

TEMPO GEOLÓGICO:

A HISTÓRIA DA TERRA E DA VIDA

11

Wilson Teixeira

11.1 Introdução

11.2 Os pilares da Geologia e o conceito do Tempo

11.3 Estimativas da idade da Terra

11.3.1 Lord Kelvin e o modelo termodinâmico

11.4 Métodos para estudar a história geológica

11.4.1 Métodos Estratigráficos

11.4.2 Métodos paleontológicos

11.4.3 Métodos geocronológicos

11.4.3.1 Isótopos radioativos

11.4.3.2. Isótopos estáveis

11.4.4. Escala do Tempo Geológico

Referências

11.1 Introdução

O avanço e consolidação da ciência, que inclui a difusão do raciocínio geológico, alteraram definitivamente a percepção humana sobre a história da Terra (tópico **Histórico da Geologia**). Nesta contextualização do conhecimento, insere-se também a concepção do tempo e espaço, que embasa a história das civilizações, norteando a descrição das mudanças na superfície do planeta e as vicissitudes das muitas gerações que o habitaram. Entretanto, a compreensão da grandeza do tempo geológico não é trivial, em função das escalas temporais e relações envolvidas nos processos naturais e dos diversos graus de precisão necessários às suas quantificações.

Tudo na vida tem relação com o tempo e sua interação com o meio físico. Seu poder comanda nossas atividades cotidianas; também podemos sentir a inexorável passagem do tempo ao envelhecer ou ao observar o crescimento das plantas, por exemplo. No planeta, em particular, as transformações temporais são onipresentes: dias e noites, as quatro estações que acompanham a Terra em sua órbita solar, o percurso do Sol e seus planetas na periferia da Via Láctea se sucedem inexoravelmente.

Desde que se passou do mito ao “Logos”, o ser humano apercebeu-se da vastidão do tempo e confiou na regularidade das mudanças da natureza, que aprendeu a observar e respeitar com base na física, química, matemática, astronomia, biologia e geologia, entre outras especialidades da ciência. Assim, com a transformação da Terra, a cultura também precisou mudar para que as estratégias de sobrevivência de cada indivíduo e da própria sociedade fossem readaptadas às novas condições ambientais. Nesse contexto, os ecossistemas, onde se inserem todos os seres vivos, nada mais são que a combinação harmoniosa de ambientes e processos naturais.

Portanto, a partir do livro da Terra, escrito nas rochas e **fósseis** (as evidências de vida pretérita hoje extinta) que registram os eventos e as condições ambientais onde se formaram, poderemos perceber que as mudanças geológicas são a grande constante, embora tenham magnitudes e durações distintas (**Figura 11.1**). Muitos processos geológicos são lentos, sutis, imperceptíveis aos nossos sentidos, a exemplo do afastamento de poucos centímetros a cada ano entre a América do Sul e a África, ou não foram acompanhados pela nossa curta janela visual, como o crescimento de árvores há milhares de anos registrado nos anéis dos troncos petrificados, ou ainda o delicado registro de fósseis em uma rocha sedimentar. Outras, ao contrário, são repentinas e dramáticas, como o terremoto que causou o tsunami na região da Sumatra na Indonésia, em 2004, ou o do Japão em 2011. Vulcões rompem a crosta e lançam lavas e cinzas fumegantes, como aconteceu com o Vesúvio na Itália, há dois mil anos. Mas depois eles “adormecem” e displicentemente são esquecidos pelo ser humano; com isso, a região onde ocorreram é paulatinamente habitada, por

causa da boa fertilidade do solo de origem vulcânica. Mas, no futuro, outra erupção irromperá na crosta, acompanhada por tremores de terra, em razão da dinâmica das placas litosféricas. Essa é a tônica da evolução geológica terrestre.

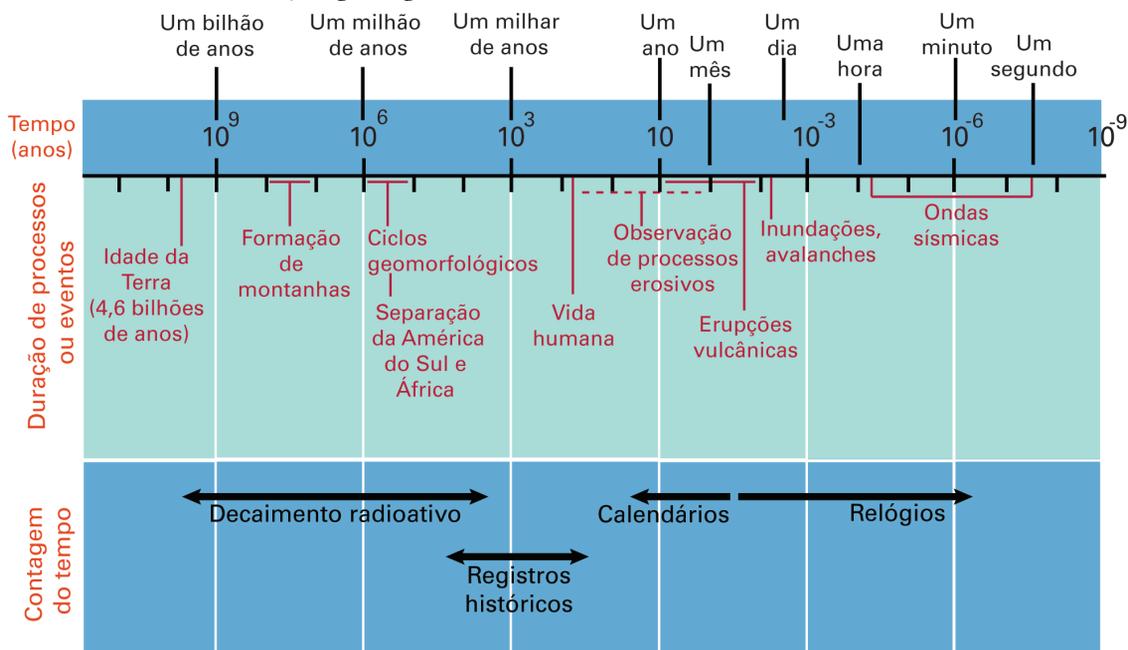


Figura 11.1: Magnitude temporal de alguns fenômenos naturais e os princípios ou métodos empregados em sua medição. A escala é logarítmica, em divisões iguais de potências de 10. / Fonte: modificado de TEIXEIRA; FAIRCHILD; TOLEDO; TAIOLI, 2009.

A extraordinária dimensão temporal ligada à evolução do planeta – medida em milhões e bilhões de anos – é chamada **Tempo Geológico**, objeto central deste capítulo, integrado à sua relação com a história biológica. Este conceito, fundamental para a geologia e a humanidade, porque trouxe a forma racional de entender o mundo, simboliza a magnitude temporal do nosso mundo e, conseqüentemente, explica a lenta evolução biológica e sua diversidade. Graças à nossa inteligência e fazendo uso do raciocínio geológico, boa parte da história da natureza pode ser recuperada nas páginas que sobram do livro da Terra: nas rochas – com seus fósseis e estruturas – encontram-se as pistas dos fenômenos findados e parcialmente preservados à nossa observação. No limite, os materiais rochosos de qualquer origem, os minerais mais antigos constituintes e os organismos fósseis – isto é, os traços petrificados deixados pelo processo natural, são capturados e interpretados pelos especialistas como se fossem peças de um “quebra-cabeça”, cuja solução ajuda a reconstituir a origem e a evolução planetária; por

isso, os materiais geológicos são chamados de “formas fixadas”, cuja interpretação permite a reconstituição da história da Terra.

Mas por que nos interessamos tanto pelo Tempo Geológico? A resposta talvez seja a inesgotável curiosidade humana em desvendar o seu passado, associando-o à evolução da Terra, como tentativa de um entendimento maior do Sistema Solar e do universo e, em contrapartida, entender melhor os fenômenos geológicos. Para tanto é preciso, inicialmente, compreender o significado desses fenômenos que criaram a superfície terrestre e a modificaram, o que leva à necessidade do conhecimento da dinâmica interna e externa, dos ambientes pretéritos, das feições impressas pelos processos ígneos, sedimentares e metamórficos (Tópicos **Sedimentos e Rochas Sedimentares, Rochas Ígneas, Rochas Metamórficas e Estruturas**), e da origem de continentes e oceanos (Tópico **Tectônica Global**). E, em especial, da história da vida na qual o ser humano é apenas uma breve etapa em um percurso extraordinariamente longo da evolução da Terra.

Neste tópico vamos ilustrar como são estudados os processos geológicos e ambientes pretéritos a partir de comparações com o presente. Para isso utilizamos diferentes tipos de ordem de grandeza do tempo para reconstituir a história do planeta, bem como examinamos os fósseis, sua diversidade e a correlação entre sucessões de rochas. Esse conjunto de evidências não só fundamentou o conceito da datação relativa, mas culminou com a elaboração de uma escala de Tempo Geológico, hoje padronizada mundialmente. Também serão apresentados alguns dos métodos de datação absoluta, que possibilitam calcular as idades de minerais e rochas e calibrar uma escala global de Tempo Geológico, e que também permitiram definir a idade da Terra em 4.560 milhões de anos.

11.2 Os pilares da Geologia e o conceito do Tempo

Entre as grandes questões científicas latentes do século XIX, para os geólogos, biólogos, físicos e astrônomos, estava também o tema da dimensão do tempo da natureza. Na verdade, o entendimento geológico de então era restrito ao contexto histórico, sem haver uma escala absoluta temporal. Mas quão velha seria a Terra afinal? Sem idades, os naturalistas podiam apenas entender a ordem em que os eventos geológicos ocorreram, mas não quando eles ocorreram. Sabia-se, por exemplo, que determinada rocha era mais jovem que outra por estar disposta no terreno acima desta, e assim por diante, em um pacote de rochas sedimentares; mas quais eram de fato as idades de cada rocha e dos diferentes fósseis? Quão velhos eram os primeiros pássaros, as primeiras árvores e os dinossauros, cujos registros fossilizados eram encontrados dispersos nas camadas rochosas?

Esta seria a grande lacuna da geologia até a descoberta da radioatividade no início do século XX, o que possibilitou o uso de métodos quantitativos para datar os minerais e as rochas.

Em termos históricos, James Hutton e Charles Lyell (tópico **Histórico da Geologia**), durante os séculos XVIII e XIX, demonstraram que os processos geológicos cíclicos regulares e de longa duração foram responsáveis pelas transformações do relevo terrestre (**teorias do uniformitarismo e atualismo**). Em outras palavras, admitiram a enorme duração dos processos naturais, muito maior que a existência da própria humanidade. Com isso, rebateram o dogma criacionista vigente, segundo o qual todas as rochas teriam sido criadas durante o Dilúvio (**teoria do netunismo**); de acordo com os cálculos do arcebispo James Ussher (século XVII), a Terra teria sido formada por influência divina no ano 4004 a.C.. Esta doutrina, baseada nas principais figuras bíblicas desde Adão e Eva até o nascimento de Jesus, influenciou boa parte do mundo europeu até o século XIX.

Não obstante, de modo similar às pesquisas de Hutton e Lyell, estudos de camadas com fósseis empreendidos por vários cientistas, no final do século XVIII e início do século XIX, indicavam que a idade da Terra não era da ordem de milhares de anos, como pregava a Igreja, mas podia ser muito, muito mais antiga. Mais importante ainda, um conjunto de evidências científicas da longa história geológica da Terra implicava que teria havido tempo suficiente para que os seres vivos pudessem mudar lentamente suas formas. Em 1831, Charles Darwin, em sua expedição ao redor do mundo, encontrou no conceito do uniformitarismo os elementos que o ajudaram a elaborar a sua Teoria da Evolução, evidenciada nos registros das rochas e dos fósseis. Em outras palavras, suas observações indicavam que os seres vivos evoluíram lentamente por seleção natural ao se adaptarem às mudanças ambientais que ocorrem durante o tempo geológico. Segundo as estimativas de Darwin, a Terra teria idade da ordem de centenas de milhões de anos, para que os seres unicelulares primordiais pudessem evoluir até a diversidade da vida atual. Por outro lado, a publicação de sua obra *Origem das Espécies* despertou grande interesse em se determinar a idade das rochas.

11.3 Estimativas da idade da Terra

Desde o limiar do século XIX, surgiram várias tentativas para estimar a idade das rochas e do próprio planeta. Fundamentalmente, esses métodos tinham como analogia o princípio da ampulheta do tempo (**Figura 11.2**). Nesse instrumento, a informação sobre o tamanho do reservatório é correlacionada com a taxa em que ele está sendo preenchido ou esvaziado para calcular a duração do processo de preenchimento ou esvaziamento da ampulheta. Por exemplo, se $2/3$ de um volume de areia desceram para a câmara inferior da ampulheta e o esvaziamento completo leva 1 hora, então o processo de preenchimento de areia da câmara inferior ($2/3$) durou 40 minutos.

Entre os vários modelos propostos, usando essa analogia, alguns enfatizavam o tempo necessário para acumular sucessões de rochas sedimentares, somando as espessuras máximas conhecidas para os afloramentos (ou estimando-as) e dividindo por uma determinada taxa de sedimentação. Outros modelos utilizaram medições baseadas em taxas de erosão e sedimentação de camadas rochosas e seu respectivo volume para calcular a idade do sedimento mais antigo, utilizando como controle adicional o conteúdo de fósseis.

Alguns pesquisadores, como o físico irlandês **John Joly**, na tentativa de descobrir a idade da Terra, consideraram o método da salinidade do mar, com base em estimativas do conteúdo de sal (Na^+) adicionado anualmente, por meio de análises químicas de água dos rios e seus afluentes. Supondo que as águas do oceano eram originalmente doces e que a taxa atual de contribuição de sódio pelos rios ao mar seria constante durante o tempo geológico, e conhecendo-se o volume aproximado de água do oceano, Joly (1899) estimou o tempo necessário para se atingir o nível atual de salinidade das águas oceânicas pela adição de todo o conteúdo de sal oriundo dos rios e seus afluentes.

Contudo, todos esses modelos têm valor discutível, pois suas premissas acerca dos fenômenos naturais eram simplistas. Hoje sabemos que as taxas de erosão variam com o tempo e conforme o local; o desgaste das rochas também é diferencial, em função da sua composição, podendo ser ainda influenciado por processos de soerguimento da crosta, episódios de avanço e recuo do mar ou gelo, variabilidade dos processos de sedimentação etc. No tocante às estimativas de salinidade propostas por Joly, elas foram subestimadas e não consideraram, por exemplo, os parâmetros e processos envolvidos tais como as quantidades reais de sódio, a dinâmica da troca desse elemento entre as rochas da crosta terrestre e a água dos oceanos (o intemperismo químico - tópico **Intemperismo e Pedogênese**), bem como a sedimentação química de sais de sódio nos



Figura 11.2: Extrapolação para o cálculo do total de sal contido no oceano (especificamente, Na^+ dissolvido), segundo o modelo proposto por Joly. O total de sal nas águas oceânicas corresponde à pilha de areia depositada na câmara inferior da ampulheta (correspondendo ao reservatório oceânico). A taxa de adição de sal depende da densidade da areia e da velocidade do processo de esvaziamento do compartimento superior da ampulheta (analogia com continentes submetidos à erosão).

fundos marinhos (tópico **Sedimentos e Rochas Sedimentares**), processos esses que influem no aporte de sais para os rios e em sua dinâmica após a chegada aos oceanos. A **Tabela 11.1** sintetiza as principais tentativas de estimar a idade da Terra nos séculos XVIII e XIX.

Tabela 11.1: Estimativas da idade da Terra com base no acúmulo de sedimentos e de sal nos oceanos; modelos dos séculos XVIII e XIX.

Ano	Autor	Espessura de camadas sedimentares (em metros)	Taxa de sedimentação utilizada (cm/1.000 anos)	Idade estimada (milhões de anos)
1860	Phillips	21.960	22,9	96
1869	Huxley	30.500	30,5	100
1871	Haughton	54.024	3,54	1.526
1878	Haughton	54.024	---	200
1883	Winchell	---	---	3
1893	Walcott	Taxas diferentes para rochas clásticas e rochas químicas		35 a 80
1899	Joly	Acúmulo de sal nos oceanos		90
1909	Sollas	102.400	305	Total = 80
1924	Joly	Acúmulo de sal nos oceanos		175

11.3.1 Lord Kelvin e o modelo termodinâmico

Durante o século XIX, era grande o debate acerca da duração do tempo geológico, em parte reforçado pelas implicações da obra *Origem das Espécies*. Contudo, as estimativas de idade fundamentadas em modelos termodinâmicos com base na taxa de perda de calor da Terra e idade do Sol eram muito mais influentes na ocasião. O líder desta vertente era **William Thompson** (1824–1907), o mais importante e renomado físico de sua época, cujo prestígio era refletido pelo título outorgado pelo rei: **Lord Kelvin**. Em seu modelo, ele postulou que o calor do planeta havia sido produzido quase exclusivamente pela contração gravitacional quando da sua formação, com uma pequena contribuição da radiação solar. De fato, medições diretas em minas e poços profundos demonstravam que a temperatura terrestre aumentava com a profundidade. Assim, por extrapolação, Kelvin deduziu que a Terra, a partir de um estado incandescente inicial, vinha se resfriando em virtude da perda natural de calor interno para a atmosfera. Kelvin pressupôs que o principal mecanismo de resfriamento fosse a condução térmica das rochas, postulando ainda os seguintes parâmetros em seus cálculos de idade: a temperatura interna da Terra primitiva (estimada inicialmente em 3.890 °C e, mais tarde, em

1.200 °C), mudanças de condutividade térmica das rochas em função da profundidade e da idade do próprio Sol. Partindo da suposição de que a Terra fazia parte do Sol e originalmente tinha a mesma temperatura que ele, seria possível calcular o tempo requerido para que o planeta atingisse as temperaturas do presente. Em seus modelos, sucessivamente refinados, Lord Kelvin calculou valores entre 25 e 400 milhões de anos para a idade do planeta. Graças à grande influência de Kelvin, seus modelos tiveram enorme receptividade dentro da comunidade científica, influenciando a maioria das estimativas de idade da Terra. Contudo, não satisfaziam a proposta de Darwin: mesmo o limite temporal de 400 Ma (Ma – abreviatura para milhões de anos) para a história da Terra era demasiadamente curto para haver a seleção natural como ele idealizava.

O avanço da ciência abriria, porém, uma nova janela no conhecimento acerca da história do planeta com a descoberta da radioatividade, em 1896, pelo físico francês Henri Becquerel e o modelo de Lord Kelvin teve de ser abandonado. Provou-se que o decaimento radioativo era uma fonte fundamental do calor interno desde a origem do planeta e devia, portanto, ser considerado em todo modelo termodinâmico. Ironicamente, coube a um discípulo de Kelvin, Ernest Rutherford, o avanço dos cálculos sobre a idade da Terra com base no conceito de elementos radioativos. Pouco mais tarde, com o advento da **geocronologia** e os progressos no conhecimento da geologia dos corpos que constituem o sistema solar, foi possível determinar com precisão a idade da Terra, como será visto mais adiante neste tópico.

11.4 Métodos para estudar a história geológica

A evolução terrestre é atualmente entendida com base nos preceitos do **atualismo**, que reafirmam a constância das leis físicas e químicas e ressaltam a semelhança entre os ambientes pretéritos e os do presente, embora os processos geológicos intrínsecos tenham intensidades diferentes ao longo do tempo.

Por outro lado, a quantificação temporal dos fenômenos geológicos não envolve somente o raciocínio indutivo, mas também faz uso das correlações entre camadas rochosas, ou seja, da extrapolação de um lugar para outro com base nas semelhanças entre elas. Esse procedimento depende de registros, muitas vezes dispersos ou fragmentados, das camadas rochosas. Além disso, trabalha-se com diferentes escalas de magnitude temporal: por exemplo, rochas esparsas em continentes diversos que marcam a aglutinação da Pangeia e evidências geológicas da extinção dos dinossauros, que envolvem escalas temporais da ordem de milhões de anos. Já as pesquisas

que têm por objetivo os registros de eventos muito primitivos da Terra, incluindo os meteoritos e rochas (de diferentes idades), envolvem escalas temporais da ordem de bilhões de anos.

Em contraste, quando se estudam as glaciações globais, em que o gelo é a memória de climas antigos e as consequentes variações do nível do mar ficam registradas nas camadas rochosas formadas nessas épocas, é preciso outro tipo de abordagem, ligada a processos sedimentares e a sua quantificação temporal abrange alguns milhares de anos. Escalas temporais semelhantes ou menores ainda são envolvidas quando se investigam processos erosivos que afetam continuamente a crosta terrestre. Embora, em geral, a mudança no relevo seja imperceptível, às vezes podemos percebê-la depois de um episódio de chuvas, quando as águas de um rio se tornam barrentas devido ao material fino em suspensão, que foi retirado das áreas altas da bacia de drenagem (ver **Figura 11.1**).

Na moderna Geologia aplicam-se, portanto, diferentes ordens de grandeza do tempo para reconstituir a história do planeta, a qual, por sua vez, é investigada por três especialidades principais: a **Estratigrafia**, a **Paleontologia** e a **Geocronologia**. Por meio da aplicação dos estudos estratigráficos e paleontológicos são determinadas **idades relativas** entre camadas rochosas, ou seja, quando um material se formou ou um evento ocorreu em relação a outros, o que auxilia na reconstituição temporal da história geológica da Terra.

11.4.1 Métodos Estratigráficos

Este tipo de investigação envolve os chamados **princípios estratigráficos**, que permitem o estudo e ordenação das rochas sedimentares com base nas suas relações (físicas) laterais e verticais em uma área geográfica. A **Estratigrafia** é o ramo das Geociências que estuda os estratos sedimentares, inclusive minerais e fósseis presentes, sua ordenação cronológica, distribuição geográfica das camadas e ambientes de sedimentação. Modernamente, também estuda as relações espaciais entre rochas não-sedimentares, já que essas relações trazem informações fundamentais para o ordenamento sequencial dos corpos rochosos.

A metodologia estratigráfica demanda o reconhecimento e agrupamento dos tipos de rochas existentes em uma determinada região (rochas ígneas, sedimentares, metamórficas), divididas em diferentes unidades reconhecidas no terreno com base em seus atributos particulares. Por outro lado, o registro sedimentar é constituído por uma **sequência** de camadas rochosas, segundo uma ordem temporal, tendo por princípio que a mais antiga está posicionada na base e a mais

nova no topo. Tal organização foi construída quando a bacia sedimentar em que as camadas se depositaram esteve em **subsidência**, que é o nome dado ao processo de afundamento gradual de uma ampla porção da crosta terrestre, que pode ser acompanhada pela entrada do mar. Os episódios de sedimentação, por sua vez, podem ser alternados por períodos de não-deposição (que representam condições de soerguimento da bacia) quando predomina a erosão; nessa situação são produzidos hiatos no ciclo geológico, e que são denominados de discordâncias. Esta série de fenômenos, por sua vez, é registrada pelas camadas de sedimentos que constituem a **estratificação** (Figura 11.3).

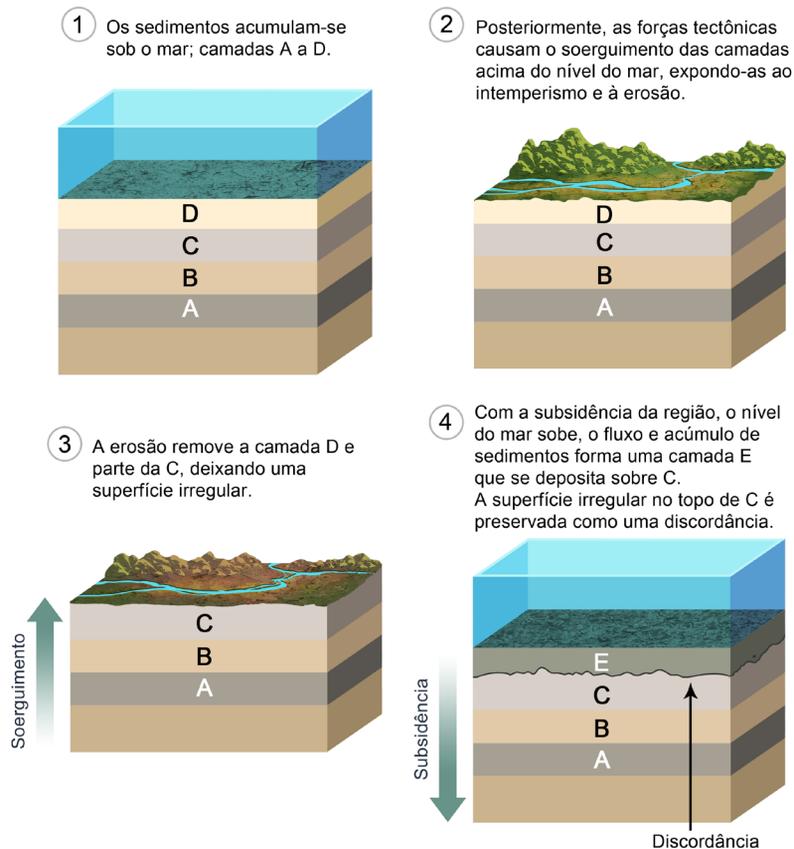


Figura 11.3: Ciclos geológicos que envolvem a formação de seqüências sedimentares, representada pela estratificação (em que as rochas mais antigas se situam na base e as mais novas no topo das seqüências), com preservação de indicações de processos geológicos.

As unidades suficientemente espessas e extensas em seus afloramentos podem ser representadas em mapa, na dependência das escalas adotadas. Para efeito prático, as unidades podem ser classificadas em **formações**, que se distinguem entre si por meio da composição, cor, textura e idade relativa. As formações, por sua vez, podem ser subdivididas em **membros** ou mesmo em camadas (estratos) individuais. As superfícies entre unidades distintas são **contatos** geológicos.

Pelo menos quatro dos princípios estratigráficos ainda hoje utilizados foram estabelecidos há mais de 300 anos: Nicolau Steno, em 1669, cunhou o princípio da **horizontalidade original**,



Figura 11.4: Estratos pré-cambrianos na Chapada Diamantina, BA. Pelos princípios de N. Steno pode-se inferir a correlação entre as camadas sedimentares espacialmente dispersas, com base nas leis da superposição, da horizontalidade e da continuidade lateral.

a lei da **superposição** e o princípio da **continuidade lateral** das camadas sedimentares (tópico **Histórico da Geologia, Figura 11.4**), enquanto James Hutton, em 1795, definiu o princípio estratigráfico que trata das **relações de intersecção** entre rochas e o das **inclusões**. Outra importante inferência geológica de Hutton foi a descrição pioneira do significado das superfícies de erosão entre conjuntos de rochas, às quais ele deu o nome de **discordâncias** (**Figuras 11.4 e 11.5**). O quadro a seguir sintetiza as características dos princípios estratigráficos.



Princípios estratigráficos

- **Lei da Horizontalidade:** camadas sedimentares (estratos) e derrames de lava foram depositados originalmente na horizontal.
- **Lei da Continuidade Lateral:** derrames de lava e estratos têm extensão física em todas as direções até as margens da bacia de deposição ou se afinam lateralmente.
- **Lei da Superposição:** a camada mais antiga situa-se na base de uma sequência, sendo coberta por camadas sucessivamente mais jovens. Este princípio permite identificar a ordem de formação dos estratos, que fundamenta toda a interpretação histórica de rochas estratificadas.
- **Lei da Intersecção:** qualquer feição geológica (fraturas, falhas, intrusões ígneas) que corta uma rocha é necessariamente mais jovem que o material que está sendo cortado.
- **Lei das Inclusões:** qualquer fragmento de rocha, fóssil ou mineral que esteja incluído em outra rocha (qualquer que seja a sua natureza) é necessariamente mais velho que ela.
- **Lei das Discordâncias:** trata-se de superfícies produzidas pela erosão entre sequências rochosas ou pela falta de sedimentação durante um longo período. A discordância representa

um hiato no registro geológico da história de uma região; pode ser uma pausa no processo sedimentar de uma bacia, o intervalo temporal entre dois derrames de lava ou uma superfície que foi erodida antes que novos sedimentos se acumulassem sobre ela. Usando de metáfora, seria como encontrar uma lacuna de páginas no livro da Terra.

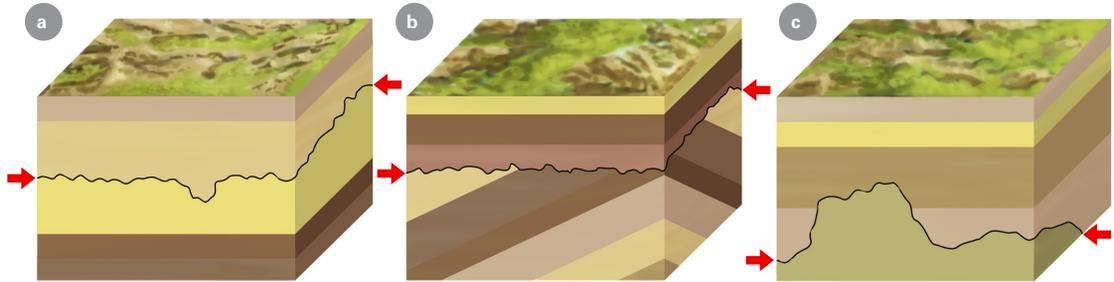


Figura 11.5: Os três tipos de discordância (indicadas por flechas vermelhas). **a. Desconformidade:** contato entre dois conjuntos de rochas sedimentares de idades distintas. Ocorre quando um pacote inicial de rochas sedimentares é submetido à erosão branda ou quando sedimentos deixam de se acumular numa determinada região durante um longo período de tempo. No primeiro caso, a desconformidade consiste de uma superfície de erosão subparalela às camadas e, no segundo caso, consiste do contato entre pacotes sedimentares concordantes, mas marcadamente diferentes em termos de idade, conteúdo fóssil ou tipo de sedimento; **b. Discordância angular:** contato erosivo entre dois conjuntos de rochas estratificadas com estruturação distinta; os estratos inclinados (descontínuos) do pacote mais antigo são truncados pelos estratos horizontais (contínuos) do pacote mais jovem; **c. Não-conformidade:** hiato erosivo que separa rochas ígneas ou metamórficas (na figura, nível inferior mais antigo) de um pacote sedimentar sobreposto (mais jovem).

Embora esses princípios sejam aparentemente simples, não é trivial o raciocínio indutivo envolvido no estudo das diferentes situações geológicas que, muitas vezes, envolvem formações espalhadas em grandes áreas da crosta submetidas a múltiplos eventos. Com isso, as estruturas e relações geológicas podem ser parcialmente apagadas, deformadas e até invertidas em relação à posição original das unidades. A título de exemplo, a **Figura 11.6** apresenta uma situação geológica hipotética para prática dos princípios estratigráficos.

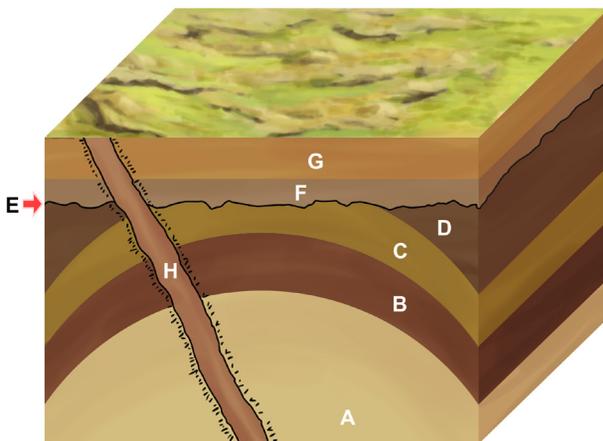


Figura 11.6: Utilização de princípios estratigráficos para recuperar a história geológica de uma região. A rocha ígnea **H** (dique) é a mais jovem entre as unidades geológicas representadas com base na lei da intersecção (notar a presença de metamorfismo de contato nas laterais do dique). **A** é a formação mais antiga por estar na base da sequência sedimentar. O processo sedimentar é induzido pela subsidência de uma parte da crosta, com deposição de **A, B, C e D**; em seguida, ocorreram dobramentos dessas camadas e erosão do topo da sequência, representado pela superfície **E** (discordância angular, no caso). Posteriormente, foram depositadas as camadas **F e G** (lei da horizontalidade). O último evento é a intrusão magmática (dique **H**) que corta todas as formações. As hachuras laterais à intrusão simbolizam o metamorfismo de contato.

11.4.2 Métodos paleontológicos

Os fósseis contam a história da vida e da Terra e podem nos ensinar sobre nossas origens e o porquê do mundo de hoje ser assim como é. Com o estudo dos restos e os vestígios de seres que viveram há milhares, milhões ou bilhões de anos, criamos fundamentos que nos ajudam a compreender o que vemos, o que foi a evolução biológica, como e por que ela ocorreu. Portanto, em sentido figurado, os fósseis são as janelas através das quais podemos vislumbrar o passado e, com isso, conhecer a história do nosso planeta. A evolução da vida registrada nos fósseis revela os destinos seguidos pelos seus vários ramos e nos contam sobre as nossas raízes biológicas.

William Smith (1769-1839), engenheiro agrônomo inglês, foi o pioneiro no reconhecimento da importância dos fósseis para determinar a idade relativa das rochas sedimentares, as quais podem ser ordenadas espacialmente de acordo com as características peculiares das rochas e a ordem dos fósseis contidos. Suas investigações técnicas para construção de estradas, minas e canais para navegação pelo interior familiarizaram-no com a geologia da Grã-Bretanha. Com isso ele logrou estabelecer a cartografia das camadas regionais com base em técnicas de análise e interpretação de rochas estratificadas, sua correlação espacial, com apoio do conteúdo de fósseis característicos. Isto possibilitou a Smith correlacionar, pioneiramente, formações geológicas muito afastadas entre si com base nos registros dos grupos semelhantes de fósseis nelas presentes – os chamados **fósseis-índices** ou **fósseis-guias** (Figura 11.7). Em 1815, ele publicou o primeiro mapa geológico, que se tornaria uma referência mundial para a cartografia geológica.

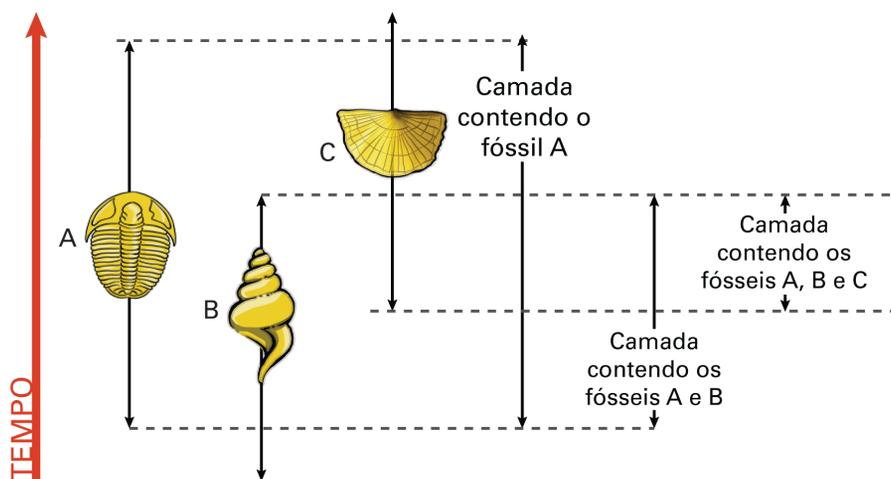


Figura 11.7: A correlação temporal entre conjuntos fósseis-índices de diferentes idades encontrados em camadas geológicas pode ser extrapolada a grandes distâncias, mesmo em escala global, auxiliando na sua datação relativa.

O conhecimento proporcionado pelo princípio de **sucessão fóssil** de Smith, também conhecida como **sucessão biótica, faunística** ou **florística**, foi também complementado pelos estudos paleontológicos de **Georges Cuvier** (1769–1832), entre outros. Um dos mais importantes naturalistas da primeira metade do século XIX, Cuvier formulou as leis da Anatomia Comparada, que possibilitaram as reconstruções paleontológicas e refinaram o instrumento da sucessão faunística. Ele comprovou, por exemplo, que as ossadas fósseis de mamutes e mastodontes diferiam das ossadas dos elefantes vivos, asiáticos e africanos, e que, portanto, pertenciam a espécies distintas. Dessa forma, Cuvier estabeleceu, definitivamente, a realidade da extinção das espécies, visto que não haveria possibilidade de que aqueles enormes quadrúpedes fossem encontrados em alguma região remota da Terra, já bem explorado naquele momento. Contudo, para explicar a sucessão de fósseis no registro geológico, ou seja, a evolução biológica, Cuvier adotou o dogma do **catastrofismo**, no qual o registro fóssil teria resultado de sucessivas extinções cataclísmicas globais, norteadas pelo Criador, cada qual seguida pelo surgimento, logo depois, de uma nova fauna e flora. Em contraposição, vale lembrar que, para Charles Darwin, a **evolução biológica** (registrada pela grande diversidade do registro fóssil) seria resultado da interação entre seres e o meio ambiente com a sobrevivência e sucesso das formas mais bem adaptadas por meio da seleção natural.

Em suma, os progressos da paleontologia permitiram estabelecer a posição temporal relativa entre camadas rochosas, com base no seguinte raciocínio geológico: fósseis ocorrem em conjuntos característicos nas sucessivas épocas em que viveram os organismos, conjuntos esses que aparecem sempre na mesma ordem cronológica, onde quer que esses fósseis ocorram; já a **correlação fossilífera** (ou **bioestratigráfica**) permite determinar, em escala global, a idade relativa de sucessões de rochas que contêm fósseis. Este conhecimento foi acompanhado por outras importantes constatações científicas, tais como: os organismos sucedem-se no tempo, dos mais simples aos mais complexos; uma determinada espécie ou grupo de organismos, após sobreviver durante um tempo, desaparece do planeta para não mais ressurgir. Mais importante, o avanço do conhecimento abriu caminho para uma das mais importantes contribuições da Geologia para o conhecimento humano – **a escala do Tempo Geológico**.

Cabe ressaltar que a evolução biológica não foi uniforme durante a história da Terra; existiram períodos em que ocorreu alta porcentagem de extinção de organismos vivos e outros em que determinados grupos surgiram rapidamente ou tiveram desenvolvimento excepcional. São muitos

os fatores que estão relacionados com essas complexidades inerentes à evolução da vida, tais como: alterações climáticas, variações de relevo, composição da atmosfera (principalmente aumento de oxigênio, vapor d'água de dióxido de carbono), avanços e recuos subsequentes do oceano sobre continentes pretéritos devidos a eventos glaciais, mudanças na temperatura e salinidade do mar, vulcanismo, impacto de corpos celestes, formação de supercontinentes como a Pangeia etc. Essa complexidade também explica a dificuldade de se obter consenso entre os cientistas para explicar as causas da notória heterogeneidade da história da vida. Contudo, as ocasiões de evolução explosiva de grupos de organismos, de extinção em massa e de surgimento de espécies animais e vegetais assinalam momentos importantes da evolução biológica e, por isso, são úteis para estabelecer divisões na escala do Tempo Geológico que são, fundamentalmente, definidas pela sucessão biológica.

11.4.3 Métodos geocronológicos

Os primeiros passos em direção à **geocronologia** – a especialidade da ciência que utiliza um conjunto de métodos de datação para determinar a idade das rochas, fósseis, sedimentos e os diferentes eventos da história da Terra – vieram com a descoberta do raio X por Wilhelm Conrad Röntgen, em 1895, e das radiações na ausência de luz em sais de urânio por Antoine Henri Becquerel (em 1896), ordenando os primeiros experimentos sobre esse fenômeno natural. Nos anos seguintes a essa descoberta, houve uma rápida evolução do conhecimento de vários aspectos da radioatividade e suas aplicações.

A radioatividade foi caracterizada originalmente por Marie e Pierre Curie (1898) ao estudarem dois novos elementos com propriedades semelhantes (Polônio e Rádio). Os experimentos realizados pelo casal Curie lhes renderam o prêmio Nobel de Física de 1903. Frederick Soddy e Ernest Rutherford, em outro grupo de trabalho, identificaram as séries do Urânio e Tório, bem como suas diferentes taxas de desintegração radioativa; os novos elementos químicos, formados por essas desintegrações, tinham como característica principal a presença de átomos de Tório, porém com pesos atômicos distintos, constituindo os **isótopos** (ver disciplina **Química**). O geólogo e físico irlandês John Joly, de outra parte, em seus estudos por microscopia, descobriu que minerais radioativos produziam certos halos, que eram efeitos das emissões radioativas no entorno; em seus experimentos, quantificou com sucesso as concentrações de Tório e Rádio em diferentes rochas.

A descoberta das séries de elementos radioativos intrigou também outros cientistas, como o químico norte-americano Bertram Boltwood. Suas pesquisas, também focadas no estudo de minerais de Urânio e Tório, identificaram a presença do Chumbo como produto final do decaimento

radioativo desses elementos. Com base no conceito da meia-vida do Urânio, já conhecido na época, Boltwood calculou a proporção de Pb presente nos minerais de Urânio, possibilitando assim medir a idade absoluta desses minerais. Por extrapolação, inferiu a idade da crosta terrestre em cerca de dois bilhões de anos, um valor surpreendentemente antigo para os padrões científicos de então.

Hoje sabemos que a radioatividade é uma reação espontânea de desintegração atômica, caracterizada pela emissão de radiações eletromagnéticas ou partículas, ocasionando a transformação de um nuclídeo em outro. Entre os principais efeitos que as radiações podem provocar estão: a impressão de chapas ou emulsões fotográficas, a fluorescência de minerais como a fluorita e a ionização de gases e liberação de energia ao atravessarem corpos. Por ser um processo natural exotérmico, a radioatividade vem atuando no aumento da temperatura interna do planeta desde a sua formação, em adição a outras fontes naturais de calor que ainda hoje contribuem para a emanação de energia na superfície terrestre e pelas altas temperaturas internas.

Os avanços científicos decorrentes do uso das séries radioativas em rochas e minerais como uma espécie de relógio natural foram impactantes para a Geologia, mudando de vez as interpretações da história da Terra. Até hoje, novas áreas de pesquisa estão sendo abertas em função do avanço tecnológico, com o uso de equipamentos computadorizados e medidas isotópicas cada vez mais precisas, aprimorando a cronologia das rochas e a interpretação da evolução terrestre, e datando amostras de rochas da Lua e fragmentos de meteoritos. Esta revolução no uso dos “relógios geológicos” também tornou possível determinar com rigor quantitativo as taxas dos processos atuantes no passado, detalhar intervalos de tempo das camadas geológicas com ausência de fósseis (afossilíferos) e subdividi-las, como tem sido feito para os períodos mais remotos da evolução planetária. Em outras palavras, progredia uma nova especialidade nas Ciências da Terra – a Geocronologia –, que é hoje essencial para compreender a evolução geológica do Sistema Terra com base na aplicação de métodos radiométricos e isotópicos, em complemento a outras técnicas convencionais de investigação. Para tanto, esses métodos utilizam espectrômetros de massa (Figura 11.8), que são instrumentos que analisam as substâncias ou elementos sob vácuo, de acordo com a relação massa sobre carga eletrônica e sua abundância combinada à ação de campos eletromagnéticos induzidos. A evolução tecnológica dos espectrômetros

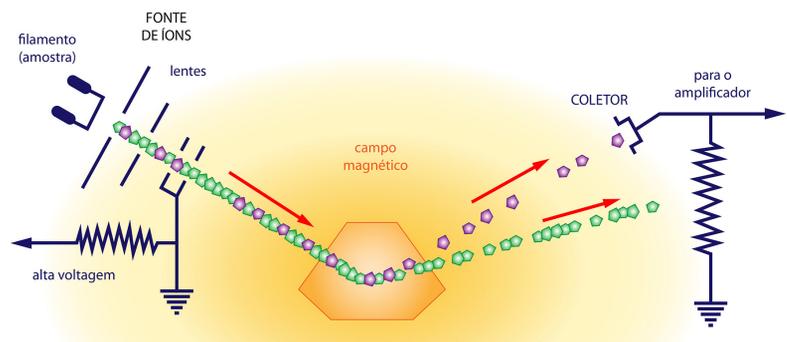


Figura 11.8: Esquema simplificado dos componentes de um espectrômetro de massa.

de massa tem permitido sua utilização em diferentes frentes de pesquisa nas áreas de física, química e biologia, além da geologia.

Em termos históricos, **Artur Holmes** (1890–1965) foi um dos pioneiros na busca da idade da Terra, embasada na **datação radiométrica** – a quantificação numérica absoluta do tempo passado, obtida a partir de análises químicas de minerais e rochas e medida por meio de elementos radioativos. Em seu livro *The Age of the Earth*, publicado em 1923, Holmes apresentou a primeira escala do Tempo Geológico, com base em idades obtidas nos elementos Tório e Urânio presentes em um mineral de Chumbo, estimando a duração do **Pré-Cambriano** e do **Fanerozoico**, descritos mais adiante no texto.

Em 1956, o geoquímico norte-americano Claire Patterson conseguiu datar com precisão a idade da Terra em 4,56 bilhões de anos a partir de medidas isotópicas de Chumbo obtidas em amostras de meteoritos. Para testar a hipótese da origem comum entre a Terra e os meteoritos, Patterson lançou, no mesmo gráfico, as composições isotópicas de Pb obtidas em sedimentos marinhos jovens do fundo oceânico do Pacífico, que ele julgou representativos da própria composição média da crosta terrestre. Neste gráfico, o alinhamento perfeito dos dados dos sedimentos com os dos meteoritos demonstrou que a sua hipótese era correta, ou seja, nosso planeta e os meteoritos têm a mesma idade e origem. Investigações isotópicas posteriores em amostras de outros meteoritos, utilizando outros métodos radiométricos, corroboraram a idade obtida por Patterson para a formação do nosso planeta.

11.4.3.1 Isótopos radioativos

No início do século XX, os estudos sobre a radioatividade já destacavam que muitos tipos de átomos que ocorrem na natureza possuem núcleos (onde estão os prótons e nêutrons), os quais se desintegram espontaneamente para um estado de menor energia. Esses átomos são denominados radioativos (radiogênicos ou também chamados elementos-pai). Trata-se, portanto, de isótopos instáveis, cuja desintegração radioativa espontânea emite partículas ou energia.

Os átomos podem se desintegrar de diferentes modos (e em função de suas respectivas constantes de decaimento), transformando-se nos **isótopos radiogênicos** do elemento original. Os pares de isótopos radioativos (elementos-pai) e os respectivos isótopos radiogênicos (elementos-filho) são considerados na geocronologia como a ferramenta-chave para a determinação absoluta do Tempo Geológico, por estarem contidos em minerais formadores de rochas, que são passíveis de identificação e investigação.

Conhecendo o átomo

Nosso conceito de estrutura interna do átomo teve enorme evolução desde que E. Rutherford, em 1899, demonstrou a existência do núcleo e de uma série de partículas subatômicas que estão sendo descobertas e caracterizadas ainda nos dias atuais (Figura 11.9)

- **Nuclídeo:** átomo, cujo núcleo é caracterizado por um número atômico particular e um número de massa específico. Os nuclídeos são rodeados por uma nuvem de nêutrons.
- **Número atômico (Z):** é o número de prótons do núcleo e este número determina o elemento químico.
- **Número de massa (A):** é a soma dos prótons e nêutrons do núcleo.
- **Isótopos:** são nuclídeos com o mesmo número atômico (portanto, mesmo elemento químico), mas números de massa diferentes, como o exemplo dos isótopos do Carbono, Nitrogênio, Hélio na Tabela Periódica (Figura 11.10).

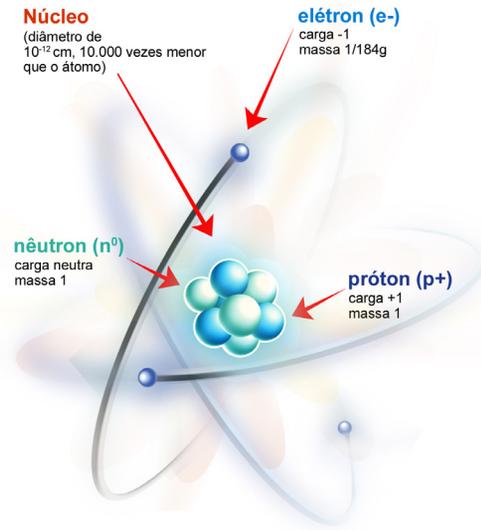


Figura 11.9: O átomo e seus constituintes

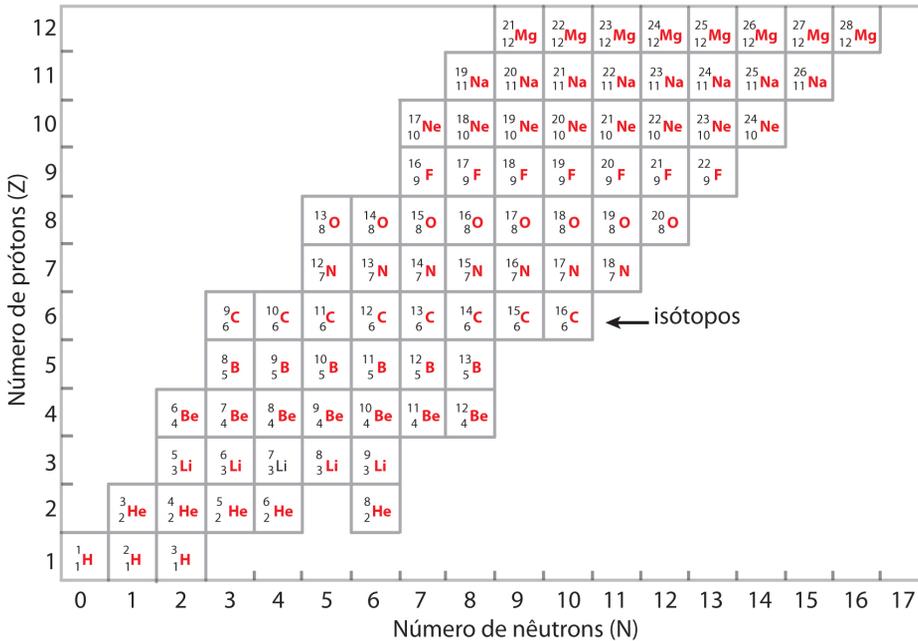


Figura 11.10: Tabela periódica mostrando a existência de vários isótopos conhecidos para os elementos químicos de número atômico (Z) de 1 a 12 com destaque para o Carbono (C), cujos isótopos são muito importantes em interpretações geoquímicas.

O processo de desintegração radioativa (**Figura 11.11**) envolve apenas o núcleo de um átomo radioativo e a taxa de decaimento não é afetada por fenômenos físicos ou químicos, sendo, portanto, considerada uma constante. A determinação do tempo de desintegração da metade dos átomos radioativos é chamada **meia-vida**, sendo que cada nuclídeo radioativo (elemento-pai) possui um único valor de meia-vida para a formação de um elemento gerado no processo (elemento-filho, radiogênico) (**Figura 11.11a**). De outra parte, no processo de desintegração radioativa, o núcleo do elemento radioativo pode emitir partícula alfa, beta, ou ainda capturar um elétron quando da sua desintegração. Além disso, pode simultaneamente emitir raios gama. A **Figura 11.11b** ilustra os tipos de decaimento radioativo.

A datação absoluta da maioria das rochas e dos minerais é baseada na acumulação de filhos atômicos produzidos por um pai radioativo, tendo por premissa que, quando a rocha ou mineral se formou, não havia nenhum átomo de filho radiogênico, apenas o nuclídeo-pai (radioativo). Assim, a razão filho/pai era zero e a idade calculada é zero. À medida que ocorre a desintegração progressiva de átomos-pai radioativos são produzidos átomos-filho radiogênicos em seu lugar no mineral. Conhecendo-se a constante de desintegração do elemento-pai (radioativo), basta medir a proporção entre nuclídeos filhos e pais na rocha ou mineral e calcular o tempo de formação do sistema (a idade radiométrica em anos).

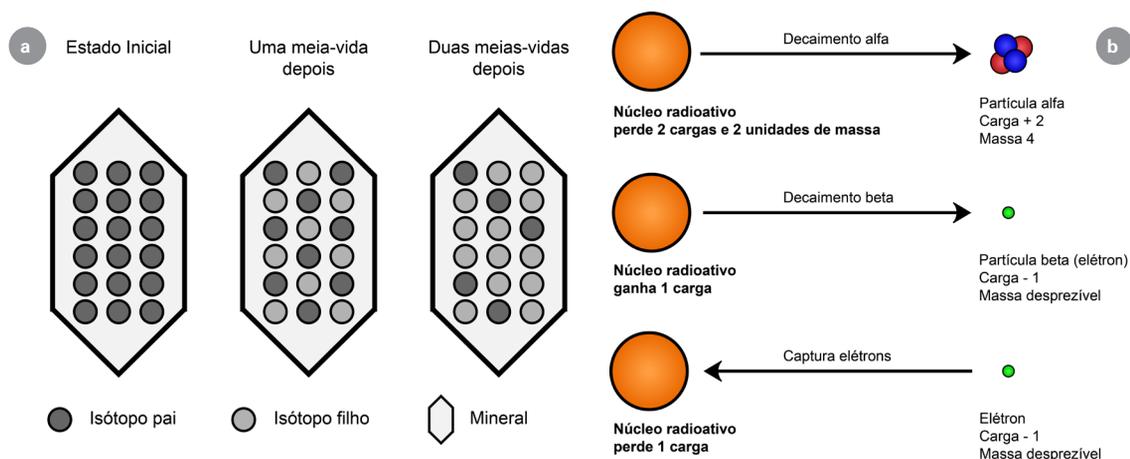


Figura 11.11: **a.** Conceito de meia-vida para um isótopo radioativo. Por definição, corresponde ao tempo necessário para que a metade dos átomos originais do elemento-pai (radioativo) se transforme em átomos estáveis do elemento-filho (radiogênico). Por exemplo, decorrido o tempo equivalente a uma meia-vida, a metade de 1.000 átomos de um elemento radioativo se transformará em 500 átomos estáveis (radiogênicos), restando ainda 500 átomos instáveis (radioativos). Após duas meias-vidas haverá 750 átomos estáveis e apenas 250 átomos instáveis, e assim por diante. **b.** Os três tipos de decaimento radioativo que ocorrem naturalmente em minerais. No decaimento alfa (a) ocorre a perda, pelo núcleo do átomo radiogênico, de dois prótons e dois nêutrons; o número de massa diminui de quatro e o número atômico, de dois. Na desintegração beta, o núcleo do átomo radiogênico emite um elétron de alta velocidade; um de seus nêutrons se transforma em um próton e o número atômico aumenta de um. Na captura de elétrons, um próton do núcleo captura um elétron orbital e se transforma em um nêutron; o número atômico diminui de um. A desintegração beta e a captura de elétrons não mudam o número de massa do elemento.

Os diversos métodos radiométricos são aplicados em rochas e minerais em uma grande gama de situações geológicas, em função das características químicas dos elementos radioativos e seus elementos radiogênicos, que estão contidos nos minerais das rochas, e em função das respectivas constantes de decaimento. Os métodos envolvendo isótopos com meia-vida curta são utilizados para a datação de materiais e eventos “jovens”; o ^{14}C , por exemplo, é utilizado para datação de materiais com no máximo 70.000 anos, o método ^{234}U - ^{230}Th para datar corais e espeleotemas com idade máxima de 500.000 anos. Já os isótopos com meia-vida longa são mais utilizados para datação de rochas e processos geológicos antigos como: urânio-chumbo, rubídio-estrôncio, potássio-argônio, samário-neodímio e rênio-ósio. O método do ^{14}C é muito lembrado quando se fala em datação de rochas; no entanto, é importante destacar que ele é muito mais útil para datar materiais orgânicos (ricos em C) e não rochas, já que a maioria delas não contém C e não foi formada em ambientes com C influenciado pelos fenômenos atmosféricos envolvidos na geração do isótopo ^{14}C .

As rochas ígneas (e seus minerais) fornecem as idades mais acuradas, por terem sido consolidadas consolidados diretamente do magma. Já as rochas sedimentares, em geral, não permitem obter a idade absoluta da época de deposição porque contêm fragmentos de rochas e de minerais pré-existentes, de diferentes idades. No caso de rochas metamórficas, as proporções entre isótopos pai e filho podem ser modificadas em função da pressão, temperatura ou circulação de fluidos associados ao metamorfismo, prejudicando, assim, a interpretação dos resultados.

Na atualidade, o método U-Pb é considerado um dos mais versáteis da geocronologia, podendo ser aplicado na investigação de eventos ígneos e metamórficos, e na caracterização temporal de áreas-fonte de rochas sedimentares. Por esse motivo, e em função de sua acuracidade, este método de datação é também utilizado na calibração da escala do Tempo Geológico. São utilizados para datação U-Pb minerais que contêm urânio no seu retículo cristalino. Esses minerais, principalmente o zircão, são muito resistentes a alterações posteriores, retendo com eficiência tanto os elementos-pai (Urânio) como os elementos-filho (Chumbo). Além disso, o zircão apresenta temperaturas de bloqueio (temperaturas-limite para a difusão isotópica interna no cristal) muito altas: cerca de 800 °C-750 °C. Outros minerais empregados neste método possuem temperaturas de bloqueio menores, entre 650 °C e 700 °C (titanita), e cerca de 650 °C (monazita).

A resposta obtida pelos métodos de datação, cada vez mais acurados, com base no uso de equipamentos computadorizados (espectrômetros de massa, entre outros) para medidas isotópicas, tem possibilitado definir temporalmente processos geológicos como magmatismo,

metamorfismo, sedimentação e épocas de mineralizações (formação de concentrações minerais que se constituem em recursos para a sociedade). Além disso, as idades absolutas têm permitido estabelecer os principais eventos da história geológica da Terra, que interessam à Geologia do Brasil, conforme sintetizado na **Tabela 11.2**.

Tabela 11.2: Algumas idades importantes de rochas e materiais significativos. * Milhões de anos.

Materiais geológicos	Idade (Ma*)
Meteoritos diversos	4.600 – 4.300
Rochas lunares	4.200 – 3.500
Minerais mais antigos terrestres (zircão; Austrália)	4.400 - 4.100
Rochas mais antigas (gnaisses; Canadá)	4.030
Rochas mais antigas do Brasil (gnaisses; Bahia)	3.800
Pão de Açúcar (gnaisses; Rio de Janeiro)	560
Fernando de Noronha (rocha vulcânica; Pernambuco)	12

Mais recentemente, os isótopos radiogênicos têm sido utilizados em estudos que buscam identificar os tipos de processos geológicos envolvidos na formação das rochas e seus ambientes, bem como da composição isotópica de materiais formadores de rochas. Esta aplicação dos isótopos radiogênicos é muito importante, uma vez que não é possível mostrar diretamente o interior da Terra, onde se situam as fontes primárias dos magmas, por exemplo. Outras aplicações se dão no estudo dos depósitos minerais, em que os sistemas isotópicos podem ser úteis para obter informações sobre a idade da mineralização e da fonte das soluções hidrotermais responsáveis pelo transporte e deposição do minério, bem como a identificação de eventuais processos de remobilização pós-mineralização. Finalmente, os isótopos radiogênicos também são empregados no estudo do meio ambiente, em pesquisas da composição química da superfície da Terra, para contribuir com a identificação de fontes poluentes de origem natural ou antrópica.

11.4.3.2. Isótopos estáveis

Em 1931, quando os isótopos instáveis já eram razoavelmente conhecidos, descobriu-se uma nova categoria de elementos de ocorrência natural – os isótopos estáveis, como os de Hidrogênio, Oxigênio, Carbono e Nitrogênio. Embora esses elementos não tenham aplicações como método de datação absoluta, eles podem trazer informações úteis sobre os processos de ocorrência natural nos diferentes ambientes geológicos.

A título de exemplo, análises de isótopos de Oxigênio podem ser utilizados para investigar a característica isotópica de climas antigos a partir de testemunhos de gelo. Durante os períodos mais frios, a água do mar fica enriquecida de ^{18}O (isótopo mais pesado), pois ele é mais difícil

de evaporar. Em consequência, há uma diminuição de sua presença na atmosfera e aumento da concentração do isótopo leve (^{16}O). A determinação em equipamentos de alta resolução da relação dos isótopos leve e pesado ($^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$), referente à neve acumulada nas geleiras, permite identificar, na amostra de um testemunho de gelo, quando o clima global esteve mais frio (máximo glacial) ou mais quente (período interglacial).

11.4.4. Escala do Tempo Geológico

A necessidade de se ter um calendário dos mais importantes eventos da história terrestre em compartimentos característicos culminou com o estabelecimento da escala do tempo geológico. Esta escala tem grande utilidade para correlações globais das camadas geológicas, auxiliando no entendimento da evolução terrestre. Também tem sido utilizada na estimativa temporal de processos geológicos muito lentos para serem monitorados diretamente pelo ser humano, tais como a colisão entre massas continentais para formar a Pangeia ou outros supercontinentes, ou a abertura de um oceano, processos esses que envolvem escalas de dezenas a centenas de milhões de anos.

A criação de uma escala de tempo para reconstituir a cronologia dos eventos formadores da Terra é creditada, em grande parte, aos fundamentos científicos e observações realizadas por N. Steno, J. Hutton, C. Lyell, C. Darwin, W. Smith, entre outros. A integração de dados experimentais, relações geológicas, estratigrafia e paleontologia (inclusive a evolução dos organismos) levou à descoberta das relações temporais e espaciais entre pacotes rochosos pelo mundo, apoiada pelos métodos de datação absoluta que são cada vez mais acurados. Com isso, estabeleceu-se uma linha do tempo para toda a história terrestre, em que cada período temporal se correlaciona a um pacote de rochas e respectivos fósseis. A escala do Tempo Geológico está dividida em quatro unidades principais de tempo em função de sua dimensão temporal: éons, eras, períodos e épocas. No tempo geológico, os acontecimentos são separados por milhões de anos (Ma) ou até mesmo por bilhões de anos (Ga).

As maiores divisões da escala do Tempo Geológico (**Figura 11.12**), denominadas **Éons**, correspondem ao caráter geral da vida em cada uma; com o apoio de datações radiométricas foi possível estabelecer as idades entre as divisões. São eles:

1. Hadeano, 2. Arqueano, 3. Proterozoico; e 4. Fanerozoico

O Éon mais antigo da escala, o **Hadeano**, compreende o intervalo temporal entre a origem da Terra (4,6 Ga) e o registro das primeiras evidências de vida (3,85 Ga). Em termos geológicos, representa a etapa de crescimento do nosso planeta primitivo, com intenso bombardeamento por corpos celestes e vulcanismo primitivo global, mas para o qual há raro registro rochoso conhecido.

O Éon **Arqueano** (do grego *archaios*, “antigo”) representa o intervalo de tempo entre 3,85 Ga e 2,5 Ga, durante o qual os primeiros grandes núcleos rochosos se originaram por fluxo de material profundo predominantemente vertical. Durante este Éon, o planeta estabeleceu seus compartimentos internos bem como foi formada a atmosfera primitiva. O resfriamento do planeta também causou a precipitação do vapor d’água para formar os primeiros oceanos. A água líquida foi o primeiro requisito, ao lado do calor da atividade ígnea, para que pudessem ocorrer as primeiras reações químicas que dariam origem à vida. As evidências de vida no limiar deste Éon são raríssimas; foram identificadas em restos de compostos orgânicos e raros microfósseis, interpretados como de origem bacteriana a partir de estudos isotópicos em rochas com idade de 3,8 Ga. Eles viveram no mar, pois a atmosfera primitiva tinha altas concentrações de gases tóxicos do ponto de vista hoje conhecido (metano, amônia, monóxido de carbono); a concentração de oxigênio era baixa demais e não havia a camada de ozônio para proteger a vida dos raios ultravioleta.

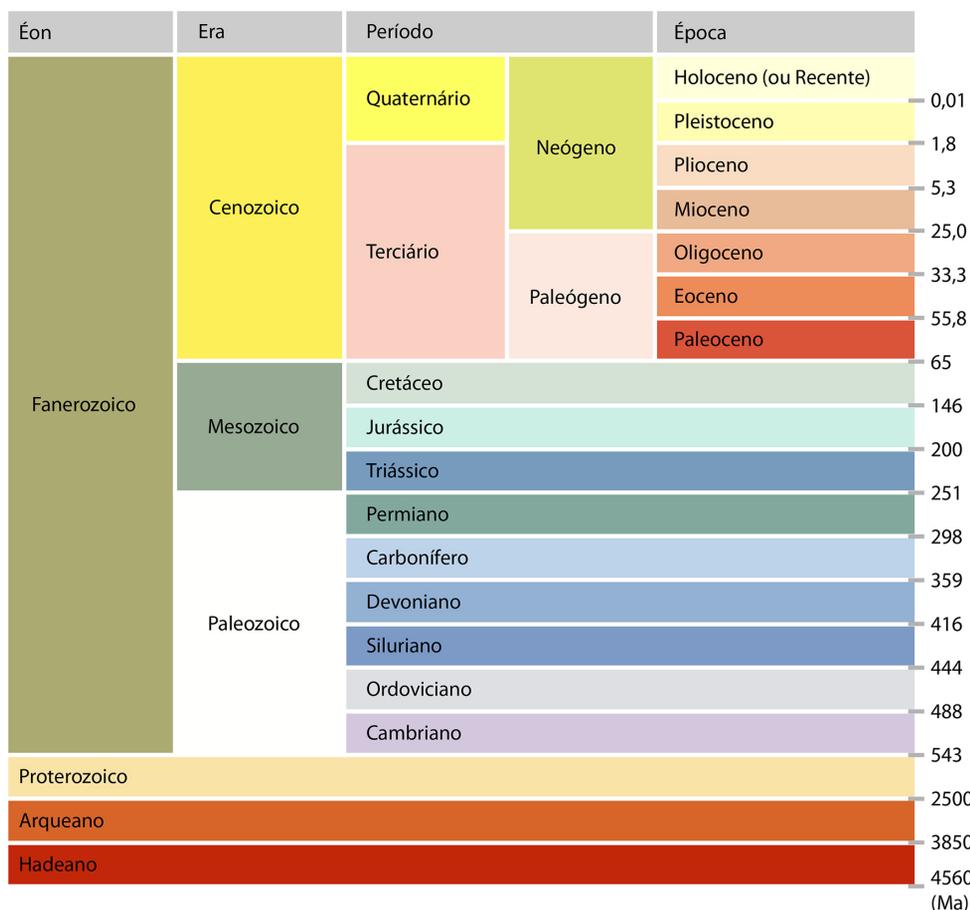


Figura 11.12: A escala do Tempo Geológico. As subdivisões estão marcadas em “mega-anos” (Ma = 10⁶ anos ou milhões de anos).

Segue-se o Éon **Proterozoico** (do grego *próteros*, “anterior” e *zoikós*, “vida”), definido entre 2,5 Ga até 543 Ma. Os continentes produzidos pela dinâmica global assemelhada à Tectônica de Placas atual já são maiores. Neste Éon, a vida foi dominada pelo desenvolvimento de algas (cianobactérias), cujas colônias deixaram um rico registro geológico (os **estromatólitos**) nas rochas calcárias desse intervalo da história terrestre. Sua atividade fotossintética causou o aumento na concentração de oxigênio na atmosfera, que era de 1% durante o Arqueano e subiu para 15% durante o Proterozoico. O Oxigênio é um poderoso decompositor de matéria orgânica, sendo tóxico para muitas formas de vida existentes – este gás determinou o fim de muitos grupos de bactérias no Proterozoico. Além disso, a mudança da característica do ambiente, de redutora para oxidante, na superfície terrestre, causou a oxidação e consequente precipitação química do Ferro então dissolvido nos oceanos (como Fe^{2+}), formando extensos depósitos sedimentares de minerais de Fe^{3+} que hoje constituem recursos minerais intensamente explorados.

Os Éons Hadeano, Arqueano e Proterozoico são conhecidos, coletivamente, pelo termo **Pré-Cambriano**. Esta enorme dimensão temporal abrange o início da vida planetária e sua lenta evolução, antecedente ao Éon **Fanerozoico** – o intervalo mais jovem definido na escala do Tempo Geológico. Em resumo, durante o pré-Cambriano, apareceram os organismos microscópicos unicelulares (protozoários) procariontes nos mares remotos. Mais tarde, há cerca de 2,7 Ga, com o aumento do Oxigênio na atmosfera, desenvolveram-se os eucariontes. Posteriormente, vieram os organismos multicelulares (metazoários), que evoluíram para formas ainda mais complexas, ao mesmo tempo em que bactérias produtoras de metano, que impediam o Oxigênio de se acumular na atmosfera primitiva, começaram a desaparecer. Com isso, um grupo de micróbios produtores de Oxigênio (essencialmente algas ou cianobactérias) entrou em ascensão, levando a um inexorável aumento do oxigênio e da vida na Terra. O poder corrosivo do Oxigênio foi também crucial para mudar os ambientes superficiais de modo irreversível na Terra. O advento da reprodução sexuada, outro evento importantíssimo na evolução orgânica ocorrido neste Éon, aconteceu há aproximadamente 2,0 Ga.

O Éon **Fanerozoico** (do grego *phanerós*, “visível”, e *zoikós*, “vida”) abrange os últimos 543 Ma da Terra e é o mais bem conhecido. Corresponde temporalmente a uma “explosão” biológica no planeta; a vida tornou-se multicelular e se espalhou, conquistando os oceanos e continentes: tomou forma com esqueletos de vários tipos, aprendeu a nadar, expandiu-se nos oceanos e, finalmente, adquiriu membros para conquistar os continentes. A vida se espalhou e tomou conta da Terra, desde os polos gelados, os trópicos, até os desertos mais áridos. Em consequência, muitas formações rochosas desse Éon contêm abundantes conchas e outros fósseis, como ossos de vertebrados.

Na Escala do Tempo Geológico, o Fanerozoico é subdividido em três **Eras** (Figura 11.13), que correspondem à evolução biológica principal da Terra, a saber:

1. Paleozoico, 2. Mesozoico e 3. Cenozoico.

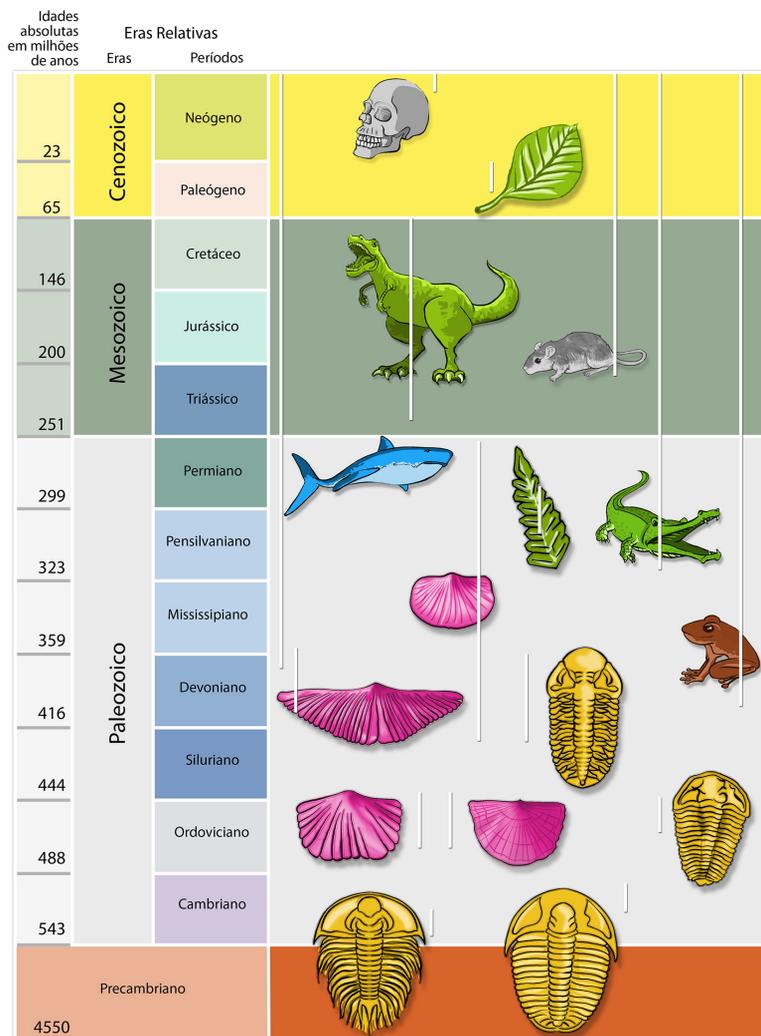


Figura 11.13: A escala de Tempo para o Fanerozoico e coexistência de fósseis-índices. Idades absolutas em milhões de anos estão também representadas, definindo os limites temporais entre períodos e eras, entre eras e o Pré-cambriano (que inclui os éons Hadeano, Arqueano e Proterozoico). Grupos principais de fósseis representados na figura: **A. Braquiópodos (rosa):** organismos invertebrados marinhos, constituídos por duas conchas simétricas de diferentes tamanhos. Habitaram o planeta durante as eras Paleozoica, Mesozoica e Cenozoica; foram, porém, mais abundantes na primeira. Poucas espécies existem atualmente, de modo que são consideradas praticamente extintos. **B. Trilobitas (amarelo):** grupo extinto de organismos marinhos invertebrados relacionados às lagostas. São encontrados em rochas paleozoicas, de modo que são fósseis-índices para esta era e suas subdivisões em função das peculiaridades das variedades do organismo. **C. Répteis (verde):** grupo de animais vertebrados que incluem cobras, jacarés, lagartos, tartarugas e dinossauros. Todas as espécies de dinossauros viveram e foram extintas na era Mesozoica, de modo que são fósseis-índices desta era e de suas subdivisões. **D. Mamíferos (cinza):** grupo de animais vertebrados (inclusive os humanos), com sangue quente. **E. Anfíbios (marrom):** grupo de animais vertebrados que inclui sapos e salamandras. Ocorrem no planeta desde o período Devoniano (era Paleozoica). **F. Tubarões (azul):** o registro fóssil indica que os tubarões viveram desde o final do período Devoniano até os dias de hoje.

As idades relativas das rochas que contêm fósseis estão compartimentadas como eras e **períodos**, nesta figura. Essas Eras mais recentes são delimitadas temporalmente pelas discontinuidades no registro fóssil no fim do **Permiano** (251 Ma) e **Cretáceo** (65 Ma), respectivamente, devido às maiores extinções conhecidas na história da vida que ocorreram devido a catástrofes naturais, tais como alterações climáticas globais, choque de meteoritos e glaciações. Assim, cada subdivisão das Eras em Períodos é marcada por acontecimentos que estão registrados nas rochas, em particular aqueles ligados à história da vida, como o caso das extinções em massa. A Era **Cenozoica** é dividida em **Épocas**, as quais representam subdivisões menores determinadas por gêneros e espécies fósseis característicos, apoiadas pelas idades das rochas determinadas por métodos de datação absoluta. As épocas mais bem conhecidas geologicamente são as do Período **Terciário**, como a do **Plioceno** (entre 5,3 milhões e 1,8 milhão de anos).

O intervalo temporal dos fósseis-índices permite (**Figura 11.13**) determinar a Era ou os Períodos durante os quais habitaram o planeta. Por exemplo, o registro fóssil das diferentes espécies de tubarões indica que existiram desde o final do período Devoniano da era Paleozoica até os dias de hoje. Por outro lado, todas as espécies de dinossauros viveram e foram extintas durante a era Mesozoica.

As principais características geológicas e paleontológicas das três eras do Fanerozoico estão sintetizadas a seguir:

- Era **Paleozoica**: 543 Ma a 251 Ma atrás. O início desta era corresponde a uma revolução na vida dos animais, conhecida como “explosão cambriana”, possivelmente em decorrência do aumento abrupto do nível de oxigênio na atmosfera e das taxas de predação. Neste momento, a vida assumiu de vez a multicelularidade, multiplicando a diversidade de formas e estratégias de vida dos primeiros animais surgidos algumas dezenas de milhões de anos antes. Os animais mais abundantes eram os invertebrados com esqueletos, como os moluscos e artrópodes. Seus fósseis são encontrados nas rochas formadas nos fundos dos mares, que cobriram as massas continentais da Pangeia por dezenas de milhões de anos. Fósseis de peixes, anfíbios e animais vertebrados terrestres são encontrados pela primeira vez em rochas paleozoicas. Foi no período **Ordoviciano** (488 Ma - 444 Ma) que as primeiras plantas deixaram a vida aquática para colonizar a Terra, promovendo diversas transformações no ambiente, ampliando a espessura do solo, mudando a composição da atmosfera e tornando a porção emersa gradativamente habitável para os animais vertebrados que viviam no mar. No período **Devoniano** (416 Ma - 359 Ma) as primeiras florestas haviam se estabelecido e ofereciam aos animais alimento, sombra, umidade e proteção contra os raios ultravioleta. Os restos

dessas imensas florestas são encontrados fossilizados em espessas camadas de carvão na América do Norte e até nas ilhas do oceano Ártico. O sequestro de CO₂ (gás carbônico), incorporado no tecido das plantas e posteriormente fossilizado nas rochas, deu início a um efeito estufa inverso; com menos gás carbônico na atmosfera a Terra esfriou, causando uma das várias extinções em massa. No **Carbonífero** (359 Ma - 299 Ma), que também é subdividido nos períodos Mississipiano e Pensilveniano, nomes emprestados dos estados norte-americanos onde estratos rochosos com abundante registro de florestas petrificadas ocorrem, surgem os primeiros insetos. O final do Permiano é marcado por uma extinção em massa, que quase pôs fim à vida das florestas e da fauna terrestre e marinha. As causas dessa grande extinção ainda são motivo de debate, podendo estar ligada ao aumento de erupções vulcânicas, a problemas de circulação das correntes marinhas com consequentes alterações climáticas globais, ou mesmo ao impacto de um grande asteroide com a Terra.

- Era **Mesozoica**: 251 Ma a 65 Ma; a vida teve de se recuperar da crise do final da era Paleozoica. Nos poucos milhões de anos que se seguiram, a vida se diversificou e se multiplicou nos ambientes praticamente vazios e extensos do supercontinente Pangeia, que já estava então formado. Os fósseis mais antigos de *dinossauros* e *pterossauros* são encontrados em rochas que datam desta era. Além desses animais, os répteis aquáticos tornaram-se comuns; seus fósseis são abundantes em rochas desta Era, como também os de peixes. São desta Era, também, os primeiros mamíferos e as plantas com sementes, mas ainda sem flores (**gimnospermas**), que se espalharam e dominaram a paisagem. Pouco antes do final, as plantas com flores (**angiospermas**) já eram comuns nos trópicos. Embora o clima terrestre tenha sido favorável à vida durante o Mesozoico, duas grandes extinções aconteceram, afetando um grande número de espécies e exterminando para sempre alguns grupos de animais. A mais importante delas ocorreu no fim do período Cretáceo da era Mesozoica, há 65 milhões de anos, causada por impacto de um corpo celeste. É conhecido como o **evento K/T**, termo derivado das siglas adotadas nos mapas geológicos para os períodos Cretáceo (K) e Terciário (T). Em 1991, geofísicos localizaram, em subsuperfície, o principal candidato para o local de impacto do bólido, uma cratera com 170km de diâmetro, com idade de 65 Ma, na península de Yucatan (México). Esse impacto teria causado ondas de choque e calor, terremotos e vaporização de rochas, lançando poeira e fuligem na estratosfera, de modo que a luz solar não penetraria a superfície terrestre por semanas ou meses, entre outros efeitos catastróficos à vida de então. Esse evento acabou com o domínio dos répteis e permitiu a ascensão dos mamíferos.

- Era **Cenozoica**: 65 Ma atrás até o presente. Os continentes começaram a tomar uma forma muito parecida com a atual, com sete continentes, sendo três maiores. De modo geral, o clima da Terra esfriou gradualmente durante toda esta Era, quando predominaram os mamíferos, os quais se diversificaram. Surgem as aves gigantes. Durante o **Mioceno** (23 Ma – 5,3 Ma), ocorre o isolamento do continente antártico, dando início à formação de espessos mantos de gelo, que hoje garantem a temperatura média global em torno de 15 °C. O gelo acumulado na Antártica e no mar à sua volta não apenas induz as correntes marinhas e atmosféricas, mas também reflete como um espelho a luz solar, ajudando a aliviar a quantidade de calor que a Terra absorve. A queda da temperatura causada pelo resfriamento antártico a partir do Mioceno causou o recuo das florestas, abrindo grandes áreas com vegetação de pequeno porte como as gramíneas. Os animais tornaram-se enormes.

Em termos climáticos globais, durante a Era Cenozoica, além da glaciação da Antártica, ocorreram também oito grandes glaciações, no Período **Pleistoceno**, no último milhão de anos da escala do Tempo Geológico. Estes ciclos glaciais alteraram a superfície do nosso planeta e, em consequência, a evolução biológica. Durante um período glacial, maior quantidade de água fica retida no estado sólido, diminuindo a intensidade do ciclo da água e ocasionando a descida do nível do oceano. Ao contrário, durante um período interglacial, com o derretimento de parte dos mantos de gelo, o nível do mar sobe. Por exemplo, o talude continental (feição topográfica submersa adjacente ao longo da margem de um continente) existente na atual configuração dos continentes é a posição pretérita do oceano durante a última grande glaciação, há 18.000 anos, quando o nível estava 130 metros abaixo do atual, ou seja, os continentes eram maiores do que são hoje (tópico **As Grandes Feições do Relevo Terrestre**), já que as superfícies continentais estavam emersas.

Finalmente, no **Holoceno**, por volta de seis milhões de anos atrás, aparece a linhagem que resultará no homem moderno: os primeiros hominídeos. O primeiro homem moderno, o *Homo Sapiens* surge há 200 mil anos; mais recentemente, surgem as espécies modernas.

Cabe notar que, durante todas essas etapas evolutivas da vida aqui sintetizadas, o planeta continuou a sua dinâmica, influenciando a evolução biológica, principalmente com o movimento das placas tectônicas, conforme ilustrado na **Figura 11.14**. Com a edificação do Gondwana e Laurásia há 300–260 milhões de anos, pela quebra da Pangeia, configuram-se novas fisiografias de grandes massas continentais emersas banhadas a oeste pelo colossal oceano Panthalassa (tópico **Tectônica Global**). Esses supercontinentes, mais tarde, seriam também rompidos para dar forma à fisiografia atual da Terra. Nesse processo de mudanças globais, ocorrem variações climáticas e

alterações ambientais, gerando adaptações biológicas e novas linhagens nos animais e/ou extinção de espécies. Novas margens continentais são então estabelecidas em função dos oceanos gerados; por isso, também, as grandes reservas de hidrocarbonetos se formaram durante o Fanerozoico.

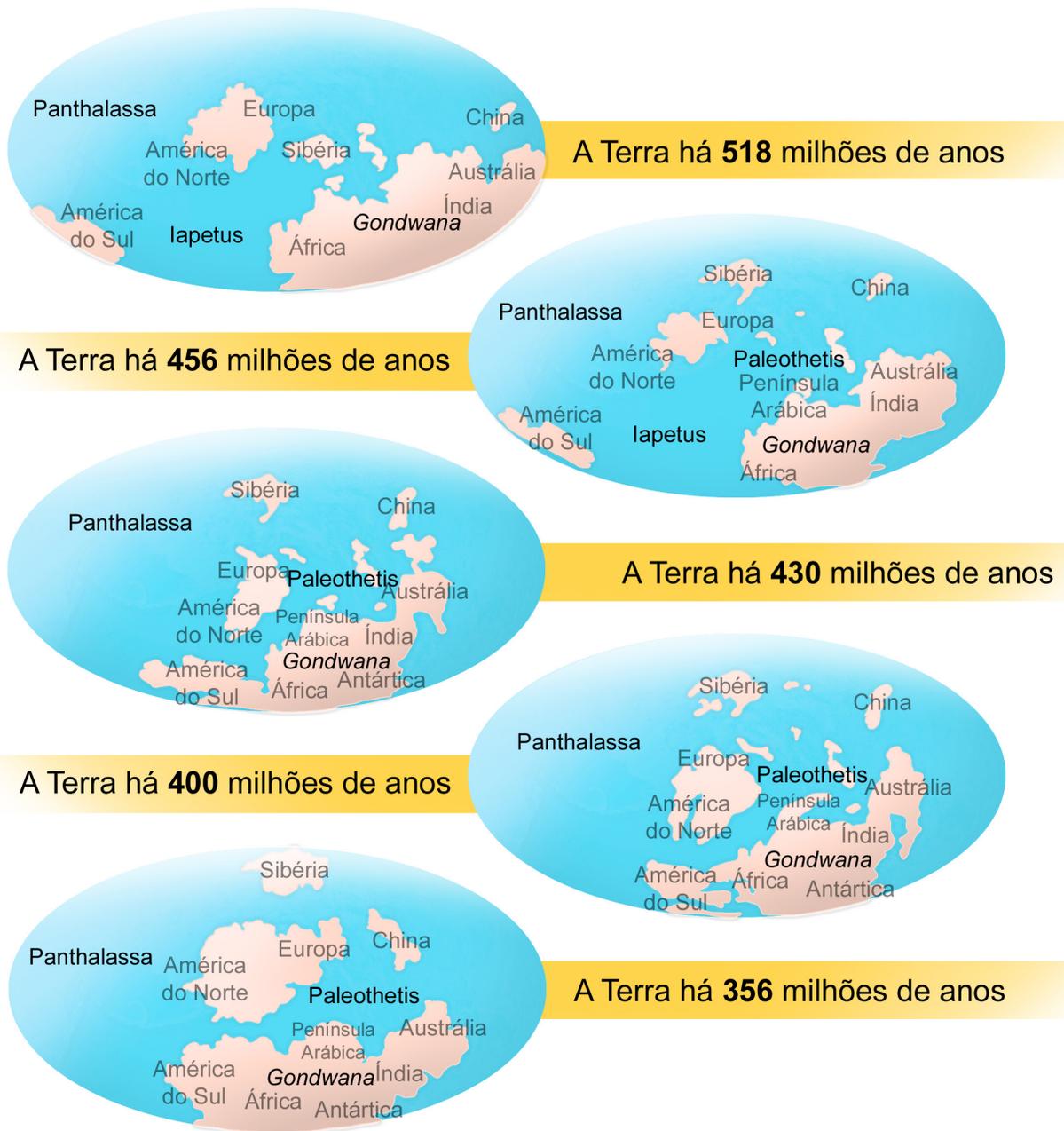


Figura 11.14: A Paleogeografia da Terra durante parte do Fanerozoico (fase de dispersão do supercontinente Gondwana).

A **Figura 11.15** ilustra a diversificação das classes de animais vertebrados desde o Paleozoico até o presente. Em **a** a largura de cada domínio corresponde ao número estimado de espécies, e o topo deles representa o número de espécies atuais (em milhares). No diagrama das relações da linhagem de organismos vertebrados (cladograma **b**), que representa a história evolutiva da vida, observa-se a diversificação da vida durante o tempo geológico a partir de um organismo ancestral.

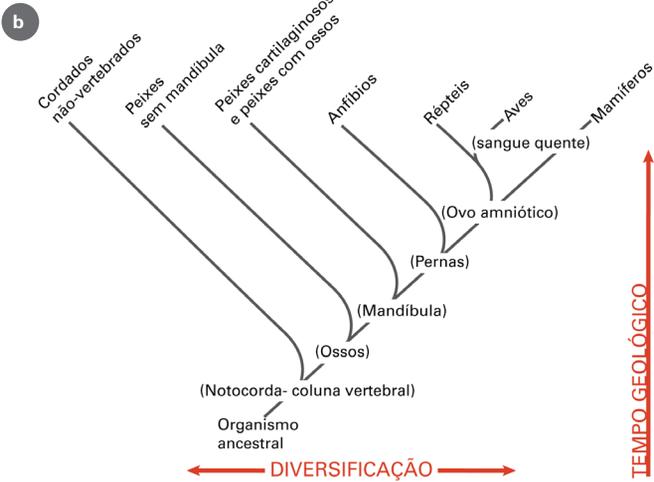
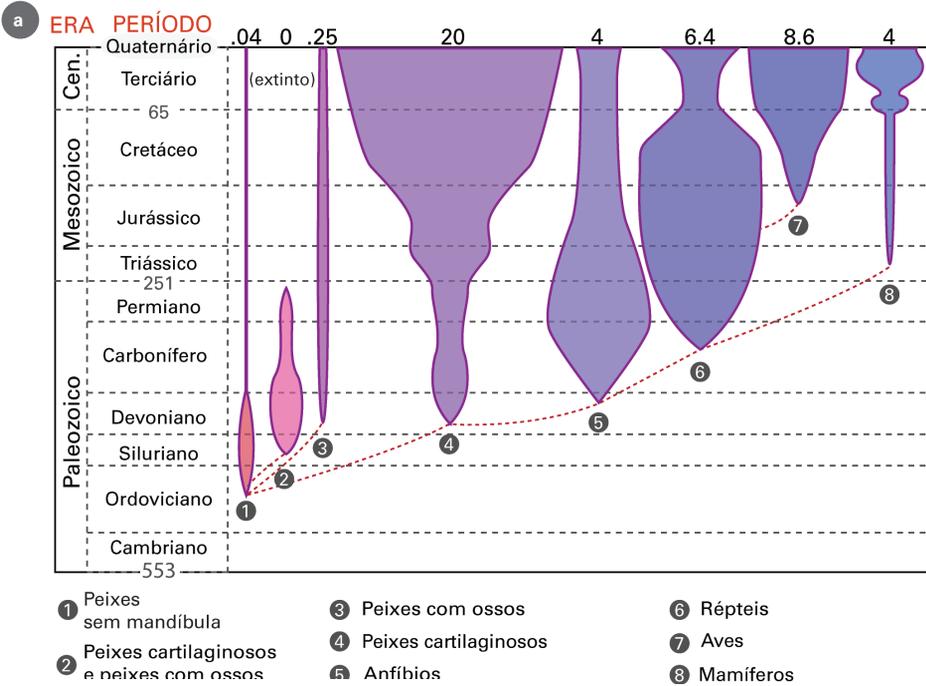


Figura 11.15: Ilustração da diversificação dos organismos vertebrados no tempo geológico. **a.** A largura de cada domínio corresponde ao número estimado de espécies, e o topo deles representa o número de espécies atuais (em milhares de espécies). **b.** Cladograma, que mostra as relações da linhagem de organismos vertebrados durante a história evolutiva, que é pautada pela diversificação, durante o tempo geológico, a partir de um organismo ancestral.

Em síntese, o estabelecimento da escala do Tempo Geológico modificou definitivamente o nosso modo de pensar a natureza, sobre a idade da Terra e a duração e permanência da nossa espécie. Séculos de descobertas científicas e avanços na geologia, paleontologia e geocronologia e a tecnologia provaram que o planeta tem uma história longa a contar, norteadas pela tectônica de placas e o fluxo térmico interno, com implicações para a variação do clima global ao longo do tempo e suas consequências no ambiente ocupado pela vida. Evidências geológicas de todo tipo comprovam que a geografia atual dos continentes e oceanos representa apenas o mais recente arranjo da crosta continental, crosta oceânica e nível do mar num planeta dinâmico. Nesse contexto, a evolução biológica promovida pela interação entre os seres vivos e o meio ambiente produziu milhões de espécies que viveram em momentos distintos da história da Terra, como testemunham os fósseis de plantas e animais distribuídos por camadas sedimentares em todo o mundo. Estudando os fósseis, o homem aprendeu a estabelecer as idades relativas entre camadas, separando as rochas mais antigas das mais novas.

A Terra atual é, portanto, o produto de processos geológicos que operam em ciclos desde 4,6 bilhões de anos atrás, embora com intensidades variáveis e em diferentes espaços, onde a vida apareceu e se diversificou. Talvez até tenha sido destruída várias vezes neste curso de tempo. A recuperação desta história, na qual a transformação é uma constante, está simbolizada no livro da Terra que, embora fragmentado pelos processos geológicos, pode ser recuperado pela diversidade de fósseis, nas discordâncias geológicas, na correlação de camadas rochosas e em suas idades relativas em relação às outras rochas, contando com o apoio de datações absolutas e das interpretações geológicas.

A visão concreta da paisagem fundamentada no amadurecimento da Geologia espelha uma ciência integradora e atual, que aborda o nosso planeta sob um contexto sistêmico. Com isso, sabe-se que a evolução acontece num período de tempo extraordinariamente vasto, modificando a parte externa da Terra, onde a biosfera, em constante mudança e interação com a atmosfera, hidrosfera e litosfera, desde que surgiu, o transformou, diferenciando-o de todos os outros planetas do sistema solar. Mesmo assim, os processos geológicos e seus produtos são passíveis de compreensão graças à nossa inteligência, tendo como alicerce o conhecimento advindo das Ciências da Terra.

Com base nesse conhecimento integrado de como evoluiu o nosso planeta, agora, é a sua vez de descobrir as histórias das paisagens pretéritas com base nos registros geológicos, estratigráficos e paleontológicos em diferentes lugares. Isto porque, se as paisagens regionais evoluem em uma

sequência ordenada temporalmente (sequência evolutiva), deve haver estádios originais não erodidos, que podem ser descritos. Então, observe atentamente o mundo ao seu redor com uma nova percepção e procure os vestígios da passagem do tempo, que retratam o passado e o presente. As feições dessa história capturada serão as de maior significado para você.

Referências

- ANELLI, L. E. **O guia completo dos Dinossauros do Brasil**. São Paulo: Editora Fundação Peirópolis, 2010. 222p.
- CARNEIRO, C. D. R.; MIZUSAKI, A. M.; ALMEIDA, F. F. M. A determinação da idade das rochas. **Terra e Didática**, Campinas. v. 1, n. 1, p. 6-35, 2005.
- EICHER, D. L. Tempo Geológico. **Série Textos Básicos em Geociências**. São Paulo: Edgard Blucher, 1969. 172p.
- GERALDES, M. C. **Introdução à Geocronologia**. Sociedade Brasileira de Geologia. n. 7, 2010. 146p.
- PRESS, F.; SIEVER, R.; GROTZINGER, J.; JORDAN, T. H. **Para entender a Terra**. 4. ed. Tradução: R. Menegat (Coord.) et al. Porto Alegre: Bookman, 2006. 656p.
- TEIXEIRA, W.; FAIRCHILD, T. R.; TOLEDO, M. C. M. de; TAIOLI, F. **Decifrando a Terra**, 2. ed. São Paulo: IBEP Editora Nacional-Conrad, 2009. 623p.