



Universidade Estadual de Maringá
Centro de Ciências Exatas
Departamento de Física

Willian Alves dos Santos

INTRODUÇÃO ÀS TÉCNICAS DE DATAÇÃO POR DECAIMENTO RADIOATIVO

Maringá

2017

Willian Alves dos Santos

INTRODUÇÃO ÀS TÉCNICAS DE DATAÇÃO POR DECAIMENTO RADIOATIVO

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Departamento de Física da Universidade Estadual de Maringá, sob a orientação do professor Dr. Perseu Angelo Santoro, como parte dos requisitos para obtenção do título de bacharel em Física.

Maringá

2017

Willian Alves dos Santos

INTRODUÇÃO ÀS TÉCNICAS DE DATAÇÃO POR DECAIMENTO RADIOATIVO

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Departamento de Física da Universidade Estadual de Maringá, sob a orientação do professor Dr. Perseu Angelo Santoro, como parte dos requisitos para obtenção do título de bacharel em Física.

Banca examinadora

Prof. Dr. Perseu Angelo Santoro (Orientador)
(Departamento de Física-UEM)

Prof. Dr. Ary de Araújo Rodrigues Júnior
(Departamento de Física-UEM)

Prof. Dr. Haroldo Valentin Ribeiro
(Departamento de Física-UEM)

Maringá
2017

Sumário

1	Introdução	6
2	Introdução histórica	6
3	Decaimento radioativo	9
3.1	Átomo de Dalton	9
3.2	Átomo de Thomson	9
3.3	Átomo de Runtherford	10
3.4	Modelo atômico de Bohr	11
3.5	Classificação dos átomos	12
3.6	Decaimento de núclídeos instáveis	12
3.7	Lei do decaimento radioativo	14
3.8	Transmissão através de barreiras de potencial	15
3.9	Decaimentos sucessivos	17
4	Técnicas de datação incrementais	18
4.1	Estratigrafia	18
4.2	Dendrocronologia	20
4.3	Datação por varvito	20
4.4	Datação pelo campo magnético terrestre	21
5	Datação por métodos radiométricos	21
5.1	Potássio-Argônio	21
5.2	Urânio/Tório-Chumbo	22
5.3	Carbono-14	24
6	Concentrações iniciais	26
7	Conclusões	28
	Referências	29

Dedicatória

A Deus, por sua infinita misericórdia...
A minha mãe e minhas irmãs, por sempre estarem ao meu lado...

Agradecimentos

A minha família, que tornou possível tudo em minha vida; ao meu orientador, Perseu, cuja generosidade e paciência nunca esquecerei; aos meus colegas de apartamento, pelo companheirismo ativo; aos brasileiros, cujos impostos custearam todo o meu aprendizado; e, principalmente, a Deus, de quem sou eterno devedor.

Epígrafe

“Eu acredito no Cristianismo como acredito que o sol nasce todo dia.
Não apenas porque o vejo, mas porque através dele eu vejo tudo ao meu
redor.”

C. S. Lewis.

Resumo

Em 1949, W. Libby aplicou a teoria do decaimento radioativo para desenvolver o método de datação por concentração de radioisótopos. Desde então, várias técnicas de datação foram desenvolvidas fazendo uso do decaimento radioativo. Esse trabalho consiste de uma revisão dos conceitos fundamentais associados a essas técnicas. Além disso, é dado um foco especial nos argumentos dos críticos com relação a esses métodos e como eles foram contornados.

Uma das questões que impulsionavam os críticos era a baixa quantidade de hélio na atmosfera. Uma vez que o hélio é produzido no decaimento alfa e que esse processo vem acontecendo a bilhões de anos, deveríamos ter uma atmosfera bem mais rica desse elemento. A teoria mais aceita para explicar essa ausência afirma que o hélio escapa do planeta graças aos ventos solares na alta atmosfera.

É graças, justamente, aos raios altamente energizados do Sol que temos a produção de carbono-14 em nosso planeta. Libby demonstrou que essa produção era ininterrupta. Conhecendo as concentrações desse isótopo nos seres vivos e, sabendo que a meia vida do carbono-14 é de 5730 anos, é possível datar a quanto tempo um organismo está morto. Esse exemplo ilustra muito bem os princípios dos métodos de datação por radioisótopos.

No fim, aos críticos, só lhes restam se apegar à ideia de que a lei do decaimento radioativo não é correta, pois os dados experimentais e as técnicas envolvidas já são consagradas por toda a comunidade científica.

1 Introdução

Em 1949, Willard F. Libby estudava os efeitos dos raios cósmicos na Terra, quando descobriu que eles eram os responsáveis pela criação do isótopo carbono-14. Usando a lei do decaimento radioativo e assumindo que os organismos deixam de absorver carbono quando mortos, ele propôs a datação por concentração de radiocarbono. Iniciava-se, a partir daí, o uso das técnicas radiométricas para a datação. Desde então, esses métodos vêm sendo usados de maneira a compreendermos todo o passado do nosso planeta, desde o tempo mais recente até as eras geológicas mais longínquas.

Hoje temos um conhecimento bem ordenado das sequências dos eventos geológicos da Terra. Esse conhecimento é de fundamental importância para a geologia. Mas sempre existem aqueles que apresentam objeções às teorias científicas. Isso, por si só, não é negativo, uma vez que a boa teoria deve ser falseável. Segundo Popper: "o que não é falseável ou refutável não pode ser considerado científico". Nesse sentido, esse trabalho abordará, de forma sucinta, as principais técnicas de datação, suas aplicações e as objeções mais comuns de serem feitas. Sob um olhar neutro e crítico, pode-se julgar a confiabilidade e precisão dos métodos e suas implicações.

Reafirmar o conhecimento científico desenvolvido pela humanidade é uma tarefa perpétua. Basta notar que nos dias atuais ainda existem pessoas que acreditam em certas teorias provadas falsas a mais de dois milênios. Com isso, esse trabalho é uma oportunidade de revisão do conhecimento das bases fundamentais dos métodos de datação e suas implicações.

2 Introdução histórica

Desde os primórdios da sociedade o homem questiona a origem de si mesmo e do universo. Existem diversas crenças e teorias ao longo da história para tentar explicar essa origem e, em geral, a sociedade primitiva atribuía a criação do universo a um panteão de deuses com características e sentimentos humanos.

Um grande salto no pensamento científico só foi dado pelos filósofos gregos que separavam a ciência da religião. Esse salto deu origem a várias correntes de pensamento. Uma delas consistia na ideia de que toda a matéria era constituída por átomos, pequenas partículas indivisíveis, outra ainda, era de que o céu era estático e perfeito.

No século XVII, Galileu provou o contrário. Em suas observações do céu noturno

ele enxergou com clareza, por meio do seu telescópio, as crateras e imperfeições da Lua e concluiu que elas teriam aparecido devido a colisões com outros corpos celestes menores. Estava provado, naquele instante, que o universo não era estático e “perfeito” como os gregos imaginavam: ele se modifica constantemente e, portanto, possui uma história a ser contada [1].

Em 1927 o astrônomo e padre Georges Lemaître, na tentativa de explicar a história do universo e incentivado pelos trabalhos de Alexander Friedmann, que demonstrou que o universo poderia estar em expansão, publica um artigo chamado "Átomo primordial", que mais tarde seria conhecido como teoria do *Big Bang* (grande explosão). Na proposta do artigo ele inferia que o universo, muito tempo atrás, era pequeno, denso e quente, e se expandiu e evoluiu até formar os corpos celestes que vemos hoje. Inicialmente essa teoria não chamou a atenção, mas anos depois, em busca de um horizonte para as pesquisas, a sociedade científica voltou suas atenções para essa proposta.

Na teoria do *Big Bang* o universo expandiu rapidamente no início como se fosse uma explosão. É razoável supor que um evento tão drástico deixasse vestígios para serem detectados. Segundo previsões teóricas, esperava-se que fosse possível detectar a radiação de fundo oriunda da expansão. De fato, essa radiação foi detectada por Arno Penzias e Robert W. Wilson, que foram laureados com o prêmio Nobel de Física de 1978 devido a esse trabalho.

Ainda sobre a história de nosso universo, foram elaboradas diversas teorias de como ele teria evoluído e formado as estruturas que nós observamos, por exemplo, o sistema solar em que vivemos. Este teria se formado a partir de uma nebulosa densa o suficiente para a força gravitacional vencer a expansão térmica e se aglutinar em um espaço relativamente pequeno, formando o Sol próximo ao seu centro e corpos menores em sua órbita que, ao colidirem sucessivamente por um longo período, teriam formado os corpos celestes que compõem o sistema solar. Graças a essas colisões, os planetas rochosos em sua formação tinham alta temperatura e, por isso, sua superfície era líquida e irradiante. Posteriormente, esse material esfriou dando origem às rochas como conhecemos.

Se fosse possível determinar quando o resfriamento de uma rocha aconteceu, saberíamos a idade aproximada da sua formação. Essa é a intenção da datação por decaimento radioativo. De forma semelhante, um ser vivo quando morre passa por processos físicos e químicos, que alteram sua composição, baseando-se nisso, podemos estimar a quanto tempo esse ser está morto. Mas foi só em 1949 que Willard Libby desenvolveu a datação por radiocarbono, a técnica mais conhecida e empregada para

se estimar a idade de um material orgânico.

A ideia dos gregos de que o universo era estático pereceu, porém, a do átomo não. Em 1904 J. J. Thomson, após descobrir o elétron, elaborou uma teoria do átomo que ficou conhecida como "pudim de passas". Essa teoria consistia na suposição de que os átomos eram formados pela mistura de prótons e elétrons confinados em um pequeno espaço.

Posteriormente Ernest Rutherford, em 1911, publicou um artigo que trazia objeções ao modelo atômico de J.J. Thomson. Ele fizera um experimento de radiação de partículas alfa incidentes numa superfície de ouro e essas partículas atravessaram o anteparo com um desvio, o que não seria possível no modelo de "pudim de passas". Ele elaborou, então, um modelo atômico em que o átomo era constituído de um núcleo positivo maciço e circundado de cargas negativas. Dois anos depois, Niels Bohr propôs que as órbitas descritas pelos elétrons em volta do núcleo atômico eram discretas. Esse modelo se mostrou bastante eficaz ao longo do tempo, além disso, pode ser considerada uma simplificação do modelo quântico.

A palavra átomo vem do grego e significa indivisível. Porém a afirmação de que o átomo não era passível de divisão não se mostrou verdadeira. Tanto a nuvem eletrônica como o núcleo pode perder matéria. Quando isso ocorre há emissão de radiação. Foi Henri Becquerel quem descobriu a radiação. Posteriormente Marie e Pierre Curie descobriram a existência de alguns materiais que irradiavam espontaneamente partículas, que mais tarde foram chamadas de alfa, beta e gama. Esse trabalho pioneiro rendeu-lhes um prêmio Nobel (1903) e duas homenagens na tabela periódica. Uma é o Polônio (Marie nasceu na Polônia) e outra é o Cúrio (em homenagem ao nome do casal). Mais tarde, Marie Curie ganhara outro prêmio Nobel (1911), porém, dessa vez, o de Química. Para mais detalhes históricos, consultar a referência [2].

Pierre Curie morreu em um acidente de trânsito em 1906, já sua esposa, em 1934 devido a leucemia. Na época não se tinha conhecimento dos malefícios da exposição irrestrita à radiação. Mais tarde se comprovou que a mesma, em grandes doses, é muito prejudicial à saúde, pois penetra no tecido humano e interage com as células podendo, por exemplo, alterar a configuração genética do DNA, provocando doenças como o câncer. Como a radiação destrói tecido humano, ela é empregada no próprio tratamento contra o câncer devido ao tecido canceroso ser mais sensível que o tecido sadio.

Hoje a radioatividade é empregada em diversos setores da sociedade, como na geração de energia térmica, fabricação de remédios, astronomia, radioterapia e datação de materiais, que é o tema de estudo desse trabalho.

3 Decaimento radioativo

3.1 Átomo de Dalton

Como já foi dito, os gregos já tinham a ideia de que os corpos eram constituídos de pequenas partículas indivisíveis chamadas de átomos. No entanto, na Física Moderna, a primeira teoria a tentar descrever o átomo foi atribuída a Dalton em 1803. Os átomos de Dalton eram muito simples: consistiam de esferas maciças e indivisíveis que se diferenciavam apenas na massa, tamanho e propriedades químicas. Pode-se ver na figura 1, J. Dalton e uma ilustração do átomo de sua teoria.

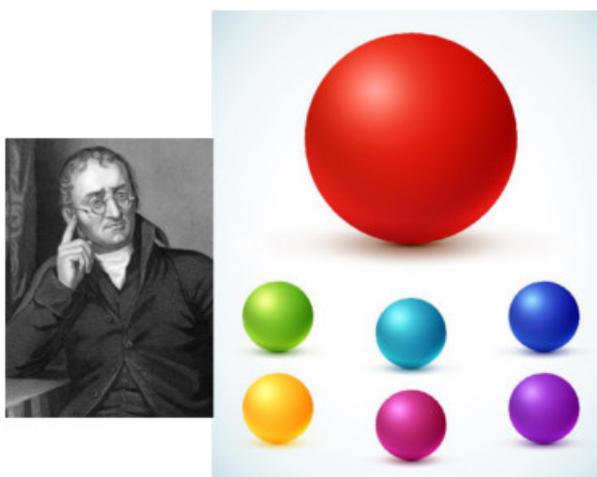


Figura 1: À esquerda J. Dalton e, à direita, uma figura representativa das suas idéias sobre o átomo. Figura retirada de [3].

3.2 Átomo de Thomson

Em 1904, J.J. Thomson, já com o conhecimento da existência das cargas elétricas, elaborou a teoria do átomo semelhante ao pudim de passas, que consistia de uma partícula portadora de cargas positivas e negativas distribuídas aleatoriamente em seu interior. Na figura 2, temos uma fotografia de J. J. Thomson e duas ilustrações do átomo de sua teoria.



Figura 2: À esquerda J.J. Thomson e, à direita, duas figuras representativas da sua teoria sobre o átomo. Figura retirada de [3].

3.3 Átomo de Runtherford

Rutherford, em 1911, realizou seu experimento de espalhamento de partículas alfa em uma lâmina de ouro e, com os resultados obtidos, ele propôs uma nova teoria para o átomo. Nessa teoria, o átomo é constituído de um núcleo denso portador de cargas positivas e uma eletrosfera com densidade baixa, onde ficavam os elétrons. Posteriormente, essa teoria foi corrigida e o núcleo passou a incluir a existência de nêutrons. Na figura 3, pode-se ver uma ilustração do átomo de Runtherford e uma fotografia do próprio Runtherford.

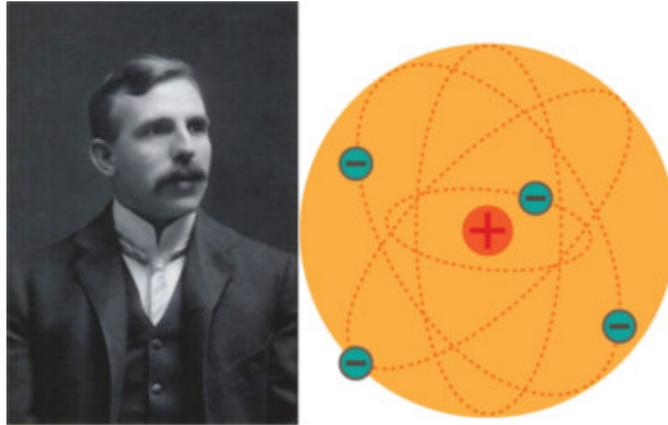


Figura 3: À esquerda E. Runtherford e, à direita, uma ilustração da sua teoria sobre o átomo. Figura retirada de [3].

3.4 Modelo atômico de Bohr

Em 1913, Niels Bohr aprimorou a teoria de Runtherford, estipulando que os elétrons descreviam órbitas circulares bem definidas e separadas por camadas. Essas camadas eletrônicas representavam diferentes níveis de energia discretos. Apesar de não justificar teoricamente como isso acontecia, a sua teoria se adequava aos dados experimentais. Mais tarde, a Mecânica Quântica explicaria os dados experimentais e o confinamento dos elétrons. Pode ser vista na figura 4 uma ilustração do átomo de Bohr, além de uma fotografia do próprio Bohr.

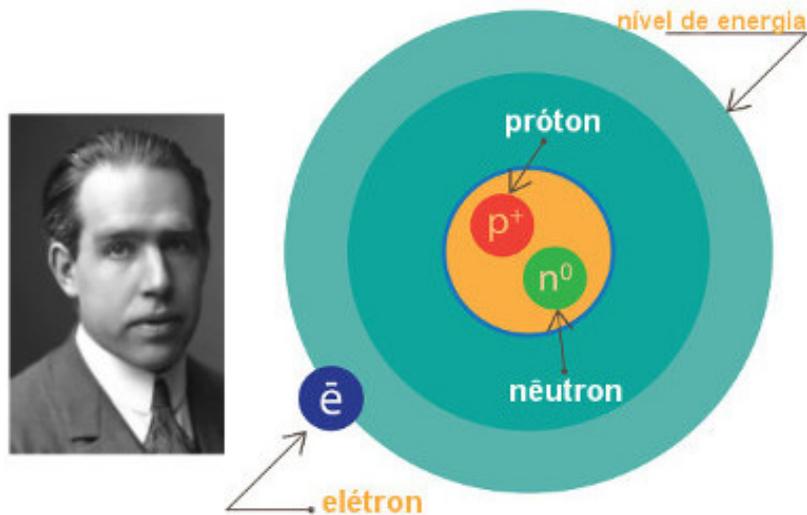


Figura 4: À esquerda N. Bohr e, à direita, uma figura representativa da sua teoria sobre os átomos. Figura retirada de [3].

A referência [2] contém mais detalhes sobre a história do átomo.

3.5 Classificação dos átomos

Segundo [4] e [5], os átomos são classificados por três parâmetros. " Z " é o chamado número atômico, que é referente à quantidade de prótons no seu núcleo; " N " é o número de nêutrons e " A " representa a massa do átomo, que é, aproximadamente, a massa do próprio núcleo ($Z + N$). Dois átomos que possuem o mesmo número atômico, porém, massas diferentes são classificados como isótopos. Já se eles possuem número de massa igual e números atômicos diferentes são isóbaros. No terceiro caso possível, em que o número de massa e atômico não coincidem nos átomos, porém, o número de nêutrons são iguais, dizemos que são isótonos.

3.6 Decaimento de núclídeos instáveis

Podemos dividir os átomos em dois grupos [4], os estáveis e os instáveis. Os estáveis são aqueles que não possuem tendência de mudar espontaneamente sua configuração, já os instáveis alteram sua composição nuclear em busca da estabilidade.

Cada configuração possível de um núcleo é chamado de núclídeo. A princípio, não haveria restrições sobre as proporções entre prótons e nêutrons, porém, existem apenas alguns núclídeos encontrados na natureza, cerca de 1700, e dentre esses

apenas alguns estáveis. Isso ocorre porque, em núcleos muito massivos, as forças eletrostáticas dentro do núcleo (repulsão entre os prótons) ganham uma ordem de grandeza equivalente às interações da força nuclear forte entre os constituintes do núcleo, tornando o átomo instável.

Podemos ver na figura 5, a relação entre o número atômico, número de nêutrons a estabilidade do núcleo do átomo.

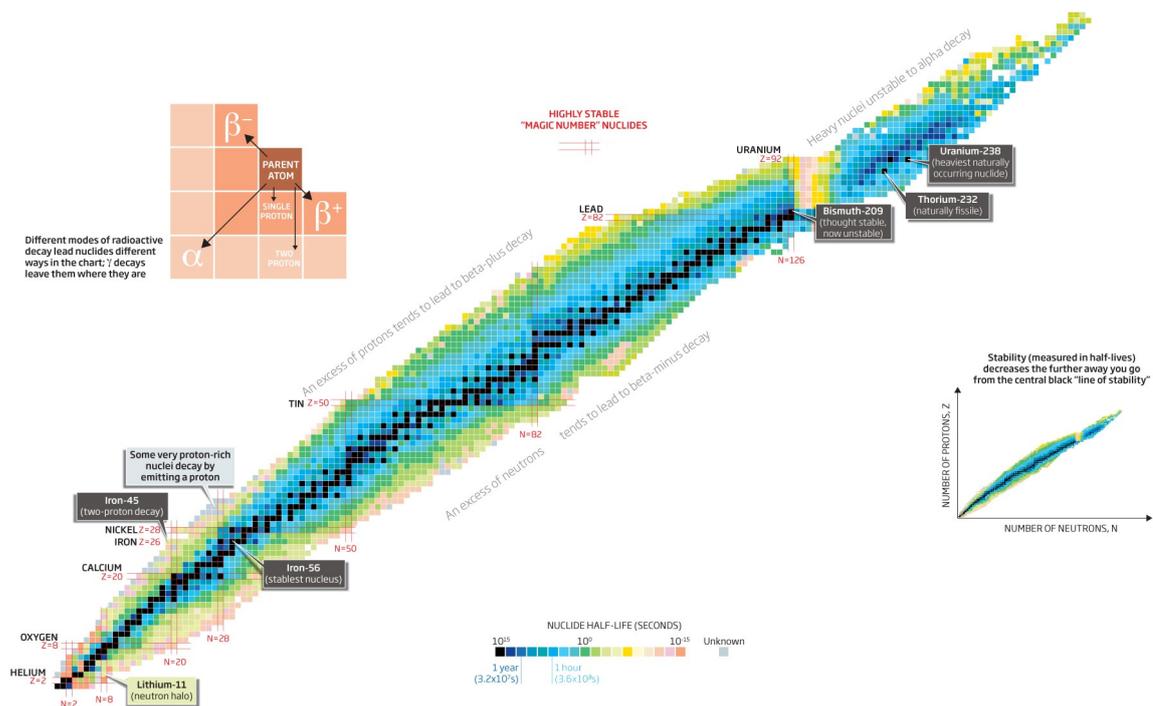


Figura 5: Carta de núclídeos: no eixo horizontal temos a quantidade de nêutrons no núcleo, já o eixo vertical representa a quantidade de prótons. O espectro de cores indica a estabilidade do núclídeo, sendo que a cor preta representa os núclídeos com meia vida da ordem de $10^{15}s$. Imagem retirada de [6].

Ao decair, o núclídeos emitem partículas que caracterizam o tipo de decaimento e garantem a conservação da energia¹, do momento e da carga do sistema. As principais emissões são a alfa (emissão de um núcleo de hélio), a beta (emissão de um elétron) e a gama (emissão de um fóton). Para melhor compreensão da dinâmica do decaimento, é fundamental uma abordagem à luz da Física Quântica.

¹Na famosa equação de Einstein, $E = Mc^2$, a energia pode ser transformada em massa e vice versa.

Para cada um dos processos de decaimento possíveis, a probabilidade de transição é dada pelo quadrado da amplitude de transição

$$C = \langle \psi_i | O | \psi_f \rangle, \quad (1)$$

em que, O é o operador energia de interação, C é a amplitude de transição, ψ_i é o estado inicial e ψ_f é o estado final depois do decaimento.

É importante dizer que a constante C (amplitude de transição) depende essencialmente de constantes físicas (\hbar , c , e , m_0 , etc.) e das funções de onda do sistema. Essas funções, por sua vez, dependem apenas das interações nucleares e não de variáveis macroscópicas como pressão e temperatura.

3.7 Lei do decaimento radioativo

Considere uma amostra de núclídeos instáveis idênticos. Chamaremos a concentração de núclídeos pai (aquele que dará origem aos demais núclídeos filhos) como $N(t)$. Considere que todos os núcleos têm a mesma probabilidade de decaírem, independente da concentração. Considerando um intervalo de tempo dt , é razoável dizer que a quantidade de decaimento é proporcional a quantidade de material instável. Portanto,

$$-dN(t) = \lambda N dt, \quad (2)$$

ou ainda,

$$\frac{dN}{N} = -\lambda dt, \quad (3)$$

cuja solução é

$$N(t) = N_0 e^{-\lambda t}, \quad (4)$$

em que N_0 é a concentração inicial do núclídeo pai e λ é a constante de decaimento radioativo. Para mais detalhes sobre a lei do decaimento radioativo consultar [4].

Assim, como afirma Kuckuk [5], todo decaimento radioativo depende única e exclusivamente da constante de decaimento λ (que, por sua vez, depende da amplitude de transição), que deve ser particular para cada núcleo e, como já vimos, não depende de variáveis macroscópicas e da concentração inicial. Também, a partir da equação diferencial, podemos calcular o tempo de meia-vida de cada núclídeo, isto é,

calcular o tempo necessário para que a concentração de elemento pai seja reduzida pela metade ($t_{1/2}$), isto é,

$$\frac{1}{2} = e^{-\lambda t_{1/2}} \quad (5)$$

e, portanto,

$$t_{1/2} = \frac{1}{\lambda} \ln 2. \quad (6)$$

Também é possível definir a vida-média de um nuclídeo como

$$\tau = 1/\lambda = 1,443t_{1/2}. \quad (7)$$

Usando o princípio da incerteza,

$$\Delta E \Delta t \sim \hbar, \quad (8)$$

em que ΔE é a incerteza da energia, Δt a incerteza do tempo e \hbar a constante de Planck dividida por 2π , pode-se associar um intervalo médio de energia em um estado instável:

$$\Gamma = \hbar/\tau = \hbar\lambda. \quad (9)$$

3.8 Transmissão através de barreiras de potencial

Na Mecânica Clássica, uma partícula confinada em um poço de potencial jamais poderia sair desse poço, no entanto, na Mecânica Quântica a probabilidade de transmissão não é nula, ainda que a partícula tenha menos energia do que a barreira de potencial. A transmissão através da barreira depende do coeficiente de transmissão, que, segundo [5], pode ser definido como

$$T = \frac{j_e}{j_i}, \quad (10)$$

em que j_e é a densidade de corrente emergente e j_i a densidade de corrente incidente na barreira.

Considerando que

$$j = |\psi|^2 v, \quad (11)$$

na qual ψ é a função de onda solução para a equação de Schrödinger estacionária e v a velocidade das partículas, podemos calcular

$$T = \frac{|\psi_e|^2 k_e}{|\psi_i|^2 k_i}, \quad (12)$$

em que se fez uso da relação

$$mv = \hbar k. \quad (13)$$

Utilizando o método de separação de variáveis para a equação de Schrödinger radial estacionária, temos a seguinte solução,

$$\psi = R(r)Y_{lm}(\theta, \phi), \quad (14)$$

em que $Y_{lm}(\theta, \phi)$ são os harmônicos esféricos e $R(r)$ é a solução radial. Além disso, temos

$$k^2 = \frac{2m}{\hbar^2} \left[E - V(r) - \frac{l(l+1)\hbar^2}{2mr^2} \right], \quad (15)$$

na qual m é a massa reduzida da partícula, l o número quântico orbital e r o raio do potencial.

Com base nessas equações e calculando a solução radial da equação em um potencial de Coulomb, é possível obter o coeficiente de transmissão [5]. No caso das partículas α ,

$$T_\alpha = e^{-G}, \quad (16)$$

em que G é o fator de Gamow,

$$G = \left(\frac{2}{\hbar} \right) \left[\frac{2m^{\frac{1}{2}}}{E} Z_1 Z_2 e^2 \arccos(x^{\frac{1}{2}}) - [x(1-x)]^{\frac{1}{2}} \right], \quad (17)$$

com

$$x = E/V_c, \quad (18)$$

na qual V_c é a altura da barreira de potencial de Coulomb e Z o número atômico. Podemos concluir, então, que

$$t_{\frac{1}{2}} \sim \frac{1}{\lambda} \sim \frac{1}{T} \sim e^G, \quad (19)$$

e, por fim,

$$\log(t_{\frac{1}{2}}) \sim \frac{1}{E_{\alpha}^{\frac{1}{2}}}. \quad (20)$$

3.9 Decaimentos sucessivos

O elemento filho de um decaimento radioativo também pode ser um elemento instável que, por sua vez, também decai para outro elemento, formando cadeias de decaimento chamadas séries radioativas. Na natureza se observam apenas 3 séries radioativas, chamadas de famílias: Tório (^{232}Th), Urânio (^{238}U) e Actínio (^{235}U). Existe, também, uma família artificial chamada de Neptúlio (^{237}Np). Na figura 6 podemos ver as séries radioativas naturais.

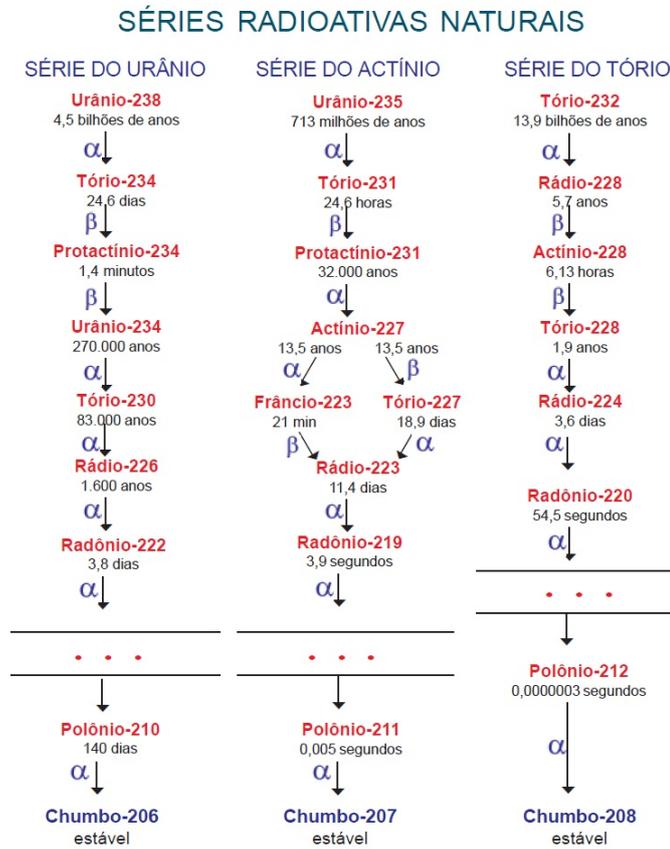


Figura 6: As três séries radioativas naturais. Imagem retirada de [7].

Considere que n_i representa a concentração de um certo material instável e que i representa a geração que ele ocupa na série radioativa, sendo N_1 o elemento de primeira geração (elemento pai). Podemos dizer que a equação diferencial das concentrações de cada elemento é

$$\frac{dN}{dt} = \lambda_{i-1}N_{i-1} - \lambda_i N_i, \quad (21)$$

em que o primeiro termo à direita da igualdade representa a produção e o segundo o decaimento do elemento em questão.

A complexidade da solução dessa equação dependerá do tamanho da série radioativa. Para o caso de um elemento pai (primeira geração), que gera um elemento filho, que também é instável, o sistema de equações aceita a seguinte solução:

$$N_1 = C_{11}e^{-\lambda_1 t} \quad (22)$$

e

$$N_2 = C_{21}e^{-\lambda_1 t} + C_{22}e^{-\lambda_2 t}. \quad (23)$$

Assumindo a condição inicial de $N_2(0) = 0$ e que $C_{11} = N_0$, é possível demonstrar que

$$N_2(t) = (N_1(0)\lambda_1/\lambda_2 - \lambda_3)(e^{-\lambda_1 t} - e^{-\lambda_2 t}). \quad (24)$$

Para mais detalhes sobre as séries radioativas consulte [4] e [5].

4 Técnicas de datação incrementais

As datações incrementais são aquelas que tomam por base a sequência cronológica de eventos. Por exemplo: imagine uma casca de cerâmica envolvendo completamente uma ameixa. Obviamente, a ameixa é mais antiga do que a casca de cerâmica, pois ameixas se originam em árvores e, nesse sentido, podemos atribuir uma datação relativa desses componentes.

Ao longo da evolução científica foram desenvolvidas varias técnicas de datação incrementais, dentre elas a estratigrafia, dendrocronologia, datação por varvito e datação pelo campo magnético terrestre.

4.1 Estratigrafia

Durante o século XVII, um cientista dinamarquês, Nicolas Steno [8], observou que ocorria um lento depósito de sedimentos no fundo de um lago, que ao longo do tempo formariam uma camada mais compactada, que poderia dar origem às rochas.

Em uma eventual mudança climática, os sedimentos depositados seriam diferentes, sendo possível supor que as camadas inferiores eram mais antigas que as camadas superiores. Esse princípio ficou conhecido como princípio da superposição.

Esse tipo de datação é conhecida como datação relativa e não revela a idade precisa da rocha, mas sim a ordem cronológica de depósito dessas camadas. É comum, por exemplo, encontrar fósseis de animais considerados mais antigos em camadas mais profundas.

No entanto, esse princípio é sempre válido? Na década de 60, em um período de chuvas atípico, o geólogo americano Edward McKee estudou a formação de camadas de sedimentos em inundações e constatou que a correnteza havia produzido várias camadas sedimentares diferentes simultaneamente [9]. Em seguida, foram feitos estudos em laboratório [10, 11, 12, 13, 14] confirmando as observações dele. Hoje, temos vários exemplos de fósseis poliestratificados (fóssil que ocupa várias camadas sedimentares simultaneamente), ou seja, nem sempre o princípio da superposição é válido. Na figura 7, uma árvore é mostrada fossilizada em múltiplas camadas sedimentares.



Fóssil poliestratificado
(encontrado na Alemanha)

Figura 7: Tronco de uma árvore fossilizada poliestratificada. Imagem retirada de [8]

anomalias climáticas na formação do gelo nas regiões mais frias da Terra. Para mais detalhes, consultar [8].

4.4 Datação pelo campo magnético terrestre

O campo magnético da Terra varia em intensidade e direção ao longo do tempo [16]. Em grandes períodos de tempo, essa variação pode ser bastante acentuada. Há registros em rochas mostrando que os pólos magnéticos da Terra já se inverteram várias vezes [17]. Quando um vulcão entra em erupção e expõe o magma, este esfria registrando a direção do campo magnético. Esse método também é usado como aferição para técnicas de datação por radioisótopos.

5 Datação por métodos radiométricos

A seguir serão abordados algumas técnicas de datação por concentração de isótopos instáveis e seus produtos. Essas técnicas fazem uso da lei de decaimento radioativo descrita anteriormente, sendo essas técnicas uma das principais aplicações dela. Não serão tratadas todas as técnicas de datação nesse trabalho, apenas algumas bastante conhecidas. Em geral, as técnicas de datação por esse método necessitam que, tanto o elemento pai como o filho não saiam ou entrem na amostra, de maneira que ela possa ser considerada como um sistema fechado. Além disso, o conhecimento prévio das concentrações iniciais se faz necessário em alguns casos.

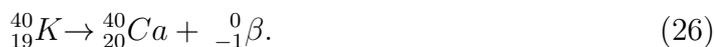
5.1 Potássio-Argônio

Esse é um dos métodos mais comuns de serem usados na datação. Segundo [8, 18], o decaimento do potássio em argônio, que tem meia-vida de 1,25 bilhões de anos, pode ser expresso como



Note que, nessa desintegração, o potássio captura um elétron.

Esse processo representa apenas 11% do decaimento do potássio-40, os outros 89% se desintegram da seguinte forma:



Esse é um decaimento beta (emissão de um elétron), em que a meia-vida é de 1,25 bilhões de anos.

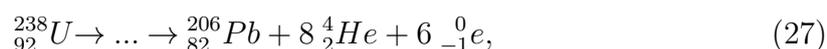
O argônio é um gás nobre e inerte, ele escapa facilmente de rochas derretidas ou aquecidas. Portanto, quando as rochas se formam, a quantidade de argônio é idêntica entre o exterior e interior da rocha, por consequência, quase todo o argônio depositado dentro das rochas é proveniente do decaimento radioativo. Além disso o potássio é o sétimo elemento mais abundante no nosso planeta, fazendo com que essa técnica seja vastamente empregada.

Uma dificuldade desse método é justamente a capacidade do argônio de penetrar (difundir) nas rochas [19]. Por isso, não é aconselhável usar datação por argônio em todos os tipos de rocha, em virtude de possíveis contaminações das amostras. Um exemplo é a feldspato que permite a penetração de argônio em temperaturas baixas.

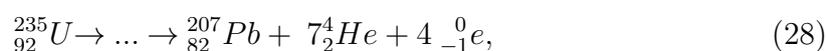
5.2 Urânio/Tório-Chumbo

Esse, provavelmente, é o método mais utilizado para datação de rochas. É um dos mais antigos e, pela sua vasta utilização, é também um dos mais refinados segundo [8].

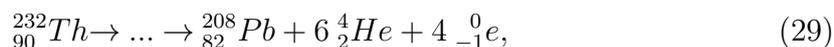
Em uma amostra contendo urânio-238, urânio-235 e tório-232, ocorre a desintegração desses isótopos formando, em última instância, chumbo-206, chumbo-207 e chumbo-208, respectivamente. Esses decaimentos são expressos do seguinte modo:



em que a meia-vida corresponde a 4,47 bilhões de anos,



cuja meia-vida é de 704 milhões de anos e



com meia-vida de 14,1 bilhões de anos.

Além disso, quando ocorre a desintegração, é liberada energia através de radiação que, por sua vez, produz calor. Para se ter uma ideia, acredita-se que a maior parte do calor produzido no interior da Terra é oriundo dessas desintegrações.

As margens de erro dessa técnica são estimadas em menos de 1%, e sua abrangência varia de 1 milhão até 4,5 bilhões de anos. Por ser vastamente aplicada ela é

considerada a técnica mais importante para a geologia. Outro ponto positivo é que pode ser aplicado o método *isochron*, que dispensa a informação da concentração inicial do elemento pai. Esse método será discutido mais a adiante.

O urânio-238, urânio-235 e tório-232 são mais abundantes em cristais de zircão e uranita. O cristal de zircão merece uma atenção especial. É ele o responsável pela datação da Terra (4,5 bilhões de anos). Em sua estrutura, ele incorpora o urânio e o tório (cerca de 4% da sua composição) mas rejeita o chumbo, ou seja, em uma amostra de zircão todo chumbo presente em seu interior deve ser oriundo da desintegração dos isótopos pai. Além disso, a estrutura cristalina do zircão consegue reter o chumbo no seu interior mesmo a 1172K de temperatura (um problema com esse método é que em muitos materiais sob aquecimento, o chumbo possui alta mobilidade, saindo da amostra) além de ser um cristal quimicamente inerte e resistente. Na figura 9 pode-se ver uma foto de um cristal zircão feita com microscópio.

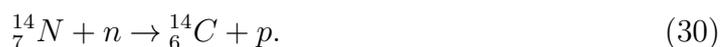


Figura 9: Cristal de zircão de 250 μm de comprimento. Imagem retirada de [8].

Uma objeção a esse método é que no processo de decaimento desses isótopos é produzido hélio em abundância, porém, o átomo de hélio é muito pequeno e passa pela estrutura do zircão. Esse hélio, então, migra pelas rochas, seguindo um processo de difusão, até chegar à atmosfera. Portanto, se a Terra possui, de fato, 4,5 bilhões de anos, deveria haver muito hélio na atmosfera, no entanto, não encontramos esse excesso [20]. A teoria mais aceita para essa incongruência é que o hélio é eliminado na alta atmosfera pelos ventos solares, mantendo estacionária a concentração desse gás [21].

5.3 Carbono-14

Willard F. Libby e seus colaboradores estavam estudando os possíveis efeitos dos raios cósmicos na Terra em meados do fim da década de 40 [22]. Em seus estudos, foi possível demonstrar que, na atmosfera, o carbono-14 (isótopo instável) era produzido através da colisão das partículas solares energizadas com moléculas de nitrogênio (N_2), uma reação descrita como



Libby afirma, em [23], que essas partículas caem sobre a Terra, deixando a atmosfera enriquecida com esse isótopo. A vegetação, então, absorve esse elemento, integrando-o à sua composição. Em seguida, esses vegetais são consumidos pelos animais de acordo com a cadeia alimentar. Consequentemente, todos os seres vivos pertencentes a essa cadeia alimentar irão absorver continuamente o carbono-14 em sua composição. Esse isótopo tem meia-vida de 5730 anos e enquanto o animal ou vegetal estiver vivo ele continua a absorve-lo, compensando a quantidade que decai continuamente. Esse decaimento é expresso na forma



em que $\bar{\nu}_e$ representa um antineutrino.

Quando o organismo morre, esse processo de compensação é interrompido e a concentração de carbono-14 finalmente começa a cair. Sabendo a concentração inicial, é possível estimar a quanto tempo esse processo de diminuição percentual vem ocorrendo. Esse método é utilizado para datar matéria orgânica com no máximo 30 mil anos, pois as quantidades de carbono-14 ficam muito baixas para serem medidas em amostras mais antigas. Para se ter uma aferição dos dados, usou-se materiais orgânicos que possuíam datação conhecida, como múmias, artesanato em palha, lanças, etc.

Na figura 10 pode-se ver uma ilustração do ciclo do carbono na biosfera.

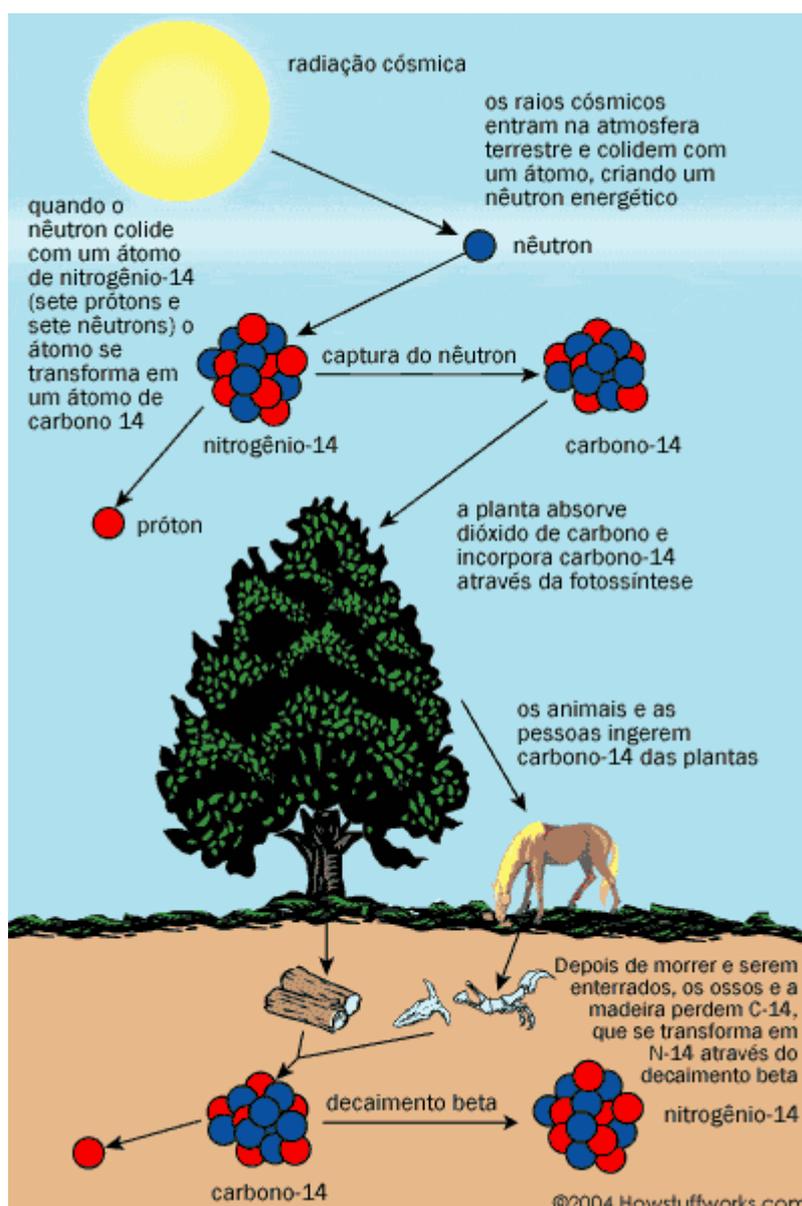


Figura 10: Ciclo completo do carbono-14. Figura retirada de [24].

Willard F. Libby foi laureado com o prêmio Nobel em 1960, em virtude do seu trabalho e contribuição no desenvolvimento das técnicas de datação por radiocarbono.

Entretanto, existem variáveis que podem influenciar os resultados. Nesse método, assume-se que a quantidade de raios cósmicos incidentes na atmosfera é constante ou pouco variável. Na verdade, tanto os raios cósmicos quanto o campo magnético terrestre variam, influenciando a produção de carbono-14 [25]. A liberação de carbono na atmosfera por meios naturais, como queimadas ou erupções vulcânicas,

também modifica o percentual de isótopos na superfície terrestre e, por consequência, a concentração na biosfera. No entanto, admitir que a quantidade de carbono-14, na atmosfera, permanece aproximadamente constante parece ser algo razoável para os últimos 5 mil anos, já que podemos fazer aferição com amostras de objetos de idade bem conhecida.

6 Concentrações iniciais

À primeira vista, é fácil levantar a questão: como posso datar uma rocha sendo que as únicas medições empíricas que posso fazer é a concentração atual dos isótopos pai e filho? Para usar a datação radiométrica é necessário conhecer as concentrações iniciais. Por isso, na década de 60, o geólogo L. O. Nicolaysen inventou uma técnica chamada *isochron* [26], que dispensa o conhecimento das concentrações iniciais do elemento pai. Ela é válida para o caso em que o elemento filho possui um isótopo estável. Na natureza, são encontrados certos elementos com isótopos estáveis e, em alguns casos, as proporções deles são homogêneas na superfície terrestre. Essa proporção é tomada como correta no interior da rocha em formação, portanto, independente da concentração inicial do elemento pai. A partir do momento em que a rocha esfria, as proporções começam a se alterar devido ao decaimento radioativo, aumentando a concentração do isótopo filho, enquanto o elemento não filho continua com a mesma quantidade inicial. Como consequência, é possível demonstrar que as proporções seguem a equação

$$\frac{D}{D_i} = (e^{\lambda t} - 1) \frac{P}{D_i} + \frac{D_0}{D_i}, \quad (32)$$

em que D é a concentração do elemento filho radioativo, D_0 a concentração inicial, D_i é a concentração do isótopo estável e P é a concentração do elemento pai.

Tomando várias amostras em diferentes partes de uma mesma formação rochosa, pode-se notar que as relações entre as concentrações, quando plotadas em um gráfico, são descritas pela seguinte equação:

$$\frac{D}{D_i} = m \frac{P}{D_i} + C, \quad (33)$$

em que m e C são constantes. Na figura 12 pode-se observar um gráfico mostrando a relação entre os isótopos nas amostras de uma mesma rocha.

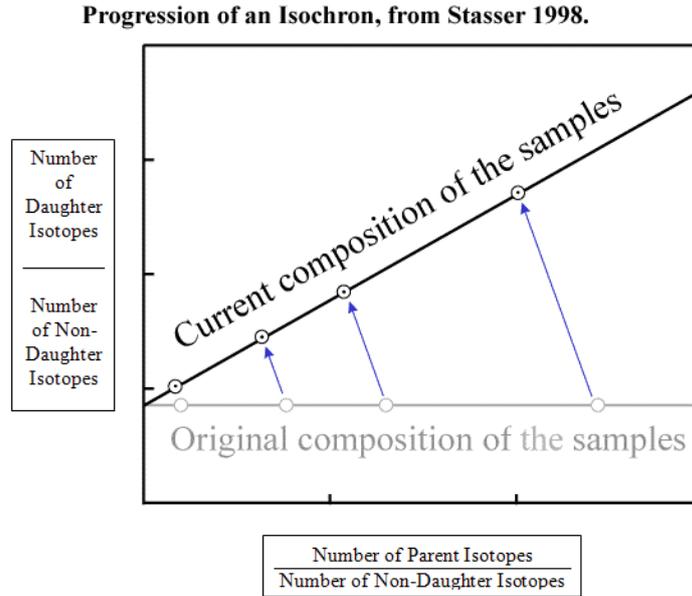


Figura 11: Gráfico mostrando a relação das proporções dos isótopos nas amostras de uma única camada sedimentar. A reta do gráfico origina a equação 33. Figura retirada de [27].

Portanto, usando as equações (32) e (33), podemos concluir que

$$m = (e^{\lambda t} - 1) \tag{34}$$

e

$$C = \frac{D_0}{D_i}. \tag{35}$$

Isolando t obtemos

$$t = \frac{1}{\lambda} [m + 1]. \tag{36}$$

Lembrando que m é a inclinação da reta das concentrações medidas, portanto, um dado empírico, e que λ é uma constante conhecida.

Portanto, para os métodos em que essa técnica pode ser aplicada, o *isochron* é útil para confirmar sua datação sem a necessidade de se conhecer a concentração inicial do elemento pai.

7 Conclusões

Toda a história conhecida do nosso planeta e, por consequência, da origem da humanidade, depende do conhecimento das eras geológicas. Existem muitos assuntos em aberto na geologia que podem ser elucidados com a ajuda do registro do passado encravados nas rochas. Conhecer a cronologia dos eventos é essencial para uma melhor compreensão do funcionamento das dinâmicas geológicas do nosso planeta. É graças à geologia e às técnicas de datação que sabemos, por exemplo, quando os dinossauros foram extintos e, por consequência, estamos cientes do que pode nos acontecer. De fato, descobrimos mais uma vez o quanto somos pequenos diante da natureza. Observando a escala temporal do nosso planeta, o aparecimento do homem na Terra pode ser considerado um evento recente.

Alguns questionamentos podem ser levantados a respeito das técnicas de datação, no entanto, mesmo que a margem de erro das datações estejam sendo subestimadas (existem rochas que, dependendo da técnica, dão uma discrepância notável), na pior das hipóteses, a ordem de grandeza dos resultados nos leva à certeza de um passado geológico bastante vasto.

Por fim, é necessário o aprimoramento dessas técnicas, para uma maior confiabilidade desses resultados, embora, na maioria dos casos, as técnicas que podem ser empregadas em conjunto chegam a conclusões coincidentes a respeito das grandezas das linhas temporais. Uma objeção que poderia ser sanada por um profissional com formação em física, consiste no estudo das incongruências experimentais da difusão do hélio em rochas e no maior conhecimento da Física Nuclear (força nuclear forte e fraca) que rege o decaimento, e que ainda é uma área com lacunas científicas.

Referências

- [1] Evangelista, Luiz Roberto; *Perspectiva em História da Física- Vol. I- Dos Babilônicos à Sintetise Newtoniana*, Rio de Janeiro: Editora Ciência Moderna Ltda., 2011.
- [2] Evangelista, Luiz Roberto; *Perspectiva em História da Física- Vol. II- Da Física dos Gases à Mecânica Estatística*, Rio de Janeiro: Editora Ciência Moderna Ltda., 2015.
- [3] Fogassa, J.; *Evolução dos modelos atômicos*, <http://manualdaquimica.uol.com.br/quimica-geral/evolucao-dos-modelos-atomicos.htm>, Acessado em 12 de Dezembro de 2017.
- [4] Chung, K. C.; *Introdução à Física Nuclear*. Rio de Janeiro: Editora da UERJ, 2001.
- [5] Kuckuk, Theo Mayer; traduzido por Fiolhais, Carlos e Marques, Rui Ferreira; *Física Nuclear-Uma introdução*, Lisboa: Editora Fundação Calouste Gulbenkian, 1993.
- [6] Nuclear Power, Nuclear Stability, <http://www.nuclear-power.net/nuclear-power/reactor-physics/atomic-nuclear-physics/nuclear-stability/>. Acessado em 12 de Dezembro de 2017.
- [7] Qualidadeonline's Blog. Os riscos da radioatividade. <https://qualidadeonline.wordpress.com/2012/04/06/os-riscos-da-radioatividade/>. Acessado em 12 de Dezembro de 2017.
- [8] Lorenço, Adauto; *Como tudo começou*, São José dos Campos: Editora Fiel, 2007.
- [9] McKee, E. D., Crosby, E. J. e Berryhill Jr., H. L., Flood deposits, Bijou Creek, Colorado, 1965, *Journal of Sedimentary Petrology*, 37, 829-851, 1967.
- [10] Berthault, G.; Experiments on lamination of sediments. *Compte Rendus Académie des Sciences Paris*, 1986, t. 303, série II, n° 17:1569-1574.
- [11] Berthault, G., Sedimentation of a heterogranular mixture: Experimental lamination in still and running water. *Compte Rendus Académie des sciences Paris*, 1988, t. 306, série II: n° 11:717-724.

- [12] Julien, P. Y., Lan, Y. e Berthault, G., Experiments on stratification of heterogeneous sand mixtures, *Bulletin of the Geological Society of France*, 1993, 164(5):649-660.
- [13] Boguchwal, L. A. e Southard, J. B., Bed configurations in steady unidirectional water flows. Part 1. Scale model study using fine sand, *Journal of Sedimentary Petrology*, 1990, 60:649-657.
- [14] Boguchwal, L. A. e Southard, J. B., Bed configurations in steady unidirectional water flows. Part 2. Synthesis of flume data, *Journal of Sedimentary Petrology*, 1990, 60(5):658-679.
- [15] Breen J. E.; Fine custom woodwork. Tree Ring Dating: Dendrochronology at work on your house!. <http://jasonebreen.com/tree-ring-dating-dendrochronology-at-work-on-your-house/>. Acessado em 12 de Dezembro de 2017.
- [16] Barraclough, D. R., Spherical Harmonic Analysis of the Geomagnetic Field Eight Epochs between 1600 and 1910, *Geophysics J. R. Astr. Soc.*, 36, 1974, p.497-513.
- [17] Coe, R. S., Prévot, M. and Camps, P., New Evidence for Extraordinarily Rapid Change of the Geomagnetic Field During a Reversal, *Nature* 374:687-692, 1995.
- [18] Dalrymple, G. B. e Lanphere, M. A., *Potassium-Argon Dating*, W. H. Freeman and Co., San Francisco, 1991, p.91.
- [19] Plummer, C. C. and McGearry, D., *Physical Geology*, WmC. Brown Publishers, New York, 1996, p. 170.
- [20] Cook, M. A., Where is the Earth's Radiogenic Helium?, *Nature*, 179:213, 1957.
- [21] Lie-Svenden, O. e Rees, M. H., Helium Scape from the Terrestrial Atmosphere: the ion Outflow, *Journal of Geophysical Research*, 01 Fevereiro de 1996, 101(a2):2435-2443.
- [22] Arnold, J. R. e Libby, W.F., Radiocarbon Dates, *Science* 113(2927),111-120, 2 de Fevereiro de 1951.
- [23] Libby, W. F., Radiocarbon Dating: The method is of increasing use to the archeologist, the geologist, the meteorologist, and the oceanographer, *Science* 133(3453), 621-629, 3 de Março de 1961.

- [24] Esquadrão do conhecimento. Como funciona a datação por carbono-14. <https://esquadraodoconhecimento.wordpress.com/ciencias-da-natureza/quim/como-funciona-a-datacao-por-carbono-14/>. Acessado em 12 de Dezembro de 2017.
- [25] Devendra Lau, Jullb, A. J. T., Pollardc, D. and Vacher, L., Evidence for large century time-scale changes in solar activity in the past 32Kyr, Based on in-situ cosmogenic ^{14}C in ice at Summit, Greenland, Earth and Planetary Science Letters 234(3-4), 335-249.
- [26] Nicolaysen, L. O., Graphic interpretation of discordant age measurements on metamorphic rocks, Annals of the New York Academy of Sciences, 1961, vol. 91, p. 198-206.
- [27] Krogman, C., Isochron Dating as a Current Scientific Clock. http://apps.usd.edu/esci/creation/age/content/current_scientific_clocks/isochron_dating.html. Acessado em 12 de Dezembro de 2017.