

## Estudo da variação sazonal das concentrações de $^{222}\text{Rn}$ em amostras de água do mar nas enseadas de Ubatuba, para a estimativa da descarga de águas subterrâneas

Joselene de Oliveira<sup>1</sup>, Patrícia da Costa Lopes<sup>1</sup>,  
Elisabete de Santis Braga<sup>2</sup> and Vitor Gonzalez Chiozzini<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares (IPEN / CNEN - SP)  
Centro de Metrologia das Radiações  
Av. Professor Lineu Prestes 2242  
05508-000 São Paulo, SP  
[jolivei@ipen.br](mailto:jolivei@ipen.br)

<sup>2</sup> Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo (IOUSP - SP)  
Praça do Oceanográfico, s/nº  
05508-000 São Paulo, SP  
[edsbraga@usp.br](mailto:edsbraga@usp.br)

### ABSTRACT

We describe here an application of excess  $^{222}\text{Rn}$  to estimate SGD in a series of small embayments of Ubatuba, São Paulo State, Brazil, covering latitudes between  $23^{\circ}26'S$  and  $23^{\circ}46'S$  and longitudes between  $45^{\circ}02'W$  e  $45^{\circ}11'W$ . Excess  $^{222}\text{Rn}$  inventories obtained in 11 vertical profiles varied from  $3,300 \pm 1,100$  to  $18,700 \pm 4,900$  dpm/m<sup>2</sup>. The estimated total fluxes required to support inventories measured varied from  $597 \pm 199$  to  $3,385 \pm 887$  dpm/m<sup>2</sup> d. Considering these results, the SGD advective rates necessary to balance the sub-pycnocline fluxes calculated in Ubatuba embayments ranged from  $0.6 \times 10^{-1}$  to 1.9 cm/d. During the period of this investigation (from March/03 to May/2004), the highest  $^{222}\text{Rn}$  in excess inventories were observed late in the summer season (March). Taking into account all vertical profiles established, the percentual variability was 67%. Although, if we consider only the fluxes determined in both Flamengo and Fortaleza embayments, the the percentual variation was 21%.

### 1. INTRODUÇÃO

Embora não tão evidente quanto a descarga do rios, a água subterrânea dos continentes também descarrega diretamente no oceano, sempre que um aquífero costeiro estiver conectado com o fundo mar. Aquíferos artesianos podem se estender através de distâncias consideráveis da costa, debaixo da plataforma continental com descarga para o oceano em seus pontos de surgência [1, 2]. Em alguns casos, estes aquíferos mais profundos podem ter fraturas ou outras rupturas nas camadas superiores confinadas, permitindo a troca de fluidos entre água subterrânea e o mar.

Várias forças de origem terrestres e marinhas podem influenciar os fluxos dos fluidos subterrâneos na zona costeira. Os gradientes hidráulicos no continente podem ocasionar a descarga de água subterrânea na região costeira e podem contribuir para os fluxos de constituintes provenientes de aquíferos confinados na região da plataforma. Os processos marinhos, tais como a variação da maré e gradientes de pressão, gerados pelas correntes podem induzir o fluxo de fluidos intersticiais em qualquer região da plataforma, onde os sedimentos permeáveis estiverem presentes.

As forças terrestres e marinhas sobrepõem-se espacialmente e a advecção do fluido medido através dos sedimentos costeiros pode ser um resultado de forças compostas. Nós definimos assim, a descarga de águas subterrâneas (SGD) como todo e qualquer fluxo de água em margens continentais do fundo do mar para o oceano, independentemente da composição do fluido ou da força direcionadora. Assim, a composição da SGD pode variar de caso para caso, podendo ser água doce descarregando no fundo do oceano, água do mar re-circulada ou ainda uma combinação das duas.

A SGD é caracterizada geralmente por baixos fluxos específicos, que tornam a sua detecção e a quantificação difíceis. Entretanto, uma vez que estes fluxos ocorrem ao longo de áreas muito extensas, o fluxo total pode ser significativo. Estes fluidos, derivados do continente ou compostos de água do mar re-circulada, irão reagir com os elementos presentes nos sedimentos. Estas reações podem aumentar substancialmente as concentrações dos nutrientes, do carbono, e dos metais nesses fluidos. Desta maneira, a SGD pode ser uma fonte de constituintes importantes do ponto de vista biogeoquímico para a zona costeira. Isto pode resultar em poluição difusa em locais aonde existe água subterrânea contaminada.

Ao nível global, a descarga de águas subterrâneas foi estimada como um pequeno percentual do fluxo total de água doce para os oceanos. Uma estimativa recente sugere um valor de 2.400 km<sup>3</sup> de água doce descarregada por ano (o que corresponde a cerca de 6% da descarga anual dos rios). Desse total, 1.500 km<sup>3</sup> por ano deriva de continentes e 900 km<sup>3</sup> por ano tem sua origem em regiões insulares [3].

A descarga de águas subterrâneas (SGD) foi negligenciada cientificamente durante muitos anos por causa da dificuldade inerente a sua estimativa e a percepção de que este processo era sem importância. Esta percepção está mudando. Nos últimos anos reconheceu-se que em alguns casos, a descarga de águas subterrâneas no mar pode ser volumetricamente e quimicamente importante [4].

Recentemente, os radionuclídeos naturais das séries de decaimento radioativo do <sup>238</sup>U e do <sup>232</sup>Th tem sido utilizados para quantificar e elucidar os processos de SGD no oceano [5]. Esses traçadores geoquímicos, como por exemplo o <sup>222</sup>Rn e o <sup>226</sup>Ra, são vantajosos para estimativas regionais da SGD, uma vez que os seus sinais evidenciam uma resposta integrada ao longo de toda a coluna d'água. Esses radionuclídeos encontram-se enriquecidos na água subterrânea em contraste com as suas concentrações normalmente observadas na água do mar, podem ser determinados mesmo em níveis muito baixos e são conservativos. Através de modelos de caixas simples que incorporam a advecção dos sedimentos e o transporte ao longo da coluna d'água, estes traçadores geoquímicos podem ser utilizados para se documentar a entrada de água subterrânea em um ambiente costeiro com grande sensibilidade.

As concentrações de <sup>222</sup>Rn frequentemente determinadas na água subterrânea são de 2-4 ordens de grandeza maiores que aquelas encontradas na água do mar. Além disso, o <sup>222</sup>Rn é um radionuclídeo natural gasoso de meia-vida curta ( $t_{1/2} = 3,83$  dias), quimicamente inerte. O método que utiliza o <sup>222</sup>Rn como traçador é uma ferramenta qualitativa excelente para identificar sítios de descarga de água subterrânea ou taxas de infiltração em ambientes costeiros. Também pode ser uma ferramenta quantitativa poderosa em ambientes marinhos costeiros de pouca profundidade, onde o aporte subterrâneo é grande, sob certas condições.

O trabalho de pesquisa em desenvolvimento tem por objetivos avaliar a variação sazonal das concentrações de  $^{222}\text{Rn}$  em excesso e da SGD observadas nas águas das enseadas do Flamengo, da Fortaleza, do Mar Virado e de Ubatuba, litoral norte do Estado de São Paulo.

## 2. PARTE EXPERIMENTAL

### 2.1. Localização da área de estudo

A área de interesse situa-se entre as latitudes  $23^{\circ}26'S$  e  $23^{\circ}46'S$ , e entre as longitudes  $45^{\circ}02'W$  e  $45^{\circ}11'W$ . Essa área compreende a porção extremo norte do litoral norte do Estado de São Paulo, sudeste do Brasil, sendo considerada uma região costeira de clima tropical. As enseadas selecionadas para serem estudadas neste projeto foram a do Flamengo, da Fortaleza, do Mar Virado e de Ubatuba.

As características geológicas e morfológicas da área são fortemente controladas pela presença de granitos e migmatitos da Serra do Mar (altitudes acima de 1.000 m), que atingem a costa em quase toda a região de estudo, limitando a extensão dos sistemas de drenagem, e de planícies costeiras do Quaternário. Na maior parte da região, os sedimentos apresentam principalmente silte e areia muito fina, com poucas amostras apresentando sedimentos mais grossos ou argila. A ação das ondas é o fenômeno hidrodinâmico mais eficaz que exerce influência nos processos de sedimentação na área costeira, assim como na plataforma continental interna adjacente. Duas direções predominantes das ondas atingem a área. As ondas provenientes do S-SE estão associadas à passagem de frentes frias e são as mais importantes em termos de remodelar os sedimentos previamente depositados. As ondas provenientes do E-NE, originadas pela troca dos ventos e após a passagem de frentes frias, também são importantes para a dinâmica de fundo. A interação dessas ondas com a extensão e orientação da boca das enseadas, além da presença de ilhas na plataforma interna, conferem características distintas na dinâmica das baías, apesar de todas elas serem consideradas baías fechadas. A pluviometria média anual é cerca de 1.803 mm, com as intensidades máximas sendo observadas em Fevereiro. O nível do mar varia de 0,5 a 1,5 m, as maiores oscilações ocorrendo nos meses de Agosto/ Setembro devido ao grande volume das águas mais quentes da Corrente do Brasil.

### 2.2. Coleta das amostras

O trabalho de amostragem foi sub-dividido em três etapas: a primeira, conduzida em Março de 2003, teve por objetivos a realização de um levantamento preliminar dos inventários de  $^{222}\text{Rn}$  em excesso nas Enseadas de Ubatuba; a segunda amostragem ocorreu em Novembro de 2003, e foi delimitada na Enseada do Flamengo, rastreando mais detalhadamente as possíveis entradas de água subterrânea nesse local. A escolha da Enseada do Flamengo foi fundamentada nos resultados obtidos na primeira coleta, uma vez que essa foi a baía que apresentou os maiores inventários de  $^{222}\text{Rn}$  em excesso. A terceira coleta de amostras foi realizada em Maio de 2004, na enseada do Flamengo.

Inicialmente, foram estabelecidos perfis verticais das concentrações de  $^{222}\text{Rn}$  total e de  $^{226}\text{Ra}$  em função da profundidade na região de interesse: no centro da Enseada do Flamengo, na Enseada da Fortaleza e na Enseada do Mar Virado. Em todos estes perfis, escolheu-se a profundidade aproximada de 9 m no centro das enseadas. Também foram coletadas amostras

de água dos poços de monitoração em frente a Enseada do Flamengo na Base do Instituto Oceanográfico de Ubatuba.

Para as determinações de  $^{222}\text{Rn}$  e de  $^{226}\text{Ra}$ , as amostras de água foram coletadas em frascos de vidro pyrex com 4 L de capacidade, previamente vedados com silicone, com o auxílio de uma bomba peristáltica (fluxo de 750 mL/ min). Em cada local, para a determinação de  $^{222}\text{Rn}$  e de  $^{226}\text{Ra}$  nos perfis verticais foram coletadas amostras de água do mar em intervalos de profundidade variando de 1 a 2 m e uma amostra de 200 g de sedimento. Também foram estabelecidos na Enseada do Flamengo perfis verticais perpendiculares e paralelos à linha de costa e algumas amostras aleatórias foram tomadas próximas do fundo, em vários locais espalhados dentro da Enseada do Flamengo, com a finalidade de se localizar possíveis entradas de água.

### 2.3. Determinação das concentrações de $^{222}\text{Rn}$ em amostras de água do mar

Para a realização deste estudo, foram coletados volumes de amostras de água do mar variando de 3 a 4 litros, devido as altas atividades deste radionuclídeo previstas nestas águas próximas da costa. Como a meia-vida física do  $^{222}\text{Rn}$  (3,8 dias) é relativamente curta, as amostras foram desgaseificadas num prazo de 2 a 3 dias após a coleta com a finalidade de medir o teor de  $^{222}\text{Rn}$  em excesso [5].

Uma linha de extração foi utilizada para retirar o gás radônio das amostras de água, borbulhando-se hélio gasoso através da mesma numa vazão de 400 mL/ minuto, por cerca de 60 minutos. Após deixar a amostra de água, a corrente de gás fluiu através de um tubo de secagem preenchido com drierite e ascarite para a remoção de  $\text{H}_2\text{O}$  e  $\text{CO}_2$ , respectivamente, passando seqüencialmente por uma armadilha resfriada com nitrogênio líquido. Nesta armadilha, o radônio se condensou, enquanto o hélio gasoso continuou o percurso e foi ventilado, sendo liberado do sistema para a atmosfera. A armadilha para resfriamento foi feita de um tubo de aço inoxidável de  $\frac{1}{4}$  polegada, preenchido com limalhas de latão, proporcionando uma grande área superficial na qual o radônio pôde se condensar, enquanto o hélio escapou através de uma conexão tipo "Swagelock". Após o término do processo de desgaseificação da amostra, a válvula de interesse foi fechada e a armadilha resfriada foi aquecida para vaporizar o radônio. Então, a válvula da armadilha foi aberta e o radônio foi liberado para uma célula de cintilação alfa, conhecida como "Câmara de Lucas". A célula foi condicionada à pressão atmosférica abrindo-se rapidamente uma válvula existente atrás da armadilha resfriada, permitindo que o radônio entrasse até que a mesma atingisse a pressão de 1 atm.

Após a emissão do  $^{222}\text{Rn}$  para as "Células de Lucas", elas foram conectadas ao sistema de detecção RDA-200 da marca Scintrex, constituído de um tubo fotomultiplicador e a sua respectiva eletrônica associada. A medida foi realizada após no mínimo cerca de 3 horas de crescimento, para a detecção do  $^{222}\text{Rn}$  e seus dois filhos emissores alfa,  $^{218}\text{Po}$  e  $^{214}\text{Pb}$ . A atividade total de  $^{222}\text{Rn}$  presente na amostra de água pôde ser determinada pela seguinte expressão:

$$A = \frac{R}{3 \cdot E \cdot L} \times \frac{1}{e^{-\lambda t_1}} \times \frac{\lambda t_2}{1 - e^{-\lambda t_2}} \quad (1)$$

Onde:

A = atividade total de  $^{222}\text{Rn}$  (dpm/ L).

R = contagem líquida da amostra (cpm).

E = eficiência total do sistema de contagem, para a medida das partículas alfa emitidas pelo  $^{222}\text{Rn}$ ,  $^{218}\text{Po}$  e  $^{214}\text{Pb}$  (cpm/dpm).

L = volume da amostra (L).

$\lambda$  = constante de decaimento radioativo para o  $^{222}\text{Rn}$  ( $1,235 \times 10^{-4} \text{ min}^{-1}$ ).

$t_1$  = intervalo de tempo entre o início da desgaseificação e o início da contagem da amostra (min).

$t_2$  = tempo de contagem (min).

Este procedimento forneceu a atividade total de  $^{222}\text{Rn}$  total presente na amostra de água no instante da análise. Para se determinar a quantidade de radônio em excesso, deve-se realizar uma correção determinando-se a quantidade de radônio presente na amostra de água que é suportada pelo  $^{226}\text{Ra}$ . Deste modo, após um intervalo de tempo de crescimento adequado (no mínimo 4 dias), a atividade do  $^{226}\text{Ra}$  presente na amostra foi medida, seguindo-se um procedimento similar ao descrito anteriormente. Análises consecutivas de  $^{226}\text{Ra}$  nestas amostras foram realizadas para assegurar resultados consistentes. A expressão que fornece a atividade de rádio na amostra é similar àquela utilizada para a determinação de  $^{222}\text{Rn}$ . Esta expressão inclui uma correção para o radônio em crescimento no intervalo de tempo considerado, como apresentado na equação a seguir:

$$A = \frac{R}{3.E.L} \times \frac{1}{(1 - e^{-\lambda t_1}) \cdot (e^{-\lambda t_2})} \times \frac{\lambda t_3}{1 - e^{-\lambda t_3}} \quad (2)$$

Onde:

A = atividade de  $^{226}\text{Ra}$  (dpm/L).

$t_1$  = tempo de crescimento do radônio (intervalo de tempo entre o final da primeira desgaseificação da amostra e o final da emanção, em minutos).

$t_2$  = intervalo de tempo entre o final do fluxo da amostra e o início da contagem (min).

$t_3$  = tempo de contagem (min).

As demais variáveis envolvidas no cálculo da atividade de  $^{226}\text{Ra}$  são as mesmas já discutidas no cálculo da atividade de  $^{222}\text{Rn}$ . Após a determinação das atividade total de  $^{222}\text{Rn}$  e de  $^{226}\text{Ra}$ , qualquer excesso de  $^{222}\text{Rn}$  presente na amostra de água pôde ser corrigido em relação ao instante de coleta pelo uso da equação fundamental de decaimento radioativo,  $A = A_0 \cdot e^{-\lambda t}$ , onde t neste caso representa o intervalo de tempo entre a coleta da amostra e o instante da análise. A eficiência total do sistema foi determinada a partir de várias medidas de soluções de referência de  $^{226}\text{Ra}$ , empregando-se a mesma metodologia de extração descrita anteriormente. Antes de cada medida, as contagens de radiação de fundo de cada célula foram determinadas. Amostras em branco foram preparadas empregando-se água deionizada isenta de rádio, que deve ser co-precipitado com  $\text{BaSO}_4$  antes das amostras de água serem submetidas ao processo de emanção, para a determinação do limite inferior de detecção do método.

## 2.4. Estimativa da descarga de águas subterrâneas utilizando-se $^{222}\text{Rn}$ como traçador [5]

O fluxo total de  $^{222}\text{Rn}$  em excesso, necessário para balancear o inventário medido na coluna d'água de um dado sistema pode ser estimado pela seguinte equação:

$$J = \frac{I}{((1 - e^{-\lambda t})/\lambda)} \quad (3)$$

Onde:

$J$  = fluxo total de  $^{222}\text{Rn}$  em excesso ( $\text{dpm m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ );

$I$  = Inventário de  $^{222}\text{Rn}$  em excesso, calculado pela somatória do produto da concentração de  $^{222}\text{Rn}$  em excesso ( $\text{dpm m}^{-3}$ ) pelo respectivo intervalo de profundidade (m), ( $\text{dpm m}^{-2}$ ).

$\lambda$  = constante de decaimento do  $^{222}\text{Rn}$  ( $0,181 \text{ dia}^{-1}$ ).

Para intervalos de tempo consideravelmente grandes, ou seja, várias meias-vidas do  $^{222}\text{Rn}$ , esta equação pode ser reduzida ao inventário dividido pela vida média de 5,5 dias [ $I/(1/\lambda)$ ], ou simplesmente o inventário multiplicado pela constante de decaimento,  $I\lambda$ . Este cálculo assume uma situação de estado estacionário de algumas semanas.

Para a determinação da SGD pelo fluxo de difusão de  $^{222}\text{Rn}$ , outro dado importante é a quantidade de  $^{222}\text{Rn}$  em equilíbrio com o  $^{226}\text{Ra}$  presente nos sedimentos, que se difunde para a coluna d'água. Estas devem ser realizadas neste estudo coletando-se uma amostra de sedimento em cada perfil de  $^{222}\text{Rn}$ . Decorridos 21 dias da data de coleta, o equilíbrio secular  $^{226}\text{Ra}/^{222}\text{Rn}$  é atingido e a determinação da concentração de atividade de  $^{222}\text{Rn}$  suportada pelo  $^{226}\text{Ra}$  é feita por emanometria. Após a emanção da amostra, a massa exata de sedimento e a porosidade do mesmo devem ser determinadas.

As atividades de  $^{222}\text{Rn}$  e conseqüente decaimento radioativo, devidas aos processos bentônicos de advecção e difusão são estimadas utilizando-se a seguinte equação:

$$\frac{dC}{dt} = K_z \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} + \omega \frac{\partial C}{\partial z} + P + \lambda C \quad (4)$$

Onde:

$C$  = atividade de  $^{222}\text{Rn}$  nos sedimentos ( $\text{dpm}$ ).

$z$  = profundidade positiva para cima (m).

$K_z$  = constante de difusibilidade vertical.

$\partial^2 C/\partial z^2$  e  $\partial C/\partial z$  representam os gradientes de concentração de  $^{222}\text{Rn}$  que atravessam a interface sedimento-água por difusão e por advecção, respectivamente.

$\omega$  = velocidade advectiva vertical ( $\text{cm dia}^{-1}$ ).

$P$  = produção de  $^{222}\text{Rn}$  nos fluidos dos poros, devido ao recuo alfa após o decaimento do  $^{226}\text{Ra}$  presente nos grãos dos minerais ( $P = \lambda C_{\text{eq}}$ , onde  $C_{\text{eq}}$  é a atividade de  $^{222}\text{Rn}$  em equilíbrio com o sedimento úmido, determinado experimentalmente ( $\text{dpm m}^{-3}$ )).

$\lambda C$  = decaimento radioativo do  $^{222}\text{Rn}$ .

Nesse modelo,  $K_z$  é equivalente a  $D_s$ , que é o coeficiente efetivo de difusão do  $^{222}\text{Rn}$  do sedimento úmido, que é um parâmetro corrigido para a temperatura e tortuosidade do sedimento. A advecção,  $\omega$ , e o decaimento radioativo,  $\lambda$ , representam termos que deixam os

sedimentos, e por esse motivo, foram definidos como termos com um sinal negativo. A solução da equação apresentada anteriormente é igual:

$$C = \frac{(C_o - C_{eq}) (e^{\frac{z}{2z^*}}) \sinh\left(\frac{A(z_{eq} - z)}{2z^*}\right)}{\sinh\left(\frac{Az_{eq}}{2z^*}\right)} \quad (5)$$

Onde:

$C_o$  = atividade de  $^{222}\text{Rn}$  (dpm  $\text{m}^{-3}$ ) na água do fundo, na interface água-sedimento, multiplicada pela porosidade para se obter o correspondente valor de  $^{222}\text{Rn}$  no sedimento úmido (dpm  $\text{m}^{-3}$ ).

$z_{eq}$  = profundidade na coluna de sedimento além daquela na qual  $C_{eq}$  ocorre inicialmente.

$z^*$  = parâmetro de mistura uni-dimensional, descrito por  $D_s/\omega$ .

$A = [1+4z^*(\lambda/\omega)]^{0.5}$ , que inclui o decaimento radioativo e a advecção.

### 3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os valores de atividade de  $^{222}\text{Rn}$  em equilíbrio com o sedimento úmido ( $C_{eq}$ ) e de atividade de  $^{222}\text{Rn}$  na água do fundo, na interface água-sedimento, multiplicada pela porosidade para se obter o correspondente valor de  $^{222}\text{Rn}$  no sedimento úmido ( $C_o$ ), determinados experimentalmente no presente trabalho são apresentados na **Tabela 1**.

**Tabela 1 - Atividades de  $^{222}\text{Rn}$  em equilíbrio com o sedimento úmido ( $C_{eq}$ ) e de atividade de  $^{222}\text{Rn}$  na água do fundo, na interface água-sedimento, multiplicada pela porosidade para se obter o correspondente valor de  $^{222}\text{Rn}$  no sedimento úmido ( $C_o$ ), determinados pela medida das amostras de sedimentos das enseadas estudadas em Ubatuba.**

Origem da amostra de sedimento	$C_{eq}$ (dpm $\text{m}^{-3}$ )	Porosidade	$C_o$ (dpm $\text{m}^{-3}$ )
Enseada do Flamengo	$1,8 \times 10^5$	0,51	$1,9 \times 10^4$
Enseada da Fortaleza	$8,5 \times 10^4$	0,49	$7,8 \times 10^3$
Enseada do Mar Virado	$1,3 \times 10^5$	0,57	$3,0 \times 10^3$
Enseada de Ubatuba	$1,5 \times 10^5$	0,62	$8,5 \times 10^3$
Em frente à Base de Ubatuba	$9,9 \times 10^5$	0,41	$8,5 \times 10^3$

A partir das concentrações de  $^{222}\text{Rn}$  em excesso determinadas nas amostras de água do mar, foram construídos para cada um dos locais estabelecidos para amostragem preliminar, os perfis verticais  $^{222}\text{Rn}$  em função da profundidade. Durante o período de Março/03 a Maio/04, os inventários de  $^{222}\text{Rn}$  em excesso variaram de  $3.300 \pm 1.100$  a  $18.700 \pm 4.900$  dpm  $\text{m}^{-2}$ , os maiores inventários tendo sido observados nas enseadas do Flamengo e da Fortaleza.

Conhecendo-se os inventários de  $^{222}\text{Rn}$  em excesso calculados em todos os perfis verticais estabelecidos em Ubatuba, uma estimativa simplificada do fluxo de água subterrânea em cada local foi realizada. No estado estacionário, esse modelo assume que os únicos processos que influenciam as concentrações de  $^{222}\text{Rn}$  na coluna d'água são a advecção vertical do fundo e a difusão do gás ao longo da mesma em função do tempo.

Levando-se em conta os resultados dos experimentos de  $^{222}\text{Rn}$  em equilíbrio com o  $^{226}\text{Ra}$  presente nos sedimentos de fundo, a atividade de  $^{222}\text{Rn}$  na água dos poros dos sedimentos, e os fluxos de  $^{222}\text{Rn}$  em excesso na coluna de água do mar, os fluxos de água subterrânea necessários para balancear os respectivos inventários de  $^{222}\text{Rn}$  abaixo da pycnoclina por advecção ( $\omega$ ) foram calculados em  $\text{cm dia}^{-1}$ , utilizando-se a **equação 4**. Os resultados obtidos são apresentados na **Tabela 2**.

**Tabela 2 – Inventários de  $^{222}\text{Rn}$  em excesso, fluxos totais de  $^{222}\text{Rn}$  requeridos para suportar os inventários medidos e as taxas de advecção da água subterrânea necessárias para balancear os respectivos fluxos abaixo da pycnoclina (2003/2004).**

PERFIL VERTICAL Profundidade (m)	$I^{222}\text{Rn}$ excesso (dpm $\text{m}^{-2}$ )	Fluxo $^{222}\text{Rn}$ excesso (dpm $\text{m}^{-2} \text{d}^{-1}$ )	SGD ( $\omega$ ) ( $\text{cm d}^{-1}$ )
<u>Março 2003</u>			
Enseada do Mar Virado (8 m)	$5.200 \pm 1.900$	$941 \pm 344$	0,36
Enseada da Fortaleza (8 m)	$13.100 \pm 2.800$	$2.371 \pm 507$	1,3
Praia das Sete Fontes (Flamengo) (8 m)	$18.700 \pm 4.900$	$3.385 \pm 887$	1,9
Praia Refúgio do Corsário (Fortaleza) (8 m)	$3.300 \pm 1.100$	$597 \pm 199$	0,06
Praia Domingas Dias (Flamengo) (6 m)	$7.400 \pm 1.800$	$1.339 \pm 326$	0,65
Enseada do Flamengo Centro (8 m)	$5.700 \pm 2.100$	$1.032 \pm 380$	0,43
Praia Grande (Ilha Anchieta) (8 m)	$5.300 \pm 1.800$	$952 \pm 326$	0,37
<u>Novembro 2003</u>			
<u>Enseada do Flamengo</u>			
FB1 (5 m)	$6.100 \pm 1.600$	$1.104 \pm 290$	0,48
FB2 (8 m)	$12.800 \pm 3.600$	$2.317 \pm 652$	1,3
FB3 (11 m)	$12.200 \pm 3.900$	$2.208 \pm 706$	1,2
<u>Mai 2004</u>			
<u>Enseada do Flamengo</u>			
FL (9 m)	$12.400 \pm 3.600$	$2.244 \pm 652$	1,2

#### 4. CONCLUSÕES

Os fluxos de  $^{222}\text{Rn}$  em excesso na coluna d'água variaram de  $597 \pm 199$  a  $3.385 \pm 887$  dpm  $\text{m}^{-2}$ . Os fluxos de água subterrânea necessários para balancear os respectivos fluxos de  $^{222}\text{Rn}$  abaixo da pycnoclina por advecção ( $\omega$ ) variaram de  $0,6 \times 10^{-1}$  a  $1,9 \text{ cm dia}^{-1}$ .



Os maiores inventários de  $^{222}\text{Rn}$  em excesso foram observados no final do verão (Março), coincidindo com o mês de pluviometria mais elevada (cerca de 344,9 mm), período de maior recarga do aquífero. A pluviometria anual em Ubatuba varia de 1.500 a 2.000 mm, sendo que Agosto é o único mês que apresenta precipitação inferior a 100 mm.

Considerando-se todos os fluxos obtidos no período de Março/03 a Maio/04, o respectivo coeficiente de variação relativo encontrado foi de 67 %. Se considerarmos apenas os fluxos determinados nas enseadas do Flamengo e da Fortaleza, o coeficiente de variação relativo encontrado foi de 21 %.

### AGRADECIMENTOS

Os autores gostariam de agradecer à FAPESP – Fundação de Amparo à Pesquisa no Estado de São Paulo, Processo nº 2002/ 08902-9, pela concessão de uma bolsa de mestrado no país. Este trabalho foi financiado pela Agência Internacional de Energia Atômica – IAEA, Contrato de Pesquisa nº 12151.

### REFERÊNCIAS

1. F.A. Kohout, “Submarine springs: a neglected phenomenon of coastal hydrology,” *Hydrology*, **26**, pp.391-413 (1966).
2. I.S. Zektser, “Groundwater discharge into the seas and oceans: state of the art,” In: R.W. Buddemeier (ed), *Groundwater discharge in the coastal zone. LOICZ IGBP*, Texel, Russian Academy of Sciences, Moscow, Netherlands, pp.122-123 (1996).
3. United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization, “Submarine groundwater discharge: management implications, measurements and effects”, *IHP-VI, Series on Groundwater n°5*, IOC Manuals and Guides n°44, 35pp. (2004).
4. R. Johannes, “The ecological significance of the submarine groundwater discharge of groundwater”, *Marine Ecology Progress Series*, **3**, pp.365-373 (1980).
5. J. Oliveira, W.C. Burnett, B.P. Mazzilli, E.S. Braga, L.A. Farias, J. Christoff, V.V. Furtado, “Reconnaissance of submarine groundwater discharge at Ubatuba coast, Brazil, using  $^{222}\text{Rn}$  as a natural tracer”, *Journal of Environmental Radioactivity*, **69**, pp.37-52 (2003).