

# A Evolução é Fato



ACADEMIA  
BRASILEIRA  
DE CIÊNCIAS

MCMXVI



Crédito: freepik.com - @pedroeiradesign

# A biosfera e o planeta Terra

4 bilhões de anos de interações



**Thomas R. Fairchild**

Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo (USP)

**Marly Babinski**

Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo (USP)

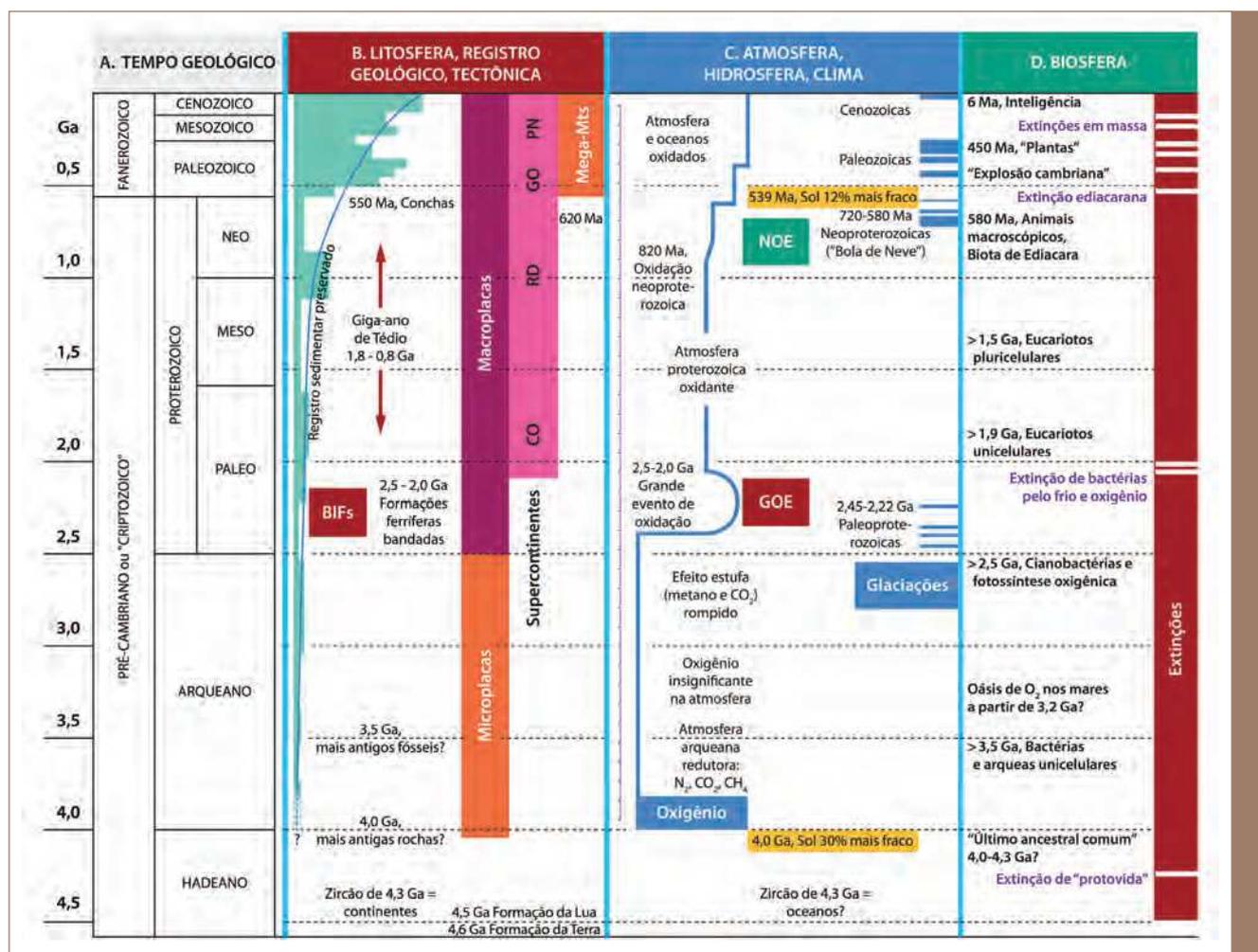
**Umberto G. Cordani**

Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo (USP)

A história da Terra tem quase 4,6 bilhões de anos (ou Ga – “giga-anos”), e é dividida nos quatro grandes éons Hadeano, Arqueano, Proterozoico e Fanerozoico (figura 1, coluna A). Entretanto, o mais antigo registro geológico não data do início desta história, mas de 4 Ga, próximo do limite Hadeano-Arqueano. Por causa do vigor dos processos geológicos e do intenso bombardeio meteórico no Hadeano, os primeiros 500 milhões de anos (Ma) da história do planeta carecem de documentação geológica, com exceção de alguns cristais do mineral zircão, de até 4,38 Ga de idade, preservados como grãos de areia em rochas arqueanas, mais novas.

Mesmo que fragmentado, o registro geológico serve de documento reconhecidamente fiel, pelo menos em linhas gerais, da evolução da dinâmica interna e externa e da evolução biológica do planeta. As evidências, no entanto, trazem um paradoxo: em função do tempo de exposição a processos diversos, quanto mais antigo o registro geológico, menor a parte da sua história registrada nas rochas e fósseis (figura 1, coluna B).

Reconstituir a trajetória do planeta exige determinar a idade desses registros imperfeitos, o que é possível pela interpretação geológica e por meio de outras três técnicas: datação geocronológica, análise geoquímica e investigação paleontológica. Essas ferramentas revelam três padrões nas evoluções físico-química e biológica da Terra, reconhecíveis em todas as escalas de análise (desde investigações microscópicas, passando por estudos de campo até avaliações regionais e globais). O primeiro padrão é a *ciclicidade*, que ocorre, por exemplo, na formação e destruição da crosta oceânica ou na alternância entre extinções em massa e radiações evolutivas; o segundo são as *tendências seculares* reconhecidas em fenômenos que, na medida em que operam, fazem com que seu produto se distancie cada vez mais do estado original, como observado na diferenciação da Terra primitiva em núcleo, manto e crosta e no aumento de complexidade morfológica e ecológica na evolução; e o terceiro são *eventos episódicos* ou até “singulares”, de tão raros ou únicos, como o aparecimento dos eucariotos no Proterozoico ou os impactos de meteoritos relacionados à formação da Lua no Hadeano e à extinção dos dinossauros no Fanerozoico (figura 1).



O fato de os fósseis mais antigos serem quase tão velhos (pelo menos 3,5 Ga, mas possivelmente 3,8 Ga ou mais; figura 2A-C) quanto as rochas mais antigas (4,060 Ga) significa que a superfície terrestre tem sido habitável por praticamente 4 bilhões de anos, desde o fim do Hadeano e o começo do Arqueano. Ou seja, mesmo que as condições da atmosfera, dos continentes e dos oceanos no passado remoto fossem muito diferentes das atuais, elas sempre sustentaram a vida, ininterruptamente. De fato, as histórias da vida e da atmosfera, hidrosfera e litosfera sempre foram intimamente relacionadas (figuras 1 e 2).

Os cristais de zircão, nossos registros mais antigos, carregam isótopos de oxigênio (átomos de oxigênio com pesos atômicos diferentes). As análises desses isótopos sugerem que já existiam, há quase 4,4 Ga, uma crosta continental diferenciada e corpos de água na superfície terrestre, embora a extensão e as características da crosta e da hidrosfera ainda sejam hipóteses geológicas.

**Figura 1.** Resumo gráfico das evidências e interpretações da história interativa entre a litosfera, a atmosfera, a hidrosfera e a biosfera, com destaque para eventos episódicos (e.g., extinções) ou singulares (e.g., inovações evolutivas), processos cíclicos (e.g., supercontinentes) e processos unidirecionais ("tendências seculares", como crescimento continental) na geologia e na evolução desde a origem da Terra. **Coluna A** - Tempo geológico: Subdivisões e calibração em giga-anos (Ga, ou bilhões de anos). **Coluna B** - Litosfera: Registro geológico. Barras indicam volume estimado de rochas sedimentares ainda preservadas por intervalo de tempo geológico e a curva representa a tendência de sobrevivência do registro com o tempo (Fonte: adaptado de Schopf, 1992); Regime tectônico. Supercontinentes: CO, Colúmbia; RD, Rodínia; GO, Gondwana; PN, Pangea. **Coluna C** - Atmosfera, Hidrosfera, Clima: No lado direito da coluna, os episódios de glaciação são indicados por linhas horizontais azuis. (Fonte - histórico do oxigênio e das glaciações: adaptado de Catling & Zahnle, 2020); **Coluna D** - Biosfera: Principais inovações evolutivas e acontecimentos na história da biosfera. No lado direito da coluna, as extinções em massa são indicadas por linhas horizontais brancas (Fonte: adaptado de Knoll & Bambach, 2000, e de Catling & Zahnle, 2020).

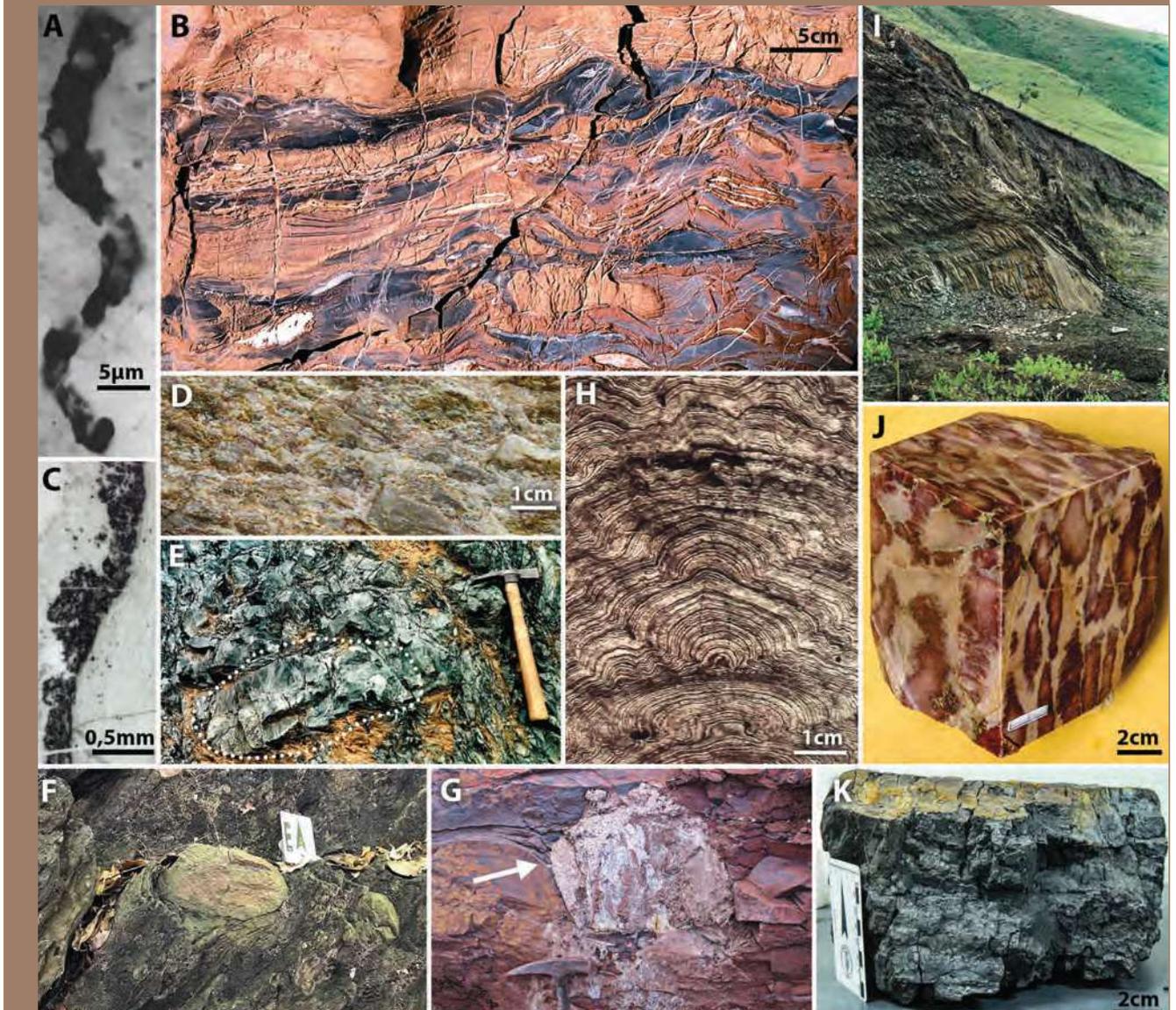
Inicialmente, a atmosfera hadeana deve ter sido muito parecida com as atuais atmosferas de Marte e Vênus, composta por mais de 95% de gás carbônico ( $\text{CO}_2$ ), um importante gás de efeito estufa. A atmosfera atual tem perfil oxidante, com quase 21% de oxigênio, 79% de nitrogênio e pouco  $\text{CO}_2$ . Vale destacar que, há 4,0 Ga, a luminosidade solar era 30% menor do que atualmente. Assim, se não fosse pelo efeito estufa do  $\text{CO}_2$  e de outros gases, principalmente o metano ( $\text{CH}_4$ ), a temperatura da superfície teria permanecido abaixo de zero, e o gelo (não a água em forma líquida) teria coberto o planeta, dificultando o surgimento da vida. Na Groenlândia e no leste do Canadá, rochas sedimentares e químicas, bem como lavas subaquáticas, comprovam a presença de corpos aquosos há 3,8 Ga (figura 2D-E). Além disso, a ação de água líquida é fartamente documentada no registro geológico desde então. A presença do gelo em escala ampla (glaciações) só veio mais tarde, entre 2,5 e 2,0 Ga, no início do Proterozoico, embora averse a possibilidade de glaciações no Hadeano relacionadas à interação entre o  $\text{CO}_2$  da atmosfera, a crosta e os mares primitivos. Diante da ausência de um registro geológico do Hadeano, essa ideia carece de confirmação. De qualquer forma, a despeito das evidências do aquecimento global atual, o clima dos últimos 720 milhões de anos, que é marcado por diversos episódios glaciais, deve ter sido bastante diferente do clima de épocas anteriores (figura 1, coluna C). Estima-se que a temperatura média da superfície da Terra no Arqueano talvez chegasse a 40°C, bem mais quente do que os atuais 15°C. Não é de se estranhar, portanto, que os organismos modernos mais próximos ao hipotético “último ancestral comum” da vida na Terra sejam microrganismos mesofílicos, isto é, adaptados a temperaturas relativamente altas, mas inferiores a 50°C, o que é interpretado como uma herança genética das mais antigas.

As temperaturas da superfície só caíam ao ponto de permitir o acúmulo de gelo em grande escala mais tarde, entre 2,5 Ga e 2,0 Ga, quando a Terra também passou por importantes mudanças tectônicas, ambientais, biológicas e sedimentares (figura 1). Este resfriamento só foi possível pela diminuição do efeito estufa mantido pelo  $\text{CO}_2$  e pelo  $\text{CH}_4$  na atmosfera, o que ocorreu quando o  $\text{CO}_2$  foi transferido para a hidrosfera, litosfera e biosfera. Essa transferência já acontecia desde muito antes: no ciclo hidrológico, o  $\text{CO}_2$  da atmosfera dissolvia-se na chuva, que caía sobre os continentes, atacando rochas e carregando os produtos do intemperismo (quando rochas se des-

gastam em sedimentos) e da erosão — materiais e gases em solução, bem como areia e lama — para os mares. No ambiente marítimo, o bicarbonato, o carbonato e o  $\text{CO}_2$  criaram um sistema tampão, impedindo grandes variações de pH na água e promovendo a precipitação de calcários ( $\text{CaCO}_3$ ). Com isso, o  $\text{CO}_2$  atmosférico era transferido para a litosfera como carbonato, afastando-o do ciclo do carbono da superfície. Quanto mais  $\text{CO}_2$  atmosférico ficava “sequestrado” como calcário por este e outros meios (ver abaixo), menor era a concentração do gás na atmosfera. Para se ter uma ideia, há cerca de 4,5 Ga, a atmosfera era composta de 95% de  $\text{CO}_2$ , enquanto hoje, o gás ocupa 0,0004% (400 ppm) dela. Pode parecer pouco, mas esses 400 ppm sustentam toda a biosfera e ainda contribuem majoritariamente para o efeito estufa.

O intemperismo já existia quando os mais antigos fósseis foram preservados no registro, há pelo menos 3,5 Ga ou possivelmente antes, embora a comunidade científica se divida a esse respeito. Estes fósseis se dividem em três categorias: compostos orgânicos indicativos de atividades metabólicas (“quimiofósseis” ou “biomarcadores”), microfósseis simples (parecidos com bactérias atuais) e estruturas laminadas calcárias biogênicas de dimensões centimétricas (chamadas de estromatólitos, um tipo de microbialito) (figuras 2A-C, H, J, e 3A-B, D-G - ver também figura 6 do capítulo 4 para imagens adicionais de fósseis importantes na evolução). Microbialitos mais recentes se formam pela precipitação de calcário e outras atividades associadas a comunidades de “micróbios”, incluindo bactérias muito parecidas com alguns dos raros microfósseis arqueanos de quase 3,5 Ga (figura 2A), embora a preservação dessas bactérias em estromatólitos desta idade seja bastante incomum. Ao longo de todo o Arqueano, então, o  $\text{CO}_2$  atmosférico foi sequestrado para formar calcário nas águas rasas das margens estreitas das pequenas placas tectônicas do éon. No terço final do período (3 a 2,5 Ga), quando as microplacas deram lugar a placas muito maiores, a área de águas rasas disponível nas margens continentais para colonização bacteriana e deposição de carbonatos aumentou tremendamente, promovendo ainda mais o sequestro de  $\text{CO}_2$  (figura 1, coluna B). Outro importante processo na transferência de  $\text{CO}_2$  para a litosfera desde a origem da vida é o soterramento de organismos mortos nos sedimentos, onde a matéria orgânica originada pela captura biológica do gás pode se tornar petróleo, carvão ou grafite.

**Figura 2.** A-C - Candidatos às mais antigas evidências de vida: **A** - Microfóssil filamentososo com 3,5 Ga, norte da Austrália (Foto: James William Schopf); **B** - Estromatólito ondulado com 3,43 Ga, norte da Austrália (Foto: Abigail C. Allwood); **C** - Lâmina irregular de matéria orgânica degradada em rocha silicosa (silexito) arqueana (3,4 Ga), vista em microscópio, África do Sul. (Foto: Thomas R. Fairchild). **D-E** - Evidências geológicas de ambientes aquosos antigos: **D** - Conglomerado metamorfizado. Observar pequeno cascalho logo acima da escala, oeste da Austrália (Foto: Thomas R. Fairchild); **E** - Lava subaquática ("almofadada") arqueana. Elipse circunscrive um dos lobos ou "almofadas" formados no contato da lava com a água, Quadrilátero Ferrífero (Brasil). (Foto: Thomas R. Fairchild). **F-G** - Evidências geológicas de ambientes glaciais proterozoicos: **F** - Diamiccito, típico de ambientes glaciais, composto de fragmentos rochosos de origens e tamanhos muito variados no meio de sedimento muito fino (argila e areia), Corumbá (Brasil) (Foto: Thomas R. Fairchild); **G** - Bloco solitário que caiu de um iceberg, rompendo o sedimento ferruginoso do fundo (seta), Corumbá (Brasil). (Foto: Bernardo Tavares Freitas). **H-K** - Evidências geológicas da época do Grande Evento de Oxigenação (GOE) (2,5-2,0 Ga): **H** - Possível estromatólito do Arqueano tardio, África do Sul (Foto: John P. Grotzinger); **I** - Formação ferrífera bandada (BIF), Paleoproterozoico, Quadrilátero Ferrífero (Brasil) (Foto: Thomas R. Fairchild); **J** - Estromatólitos colunares avermelhados (ferruginosos) depositados durante o GOE, e posteriormente metamorfizados. Quadrilátero Ferrífero (Brasil) (Foto: Thomas R. Fairchild); **K** - Carvão de origem microbiana do Paleoproterozoico: um possível testemunho da extinção em massa de procariotos anaeróbicos quando da oxigenação da atmosfera no GOE, sudoeste do Pará (Brasil). (Foto: Thomas R. Fairchild).



Quando a Terra chegou aos dois bilhões de anos de idade, há 2,5 Ga, a atmosfera começou a mudar de caráter — o efeito estufa diminuiu, e o  $O_2$  passou a acumular. Até então, o efeito estufa era mantido pelo  $CO_2$  e pelo  $CH_4$  na atmosfera anóxica (sem  $O_2$ ) do Arqueano. Temperaturas caíram a ponto de permitir pelo menos três glaciações

em grande escala, entre 2,45 e 2,22 Ga. Como testemunhas, temos rochas típicas de ambientes glaciais, como diamictitos (figura 2F-G), identificadas no registro geológico desta época em vários países. Ao passo que isso ocorria, a Terra vivia um acúmulo de oxigênio livre na atmosfera e na parte superior dos oceanos pela primeira vez, entre 2,5 e 2,0 Ga: era o chamado "Grande Evento de Oxigenação", ou GOE (do inglês, *Great Oxygenation Event*) (figura 1, coluna C). Hoje, sabe-se que os dois eventos estavam relacionados. A reação do oxigênio livre com o  $\text{CH}_4$  na atmosfera teria reduzido em 10 a 15 graus o efeito estufa na temperatura média da superfície. O enfraquecimento do efeito estufa teria sido exacerbado por mais dois fatores: primeiro, a remoção de  $\text{CO}_2$  atmosférico pelo processo de intemperismo e sua subsequentemente incorporação em calcários; e segundo, a luminosidade solar nesta época, que não passou de 88% da sua intensidade atual até 540 Ma (figura 1, coluna C). As consequências dessas glaciações podem ter sido a extinção de microrganismos intolerantes ao frio e a diminuição da atividade fotossintética, como sugerem análises de matéria orgânica em rochas e a raridade de estromatólitos desta época.

A fonte do oxigênio na atmosfera proterozoica, portanto, foi biológica. O gás era produto da fotossíntese oxigênica originada nas cianobactérias, justamente os microrganismos responsáveis pela formação de estromatólitos atuais e, presumivelmente, desde pelo menos o final do Arqueano, há 2,5 Ga (figuras 2D, H, 3E). A identificação do GOE confirma a importância de cianobactérias na biosfera desde então. Porém, o registro arqueano de estromatólitos e microfósseis anterior a 2,5 Ga sugere, até fortemente, que a fotossíntese oxigênica deve ter começado muito antes disso — e de modo suficiente para criar "oásis" de oxigênio locais em torno dos estromatólitos, mas ainda insuficiente para oxigenar a atmosfera. A ideia é sedutora, mas carece de evidências para sua confirmação, visto que outras bactérias fotossintetizantes, mas anaeróbicas (incapazes de sobreviver em ambientes oxidantes), também constroem microbialitos.

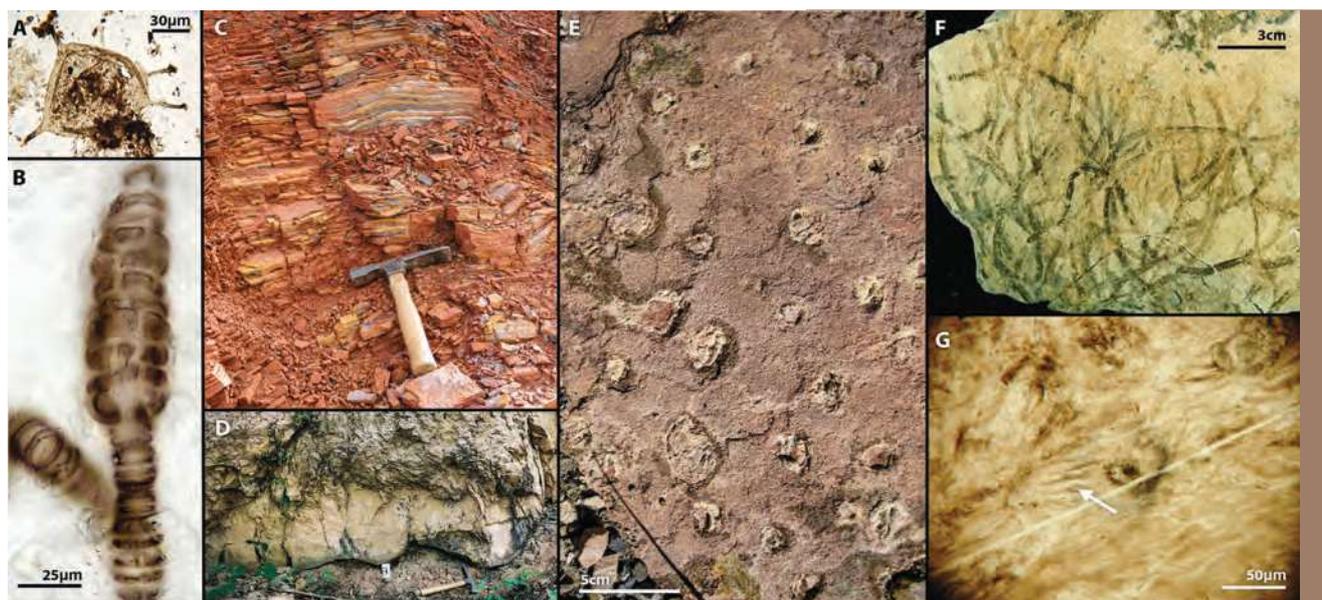
A oxigenação da atmosfera também foi beneficiada pela mudança no estilo da tectônica global iniciada no Arqueano tardio. Com o aparecimento de placas tectônicas muito maiores, o planeta ganhou mais área de águas rasas disponíveis para a expansão de cianobactérias, estromatólitos e calcários. Junto aos fatores já citados anteriormente, isso foi decisivo para romper o efeito estufa e esfriar a atmosfera. Resultou, ainda, num salto no  $\text{O}_2$  liberado para a atmosfera pelas comunidades cianobacterianas associadas aos microbialitos. No entanto, para o oxigênio se acumular como elemento estável na atmosfera, foi necessário soterrar grandes quantidades de matéria orgânica, afastando-a do ciclo de carbono na superfície. Isso liberou o oxigênio produzido na fotossíntese para a oxidação de outros compostos da atmosfera ( $\text{CO}$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{SO}_2$ ), nos oceanos (principalmente a

enorme quantidade de ferro dissolvido) e nos sedimentos e rochas expostos nos continentes.

O registro geológico fornece evidências impressionantes desta transição crítica da história do planeta. Consistem de rochas ferruginosas que compõem “formações ferríferas bandadas” (ou “BIFs”, de *banded iron formations*, termo do inglês usado globalmente), excepcionalmente abundantes no final do Arqueano e no início do Proterozoico, especialmente entre 2,5 e 2,0 Ga. Essas rochas são o principal minério de ferro do mundo, como bem exemplificado no Brasil pelos depósitos do Quadrilátero Ferrífero (2,5 Ga; figura 2I), em Minas Gerais, e da Serra dos Carajás (2,7 Ga), no Pará. São rochas sedimentares finamente laminadas, caracterizadas pela alternância de lâminas de óxido de ferro e de quartzo (sílica) formadas pela oxidação do ferro dissolvido nos oceanos da época. O ferro era colocado em solução pela alteração das rochas vulcânicas do assoalho marinho, na ausência de  $O_2$ . Periodicamente, essas águas profundas chegavam às margens dos continentes, pelo processo chamado ressurgência, onde o ferro, ao entrar em contato com o  $O_2$  produzido pelas cianobactérias das águas rasas se precipitava rapidamente, formando uma lâmina fina de óxido de ferro. As lâminas de quartzo representam a precipitação da sílica, mais lenta, entre eventos de ressurgência. Enquanto havia ferro em solução nos oceanos, este processo continuava. Depois de 2 Ga, as BIFs praticamente somem do registro geológico, pois o  $O_2$  nos mares e na atmosfera já não permitia mais o transporte de ferro em solução. O oxigênio agora fazia parte estável e permanente da atmosfera, embora sua concentração tenha oscilado ao longo do Proterozoico até se estabilizar próximo aos atuais 21% nos últimos 500 milhões de anos (Fanerozoico) (figura 1, colunas B e C).

Com oxigênio estável no meio ambiente, é plausível pensar que a vida passou a se desenvolver mais rapidamente. Mas o que ocorreu foi o contrário: o gás criou uma situação ecológica extremamente adversa à vida procariótica, que, à exceção das cianobactérias e poucas outras, não toleram oxigênio (figura 2J). Assim, ao longo dos primeiros 500 ou 600 milhões de anos do Proterozoico, podem ter ocorrido extinções em massa pela primeira vez, em decorrência ora das glaciações, ora da oxidação dos mares rasos. Mas nem tudo foi morto. Enquanto muitos procariotos sucumbiram (figura 2K), outros microrganismos aproveitaram a oportunidade e desenvolveram a capacidade de utilizar oxigênio para gerar energia e viver em ambientes aeróbicos. Alguns procariotos, de linhagens agora extintas, adquiriram esta vantagem ao englobar procariotos aeróbicos menores, sem digeri-los, no processo conhecido como endossimbiose. As mitocôndrias e cloroplastos — que são, respectivamente, locais de respiração e fotossíntese — nos eucariotos claramente se originaram desta maneira. Com o tempo, houve integração da matéria genética entre todas as partes, transformando essas quimeras microscópicas em uma nova categoria de vida

unicelular: os eucariotos. Estes são mais complexos que os procariotos por possuírem organelas internas, metabolismo mais energético e, eventualmente, sexualidade e recombinação genética. Eles não só toleram o oxigênio, mas dependem dele. Aliás, toda a linhagem eucariótica é obrigatoriamente aeróbica, com poucas exceções, provavelmente adaptações secundárias. Não é surpreendente, então, que as mais antigas evidências seguras de eucariotos unicelulares aparecem ao fim do período de oxidação da superfície, há pelo menos 1,9 Ga, embora existam alguns candidatos mais antigos (figura 3A).



Por quase um bilhão de anos entre 1,8 e 0,8 Ga, a tectônica global passou por um período de relativa calma, uma fase apelidada de “o giga-ano de tédio”. Provavelmente, essa fase mais estável foi resultado da perda contínua de calor do interior do planeta desde sua formação, como sugerido pelos tipos, intensidade e frequência de eventos vulcânicos registrados no período. Contudo, continuava o movimento das placas na superfície e a amalgamação de supercontinentes, com destaque para o gigante apelidado de Rodínia, entre 1,2 e 1,0 Ga. Mesmo assim, a reduzida intensidade dos processos ígneos durante o giga-ano de tédio (e suas consequências na dinâmica externa, como intemperismo e soterramento) afetou a capacidade da Terra de manter os altos níveis oxigênio do GOE (figura 1, coluna B).

A retomada da atividade tectônica intensa foi marcada pela desagregação do supercontinente Rodínia, o que gerou dois efeitos importantes na evolução biológica. Primeiro, houve soterramento maciço de matéria orgânica a ponto de provocar novo acúmulo de oxigênio na atmosfera. Foi o chamado “Evento de Oxigenação Neoproterozoico”, ou NOE (do inglês *Neoprotero-*

**Figura 3. A-B** - Microfósseis eucarióticos pré-cambrianos: **A** - Microfóssil de eucarioto unicelular (microalga) com mais de 1,5 Ga (Foto: Emmanuelle J. Javaux & Andrew H. Knoll, 2017/sob CC BY 4.0); **B** - Alga vermelha microscópica de 1,2 Ga, a mais antiga evidência de um eucarioto pluricelular comprovadamente sexuado. (Foto: Nicholas J. Butterfield). **C-E** - Evidências geológicas de glaciações neoproterozoicas no Brasil: **C** - Formação ferrífera bandada, Corumbá (MS) (Foto: Thomas R. Fairchild); **D** - Calcário de uma capa carbonática (cc) depositada diretamente sobre um diamictito (martelo), atribuído à glaciação Marinoana (635 Ma), Mirassol d'Oeste (MT) (Foto: Thomas R. Fairchild); **E** - Vista de cima de outra capa carbonática marinoana, um microbialito atravessado por tubos, agora preenchidos (formas circulares a elípticas), formados pelo escape de gases, Serra da Bodoquena (MS). (Foto: Guilherme Raffaeli Romero). **F** - Metazoário basal com exoesqueleto levemente mineralizado da espécie *Corumbella wernerii*, um suposto cifozoário (Cnidaria) do final do Proterozóico (cerca de 542 Ma), Corumbá (Brasil). (Foto: Thomas R. Fairchild). **G** - Esteira microbiana silicificada de 900 Ma, típica do Criptozoico (= Pré-Cambriano), formada por uma emaranhada de tubos (seta), que representam as bainhas vazias de cianobactérias filamentosas. As células dos filamentos não foram preservadas, Cabeceiras (GO). (Foto: Evelyn A.M. Sanchez).

zoic Oxygenation Event), há cerca de 820 Ma (figura 1, coluna C). O NOE favoreceu a evolução de organismos eucariotos pluricelulares, com destaque para os heterótrofos (metazoários), que veremos logo mais, já que os autótrofos são conhecidos desde pelo menos 1,56 Ga (algas marinhas) e algas vermelhas microscópicas sexuadas desde 1,2 Ga (figura 3B).

O outro fenômeno foi o gradual estabelecimento do regime da tectônica global moderna, ativo até hoje. Nele, montanhas muito elevadas do tipo Himalaio, verdadeiras megamontanhas, surgiram pela primeira vez na evolução do planeta, há 620 Ma, na colisão entre placas continentais. A erosão destas montanhas forneceria os nutrientes que, junto à crescente disponibilidade de  $O_2$  na atmosfera, teriam favorecido a diversificação dos metazoários no último período do Proterozoico (conhecido como Ediacarano). Desde então, colisões responsáveis pela amalgamação dos supercontinentes Gondwana (620-500 Ma) e Pangea (250 Ma) produziram montanhas elevadas deste tipo, assegurando o suprimento de nutrientes necessários para sustentar as taxas evolutivas altas e os ecossistemas complexos dos organismos característicos do Fanerozoico.

Duas glaciações globais definem os limites do penúltimo período do Neoproterozoico, o Criogeniano: a Sturtiana, entre 720 e 660 Ma, e a Marinoana (figura 2F-G), entre 650-635 Ma. Em ambas, o gelo avançou dos polos e quase chegou ao equador, transformando o globo numa gigantesca “bola de neve”. Assim como glaciações anteriores, estas se originaram com o colapso do efeito estufa em função do sequestro de  $CO_2$  atmosférico pelo intenso intemperismo — desta vez, dos múltiplos fragmentos continentais produzidos pelo desmantelamento do supercontinente Rodínia e pelo subsequente soterramento de matéria orgânica volumosa. Com temperatura média próxima dos 50 graus negativos, as coberturas de gelo transformaram os continentes em desertos áridos (como a Antártica). Na ausência de água líquida e exposições rochosas extensas, o intemperismo químico praticamente acabou. Nos oceanos, também cobertos por gelo, a circulação marinha se estagnou, permitindo breves reprises de sedimentação ferrífera (BIFs) em bacias costeiras de circulação restrita e fundo anóxico (figura 3C). A Terra só não se tornou uma “bola de neve” permanente porque a tectônica e o vulcanismo nunca pararam. O  $CO_2$  gerado pelo vulcanismo foi se acumulando na atmosfera praticamente desprovida de água líquida (por causa do frio), permitindo o restabelecimento de forte efeito estufa. Isso provocou o rápido aquecimento da superfície e o igualmente rápido degelo dos oceanos e continentes. Também deixou um registro geológico singular na história da Terra: uma capa de calcário (rocha típica de climas quentes) depositada diretamente em cima dos sedimentos glaciogênicos (figura 3D-E). Apesar destes extremos climáticos, as cianobactérias, os protistas e as microalgas (fitoplâncton) sobreviveram provavelmente porque esses organismos

se instalaram em oásis livres de gelo em regiões tropicais. Pouco se sabe sobre isso, no entanto, visto que o registro fóssil desses seres é reduzido. É importante notar que as evidências mais antigas dos mais simples dos invertebrados, as esponjas, mesmo que ainda microscópicas, também datam deste período.

A natureza microscópica que caracterizava as biosferas do Arqueano e do Proterozoico até este ponto da história do planeta logo iria mudar radicalmente. Foram mais de 3 bilhões de anos, desde a origem da vida antes de 3,5 Ga até o término do último evento glacial do Neoproterozoico (a glaciação Gaskiers), há 580 Ma. Então, a 40 milhões de anos do fim do Proterozoico, apareceram os primeiros fósseis de animais visíveis a olho nu e com ampla distribuição no registro geológico. São impressões e moldes centimétricos (e até decimétricos) de organismos moles, desprovidos de carapaças e esqueletos, de construção modular, aparentemente sem sistemas digestivos ou a capacidade de se locomover (com poucas exceções). Conhecidos, coletivamente, como a “biota de Ediacara”, os organismos representados por esses fósseis faziam parte de um ecossistema muito simples, aparentemente sem predadores. Pouco neles remete a grupos familiares de invertebrados atuais. Outros fósseis da mesma idade, no entanto, preservados por compressões orgânicas, compartilham características com grupos de invertebrados vermiformes, moluscos e artrópodes que tomariam conta da biosfera logo em seguida, no éon Fanerozoico.

O estranho ecossistema da biota de Ediacara chegou ao fim entre 550 e 538 Ma, junto ao surgimento de organismos com novos modos alimentares: o pastoreio e a predação. O pastoreio removeu os biofilmes microbianos, onipresentes em águas rasas e iluminadas proterozoicas, expondo o substrato à oxigenação e, conseqüentemente, à exploração como habitat e fonte de alimento por novos organismos. O aparecimento dos predadores levou os organismos de corpo mole à extinção, criando uma pressão seletiva favorável ao aparecimento de carapaças e esqueletos mineralizados simultaneamente em muitos grupos de invertebrados. As regiões de Corumbá e da Serra da Bodoquena, no Mato Grosso do Sul (figura 3F), guardam em suas rochas e fósseis rico registro das glaciações e aquisição de carapaças desta fase da história da biosfera.

Estas inovações rapidamente abriram oportunidades evolutivas para os metazoários. Prova disso é que, entre 550 e 520 Ma, na passagem do Proterozoico para o Fanerozoico, apareceram todos os filos modernos, inclusive os cordados. A maioria deles, agora, estavam armados de carapaças e esqueletos — modificações que proporcionaram defesa contra novos predadores. O ritmo desta irradiação evolutiva, apelidada de “explosão Cambriana” (com referência ao período inicial do novo éon, 538 a 485 Ma), não apenas acrescentou restos esqueléticos macroscópicos ao registro geológico, mas transformou a bios-

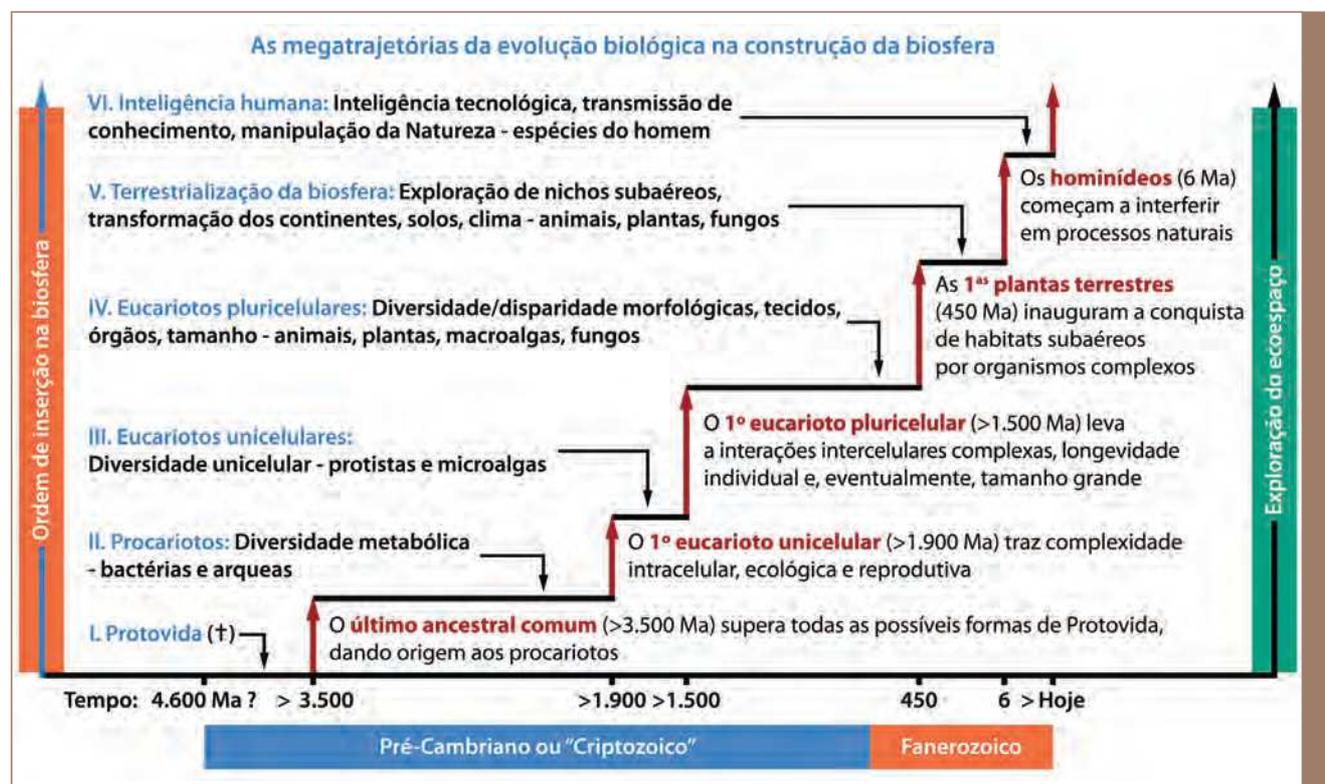
fera em algo muito volumoso. Ou seja, a biosfera se tornou uma parte física do meio ambiente, haja vista o surgimento de recifes e, mais tarde, de florestas. Tornou-se, também, protagonista muito influente na dinâmica externa do sistema Terra, especialmente em processos de sedimentação, intemperismo e ciclagem dos elementos C, H, O, N, P e S. A mudança no registro fóssil de restos microscópicos para conchas e esqueletos macroscópicos faz jus ao nome dado ao último éon do tempo geológico — Fanerozoico, ou seja, “vida visível” (zoos + *faneros*). Isto contrasta perfeitamente com o termo coletivo informal às vezes aplicado aos éons anteriores — Criptozoico, ou seja, “vida escondida” (zoos + *cryptos*), com sua biosfera microscópica.

Por um lado, os micróbios e ecossistemas criptozoicos podem parecer monótonos e simples. São populações imensas de procariotos unicelulares ou filamentosos, assexuados e de taxas evolutivas muito lentas (figura 2A). Em contrapartida, espécies de procariotos se mostram extremamente longevas, resistentes a condições inóspitas aos eucariotos (anoxia, temperaturas altas, pH, salinidade etc.) e tolerantes a mudanças ambientais, de modo que se adaptam facilmente a mudanças ambientais e sobrevivem às crises ecológicas letais a organismos mais complexos.

Enquanto isso, nos ecossistemas fanerozoicos, a reprodução sexual, as populações menores e altas taxas de evolução asseguraram o sucesso dos eucariotos macroscópicos, mas também levaram-os à especialização extrema e a relações ecológicas complexas, reduzindo sua capacidade de adaptação ou sobrevivência a crises ambientais. Por isso, enquanto muitas espécies de cianobactérias proterozóicas são praticamente indistinguíveis das que vivem em ecossistemas modernos semelhantes, espécies de organismos eucarióticos são bastante distintas, mas duram pouco tempo. Em momentos de crise, se não houver reação evolutiva rápida à pressão seletiva, a espécie eucariótica se extingue.

Extinção é o destino final de toda espécie e sempre esteve presente na biosfera. Em todos os períodos do Fanerozoico, por exemplo, o registro fóssil revela uma porcentagem baixa de extinções, chamadas de “extinções de fundo” (figura 1, coluna D). No Criptozoico, já discutimos as extinções provocadas pelas crises ambientais extremas das glaciações e da oxidação da atmosfera no início do Proterozóico. Em vários momentos do Fanerozoico, também eclodiram crises ambientais extremas de curta duração que, por cinco vezes, resultaram, em extinções “em massa”, com consequências marcantes para a biosfera. As causas atribuídas a essas crises são múltiplas e atuam em conjunto. Incluem fatores relacionados ao clima, à geografia da época, à atividade vulcânica intensa, à emissão solar, a impactos de grandes meteoritos e a situações ecológicas peculiares, entre outros. Mesmo assim, a biosfera se recuperou de cada crise, frequentemente

reorganizando-se com a ascensão à dominância de grupos biológicos anteriormente menos expressivos, como no caso dos mamíferos após a extinção dos dinossauros há 65 Ma (figura 1, coluna D).



**Figura 4.** As megatrajelórias evolutivas responsáveis pela biosfera atual. Knoll & Bambach (2000) identificaram seis caminhos, ou megatrajelórias evolutivas (I-VI, lado esquerdo do gráfico), que levaram ao desenvolvimento da complexa biosfera atual. Cada megatrajelória se somou às prévias, menos à da Protovida (a primeira, agora extinta), que terminou quando o "último ancestral comum" à vida como nós conhecemos eliminou todo e qualquer outro concorrente. Desde então, cada megatrajelória nova se iniciou com uma inovação evolutiva/ecológica (indicada pelas setas verticais no gráfico e identificadas logo à direita destas), que rompeu as antigas barreiras ao desenvolvimento, elevando o potencial de exploração do ecoespaço a um novo patamar (os degraus horizontais no gráfico). O conceito de ecoespaço diz respeito à ocupação do meio ambiente, abrangendo, assim, o potencial evolutivo da biosfera, interações entre cadeias alimentares, simbioses e a complexidade dos ciclos biogeoquímicos (C, H, O, N, P, S). (Fonte: adaptado de Knoll & Bambach, 2000)

Pensava-se que seria difícil escolher os eventos evolutivos mais importantes no Fanerozoico, dada a diversidade da biosfera desde o Cambriano. Mas, na verdade, toda essa diversidade, desde minhocas até o homem, se desenvolveu dentro de limites estabelecidos há pelo menos 1,56 Ga, quando surgiram eucariotos multicelulares. Portanto, do ponto de vista da biosfera, os dois eventos de maior impacto no Fanerozoico foram de outras naturezas (figura 4). O primeiro foi a conquista da superfície emersa dos continentes pelas plantas, invertebrados e vertebrados, iniciando-se há 450 Ma (no período Ordoviciano). Plantas hoje recobrem, fisicamente, os continentes e influenciam diretamente os ciclos da água e do carbono e o clima, promovem a transformação de rochas em solos, retêm e liberam água, matéria orgânica e nutrientes. O segundo foi o aparecimento da inteligência humana, há poucos milhões de anos. Agora, nossa

espécie não só entende o funcionamento e a história da natureza, mas transmite este conhecimento de geração em geração, controla fenômenos naturais e interfere nos rumos da evolução e na saúde da biosfera. Ainda falta ao homem igualar sua sabedoria ao nível do seu conhecimento para manter o equilíbrio da biosfera dentro do sistema Terra e assegurar sua própria sobrevivência como espécie (figura 1, coluna D).

## Referências

---

ALLWOOD, A.C., WALTER, M.R., BURCH, I.W., KAMBER, B.S. 3.43 billion-year-old stromatolite reef from the Pilbara Craton of Western Australia: Ecosystem-scale insights to early life on Earth. **Precambrian Research**, 158(3-4):198-227, 2007.

ANELLI, L.E. **Novo Guia Completo dos Dinossauros do Brasil**. São Paulo: Editora Peirópolis e Editora EDUSP, 2022.

CATLING, D.C., ZAHNLE, K.J. The Archean atmosphere. **Science Advances**, 6(9):eaax1420, 2020.

CORDANI, U.G., FAIRCHILD, T.R. Evolução dinâmica do planeta Terra no tempo geológico: implicações para a evolução biológica. In: MENCK, C.F.M. (Org.), **A Evolução é Fato**. Rio de Janeiro: Academia Brasileira de Ciências, 2024 (este volume).

DELSEMMÉ, A.H. An Argument for the Cometary Origin of the Biosphere. **American Scientist**, 89:432-442, 2001.

FAIRCHILD, T.R. Planeta Terra: passado, presente e futuro. In: TEIXEIRA, W., FAIRCHILD, T.R., TOLEDO, M.C.M., TAIOLI, F. (Orgs.), **Decifrando a Terra** (2ª ed.). São Paulo: Companhia Nacional, 2009. p. 536-563.

FAIRCHILD, T.R., BOGGIANI, P.C. A vida primitiva: do Criptozoico (Pré-Cambriano) ao início do Fanerozoico. In: CARVALHO, I.S. (Ed.), **Paleontologia** (2ª ed.). Rio de Janeiro: Interciência, 2002. p. 221-233.

GARGAUD, M., MARTÍN, H., LOPÉZ-GARCIA, P., MONT-MERLE, T., PASCAL, R. **Young Sun, Early Earth and the Origins of Life, Lessons for Astrobiology**. Heidelberg: Springer, 2012.

KNOLL, A.H., BAMBACH, R.K. Directionality in the history of life: Diffusion from the left wall or repeated scaling of the right? **Paleobiology**, 26(S4):1-14, 2000.

SCHOPF, J.W. (Ed.). **Major Events in the History of Life**. Boston: Jones & Bartlett Publishers, 1992.

SCHOPF, J.W. Microfossils of the Early Archean Apex chert: new evidence of the antiquity of life. **Science**, 260:640-646, 1993.