al comienzo del Cámbrico juntamente con la proliferación de organismos provistos de esqueletos mineralizados.

Los demás componentes de la biota de Ediacara son moldes de organismos cuya naturaleza y relaciones filogenéticas se hallan muy discutidas. Durante mucho tiempo se pensó que los mismos correspondían a celenterados, anélidos poliquetos, artrópodos, echiúridos, equinodermos, etc. Posteriormente se observó que si bien los componentes de esta biota tenían similitudes con organismos fanerozoicos, en realidad se caracterizaban por tener planes estructurales diferentes, lo que llevó a Fedonkin (1987) a diferenciar dos grandes grupos:

- 1- Radiata: reúnen a los primeros organismos, en gran parte medusoides, con simetría concéntrica y radial, trirradial, cónica, tetrámera, muy similar a los conuláridos fanerozoicos. Otras formas celentiformes, pero de afinidades sistemáticamente más inciertas, fueron *Charnia* y *Pterinium*, que habrían habitado fondos blandos.
- 2- Bilateralia: son bilateralmente simétricos y la mayoría presenta segmentación o metamerismo, sugiriendo afinidades con los anélidos y artrópodos. Sin embargo esta segmentación a veces resulta muy particular al alternar los segmentos de un lado con los del otro.

Dickinsonia llegó a tener 1 m de diámetro y pudo ser un celenterado, anélido o platelminto o bien, una clase dentro de los Dipleurozoa (Phylum Proarticulata).

Entre los animales con una segmentación más definida y, por lo tanto similares a los anélidos, se hallaron *Parvancorina* y *Sprigzina* (45 cm de longitud). El primero mostraba gran similitud con los *Marellomorpha* paleozoicos y podría hallarse entre los antecesores de los crustáceos.

Los *Sprigzinidae* tenían la parte anterior del cuerpo como la de los trilobites, mientras que el resto se asemejaba al de los anélidos. Junto con los *Bomkellidae*, de

largo apéndices laterales y caparazón rígido, constituirían la clase Paratrilobita (Phylum Arthropoda).

Seilacher (1984) considera que los integrantes de la biota de Ediacara carecerían totalmente de analogías con las fanerozoicas, y que habían sido organismos carentes de movimiento, por lo que no dejaban rastros de locomoción; muchos de los supuestos artrópodos o vermes, como *Parvancorina*, *Sprigzina* y *Vendomia* carecerían auténticamente de simetría y su cuerpo no se hallaría dividido en segmentos. Por estas razones, Seilacher (1989, 1992) reunió a los organismos ediacarianos en los Vendozoa o Vendobionta, aduciendo que obtendrían su energía alojando fotobiontes o quimibiontes, o por absorción de moléculas orgánicas disueltas.

La biota de Ediacara fue cosmopolita. Conocida inicialmente de Ediacara (Australia), posteriormente se hallaron otros integrantes de la misma en Africa Occidental, Noruega, Europa Oriental, norte de Rusia, Siberia, estado Unidos de América, Canadá, Terranova, India y China.

Los organismos multicelulares o metazoos habrían sido muy escasos en la forma de Ediacara. Todos poseían cuerpos blandos y con muy bajos potenciales de fosilización.

El gigantismo que mostraron algunos organismos de Ediacara pudo ser una respuesta a la depredación.

Por lo general, se admite que los metazoos aparecen recién en la Fauna de Ediacara, hace unos 600 m.a., pero algunos especialistas opinan que este acontecimiento pudo ocurrir antes, hace unos 1.000- 900 m.a., Según Wray et al., (1996) basados en la secuencia de nucleótidas, la divergencia invertebrados-vertebrados habría acontecido hace unos 1.200 m.a., mientras que los deuterostomados (equinodermos) lo hicieron hace unos 1.000 m.a., y los agnatos y gnatóstomos, hace unos 600 m.a.

G. Vermeij (1996) opina que un origen de los animales entre 700-900 m.a. (Neoproterozoico Temprano a Medio) parece probable sobre base geoquímicas. Este fue un momento en el que los niveles del oxígeno se elevaron, tanto en los océanos como en la atmósfera, quizá ligado a cambios en el régimen tectónico terrestre y la formación de los continentes.

La ausencia de metazoos vendianos podría deberse a su diminuto tamaño, pero fue en ellos donde evolucionó la gran diversidad de planos básicos característicos de los fila de animales vivientes.

La elaboración de sistemas circulatorios, respiratorio y alimenticios activos, capacitó a algunos animales véndicos y muchos cámbricos a aumentar de tamaño, crear musculaturas sofisticadas para la alimentación y locomoción y cubrir el cuerpo con un esqueleto protector.

A la finalización del Véndico ocurrió una importante extinción en masa que afectó a la diversidad de determinados grupos, entre ellos, los estromatolitos, los que casi desaparecieron. También declinaron severamente al fitoplancton eucariota (acritarcas) y la biota de Ediacara, la que desapareció casi totalmente.

La transición al Fanerozoico significó un cambio mayor en la composición biótica, quizás provocada por los factores ambientales, como pudo ser el incremento del oxígeno atmosférico o una nueva configuración geográfica motivada por la tectónica de placas que permitió reducir la estacionalidad y aumentar la estabilidad de las fuentes tróficas. Los fila celomados experimentaron una mayor radiación adaptativa al explorar nuevos nichos y, entre los fila novedosos surgidos, algunos tendrían partes esqueléticas duras.

En la primera parte del Véndico ya se hallan tubos quitinoideos de Sabellidítodos y, posteriormente se presentan otros calcáreos de *Claudina*. Este último sería el organismo más antiguo conocido con esqueleto mineralizado. Son tubos calcáreos que en Namibia, aparecen encima de la biota de Ediacara, pero también se encontraron en Brasil, Argentina y otras partes del mundo.

Los Anabarítidos también desarrollaron un esqueleto tubiformes carbonáticos, quizás aragoníticos, pero fueron muy escasos al final del Proterozoico, mientras que mostraron su mayor diversidad al comienzo del Cámbrico.

Las trazas fósiles véndicas indicarían que el sustrato marino de estos tiempos alojó una asociación infaunal que habitaba en escasos centímetros debajo de la interfase, en fondos blandos. Las perforaciones verticales fueron escasas.

En los últimos años también se han mencionado evidencias que avalarían la posibilidad de existencia de vida terrestre en el Proterozoico. Tal es el caso de los microfósiles filamentosos, bacteriales, hallados en paleosuelos de la Caliza Mescal (Arizona, 1.200 m.a.) y la Dolomita Beck Spring (California, 800 m.a.), mencionados por R.J.Horodyski y L.P. Kout (1994).

LAS BIOTAS PRECÁMBRICAS SUDAMERICANAS

El conocimiento de las biotas precámbricas sudamericanas es muy deficiente. En Brasil, el Grupo Bambuí (1.350 - 620 m.a.) es portador de *algas* (*Kinnevia*, *Bambuites*, *Asteriacites*, Solenoporáceas) y de estromatolitos (*Conophyton metula*, *Linella avis*) conocidos en rocas de menos de 850 m.a. de antigüedad. Los microfósiles de estos estromatolitos son formas esferoidales y filamentosas de naturaleza carbonosa. Las esferas tienen entre 3 y 81 micrones y pertenecerían a cianobacterias, pero otros podrían ser eucariotas.

En Brasil, el Grupo Jacadigo (que también penetra en Bolivia) contiene a las formaciones ferríferas zonadas de Urucum-Mutum, portadoras de microfósiles similares a lóricas de tintínidos o de quitinozoarios, cuya edad sería superior a los 850 m.a., aunque otras formas similares a *Cloudina* y *Bavlinella* indicarían una edad más joven e incluso podrían llegar al Fanerozoico.

El Grupo Corumbá, cuya relación con el Grupo Jacadigo no se conoce (y que también se extiende por Bolivia y Paraguay) contiene en el techo algas (*Sphaerocongregus variabilis*), *Cloudina lucianoi* y al único metazoo precámbrico conocido de América del Sur, *Corumbella weneri*, los que serían del Vendécico, mientras que el vendoténido *Tyrasotaemia* indicaría Cámbrico Inferior.

Los Grupos Jacadigo-Corumbá del Brasil, Bolivia y Paraguay se correlacionarían con el Grupo Arroyo del Soldado, del Uruguay, el que también incluye formaciones ferríferas zonadas y microfósiles similares.

En general, la depositación de las formaciones ferríferas zonadas se relacionan con una severa estratificación de los océanos vinculada a las glaciaciones y, además, se ha postulado otra pequeña glaciación en el límite Proterozoico-Cámbrico (550 m.a.) con la que coincidirían las formaciones ferríferas zonas arriba mencionadas.

En la parte superior del Grupo Arroyo del Soldado (Vendécico Superior- Cámbrico Inferior), la Formación Cerro Victoria tiene estromatolitos e icnofósiles (*Gordia*, *Planolites*, *Selloulichnus*) Vendécico Superior- Cámbrico Inferior. En la base del Grupo (Formaciones Caliza Polanco y Cerro Espuelitas) existen otras microbiotas con *Sphaerocongregus variabilis* (= *Bavlinella faveolata*), *Oscillatoriopsis rhomboidalis* (característica del Vendécico de la Plataforma de Europa Oriental), *Leiosphaeridia bicrura* (del Vendécico europeo pero que llegó al Cámbrico Temprano); todas ellas indican una depositación entre 560-545 m.a.

El Grupo Sierras Bayas, del sur de la provincia de Buenos Aires (Tandil) proporcionó estromatolitos y microfósiles que serían probables cianofíceas (*Paleorivularia ontarica*, conocida de la Formación Guntflint de Canadá) y acritarcas (*Chuarina*, *Protoleiosphaeridium*, *Leiosphaeridia*), que indicarían el Véndico - Cámbrico Inferior.

En el noroeste argentino, el Proterozoico Superior proporcionó impresiones medusoides atribuidas a *Beltanelliformis* y *Sekwia* (Aceñolaza y Durant, 1985).