

2. Geocronologia isotópica de ^{210}Pb

No meio ambiente o ^{210}Pb ($t_{1/2} = 22,26$ anos) ocorre como um dos radioisótopos da série natural de decaimento do ^{238}U . O desequilíbrio entre o ^{210}Pb e o ^{226}Ra ($t_{1/2} = 1602$ anos) ocorre através da liberação de parte do ^{222}Rn ($t_{1/2} = 3,82$ dias), que escapa do solo e se difunde para a atmosfera (Mozeto *et al.*, 2006).

Uma fração do ^{222}Rn formada pelo ^{226}Ra , se libera, pelos interstícios do solo e se difunde para a atmosfera, onde, decai formando uma seqüência de vários nuclídeos de meia-vida curta, até à formação do ^{210}Pb de meia-vida, relativamente longa (22,26 anos), que, denomina-se $^{210}\text{Pb}_{\text{exc}}$, ou seja, em excesso (Mozeto *et al.*, 2006).

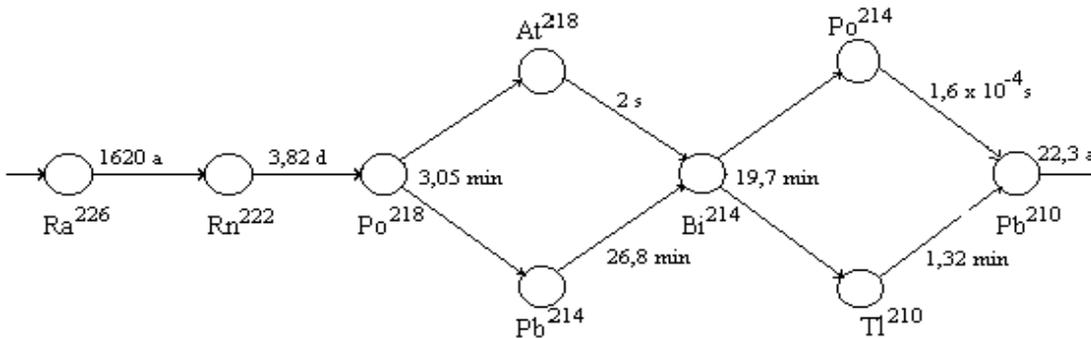


Figura 1: Série do ^{238}U : do ^{226}Ra ao ^{210}Pb . São indicadas as meias-vidas dos radionuclídeos (Argollo, 2001).

O $^{210}\text{Pb}_{\text{exc}}$ é removido da atmosfera por precipitação úmida ou seca. Esta precipitação é considerada constante, por unidade de área, para uma mesma região e depende de uma série de fatores, relacionados com as características do solo, ventilação e índice pluviométrico (Lima, 1996; Mozeto *et al.*, 2006).

Após um pequeno tempo de residência, o $^{210}\text{Pb}_{\text{exc}}$, que se deposita nas superfícies dos lagos e oceanos, adsorve-se aos sedimentos, ou, em parte, é arrastado, juntamente com o solo (Lima, 1996; Mozeto *et al.*, 2006).

A fração de $^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$ que se manteve no solo, em equilíbrio com o ^{222}Rn , que não emanou para a atmosfera e, conseqüentemente a que está em equilíbrio com o ^{226}Ra , é denominada “suportada radiologicamente” (Mozeto *et al.*, 2006).

O $^{210}\text{Pb}_{\text{Total}}$ presente no sedimento é uma soma das frações de $^{210}\text{Pb}_{\text{exc}}$ (não suportado radiologicamente) e do $^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$ que está em equilíbrio com o ^{226}Ra (Mozeto *et al.*, 2006).

$$^{210}\text{Pb}_{\text{Total}} = ^{210}\text{Pb}_{\text{sup}} + ^{210}\text{Pb}_{\text{exc}}$$

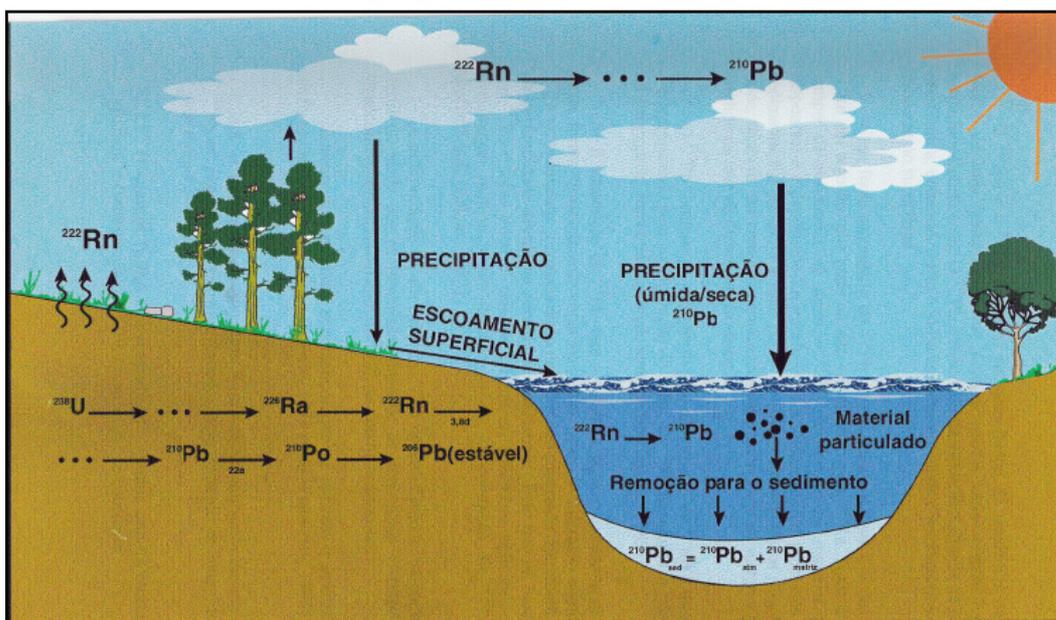


Figura 2: Dinâmica do ^{210}Pb no meio ambiente (Lima, 1996).

Assumindo o equilíbrio radioativo entre ^{226}Ra e ^{210}Pb , a concentração do ^{226}Ra é igual a do $^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$, ou seja, o ^{210}Pb radiologicamente suportado, pode ser obtido pela medida da atividade do ^{226}Ra (Eakins, 1983; Mozeto *et al.*, 2006).

Outra metodologia existente, e que será usada neste estudo, corrige a concentração de $^{210}\text{Pb}_{\text{exc}}$, usando a concentração de $^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$ obtida nas camadas sedimentares mais profundas. Sabe-se que com o aumento da profundidade a concentração $^{210}\text{Pb}_{\text{exc}}$ tende a zero. Quando um valor constante da concentração de $^{210}\text{Pb}_{\text{Total}}$ com o aumento da profundidade é atingido, este valor é subtraído da concentração de $^{210}\text{Pb}_{\text{Total}}$ das camadas acima deste ponto. Isto corrige a concentração de $^{210}\text{Pb}_{\text{exc}}$, então este valor é usado para avaliação da taxa de sedimentação (Mozeto *et al.*, 2006).

O $^{210}\text{Pb}_{\text{total}}$, pode ser determinado através da atividade do ^{210}Bi , conhecendo-se o grau de equilíbrio existente (Mozeto *et al.*, 2006).

Existem dois modelos matemáticos que se aplicam à interpretação dos perfis sedimentares (Appleby e Oldfield, 1978 *apud* Wanderley, 1995):

2.1. Modelo CIC (Constant Initial Concentration)

Este modelo assume que na escala de tempo estudada, a concentração inicial de ^{210}Pb no sedimento é constante (Shukla e Joshi, 1989 *apud* Wanderley, 1995).

2.2. Modelo CRS (Constant Rate of Supply)

Este modelo é aplicado quando o fluxo de $^{210}\text{Pb}_{\text{exc}}$ é uma constante, mas a taxa de sedimentação, não é constante (Wanderley, 1995).

A diferença entre esses modelos é que o CIC assume que as velocidades de sedimentação são constantes durante o período em que se pode medir o ^{210}Pb em excesso e, portanto, necessita de correções para o efeito de compactação do sedimento, enquanto o modelo CRS considera que qualquer variação na velocidade de sedimentação e o efeito de compactação sejam automaticamente corrigidos (Shukla e Joshi, 1989 *apud* Wanderley, 1995).

Como a Baía de Guanabara tem sofrido grandes modificações antropogênicas, sua velocidade de sedimentação não é constante, o que torna o modelo CRS mais adequado para a datação de seus sedimentos (Wanderley, 1995).

A atividade do ^{210}Pb é calculado pela equação:

$$A_{\text{Pb}210} = \frac{C_{\text{am}} - C_{\text{b}}}{RQ \cdot m \cdot E_{\beta} \cdot (1 - e^{-\lambda(\text{Bi}210) \cdot t})} \quad (\text{Bq kg}^{-1})$$

Onde:

$A_{\text{Pb}210}$ = atividade radiométrica do ^{210}Pb (Bq kg^{-1});

C_{am} = contagem da amostra (Bq);

C_{b} = contagem do “branco” (Bq);

RQ = rendimento químico, obtido através de análises químicas de Pb;

m = massa da amostra (kg)

E_{β} = eficiência final de contagem beta do ^{210}Bi ;

λ (^{210}Bi) = constante de desintegração do ^{210}Bi = $0,1383 \text{ d}^{-1}$;

t = tempo, em dias, transcorrido entre a precipitação do PbCrO_4 e a contagem.

Para o cálculo da atividade de $^{210}\text{Pb}_{\text{excesso}}$ corrigida pelo efeito da compactação, faz-se necessário o cálculo da porosidade (ϕ) de cada secção de sedimento:

$$\phi = \frac{\%H_2O}{[(100 - \%H_2O) \cdot \rho + \%H_2O]}$$

A atividade de $^{210}\text{Pb}_{\text{excesso}}$ corrigida pelo efeito da compactação pode ser calculada pela equação:

$$A_{\text{corrigida}} = A_{\text{Pb210}} \cdot h \cdot \rho \cdot (1 - \phi) \quad (\text{mBq cm}^{-2})$$

onde:

A_{Pb210} = atividade $^{210}\text{Pb}_{\text{excesso}}$ na secção em questão (Bq kg^{-1})

h = altura da fatia de sedimento (cm)

ρ = densidade média dos sedimentos (g cm^{-3})

Para o cálculo das idades das fatias de sedimentos, aplica-se uma integração dos valores das atividades de acordo com a seguinte equação e com diagrama da figura a seguir:

$$t = \lambda^{-1} \cdot \ln [A_{\infty}/A_x]$$

onde:

t = idade (anos) de uma determinada fatia

λ = constante de decaimento do $^{210}\text{Pb} = 0,0311 \text{ano}^{-1}$

$A_{\infty} = \sum A_{0 \rightarrow \infty}$ atividade integrada (mBq cm^{-2}) da superfície até $A = 0$

$A_x = \sum A_{0 \rightarrow x}$ atividade integrada (mBq cm^{-2}) até a secção em questão

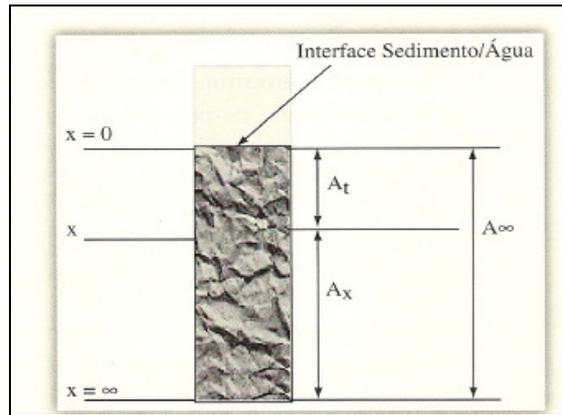


Figura 3: Desenho esquemático de um testemunho de sedimento e as atividades de radioisótopos analisados nas diferentes camadas do mesmo (Cazotti, 2003, In: Mozeto *et al.*, 2006).

A velocidade de sedimentação é calculada através da regressão linear das datas de cada camada (eixo x) em função de sua profundidade média (eixo y). A equação da reta gerada é comparada com a seguinte equação:

$$P = al + b$$

onde:

P = profundidade média (cm) de cada camada do perfil sedimentar

a = coeficiente angular ou velocidade de sedimentação média ($\text{cm}\cdot\text{ano}^{-1}$)

l = Idade de cada camada

b = coeficiente linear

A velocidade de sedimentação média é retirada diretamente da equação da reta gerada pela regressão linear. Já o fluxo anual (Q) de ^{210}Pb pode ser calculado por:

$$Q = A_{\text{corrigida}} \cdot \lambda$$

$A_{\text{corrigida}}$ = atividade corrigida (mBq cm^{-2})

λ = constante de decaimento do $^{210}\text{Pb} = 0,0311 \text{ ano}^{-1}$

Quando se determina o excesso de ^{210}Pb em segmentos de um testemunho da camada sedimentar, pode-se calcular a taxa de assoreamento, segmento a segmento. Construindo-se, então, um gráfico da idade do segmento *versus* taxa de assoreamento, pode-se comparar as taxas atuais com as pretéritas e analisar sua variação temporal, num intervalo de até 100 anos (Appleby & Oldfield, 1983, 1992, *apud* Godoy *et al.*, 2002).

A taxa de assoreamento pode ser calculada por:

$$\text{Taxa de assoreamento} = \frac{A_x \cdot \lambda}{A_{\text{Pb210}}}$$

(g.cm⁻² ano⁻¹)

Onde:

$A_x = \sum A_{0 \rightarrow x}$ atividade integrada (Bq cm⁻²) até a seção em questão

A_{Pb210} = atividade ²¹⁰Pb_{excesso} na seção em questão (Bq.kg⁻¹)

λ = constante de decaimento do ²¹⁰Pb = 0,0311 ano⁻¹