

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
CENTRO DE ENERGIA NUCLEAR NA AGRICULTURA**

**VICTOR MERIGUETTI PINTO**

**Avaliação da variabilidade espacial do *fallout* do  $^7\text{Be}$**

**Piracicaba  
2011**

**VICTOR MERIGUETTI PINTO**

**Avaliação da variabilidade espacial do *fallout* do  $^7\text{Be}$**

Dissertação apresentada ao Centro de Energia Nuclear na Agricultura da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Mestre em Ciências

Área de Concentração: Energia Nuclear na Agricultura e no Ambiente

Orientador: Prof. Dr. Osny Oliveira Santos Bacchi

**Piracicaba  
2011**

AUTORIZO A DIVULGAÇÃO TOTAL OU PARCIAL DESTE TRABALHO, POR QUALQUER MEIO CONVENCIONAL OU ELETRÔNICO, PARA FINS DE ESTUDO E PESQUISA, DESDE QUE CITADA A FONTE

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)  
**Seção Técnica de Biblioteca - CENA/USP**

Pinto, Victor Meriguetti

Avaliação da variabilidade espacial do *fallout* do  $^7\text{Be}$  / Victor Meriguetti Pinto; orientador Osny Oliveira Santos Bacchi. - - Piracicaba, 2011.

71 f.: il.

Dissertação (Mestrado – Programa de Pós-Graduação em Ciências. Área de Concentração: Energia Nuclear na Agricultura e no Ambiente) – Centro de Energia Nuclear na Agricultura da Universidade de São Paulo.

1. Água pluvial 2. Berílio 3. Conservação do solo 4. Erosão pluvial  
5. Física do solo 6. Radioisótopos 7. Raios cósmicos 8. Raios gama I. Título

CDU (546.45+621.039.85):631.459

PINTO, V. M. **Avaliação da variabilidade espacial do fallout do  $^7\text{Be}$  na cidade de Piracicaba.** 2011. 71 f. Dissertação (Mestrado em Ciências) – Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2011.

### ERRATA

Folha	Linha	Onde se lê	Leia-se
6	30	precisão	exatidão
7	26	precision	accuracy
25	13	$^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$	$^{210}\text{Pbex}$ (chumbo-210 em excesso)
41	Tabela 3.1	2,98	1,90
42	eq. 13	$\mu = \sqrt{(0,05)^2 + \left(\frac{N}{N_{\mu}}\right)^2}$	$\mu = \sqrt{(0,05)^2 + \left(\frac{N_{\mu}}{N}\right)^2}$
46	Figura 5 – Título	Acrescentar: As barras de erro representam a incerteza de detecção padrão de cada amostra.	
70	Apêndice A - Título	Acrescentar: As barras de erro representam a incerteza de detecção padrão de cada amostra.	

À minha mãe  
Ao meu pai  
À minha irmã

***Dedico***

## **AGRADECIMENTOS**

Ao Prof. Dr. Osny Bacchi, pela orientação, amizade, e por todas as oportunidades concedidas.

À Profa. Dra. Elizabete Fernandes, por contribuir com a análise das amostras, sem a qual não se realizaria este trabalho.

À Profa. Dra. Paulina Schuller, que colaborou muito com a minha formação acadêmica.

À Universidade de São Paulo (USP) e ao Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA) pela oportunidade de realização do curso de mestrado.

À Comissão Nacional de Energia Nuclear (CNEN) pelo apoio financeiro para o desenvolvimento deste trabalho.

Ao técnico de laboratório Márcio Bacchi, pela contribuição com a análise dos dados.

À Profa. Alejandra Castillo e Profa Sônia M. S. Piedade, que contribuíram na minha formação acadêmica.

Ao Prof. Dr. Klaus Reichardt, pelas oportunidades e ensinamentos.

Ao Robinho, pela amizade e colaboração com os experimentos.

Ao Dudu, pela amizade e companheirismo.

Ao pessoal do laboratório de Radioisótopos (LRi) do CENA.

À bibliotecária Marília R. G. Henyei pela ajuda com a formatação das referências.

Ao pessoal da biblioteca e secretaria de pós-graduação do CENA.

Aos amigos Isabeli, Fernando, Adilson, Milton, Rafael, Diego, Marcelo, Murilo, Luisinho, Adolfo, Juan Pablo, Cristian, Gabriel, Diogo, pelos bons momentos e experiências vividas durante o mestrado.

Aos participantes do projeto ARCAL, Paola, Hugo, Gil, Emgelbeth, Jimena, Donald, Craig, José Antonio, Afonso, e Olgioly, pelos momentos felizes durante os cursos de capacitação.

*O conhecimento não pode ser concebido como algo predeterminado nas estruturas internas do indivíduo, pois que estas resultam de uma construção efetiva e contínua.*

Jean Piaget

## RESUMO

PINTO, V. M. **Avaliação da variabilidade espacial do *fallout* do  $^7\text{Be}$** . 2011. 71 f. Dissertação (Mestrado) – Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2011.

O radioisótopo cosmogênico  $^7\text{Be}$  é produzido por interações de partículas cósmicas com átomos da atmosfera, e vem sendo usado como traçador em estudos de erosão do solo e de processos climáticos. Após a formação, o  $^7\text{Be}$  liga-se as partículas dos aerossóis presentes na atmosfera e é depositado na superfície terrestre com outras espécies de isótopos cosmogênicos pelas chuvas. Devido à grande afinidade com as partículas do solo e a meia vida curta de 53,2 dias, este radioisótopo acompanha os processos erosivos do solo e pode ser usado como traçador para estimar taxas de erosão e deposição de sedimentos durante um evento de chuva isolado ou conjunto de eventos de chuva erosivos de curta duração. Uma hipótese fundamental para a avaliação da redistribuição do solo através do  $^7\text{Be}$  é a uniformidade da distribuição espacial do seu *fallout*. O método do  $^7\text{Be}$  foi elaborado recentemente e por isso aplicado em poucas situações, de forma que muitos assuntos em relação ao método ainda não foram propriamente estudados, e algumas hipóteses, como da uniformidade do *fallout* do  $^7\text{Be}$ , precisam ser avaliadas. O principal objetivo deste estudo foi avaliar a distribuição espacial do *fallout* do  $^7\text{Be}$  analisando-se as atividades dos 5 mm iniciais da água da chuva de eventos isolados. Os eventos de chuva foram amostrados em doze pontos de coleta distribuídos em uma área experimental de aproximadamente 300 m<sup>2</sup> e localizada no campus da Universidade de São Paulo, em Piracicaba. As medidas de atividade do  $^7\text{Be}$  foram realizadas em um espectrômetro gama de eficiência relativa de 53%, pertencente ao laboratório de Radioisótopos do CENA. As atividades de  $^7\text{Be}$  na água da chuva dos eventos no período estudado variaram de 0,26 e 1,81 Bq.L<sup>-1</sup>, com as maiores atividades obtidas no verão e as menores na primavera. A variabilidade espacial das atividades na água da chuva apresentou valor elevado em cada um dos 5 eventos isolados, evidenciando a alta aleatoriedade da distribuição espacial dos valores de atividade. Através de uma simulação com os dados de variabilidade espacial obtidos neste trabalho e de inventários de referência citados na literatura, determinou-se a taxa de erosão mínima detectável pelo método do  $^7\text{Be}$ . Verifica-se a importância em se considerar um número representativo de amostras no levantamento do inventário médio de referência do  $^7\text{Be}$  no solo, essencial para precisão dos resultados de taxas de redistribuição do solo pelo método.

Palavras-chaves: Radioisótopo, erosão hídrica, variabilidade espacial

## ABSTRACT

PINTO, V. M. **Evaluation of  $^7\text{Be}$  fallout spatial variability.** 2011. 71 f. Dissertação (Mestrado) – Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2011.

The cosmogenic radionuclide beryllium-7 ( $^7\text{Be}$ ) is produced in the atmosphere by cosmic particle reactions and is being used as a tracer for soil erosion and climatic processes research. After the production,  $^7\text{Be}$  bonds to aerosol particles in the atmosphere and is deposited on the soil surface with other radionuclide species by rainfall. Because of the high adsorption on soil particles and its short half-life of 53.2 days, this radionuclide follows of the erosion process and can be used as a tracer to evaluate the sediment transport that occurs during a single rain event or short period of rain events. A key assumption for the erosion evaluation through this radiotracer is the uniformity of the spatial distribution of the  $^7\text{Be}$  fallout. The  $^7\text{Be}$  method was elaborated recently and due to its few applications, some assumptions related to the method were not yet properly investigated yet, and the hypothesis of  $^7\text{Be}$  fallout uniformity needs to be evaluated. The aim of this study was to evaluate the  $^7\text{Be}$  fallout spatial distribution through the rain water  $^7\text{Be}$  activity analysis of the first five millimeters of single rain events. The rain water was sampled using twelve collectors distributed on an experimental area of about 300 m<sup>2</sup>, located in the campus of São Paulo University, Piracicaba. The  $^7\text{Be}$  activities were measured using a 53% efficiency gamma-ray spectrometer from the Radioisotope laboratory of CENA. The  $^7\text{Be}$  activities in rain water varied from 0.26 to 1.81 Bq.L<sup>-1</sup>, with the highest values in summer and lowest in spring. In each one of the 5 single events, the spatial variability of  $^7\text{Be}$  activity in rain water was high, showing the high randomness of the fallout spatial distribution. A simulation using the  $^7\text{Be}$  spatial variability values obtained here and  $^7\text{Be}$  average reference inventories taken from the literature was performed determining the lowest detectable erosion rate estimated by  $^7\text{Be}$  model. The importance of taking a representative number of samples to determine the average reference  $^7\text{Be}$  inventory was verified, which is essential to improve the precision of the soil redistribution rate estimates.

Keywords: Radioisotope, water erosion, spatial variability

## SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	9
2	REVISÃO DA LITERATURA.....	14
2.1	O $^7\text{Be}$ cosmogênico e suas interações com o meio ambiente .....	14
2.1.1	Propriedades e origem do $^7\text{Be}$ .....	14
2.1.2	$^7\text{Be}$ na atmosfera.....	17
2.1.3	$^7\text{Be}$ na precipitação pluvial.....	20
2.1.4	$^7\text{Be}$ no ambiente .....	23
2.2	$^7\text{Be}$ como traçador em estudos de redistribuição do solo.....	24
2.2.1	Método do $^7\text{Be}$ para estimativas de taxas de redistribuição do solo.....	26
2.2.1.1	Modelo de distribuição do $^7\text{Be}$ no solo.....	26
2.2.1.2	Perdas de solo em um ponto de amostragem.....	27
2.2.1.3	Deposição de sedimento em um ponto de amostragem .....	28
2.2.2	Uniformidade do <i>fallout</i> do $^7\text{Be}$ .....	29
2.2.3	Aplicação do $^7\text{Be}$ como traçador em análises de redistribuição do solo....	30
2.2.4	Vantagens e limitações do método do $^7\text{Be}$ .....	32
3	MATERIAIS E MÉTODOS .....	34
3.1	Caracterização da área de estudo e clima.....	34
3.1.1	Atividade solar .....	34
3.2	Amostragem de água da chuva .....	35
3.3	Amostragem de solo .....	38
3.4	Determinação da atividade do $^7\text{Be}$ .....	39
3.4.1	Sistema de detecção de espectrometria gama.....	39
3.4.2	Cálculo da atividade de $^7\text{Be}$ .....	40
3.4.3	Eficiência de detecção.....	40
3.4.4	Limite de detecção.....	41
3.4.5	Incerteza de detecção .....	42
3.5	Estatística dos dados.....	43
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	45
5	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	57
	REFERÊNCIAS .....	59
	APÊNDICE .....	69

## 1. INTRODUÇÃO

A erosão do solo é um problema ambiental que dos tempos antigos à atualidade preocupa o homem. Com o crescimento da população mundial, a elevada produção de alimentos, a demanda por combustível e matéria prima de origem vegetal, o uso do solo está se intensificando, acentuando os riscos de impactos ao meio ambiente causados pelos processos erosivos. Há estimativas de que 80% das terras agrícolas do mundo sofrem de erosão moderada a grave, e 10% erosão leve (PIMENTEL, 2006). Na Europa, por exemplo, as taxas de perda de solo variam entre 10 e 20 Mg.ha<sup>-1</sup>.ano<sup>-1</sup>. Nos Estados Unidos a erosão do solo média em lavouras é de 16 Mg.ha<sup>-1</sup>.ano<sup>-1</sup>. Na Ásia, África e América do Sul, as taxas de erosão do solo em áreas de cultivo variam entre 20 a 40 t.ha<sup>-1</sup>.ano<sup>-1</sup> (PIMENTEL, 2009). No Brasil, as perdas anuais de solo em áreas de cultivo e pastagem ocasionadas pela erosão hídrica são da ordem de 822,7 milhões de toneladas e 171 bilhões de m<sup>3</sup> (HERNANI et al., 2002).

O processo de erosão do solo compreende três estágios: desprendimento, transporte, e deposição de solo. A energia para ocorrência desse processo depende de um agente erosivo, podendo este ser o vento, a água, a gravidade, reações químicas, ou perturbações antropogênicas como as lavouras (LAL, 2001). O fenômeno de erosão pela água, denominado erosão hídrica do solo, consiste no desgaste da superfície do solo pela água da chuva, ou da irrigação (BLANCO, 2008), e consiste no principal responsável por perdas de solo no Brasil.

Os estudos de erosão do solo são essenciais para o entendimento dos mecanismos e causas desse processo de degradação, além das medidas e estimativas fornecerem as bases para o desenvolvimento de práticas conservacionistas, e para políticas e programas governamentais (TOY; FOSTER; RENARD, 2002).

Os métodos mais conhecidos para a avaliação da erosão do solo podem ser agrupados em três categorias: monitoramento em longo prazo de parcelas de erosão, pesquisa de campo das características da erosão, e modelos de erosão. Estes métodos possuem vantagens e limitações e devem ser selecionados de acordo com as condições e objetivos do estudo.

Aconselha-se o uso das parcelas de erosão na identificação do impacto de métodos de cultivo e cultura particular nas taxas de erosão, ou para testar um

método de conservação do solo. São bastante usadas no monitoramento em curto prazo ou médio prazo da erosão do solo. Uma grande desvantagem do método está relacionada às limitações físicas da parcela, que pode ser isolada do contexto topográfico e dos processos nas áreas adjacentes, o que dificultaria distinguir, por exemplo, entre a variabilidade espacial natural dos fatores e processos, e as variações introduzidas pelo método não representando as condições naturais (BOIX-FAYOS et al., 2006).

As pesquisas de campo das características da erosão envolvem basicamente medidas e anotações das dimensões dos sulcos e voçorocas no solo, e a estimativa das taxas de erosão a partir do volume de solo deslocado. Devido às taxas de erosão calculadas serem baseadas apenas nas características visíveis, o método é limitado ao estudo da erosão hídrica do solo quando são produzidos sulcos e voçorocas, não levando em conta a erosão laminar e entre sulcos. Com este método é extremamente difícil quantificar com precisão a quantidade de solo depositada (WALLING; QUINE, 1993).

Outra categoria de métodos de estudo da erosão são os modelos de previsão. A modelagem em erosão do solo descreve matematicamente os estágios de desprendimento, transporte e deposição das partículas do solo na superfície do terreno, e são basicamente subdivididos em modelos empíricos, modelos baseados em processos físicos, e modelos de conversão das taxas de redistribuição do *fallout* de radioisótopos em taxas de redistribuição de solo erosionado.

A Equação Universal de Perdas de Solo (USLE) é o modelo empírico mais amplamente utilizado para prever a erosão do solo. Este modelo considera fatores como de erosividade da chuva e erodibilidade do solo, de comprimento e inclinação do terreno, de cobertura e manejo do solo, e de práticas de conservação para determinar as perdas de solo por erosão (WISCHMEIER; SMITH, 1978; LAL, 1994).

Há limitações em relação à USLE, pois sua base de dados, por exemplo, é restrita aos solos da região leste das Montanhas Rochosas, nos Estados Unidos. Há ainda uma interdependência entre os fatores considerados na equação, pois a chuva tem influência nos fatores R (erosividade da chuva) e C (cobertura e manejo do solo), e o terraceamento nos fatores L (comprimento da rampa) e P (práticas conservacionistas). A enxurrada, um fator importante nas perdas de solo, é omitida na equação. Outra limitação é que esta equação foi desenvolvida para estimar médias anuais de perda de solo em longo prazo, não podendo ser utilizada em

estudos de eventos de chuva individuais (MORGAN, 1986) e não permitem estimativas das taxas de deposição de sedimentos.

Em uma avaliação da pesquisa em erosão do solo no Brasil, Barreto, Lino e Sparovek (2009) verificam que a USLE foi tema de estudo a partir de 1970, destacando-se em produção científica a Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), com pesquisas voltadas principalmente à determinação de fatores de erosividade e erodibilidade. A Universidade de São Paulo (USP) e a Embrapa foram instituições que adotaram a USLE como tema de pesquisa a partir de 1980. O modelo foi tema de estudo na maioria das instituições ligadas a pesquisa em erosão do solo.

Dentre os modelos de simulação da erosão disponíveis há ainda a Equação Universal de Perdas de Solos Modificada (MUSLE), a Equação Universal de Perdas de Solo Revisada (RUSLE), que são as versões modificadas e revisadas da USLE; o Modelo de Estimação da Perda de Solo para África Austral (*Soil Loss Estimator Model Southern Africa* - SLEMSA), e o Agrotóxicos, Enxurrada e Erosão em Sistemas de Manejo Agrícola (*Chemicals, Runoff and Erosion from Agricultural Management Systems* - CREAMS) (AMPOFO; MUNI; BONSU, 2002).

Na classe de modelos baseados em processos físicos destaca-se o modelo computacional de previsão de erosão hídrica *USDA - Water Erosion Prediction Project (WEPP)*. O modelo WEPP baseia-se em fundamentos de infiltração, escoamento superficial, crescimento de plantas, decomposição de resíduos, hidráulica, preparo e manejo do solo, consolidação do solo, e mecânica da erosão na estimativa de perdas e deposição de sedimentos. Este modelo foi projetado em 1985 com o objetivo de produzir uma nova geração de tecnologias de previsão da erosão hídrica do solo para o uso em planos de conservação do solo e da água (FLANAGAN; GILLEY; FRANTI, 2007).

As principais vantagens dos modelos baseados em processos físicos em relação aos modelos empíricos estão na capacidade de estimar as distribuições espacial e temporal de perdas líquidas de solo, e, desde que o modelo é baseado em processos, é possível aplicá-lo para uma vasta gama de condições, o que pode não ser prático ou econômico em um teste de campo (NEARING et al., 1989).

A partir de 1968 iniciaram-se os primeiros estudos e modelos que fazem uso da análise da redistribuição do *fallout* de radioisótopos para a estimativa das taxas de erosão e deposição de sedimentos. A evolução desses modelos de conversão

das taxas de movimentação dos radioisótopos de emissão gama artificiais e naturais em taxas de erosão e deposição de solo, associada ao aperfeiçoamento da espectrometria de raios gama, permite o uso dessa metodologia como uma nova alternativa no estudo da erosão.

Dois radioisótopos muito utilizados nos modelos de estudos de erosão são o céscio-137 ( $^{137}\text{Cs}$ ), introduzido no meio ambiente devido aos testes de bombas nucleares ocorridos no hemisfério norte entre 1950 e 1970, e o berílio-7 ( $^7\text{Be}$ ), de origem cósmica, formado pela interação de partículas cósmicas com a atmosfera. Ambos os radioisótopos são transportados da atmosfera até a superfície terrestre pelo arraste das gotas de chuva, sendo utilizado geralmente o termo *fallout* para denominação deste processo. O pico de deposição do  $^{137}\text{Cs}$  ocorreu em 1958 e 1962, com decréscimo em sua concentração nos eventos posteriores. O  $^7\text{Be}$  é continuamente formado na atmosfera e é depositado na superfície terrestre em cada evento de chuva.

O que diferencia os modelos e suas aplicações são as características físicas próprias de cada radioisótopo e o momento de ocorrência de seus *fallouts*. O  $^{137}\text{Cs}$  é um radioisótopo com meia vida de 30,17 anos cujo pico de ocorrência do *fallout* deu-se há cerca de 50 anos atrás, por isso é utilizado na estimativa de longo prazo de processos erosivos, fornecendo uma avaliação média retrospectiva dos últimos 50 anos das taxas de erosão e deposição de sedimentos. O  $^7\text{Be}$  possui meia vida de 53,2 dias, e seu *fallout* ocorre freqüentemente em cada evento de chuva sendo por isso aplicável no estudo de processos erosivos de curto prazo (SCHULLER et al., 2006), ou em eventos de chuva individuais, possibilitando estimativas de perdas de solo e deposição de sedimentos na área de estudo após cada evento de chuva.

O método do  $^7\text{Be}$ , análogo ao do  $^{137}\text{Cs}$ , baseia-se na comparação das atividades do radioisótopo em uma região de estudo com a de uma área de referência. A área de referência é tomada em um local de não ocorrência de erosão ou de deposição de sedimento, e que recebe um *fallout* espacialmente homogêneo e de mesma magnitude da que ocorre na área a ser estudada. Entre outras características, uma área de referência deve ser plana, não perturbada por manejo do solo, e deve ainda ser mantida livre de vegetação durante todo o período que antecede os eventos de chuva, responsáveis pelos processos erosivos estudados, de maneira a garantir que todo o  $^7\text{Be}$  precipitado seja transferido para o solo. A área de estudo também não pode apresentar cobertura vegetal, fato que limita

significativamente sua aplicação, sendo mais recomendado para avaliações de práticas de manejo do solo e práticas conservacionistas em áreas de solo desnudo.

Ao aplicar a técnica do  $^7\text{Be}$  em estimativas de redistribuição do solo, algumas hipóteses devem ser consideradas: i) o *fallout* do  $^7\text{Be}$  associado com o evento de erosão deve ser uniforme ao longo da área de estudo; ii) qualquer  $^7\text{Be}$  pré existente no solo deve ser também uniformemente distribuído pela área de estudo; iii) o  $^7\text{Be}$  depositado durante o processo de erosão será rapidamente fixado pelas partículas do solo e poderá apenas ser redistribuído por mobilização e redistribuição das partículas do solo (SEPULVEDA et al., 2008).

A uniformidade do *fallout* do  $^7\text{Be}$  é fundamental na validação do método de conversão das atividades de  $^7\text{Be}$  em quantidades de solo removidas pela erosão e é adotada como hipótese. Considerando que o método do  $^7\text{Be}$  passou recentemente a ser colocado em prática, há aspectos do método a serem melhor revisados, incluindo o tema da uniformidade que foi pouco investigado. Neste estudo faz-se a avaliação da variabilidade do  $^7\text{Be}$  por meio de medidas da atividade da água da chuva de eventos individuais que ocorreram em uma área localizada nos arredores da cidade de Piracicaba.

## 2. REVISÃO DA LITERATURA

O conteúdo da primeira metade desta revisão de literatura traz informações sobre o radioisótopo  $^7\text{Be}$ , seguindo sua trajetória desde a formação, passagem pela atmosfera e transporte até a superfície terrestre e o solo. O funcionamento do método do  $^7\text{Be}$  em estimativas de taxas de erosão e deposição de sedimentos, as suas aplicações em estudos relacionados, e as vantagens e limitações do método, compõem a segunda metade da revisão, em que se fundamenta o objetivo deste trabalho.

### 2.1 O $^7\text{Be}$ cosmogênico e suas interações com o meio ambiente

#### 2.1.1 Propriedades e origem do $^7\text{Be}$

Com meia vida curta de 53,2 dias, o  $^7\text{Be}$  é um radioisótopo instável que tem origem em mais de um processo, resultando de reações nucleares que ocorrem no interior de estrelas como o Sol, ou de freqüentes interações de raios cósmicos com a atmosfera terrestre, sendo, no último caso, classificado como cosmogênico. Feixes de  $^7\text{Be}$  podem ser formados artificialmente a partir da colisão de um feixe primário de lítio-7 ( $^7\text{Li}$ ) com um alvo de gás de hélio-3 ( $^3\text{He}$ ), como é feito no colisor de partículas RIBRAS, do Instituto de Física da Universidade de São Paulo (LICHTENTHALER et al., 2007).

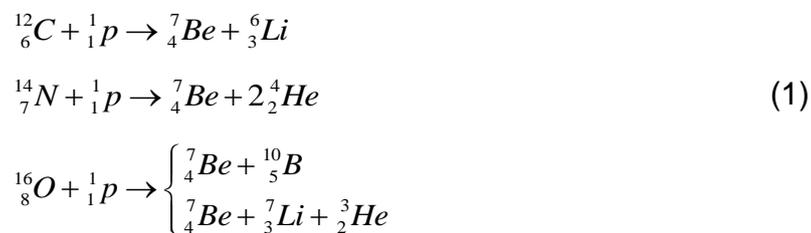
Para atingir um estado estável e de menor energia o  $^7\text{Be}$  decai para  $^7\text{Li}$ . Seu decaimento se dá por captura eletrônica, em que um próton do núcleo atômico interage com um elétron da camada mais interna (camada K), próximo ao núcleo, formando um nêutron e um neutrino. Neste processo, dois caminhos são possíveis, sendo que 89,5% dos átomos de  $^7\text{Be}$  decaem diretamente para o estado de menor energia e 10,5% decaem primeiro para o estado excitado do  $^7\text{Li}$ , que emite uma radiação gama com energia igual a 478 keV e passa a ser lítio estável (KASTE; NORTON; HESS, 2002; WILLIAMSON; RICHARD, 1949).

Foram Arnold e Al-Salih (1955) quem relataram no periódico *Science* o descobrimento do  $^7\text{Be}$  formado pelos raios cósmicos. Neste processo de formação constante, raios cósmicos primários, na maioria prótons com energia de aproximadamente 1 GeV, encontram em seu percurso o planeta Terra, viajam ao

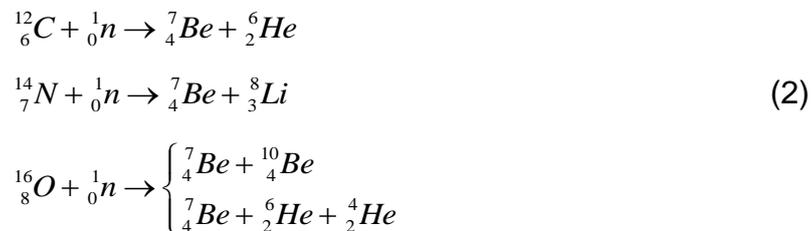
longo do seu campo magnético, e adentram na atmosfera principalmente sobre os pólos magnéticos. Ao colidirem com átomos da atmosfera superior estes prótons criam uma cascata de partículas secundárias e terciárias, do qual surge um fluxo de nêutrons, com mobilidade para aprofundar-se na atmosfera e interagir com átomos de oxigênio, nitrogênio e carbono, produzindo átomos de  ${}^7\text{Be}$  (BROST; FEICHTER; HEIMANN, 1991).

As reações de produção do  ${}^7\text{Be}$  são descritas por Papastefanou (2009) da seguinte forma:

- absorção de prótons:



- absorção de nêutrons:



Com a formação das cascatas de partículas, é esperado que a taxa de produção comece a aumentar no topo da atmosfera, atinja um máximo (a localização dependerá da latitude), e finalmente decresça gradualmente em direção a superfície terrestre (YOSHIMORI et al., 2003). Papastefanou (2009) determinou que o máximo de produção do  ${}^7\text{Be}$  acontece na região da atmosfera de 20 km de altitude em relação a superfície terrestre. Arnold e Al-Salih (1955) observaram o pico de produção do  ${}^7\text{Be}$  na altitude de 15 km, e assinalam que o berílio formado nesta região da atmosfera está na forma de  $\text{BeO}$  ou  $\text{Be}(\text{OH})_2$ .

O campo magnético da Terra é então um agente de atenuação, que modula a radiação cósmica incidente. A deflexão pelo campo geomagnético depende da carga elétrica, energia e ângulo de incidência das partículas cósmicas. O resultado é uma dependência latitudinal do fluxo de partículas primárias e secundárias, e conseqüentemente, da taxa de produção dos isótopos cosmogênicos, que assume altos valores de produção próximo aos pólos magnéticos e valores baixos na região equatorial (MASARIK, 2010).

Yoshimori (2005b) determinou uma taxa de produção global média do  $^7\text{Be}$  na atmosfera de  $0,043 \text{ átomos.cm}^{-2}.\text{s}^{-1}$ . Outros estudos teóricos indicaram valores iguais a 0,081 (LAL; PETERS, 1967), 0,0129 (MASARIK; REEDY, 1995), 0,0354 (MASARIK; BEER, 1999) e  $0,068 \text{ átomos.cm}^{-2}.\text{s}^{-1}$  (NAGAI; TADA; KOBAYASHI, 2000). Com base nas características de interação dos raios cósmicos com a atmosfera, a produção de  $^7\text{Be}$  apresenta máximos em determinadas latitudes e altitudes, o que é visto com detalhes em Lal e Peters (1967).

Outro fator determinante na produção de  $^7\text{Be}$  é a atividade solar, que segue um ciclo de máximos a cada 11 anos, modulando a intensidade de incidência dos raios cósmicos na Terra. Papastefanou e Ioannidou (2004) interpretam este fenômeno como uma intervenção dos ventos solares, que consistem de partículas de energia relativamente baixas, na passagem da radiação cósmica através do sistema solar e da terra, influenciando na taxa de produção de isótopos cosmogênicos. Dessa forma, ressaltam os autores, há correlação negativa entre a produção de  $^7\text{Be}$  na atmosfera e a ocorrência de manchas solares (*sunspot*), que são o índice de atividade solar.

Para observar a influencia da atividade solar na produção de  $^7\text{Be}$ , Papastefanou e Ioannidou (2004) observaram um evento de vento solar forte, indicado pelo aumento no número de manchas solares, que ocorreu em 24 de outubro de 2003, e foi seguido por outro evento, ainda maior, em 29 de outubro de 2003. Verificou-se que estes eventos afetaram a incidência dos raios cósmicos na Terra, resultando em uma considerável baixa de produção de isótopos cosmogênicos. Neste período a atividade de  $^7\text{Be}$  no ar, em relação aos meses anteriores, baixou para  $1,30 \pm 0,12 \text{ mBq.m}^{-3}$ , valor sete vezes menor que o apresentado em julho do mesmo ano.

Talpos, Rimbu e Borsan (2005) estudaram a correlação entre a variabilidade espacial e temporal das atividades de  $^7\text{Be}$  no ar com a atividade solar e a

precipitação pluvial. Dados de 26 estações do Laboratório de Medidas Ambientais (EML) distribuídas pela América do Norte e do Sul, Austrália e Antártica, foram analisados. Em uma escala temporal maior que um ano, o ciclo de máximos solares de 11 anos determinam 54% da variância temporal da concentração de  $^7\text{Be}$  no ar da superfície terrestre nas estações localizadas na Austrália e Nova Zelândia, 59% na América do Norte, e 18% na América do Sul e Antártica. Autores como O'Brien et al. (1991) e Hotzl, Rosner e Winkler (1991) também observaram a relação inversa entre a produção de  $^7\text{Be}$  e a atividade solar.

As partículas solares energéticas (SEP) também interagem com a atmosfera produzindo diferentes isótopos, incluindo o  $^7\text{Be}$ . As SEP consistem em 98% de prótons e 2% de nêutrons, com energias na faixa de 1-100 MeV. Devido a suas energias relativamente baixas, estas partículas podem causar interações nucleares na atmosfera da Terra apenas nas latitudes altas, acima de  $60^\circ$ , e ainda assim a produção de isótopos é restrita ao mais alto topo da atmosfera. Além disso, enquanto os raios cósmicos produzem  $^7\text{Be}$  a uma taxa aproximadamente constante, as partículas solares produzem  $^7\text{Be}$  em associação com eventos de prótons solares intensos que ocorrem apenas poucas vezes por ano (YOSHIMORI et al., 2003; PHILLIPS et al., 2001).

Após a sua formação o  $^7\text{Be}$  associa-se aos aerossóis presentes na atmosfera e passa a obedecer a dinâmica dessas partículas, assumindo novas distribuições ao ser transportado pelos processos atmosféricos.

### 2.1.2 $^7\text{Be}$ na atmosfera

Devido a produção de  $^7\text{Be}$  na estratosfera ser elevada, e o tempo de residência dos aerossóis (aproximadamente 14 meses) exceder mais de seis vezes a meia vida do  $^7\text{Be}$ , espera-se que nessa região da atmosfera ocorra a maior concentração deste radioisótopo. Kownacka (2002) estudou a distribuição vertical de  $^7\text{Be}$  e chumbo-210 ( $^{210}\text{Pb}$ ) na atmosfera na região da Polônia, e verificou que os maiores valores de atividade do  $^7\text{Be}$  ocorrem na altitude de 15 km, equivalente à estratosfera inferior.

Em relação ao tempo de residência do  $^7\text{Be}$  na troposfera, Papastefanou (2006) indica que em Thessaloniki ( $40^\circ$ ) a média de permanência do radioisótopo na atmosfera é de 8 dias. Investigações em diferentes localidades obtiveram valores de

21 dias nas latitudes 80° N e 80° S (KOCH; JACOB; GRAUSTEIN, 1996), de 2,6 a 11,8 dias em Hong Kong, latitude 22° (YU; LEE, 2002), 35,4 dias na Califórnia, latitude 33° N (SHAPIRO; FORBES-RESHA, 1976), e 5 a 6 dias na Alemanha, latitude 48° N (WINKLER et al., 1998). O tempo de residência depende ainda da frequência da precipitação pluvial, agente principal no transporte das partículas dos aerossóis marcadas com  $^7\text{Be}$  até a superfície terrestre (KASTE; NORTON; HESS, 2002).

A atividade de  $^7\text{Be}$  no ar próximo à superfície foi determinada em diferentes localidades em um grande número de estudos, e pode ser usada como indicador de processos que ocorrem na atmosfera. Al-Azmi, Sayed e Yatim (2001) determinaram a atividade de  $^7\text{Be}$  no ar da superfície terrestre na cidade do Kuwait, na latitude 29° N. No total de 243 amostras, coletadas ao longo de 5 anos, a atividade do radioisótopo variou de 0,2 a 14,9  $\text{mBq}\cdot\text{m}^{-3}$  com média igual 5,21  $\text{mBq}\cdot\text{m}^{-3}$ . A média diária mensal da atividade de  $^7\text{Be}$  teve um aumento no período do verão, e decréscimo no inverno, período de chuva na região. Na cidade de Palermo (latitude 38° N), na Itália, Cannizzaro et al. (2004) fizeram medidas de atividade de  $^7\text{Be}$  no ar próximo a superfície terrestre no período de janeiro de 1995 a dezembro de 2002. Foram tomadas 2044 amostras na altitude de 20 m. As atividades diárias de  $^7\text{Be}$  variaram entre 0,32  $\text{mBq}\cdot\text{m}^{-3}$  e 15,3  $\text{mBq}\cdot\text{m}^{-3}$ .

Ioannidou, Manolopoulou e Papastefanou (2005) mediram as concentrações atmosféricas de  $^7\text{Be}$  e  $^{210}\text{Pb}$  no ar próximo à superfície em um período de 15 anos em Thessalonike, no norte da Grécia (40° N). As atividades médias de  $^7\text{Be}$  e  $^{210}\text{Pb}$  foram de 5,02  $\text{mBq}\cdot\text{m}^{-3}$  e 664  $\mu\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$  respectivamente. As máximas de atividade média mensal de  $^7\text{Be}$  foram obtidas na estação do verão, sendo as mínimas no inverno. As altas atividades de  $^7\text{Be}$  no verão foram relacionadas a dois fenômenos que ocorrem nesse período, sendo eles a elevação da tropopausa e o transporte vertical das massas de ar na troposfera, que resulta no carregamento de massas de ar enriquecidas de  $^7\text{Be}$  para a camada de ar da superfície.

De acordo com Feely, Larsen e Sanderson (1989) a atividade de  $^7\text{Be}$  na troposfera varia devido a quatro processos atmosféricos. O primeiro é a troca de massas entre a estratosfera-troposfera, em que isótopos cosmogênicos como o  $^7\text{Be}$  são transportados da camada inferior da estratosfera para a camada superior da troposfera. Este fenômeno ocorre principalmente nas latitudes médias e com maior frequência na estação da primavera. Yoshimori (2005a) afirma que devido o tempo

de residência dos aerossóis na estratosfera ser muito longo, o  $^7\text{Be}$  formado nessa região não chega até o ar da superfície se não pela introdução de massas de ar da estratosfera na troposfera.

Alguns estudos utilizaram o  $^7\text{Be}$  em associação com radioisótopos como o  $^{10}\text{Be}$ , o fósforo-32 ( $^{32}\text{P}$ ), o fósforo-33 ( $^{33}\text{P}$ ) e o  $^{210}\text{Pb}$  para indicar a ocorrência de trocas gasosas na atmosfera (ZANIS et al., 1999; BENITEZ-NELSON; BUESSELER, 1999; CRISTOFANELLI et al., 2003; JORDAN; DIBB; FINKEL, 2003).

O segundo processo tratado em Feely, Larsen e Sanderson (1989) é o aumento do transporte vertical de massas de ar na troposfera, que ocorre devido ao aquecimento da superfície terrestre nas estações mais quentes. Neste processo o  $^7\text{Be}$  produzido na troposfera superior, ou inserido na troposfera com o ar estratosférico, é carregado até a superfície terrestre, causando aumento na sua atividade no ar nessa região. Baskaran (1995) no período de 1989 a 1991 observou a variação sazonal da deposição de  $^7\text{Be}$  e  $^{210}\text{Pb}$ . O aumento do fracionamento  $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}$  no verão foi atribuído ao transporte vertical de  $^7\text{Be}$ , da troposfera superior para a região média e inferior da troposfera, e de  $^{210}\text{Pb}$ , devido a instabilidade da troposfera nos meses de verão. O fluxo de deposição de ambos os radioisótopos foi mínimo durante o inverno. A baixa na atividade de  $^7\text{Be}$  no inverno foi também relatada em Azahra et al., 2003 e Buraeva et al., 2007.

O terceiro processo é o transporte horizontal de massas de ar na troposfera, que ocorre mais comumente nas latitudes altas ( $>60^\circ$ ) como é relatado em Feely, Larsen e Sanderson (1989). Estes afirmam que na região do Ártico, no final do inverno e início da primavera, ocorre um pico de atividade de  $^7\text{Be}$  no ar superficial, provavelmente devido à chegada de ar atmosférico com grandes quantidades de  $^7\text{Be}$  proveniente das latitudes médias.

Leppänen et al. (2010) estudaram séries de medidas de atividade do  $^7\text{Be}$  no ar da superfície, monitoradas a longo prazo, procurando encontrar ligação entre a atividade de  $^7\text{Be}$ , a produção estimada teoricamente na troposfera e os índices climáticos. Foram feitas amostragens no Brasil, na cidade de Angra dos Reis (trópicos), na Suécia (latitudes médias e pólo norte), e na Finlândia (pólo norte). Os resultados obtidos no Brasil tropical mostraram total ausência de um sinal de produção de  $^7\text{Be}$ , por causa do campo geomagnético local. Isso significa que a maior parte da atividade de  $^7\text{Be}$  encontrada nessa latitude não foi produzida localmente, mas trazida de outros locais por massas de ar. Os autores complementam que

existem dois tipos de massas de ar oceânicas que atingem a costa sudeste do Brasil: as massas de ar quente, compostas pela mistura da massa tropical Atlântica e a massa Atlântica equatorial, e as massas de ar frio representadas pela massa polar Atlântica.

A precipitação pluvial é o último dos quatro principais processos que agem sobre a atividade de  $^7\text{Be}$  na atmosfera, sendo responsável por 90% do  $^7\text{Be}$  presente na superfície terrestre. Os estudos da literatura sobre o assunto são tratados na seção seguinte.

### 2.1.3 $^7\text{Be}$ na precipitação pluvial

O  $^7\text{Be}$  atinge a superfície terrestre por sedimentação (ou deposição seca, responsável por menos de 10% do total de  $^7\text{Be}$  na superfície terrestre) e junto à precipitação pluvial (deposição úmida), principal meio de deposição. A deposição úmida ocorre por meio de dois mecanismos, o *washout*, que consiste no arraste pelas gotas de chuva das partículas de aerossóis marcadas com  $^7\text{Be}$  e suspensas na troposfera, e o *rainout* que consiste no carregamento do  $^7\text{Be}$  contido nas nuvens também pelas gotas de chuva (ISHIKAWA et al., 1995).

As relações entre o  $^7\text{Be}$  e a precipitação pluvial são apresentadas com detalhes em Wallbrink e Murray (1994). Um total de 83 eventos de chuva foram coletados em Black Mountain (35°S), na Austrália, e resultaram em valores de atividade de  $^7\text{Be}$  que variaram de 0,02 Bq.L<sup>-1</sup> a 5,9 Bq.L<sup>-1</sup>. Para obter a distribuição da atividade de  $^7\text{Be}$  ao longo de um evento de chuva, os autores fizeram o fracionamento de um evento no tempo, e observaram uma elevada atividade de  $^7\text{Be}$  no primeiro 1,0 mm de chuva, seguido de uma abrupta diminuição na atividade. Isto sugere que os milímetros iniciais de chuva são responsáveis pelo arraste de parte considerável dos aerossóis marcados com  $^7\text{Be}$  e que estão disponíveis na coluna de ar.

Ishikawa et al. (1995) estudaram os processos de arraste do  $^7\text{Be}$  pela precipitação pluvial e pela neve, que ocorrem na estação de inverno no Japão. Fez-se também neste estudo o fracionamento do evento de neve, medindo-se ao mesmo tempo a quantidade de  $^7\text{Be}$  no ar. A atividade de  $^7\text{Be}$  na porção inicial de neve foi de 4 Bq.L<sup>-1</sup> caindo logo em seguida para 1 Bq.L<sup>-1</sup> e mantendo-se praticamente constante ao longo do evento. Os autores explicam que inicialmente a contribuição

do *washout* é dominante na remoção do  $^7\text{Be}$  contido na coluna de ar, enquanto que o valor constante de atividade posterior, que acompanha um período de baixa atividade do radioisótopo no ar da superfície, é devido à contribuição do *rainout*.

Medidas de  $^7\text{Be}$  na água da chuva foram feitas por Caillet et al. (2001) em Versoix (46° N), na Suíça, no período entre 1997 e 1998. Em um total de 46 eventos, a atividade de  $^7\text{Be}$  na água da chuva variou de 0,93 a 10,45 Bq.L<sup>-1</sup>. A partir destes dados, foi calculado o fluxo anual de  $^7\text{Be}$  de 2087±23 Bq.m<sup>-2</sup>.ano<sup>-1</sup>. Uma correlação linear foi encontrada entre a atividade de  $^7\text{Be}$  e a quantidade de precipitação (R<sup>2</sup>=0,66).

Ioannidou e Papastefanou (2006) conduziram um estudo em Thessaloniki (40° N), norte da Grécia, no período de 1987 a 1992. O objetivo foi esclarecer os mecanismos de arraste pela chuva de radioisótopos presentes na atmosfera e explicar as variações temporais dos fluxos de deposição do  $^7\text{Be}$  e do céscio-137 ( $^{137}\text{Cs}$ ), definindo os processos que causam essas variações em eventos isolados. Os resultados mostram que a água da chuva dos eventos de curta duração e baixa precipitação apresentam maior atividade de ambos os radioisótopos, e que os eventos de alta precipitação têm baixo poder de remoção do  $^7\text{Be}$  da atmosfera. Os autores concluem que os fluxos de atividade total de  $^7\text{Be}$  e  $^{137}\text{Cs}$  com a chuva dependem da massa do aerossol que é carregado, do volume de água da chuva, e também da taxa de precipitação. O fluxo de deposição do  $^7\text{Be}$  por evento amostrado variou de 0,09 a 123,85 Bq.m<sup>-2</sup>.

Na região central da Argentina, na cidade de San Luis (33° S), Ayub et al. (2009) avaliaram a curto prazo a deposição do  $^7\text{Be}$  junto às chuvas. As atividades de  $^7\text{Be}$  na água da chuva variaram de 0,7±0,3 Bq.L<sup>-1</sup> até 3,2±0,7 Bq.L<sup>-1</sup>. Não foi observada correlação entre os valores de atividade de  $^7\text{Be}$  na água da chuva e a quantidade de precipitação ou intensidade de precipitação. Como esperado, uma relação linear (R=0,92) entre a atividade acumulada de  $^7\text{Be}$  e a quantidade de chuva foi obtida.

Doering e Akber (2008) realizaram medidas de atividade de  $^7\text{Be}$  no ar próximo a atmosfera e na precipitação pluvial por um período médio de 3 anos e meio, na latitude 27° S, em Brisbane, Austrália. Esse trabalho evidencia a variabilidade sazonal da atividade de  $^7\text{Be}$  no ar próximo a superfície terrestre, que apresentou valores maiores que a média anual (5,6±1,0 mBq.m<sup>-3</sup>, em 2005) nos meses da primavera e verão de cada ano. A atividade de  $^7\text{Be}$  na água da chuva apresentou

máximas nos meses de janeiro e dezembro em que houve maior precipitação. Observou-se também uma relação linear ( $R^2=0,72$ ) entre a atividade acumulada de  $^7\text{Be}$  e a quantidade de chuva precipitada.

Os fluxos atmosféricos de  $^7\text{Be}$  e  $^{210}\text{Pb}$  foram monitorados também nas bacias dos rios Nankang e Taipei, no norte de Tawain ( $25^\circ\text{N}$ ), por Huh, Su e Shiau (2006). De acordo com estes autores o fluxo de ambos os radioisótopos seguem um ciclo anual regulado por tufões, monções, tempestades de areia, e pelas frentes de *mei-yü* (ameixa), que são eventos de chuva de grande intensidade que ocorrem entre maio e junho na região de Taiwan, período em que as ameixas amadurecem no sul da China. Entre 1996 e 2005 estas chuvas contribuíram com 8% da precipitação anual e aproximadamente 7% do fluxo de  $^7\text{Be}$  e  $^{210}\text{Pb}$  em Nankang. Estes autores observaram que o  $^7\text{Be}$  correlaciona-se melhor com a precipitação pluvial do que o  $^{210}\text{Pb}$ .

Medidas do fluxo de deposição atmosférica de  $^7\text{Be}$  e  $^{210}\text{Pb}$  foram feitas por Du et al. (2008) na cidade de Shangai ( $31^\circ\text{N}$ ), na China. O fluxo diário de  $^7\text{Be}$  variou de 0,30 a 3,32  $\text{Bq}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{dia}^{-1}$ , e o de  $^{210}\text{Pb}$  de 0,02 a 15,0  $\text{Bq}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{dia}^{-1}$ . A deposição máxima de  $^{210}\text{Pb}$  ocorreu no inverno e a de  $^7\text{Be}$  na estação da primavera. Propõem os autores que o aumento do fluxo de deposição atmosférica do  $^7\text{Be}$  na primavera é devido à troca de ar atmosférico entre a estratosfera e troposfera.

Talpos, Rimbu e Borsan (2005) indicam que em uma escala de tempo menor que 1 ano os processos atmosféricos são as principais causas da variação temporal da atividade de  $^7\text{Be}$  no ar. Estes afirmam também que o coeficiente de correlação entre a atividade de  $^7\text{Be}$  no ar e a precipitação apresenta variações sazonais e geográficas. Desta forma, acrescentam, nas regiões tropicais e equatoriais, em que a taxa de precipitação é alta, os coeficientes de correlação são máximos. Nas latitudes médias a atividade solar e os fenômenos atmosféricos determinam a variabilidade da atividade de  $^7\text{Be}$  no ar da superfície terrestre. Nas regiões polares o coeficiente de correlação é zero, mostrando que a deposição seca, os processos turbulentos de trocas de ar atmosféricos e a atividade solar são os agentes principais.

#### 2.1.4 $^7\text{Be}$ no ambiente

Após ser carregado da atmosfera pela chuva, o  $^7\text{Be}$  é depositado na superfície terrestre, no solo e nas plantas, e nos oceanos. O comportamento do  $^7\text{Be}$  depositado nos oceanos é tema de estudo em Silker et al. (1968), Kadko e Hudson (1996), Yamamoto et al. (2006) e Kadko e Prospero (2011). Nas plantas o  $^7\text{Be}$  é encontrado em grandes quantidades, sendo a interceptação foliar o principal meio de retenção deste radioisótopo. Em um número limitado de estudos foram determinadas as quantidades de  $^7\text{Be}$  na flora e o seu comportamento no sistema solo, planta e atmosfera.

Kurunakara et al. (2003) fizeram análises das atividades de rádio-226 ( $^{226}\text{Ra}$ ), potássio-40 ( $^{40}\text{K}$ ) e  $^7\text{Be}$  em espécies variadas de plantas na floresta de Kaiga, na Índia. Foram encontradas grandes atividades de  $^7\text{Be}$  nas folhas, variando de 72,5 a 1060  $\text{Bq.kg}^{-1}$ . No mesmo local de coleta das plantas foram feitas amostragens de solo nas profundidades de 0-5, 5-10 e 10-15 cm, em que resultaram valores de atividade de  $^7\text{Be}$  abaixo do limite de detecção.

Papastefanou et al. (1999) fizeram medidas de atividade de  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{40}\text{K}$  e  $^7\text{Be}$  no solo e na grama em Thessalonike, Grécia, com o objetivo de estudar os fatores de transferência do solo para as plantas. O estudo foi realizado em um período longo de 11 anos. As amostras foram tomadas em um área de 9  $\text{m}^2$ , a uma profundidade de 5 cm, na metade de cada mês. As atividades de  $^7\text{Be}$  resultantes das análises variaram de 0,53 a 39,6  $\text{Bq.kg}^{-1}$  no solo e de 2,1 a 348  $\text{Bq.kg}^{-1}$  em amostras de grama. O fator de transferência médio de  $^7\text{Be}$  do solo para planta, foi de 0,42, quase o dobro do valor obtido para o radioisótopo de  $^{137}\text{Cs}$  que foi de 0,20. Defini-se fator de transferência como a razão entre a atividade do radioisótopo na planta e a atividade do radioisótopo no solo.

Pöschl, Brunclík e Hanák (2010) mediram a atividade de  $^7\text{Be}$  em bétulas e na grama na montanha Kralicky Sneznik, na República Tcheca, a 750 m de altitude nos anos de 2005, 2006 e 2007. As atividades de  $^7\text{Be}$  nas folhas de bétula e na grama variaram de 147,0 a 279,6  $\text{Bq.kg}^{-1}$  e 48,7 a 740,8  $\text{Bq.kg}^{-1}$ , respectivamente, com máximas nas estações de verão e primavera. Os fatores de transferência e a atividade total de Be sugeriram que as atividades de  $^7\text{Be}$  resultaram da contínua deposição desse radioisótopo vindo da atmosfera sobre a plantas e pela absorção foliar, e não pela absorção pela raiz.

Sobre a interação do *fallout* do  $^7\text{Be}$  com as plantas, Bettoli et al. (1995) afirmam que a interceptação foliar, tanto na deposição seca como na deposição úmida, a curto prazo, é o principal mecanismo de absorção de substâncias derivadas da atmosfera pela planta. Analisando o  $^7\text{Be}$  presente na grama, o autor exclui a absorção pelas raízes devido à penetração do  $^7\text{Be}$  no solo ser superficial, não ultrapassando 2 cm de profundidade no perfil.

Wallbrink e Murray (1996) determinaram a profundidade de penetração e os inventários de  $^7\text{Be}$  em solo descoberto, de pradaria e de floresta de eucalipto na Austrália. Os inventários de  $^7\text{Be}$  no solo sem cobertura variaram de 85 a 193  $\text{Bq}\cdot\text{m}^{-2}$ , nas amostras de solo e grama de 110 a 450  $\text{Bq}\cdot\text{m}^{-2}$ , e em amostras de solo de floresta com cobertura variaram de 130 a 315  $\text{Bq}\cdot\text{m}^{-2}$ . Em algumas parcelas da área de floresta, o solo não apresentou atividade de  $^7\text{Be}$  devido à presença de serrapilheira. Em todas as situações a profundidade de penetração do  $^7\text{Be}$  não excedeu 2 cm no solo. Os autores verificaram ainda que há uma relação inversa da atividade de  $^7\text{Be}$  com o tamanho das partículas do solo, estando este radioisótopo mais associado às partículas finas do solo.

Kaste et al. (2011) estudaram a distribuição vertical de  $^7\text{Be}$  em amostras de solo sob grama em uma paisagem árida Owens Valley, na Califórnia. Para um sítio de amostragem sem cobertura vegetal e solo arenoso com quantidade de matéria orgânica < 5%, o alcance em profundidade do  $^7\text{Be}$  foi próximo de 6 cm. Em um sítio de amostragem com alta porcentagem de matéria orgânica e cobertura vegetal, o alcance do  $^7\text{Be}$  foi de 3 cm de profundidade. De acordo com o autor a distribuição limitada do  $^7\text{Be}$  no solo pode ser explicada pela alta tendência do íon  $\text{Be}^{2+}$  em adsorver-se a matéria orgânica e aos minerais da superfície em condições de pH neutro.

## 2.2 $^7\text{Be}$ como traçador em estudos de redistribuição do solo

Uma vez que o  $^7\text{Be}$  é depositado pela chuva em uma área de solo descoberto, deve haver adsorção deste radioisótopo às partículas do solo na medida em que ocorre a infiltração da água da chuva. Da mesma forma que o  $^{137}\text{Cs}$ , a distribuição de atividade do  $^7\text{Be}$  em profundidade no solo pode ser considerada exponencial (maior atividade na superfície). Contudo, devido à grande afinidade do  $^7\text{Be}$  com o solo e tempo de vida curto, este radioisótopo não é encontrado em

profundidades maiores que 2 a 3 cm (WALLBRINK; MURRAY, 1996; BETTOLI et al., 1995; KASTE et al., 2011). Estas características de mobilidade e interação com o solo, somadas às propriedades químicas e físicas, e à sua constante formação na atmosfera, fizeram do  $^7\text{Be}$  um indicador de processos erosivos e de deposição de sedimentos com as chuvas.

Wan et al (1987) e Murray, Olley e Wallbrink (1992) propuseram o uso do  $^7\text{Be}$  como um ferramenta para estudar os processos de erosão e de deposição de sedimentos. Estes autores concluíram que radioisótopos atmosféricos como o  $^7\text{Be}$ ,  $^{210}\text{Pb}$  e  $^{137}\text{Cs}$  tem potencial para fornecer informações sobre o fluxo de sedimentos, já que sua presença nesses sedimentos é uma indicação de que esse material é originário da superfície do solo.

Mais tarde, Wallbrink e Murray (1993) propuserem que as diferentes características de profundidades de penetração de  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^7\text{Be}$  e  $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$  no solo poderiam ser usadas no estudo dos processos erosivos analisando-se o sedimento depositado na área de estudo. Este estudo propõe que altos níveis de  $^{137}\text{Cs}$  e  $^7\text{Be}$  em sedimentos devem indicar material derivado de erosão laminar ou erosão em sulcos menores. Quando altos níveis de  $^{137}\text{Cs}$  e baixos níveis de  $^7\text{Be}$  são encontrados, a interpretação é que o material sedimentado procede de camadas abaixo da superfície original do solo, entre 5 e 50 mm de profundidade. Níveis muito baixos ou não detectáveis de  $^{137}\text{Cs}$  e  $^7\text{Be}$ , sugerem material proveniente de um perfil de solo não exposto ao *fallout* desses radioisótopos, assim como uma voçoroca, por exemplo. Por fim, altos níveis de  $^7\text{Be}$  e baixos níveis de  $^{137}\text{Cs}$ , podem indicar que o sedimento tem origem de uma superfície em que o inventário prévio de  $^{137}\text{Cs}$  foi completamente perdido, e que houve exposição recente ao  $^7\text{Be}$ .

Foram Blake, Walling e He (1999) e Walling et al. (1999) que propuseram um método para calcular quantidades de solo perdidas ou acumuladas em uma área de estudo onde ocorreu um processo erosivo ou de deposição de sedimentos, baseado no perfil de distribuição de atividade em profundidade e na densidade de atividade total do  $^7\text{Be}$  no solo. Posteriormente Schuller et al. (2006) descrevem os componentes do modelo utilizando termos definidos pela Comissão Internacional de Unidades e Medidas da Radiação e discutem algumas hipóteses fundamentais no procedimento de Blake, Walling e He (1999), entre elas a uniformidade da deposição do *fallout* do  $^7\text{Be}$ .

### 2.2.1 Método do $^7\text{Be}$ para estimativas de redistribuição do solo

O método do  $^7\text{Be}$  proposto por Blake, Walling e He (1999) é baseado na comparação do inventário no solo da área de estudo com o inventário no solo em uma área de referência, que seja estável e sem perturbações, próxima ao local de estudo, onde não ocorreu erosão ou deposição de sedimentos. Entende-se como inventário a atividade total de  $^7\text{Be}$  no perfil do solo expresso em  $\text{Bq}\cdot\text{m}^{-2}$ . Se o inventário de  $^7\text{Be}$  for menor que o inventário da área de referência é evidenciado um processo de erosão, e se o inventário do  $^7\text{Be}$  no ponto de amostragem for maior que o inventário de referência, este ponto é caracterizado como local de deposição de sedimento.

Com base na hipótese de que há forte e rápida fixação do  $^7\text{Be}$  na superfície do solo, e que sua distribuição é exponencial em profundidade, foi proposto o método de conversão de atividades de  $^7\text{Be}$  em quantidades de solo erosionadas e depositadas.

#### 2.2.1.1. Modelo de distribuição do $^7\text{Be}$ no solo

Considerando que  $x$  ( $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ ) representa a profundidade mássica de solo medida da superfície e  $C(x)$  a concentração de  $^7\text{Be}$  expressa em termos de densidade mássica de atividade ( $\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$ ) na profundidade  $x$ , Schuller et al. (2006) assumem que a distribuição em profundidade da concentração em atividade pode ser representada como:

$$C(x) = C(0)\exp(-x/h_0) \quad (3)$$

Sendo  $C(0)$  a concentração em atividade total do perfil, abaixo de  $x = 0$ , e  $h_0$  ( $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ ), a profundidade mássica de relaxação, parâmetro que varia com a forma da distribuição em profundidade do  $^7\text{Be}$  no solo.

O inventário de referencia,  $A_{ref}$  ( $\text{Bq.m}^{-2}$ ), é definido como a atividade total de  ${}^7\text{Be}$  por unidade de área em uma área estável sem erosão ou de referência:

$$A_{ref} = \int_0^{\infty} C(x)dx = h_0 C(0) \quad (4)$$

A atividade areal abaixo da profundidade  $x$ ,  $A(x)$  ( $\text{Bq.m}^{-2}$ ) para a distribuição inicial é então:

$$A(x) = \int_x^{\infty} C(x)dx = A_{ref} \exp(-x/h_0) \quad (5)$$

Como proposto por Schuller et al. (2006), medindo-se a concentração em atividade ( $C$ ) em diferentes incrementos de profundidade de solo na área de referência e estabelecendo-se a massa em profundidade em cada incremento, os valores de  $A(x)$  para as profundidades mássicas  $x$  correspondentes podem ser determinados. A partir da regressão linear entre  $\text{Ln}(A(x))$  e  $x$ , é possível encontrar  $h_0$  e  $A_{ref}$ .

#### 2.2.1.2. Perdas de solo em um ponto de amostragem

Assumindo que em um evento de chuva erosiva uma fina camada de profundidade mássica  $h$  ( $\text{kg.m}^{-2}$ ) foi removida em um ponto de amostragem na área de estudo, o inventário de  ${}^7\text{Be}$  remanescente neste ponto erodido,  $A$  ( $\text{Bq.m}^{-2}$ ), será menor que  $A_{ref}$ . A massa de solo erodida por área,  $R$  ( $\text{kg.m}^{-2}$ ), é igual à massa de solo da camada  $h$  removida no ponto de amostragem. Substituindo  $x = h$  na equação (5), a atividade remanescente neste ponto pode ser calculada pela equação 6:

$$A(h) = A_{ref} \exp(-h/h_0) \quad (6)$$

Transformando a equação (6), a massa de solo erodida  $R$  por unidade de área no ponto de amostragem pode ser calculada a partir dos inventários de  $^7\text{Be}$  obtidos na área de referência e na área de estudo:

$$R = h = h_0 \ln(A_{ref} / A) \quad (7)$$

### 2.2.1.3. Deposição de sedimento em um ponto de amostragem

Se o inventário de  $^7\text{Be}$  medido,  $A'$  ( $\text{Bq.m}^{-2}$ ), para um ponto de amostragem na área de estudo é maior que  $A_{ref}$ , assume-se que ocorreu uma deposição de sedimento neste ponto. Segundo Schuller et al. (2006) é possível estimar a massa de sedimento depositada por unidade de área,  $R'$  ( $\text{kg.m}^{-2}$ ), dividindo a atividade em excesso ( $A' - A_{ref}$ ) pela concentração em atividade média de  $^7\text{Be}$  do sedimento depositado naquele ponto,  $C_d$  ( $\text{Bq.kg}^{-1}$ ), como na equação 8:

$$R' = \left( \frac{A' - A_{ref}}{C_d} \right) \quad (8)$$

A estimativa do valor de  $C_d$  é feita pela média dos valores das concentrações de atividade de  $^7\text{Be}$  dos pontos de perda de sedimentos. A concentração em atividade de  $^7\text{Be}$  do sedimento erodido de um ponto,  $C_e$  ( $\text{Bq.kg}^{-1}$ ) pode ser estimada a partir da razão entre a fração do inventário perdido neste ponto, pela massa de sedimento erodida por unidade de área, o que é dado por:

$$C_e = \left( \frac{A' - A_{ref}}{R} \right) = \frac{A_{ref} [1 - \exp(-R/h_0)]}{R} \quad (9)$$

A concentração média em atividade de  $^7\text{Be}$  do sedimento depositado  $C_d$  pode ser estimada como a média ponderada da concentração em atividade,  $C_e$ , do sedimento mobilizado da área  $S$  situada à montante :

$$C_d = \frac{\sum C_e R}{\sum R} \quad (10)$$

Utilizando os parâmetros  $A_{ref}$  e  $h_0$  estabelecidos da distribuição vertical inicial de  ${}^7\text{Be}$  no solo (isto é, do sítio de referência), e as equações (7) e (8), as taxas de erosão e deposição nos pontos de amostragem na área de estudo podem ser estabelecidos.

### 2.2.2 Uniformidade do *fallout* do ${}^7\text{Be}$

O procedimento para utilização das medidas de  ${}^7\text{Be}$  para estimar as taxas de erosão descritas anteriormente envolve três hipóteses fundamentais. A primeira é que o *fallout* do  ${}^7\text{Be}$  associado com o evento de erosão é espacialmente uniforme. A segunda condição é que qualquer  ${}^7\text{Be}$  pré depositado e presente na superfície do solo de uma área de estudo é também uniformemente distribuído sobre a superfície. A terceira hipótese é que o  ${}^7\text{Be}$  depositado durante um evento é rapidamente fixado pelo solo e pode então ser mobilizado apenas pelo transporte das partículas do solo.

Sobre a uniformidade do *fallout* do  ${}^7\text{Be}$ , Schuller et al. (2006) indicam que é provável que esta suposição seja satisfeita em uma área relativamente pequena onde a intensidade, o volume da chuva e a deposição do  ${}^7\text{Be}$  podem ser tratadas como uniformes.

Wallbrink e Murray (1996) estudaram também na região de Black Mountain, na Austrália, a variabilidade espacial natural da densidade de atividade do  ${}^7\text{Be}$  em amostras de solo e grama tomadas em três parcelas de 24 m<sup>2</sup> e em amostras de solo em parcelas de 1 m<sup>2</sup> em condições de solo descoberto seguindo uma disposição triangular com 20 m de distância entre as parcelas. O desvio padrão relativo da densidade de atividade obtido nas parcelas de solo descoberto ficaram entre 5 e 18%, e para as parcelas de grama mais solo entre 9 e 25%. Como não foi observada erosão ou deposição de solo no local, os autores postularam que esta variabilidade é provavelmente devido a diferenças no *fallout* e na realocação imediata do radioisótopo sobre a área de estudo antes da adsorção ao solo.

A condição da uniformidade do  ${}^7\text{Be}$  depositado previamente a um evento de chuva, de acordo com Mabit, Benmansour e Walling (2008), pode ser encontrada em três situações: i) após um longo período de estiagem, quando qualquer variabilidade espacial do  ${}^7\text{Be}$  pré existente poderá desaparecer por decaimento radioativo; ii) posteriormente a um extenso período de chuva de baixa intensidade, em que não houve redistribuição do solo na área de estudo; e iii) preparando-se a área de

estudo, uniformizando o solo da superfície do terreno até que a atividade de  $^7\text{Be}$  fique abaixo do nível de detecção.

Walling et al. (1999) destacam que os procedimentos para estimar as taxas de redistribuição do solo a partir de medidas de  $^7\text{Be}$  só são aplicados quando eventos erosivos significantes são separados por um longo período de tempo, de três meia vidas do  $^7\text{Be}$ , por exemplo. Afirmam também que se um período de chuva precedente aos eventos estudados não produzir erosão significativa, o inventário de  $^7\text{Be}$  associado àqueles eventos podem se considerados uniformes.

Não há na literatura estudos que comprovem a hipótese de que o  $^7\text{Be}$  é instantaneamente fixado ao solo quando é depositado com a chuva. Schuller et al. (2006) comenta que são necessários trabalhos experimentais futuros que forneçam uma validação desta hipótese.

Como é visto, nos trabalhos sobre variabilidade espacial do  $^7\text{Be}$  preocupa-se em medir a sua distribuição espacial no solo. Levando-se em conta que a maior parte do  $^7\text{Be}$  presente no ambiente é depositado com as chuvas, e que este processo pode influenciar significativamente a sua distribuição de atividade no solo, estudar a variabilidade da atividade do  $^7\text{Be}$  em eventos individuais de chuva pode ajudar a compreender melhor o resultado da sua distribuição no solo. Ainda não há na literatura uma avaliação da variabilidade espacial do  $^7\text{Be}$  através de análises da água das chuvas.

### **2.2.3 Aplicação do $^7\text{Be}$ como traçador em análises da redistribuição do solo**

Há estudos cujos resultados comprovam a potencialidade do  $^7\text{Be}$  como traçador em estimativas de erosão e deposição de sedimentos e na análise da eficiência de práticas conservacionistas.

Schuller et al. (2006) realçam a necessidade de um método rápido e confiável para se obter informações sobre a erosão do solo associada a práticas de manejo florestal. Dessa forma, aplicaram o método do  $^7\text{Be}$  para determinar os padrões e as quantidades de solo redistribuídos relacionados a um evento de chuva individual após a colheita em uma floresta de eucalipto no Chile. As informações obtidas pelo método do  $^7\text{Be}$  foram validadas através de medidas diretas de perda e ganho de solo utilizando o método dos pinos de erosão. A erosão líquida resultante estimada

pelo método do  $^7\text{Be}$  foi de  $0,39\pm 0,08 \text{ Kg.m}^{-2}$ , resultado semelhante ao obtido pelo método dos pinos de  $0,32\pm 0,06 \text{ kg.m}^{-2}$ .

Em um trabalho mais recente Schuller et al. (2010) investigaram a eficiência de uma prática denominada barreiras, que consiste no empilhamento de restos de madeira após a colheita das árvores formando linhas para reduzir a perda de solo e a conseqüente deposição de sedimentos, em uma área de floresta na região do centro-sul do Chile. Este estudo apresenta uma nova aproximação do método do  $^7\text{Be}$  para quantificar a redistribuição do solo ao longo de um período extenso de chuva. Foi observado que dentre as distâncias de 10,15 e 30 m entre barreiras, as de menor separação são mais eficientes para conter o solo erosionado. Em condições de chuva extrema e solo não consolidado, os autores concluem que as barreiras não são capazes de conter a grande quantidade de solo mobilizado das regiões à montante.

Wilson, Matisoff e Whiting (2003) fizeram um balanço do inventário de  $^7\text{Be}$  para obter a deposição de sedimentos em uma parcela de  $30,73 \text{ m}^2$  durante uma série de eventos que ocorreram na estação de pesquisa Deep Loess, em Iowa, nos EUA. Os inventários de  $^7\text{Be}$  no solo foram determinados antes e após os eventos de chuva, e também o fluxo atmosférico e os perfis de atividade do  $^7\text{Be}$  relativos a estes eventos. A erosão do solo através do balanço de inventário do  $^7\text{Be}$  foi de  $0,058 \text{ g.cm}^{-2}$ , e aproximou-se do resultado obtido pelo balanço de massas, estimado a partir do fluxo de sedimentos, de  $0,059 \text{ g.cm}^{-2}$ .

Blake e al. (2009) obtiveram informações do balanço de sedimentos em uma microbacia florestada após a ocorrência de incêndio no sudeste da Austrália, utilizando as técnicas do  $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ ,  $^{137}\text{Cs}$  e o  $^7\text{Be}$ . Fez-se o fracionamento dos radioisótopos entre os compostos orgânicos e minerais do solo, sendo observado que o  $^7\text{Be}$  e o  $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$  apresentam mais afinidade com a cinza, com o material vegetal da superfície e a matéria orgânica do solo, enquanto que o  $^{137}\text{Cs}$  associa-se mais com parte mineral da sub-superfície do solo. A combinação dos resultados obtidos pelos três traçadores indicou que os sedimentos provêm de áreas elevadas na paisagem e vales localizados nessas regiões íngremes. De acordo com estes autores a combinação dos traçadores e os contrastes das distribuições espacial e temporal mostraram ser úteis para fornecer informações sobre fontes e processos de geração de sedimentos em uma paisagem.

Sepulveda et al. (2008) traçaram as bases do uso das medidas de  $^7\text{Be}$  para determinar a redistribuição do solo em um evento de curta duração e mostraram o potencial do  $^7\text{Be}$  como traçador de erosão em uma região após um período de chuva intensa que ocorreu em maio de 2005, na região do centro sul do Chile. Medidas de  $^{137}\text{Cs}$  já haviam sido feitas na mesma área para estudar as taxas médias anuais de erosão associadas aos sistemas de manejo convencional e o tratamento sem manejo. Como apontam os autores, na área de estudo não foi aplicada prática de cultivo ou de queima por 18 anos. No entanto, imediatamente antes da ocorrência dos eventos de chuva estudados os resíduos da colheita foram queimados. Os dados de redistribuição do solo obtidos pelo método do  $^{137}\text{Cs}$  em combinação com os dados de  $^7\text{Be}$  a curto prazo no período de chuva mostraram um aumento da erosão do solo em relação a media anual associada ao período precedente. Mas os autores esclarecem que o aumento na taxa de erosão neste período pode estar relacionado tanto com a natureza extrema das chuvas quanto com o impacto do processo de queima.

Demais autores utilizaram o  $^7\text{Be}$  como traçador mostrando sua aplicabilidade em estudos de erosão e deposição de sedimentos (WALLING et al., 1999; NAVAS et al., 2008; MATISOFF; BONNIWELL; WHITING, 2002; FITZGERALD et al., 2001; BLAKE; WALLING; HE, 2002).

#### **2.2.4 Vantagens e limitações do método do $^7\text{Be}$**

O método do  $^7\text{Be}$  para estudos de redistribuição do solo surgiu como técnica complementar aos métodos que empregam o  $^{210}\text{Pb}$  e o  $^{137}\text{Cs}$ , e serviu para suprir algumas necessidades que estes apresentavam. Um exemplo são as estimativas em longo prazo da redistribuição do solo pelo método do  $^{137}\text{Cs}$ , contabilizando em uma média os eventos erosivos que ocorreram no últimos 50 anos. Assim o método do  $^{137}\text{Cs}$  não possibilita determinar as taxas de erosão devido a um único evento de chuva ou às diferentes práticas agrícolas usadas ao longo desses 50 anos. Avaliar eventos erosivos de curto prazo ou individuais é a principal vantagem do método do  $^7\text{Be}$ , além do potencial para investigar a efetividade de práticas de conservação do solo.

Também na aplicação do método do  $^{137}\text{Cs}$ , a área de referência deve estar próxima à área de estudo do processos erosivos e, ao longo dos anos de deposição

do  $^{137}\text{Cs}$ , não ter sido influenciada por eventos erosivos. Selecionar uma área com estas características pode ser uma dificuldade para aplicação do método. Uma facilidade no uso do método do  $^7\text{Be}$  é que a área de referência pode ser preparada artificialmente em local próximo à área de estudo antes do evento de chuva a ser estudado.

Uma dificuldade no método do  $^7\text{Be}$  é a amostragem para sua aplicação, como visto em Schuller et al (2006), que exige manuseio preciso e delicado das amostras de solo. O  $^7\text{Be}$  é alocado na camada mais superficial do solo, e em uma amostragem para análise de sua atividade, toda a porção contendo o radioisótopo deve ser considerada. Se a coleta de solo não for profunda suficiente, não irá conter todo o inventário de  $^7\text{Be}$ , caso a amostragem atinja grande profundidade, a massa de solo com baixa atividade de  $^7\text{Be}$  pode reduzir a atividade do radioisótopo a um nível muito baixo ou próximo ao limite de detecção em toda a amostra (MABIT; BENMANSOUR; WALLING, 2008). Em uma área de referência, é necessário determinar a distribuição em profundidade do  $^7\text{Be}$ , geralmente seguindo um procedimento de fatiamento da amostra do solo coletado em camadas de 2 mm. Dependendo da situação de campo a ser estudada, esse fato pode comprometer a viabilidade prática de uso do método, como é o caso, por exemplo, de uma área de solo recém preparado para o plantio de cana-de-açúcar onde o nível da superfície do solo apresenta irregularidades muito acentuadas.

Em comparação, a distribuição em profundidade do  $^{137}\text{Cs}$  no solo atinge maiores profundidades e a amostragem no campo e o manuseio em laboratório tornam-se mais simples. Restrição importante do método do  $^7\text{Be}$  é a condição de aplicação apenas para solos sem cobertura, uma vez que o radioisótopo depositado junto à chuva é rapidamente fixado à vegetação, e desse modo a densidade e a natureza da cobertura vegetal influenciam nas atividades do radioisótopo no solo.

### 3. MATERIAIS E MÉTODOS

#### 3.1 Caracterização da área de estudo e clima

A área selecionada para o estudo localiza-se no campus da Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz (ESALQ/USP), em Piracicaba (latitude 22°43'31" S, longitude 47°38'57" O e altitude de 547 m), no estado de São Paulo. Na classificação de Köppen o clima na região é do tipo Cwa ou subtropical, com período de chuvas que se estende de outubro a março, e de seca de junho a setembro.

O espaço de amostragem da água de chuva compreende uma área de aproximadamente 300 m<sup>2</sup>, com 21 m de comprimento e 14 m de largura. Os dados de intensidade de precipitação utilizados neste estudo foram tomados do banco de dados da Estação Meteorológica da ESALQ, que está posicionada a uma distância aproximada de 800 m da área de estudo.

Para análise exploratória das atividades de <sup>7</sup>Be encontradas na água da chuva local, alguns eventos de chuva foram inicialmente amostrados no campo de futebol do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA/USP)

##### 3.1.1 Atividade solar

Dados da atividade solar no período de 1991 a 2011 podem ser consultados no sítio do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) na *internet*. O INPE iniciou em 2008 o programa Estudo e Monitoramento Brasileiro do Clima Espacial (EMBRANCE), um serviço de monitoramento e previsão de eventos relacionados à atmosfera espacial, que tem importância por afetarem sistemas tecnológicos utilizados pelo homem no planeta Terra.

De acordo com os dados disponibilizados no sítio (INPE, 2011), um mínimo de atividade solar ocorreu nos anos de 2008 e 2009, com aumento na atividade iniciado em 2010. Um próximo máximo de atividade deve ocorrer em 2012 ou 2013.

### 3.2 Amostragem de água da chuva

Para avaliar a distribuição espacial do *fallout* do  ${}^7\text{Be}$ , 12 coletores de água da chuva foram arranjados em três transeções de quatro pontos de coleta cada, e distribuídos sistematicamente ao longo da área de estudo com distância mínima de 7 m (Figuras 1 e 2).



Figura 1 – Foto da área de estudo com os coletores de chuva instalados

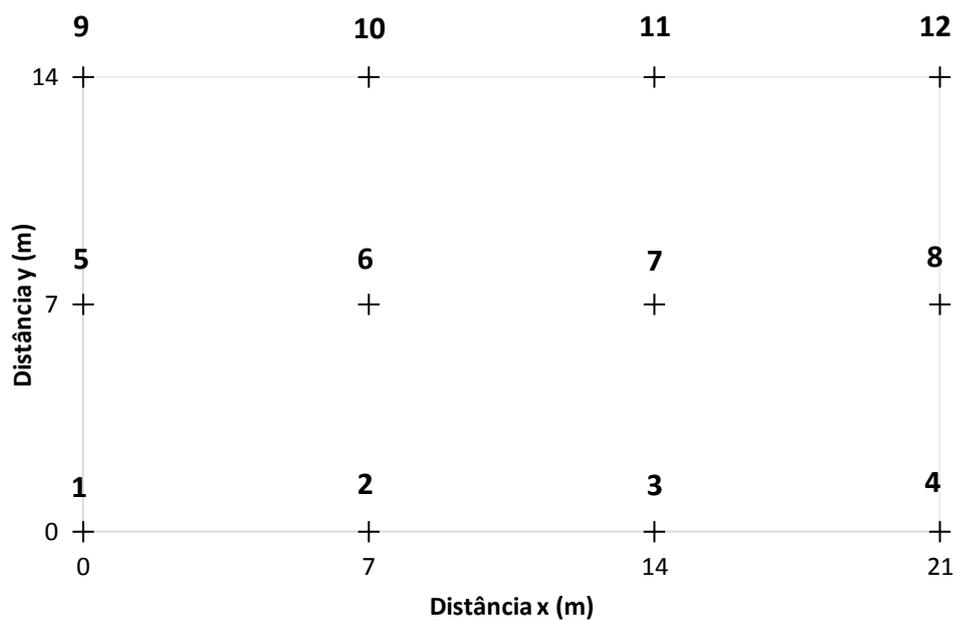


Figura 2 - Esquema de distribuição dos coletores de chuva no campo

Cada unidade de coleta consistia de um funil metálico especialmente construído com uma área de captação de 1 m<sup>2</sup>. O dispositivo foi nivelado e posicionado a 90 cm da superfície do solo através de um suporte de ferro. Com o intuito de avaliar a variabilidade espacial da quantidade de chuva nos eventos estudados, foi instalado junto a cada coletor de chuva um pluviômetro com precisão de 2,5 mm.

Em todos os 12 pontos a água da chuva foi coletada e armazenada em recipientes com volume igual a 5 L. Foi utilizado um sistema para direcionar o fluxo de água para fora do recipiente logo que o seu volume estivesse completo, procurando captar a água somente dos primeiros 5 mm iniciais dos eventos de chuva. Apenas o volume inicial foi amostrado, pois, como observou Wallbrink e Murray (1994), a porção de água inicial de um evento de chuva contém a maior concentração do <sup>7</sup>Be.

O funcionamento do sistema limitador de volume é descrito baseando-se nas Figuras 3 e 4. A água da chuva coletada no funil é direcionada para o recipiente, passando pela mangueira do coletor, através do tubo externo e pelo orifício de entrada de água, ocupando o interior do recipiente. Assim que o volume do recipiente estiver completo, a bóia de isopor no interior do sistema bloqueia a entrada de água. Com o nível de água mantendo a bóia pressionada contra o tubo interno, o fluxo de água do coletor é redirecionado e o volume restante da água da chuva é descartado através do tubo-ladrão. Os 12 sistemas de descarte foram construídos em série, seguindo um padrão nas dimensões do tubo externo, no espaçamento dos orifícios de entrada de água, e no posicionamento do tubo interno limitador e do tubo-ladrão.

Para garantir a eficiência do funcionamento desse sistema de descarte, procedeu-se com o seguinte teste. Uma mistura de água com terra argilosa foi preparada em laboratório, resultando em uma suspensão de coloração vermelha intensa, que foi despejada no interior do recipiente até o nível inferior da tampa. Logo o sistema de descarte de água foi posicionado no recipiente e a outra extremidade da mangueira do coletor foi acoplada à saída de água de uma torneira, deixando-se o fluxo de água limpa correr em direção ao recipiente. Utilizando um beaker marinelli verificou-se que a água que verteu do tubo-ladrão tinha aspecto incolor, sem nenhum indício de presença da suspensão de solo, confirmando que após completo o volume do recipiente, o sistema utilizado se encarregaria de

descartar o restante de água vindo da mangueira do coletor sem alterar a amostra já coletada.

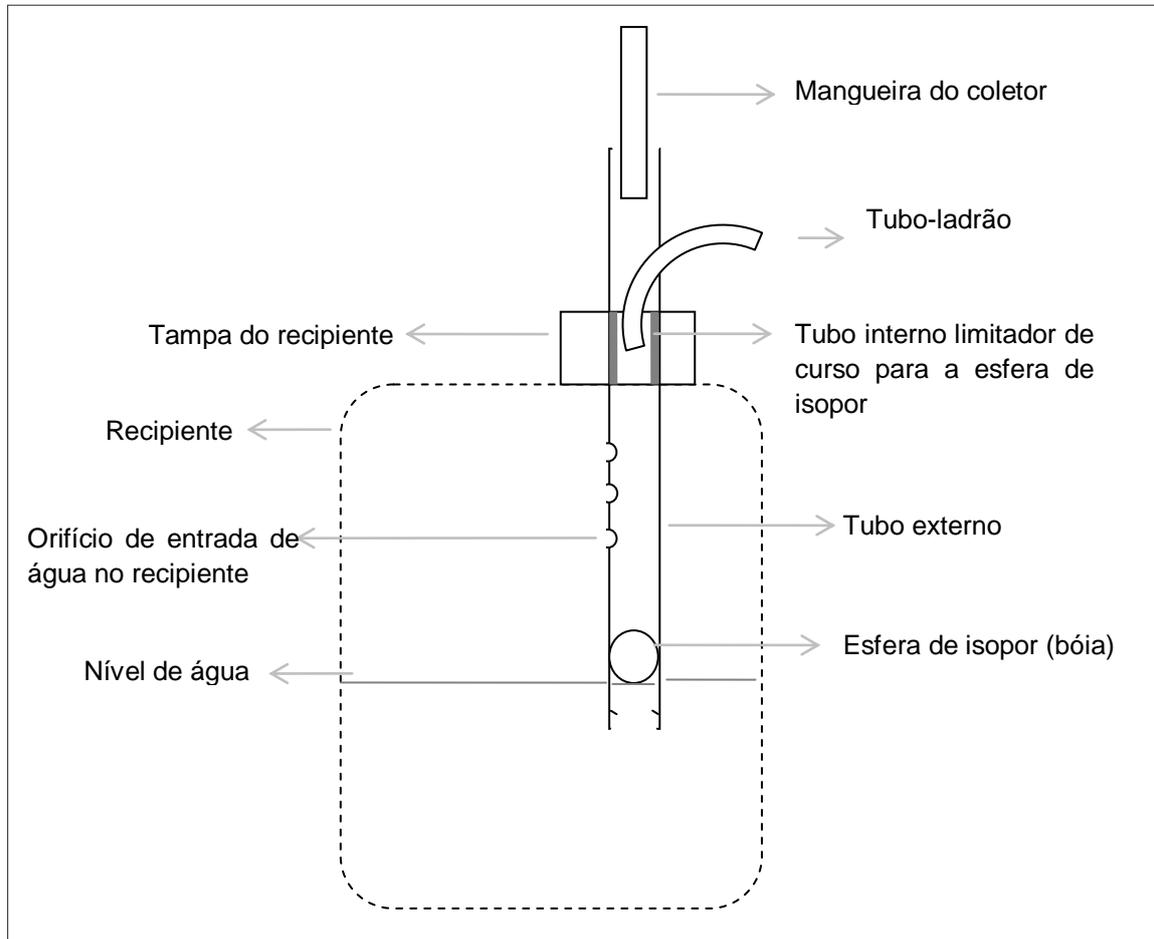


Figura 3 – Esquema do sistema para coleta do volume inicial de chuva



Figura 4 – Fotografia do sistema limitador de volume de coleta de água

Depois de coletadas, as amostras de água da chuva foram identificadas com a sigla CH seguida do número do evento coletado (de 1 a 24) e os respectivos números dos coletores. Não foi realizado nenhum tratamento dessas amostras previamente à detecção da atividade. De forma semelhante, Ayub et al. (2009) não procederam com o tratamento químico das suas amostras de água da chuva, realizando apenas a filtragem das mesmas. Contudo, analisar a concentração de  $^7\text{Be}$  na água em geral requer um procedimento de pré concentração, baseado em co-precipitação, troca iônica ou extração (KOSTADINOV; YANEV; MAVRODIEV, 1988; SHORT; APPLEBY; HILTON, 2007). A metodologia para uso de resinas de troca catiônica para concentração do  $^7\text{Be}$  da água da chuva é detalhada em Goel et al. (1956). Alguns autores vêem necessário também a acidificação das amostras de chuvas para minimizar a adsorção do  $^7\text{Be}$  ao recipiente amostrador (WALLBRINK; MURRAY, 1994; RÓDENAS et al., 1997; DOERING; AKBER, 2008).

### 3.3 Amostragem de solo

A variabilidade espacial do  $^7\text{Be}$  foi estudada também em amostras de solo preparadas em laboratório e expostas à chuva no campo. Fez-se a coleta de amostra de solo em um perfil em um barranco, que teve sua superfície lateral previamente raspada, para que o solo contendo  $^7\text{Be}$ , proveniente de eventos de chuva anteriores, fosse eliminado. Em laboratório as amostras de solo foram secas ao ambiente, passadas em peneira de 2 mm e homogeneizadas. Para testar a ausência de  $^7\text{Be}$  nessas amostras, uma amostra desse material foi separada e levada para análise da atividade antes do preparo das bandejas amostradoras que seriam levadas ao campo.

As amostras do solo preparadas foram acondicionadas em bandejas de plástico retangulares de 0,42 x 0,26 x 0,07 m, utilizando-se uma massa de 2,5 kg de solo, sendo este nivelado dentro das bandejas, formando uma camada de 2 cm de espessura. No fundo de cada bandeja foram feitos 5 orifícios para drenagem do excesso de água. No total, foram confeccionados 12 sistemas de bandejas com solo, que foram distribuídas sistematicamente nas linhas das transeções e na metade da distância entre os coletores de chuva na área experimental. Após um evento de chuva, as amostras de solo foram encaminhadas ao laboratório de Física do Solo, onde foram deixadas para secar naturalmente e pesadas posteriormente.

### 3.4 Determinação da atividade do $^7\text{Be}$

Após os procedimentos de coleta e preparo das amostras de água da chuva e solo, estas foram encaminhadas para o laboratório de Radioisótopos (LRi) do CENA para a determinação da atividade de  $^7\text{Be}$ . O laboratório de Física do Solo tem em seu domínio um sistema de espectrometria gama, que a priori seria empregado para as medidas neste estudo, mas que por problemas técnicos não foi possível sua utilização. As medidas foram realizadas no LRi, de acordo com a sua disponibilidade.

#### 3.4.1 Sistema de Detecção de Espectrometria Gama

O equipamento utilizado do laboratório de Radioisótopos do CENA consiste de:

Modelo do detector: GEM50P4-83

Fonte de alimentação - NIM Bin Power Supply: Modelo 4002D

Fonte de alta voltagem - Detector Bias Supply 5kV: Modelo 659

Amplificador para espectrometria: Modelo 672 Ortec

Beaker Marinelli de 2 litros

Aquisição dos dados: programa de computador Gammavision

O sistema de espectrometria gama utilizado nas medidas de atividade de  $^7\text{Be}$  possui resolução medida no pico de 1,33 MeV (equivalente ao  $^{60}\text{Co}$ ) de 1,8 keV, e eficiência relativa no pico de 1,33 MeV de 53%. A calibração em energia do sistema detector foi realizada determinando-se os espectros em amostras com atividades conhecidas de  $^{137}\text{Cs}$  e  $^{60}\text{Co}$ .

### 3.4.2 Cálculo da atividade de ${}^7\text{Be}$

As análises dos espectros de radiações gama foram realizadas através do programa de computador Quantu-MCA (BACCHI; FERNANDES, 2003), obtendo-se o número de contagens de raios gama detectados ( $N$ ) com energia de 478 keV em um tempo de contagem ( $t$ ). Desse modo, a atividade de  ${}^7\text{Be}$  ( $A$ ) pôde ser calculada pela equação (11).

$$A = \frac{100.N}{ef.f.t} \quad (11)$$

Sendo  $f = 0,1052$  a probabilidade de emissão de raios gama de energia de 478 keV pelo  ${}^7\text{Be}$ . A atividade  $A$  (Bq) da amostra (água e solo) foram expressas em termos de atividade específica, seja por massa de solo ( $\text{Bq.kg}^{-1}$ ) ou por volume de água ( $\text{Bq.L}^{-1}$ ). A duração do tempo de contagem da radiação gama emitida pelas amostras foi em média de 24h.

### 3.4.3 Eficiência de detecção

A eficiência de detecção para as amostras de água e solo foi obtida por simulação de Monte Carlo através do software Deteff 4.2. Este programa permite determinar valores da eficiência de detecção em espectrometria gama levando em conta características detalhadas do detector e da amostra. Díaz e Vargas (2008) verificaram que as eficiências dadas pelo programa Deteff para várias geometrias de amostra e um espectrômetro gama típico estão de acordo, nas energias entre 40 e 1800 keV, com os resultados obtidos pelo programa MCNP4C, geralmente utilizado para essa avaliação, indicando a exatidão dos algoritmos físicos em que está baseado o programa. A validade do programa Deteff foi testada comparando os resultados de eficiência com dados experimentais obtidos através de uma solução padrão providenciada pelo *Centro de Investigaciones Energéticas, Medioambientales y Tecnológicas* (CIEMAT), na Espanha.

O programa Deteff foi disponibilizado pelo instituto de pesquisa cubano Centro de Proteção e Higiene das Radiações (CPHR), por meio do projeto ARCAL - RLA5051, para auxiliar no desenvolvimento de investigações ligadas ao uso de radioisótopos ambientais em estudos de erosão do solo, ao qual este trabalho está vinculado.

As eficiências de detecção ( $e_f$ ) obtidas pelo programa Deteff são mostradas na Tabela 3.1.

Tabela 3.1 – Eficiência de detecção

$e_f$ (%)	
Solo	2,98
Água	1,90
Grama	2,23

Como garantia da precisão laboratorial, no período de 1993 a 2002 o LRI participou do Programa de Intercomparação (PNI) do Instituto de Radioproteção e Dosimetria (IRD/CNEN), em que foram determinados os radioisótopos de emissão gama ( $^{60}\text{Co}$ ,  $^{65}\text{Zn}$ ,  $^{106}\text{Ru}$ ,  $^{133}\text{Ba}$ ,  $^{134}\text{Cs}$  e  $^{137}\text{Cs}$ ) em amostras de água com concentração de atividade inferiores a  $15 \text{ Bq.L}^{-1}$ . A avaliação de desempenho considerou o Laboratório de Radioisótopos como detentor de exatidão e precisão analíticas por apresentar 95% dos resultados dentro do limite de controle. Resultados que foram publicados por Gonzaga et al. (2003).

#### 3.4.4 Limite de detecção

Ao detectar a radiação gama de amostras de origem ambiental é indispensável a determinação de um limite mínimo de detecção, a partir do qual determina-se um valor mínimo de atividade que pode ser assumido seguramente como aceitável. O limite mínimo de detecção é importante devido à presença da radiação de fundo, o efeito do espalhamento Compton e também o ruído do sistema eletrônico no espectro de contagem da radiação gama emitida pela amostra. Nas condições de laboratório encontradas aqui neste trabalho, no entanto, não é detectada influência da radiação de fundo do  $^7\text{Be}$ .

O limite mínimo de detecção foi obtido a partir da relação  $L_d = 3 \cdot \sqrt{N_f}$  (CURRIE, 2002), sendo  $N_f$  o número de contagens abaixo da linha da base do pico do  ${}^7\text{Be}$  no espectro. A atividade mínima de detecção ( $A_{md}$ ) do  ${}^7\text{Be}$  foi determinada pela equação (12).

$$A_{md} = \frac{3 \cdot \sqrt{N_f}}{e_f \cdot f \cdot t} \quad (12)$$

Sendo  $e_f$  a eficiência de detecção,  $f$  a probabilidade de emissão e  $t$  o tempo de contagem.

### 3.4.5 Incerteza de detecção

A incerteza é um parâmetro associado com o resultado de uma medição, que caracteriza a dispersão dos valores que podem ser atribuídos ao mensurado. Na prática a incerteza no resultado de uma medida tem várias origens, devido, por exemplo, a amostragem, a qualidade e calibração dos aparelhos de medida de massa e volume, a valores de referência, aproximações e suposições associadas ao método de medida e procedimento, e variações aleatórias (ELLISON; ROSSLEIN; WILLIAMS, 2000).

Para as medidas de concentração de  ${}^7\text{Be}$  que integram este trabalho, a incerteza na detecção da radiação gama tem maior impacto no resultado. As demais incertezas do tempo de medição, da meia-vida do  ${}^7\text{Be}$ , das medidas de massa de solo, volume de água, ou do procedimento experimental, tornam-se desprezíveis.

A incerteza de detecção ( $\mu$ ) foi então determinada pela equação (13).

$$\mu = \sqrt{(0,05)^2 + \left(\frac{N}{N_\mu}\right)^2} \quad (13)$$

A incerteza  $\mu$  é então a combinação da incerteza na eficiência de detecção, de 5%, com a incerteza no cálculo da área do pico de  ${}^7\text{Be}$ , dado pela relação  $N/N_\mu$ , em que  $N$  é o número de contagens no pico de 478 keV e  $N_\mu$  a incerteza no número de contagens do pico de  ${}^7\text{Be}$ .

### 3.5 Estatística dos dados

A variabilidade espacial do *fallout* do  ${}^7\text{Be}$  foi avaliada empregando-se a estatística clássica, que é constituída do cálculo de médias, desvios padrão e coeficientes de variação (GOMES, 1970).

- Média ( $m$ )

$$m = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n} \quad (14)$$

- Desvio padrão ( $\sigma$ )

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - m)^2}{n - 1}} \quad (15)$$

- Coeficiente de variação ( $CV$ )

$$CV = 100 \times \frac{\sigma}{m} \quad (16)$$

onde:  $m$  é a média de um conjunto de dados;  $x_i$  é a  $i$ -ésima observação;  $n$  número de observações.

Empregou-se também para a análise de simulação de dados a distribuição *t* de *Student*, definida pela equação 17:

$$t = \frac{m - z}{\sigma} \cdot \sqrt{n} \quad (17)$$

Onde *t* assume valores tabelados, *z* é o valor a ser comparado à média *m* no estudo de significância,  $\sigma$  o desvio padrão da média *m*, e *n* o número de observações.

## 4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

### 4.1 Atividades de $^7\text{Be}$ na água da chuva

As amostragens de água da chuva para as medidas de atividade em  $^7\text{Be}$  foram realizadas em 24 eventos, que ocorreram no período de 17/12/2009 a 27/04/2011. A Figura 5a e Figura 5b apresentam, respectivamente, a quantidade e intensidade de precipitação de cada evento no período estudado. Na Figura 5c estão mostradas as atividades de  $^7\text{Be}$  em ordem cronológica de acontecimento dos eventos de chuva. As amostras de água nos quatro primeiros eventos (CH01 a CH04) foram tomadas no campo de futebol do CENA, e serviram para uma análise exploratória das atividades de  $^7\text{Be}$  encontradas na água da chuva na região, antes da construção e montagem dos coletores na área experimental definitiva.

A partir do evento CH05 a água da chuva passou a ser coletada na área de estudo localizada no campus da ESALQ utilizando-se 12 coletores. Do total de eventos que foram amostrados nessa área, cinco foram selecionados aleatoriamente para o estudo da variabilidade espacial do  $^7\text{Be}$  (CH06, CH09, CH10, CH23 e CH24) e as 12 amostras foram analisadas quanto às atividades de  $^7\text{Be}$ . Os demais eventos (Figura 5c) são representados pela atividade e incerteza de detecção padrão de uma única amostra de água de chuva.

Os valores de atividade de  $^7\text{Be}$  obtidos na água de eventos de chuva isolados variaram de 0,26 a 1,81  $\text{Bq.L}^{-1}$ . Levando-se em conta o intervalo de incerteza de detecção em cada evento, a atividade de  $^7\text{Be}$  de grande parte do eventos de chuva apresenta-se muito próxima da atividade mínima de detecção, ou abaixo desse limite (CH15 e CH22), indicando o caráter de baixa atividade de  $^7\text{Be}$  na água dos eventos de chuva no período estudado. Pode-se observar que a atividade de  $^7\text{Be}$  na água da chuva do evento CH05 apresenta grande diferença em relação às dos outros eventos.

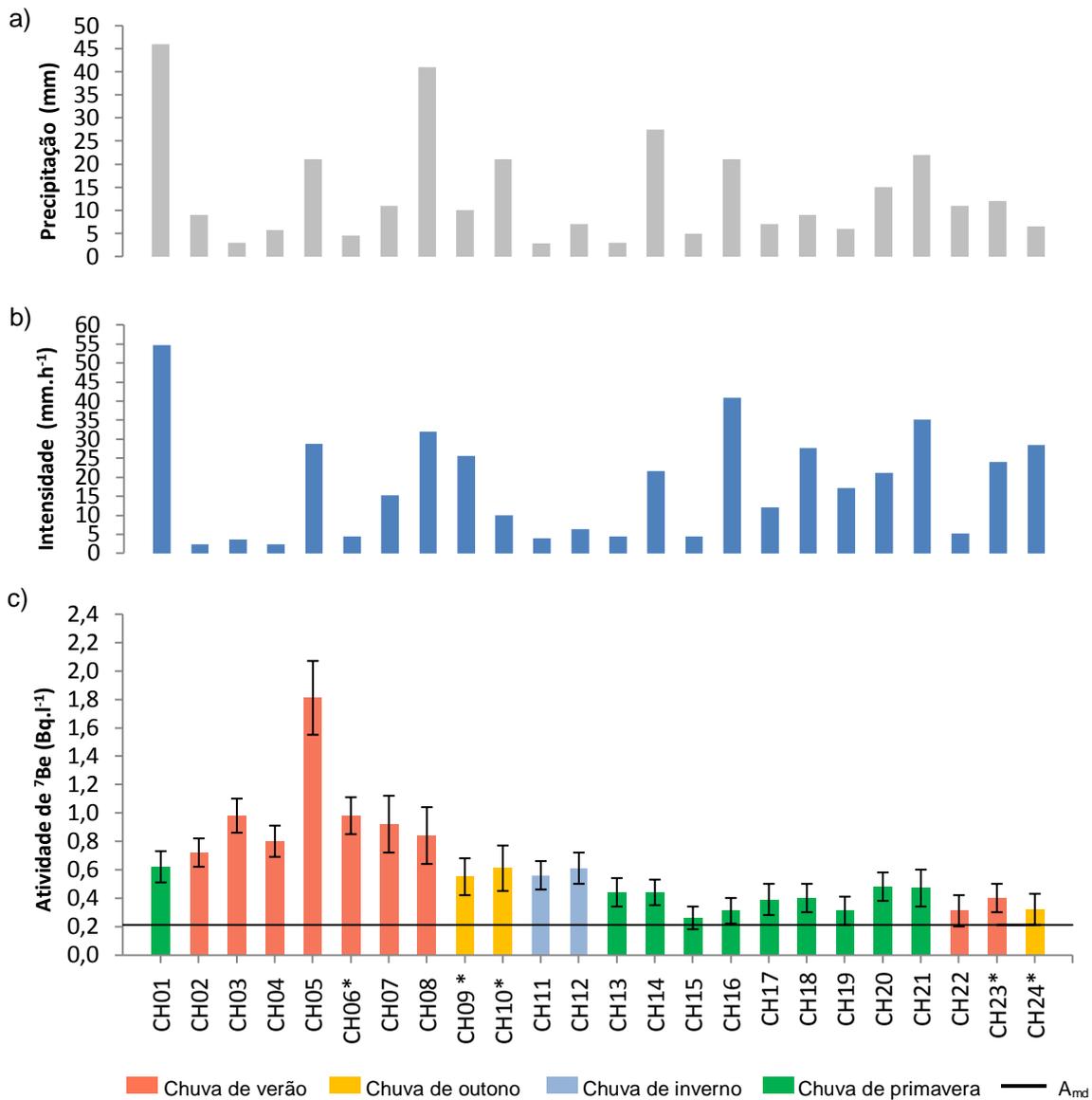


Figura 5 – a) Quantidade de chuva, b) intensidade máxima dos eventos estudados e c) atividades de <sup>7</sup>Be na água da chuva.  $A_{md}$  é a atividade mínima de detecção ( $0,21 \text{ Bq.L}^{-1}$ ). CH\* são eventos de chuva nos quais foram analisadas as 12 amostras coletadas

Ainda em relação à figura 5, não foi possível observar relação definida entre a atividade de <sup>7</sup>Be e a intensidade de precipitação máxima em cada evento. Todavia estes dados de intensidade de precipitação referem-se aos eventos de chuva que ocorreram simultaneamente na estação meteorológica situada a 800 m da área de amostragem. Esta intensidade máxima de precipitação de cada evento é um valor médio em um período de 15 minutos de chuva, tempo mínimo em que se faz a medida da quantidade precipitada na estação meteorológica da ESALQ. Os dados

de quantidades de chuva têm origem em medidas diretas feitas com pluviômetros que foram instalados junto aos coletores na área experimental.

Os baixos valores de atividade de  $^7\text{Be}$  na água da chuva dos eventos estudados podem ser um resultado do estado de atividade solar no período de amostragem. Como foi comentado, a atividade solar tem relação inversa com a produção de  $^7\text{Be}$  na atmosfera terrestre (PAPASTEFANOU, 2004). Os dados de clima espacial do INPE indicam que o período de 2010 e 2011, que abrange o período de tomada das amostras de chuva, integra a fase correspondente ao aumento da atividade solar, acercando-se ao pico de atividade máxima que deve ocorrer entre 2012 e 2013.

É importante lembrar que neste estudo apenas os 5 mm iniciais de água dos eventos de chuva foram amostrados e que o volume de chuva descartado poderia conter  $^7\text{Be}$ , mesmo que em quantidade desprezíveis. Sendo assim, cada valor de atividade resultante representa uma aproximação da totalidade do evento. No entanto, este fato não invalida a análise da variabilidade espacial do *fallout* do  $^7\text{Be}$ , levando-se em conta que o mesmo volume de água da chuva foi amostrado nos doze pontos de amostragem.

Como foi comentado, ocorreu um problema técnico no espectrômetro gama do laboratório de Física do Solo e as amostras tiveram que ser analisadas junto ao Laboratório de Radioisótopos. Estas análises foram então efetuadas de acordo com a disponibilidade de tempo do equipamento, decorrendo períodos relativamente longos entre a amostragem e a análise das amostras. Em vista da meia vida curta do  $^7\text{Be}$ , de apenas 53,2 dias, esse fato contribuiu para o aumento das incertezas analíticas.

Outro fato já citado na metodologia é que a baixa atividade do  $^7\text{Be}$  na água das chuvas levou alguns pesquisadores a realizarem o processamento das amostras visando a concentração do elemento através do uso de técnicas de co-precipitação, troca iônica ou extração. No entanto a adoção de tais procedimentos de concentração das amostras resultaria igualmente em uma demanda de tempo significativa entre a amostragem e as análises, contribuindo também para o aumento da incerteza dos resultados. Deve-se acrescentar ainda que o laboratório de física do solo do CENA não conta com as facilidades necessárias para a execução dos referidos procedimentos de concentração das amostras.

De toda forma, a baixa atividade de  $^7\text{Be}$  é uma característica já conhecida nos eventos de chuva, como se pode ver em alguns estudos como em Walbrink e Murray (1994) que encontraram valores entre 0,02 a 5,9  $\text{Bq.L}^{-1}$ , na latitude 35° S, e em Ayub et al. (2009) entre 0,7 a 3,2  $\text{Bq.L}^{-1}$  na latitude 33° S.

Sobre a variação do  $^7\text{Be}$  na água da chuva ao longo do período estudado, nota-se que as maiores atividades resultaram do conjunto de eventos que vai de CH03 a CH08, ocorridos no período da estação de verão. Há ainda uma tendência de diminuição nas atividades ao longo dos eventos, sendo que os menores valores foram obtidos nos meses de outubro e novembro, estação da primavera. As maiores atividades no verão podem estar relacionadas com o fenômeno de convecção do ar na troposfera. O processo é causado pelo aquecimento da superfície terrestre nos meses mais quentes, e resulta no deslocamento do ar próximo à superfície por massas de ar concentradas em  $^7\text{Be}$  vindas da troposfera superior, como proposto por Feely, Larsen e Sanderson (1989). Como efeito, maiores quantidades de  $^7\text{Be}$  ficam disponíveis na atmosfera para o transporte junto à chuva neste período do ano. Para melhor certificar sobre a variação sazonal da quantidade de  $^7\text{Be}$  seria necessário prolongar o período de amostragem, analisando-se mais eventos de chuva.

O  $^7\text{Be}$  é formado constantemente na atmosfera e a sua concentração na região da troposfera é regulada pela precipitação pluvial, que é o principal meio de transporte do  $^7\text{Be}$  até a superfície terrestre. Com base nisso era esperado que um longo período de seca precedente a um evento de chuva resultasse em maior atividade de  $^7\text{Be}$ , levando-se em conta que haveria nesse período maior tempo para formação e acúmulo do radioisótopo na troposfera. Essa relação, no entanto, parece não ser observada, já que o evento de chuva CH06, que ocorreu após dois dias de seca, apresentou uma atividade de  $^7\text{Be}$  maior que a do evento CH09, que foi precedido de um período de 31 dias sem chuva. Outro exemplo são os eventos CH18, que ocorreu após apenas um dia de seca, e CH23, que ocorreu após cinco dias de seca, nos quais as atividades de  $^7\text{Be}$  foram as mesmas.

A Figura 6 mostra a relação encontrada entre a atividade de  $^7\text{Be}$  e o número de dias sem chuva que antecede cada evento.

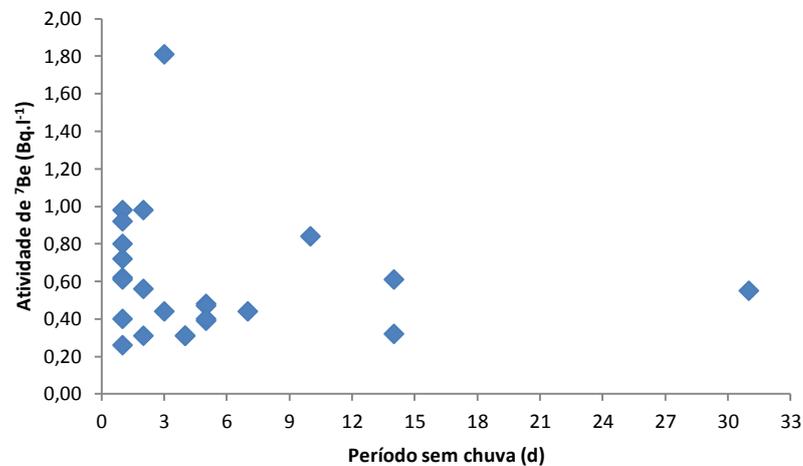


Figura 6 – Relação da atividade de  $^7\text{Be}$  com o número de dias sem chuva que antecede cada evento

A Figura 6 deixa claro que não há uma relação definida entre estes parâmetros. É possível, por outro lado, que a concentração de  $^7\text{Be}$  na atmosfera sofra alterações pelo movimento simultâneo de massas de ar no local o que pode contribuir para uma diluição do  $^7\text{Be}$  na atmosfera.

#### 4.2 Variabilidade espacial das atividades de $^7\text{Be}$

Como foi postulado por Schuller et al. (2006), é esperado que a deposição do  $^7\text{Be}$  no solo seja uniforme em uma área pequena para a qual as variações na intensidade e quantidade de chuva possam ser desprezíveis. Para avaliar a uniformidade de precipitação efetuou-se o monitoramento das quantidades de chuva através de pluviômetros posicionados nos 12 pontos de amostragem. Dos 24 eventos de chuva, 8 foram monitorados quanto à variabilidade do total precipitado, resultando em coeficientes de variação entre 1,2% e 10%. Os valores de atividade média de  $^7\text{Be}$  na área de estudo para os 5 eventos de chuva selecionados para o estudo de variabilidade da atividade de  $^7\text{Be}$  são apresentados na Tabela 4.1 com seus respectivos desvios padrão e coeficientes de variação.

Tabela 4.1 - Atividades médias de  $^7\text{Be}$  ( $A_m$ ) nos eventos de chuva estudados

Evento de chuva	CH06	CH09	CH10	CH23	CH24
$A_m$ ( $\text{Bq.L}^{-1}$ )	0,98	0,55	0,61	0,40	0,32
$\sigma$ ( $\text{Bq.L}^{-1}$ )	0,20	0,13	0,39	0,19	0,10
CV (%)	20	24	64	47	31
Data	23/02/10	23/04/10	08/05/10	10/02/11	27/04/11

Verifica-se que dentre os cinco eventos estudados, o evento de chuva de verão CH06 apresentou a maior média de atividade e o menor valor do coeficiente de variação. As atividades neste evento variaram de 0,77 a 1,38  $\text{Bq.L}^{-1}$ . O evento CH09 (outono) teve o segundo menor coeficiente de variação e atividades de  $^7\text{Be}$  entre 0,41 e 0,81  $\text{Bq.L}^{-1}$ . O evento CH10 (outono) resultou em atividades de  $^7\text{Be}$  que foram de 0,30 a 1,34  $\text{Bq.L}^{-1}$ , com o maior coeficiente de variação observado. As atividades de  $^7\text{Be}$  no evento de chuva CH23 (verão) variaram de 0,20 e 0,76  $\text{Bq.L}^{-1}$ , com alguns valores próximos ao do limite de detecção médio desse evento que é de 0,20  $\text{Bq.L}^{-1}$ . O evento CH24 (outono) apresentou valores de atividade que variaram de 0,22 a 0,49  $\text{Bq.L}^{-1}$ , e a menor média de atividade de  $^7\text{Be}$ , muito próxima da atividade mínima de detecção. Observa-se que nos eventos estudados o nível de atividade de  $^7\text{Be}$  e a variabilidade espacial não tendem a uma relação definida.

Considerando a uniformidade da distribuição espacial das chuvas nos coletores, as causas da variabilidade do  $^7\text{Be}$  encontradas na área de estudo devem estar relacionadas com a distribuição que os aerossóis marcados assumem na atmosfera antes do evento de chuva e com a sua dinâmica durante o evento. Adicionalmente, a variabilidade das medidas tem origem também nas incertezas analíticas e nas incertezas experimentais decorrentes da técnica de amostragem.

Na literatura são poucos os estudos no tema da variabilidade do  $^7\text{Be}$ , além de haver uma preferência pela sua distribuição espacial no solo. Wallbrink e Murray (1996), na Austrália, determinaram um coeficiente de variação de 5 a 18 % para uma área de solo descoberto, e de 9 a 25% em parcelas de solo com grama. Estas áreas amostradas receberam o *fallout* do  $^7\text{Be}$  por um período de 9 meses. Postulou-se que as variações são devidas às diferenças efetivas do *fallout* do  $^7\text{Be}$  e da imediata realocação do radioisótopo sobre a área de estudo antes da adsorção à superfície, visto que, ressaltam os autores, não foi observada erosão ou realocação do solo nestas áreas. Em áreas reflorestadas com eucalipto, Wallbrink e Murray (1996)

obtiveram valores de coeficientes de variação de 23% e 20%, em duas áreas de estudo sem perturbações, e de 44% e 52% em duas áreas onde a amostragem de solo foi feita 15 meses após o corte das árvores. Neste último caso a variabilidade espacial foi atribuída à compactação do solo devido ao manejo do corte das árvores, o que contribuiu para o aumento da enxurrada e diminuição da infiltração e a adsorção pontual nestas áreas.

Na literatura, os trabalhos sobre a variabilidade espacial do  $^{137}\text{Cs}$  no solo apresentam valores que vão de 5,1% a 29,8% em áreas com cobertura de pastagem (LOUGHRAN et al., 1987; FORSTER et al., 1994), de 19,1% a 29,8% em pradarias (LANCE et al., 1986; BUNZL; KRAKE, 1988), e de 19% a 40% em áreas florestadas (NAVAS; MACHIN, 1991; FREDERICKS; NORRIS; PERRENS, 1988; WALLBRINK; OLLEY; MURRAY, 1994).

Baseado nas variabilidades da atividade de  $^{137}\text{Cs}$  determinados em áreas de referência, Owens e Walling (1996) defendem a idéia de que o uso de um único valor de atividade para representar o inventário de referência é inapropriado e enganador quando se utilizam as medidas de  $^{137}\text{Cs}$  para estimar as taxas de erosão e deposição do solo. Um melhor inventário de referência ( $I_r$ ) seria expresso por um intervalo de valores que incorpora a variação local observada do inventário de  $^{137}\text{Cs}$  na área de referência, propõem os autores, e isso pode ser feito incorporando o erro padrão da média dos pontos amostrados ( $s(\bar{x})$ ) ao inventário médio de  $^{137}\text{Cs}$  ( $\bar{x}$ ).

$$I_r = \bar{x} \pm t.s(\bar{x}) \quad (18)$$

Na equação (18), o valor de  $t$  é tabelado e depende do número de amostras tomadas e do nível de probabilidade desejado. Como observam Owens e Walling (1996), esta aproximação requer que um número elevado de amostras seja coletado na área de referência visando minimizar o valor de  $s(\bar{x})$ .

Como já foi visto, no método do  $^7\text{Be}$  também há a necessidade de se obter um valor de atividade de referência. Da mesma forma, portanto, o inventário médio de referência para o  $^7\text{Be}$  deveria ser expresso pelo intervalo de variação de valores determinado.

A implicação da variabilidade espacial do  $^7\text{Be}$ , observada nos eventos de chuva aqui estudados, em uma estimativa de taxa de erosão, é exemplificada na

simulação feita a seguir. O objetivo é determinar a taxa de erosão mínima detectável em uma área hipotética de estudo, para que seja possível identificar estatisticamente um processo de erosão do solo pelo método do  $^7\text{Be}$ . Assumiram-se os valores de variabilidade do inventário de  $^7\text{Be}$  na área de referência de 20%, 24%, 64%, 47% e 31%, originários dos 12 pontos de coleta dos eventos de chuva analisados. Foi utilizada a distribuição de *Student t*, em que se determinou o valor máximo de atividade de  $^7\text{Be}$  remanescente em um ponto de erosão dessa área hipotética para que o resultado da sua diferença com o inventário médio de  $^7\text{Be}$  na área de referência fosse considerada significativa dentro de um nível de probabilidade de 95% (como em Spiegel (1985), para 11 graus de liberdade ( $n-1$ )  $t$  assume o valor de 1,80). Obtida a atividade máxima de  $^7\text{Be}$  remanescente em um ponto de erosão da área de estudo, a taxa de erosão mínima detectável foi estimada com base no método do  $^7\text{Be}$ , citado em Blake, Walling e He (1999) (equação (7)), assumindo para a área de referência o inventário médio de  $473 \text{ Bq.m}^{-2}$ , que foi obtido em Sepulveda et al. (2008) no Chile ( $39^\circ\text{S}$ ) e o valores de  $h_0 = 3,4 \text{ Kg.m}^{-2}$  (SEPULVEDA et al., 2008) e  $h_0 = 5,4 \text{ Kg.m}^{-2}$  (WALLING; HE; BLAKE, 1999). Os valores das taxas de erosão mínimas detectáveis e as atividades máximas de  $^7\text{Be}$  na área hipotética de estudo calculadas na simulação são apresentados na Tabela 4.2.

Tabela 4.2 – Atividades máximas remanescente em um ponto erosionado ( $A_e$ ) e as respectivas taxas de erosão mínimas estatisticamente detectáveis ( $R_1$  e  $R_2$ )

Evento de chuva	P (mm)	$I_{\text{média}}$ ( $\text{mm.h}^{-1}$ )	$I_{\text{max}}$ ( $\text{mm.h}^{-1}$ )	$A_e$ ( $\text{Bq.m}^{-2}$ )	$h_0 = 3,40 \text{ (kg.m}^{-2}\text{)}$		$h_0 = 5,40 \text{ (kg.m}^{-2}\text{)}$	
					$R_1$ ( $\text{kg.m}^{-2}$ )	$R_1$ ( $\text{Mg.ha}^{-1}$ )	$R_2$ ( $\text{kg.m}^{-2}$ )	$R_2$ ( $\text{Mg.ha}^{-1}$ )
CH06	4,50	2,60	4,40	434,2	0,37	3,70	0,59	5,90
CH09	10,00	3,70	25,60	426,44	0,45	4,50	0,72	7,20
CH10	21,00	2,20	10,00	348,85	1,37	13,70	2,18	21,80
CH23	12,00	12,30	24,00	381,83	0,95	9,50	1,51	15,10
CH24	6,50	4,00	28,00	412,86	0,60	6,00	0,95	9,50

$I_{\text{média}}$ : Intensidade de precipitação média do evento;

$I_{\text{max}}$ : Intensidade de precipitação máxima do evento e média em um intervalo de 15 min;

P: Quantidade de chuva precipitada.

Os valores das taxas de erosão mínimas detectáveis ( $R_1$  e  $R_2$ ) podem ser considerados bastante elevados para os respectivos eventos isolados de chuva, principalmente levando-se em conta os volumes e intensidades das chuvas

observadas. Cumpre salientar que nas aplicações do método do  $^7\text{Be}$  a área de referência recebe o *fallout* do  $^7\text{Be}$  de um conjunto de eventos sucessivos, o que deve minimizar a variabilidade espacial dos inventários de referência e conseqüentemente as taxas mínimas detectáveis de erosão. Este esperado decréscimo da variabilidade espacial do  $^7\text{Be}$  acumulado se deve ao fato de que a distribuição espacial do *fallout* em cada evento, embora não seja uniforme, conforme é constatado no presente trabalho, apresenta caráter aleatório, ao mesmo tempo em que a taxa de decaimento do  $^7\text{Be}$  é constante para todos os pontos. A aleatoriedade das atividades de  $^7\text{Be}$  na água da chuva é bem visualizada nos gráficos de controle apresentados no Apêndice A.

A fim de avaliar o comportamento da variabilidade espacial do  $^7\text{Be}$  acumulado pelos 5 eventos de chuva analisados, o inventário de  $^7\text{Be}$  em cada um dos 12 pontos amostrados da área de estudo foi estimado, consistindo basicamente da soma dos incrementos de atividade de cada evento estudado. O coeficiente de variação desse inventário foi igual a 30%, sendo menor que dos eventos isolados, a não ser pelos eventos CH06 e CH09. Assim, o acúmulo de  $^7\text{Be}$  nos diferentes pontos de coleta tendeu a valores mais uniformes.

É observado que na técnica do  $^7\text{Be}$ , o processo de amostragem, processamento de amostras e análise são bastante trabalhosos e demorados levando os investigadores a fazerem uso de pequeno número de amostras. No sentido de exemplificar a importância desse aspecto, efetuou-se uma estimativa da taxa de erosão mínima detectável com base nos dados da literatura.

Sepulveda et al. (2008), no Chile, aplicou o método do  $^7\text{Be}$  para estudar a redistribuição do solo resultante de um período de chuva intensa caracterizado por um total de chuva de 400,5 mm em 27 dias. Com base em apenas duas amostras compostas determinou-se um inventário médio de  $473 \pm 50 \text{ Bq.m}^{-2}$ , associado a um coeficiente de variação de 11%. Os valores de perdas de solo estimados pelo autor variaram de 0,13 a 4,29  $\text{kg.m}^{-2}$ , com uma média de 1,7  $\text{kg.m}^{-2}$  (17,00  $\text{Mg.ha}^{-1}$ ). A partir dos dados acima apresentados calculou-se a taxa de erosão mínima detectável (R) dentro um nível de um nível de probabilidade de 95% (em Spiegel (1985), para 1 grau de liberdade o valor de  $t$  é igual a 6,31) estimada através das equações (7) e (17), que foi de 2,17  $\text{kg.m}^{-2}$  (21,70  $\text{Mg.ha}^{-1}$ ). Com base nesse valor verifica-se que dos 27 pontos onde foi identificado o processo erosivo, 18

apresentaram taxas estimadas de erosão menores que o valor da taxa de erosão mínima detectável.

Outro caso semelhante é o trabalho de Schuller et al. (2006) em áreas de floresta, no Chile, que estudaram um período de chuva intensa com total precipitado de 311 mm em 25 dias. Duas amostras compostas foram analisadas obtendo-se um inventário médio de referência de  $564 \pm 60 \text{ Bq.m}^{-2}$ . As quantidades de perda de solo pontuais obtidas variaram entre 0,1 a  $1,9 \text{ kg.m}^{-2}$  com média de  $0,92 \text{ kg.m}^{-2}$  ( $9,2 \text{ Mg.ha}^{-1}$ ). A estimativa da taxa de erosão mínima detectável a partir desses dados resultou em  $1,38 \text{ kg.m}^{-2}$  ( $13,80 \text{ Mg.ha}^{-1}$ ). Dos 27 pontos em que foi identificada a erosão do solo, 19 tiveram taxas de erosão abaixo da taxa de erosão mínima detectável.

Walling, He e Blake (1999) estudaram a redistribuição do solo resultante de um período de chuva intensa, que totalizou 68,6 mm em 7 dias, em uma área de 6,7 ha, com declividade de  $15^\circ$ , localizada em Devon, na Inglaterra. O inventário de referência foi estimado pela análise de seis amostras de solo tomadas no sítio de referência, e resultou em uma média de  $533 \text{ Bq.m}^{-2}$ . No entanto não foi divulgada a variação da média desse inventário de referência. A taxa de erosão média estimada foi de  $5,3 \text{ kg.m}^{-2}$ , com perdas máximas de  $11,9 \text{ kg.m}^{-2}$ . Deve-se ressaltar que este estudo trata-se do primeiro a publicar informações sobre estimativas de redistribuição do solo pelo método do  $^7\text{Be}$  e, como apontam Walling, He e Blake (1999), os dados apresentados são preliminares.

As estimativas de taxas de erosão mínimas detectáveis, feitas com base nos dados dos trabalhos citados, evidencia a importância da realização de amostragens mais detalhadas nas áreas de referência procurando otimizar a representatividade da média do inventário, assim como minimizar o desvio padrão dessa média, visando uma melhor precisão nas avaliações das taxas de erosão e deposição.

Sobre os inventários de  $^7\text{Be}$  obtidos por Schuller et al. (2006) e Walling, He e Blake (1999), é válido fazer uma comparação com os valores obtidos por Andrello e Appoloni (2010), que foram os primeiros a publicar inventários de  $^7\text{Be}$  levantados no território Brasileiro. Andrello e Appoloni (2010) estudaram a variabilidade espacial do  $^7\text{Be}$  no solo em Londrina, Paraná. O inventário médio de  $^7\text{Be}$  obtido foi de  $211 \pm 49 \text{ Bq.m}^{-2}$ , associado a um coeficiente de variação de 23%. Constata-se que o inventário médio de  $^7\text{Be}$  obtido pelos autores é bastante inferior ao dos determinados por Schuller et al. (2006), no Chile, e Walling, He e Blake (1999), na Inglaterra, o que

deve ser um reflexo das diferenças na posição geográfica, que implica nas condições de clima e logo nas quantidades de  $^7\text{Be}$  disponíveis

É notado ainda, nos resultados da tabela 4.2, que o maior alcance em profundidade do  $^7\text{Be}$  no perfil do solo (maior valor de  $h_0$ ) implica em maiores taxas mínimas detectáveis de erosão do solo. Conforme é apresentado no capítulo 2, na equação (7) que estima a taxa de erosão em um ponto, o valor da profundidade mássica de relaxação ( $h_0$ ) define, na curva de distribuição exponencial do  $^7\text{Be}$  no perfil do solo, a camada superficial de solo que contem 63,2% do inventário total Schuller et al. (2006). Dessa forma, quanto menor o valor de  $h_0$  maior é a atividade de  $^7\text{Be}$  na camada superficial e mais sensível será o modelo à pequenas perdas superficiais de solo na área de estudo. O valor de  $h_0$  depende exclusivamente do perfil de distribuição do  $^7\text{Be}$  em profundidade e apresenta relação com as características do solo em questão (KASTE et al., 2011; WALLBRINK; MURRAY, 1996).

As atividades de  $^7\text{Be}$  medidas no solo acondicionado nas 12 bandejas que foram distribuídas na área de estudo, as atividades mínimas de detecção e incerteza de detecção de cada amostra, são apresentados na Tabela 4.3.

Uma vez que as amostras acondicionadas nas bandejas foram retiradas de camadas profundas de um perfil de solo, a sua atividade em  $^7\text{Be}$  antes de ser exposta ao evento de chuva apresentava nível muito baixo ( $0,6 \text{ Bq.kg}^{-1}$ ) e próximo ao do limite mínimo de detecção ( $0,5 \text{ Bq.kg}^{-1}$ ). Como se constata (Tabela 4.3), as atividades obtidas no solo da bandeja estão muito próximas das suas atividades mínimas de detecção, e por isso não são confiáveis. Deve-se salientar a ocorrência do pico do elemento Actíneo-228 ( $^{228}\text{Ac}$ ) no espectro de análise do solo, cuja energia de 478,5 keV é muito próxima do pico do  $^7\text{Be}$  cuja energia é de 478 keV. A presença do  $^{228}\text{Ac}$  nas amostras de solo comprometeu a análise da atividade de  $^7\text{Be}$ , principalmente quando as atividades do  $^7\text{Be}$  eram muito baixas, uma vez que dificultou a delimitação clara do seu pico no espectro aumentando a incerteza das medidas. O elemento  $^{228}\text{Ac}$  não está presente na água da chuva e portanto a análise do  $^7\text{Be}$  na água não sofre a mesma interferência mesmo para baixas atividades.

Tabela 4.3 – Atividades de  $^7\text{Be}$  no solo por medidas diretas ( $A_{\text{solo}}$ ) e as respectivas atividade mínimas de detecção ( $A_{\text{md}}$ ) e incertezas de detecção ( $\mu$ )

<b>Ponto coleta</b>	<b><math>A_{\text{solo}}</math> (Bq.kg<sup>-1</sup>)</b>	<b><math>A_{\text{md}}</math> (Bq.kg<sup>-1</sup>)</b>	<b><math>\mu</math> (%)</b>
P01	0,90	0,76	38
P02	0,16	1,21	315
P03	0,95	1,22	55
P04	0,68	0,54	35
P05	1,20	1,36	50
P06	0,60	1,31	94
P07	0,77	1,35	72
P08	1,01	0,76	31
P09	0,54	0,84	64
P10	1,22	1,38	50
P11	1,02	1,26	51
P12	0,60	0,75	51

Esses resultados mostram que o estudo da variabilidade espacial do *fallout* do  $^7\text{Be}$  no solo fazendo uso das bandejas não é adequado para eventos individuais devido especialmente à baixa atividade de  $^7\text{Be}$  na água da chuva. No entanto, o método da bandeja pode ser útil para o estudo da variabilidade espacial do inventário de referência de  $^7\text{Be}$  acumulado em um período de eventos sucessivos de chuva.

## 5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Na avaliação da variabilidade do *fallout* do  $^7\text{Be}$  em eventos individuais de chuva observou-se que a baixa atividade em  $^7\text{Be}$  foi característica na água da chuva dos eventos estudados, e também que a distribuição em atividade de cada evento tem caráter aleatório, com elevados coeficientes de variabilidade espacial associados.

Os baixos valores de atividade impõem condições específicas à aplicação do método do  $^7\text{Be}$  para um único evento de chuva erosivo nessa região. As estimativas de taxas de redistribuição do solo associada a um evento de chuva isolado só podem ser levantadas pelo método do  $^7\text{Be}$  no caso deste evento ser precedido de um conjunto de eventos de chuva sucessivos e não erosivos, necessários para o incremento das atividades no solo e a esperada redução da variabilidade espacial do inventário no solo.

A partir de uma simulação com os valores de variabilidade obtidos neste trabalho e dados da literatura, verifica-se que para uma eficiente aplicação do método do  $^7\text{Be}$  é importante considerar um número razoável de amostras no levantamento do inventário médio da área de referência. Observa-se que nos estudos de aplicação do método do  $^7\text{Be}$  o número de amostras tomadas é baixo, resultando valores médios de inventários com valores altos de incerteza. Cumpre salientar, no entanto, que um grande número de repetições não garante níveis baixos de incerteza do inventário médio de referência. Essa condição só é observada havendo uniformidade da distribuição espacial do *fallout*. A explicação em se fazer uso de pequeno número de repetições de inventários de referência pode estar ligada à baixa concentração do  $^7\text{Be}$  na camada mais superficial do solo e à necessidade de análise detalhada da atividade do  $^7\text{Be}$  em profundidade, o que exige a utilização de amostras compostas com volume de solo suficiente para detecção.

Um método alternativo que pode ser testado é a utilização de cilindros na amostragem de solo para levantamento do inventário médio de referência na própria área de ocorrência dos processos erosivos. O procedimento consistiria em cravar certo número de cilindros no solo na área de estudo antes da ocorrência dos eventos de chuva a serem estudados, de modo que parte do cilindro fique acima da superfície para proteção da amostra contida no interior do mesmo contra a erosão ou deposição de sedimentos. Após a ocorrência dos eventos de chuva em estudo, o

solo no interior dos cilindros conteria um inventário de  $^7\text{Be}$  que totalizaria o *fallout* acumulado antes e após o evento estudado. Para se determinar o perfil de distribuição do  $^7\text{Be}$  em profundidade, no entanto, seria ainda indispensável o fatiamento de algumas dessas amostras de solo em camadas e a análise da atividade de cada camada. As amostras da maioria dos cilindros poderiam ser analisadas integralmente para determinação apenas dos inventários, tomando-se apenas sua camada superior de solo que contem o radioisótopo. Dessa forma seria possível determinar o valor da profundidade mássica de relaxação  $h_0$  e um valor médio de inventário baseado em grande número de pontos de amostragem. Esse procedimento seria vantajoso, pois excluiria a necessidade de procura por uma área de referência, que devido às características exigidas pode ser difícil de ser encontrada nas proximidades da área de estudo, impedindo a utilização da técnica.

## REFERÊNCIAS

- AL-AZMI, D.; SAYED, A. M.; YATIM, H. A. Variations in  $^7\text{Be}$  concentrations in the atmosphere of Kuwait during the period 1994 to 1998. **Applied Radiation and Isotopes**, Oxford, v. 55, p. 413–417, 2001.
- AMPOFO, E. A.; MUNI, R. K.; BONSU, M. Estimation of soil losses within plots of affected by different agricultural land management. **Hydrological Sciences Journal**, Oxford, v. 47, p. 957-967, 2002.
- ANDRELLO, A. C.; APPOLONI, C. R. Measurements of the fallout flux of Beryllium-7 and its variability in the soil. **Brazilian Archives of Biology and Technology**, Curitiba, v. 53, n. 1, p. 179-184, 2010.
- ARNOLD, J. R.; AL-SALIH, H. A. Beryllium-7 produced by cosmic rays. **Science**, Washington, DC, v. 121, p. 451-453, 1955.
- AYUB, J. J.; DI GREGORIO, D. E.; VELASCO, H.; HUNK, H.; RIZZOTO, M.; LOHAIZA, F. Short-term seasonal variability in  $^7\text{Be}$  wet deposition in a semiarid ecosystem of central Argentina. **Journal of Environmental Radioactivity**, Barking, v. 100, p. 977-981, 2009.
- AZAHRA, M.; CAMACHO-GARCIA, A.; GONZALES-GOMEZ, C.; LÓPEZ-PEÑALVER, J. J.; EL BARDOUNI, T. Seasonal  $^7\text{Be}$  concentrations in near-surface air of Granada (Spain) in the period 1993–2001. **Applied Radiation and Isotopes**, Oxford, v. 59, p. 159–164, 2003.
- BACCHI, M. A.; FERNANDES, E. A. N. Quantu-design and development of a software package dedicated to k0-standardized NAA. **Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry**, Budapest, v. 257, n. 3, p. 577-582, 2003.
- BARRETO, A. G. O. P.; BARROS, M. G. E.; SPAROVEK, G. Bibliometria, história e geografia da pesquisa brasileira em erosão acelerada do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 32, p. 2443-2460, 2008.
- BARRETO, A. G. O. P.; LINO, J. S.; SPAROVEK, G. Bibliometria da pesquisa brasileira em erosão acelerada do solo: instituições, temas, espaço e cronologia. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 33, p. 1845-1854, 2009.
- BASKARAN, M. A search for the seasonal variability on the depositional fluxes of  $^7\text{Be}$  and  $^{210}\text{Pb}$ . **Journal of Geophysical Research**, Washington, DC, v. 100, n. D2, p. 2833-2840, 1995.
- BENITEZ-NELSON, C.; BUESSELER, K. O. Phosphorus 32, phosphorus 37, beryllium 7, and lead 210: atmospheric fluxes and utility in tracing stratosphere/troposphere exchange. **Journal of Geophysical Research**, Washington, DC, v. 104, n. D9, p. 11,745-11,754, 1999.

BETTOLI, M. G.; CANTELI, L.; DEGETTO, S.; TOSITTI, L.; TUBERTINI, O.; VALCHER, S. Preliminary investigations on  $^7\text{Be}$  as a tracer in the study of environmental processes. **Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry**, Budapest, v. 190, n. 1, p. 137-147, 1995.

BLAKE, W. H.; WALLBRINK, P. J.; WILKISON, S. N.; HUMPHREYS, G. S.; DOERR, S. H.; SHAKESBY, R. A.; TOMKINS, K. M. Deriving hillslope sediment budgets in wildfire-affected forests using fallout radionuclide traces. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 104, p. 105-116, 2009.

BLAKE, W. H.; WALLING, D. E.; HE, Q. Fallout beryllium-7 as a tracer in soil erosion investigations. **Applied Radiation and Isotopes**, Oxford, v. 51, p. 599-605, 1999.

BLAKE, W. H.; WALLING, D. E.; HE, Q. Using cosmogenic beryllium-7 as a tracer in sediment budget investigations. **Geografiska Annaler**, Exeter, UK, v. 84A, p. 89-102, 2002.

BLANCO, H.; LAL, R. **Principles of soil conservation and management**. Berlin: Springer, 2008. 601 p.

BOIX-FAYOS, C.; MARTÍNEZ-MENA, M.; ARNAU-ROSALÉN, E.; CALVO-CASES, A.; CASTILLO, V.; ALBALADEJO, J. Measuring soil erosion by field plots: understanding the sources of variation. **Earth Science Reviews**, Amsterdam, v. 78, p. 267-285, 2006.

BROST, R. A.; FEICHTER, J.; HEIMANN, M. Three-dimensional simulation of  $^7\text{Be}$  in a global climate model. **Journal of Geophysical Research**, Washington, DC, v. 96, n. 12, p. 423-445, 1991.

BUNZL, K.; KRAKE, W. Comutative deposition of  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{238}\text{Pu}$ ,  $^{239+240}\text{Pu}$  and  $^{241}\text{Am}$  from global fallout in soils from forest, grassland and arable land in Bavaria (FRG). **Journal of Environmental Radioactivity**, Barking, v. 8, p. 1-14, 1988.

BURAEVA, E. A.; DAVYDOV, M. G.; ZORINA, L. V.; MALYSHEVSKII V. S.; STASOV, V. V. Content of cosmogenic  $^7\text{Be}$  in the air layer at the ground at temperate latitudes. **Atomic Energy**, New York, v. 102, n. 6, p. 463-468, 2007.

CAILLET, S.; ARPAGAU, P.; MONNA, F.; DOMINIK, J. Factors controlling  $^7\text{Be}$  and  $^{210}\text{Pb}$  atmospheric deposition as revealed by sampling individual rain events in the region of Geneva, Switzerland. **Journal of Environmental Radioactivity**, Barking, v. 53, p. 241-256, 2001.

CANNIZZARO, F.; GRECO, G.; RANELLI, M.; SPITALE, M. C.; TOMARCHIO, E. Concentration measurements of  $^7\text{Be}$  at ground level air at Palermo, Italy—comparison with solar activity over a period of 21 years. **Journal of Environmental Radioactivity**, Barking, v. 72, p. 259–271, 2004.

CRISTOFANELLI, P.; BONASONI, P.; COLLINS, W.; FEICHTER, J.; FORSTER, C.; JAMES, P.; KENTARCHOS, A.; KUBIK, P. W.; LAND, C.; MELOEN, J.; ROELOFS, G. J.; SIEGMUND, P.; SPRENGER, M.; SCHNABEL, C.; STOHL, A.; TOBLER, L.;

TOSITTI, L.; TRICKL, T.; ZANIS, P. Stratosphere-to-troposphere transport: A model and method evaluation. **Journal of Geophysical Research**, Washington, DC, v. 108, n. D12, p. 8525, 2003. DOI: 10.1029/2002JD002600.

CURRIE, L. A. Detection and quantification capabilities and the evaluation of low-level data: Some international perspectives and continuing challenges. **Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry**, Budapest, v. 245, n. 1, p. 145-156, 2000.

DÍAZ, N. C.; VARGAS, M. J. DETEFF: An improved Monte Carlo computer program of evaluating the efficiency in coaxial gamma-ray detectors. **Nuclear Instruments and Methods in Physics Research A**, Amsterdam, v. 586, p. 204-210, 2008.

DOERING, C.; AKBER, R. Describing the annual cyclic behaviour of  $^7\text{Be}$  concentrations in surface air in Oceania. **Journal of Environmental Radioactivity**, Barking, v. 99, p. 1703–1707, 2008.

DU, J.; ZHANG, J.; WU, Y. Deposition patterns of atmospheric  $^7\text{Be}$  and  $^{210}\text{Pb}$  in coast of East China Sea, Shanghai, China. **Atmospheric Environment**, Oxford, v. 42, p. 5101-5109, 2008.

ELLISON, S. L. R.; ROSSLEIN, M.; WILLIAMS, A. (Ed.). **EURACHEM/CITAC Guide CG 4**. Quantifying uncertainty in analytical measurement. 2. ed. Bern - Wabern, Switzerland, 2000. 126 p. Disponível em: [www.citac.cc/QUAM2000-1.pdf](http://www.citac.cc/QUAM2000-1.pdf). Acesso em: 16 jul. 2011.

FEELY, H. W.; LARSEN, R. J.; SANDERSON, C. G. Factors that cause seasonal variations in  $^7\text{Be}$  concentrations in surface air. **Journal of Environmental Radioactivity**, Barking, v. 9, p. 223-249, 1989.

FITZGERALD, S. A.; KLUMP, J. V.; SWARZENSKI, P. W.; MACKENZIE, R. A.; RICHARDS, K. D. Beryllium-7 as a tracer of short-term sediment deposition and resuspension in the Fox River, Wisconsin. **Environmental Science and Technology**, Easton, v. 35, n. 2, p. 300-305, 2001.

FLANAGAN, D. C.; GILLEY, J. E.; FRANTI, T. G. Water Erosion Prediction Project (WEPP): development history, model capabilities, and future enhancements. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v. 50, p. 1603-1612, 2007.

FOSTER, I. D. L.; DALGLEISH, H.; DEARING, J. A.; JONES, E. D. Quantifying soil erosion and sediment transport in drainage basins; some observations on the use of  $^{137}\text{Cs}$ . In: OLIVE, L.; LOUGHRAN, R.; KESBY, J. (Ed.). **Variability in stream erosion and sediment transport**. Canberra: ACT, 1994. p. 55–64. (IAHS Publication, 224).

FREDERICKS, D. J.; NORRIS, V.; PERRENS, S. J. Estimating erosion using caesium-137: I. Measuring caesium-137 activity in a soil. In: BORDAS, M. P.; WALLING, D. E. (Ed.). **Sediment budgets**. International Association of Hydrological Sciences, Wallingford, UK: IAHS, 1988. p. 225–231. (IAHS Publication, 174).

GERASOPOULOS, E.; ZEREFOS, C. S.; PAPASTEFANOU, C.; ZANIS, P.; O'BRIEN, K. Low-frequency variability of Beryllium-7 surface concentrations over Eastern Mediterranean. **Atmospheric Environment**, Oxford, v. 37, n. 13, p. 1745-1756, 2003.

GOEL, P. S.; JHA, S.; LAL, D.; RADHAKRISHNA, P.; RAMA. Cosmic ray produced beryllium isotopes in rain water. **Nuclear Physics**, Amsterdam, v. 1, n. 3, p. 196-201, 1956.

GOMES, F. P. **Curso de estatística experimental**. 4. ed. Piracicaba: ESALQ/USP, 1970. 430 p.

GONZAGA, C. L.; BACCHI, M. A.; ELISABETE, A. N. F.; TAGLIAFERRO, F. S. Dez anos de participação do LRI/CENA/USP no Programa Nacional de Intercomparação do IRD/CNEN. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METROLOGIA, 3., 2003, Recife, PE. **Metrologia para a vida**. Recife, PE: Sociedade Brasileira de Metrologia, 2003. p. 1-4.

HERNANI, L. C.; FREITAS, P. L.; PRUSKI, F. F.; De MARIA, I. C.; CASTRO FILHO, C.; LANDERS, J. C. A erosão e seu impacto. In: MANZATTO, C. V.; FREITAS JUNIOR, E.; PERES, J. R. R. **Uso agrícola dos solos brasileiros**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2002. p. 47-60.

HOTZL, H.; ROSNER, G.; WINKLER, R. Correlation of  $^7\text{Be}$  concentrations in surface air and precipitation with the solar cycle. **Naturwissenschaften**, Berlin, v. 78, p. 215-217, 1991.

HUH, C. A.; SU, C. C.; SHIAU, L. J. Factors controlling temporal and spatial variations of atmospheric deposition of  $^7\text{Be}$  and  $^{210}\text{Pb}$  in northern Taiwan. **Journal of Geophysical Research**, Washington, DC, v. 111, n. D16, p. D16304.1-D16304.7, 2006.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. **EMBRACE** – Estudo e Monitoramento Brasileiro do Clima Espacial. Indicador de Atividade Solar. Disponível em: <http://www.inpe.br/climaespacial/sol.php>. Acesso em: 10 jul. 2011.

IOANNIDOU, A.; PAPASTEFANOU, C. Precipitation scavenging of  $^7\text{Be}$  and  $^{137}\text{Cs}$  radionuclides in air. **Journal of Environmental Radioactivity**, Barking, v. 85, p. 121-136, 2006.

IOANNIDOU, A.; MANOLOPOULOU, M.; PAPASTEFANOU, C. Temporal changes of  $^7\text{Be}$  and  $^{210}\text{Pb}$  concentrations in surface air at temperate latitudes ( $40^\circ\text{N}$ ). **Applied Radiation and Isotopes**, Oxford, v. 63, p. 277–284, 2005.

ISHIKAWA, Y.; MURAKAMI, H.; SEKINE, T.; YOSHIHARA, K. Precipitation scavenging studies of radionuclides in air using cosmogenic beryllium-7. **Journal of Environmental Radioactivity**, Barking, v. 26, p. 19–36, 1995.

JORDAN, C. E.; DIBB, J. E.; FINKEL, R. C.  $^{10}\text{Be}/^{7}\text{Be}$  tracer of atmospheric transport and stratosphere-troposphere exchange. **Journal of Geophysical Research**, Washington, DC, v. 108, n. D8, p. ACL3.1-ACL3.14, 2003.

KADKO, D.; OLSON, D. Beryllium-7 as a tracer of surface water subduction and mixed-layer history. **Deep-Sea Research. Pt. 1**, Oxford, v. 43, n. 2, p. 89-116, 1996.

KADKO, D.; PROSPERO, J. Deposition of  $^{7}\text{Be}$  to Bermuda and the regional ocean: Environmental factors affecting estimates of atmospheric flux to the ocean. **Journal of Geophysical Research**, Washington, DC, v. 116, 10 p., 2011. DOI: 10.1029/2010JC006629.

KARUNAKARA, N.; SOMASHEKARAPPA, H. M.; NARAYANA, Y.; AVADHANI, D. N.; MAHESH, H. M.; SIDDAPPA, K.  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{40}\text{K}$  and  $^{7}\text{Be}$  activity concentrations in plants in the environment of Kaiga, India. **Journal of Environmental Radioactivity**, Barking, v. 65, p. 255–266, 2003.

KASTE, J. M.; NORTON, S. A.; HESS, C. T. Environmental chemistry of beryllium-7. In: GREW, E. S. (Ed.). *Beryllium: mineralogy, petrology, and geochemistry*. Chantilly, VA: Mineralogical Society of America, 2002. p. 271–289. (Reviews in Mineralogy & Geochemistry, 50).

KASTE, J. M.; ELMORE, A. J.; VEST, K. R.; OKIN, G. S. Beryllium-7 in soils and vegetation along an arid precipitation gradient in Owens Valley, California. *Geophysical Research Letters*, Washington, DC, v. 38, 6 p., 2011. doi: 10.1029/2011GL047242.

KOCH, D. M.; JACOB, D. J.; GRAUSTEIN, W. C. Vertical transport of tropospheric aerosols as indicated by  $^{7}\text{Be}$  and  $^{210}\text{Pb}$  in a chemical tracer model. **Journal of Geophysical Research**, Washington, DC, v. 101, p. 18651–18666, 1996.

KOSTADINOV, K. N.; YANEV, Y. L.; MAVRODIEV, V. M. An method for preconcentration and measurement of cosmogenic beryllium-7 in natural waters. **Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry**, Budapest, v. 121, n. 2, p. 509-513, 1988.

KOWNACKA, L. Vertical distributions of beryllium-7 and lead-210 in the tropospheric and lower stratospheric air. **Nukleonika**, Warszawa, v. 47, n. 2, p. 79–82, 2002.

LAL, R. **Soil erosion research methods**. Ankeny: Soil and Water Conservation Society; Saint Lucie Press, 1994. 340 p.

LAL, R. Soil degradation by erosion. **Land Degradation & Development**, Chichester, v. 12, p. 519-539, 2001.

LAL, D.; PETERS, B. Cosmic ray produced radioactivity on the Earth. **Handbook of Physics**, Heidelberg, v. 46, p. 551-612, 1967.

LANCE, J. C.; MCINTYRE, S. C.; NANEY, J. W.; ROUSSEVA, S. S. Measuring sediment movement at low erosion rates using Cesium-137. **Journal of Soil Science Society of America**, Madison, v. 50, p. 1303-1309, 1986.

LEPPÄNEN, A.-P.; PACINI, A. A.; USOSKIN, I. G.; ALDAHAN, A.; ECHER, E.; EVANGELISTA, H.; KLEMOLA, S.; KOVALTISOV, G. A.; MURSULA, K.; POSSNET, G. Cosmogenic  $^7\text{Be}$  in air: A complex mixture of production and transport. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, Oxford, v. 72, p. 1036–1043, 2010.

LICHTENTHÄLER, R.; FARIA, P. N.; LÉPINE-SZILY, A.; GUIMARÃES, V.; CAMARGO, O.; DENKE, R.; BENJAMIM, E. A.; BARIONI, A.; PIRES, K. C. C.; MENDES, D.; ASSUNÇÃO, M.; ARAZI, A.; PADRON, I.; GOMES, P. R. S. Elastic scattering of  $^6\text{He} + ^{27}\text{Al}$  and  $^7\text{Be} + ^{51}\text{V}$  at RIBRAS. **European Physical Journal. Special Topics**, Paris, v. 150, p. 27-30, 2007.

LOUGHRAN, R. J.; CAMPBELL, B. L.; WALLING, D. E. Soil erosion and sedimentation indicated by caesium-137. **Catena**, Amsterdam, v. 14, p. 201–212, 1987.

MABIT, L.; BENMANSOUR, M.; WALLING, D. E. Comparative advantages and limitations of the fallout radionuclides  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{210}\text{Pb}$  and  $^7\text{Be}$  for assessing soil erosion and sedimentation. **Journal of Environmental Radioactivity**, Barking, v. 99, p. 1799-1807, 2008.

MASARICK, J. Origin and distribution of radionuclides in the continental environment. In: FROEHLICH, K. **Environmental radionuclides**: tracers and timers of terrestrial processes. Amsterdam: Elsevier, 2010. p. 1-23. (Radioactivity in the Environment, 16).

MASARIK, J.; REEDY, R. C. Terrestrial cosmogenic-nuclide production systematic calculated from numerical simulations. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 136, p. 381–395, 1995.

MASARIK, J.; BEER, J. Simulation of particle fluxes and cosmogenic nuclide production in Earth's atmosphere. **Journal of Geophysical Research**, Washington, DC, v. 104, p. 12099–12111, 1999.

MATISOFF, G.; BONNIWELL, E. C.; WHITING, P. J. Soil erosion and sediment sources in an Ohio Watershed using beryllium-7, cesium-137, and lead-210. **Journal of Environmental Quality**, Madison, v. 31, p. 55-61, 2002.

MORGAN, R. P. C. **Soil erosion and conservation**. Harlow: Longman, 1986. 298 p.

MURRAY, A. S.; OLLEY, J. M.; WALLBRINK, P. J. Natural radionuclide behavior in the fluvial environment. **Radiation Protection Dosimetry**, Canberra, Australia, v. 45, n. 1-4, p. 285-288, 1992.

NAGAI, H.; TADA, W.; KOBAYASHI, T. Production rates of  $^7\text{Be}$  and  $^{10}\text{Be}$  in the atmosphere. **Nuclear Instruments and Methods B**, Amsterdam, v. 172, p. 796–801, 2000.

NAVAS, A.; MACHIN, J. A preliminary research on the use of cesium-137 to investigate soil erosion in the semiarid landscape of the central Ebro river valley. In: SALA, M.; RUBIO, J. L.; GARCIA-RUIZ, J. M. **Soil erosion studies in Spain**. Longroño, Spain: Geoforma Ediciones, 1991. p. 191-202.

NAVAS, A.; WALLING, D. E.; GASPARD, L.; MACHIN, J. Use of Beryllium-7 to assess soil redistribution by erosion in two contrasting Mediterranean environments. In: SCHMIDT, J.; COCHRANE, T.; PHILLIPS, C.; ELLIOTT, S.; DAVIES, T.; BASHER, L. (Ed.). **Sediment dynamics in changing environments**. Paris: IAHS, 2008. p. 43-51. (IAHS Publication, 325).

NEARING, M. A.; FOSTER, G. R.; JANE, L. J.; KINKNER, S. C. A. Process-Based Soil Erosion Model for USDA-Water Erosion Prediction Project Technology. **Transactions of ASAE**, St. Joseph, v. 32, p. 1587-1593, 1989.

O'BRIEN, K.; DE LA ZERDA LERNER, A.; SHEA, M. A.; SMART, D. F. The production of cosmogenic isotopes in the Earth's atmosphere and their inventories. In: SONETT, C. P.; GIAMPAPA, M. S.; MATTHEWS, M. S. (Ed.). **The sun in time**. Tucson, AZ: University of Arizona Press, 1991. p. 317-342.

OWENS, P. N.; WALLING, D. E. Spatial variability of caesium-137 inventories at reference sites: an example from two contrasting sites in England and Zimbabwe. **Applied Radiant and Isotopes**, Oxford, v. 47, p. 699-707, 1996.

PAPASTEFANO, C. Residence time of tropospheric aerosols in association with radioactive nuclides. **Applied Radiation and Isotopes**, Oxford, v. 64, p. 93–100, 2006.

PAPASTEFANO, C. Beryllium-7 aerosols in ambient air. **Aerosol and Air Quality Research**, Taipei, Taiwan, v. 9, n. 2, p. 187-197, 2009.

PAPASTEFANO, C.; IOANNIDOU, A. Beryllium-7 and solar activity. **Applied Radiation and Isotopes**, Oxford, v. 61, p. 1493-1495, 2004.

PAPASTEFANO, C.; MANOLOPOULOU, M.; STOULOS, S.; IOANNIDOU, A.; GERASOPOULOS, E. *Soil-to-plant transfer of  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{40}\text{K}$  and  $^7\text{Be}$* . **Journal of Environmental Radioactivity**, Barking, v. 45, p. 59-65, 1999.

PHILLIPS, G. W.; SHARE, G. H.; KING, S. E.; AUGUST, R. A.; TYLKA, A. J.; ADAMS JUNIOR, J. H.; PANASYUK, M. I.; NYMMIK, R. A.; KUZHEVSKIY, B. M.; KULIKAUSKAS, K. S.; ZHURAVLEV, D. A.; SMITH, A. R.; HURLEY, D. L.; MCDONALD, R. J. Correlation of upper-atmospheric  $^7\text{Be}$  with solar energetic particle events. *Geophysical Research Letters*, Washington, DC, v. 28, n. 5, p. 939–942, 2001.

PIMENTEL, D. Soil erosion: a food and environmental threat. **Environment, Development and Sustainability**, Dordrecht, v. 8, p. 119-137, 2006.

PIMENTEL, D. **Word soil erosion and conservation**. Cambridge: Cambridge University Press, 2009. 345 p.

PÖSCHL, M.; BRUNCLÍK, T.; HANÁK, J. Seasonal and inter-annual variation of Beryllium-7 deposition in birch-tree leaves and grass in the northeast upland area of the Czech Republic. **Journal of Environmental Radioactivity**, Barking, v. 101, p. 744-750, 2010.

RÓDENAS, C.; GÓMEZ, J.; QUINDÓS, L. S.; FERNÁNDEZ, P. L. <sup>7</sup>Be concentrations in air, rain water and soil in Cantabria (Spain). **Applied Radiation and Isotopes**, Oxford, v. 48, p. 545–548, 1997.

SCHULLER, P.; WALLING, D. E.; IROUMÉ, A.; CASTILLO, A. Use of beryllium-7 to study *the* effectiveness of woody trash barriers in reducing sediment delivery to streams after forest clearcutting. **Soil & Tillage Research**, Amsterdam, v. 110, p. 143–153, 2010.

SCHULLER, P.; IROUMÉ, A.; WALLING, D. E.; MANCILLA, H. B.; CASTILLO, A.; TRUMPER, R. E. Use of Beryllium-7 to document soil redistribution following forest harvest operations. **Journal of Environmental Quality**, Madison, v. 35, p. 1756-1763, 2006.

SEPULVEDA, A.; SCHULLER, P.; WALLING, D. E.; CASTILLO, A. Use of <sup>7</sup>Be to document soil erosion associated with a short period of extreme rainfall. **Journal of Environmental Radioactivity**, Barking, v. 99, p. 35-49, 2008.

SHAPIRO, M. H.; FORBES-RESHA, J. L. Mean residence time of <sup>7</sup>Be-bearing aerosols in the troposphere. **Journal of Geophysical Research**, Washington, DC, v. 81, n. 15, p. 2647–2649, 1976.

SHORT, D. B.; APPLEBY, P. G.; HILTON, J. Measurement of atmospheric fluxes of radioclides at a UK site using both direct (rain) and indirect (soils) methods. **International Journal of Environment and Pollution**, Geneva, v. 29, n. 4, p. 392-404, 2007.

SILKER, W. B.; ROBERTSON, D. E.; RIECK JUNIOR, H. G.; PERKINS, R. W.; PROSPERO, J. M. Beryllium-7 in ocean water. **Science**, Washington, DC, v. 161, n. 844, p. 879-880, 1968.

SPIEGEL, M. R. **Estatística**. 2. ed. São Paulo: McGraw-Hill, 1985.

TALPOS, S.; RIMBU, N.; BORSAN, D. Solar forcing on the <sup>7</sup>Be-air concentration variability at ground level. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, Oxford, v. 67, p. 1626–1631, 2005.

TOY, T. J.; FOSTER, G. R.; RENARD, K. G. **Soil erosion**: processes, prediction, measurement, and control. New York: John Wiley and Sons, 2002. 338 p.

WALLBRINK, P. J.; MURRAY, A. S. Use of fallout radionuclides as indicators of erosion processes. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 7, p. 297-304, 1993.

WALLBRINK, P. J.; MURRAY, A. S. Fallout of  $^7\text{Be}$  in the south eastern Australia. **Journal of Environmental Radioactivity**, Barking, v. 25, p. 213-228, 1994.

WALLBRINK, P. J.; MURRAY, A. S. Distribution and variability of  $^7\text{Be}$  in soils under different surface cover conditions and its potential for describing soil redistribution processes. **Water Resources Research**, Canberra, Australia v. 32, n. 2, p. 467-476, 1996.

WALLBRINK, P.; OLLEY, J.; MURRAY, A. Measuring soil movement using  $^{137}\text{Cs}$ : implications of reference site variability. In: OLIVE, L.; LOUGHRAN, R.; KESBY, J. (Ed.). **Variability in stream erosion and sediment transport**. Canberra: ACT, 1994. p. 95-102. (IAHS Publication, 224).

WALLING, D. E.; QUINE, T. A. **Use of caesium-137 as a tracer of erosion and sedimentation**: Handbook for application of the Caesium-137 technique. Exeter, Devon: University of Exeter, Department de Geography, 1993. 208p. (UK Overseas Development Administration Research Scheme R4579).

WALLING, D. E.; HE, Q.; BLAKE, W. Use of  $^7\text{Be}$  and  $^{137}\text{Cs}$  measurements to document short- and medium-term rates of water-induced soil erosion on agricultural land. **Water Resources Research**, Washington, DC, v. 35, p. 3865-3874, 1999.

WAN, G. J.; SANTSCHI, P. H.; STRUM, M.; FARRENKOTHEN, K.; LUCEK, A.; WERTH, E.; SCHULLER, C. Natural ( $^{210}\text{Pb}$ ,  $^7\text{Be}$ ) and fallout  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{239,240}\text{Pu}$ ,  $^{90}\text{Sr}$  radionuclides as geochemical tracers of sedimentation in Greifensee, Switzerland. **Chemical Geology**, v. 63, p.181-196, 1987.

WILLIAMSON, R. M.; RICHARD, H. T. Capture of  $^7\text{Be}$  and the excited state of  $^7\text{Li}$ . **Physical Review**, Woodbury, v. 76, n. 5, p. 614-617, 1949.

WILSON, C. G.; MATISOFF, G.; WHITING, P. J. Short-term rates from a  $^7\text{Be}$  inventory balance. **Earth Surface Processes and Landforms**, Chichester, v. 28, p. 967-977, 2003.

WINKLER, R.; DIETL, F.; FRANCK, G.; TSCHIERSCH, J. Temporal variation of  $^7\text{Be}$  and  $^{210}\text{Pb}$  size distribution in ambient aerosol. **Atmospheric Environment**, Oxford, v. 32, n. 6, p. 983-991, 1998.

WISCHMEIER, W. H.; SMITH, D. D. **Predicting rainfall erosion losses**: a guide to conservation planning. Washington, DC: USDA, 1978. 58 p. (Agriculture Handbook, 537).

YAMAMOTO, M.; SAKAGUCHI, A.; SASAKI, K.; HIROSE, K.; IGARASHI, Y.; KIM, C. K. Seasonal and spatial variation of atmospheric  $^{210}\text{Pb}$  and  $^7\text{Be}$  deposition: features of the Japan Sea side of Japan. **Journal of Environmental Radioactivity**, Barking, v. 86, p. 110-131, 2006.

YOSHIMORI, M. Beryllium 7 radionuclide as a tracer of vertical air mass transport in the troposphere. **Advances in Space Research**, Elmsford, v. 36, p. 828–832, 2005a.

YOSHIMORI, M. Production and behavior of beryllium 7 radionuclide in the upper atmosphere. **Advances in Space Research**, Elmsford, v. 36, p. 922–926, 2005b.

YOSHIMORI, M.; HIRAYAMA, H.; MORI, S.; SASAKI, K.; SAKURAI, H. Be-7 nuclei produced by galactic cosmic rays and solar energetic particles in the earth's atmosphere. **Advances in Space Research**, Elmsford, v. 32, n. 12, p. 2691-2696, 2003.

YU, K. N.; LEE, L. Y. L. Measurement of atmospheric  $^7\text{Be}$  properties using high-efficiency gamma spectroscopy. **Applied Radiation and Isotopes**, Oxford, v. 57, p. 941–946, 2002.

ZANIS, P.; SCHUEPBACH, E.; GAEGGELER, H. W.; HUEBENER, S.; TOBLER, L. Factors controlling Beryllium-7 at Jungfrauoch in Switzerland. **Tellus**, Stockholm, v. 51, p. 789-805, 1999.

ZAPATA, F. The use of environmental radionuclides as tracers in soil erosion and sedimentation investigations: recent advances and future developments. **Soil & Tillage Research**, Amsterdam, v. 69, n. 1-2, p. 3-13, 2003.

## APÊNDICE

## APÊNDICE A – Gráficos de controle das atividades de $^7\text{Be}$ na água da chuva:

Distribuição das atividades de  $^7\text{Be}$  na água da chuva dos eventos coletados em 12 pontos na área de estudo.  $A_m$  é a atividade média de  $^7\text{Be}$  na água da chuva do evento e  $A_{md}$  a atividade mínima de detecção.  $\sigma$  é o desvio padrão da atividade de  $^7\text{Be}$ , obtido de 12 análises repetidas de uma amostra de água com atividade média de  $0,8 \text{ Bq.L}^{-1}$ , e representa a variação associada apenas às medidas de atividade.

