



UNIVERSIDADE
ESTADUAL DE LONDRINA

ELIAS ANTUNES DOS SANTOS

**ESTUDO DE EQUAÇÕES DE CALIBRAÇÃO PARA
METODOLOGIA DO ^{137}Cs DE DETERMINAÇÃO DA EROSÃO
DE SOLOS**

Londrina
2001

ELIAS ANTUNES DOS SANTOS

**ESTUDO DE EQUAÇÕES DE CALIBRAÇÃO PARA
METODOLOGIA DO ^{137}Cs DE DETERMINAÇÃO DA EROSÃO
DE SOLOS**

Dissertação apresentada ao curso de Pós-graduação em Física da Universidade Estadual de Londrina, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre.

Orientador: Prof. Dr. Carlos R. Appoloni

Londrina
2001

ELIAS ANTUNES DOS SANTOS

**ESTUDO DE EQUAÇÕES DE CALIBRAÇÃO PARA
METODOLOGIA DO ^{137}Cs DE DETERMINAÇÃO DA EROÇÃO
DE SOLOS**

BANCA EXAMINADORA:

Carlos Roberto Appoloni

Otávio Portezan filho

Melayne Martins Coimbra

Londrina, ____ de _____ de 2001.

DEDICO

**Aos meus pais,
Sebastião Cordeiro e
Nivair Cordeiro**

AGRADECIMENTOS

Ao doutorando Avacir Casanova Andrello, pela amizade, companheirismo, ajuda na coleta de amostras e sugestões no decorrer do trabalho.

Ao técnico Fábio Lopes pelo companheirismo, amizade e ajuda no processo de medida das amostras.

Ao Dr. Paulo Sérgio Parreira técnico, do GFNA, pela amizade, companheirismo e sugestões durante o trabalho.

Aos Professores: Dr^a. Melayne M. Coimbra, Dr. Otávio Portezan, Esp. Antônio Tannous e Dr. Pedro H. Aragão pela amizade, companheirismo e sugestões no decorrer do trabalho.

Aos Professores e Funcionários do Departamento de Física pela amizade, hospitalidade e conhecimentos construídos.

Aos amigos Walmir Pottker e Fábio Melquíades, pela amizade, convívio e ajuda no início do trabalho.

Aos colegas do Grupo de Física Nuclear Aplicada, pelo convívio e amizade durante esses dois anos.

À Virgínia, secretária da Pós-Graduação do CCE, pela amizade e serviços prestados no decorrer do trabalho.

Aos colegas de mestrado Alex, Andrezza, José Ricardo, Luís e Valdemir, pela amizade e companheirismo

Aos estudantes da graduação do Curso de Física pela hospitalidade, amizade e companheirismo.

Às seguintes instituições, pela formação, oportunidade de realização do curso, infra-estrutura e facilidades oferecidas na execução deste trabalho: Departamento de Física da UEL, e CNPq.

AGRADECIMENTO ESPECIAL

Ao Professor Dr. Carlos Roberto Appoloni, que se dispôs a me orientar, sem o qual este trabalho jamais seria possível. Pela excelente orientação, pela paciência nas aulas, pelo companheirismo, grande amizade e pelo ser humano que é, eu agradeço.

SANTOS, E.A. **Estudo de equações de calibração para metodologia do ^{137}Cs de determinação da erosão de solos.** Londrina. 2001. 129f. Dissertação (Mestrado em Física) – Universidade Estadual de Londrina, Londrina, 2001.

RESUMO

Usando o método do ^{137}Cs , foram estudadas duas parcelas de erosão próximas à cidade de Londrina. A classe de solo estudada foi a latossolo roxo-distrófico (LRd), com índices de erosão medidos desde de 1976 pelo Instituto Agrônomo do Paraná (IAPAR), utilizando o método convencional. Através da redução percentual do conteúdo de ^{137}Cs em relação ao local de referência, foram calculadas as perdas de solo utilizando os modelos proporcional, balanço de massa e distribuição de perfil. Usando a correlação entre as concentrações de ^{137}Cs e a erosão medida pelo IAPAR, obteve-se duas equações de calibração que foram aplicadas às medidas realizadas na bacia do rio Unda e comparados com três modelos da literatura. Como local de referência foi escolhida uma floresta natural localizada próxima às parcelas. O inventário médio de ^{137}Cs foi de $555 \pm 16 \text{ Bq.m}^{-2}$. Os inventários das parcelas de erosão variaram de 112 a 136 Bq.m^{-2} para amostras coletadas até 30 cm de profundidade. As taxas de erosão estimadas pelos modelos variaram de 64 a 85 $\text{ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$ para os modelos proporcional e distribuição de perfil e 137 a 165 $\text{ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$ para o modelo de balanço de massa, enquanto que a erosão média obtida pelo IAPAR foi de 86 $\text{ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$. Das duas equações de calibração obtidas, a que leva em conta a distribuição de ^{137}Cs com o perfil do solo foi a que apresentou maior consistência fornecendo taxas de erosão para a bacia do rio Unda (que é da mesma classe de solo) no intervalo de 4 a 48 $\text{ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$, enquanto para os modelos proporcional e distribuição de perfil, as taxas variaram de 7 a 45 $\text{ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$ e 6 a 69 $\text{ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$, respectivamente.

Palavras-chave: Césio x Isótopos. Radioatividade x Medição.

SANTOS, E.A. **Study of calibration equations of ^{137}Cs methodology for soil erosion determination** Londrina. 2001. 129f. Dissertation (Master in Physics) – Universidade Estadual de Londrina., Londrina, 2001.

ABSTRACT

Using the method of ^{137}Cs and gamma-ray spectrometry, soil samples of two plots erosion were studied at Londrina city. The soil class studied was a dystrophic dark red soil (LRd) soil, with erosion indexes measured by Agronomic Institute of Paraná State (IAPAR) using a conventional method, since 1976. Through the percentage reduction of ^{137}Cs related to the reference site, the soil losses were calculated using the proportional, mass balance and profile distribution models. Making the correlation between the ^{137}Cs concentrations and the erosion measured by IAPAR, two calibration equations were obtained and applied to the data set measured in the basin of the Unda river and compared to those models in the literature. As reference region, was chosen a natural forest located close to the plots. The average inventory of ^{137}Cs was $555 \pm 16 \text{ Bq.m}^{-2}$. The inventories of the erosion plots varied from 112 to 136 Bq.m^{-2} for samples collected until 30 cm depth. The erosion rates estimated by the models varied from 64 to 85 $\text{ton.ha}^{-1}.\text{yr}^{-1}$ for the proportional and profile distribution models, respectively, and 137 to 165 $\text{ton.ha}^{-1}.\text{yr}^{-1}$ for the mass balance model, while the measured erosion obtained by IAPAR was 86 $\text{ton.ha}^{-1}.\text{yr}^{-1}$. From the two calibration equations obtained, the one that take into account the ^{137}Cs distribution with the soil profile, was that showed the best consistence with the erosion rates for the basin of the Unda river (same soil class) in the range from 4 to 48 $\text{ton.ha}^{-1}.\text{yr}^{-1}$, while the proportional and profile distribution models applied rates from 7 to 45 $\text{ton.ha}^{-1}.\text{yr}^{-1}$ and 6 to 69 $\text{ton.ha}^{-1}.\text{yr}^{-1}$, respectively.

Abstract: Cesium x Isotopes. Radioactivity x Measurement.

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Valores teóricos aproximados da vida média para o decaimento grama (extraídos de KAPLAN, 1963).....	33
Tabela 2 – Produtos iniciais e finais das séries radioativas (extraída de BURCHAM, 1974)	34
Tabela 3 – Materiais radioativos naturais não incluídos nas séries radioativas (extraída de BURCHAM, 1974).....	40
Tabela 4 – Distribuição da energia liberada em (MeV) durante a fissão do ^{235}U por nêutrons térmicos (adaptada de MUKHIN, 1987)	51
Tabela 5 – Contribuição do FWHM na resolução em energia do detector de GeHP em valores absolutos e percentuais.....	92
Tabela 6 – Fator de calibração (α) determinado para as amostras de solo calibradas, resultando num valor médio de $287 \pm 2 \text{ Bq.kg}^{-1}$	102
Tabela 7 – Valores médios das atividades, inventários, atividade mínima detectável e densidade das amostras coletadas nas parcelas de erosão.....	105
Tabela 8 – Atividades das amostras de referência, inventários, atividade mínima detectável, densidade e valor médio de referência das amostras da floresta natural do IAPAR	106
Tabela 9 – Redistribuição de ^{137}Cs em função dos inventários medidos nas parcelas 1 e 2.....	107
Tabela 10 – Erosão calculada para as parcelas 1 e 2, utilizando os modelos da CRP/IAEA. A última coluna mostra os valores médios de erosão medidos pelo IAPAR	110
Tabela 11 – Redistribuição de ^{137}Cs nas três regiões de coleta das parcelas, a última coluna mostra a erosão total da parcela medida pelo IAPAR	111
Tabela 12 – Dados do córrego Unda aplicados aos modelos proporcional (Y1), balanço de massa 1 (Y2), modelo de distribuição de perfil (Y3), equações de calibração (Y) e (Y').....	118

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Número de publicações envolvendo ^{137}Cs nos processos de erosão em função dos anos (extraída do site < http://hydrolab.arsuda.gov >, 2001).	18
Figura 2 – Espectro de partículas beta do ^{38}Cl (extraído de LANGER, 1950).....	28
Figura 3 – Esquema de decaimento para dois emissores beta (extraída de KAPLAN,1963).	29
Figura 4 – Esquema de decaimento dos raios gama.....	30
Figura 5 – Série radioativa do Urânio, segundo a lei de deslocamento de Soddy	35
Figura 6 – Série radioativa do Actínio, segundo a lei de deslocamento de Soddy (extraída de MANN, 1980)	36
Figura 7 – Série radioativa do Netúnio, segundo a lei de deslocamento de Soddy.....	37
Figura 8 – Série radioativa do Tório, segundo a lei de deslocamento de Soddy	38
Figura 9 – Esquema de decaimento do ^{40}K	39
Figura 10 – Absorção da radiação cósmica ao nível do mar em chumbo. Observa-se a existência das componentes “suave” e “dura” (extraída de AUGER et al. 1936).....	41
Figura 11 – Visão global do espectro de fundo (extraída de EJNISMAN et al, 1994	42
Figura 12 – Visão parcial do espectro de fundo (extraída de EJNISMAN et al. 1994).	43
Figura 13 – Visão parcial do espectro de fundo (extraída de EJNISMAN et al. 1994).	43
Figura 14 – Visão parcial do espectro de fundo (extraída de EJNISMAN et al. 1994).	44
Figura 15 – Visão parcial do espectro de fundo (extraída de EJNISMAN et al. 1994).	44
Figura 16 – Visão parcial do espectro de fundo (extraída de EJNISMAN et al. 1994).	45
Figura 17 – Radionuclídeos naturais e artificiais conhecidos (extraída de KAPLAN, 1963).	47
Figura 18 – Seqüência de passos que conduzem à fissão nuclear, de acordo com o modelo da gota líquida (extraída de KAPLAN, 1963).....	48

Figura 19 – Abundância dos diferentes números de massa dos produtos residuais na fissão do ^{233}U , ^{235}U e ^{239}Pu por bombardeio com nêutrons lentos (extraída de SEGRE, 1964).....	50
Figura 20 – Número de testes nucleares atmosféricos. Na figura à esquerda observa-se os dois picos principais e na figura da direita os países responsáveis pelos testes (extraída de UNEP, 1991).....	54
Figura 21 – Deposição global de ^{137}Cs devido ao “fallout” radioativo nos hemisférios norte e sul, durante o período de 1954 a 1990 (Adaptada de WALLING & QUINE, 1990).	56
Figura 12 – Esquema de níveis do processo de decaimento do ^{137}Cs (extraído de BROWNE et al, 1978).	57
Figura 23 – Deposição global de ^{90}Sr do “fallout” radioativo no hemisfério norte e no hemisfério sul. (extraída de WALLING & QUINE, 1990).	59
Figura 24 – Diagrama do ciclo do ^{137}Cs na natureza (adaptada de RITCHIE, 1990)	60
Figura 25 – Localização da região estudada: na figura à esquerda observa-se o mapa do Brasil, localizando o estado do Paraná e na figura à direita o mapa do Paraná, localizando a cidade de Londrina.	79
Figura 26 – Na foto à esquerda observa-se as parcelas 1 e 2, representadas por <u>P1</u> e <u>P2</u> respectivamente, a calha <u>a</u> e o coletor <u>b</u> . A direita tem-se uma visão ampliada da calha <u>a</u>	81
Figura 27 – Esquema da geometria do sistema de medidas.....	85
Figura 28 – Esquema de um béquer Marinelli de 2 litros e suas dimensões	86
Figura 29 – Esquema em blocos para os componentes da eletrônica utilizada.	87
Figura 30 – Espectro comparativo entre o pico de 661, 62 keV do ^{137}Cs e o pico do pulsador.....	91
Figura 31 – Espectro de amostra de solo do hemisfério norte (extraída de GUIMARÃES, 1988).	96
Figura 22 – Espectro de amostra de solo do hemisfério sul (extraída de GUIMARÃES, 1988).	97

Figura 33 – Parte do espectro de pulsos de uma das amostras de maior atividade em ^{137}Cs , coletada na profundidade de 0 a 10 cm.	97
Figura 34 – Fator de calibração com a aplicação do Critério de Chauvenet	103
Figura 35 – Inventário de ^{137}Cs em função da profundidade para a floresta natural do IAPAR	109
Figura 36 – Visão parcial do gráfico da parametrização baseada no modelo proporcional.....	113
Figura 37 – Visão parcial do gráfico da parametrização baseada no modelo de distribuição de perfil.....	114
Figura 38 – Gráfico comparativo do comportamento da erosão em função da redistribuição de ^{137}Cs para as parametrizações baseadas nos modelos proporcional (Y) e distribuição de perfil (Y').	115
Figura 39 – Mapa da bacia hidrográfica do córrego Unda, mostrando as curvas de níveis, os pontos de amostragens e os vários tipos de cultivos.	116
Figura 40 – Taxas de erosão em função da redistribuição para os dados do córrego Unda.	119

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	15
2 REVISÃO DE LITERATURA	17
3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	25
3.1 PROCESSOS DE DECAIMENTO RADIOATIVO.....	25
3.1.1 Decaimento beta (β)	25
3.1.2 Decaimento gama (γ).....	29
3.2 RADIOATIVIDADE NATURAL	34
3.2.1 Séries Radioativas Naturais.....	34
3.2.2 Outros radionuclídeos naturais.....	39
3.2.3 Radiação cósmica e seus produtos de interação	40
3.2.4 Espectrometria gama da radiação natural de fundo.....	42
3.3 RADIOATIVIDADE ARTIFICIAL	45
3.3.1 Fissão Nuclear	46
3.3.2 Fusão Nuclear	51
3.3.3 Testes de Armas Nucleares	53
3.3.4“Fallout” Radioativo.....	54
3.4 RADIONUCLÍDEO CÉSIO-137	56
3.4.1 Processo de decaimento.....	56
3.4.2 Características químicas do Césio.....	57
3.4.3 Comportamento do Radionuclídeo Césio-137 no Solo.....	57
3.5 EROSÃO NO SOLO.....	61
3.6 QUANTIFICAÇÃO DA EROSÃO	61
3.6.1 Método convencional	62
3.6.2 Método do Radionuclídeo Césio-137	64

4 MATERIAIS E MÉTODOS	79
4.1 CARACTERIZAÇÃO, COLETA E PREPARO DAS AMOSTRAS	79
4.1.1 Vegetação, clima e relevo da região de amostragem	79
4.1.2 Descrição do solo.....	80
4.1.3 Processo de amostragem	81
4.1.4 Preparo das amostras	82
4.1.5 Amostras de solo calibradas.....	82
4.1.6 Preparo das amostras de solo calibradas.....	83
4.2 SISTEMA DE DETECÇÃO E GEOMETRIA	85
4.2.1 Arranjo experimental.....	87
4.2.2 Eletrônica de detecção.....	88
4.2.3 Detector de Germânio Hiperpuro – GeHP.....	89
4.2.3.1 Resolução em energia.....	90
4.2.3.2 Eficiência de detecção	92
4.2.3.3 Blindagem do sistema de detecção	93
4.3 ANÁLISE DAS AMOSTRAS	94
4.3.1 Espectrometria gama	94
4.3.2 Detecção do ¹³⁷ Cs.....	95
4.3.3 Equação de calibração	98
4.3.4 Limite mínimo de detecção e atividade mínima detectável	99
4.3.5 Softwares utilizados.....	100
5 RESULTADOS E DISCUSSÕES	101
5.1 FATOR DE CALIBRAÇÃO.....	101
5.2 ATIVIDADE DAS AMOSTRAS DAS PARCELAS DE EROÇÃO	104
5.3 ATIVIDADES DAS AMOSTRAS DE REFERÊNCIA	106
5.4 REDISTRIBUIÇÃO DE ¹³⁷ Cs NAS PARCELAS DE EROÇÃO	107
5.5 APLICAÇÃO DOS MODELOS DA CRP/IAEA NAS PARCELAS DE EROÇÃO	108
5.6 OBTENÇÃO DAS EQUAÇÕES DE CALIBRAÇÃO	110

5.7 EQUAÇÕES DE CALIBRAÇÃO APLICADAS AOS DADOS DO CÓRREGO UNDA E COMPARADOS COM OS MODELOS DA CRP/IAEA	116
6 CONCLUSÕES	120
REFERÊNCIAS	122

1 INTRODUÇÃO

A erosão tem-se acelerado ao longo do tempo devido à ampliação vertiginosa das atividades agrícolas. Com o aumento da população e da demanda de produção de alimentos, aumentou também a necessidade e a intensidade de exploração do solo com culturas anuais, em um processo que, por muitos anos, devido a um manejo inadequado, levou extensas áreas agrícolas a um acentuado depauperamento do solo. Apesar de técnicas de conservação de solos estarem sendo utilizadas mais freqüentemente por agricultores, a erosão continua sendo um processo importante na degradação dos solos. A erosão não só degrada a camada superficial rica em matéria orgânica e nutrientes para as plantas, como também provoca o assoreamento dos rios e reservatórios de água, causando enchentes e a diminuição do volume de água dos reservatórios.

Os métodos convencionais usados na quantificação da erosão são estatísticos, necessitam de um longo período para a determinação de algumas variáveis e são aplicáveis somente para áreas próximas dos experimentos. Um método alternativo muito utilizado em outros países é o do ^{137}Cs , que apresenta a vantagem de ser mais rápido e eficaz.

O ^{137}Cs é um radionuclídeo artificial e foi depositado na superfície terrestre devido aos testes nucleares atmosféricos, realizados principalmente na década de 60 quando ocorreu a maior deposição ou “fallout”. O ^{137}Cs tem uma meia-vida relativamente longa de 30,2 anos e em 95 % dos casos decai por β^- para o $^{137\text{m}}\text{Ba}$, que possui meia vida de 2,55 minutos e em 85 % dos casos emite um gama com energia de 661,62 keV. Em contato com o solo o ^{137}Cs é forte e rapidamente adsorvido pelas partículas mais finas (argila e matéria orgânica). Uma vez adsorvido o ^{137}Cs não é facilmente removido, marcando a superfície dos solos. Desta forma quando o solo “marcado” é erodido, o ^{137}Cs é transportado junto com o ele.

Estimativas de taxas de erosão e sedimentação usando o método do ^{137}Cs têm sido relatadas por muitos pesquisadores, especialmente para o hemisfério norte, mas até o momento não existe nenhuma equação que relacione erosão/deposição de solo com a redistribuição de ^{137}Cs , realizada com solos do hemisfério sul, com exceção de uma equação para solo da Austrália, que não se aplica aos solos e condições dos continentes dos hemisfério sul.

Esta pesquisa teve como objetivo principal obter equações de calibração para um solo paranaense, a partir da medida das concentrações de ^{137}Cs em duas parcelas de erosão localizadas no Instituto Agronômico da Paraná - IAPAR.

2 REVISÃO DA LITERATURA

Provavelmente o primeiro a mencionar o uso de radionuclídeos depositados pelo “fallout” em estudos de erosão foi MENZEL (1960). O autor relacionou perdas de ^{90}Sr com as de solo em parcelas de erosão. Seu trabalho tratava do transporte deste radionuclídeo por deflúvio em campos com diversos tipos de culturas. O ^{137}Cs difere do ^{90}Sr por restringir-se à superfície do solo, por isso é um traçador de superfície visto ser a erosão um fenômeno essencialmente superficial.

WALLING & QUINE (1990, 1993) fizeram uma revisão do uso da técnica do ^{137}Cs devido ao “fallout” no estudo de erosão em solos, incluindo distribuição espacial do “fallout”, os processos de adsorção do ^{137}Cs pelo solo, redistribuição de ^{137}Cs associado com sedimentos, estimativas de taxas de perdas de solo através de medidas de ^{137}Cs , bem como, pesquisas nesses estudos, incluindo a aplicação de outros radionuclídeos complementares à técnica no estudo de erosão e sedimentação.

Existe uma grande variedade de estudos envolvendo ^{137}Cs nos processos de erosão, sedimentação, migração vertical, difusão para diferentes tipos de solos em vários tipos de ambientes, desde de pântanos (MILAN et al, 1995) até ambientes semi-áridos (CHAPPBELL, 1999). Portanto o número de publicações relatados para esses tipos de estudos é considerável, apresentando um crescimento exponencial desde 1960. A Figura mostra o crescimento das publicações até o ano de 2001. Para se ter uma idéia, até 1996 contava com um total de 1600 publicações sendo, aproximadamente, 500 trabalhos para o estudo da erosão, 700 para medidas de deposição de sedimentos e os demais para estudos das propriedades químicas, físicas e biológicas no meio ambiente (CRP, 1996). Todas essas referências podem ser obtidas livremente na internet no seguinte endereço: <<http://hydrolab.arsuda.gov>>.

Neste trabalho serão citados os mais recentes e mais relevantes para os nossos propósitos. Vale ressaltar que a maioria absoluta dos trabalhos sobre o ^{137}Cs no estudo da erosão e deposição de sedimentos têm sido realizados para solos do hemisfério norte, onde a contaminação foi da ordem de 10 vezes maior que no hemisfério sul.

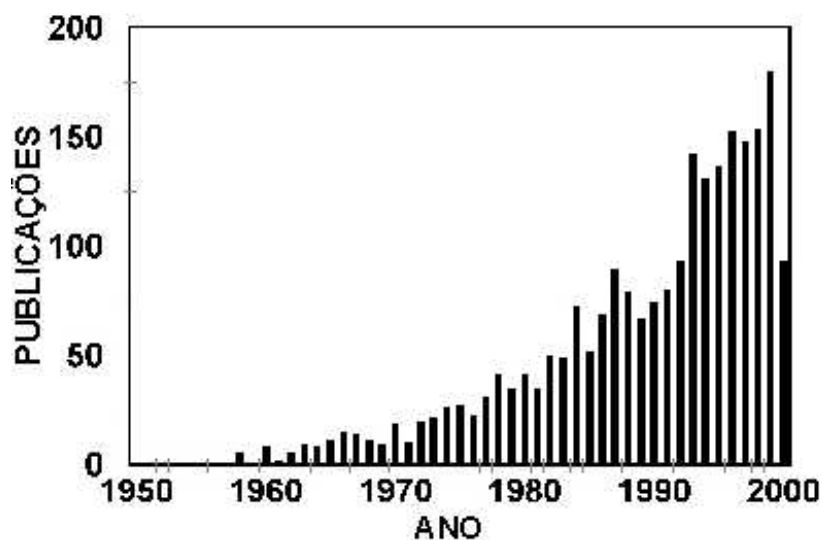


Figura 1 – Número de publicações envolvendo ^{137}Cs nos processos de erosão em função dos anos (extraída do site <<http://hydrolab.arsuda.gov>>, 2001).

Em 1995 foi realizada uma reunião na sede da Agência Internacional de Energia Atômica, em Viena/Áustria, com pesquisadores envolvidos no uso de isótopos para o estudo da erosão e sedimentação em solos, a fim de padronizar as metodologias existentes. Na oportunidade foi estabelecida uma cooperação entre os programas de pesquisa coordenados no estudo de sedimentação e no estudo de erosão. Após isto foram realizados três encontros, cujos relatórios são: CRP (1996, 1998 e 1999).

BACCHI et al. (2000) estudaram a redistribuição de solos em uma microbacia cultivada com cana de açúcar no estado de São Paulo. O inventário médio de referência estimado foi de $422 \pm 14 \text{ Bq.m}^{-2}$ e os resultados indicaram que 94% da área estudada encontrava-se severamente erodida, a taxa de erosão máxima estimada foi de $59 \text{ ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$ e a deposição máxima estimada de $86 \text{ ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$. A taxa ponderada média de deposição de sedimentos dentro dos limites da área de estudo foi da ordem de $12 \text{ ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$, ocorrendo em apenas cerca de 6% da área total. Esses valores levaram a uma taxa média líquida de perda de solo pela área como um todo da ordem de $21 \text{ ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$, o que resulta em uma razão de liberação de sedimentos de 97 %, ou seja, quase a totalidade de sedimentos mobilizados por erosão foram transportados para fora dos limites da área estudada.

BAJRACHARYA et al. (1998) estimaram taxas de erosão em solos cultiváveis em três fazendas no estado de Ohio, nos Estados Unidos. A atividade cumulativa do ^{137}Cs variou de $6,8 \text{ mBq.g}^{-1}$ para locais com altos níveis de erosão até $16,6 \text{ mBq.g}^{-1}$ para pontos de deposição. As taxas de erosão estimadas usando a técnica do ^{137}Cs foram maior que uma ordem de grandeza em relação ao previsto pela RUSLE (ver item 3.6.1).

YANG et al. (1998), usando os modelos de balanço de massa e introduzindo uma constante de erosão (perda relativa anual média de ^{137}Cs) e uma função de distribuição ^{137}Cs com a profundidade de solo, desenvolveram um modelo quantitativo de taxa de erosão de solo usando perdas de ^{137}Cs para solos não cultivados. No desenvolvimento do modelo os autores consideraram os padrões de ^{137}Cs no perfil do solo, ano de amostragem e a quantidade de ^{137}Cs devida ao “fallout”. O modelo mostrou que a taxa de erosão de solo estimada é controlada principalmente pelo padrão de distribuição de ^{137}Cs no perfil de solo. Colocando diferentes funções de distribuição de ^{137}Cs com a profundidade, o ano de amostragem e diferentes frações de “input” do valor do “fallout” total de cada ano, vários resultados simulados de perdas de solo foram obtidos. Os resultados da simulação numérica provaram que a relação entre a taxa de perda de solo e a redução de ^{137}Cs não é linear e nem logarítmica. Elas dependem dos padrões de distribuição de ^{137}Cs no perfil do solo, ano de amostragem e fração do “input” do valor total do “fallout”.

BERNARD et al. (1998) estudaram a redistribuição espacial do ^{137}Cs a fim de estimar a magnitude de movimentos de solos de longo termo em 180 ha de uma bacia utilizada para fins agrícolas, localizada no norte da França. O nível de referência de ^{137}Cs estimado foi de 2000 Bq.m^{-2} . Em determinados locais o movimento anual médio de solo variou de $18 \text{ ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$ para perda até $19 \text{ ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$ para região com deposição. A partir desses dados os autores verificaram que 41 % da área da bacia poderia ser considerada estável, em torno de 45 % da área da bacia sofreu perda de solo com uma taxa média de $6 \text{ ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$. Deposição ocorreu sobre 14% da área, com uma taxa anual média de $7 \text{ ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$. Os resultados encontrados foram consistentes com os de outros pesquisadores em ambientes semelhantes. Os autores concluíram que a técnica do ^{137}Cs é viável no estudo do processo de erosão e sedimentação de longo termo na escala da bacia.

O ^{137}Cs tem sido muito usado para estimar taxa de transporte de sedimentos e erosão em solos. No entanto, os padrões de distribuição de ^{137}Cs no perfil do solo não têm sido considerados. Como resultado, as taxas de erosão podem ser superestimadas ou subestimadas.

DU et al. (1998) fizeram um estudo da distribuição de ^{137}Cs devida ao “fallout” em diferentes perfis de solo, usando dados da literatura. Três tipos de funções de distribuição de ^{137}Cs com a profundidade foram encontrados pelo uso de métodos estatísticos de regressão: tipo exponencial, tipo pico e tipo decrescente (incluindo distribuição uniforme). Relações entre perdas de ^{137}Cs e a taxa de erosão de solo foram encontradas introduzindo as funções de regressão. A influência da distribuição de ^{137}Cs com a profundidade na estimativa de taxas de erosão foram simuladas. Os resultados mostraram que as taxas de erosão de solos muito diferentes poderiam ser deduzidos para diferentes distribuição de profundidades quando as perdas de ^{137}Cs forem as mesmas. Isso indica que os padrões de distribuição com a profundidade devem ser considerados quando a erosão de solo for estimada pelo uso do ^{137}Cs . Os resultados da simulação também sugeriram que isto é ainda mais importante quando se estiver determinando a distribuição de ^{137}Cs próximo à superfície do solo, bem como, a perda média relativa anual de ^{137}Cs usando a distribuição com a profundidade como um critério na estimativa de taxa de erosão de solo.

ANDRELLO (1997) estudou 6 áreas de solos da classe latossolo roxo distrófico (LRd), sujeitas a diferentes tipos de cultivo em uma microbacia no norte do estado do Paraná. As amostras foram coletadas até 20 cm. Cada área de amostragem foi dividida em três pontos de amostragem: topo, meia encosta e vale. A densidade média das amostras foi de 1050 kg.m^{-3} , o inventário de referência foi de $1,39 \pm 0,11 \text{ Bq.kg}^{-1}$, e as atividades das amostras variaram de $0,39 \pm 0,06$ até $2,31 \pm 0,24 \text{ Bq.kg}^{-1}$. Para o cálculo das perdas e ganhos de solos foram usados modelos da literatura. Efetuando-se o balanço de perdas e ganhos de solo o autor verificou que houve uma perda de $111 \text{ ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$ para a bacia, valor bem acima do limite de tolerância de perda de solo por erosão para os solos da classe LRd, que é de $12 \text{ ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$.

As taxas de erosão hídrica têm sido estimadas usando a equação universal de perdas de solo (USLE) e a equação universal de perdas de solo revisada (RUSLE). Essas equações, no entanto, não levam em conta erosão ou deposição pelo cultivo. MONTGOMERY et al. (1997) realizaram um estudo a fim de estimar os padrões de movimento de solo em uma bacia nos Estados Unidos, durante o período de 27 anos, usando o ^{137}Cs como traçador. As perdas de solo estimadas pela técnica do ^{137}Cs foram comparadas com as taxas de erosão estimadas pela RUSLE. Uma grade de amostragem com 158 amostras de solo foram coletadas e analisadas pela técnica do ^{137}Cs . Os resultados demonstraram que foi viável o uso do ^{137}Cs , devido ao “fallout”, como um traçador do movimento de sedimentos durante o período de 25 a 30 anos. O modelo proporcional foi usado

para estimar as perdas líquidas ou ganhos em cada local no campo de amostragem. Limitações desses modelos foram encontradas, as quais podem resultar em resultados superestimados ou subestimados de perdas de solo. As taxas de perdas de solo estimadas pelo ^{137}Cs e pela RUSLE não apresentaram diferenças significativas, porém os autores verificaram que essa comparação só pode ser feita desde que a magnitude do movimento de cultivo, o grau de confiança dos fatores que envolvam a RUSLE e as perdas de solos estimadas sejam conhecidas.

SCHULLER et al. (1997) estudaram as taxas de migração de ^{137}Cs em função da profundidade em quatro locais com diferentes tipos de solos e diferentes índices de precipitação. A vegetação da região estudada era composta por aproximadamente 90 % de grama, situada em uma região de alta produção de leite. Dois modelos foram usados para descrever o transporte de ^{137}Cs nos solos estudados. Dos quatro locais analisados, dois possuíam diferentes tipos de solos e precipitação semelhantes e os outros dois locais possuíam mesmo tipo de solo e precipitações diferentes. Taxas de migração de ^{137}Cs com a profundidade maiores que $0,5 \text{ cm.ano}^{-1}$ foram calculadas. Os inventários de ^{137}Cs medidos foram sempre maiores do que os valores estimados para o hemisfério sul. Inventários de 1210 e 1550 Bq.m^{-2} foram encontrados em dois locais com índices de precipitação em torno de 2100 mm.ano^{-1} e inventários de 780 e 790 Bq.m^{-2} foram encontrados para os dois locais com precipitação em torno de 1000 mm.ano^{-1} .

HE & WALLING (1997) estudaram o comportamento e a distribuição de ^{137}Cs e Pb-210 nos solos a fim de entender os seus movimentos e comportamentos no meio ambiente, e portanto interpretar as informações que eles fornecem como traçadores de sedimentos. O estudo combinou evidências empíricas e fundamentos teóricos a fim de desenvolver e implementar o entendimento da distribuição do “fallout” de ^{137}Cs e Pb-210 em solos cultivados e não cultivados. Para o estudo do comportamento do ^{137}Cs com a profundidade, uma solução de ^{134}Cs (com propriedades semelhantes ao ^{137}Cs) e ^{210}Pb foi aplicada em dois tipos de solos, um de pastagem e outro cultivado e depois de 1 hora as amostras de solo foram coletadas.

Os resultados dos experimentos de campo sugeriram que a distribuição inicial desses radionuclídeos na superfície do solo é aproximadamente exponencial. Os fatores primários que influenciaram a redistribuição do período pós deposição desses radionuclídeos em solos estáveis não perturbados tem sido representada por um processo de transporte e difusão efetiva. Um modelo de transporte unidimensional foi usado para descrever a mudança temporal na sua distribuição vertical na superfície do solo.

Os autores concluíram também que o cultivo e a erosão do solo são os processos dominantes que controlam as distribuições verticais em solos cultivados. A informação obtida é essencial para melhor explorar o potencial desses radionuclídeos como traçadores no estudo da erosão do solo, liberação de sedimentação, deposição de sedimentos e processos de sedimentação associados.

SCHUCH et al. (1994a) estudaram os inventários de ^{137}Cs em várias regiões com diferentes classes de solo no estado do Paraná. Neste estudo foram realizadas duas coletas, em intervalos de até 14 anos. A precipitação média anual variou de 1410 a 1988 mm. As amostras de solo foram coletadas em profundidades de até 70 cm e os inventários de ^{137}Cs foram comparados entre as regiões. Para as amostras coletadas em uma região próxima ao litoral, os inventários de ^{137}Cs variaram de 1618 ± 369 a $1041 \pm 106 \text{ Bq.m}^{-2}$, para amostras coletadas nos anos de 1977 e 1991, respectivamente. Em um outro local os inventários variaram de 824 ± 194 a $441 \pm 114 \text{ Bq.m}^{-2}$ para as amostras coletadas nos anos de 1977 e 1991, respectivamente. Para o terceiro local os inventários variaram de 1193 ± 289 a $990 \pm 315 \text{ Bq.m}^{-2}$ para amostras coletadas nos anos de 1983 e 1991, respectivamente.

SCHUCH et al. (1994b) estudaram 7 perfis de diferentes tipos de solo no estado do Rio Grande do Sul. A precipitação média anual dos locais estudados variou de 1412 a 1729 mm. As amostras foram coletadas em incrementos de 5 cm até a profundidade de 50 cm. Os inventários de ^{137}Cs variaram de 601 a 1566 Bq.m^{-2} . Os autores observaram que em todos os locais estudados 60 % da concentração total de ^{137}Cs ficava nas amostras coletadas até 25 cm de profundidade

GUIMARÃES (1988) aplicou o método do ^{137}Cs devido ao “fallout” para estimar a erosão e sedimentação em uma bacia hidrográfica localizada no Estado de São Paulo, com área de 48,54 ha. Algumas características da região estudada foram: latossolo vermelho-amarelo, precipitação média anual de 1247,1 mm, relevo suave ondulado com declividade de 0 a 20 %. Num estudo preliminar amostras foram coletadas em incrementos de 3 em 3cm, em 3 perfis de solo, com profundidade até 78 cm. Num perfil foi medido ^{137}Cs até a profundidade de 18 cm, com inventário de $280,3 \text{ Bq.m}^{-2}$. Nos outros dois perfis analisados verificou-se que sofreram deposição devido aos altos inventários encontrados, quase o dobro do valor de referência. A atividade média de referência encontrada em um local próximo à área de estudo foi de $306,15 \text{ Bq.m}^{-2}$. Após estudo preliminar, amostras de solo foram coletadas em três caminhamentos com profundidades de até 20 cm, sendo encontradas atividades até $454,7 \text{ Bq.m}^{-2}$. Através das medidas de atividade, a autora

verificou que foi possível identificar movimentação e redistribuição de solos em função da declividade. A metodologia permitiu identificar locais de perda e acúmulo de solo ocorridas após 1960, sem a necessidade de instalação de equipamentos no campo nem da coleta de dados por longos períodos. Contudo julgou necessário estabelecer correlação entre os níveis de ^{137}Cs e perdas ou ganhos de solo para as condições brasileiras, evitando-se a utilização de equações desenvolvidas para o hemisfério norte.

O ^{210}Pb também oferece uma maneira de estimar taxas de erosão e deposição de sedimentos, pois o seu comportamento é similar ao ^{137}Cs (RITCHIE & McHENRY, 1990). Embora ambos os radionuclídeos sejam usados como traçadores de forma similar, eles diferem quanto a origem e padrões temporais de “fallout”. O ^{137}Cs é um radionuclídeo feito pelo homem e sua presença no globo terrestre está principalmente associado aos testes de armas nucleares. Já o ^{210}Pb ocorre naturalmente e sua deposição tem sido considerada relativamente constante através do tempo. O ^{210}Pb é um produto da série de decaimento do ^{238}U natural. Ele é derivado do decaimento do gás ^{222}Rn , filho do ^{226}Ra . O ^{226}Ra ocorre naturalmente em solos e rochas e conseqüentemente irá gerar ^{210}Pb com meia vida de 22,26 anos, o qual está em equilíbrio com o núcleo pai.

O recente desenvolvimento de uso dos radionuclídeos ^{137}Cs (estimativa de termos longos) e ^{210}Pb (termos médios) para o estudo dos processos de erosão e sedimentação em solos, tem-se conseguido resultados importantes. Devido às meias-vidas desses radionuclídeos, não é possível investigar as taxas de perdas de solo associados com eventos individuais ou períodos caracterizados por condições específicas.

Portanto, uma técnica para estimar taxas de erosão associadas com curtos períodos de deposição ainda por ser desenvolvida. O ^7Be (meia vida de 53 dias) tem sido estudado a fim de suprir essas necessidades. O ^7Be é produzido naturalmente na parte superior da atmosfera através da interação dos raios cósmicos com o hidrogênio e oxigênio e sua deposição na superfície terrestre pelo “fallout” está associado tanto por um processo a seco como por via úmida. Na maioria dos ambientes, o ^7Be alcança ao atingir a superfície do solo é rápido e fortemente fixado e desta forma é possível identificar sedimentos que tenham tido contatos recentes com o “fallout”.

BLAKE et al. (1999) demonstraram com sucesso o potencial do ^7Be como um traçador nas investigações de erosão de solos. Os autores estudaram 6,7 ha em um campo cultivado na Inglaterra e verificaram que o comportamento do ^7Be com a profundidade apresenta um decréscimo do tipo exponencial, com uma profundidade máxima de poucos milímetros da

superfície do solo. O ^7Be oferece uma maneira complementar à técnica do ^{137}Cs e ao ^{210}Pb , principalmente pelo fato de documentar redistribuição de solos ocorrendo dentro de eventos individuais ou períodos curtos de tempo. Além disso, o ^7Be oferece uma maneira de isolar as estimativas de redistribuição de solos associadas somente com a erosão hídrica, ou seja, os efeitos de transporte devido ao cultivo.

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 PROCESSOS DE DECAIMENTO RADIOATIVO

3.1.1 Decaimento beta (β)

O processo de decaimento β mais básico consiste na conversão de um próton em um nêutron ou de um nêutron em um próton, através da emissão ou absorção de elétrons. O processo de decaimento envolvendo a emissão de um elétron (e^-) é denominado decaimento β^- , envolvendo a emissão de um pósitron (e^+), é denominado decaimento β^+ . O processo inverso ao decaimento β^- , é chamado de captura eletrônica (EC).

A distribuição de energia do decaimento beta forneceu resultados experimentais confusos no início das pesquisas em radioatividade. Notou-se que no decaimento β a conservação da energia e momento não eram compatíveis com o problema de dois corpos, pois além do espectro de linha monoenergética dos elétrons de conversão, existia o espectro contínuo dos elétrons de desintegração. Para solucionar este problema, foi postulado por Pauli a existência de uma outra partícula, que acompanha o elétron no decaimento beta e que carrega uma quantidade de energia igual à diferença entre a energia do elétron emitido e a energia máxima do espectro beta. Essa partícula foi chamada neutrino (ν). O decaimento β^- é o processo no qual um nêutron decai em um próton, um elétron (partícula β^-) e um antineutrino ($\bar{\nu}$), que é representado esquematicamente por:



Neste caso, a energia de desintegração beta Q_{β^-} , é definida como a diferença entre as as massas de repouso inicial e final.

$$Q_{\beta^-} = M(Z, A) - M(Z + 1, A) \quad (2)$$

e para decaimento de nêutrons em repouso:

$$Q = T_p + T_e + T_\nu \quad (3)$$

Num processo geral do decaimento β^- de um núcleo ${}_Z^A X$, pode-se representar:



O decaimento β^+ é o processo no qual um próton decai em um nêutron, um pósitron (partícula β^+) e um neutrino (ν), representado esquematicamente por :



$$\text{onde: } Q_{\beta^+} = M(Z, A) - M(Z - 1, A) - m_e \quad (6)$$

$M(Z, A)$ e $M(Z-1, A)$ são as respectivas massas atômicas, m_e é a massa do elétron. Em um processo geral de decaimento β^+ de um núcleo ${}_Z^A X$, pode-se representar por:



A captura eletrônica é o processo pelo qual um próton do núcleo captura um elétron da camada K ou L. A captura de um elétron da camada K tem maior probabilidade de ocorrer devido ao fato desta camada estar mais próxima do núcleo, e o processo é chamado

captura-K. A vacância na camada K ou na camada L é preenchida por um elétron das camadas mais exteriores, com a emissão de raios X, K ou L, característicos do núcleo produto. Este processo é representado esquematicamente como:



Que num processo geral é representado como:



Sendo:

$$Q_{EC} = M(Z, A) - M(Z - 1, A) - B_{ek} \quad (10)$$

onde: $M(Z, A)$ e $M(Z - 1, A)$ são as respectivas massas atômicas, $B(e_K)$ é a energia de ligação do elétron na camada K.

Como neste processo nenhuma partícula carregada é emitida (apenas os neutrinos monocromáticos), o mesmo só pode ser observado por causa da emissão de raios X do núcleo filho.

Na Figura 2 é mostrado um espectro de decaimento beta negativo do ${}^{38}\text{Cl}$.

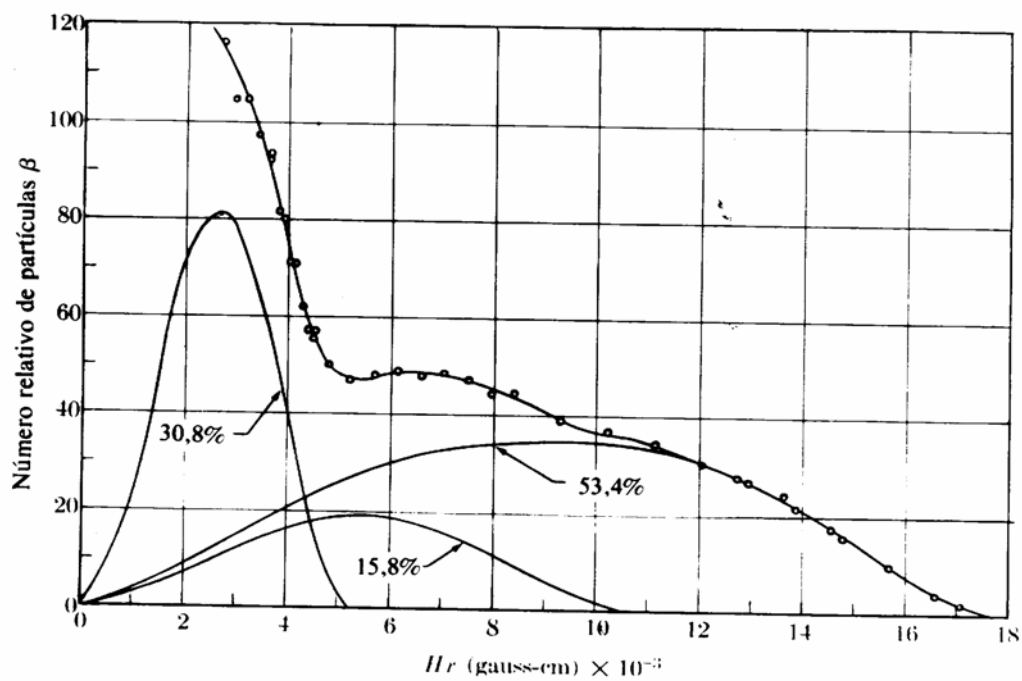


Figura 2 – Espectro de partículas beta do ^{38}Cl (extraído de LANGER, 1950).

A seguir, apresenta-se o exemplo de dois esquemas de desintegrações beta, onde são fornecidas informações sobre os níveis de energia dos núcleos produto.

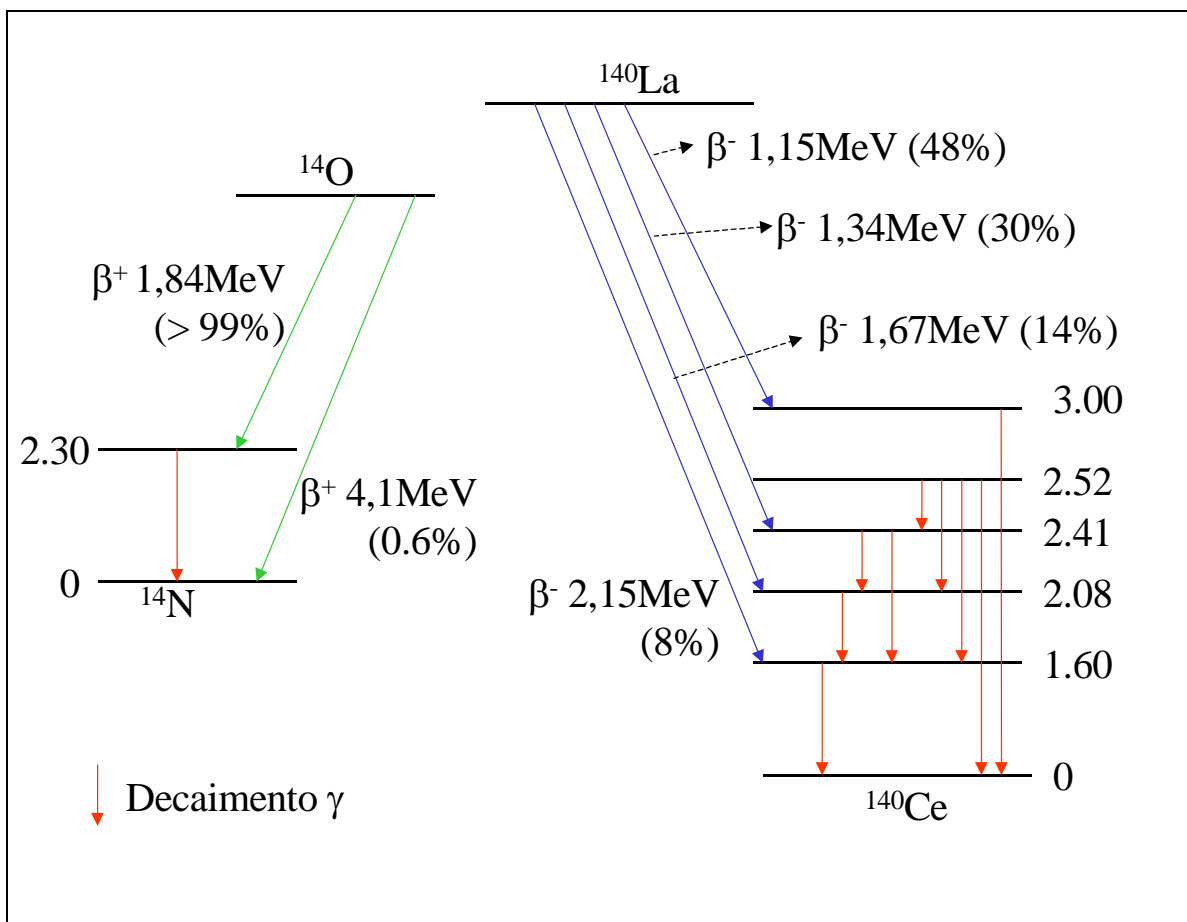


Figura 3 – Esquema de decaimento para dois emissores beta (extraída de KAPLAN,1963).

3.1.2 Decaimento gama (γ)

A radiação gama é uma radiação eletromagnética emitida espontaneamente pelos núcleos atômicos, quando estes decaem de estados nucleares excitados para estados nucleares menos excitados. Estes estados excitados decaem rapidamente para o estado fundamental através da emissão de um ou mais raios gama, conforme a Figura 4.

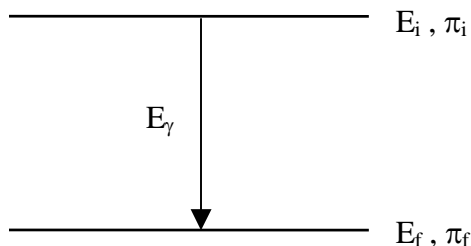


Figura 4 – Esquema de decaimento dos raios gama.

O quantum de energia emitido deve estar de acordo com as condições de conservação de momento angular e paridade π .

De modo geral, a radiação eletromagnética emitida pelo núcleo é separada em tipos distintos, chamados de radiação multipolar. Esta separação é feita de acordo com a quantidade de momento angular L carregado por cada fóton emitido, isto é, um raio γ com uma certa energia pode ser emitido com diferentes momentos angulares. A probabilidade total de emissão é a soma das probabilidades parciais de emissão para cada tipo de multipolaridade de raio γ , sendo que o primeiro termo não nulo é o que predomina, pois tem a maior probabilidade de ocorrer. Os fótons emitidos têm somente valores inteiros de momento angular L , dado pela regra de seleção, que está de acordo com a conservação do momento angular $|J_i - J_f| \leq L \leq |J_i + J_f|$, onde J_i e J_f são os números quânticos de momento angular dos estados inicial e final, respectivamente, do núcleo emissor. Transições gama entre estados $J_i = 0$ e $J_f = 0$ são proibidas como consequência do fato que as ondas eletromagnéticas são de natureza transversal e, portanto, não são emitidos fótons com $L=0$.

As radiações multipolares são caracterizadas pela sua ordem, dada por 2^L . A ordem representa o tipo de multipolo que é o emissor da radiação eletromagnética. Alguns casos serão discutidos a seguir: Para uma radiação multipolar com momento angular $L=1$, tem-se uma ordem de 2^1 que representa um dipolo vibrando. Para uma radiação multipolar com momento angular $L=2$, tem-se uma ordem 2^2 que representa um quadrupolo vibrando. Para $L=3$ um octopolo e assim por diante. Entretanto, para cada valor de momento angular L existem duas classes de radiação, a radiação do tipo elétrica (E) e a radiação do tipo magnética (M). Estas radiações

diferem pelas suas paridades. A paridade do campo multipolar para radiação do tipo elétrica é dada por:

$$\pi = (-1)^L \quad (11)$$

e para radiação do tipo magnética

$$\pi = (-1)^{L+1} \quad (12)$$

Da conservação da paridade para os estados considerados na Figura 4 tem-se:

$$\Delta\pi = \frac{\pi_i}{\pi_f} \quad (13)$$

Se $\Delta\pi = +1$, significa que os estados iniciais e finais tem a mesma paridade (paridade par) e se $\Delta\pi = -1$, significa que há mudança de paridade (paridade ímpar).

Como exemplo, consideremos um estado inicial de momento angular $J_i=1/2$ e paridade positiva (+) e um estado final de momento angular $J_f=3/2$ e paridade negativa (-), de forma que se terá para a radiação gama os possíveis momentos angulares $|1/2 - 3/2| \leq L \leq |1/2 + 3/2|$, ou seja, $L=1, 2$ com paridade negativa. As possíveis transições multipolares serão E1 e M2, isto é, uma radiação elétrica tipo dipolar e uma radiação magnética tipo quadrupolar.

Para transições de multipolo elétrico de ordem 2^L , a probabilidade de decaimento, usando o modelo de camadas ou de partícula independente, é dada por KAPLAN (1963):

$$\lambda_{EL} = 2\pi\nu \frac{e^2}{\hbar c} S\left(\frac{R}{\lambda}\right)^{2L} \quad (14)$$

onde λ_{EL} é a constante de desintegração para o decaimento γ com a emissão de radiação EL, ν é a frequência da radiação emitida e $\tilde{\lambda} = \lambda/2\pi$, onde λ é o comprimento de onda da radiação emitida e S é uma quantidade que depende de L, dada por:

$$S = \frac{2(L+1)}{L[1 \times 3 \times 5 \dots (2L+1)]^2} \left(\frac{3}{L+3} \right)^2 \quad (15)$$

Para transições de multipolos magnéticos de ordem 2^L , a probabilidade de decaimento é dada por (KAPLAN,1963):

$$\lambda_{ML} = 2\pi\nu \frac{e^2}{\hbar c} (10S) \left(\frac{\hbar}{McR} \right)^2 \left(\frac{R}{\tilde{\lambda}} \right)^{2L} \quad (16)$$

onde M é a massa do nucleon.

De acordo com as equações (12) e (14), a emissão de radiação de multipolo elétrico é mais provável que a emissão de radiação de multipolo magnético como segue :

$$\frac{\lambda_{EL}}{\lambda_{ML}} = \frac{1}{10} \left(\frac{R}{\hbar/Mc} \right)^2 = 4,4 A^{2/3} \quad (17)$$

onde foi usado que

$$\hbar/Mc = 0,211 \times 10^{-13} \text{ cm e } R = 1,4 A^{1/3} \times 10^{-13} \text{ cm.}$$

A Tabela 1 mostra valores teóricos aproximados da meia-vida para o decaimento γ para vários valores de momento angular L. Nesta Tabela pode-se observar que para raios γ com pequeno momento angular (L=1 ou 2), a probabilidade de decaimento é grande e, portanto, a meia-vida é muito pequena. Para raios γ com momento angular maior que 3, a probabilidade de decaimento torna-se pequena e conseqüentemente a meia-vida torna-se grande.

Tabela 1 – Valores teóricos aproximados da vida média para o decaimento gama (extraídos de KAPLAN, 1963).

Tipo de Radiação	Mudança no momento angular, L: em unidade de \hbar	Vida média, s		
		Energia dos Raios Gama		
		1,00 MeV	0,20 MeV	0,05 MeV
E1	1	3×10^{-16}	3×10^{-14}	2×10^{-12}
M1	1	3×10^{-14}	3×10^{-12}	2×10^{-10}
E2	2	7×10^{-12}	3×10^{-8}	3×10^{-5}
M2	2	8×10^{-10}	3×10^{-6}	4×10^{-3}
E3	3	6×10^{-7}	5×10^{-2}	8×10^2
M3	3	7×10^{-5}	6	9×10^4
E4	4	6×10^{-2}	1×10^5	3×10^{10}
M4	4	7	1×10^7	3×10^{12}
E5	5	8×10^4	4×10^{12}	2×10^{19}
M5	5	9×10^6	4×10^{14}	2×10^{21}

3.2 RADIOATIVIDADE NATURAL

3.2.1 Séries Radioativas Naturais

Após ser estabelecida a natureza física e química de todos radionuclídeos existentes na natureza, verificou-se que cada um deles é membro de uma das quatro séries ou

cadeias radioativas, com exceção de poucos de origem cosmogênica. Na Tabela 2 estão relacionadas as quatro séries radioativas, seus nuclídeos iniciais, finais e seu número de massa. A série do Netúnio não pode mais ser observada na natureza, devido a este elemento ter meia-vida menor que a idade da Terra, logo esta pode ser verificada apenas em laboratório.

Tabela 2 – Produtos iniciais e finais das séries radioativas (extraída de BURCHAM, 1974)

Nome da série	Número de massa	Inicial	Período	Final
Tório	4n	^{232}Th	$1,4 \times 10^{10}$ a	^{208}Pb
Netúnio	4n+1	^{237}Np	$2,2 \times 10^6$ a	^{209}Bi
Urânio	4n+2	^{238}U	$4,5 \times 10^9$ a	^{206}Pb
Actínio	4n+3	^{235}U	$7,2 \times 10^8$ a	^{207}Pb

Destas séries, a do ^{235}U é a menos freqüentemente detectada devido à pequena porcentagem do isótopo na natureza (em uma amostra de urânio natural, 99, 27% é constituída pelo ^{238}U , e apenas 0,72 % pelo ^{235}U), (EJENISMAN & PASCHOLATI, 1994). O decaimento dos núcleos destas séries, ocorre preferencialmente, por emissão de partículas alfa e ou beta.

Uns esquemas da seqüência de decaimentos radioativos de cada série são mostrados nas Figuras 5 a 8, onde é possível observar a variação nos números de nêutrons e prótons segundo a lei de deslocamento de Soddy para cada uma das cadeias do Urânio, Actínio, Tório e Netúnio. Nestas figuras é possível observar os membros das cadeias naturais e seus respectivos modos de desintegração e meia vida.

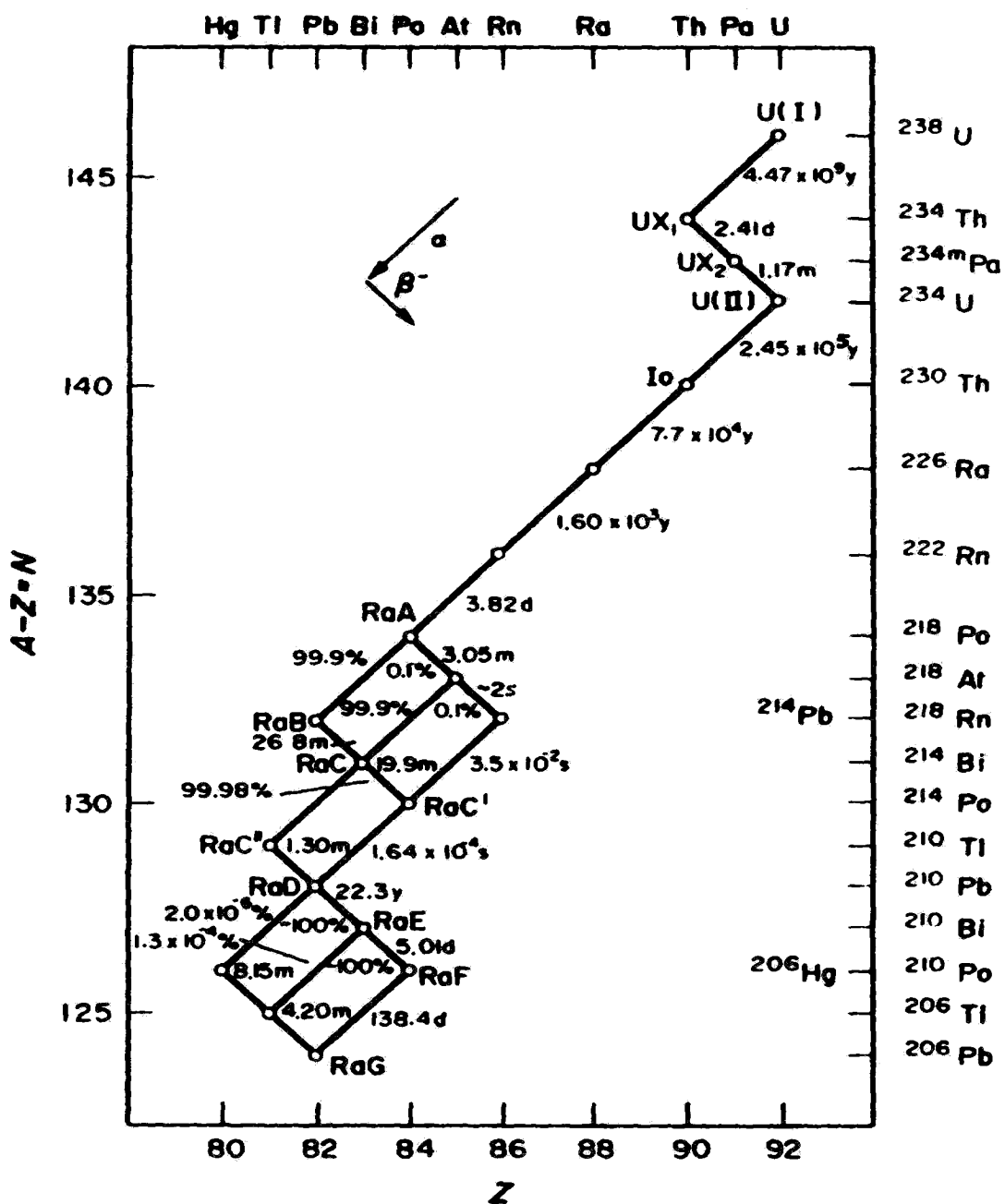


Figura 5 – Série radioativa do Urânio, segundo a lei de deslocamento de Soddy (extraída de MANN, 1980).

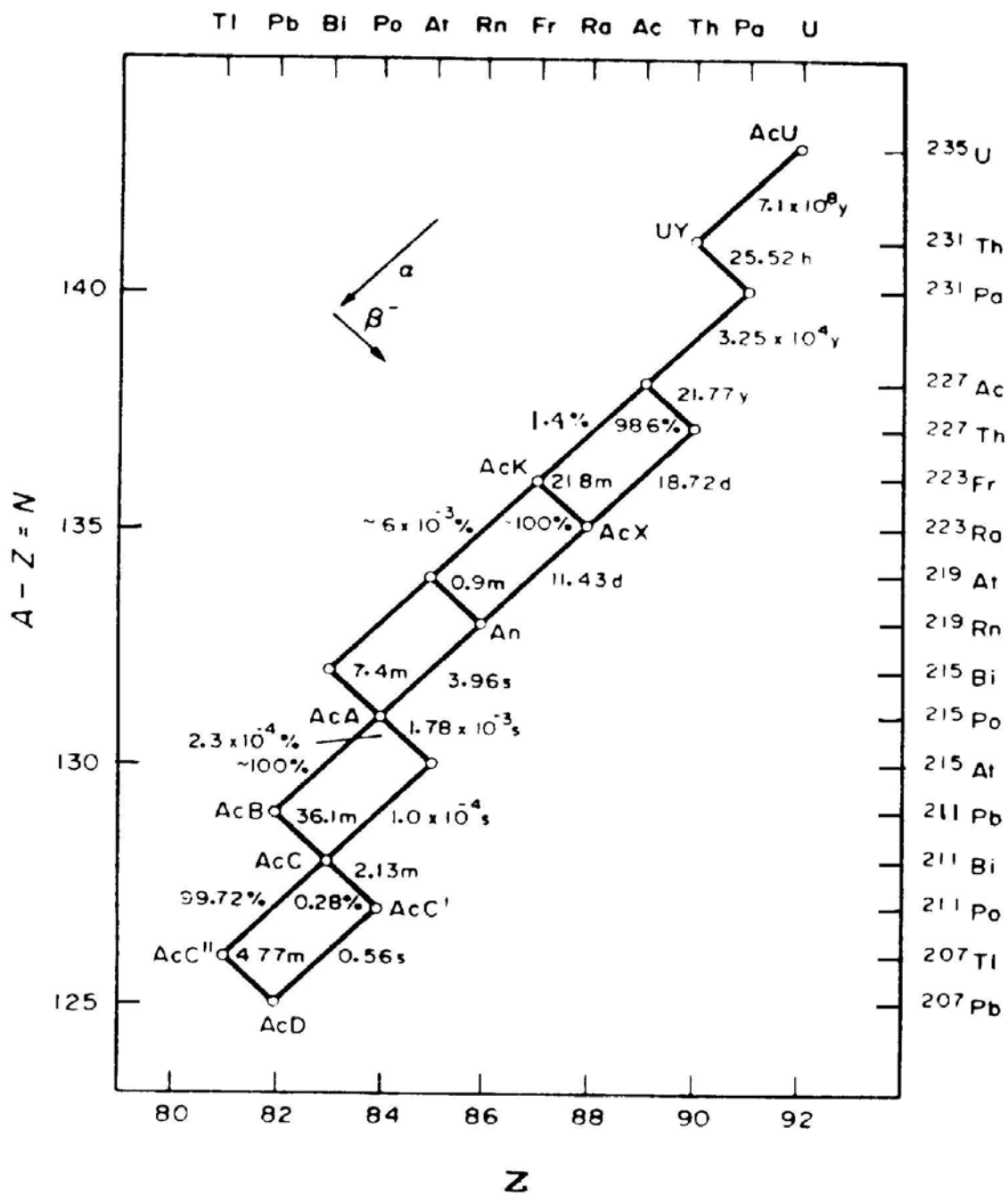


Figura 6– Série radioativa do Actínio, segundo a lei de deslocamento de Soddy (extraída de MANN, 1980).

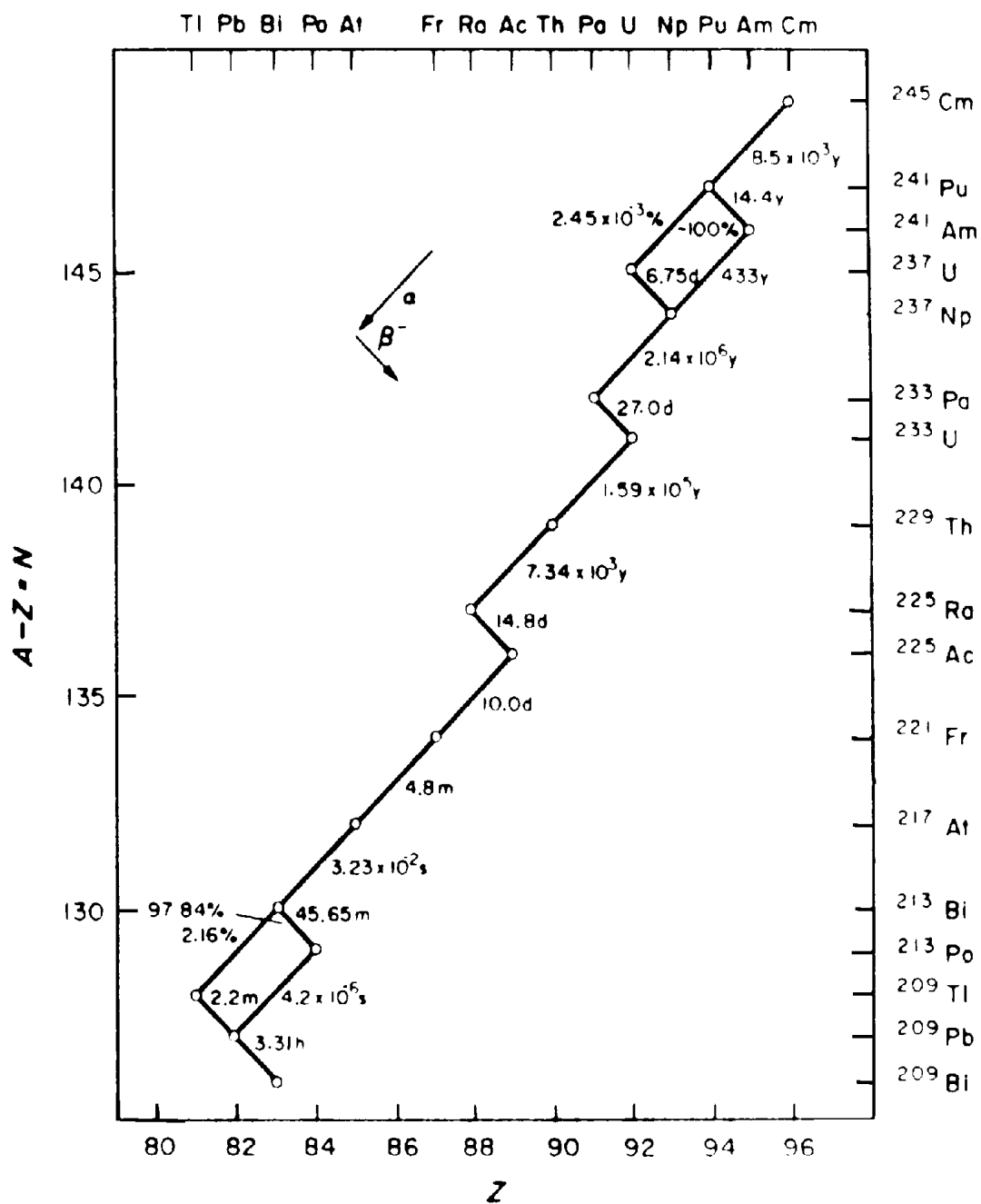


Figura 7– Série radioativa do Netúnio, segundo a lei de deslocamento de Soddy (extraída de MANN, 1980).

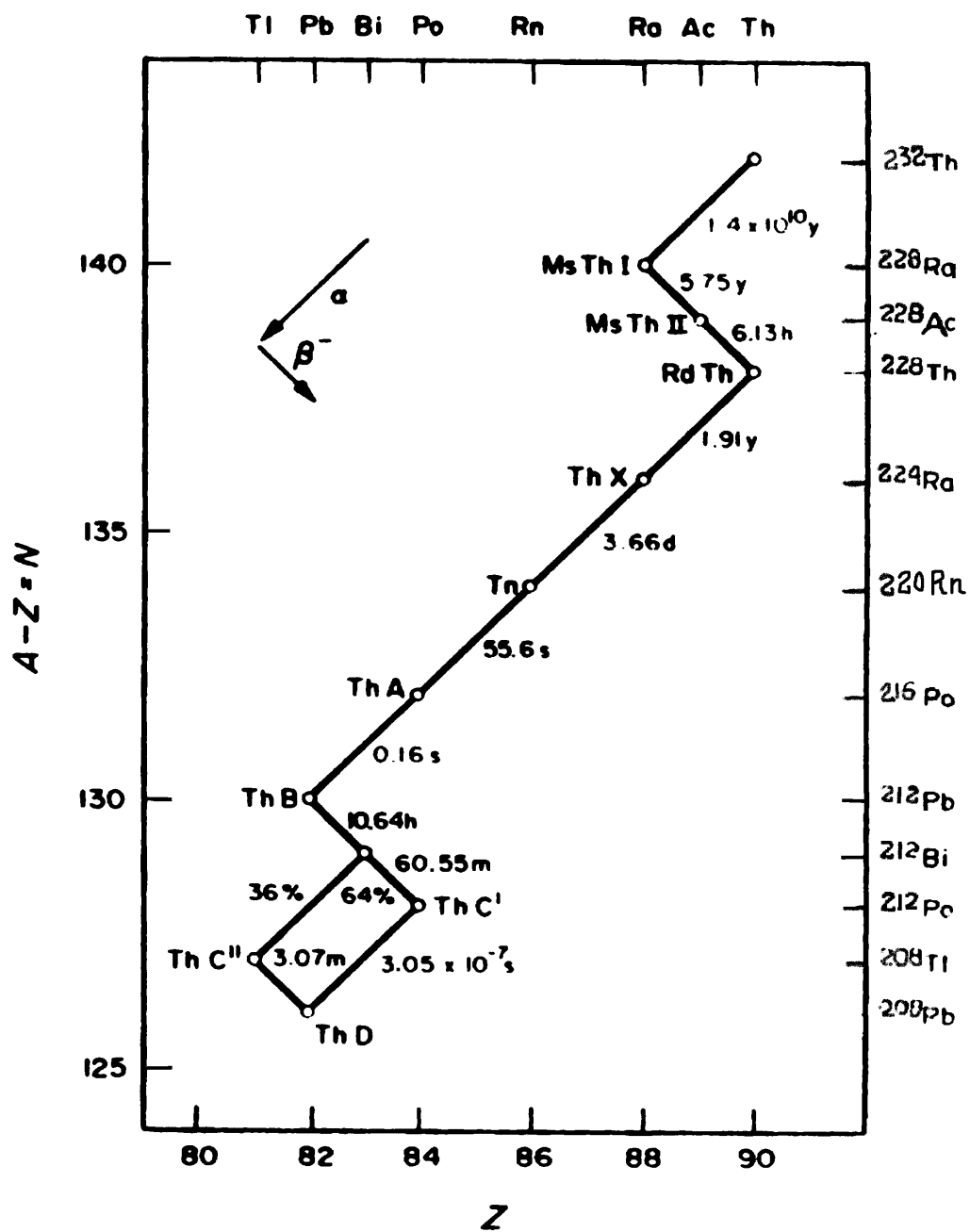


Figura 8 – Série radioativa do Tório, segundo a lei de deslocamento de Soddy (extraída de MANN, 1980).

3.2.2 Outros radionuclídeos naturais

Existem ainda alguns nuclídeos radioativos naturais que não estão incluídos nas séries radioativas. Estes têm origem cósmica como será no item 3.2.3, e alguns destes nuclídeos estão na Tabela 3. Dos nuclídeos que podem aparecer em uma medida de espectro de fundo radioativo, e que não pertencem a nenhuma das séries citadas, o mais comum é o ^{40}K , encontrado no material que constitui as paredes de construção ou mesmo no solo. Este elemento apresenta 0,012 % em nuclídeo ^{40}K , o qual decai com uma meia-vida de $1,3 \cdot 10^9$ anos, representado pelo esquema da Figura 9.

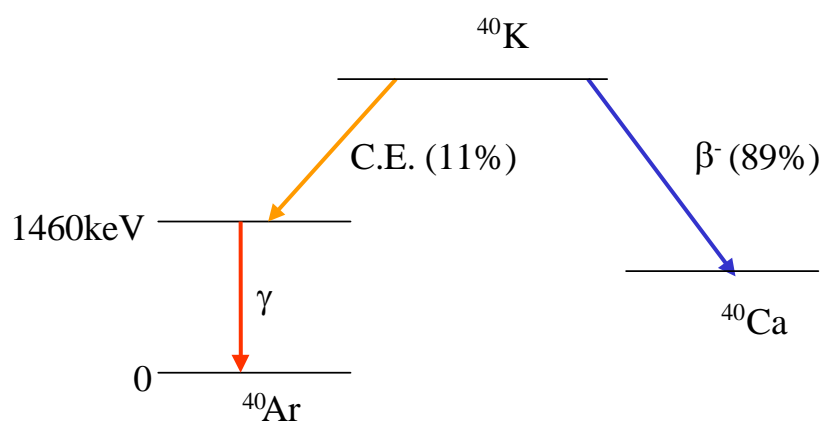


Figura 9 – Esquema de decaimento do ^{40}K

Tabela 3 – Materiais radioativos naturais não incluídos nas séries radioativas (extraída de BURCHAM, 1974).

Isótopo Radioativo	Meia vida (anos)	Radiação	Energia da Partícula observada (MeV)
⁴⁰ K	1,3 x 10 ⁹	β ⁻ , (CE)	1,46
⁵⁰ V	5 x 10 ¹⁵	β ⁻ , (CE)	1,19 ; 2,39
⁸⁷ Rb	5 x 10 ¹⁵	β ⁻	0,273
¹¹⁵ In	6 x 10 ¹⁴	β ⁻	0,6
¹³⁸ La	1 x 10 ¹¹	β ⁻ , (CE)	0,21
¹⁴⁴ Nd	3 x 10 ¹⁵	α	1,8
¹⁴⁷ Sm	1,3 x 10 ¹¹	α	2,2
¹⁷⁶ Lu	4,5 x 10 ¹⁰	β ⁻ , (CE)	0,43
¹⁸⁷ Re	4 x 10 ¹²	β ⁻	0,043

3.2.3 Radiação cósmica e seus produtos de interação

Chama-se radiação cósmica o fluxo primário de partículas de alta energia que incidem continuamente sobre a Terra, procedentes do espaço, e também as radiações secundárias, que se originam da interação das partículas primárias na atmosfera. No topo da atmosfera ela é constituída de prótons (85 %), partículas alfa (14 %) e núcleos de número atômico entre 3 e 26 (1%).

Essas partículas são extremamente energéticas, possuindo uma energia média de 10 GeV e na sua interação com os núcleos atômicos dos gases da atmosfera produzem outras partículas. Dessa forma, ao nível do mar, cerca de 75 % da radiação cósmica é constituída de múons que resultam do decaimento dos mésons pi. O restante é constituído essencialmente por elétrons e fótons. Como o campo magnético desvia partículas carregadas, a intensidade da radiação cósmica é mínima na região do equador e máxima nos pólos, devido ao campo magnético terrestre.

A intensidade da radiação cósmica a 2000 e 3000 metros de altitude é, respectivamente, cerca de duas a três vezes maior que aquela ao nível do mar (OKUNO, 1998).

O estudo dos raios cósmicos é importante, pois eles têm uma contribuição considerável no espectro de fundo das medidas de radioatividade natural. Considerando os métodos para se detectarem os raios cósmicos, é necessário levar em conta duas componentes: uma componente “suave” (principalmente elétrons, pósitrons e fótons) e uma componente “dura” (principalmente múons). A componente “suave” é facilmente absorvida, isto é, com uma pequena espessura de aproximadamente 10 mm de chumbo esta radiação é quase totalmente absorvida, enquanto a componente “dura” necessita de uma grande espessura para ser pouco atenuada (BURCHAM, 1974). A Figura 10 apresenta os dados de absorção para o chumbo, mostrando as duas componentes.

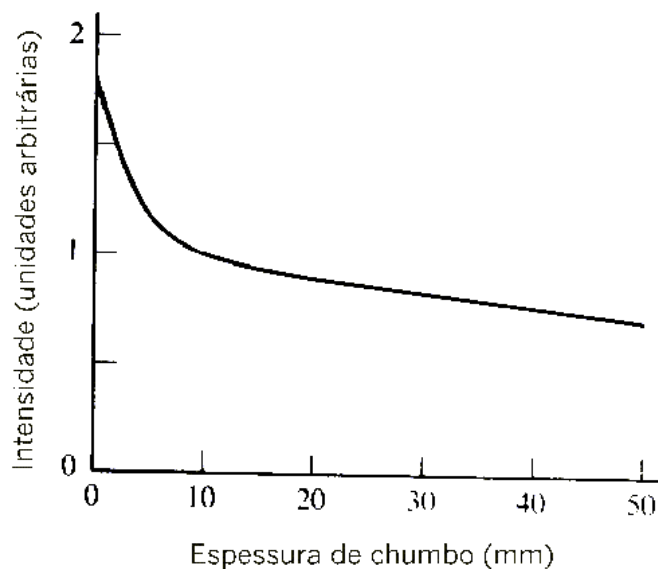


Figura 10 – Absorção da radiação cósmica ao nível do mar em chumbo. Observa-se a existência das componentes “suave” e “dura” (extraída de AUGER et al. 1936).

3.2.4 Espectrometria gama da radiação natural de fundo

A seguir apresenta-se o espectro identificado de uma medida de radiação natural de fundo (EJENISMAN et al, 1994). As medidas foram realizadas em laboratório utilizando um detector GeHP, sem blindagem, com volume de 155 cm^3 , resolução de 2,0 keV e eficiência relativa de 30% para a linha de 1332 keV do ^{60}Co . Na Figura 11 tem-se uma visão global do espectro e nas figuras 12 a 16 tem-se visões parciais do espectro, mostrando as principais linhas e suas respectivas energias. Nas figuras é possível observar as transições gama observadas acima de 100 keV. As abreviações, SE e DE, significam escape simples e escape duplo, respectivamente. Nota-se claramente a presença das principais linhas das séries radioativas naturais citadas no item 3.2.1. Da série do urânio foram medidas as linhas do ^{214}Bi e ^{214}Pb , da série do tório as linhas do ^{228}Ac , ^{224}Ra , ^{212}Pb e ^{208}Tl e da série do actínio a presença do ^{235}U . Além das séries radioativas naturais nota-se também a presença do ^{40}K , de origem natural.

Os radionuclídeos ^{134}Cs e ^{137}Cs são produtos de fissão e suas presenças devem-se ao fato de, geralmente, estarem presentes nas fontes radioativas de calibração do detector.

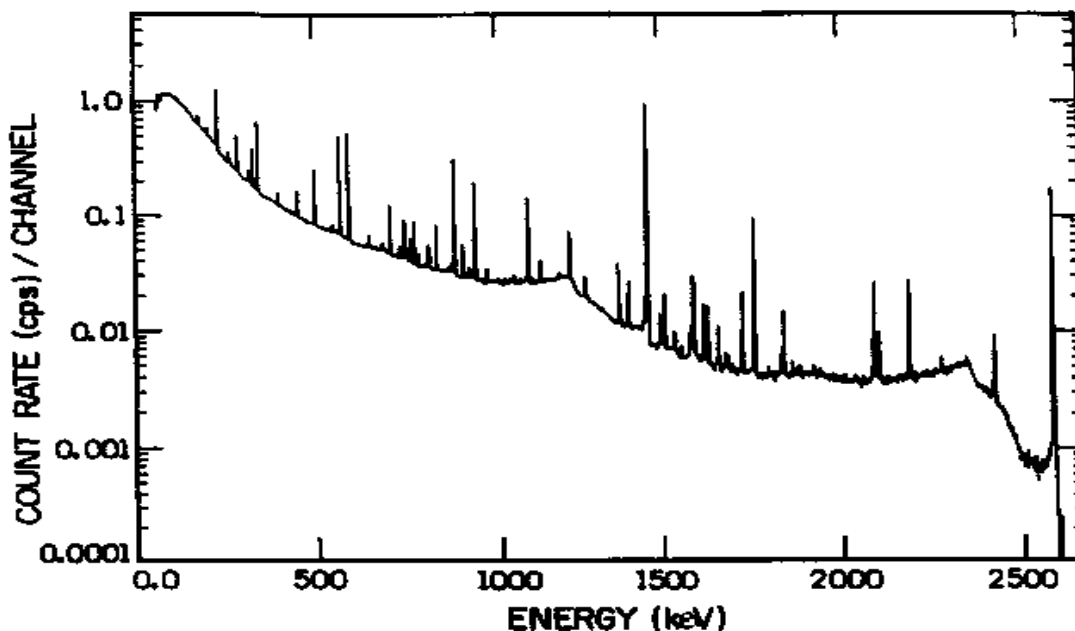


Figura 11 – Visão global do espectro de fundo (extraída de EJENISMAN et al, 1994).

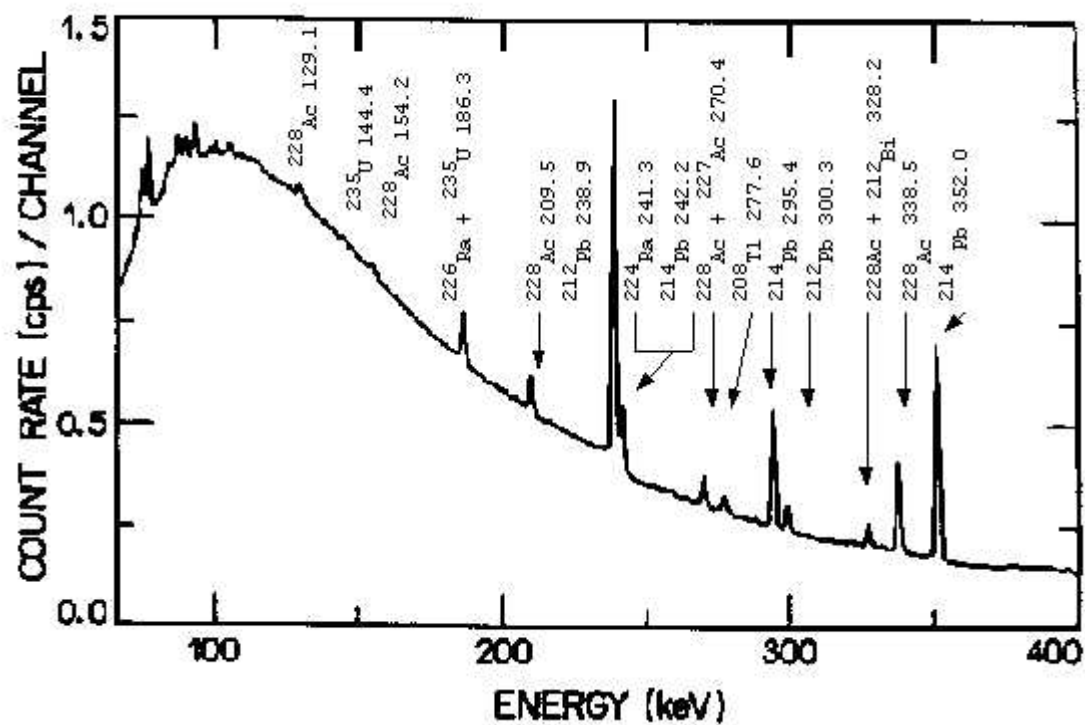


Figura 12 – Visão parcial do espectro de fundo (extraída de EJNISSMAN et al. 1994).

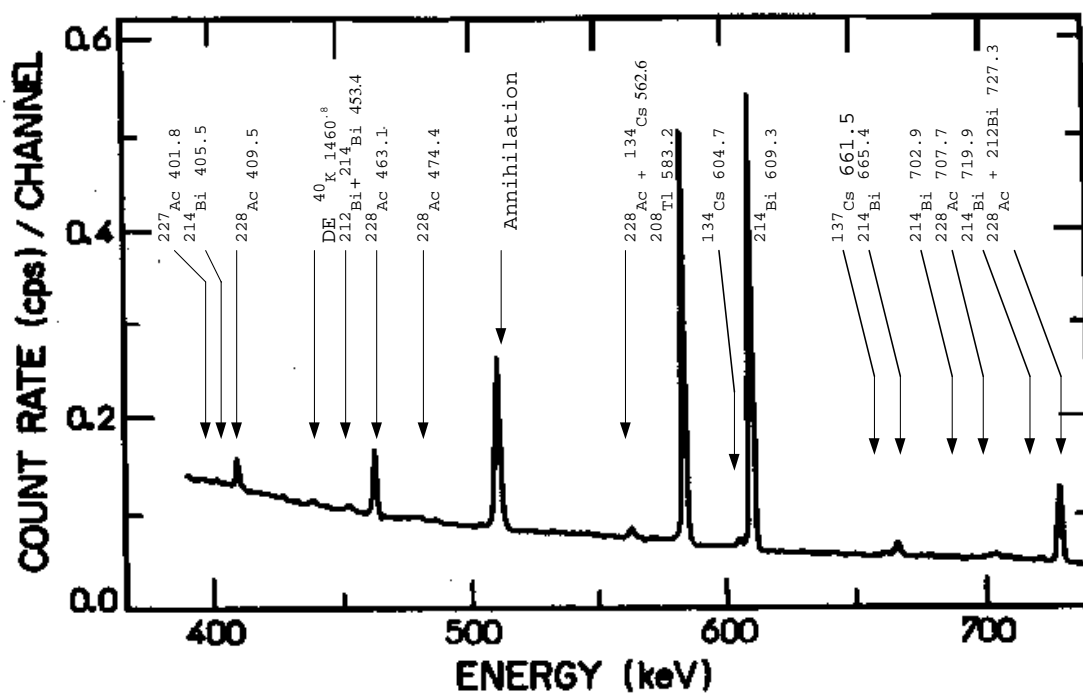


Figura 13 – Visão parcial do espectro de fundo (extraída de EJNISSMAN et al. 1994).

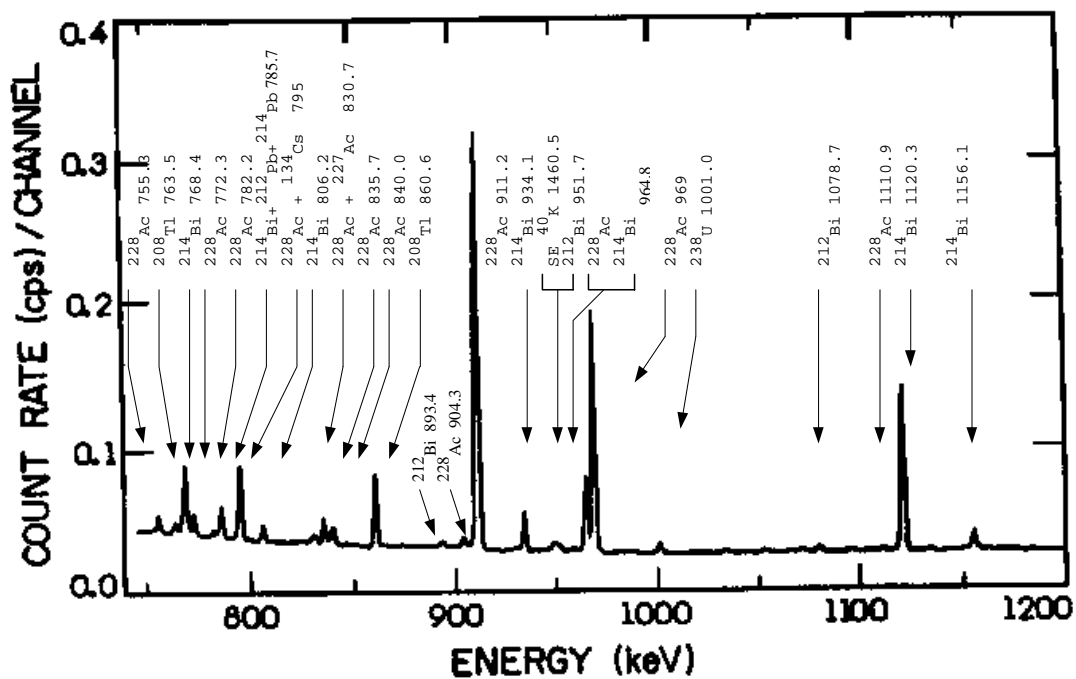


Figura 14 – Visão parcial do espectro de fundo (extraída de EJNISSMAN et al. 1994).

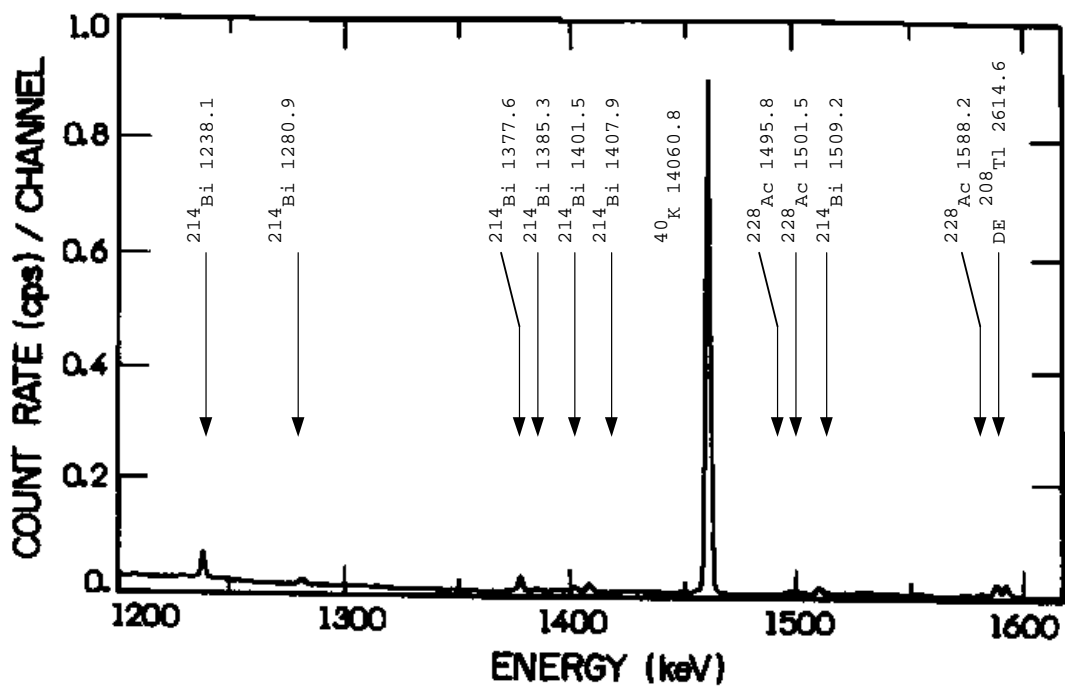


Figura 15 – Visão parcial do espectro de fundo (extraída de EJNISSMAN et al. 1994).

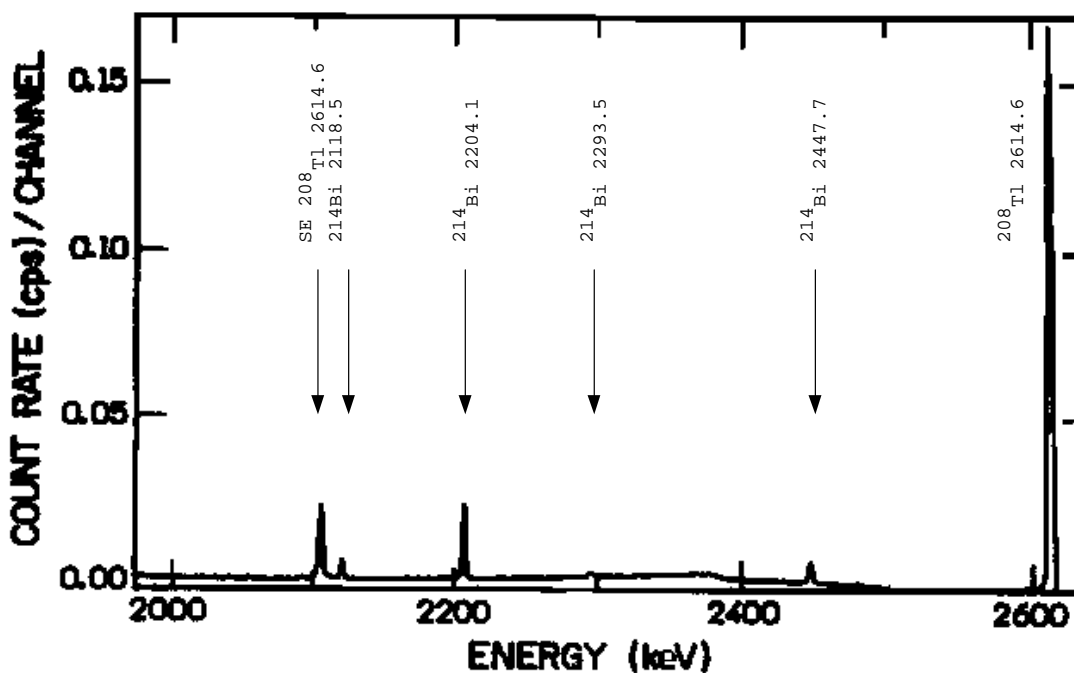


Figura 16 – Visão parcial do espectro de fundo (extraída de EJNISSMAN et al. 1994).

3.3 RADIOATIVIDADE ARTIFICIAL

A descoberta de Curie e Joliot, de que os produtos de algumas transformações nucleares induzidas são radioativos, iniciou uma nova etapa na Física nuclear. Em seus estudos descobriram que o bombardeio de partículas α sobre núcleos de elementos leves (CURIE & JOLIOT, 1934) poderiam originar produtos radioativos, daí o nome radioatividade artificial. Descobriu-se posteriormente ainda que reações nucleares induzidas por prótons, dêutrons, nêutrons e fótons também podem resultar em produtos radioativos.

Os radionuclídeos artificiais podem ser caracterizados pela meia-vida e pelas radiações que emitem, análogo aos radionuclídeos naturais. A Figura 17 mostra um gráfico dos radionuclídeos artificiais e naturais conhecidos.

3.3.1 Fissão Nuclear

A fissão nuclear induzida é um processo no qual o núcleo composto, resultante da captura de uma partícula incidente, divide-se em dois fragmentos (FERMI, 1934). Fermi sabia que um núcleo com excesso de nêutrons sofre decaimento β^- , com um nêutron transformando-se em um próton. Assim, Fermi imaginou que se o urânio absorvesse nêutrons, este teria excesso de nêutrons no núcleo, ocorrendo então o decaimento β^- e formando um núcleo com mais prótons, obtendo-se assim um novo elemento com número atômico maior que do urânio e sem existência natural. No entanto, Hahn, Strassman e Meitner tentando separar estes elementos quimicamente, notaram que era produzido o bário, e então, Meitner interpretou esse fenômeno como sendo a fissão nuclear (OSADA, 1972).

O processo de fissão pode ser descrito usando o modelo da gota líquida para se fazer algumas previsões em torno da existência da fissão nuclear espontânea e sobre a habilidade de núcleos pesados sofrerem fissão pela absorção de nêutrons lentos ou rápidos. Deste modo, a forma esférica da gota (considerando o núcleo como uma gota líquida) depende do balanço entre as forças de tensão superficial e das forças coulombianas repulsivas. Se a energia de excitação, resultante da captura de um nêutron lento, é adicionada à gota, ocorrerão oscilações que tenderão a distorcer a forma esférica da gota para uma forma elipsoidal. Se esta energia de excitação é suficientemente grande, a gota pode atingir a forma de um halteres e então as forças de repulsão coulombiana empurrarão as duas extremidades do halteres até que ocorra a divisão em duas gotas de forma esférica. A Figura 18 mostra os passos no processo de fissão com o modelo de gota líquida para o núcleo. Se a energia de excitação não é grande o suficiente, a gota elipsoidal tende a retornar a sua forma esférica, com a energia de excitação sendo liberada em forma de radiação gama.

O núcleo do urânio-235 foi inicialmente o mais estudado devido às pesquisas de Fermi terem como base este nuclídeo. Quando um núcleo de urânio sofre fissão, um grande número de nuclídeos de carga e massa diferentes são formados. O núcleo composto ${}^{236}_{92}\text{U}$ tem 144 nêutrons e 92 prótons, e a razão entre estes valores é de 1,57. Os valores desta razão para os nuclídeos, produtos da fissão do urânio, varia de 1,17 até 1,52, e são menores do que aquela do núcleo composto ${}^{236}_{92}\text{U}$

Os núcleos produtos da fissão do urânio-235 tem a razão nêutron/próton maior do que os valores compatíveis para os nuclídeos estáveis, de tal modo que estes núcleos aproximam-se da estabilidade pelo decaimento β^- ou, se existe energia de excitação suficiente, pela “evaporação” de um ou mais nêutrons do núcleo composto e é por isto que existe a probabilidade da reação em cadeia, quando estes nêutrons são usados para realizar novas fissões.

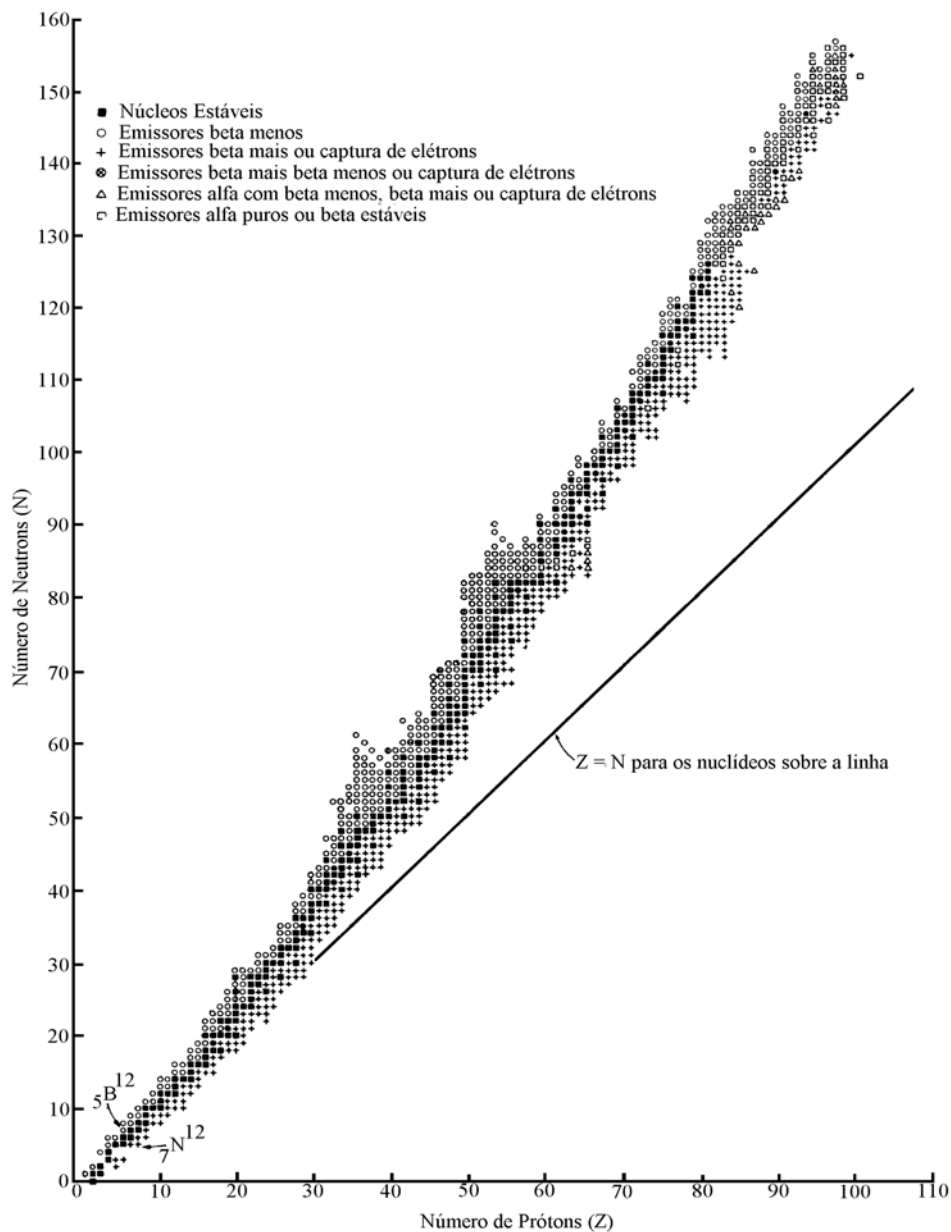


Figura 17 – Radionuclídeos naturais e artificiais conhecidos (extraída de KAPLAN, 1963)

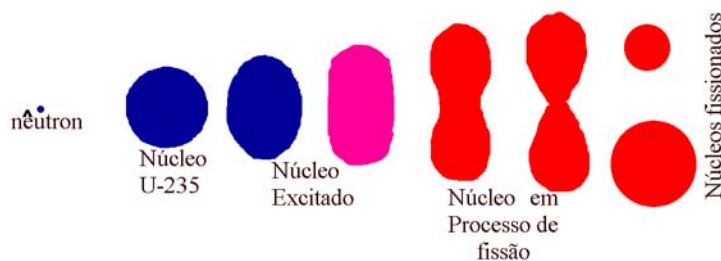
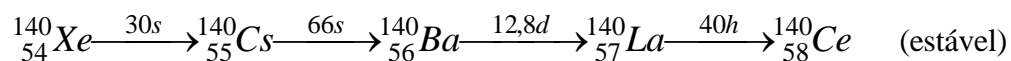


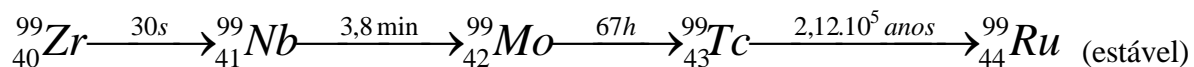
Figura 18 – Sequência de passos que conduzem à fissão nuclear, de acordo com o modelo da gota líquida (extraída de KAPLAN, 1963).

Quando o núcleo do ^{235}U sofre fissão, 97% dos núcleos produtos são distribuídos em dois grupos de número de massa, um grupo “leve” com número de massa entre 85 e 104, e um grupo “pesado” com número de massa entre 130 e 149. O rendimento dos produtos de fissão varia de $10^{-5}\%$ até 7% para cada diferente número de massa produzido.

Até o presente, conhece-se 60 produtos primários de, no mínimo, 30 diferentes modos de fissão. Os fragmentos de fissão são instáveis devido ao excesso de nêutrons e decaem por emissão β^- . Cada fragmento inicia uma curta cadeia radioativa chamada cadeia de decaimento de fissão com uma média de três nuclídeos como membros. Como exemplo destas cadeias, pode ser citada uma cadeia de fragmentos pesados que contém os nuclídeos ^{140}Ba e ^{140}La , os quais levaram ao descobrimento da fissão (SEGRE, 1964),



e uma cadeia de elementos leves, que é uma importante fonte do nuclídeo artificial ^{99}Tc (SEGRE, 1964).



Estas cadeias ocorrem com uma frequência de produção de 6% para a fissão do ^{235}U , por bombardeamento com nêutrons lentos.

Os produtos da fissão são mais convenientemente representados pela curva de rendimento de fissão. Esta curva é dada como a percentagem dos produtos de fissão versus o número de massa. A Figura 19 mostra a abundância dos diferentes núclídeos (em termos do número de massa) produzidos na fissão do ^{233}U , ^{235}U e ^{239}Pu através do bombardeamento com nêutrons lentos. Cada curva mostra dois picos correspondentes aos grupos leves e pesados dos produtos de fissão. Pode-se observar na Figura 19, que o núclídeo ^{137}Cs está praticamente na região de máximo rendimento do grupo de produtos pesados da fissão.

Quando os núcleos pesados em estados excitados são obtidos por bombardeio com nêutrons de alta energia, ocorre um decréscimo na assimetria da curva de rendimento de fissão e um aumento de até 100 vezes na probabilidade de ocorrer a fissão simétrica.

Quando ocorre a fissão nuclear uma certa quantidade de energia é liberada. A Tabela 4 mostra como é distribuída a energia liberada durante a fissão do ^{235}U por nêutrons térmicos.

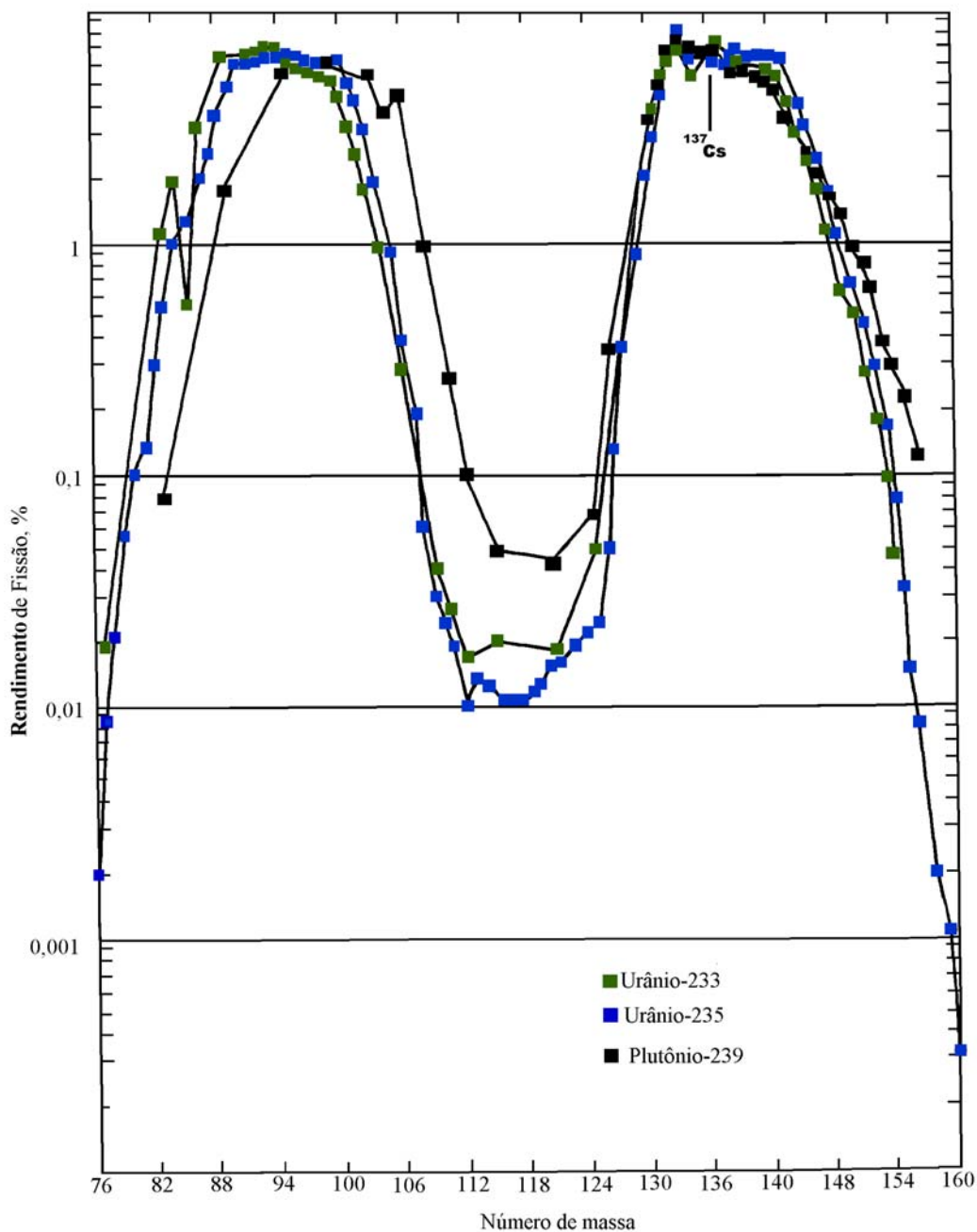


Figura 19 – Abundância dos diferentes números de massa dos produtos residuais na fissão do ^{233}U , ^{235}U e ^{239}Pu por bombardeio com nêutrons lentos (extraída de SEGRE, 1964).

Tabela 4 – Distribuição da energia liberada em (MeV) durante a fissão do ^{235}U por nêutrons térmicos (adaptada de MUKHIN, 1987)

	E (MeV)	%
Energia cinética de fragmentos	166,2 ± 1,3	82
Energia de neutrons de fissão	4,8 ± 0,1	2,4
Energia de gamas instantâneos	8,0 ± 0,8	3,9
Energia das partículas beta dos produtos de fissão	7,0 ± 0,3	3,4
Energia da radiação gama dos produtos de fissão	7,2 ± 1,1	3,6
Energia dos antineutrinos dos produtos de fissão	9,6 ± 0,5	4,7
Energia total liberada	202,8 ± 0,4	100

A terceira coluna da tabela está representando percentualmente, a distribuição de energia liberada durante a fissão.

3.3.2 Fusão Nuclear

No processo de fissão nuclear os elementos pesados (urânio e plutônio) podem liberar uma grande quantidade de energia. Entretanto, os elementos leves podem também liberar grandes quantidades de energia num processo conhecido como fusão nuclear. Neste processo elementos leves sofrem uma combinação nuclear formando um núcleo mais pesado. Este processo é de grande importância devido ser a fonte de energia nas estrelas. Dois ciclos estelares importantes são:

- o ciclo do Hidrogênio, no qual quatro prótons são combinados para formar a partícula alfa liberando 18 MeV de energia, dado por (SEGRE, 1964):





- o ciclo do Carbono, no qual quatro prótons são combinados para formar ${}^4\text{He}$, raios gama e neutrinos, liberando 26 MeV de energia térmica, dado por (SEGRE, 1964):



O processo de fusão foi usado na produção de bombas de hidrogênio, as quais usam bombas de fissão de plutônio para promoverem as condições de pressão e temperatura adequadas para produção das reações de fusão dos núcleos de ${}^2\text{H}$ e ${}^3\text{H}$. Essas reações de fusão são denominadas de reações termonucleares, dadas por:



as quais produzem mais energia por massa de material do que as reações de fissão, com os nêutrons emitidos tendo energia suficiente para provocar a fissão de núcleos não físseis como o urânio-238, que constituem na terceira etapa de liberação de energia do artefato nuclear.

3.3.3 Testes de Armas Nucleares

Grande parte do ^{137}Cs presente no ambiente é devido às explosões nucleares. Quando a explosão nuclear ocorre o ^{137}Cs é distribuído globalmente na estratosfera e depositado na superfície da terra pelo “fallout”.

O primeiro teste de explosão nuclear ocorreu em 1945, e até 1963 cerca de 500 testes nucleares foram realizados no hemisfério norte, quando foi assinado em agosto de 1963 o tratado de proibição parcial de testes nucleares por 108 países, restringindo os testes às explosões subterrâneas, que não provocam a liberação de fragmentos radioativos para além das fronteiras dos países. Como a França e a China não participaram desse acordo, esses países realizaram explosões nucleares após essa data, porém em um número bem menor. A Figura 20 mostra o número de testes nucleares atmosféricos realizados. Os testes nucleares atmosféricos atingiram dois picos, o primeiro entre 1954 a 1958, devido aos testes dos Estados Unidos, União Soviética e Reino Unido. O segundo maior pico, entre os anos de 1961 a 1964 foi devido basicamente às contribuições dos Estados Unidos e União Soviética.

ATMOSPHERIC NUCLEAR TESTS

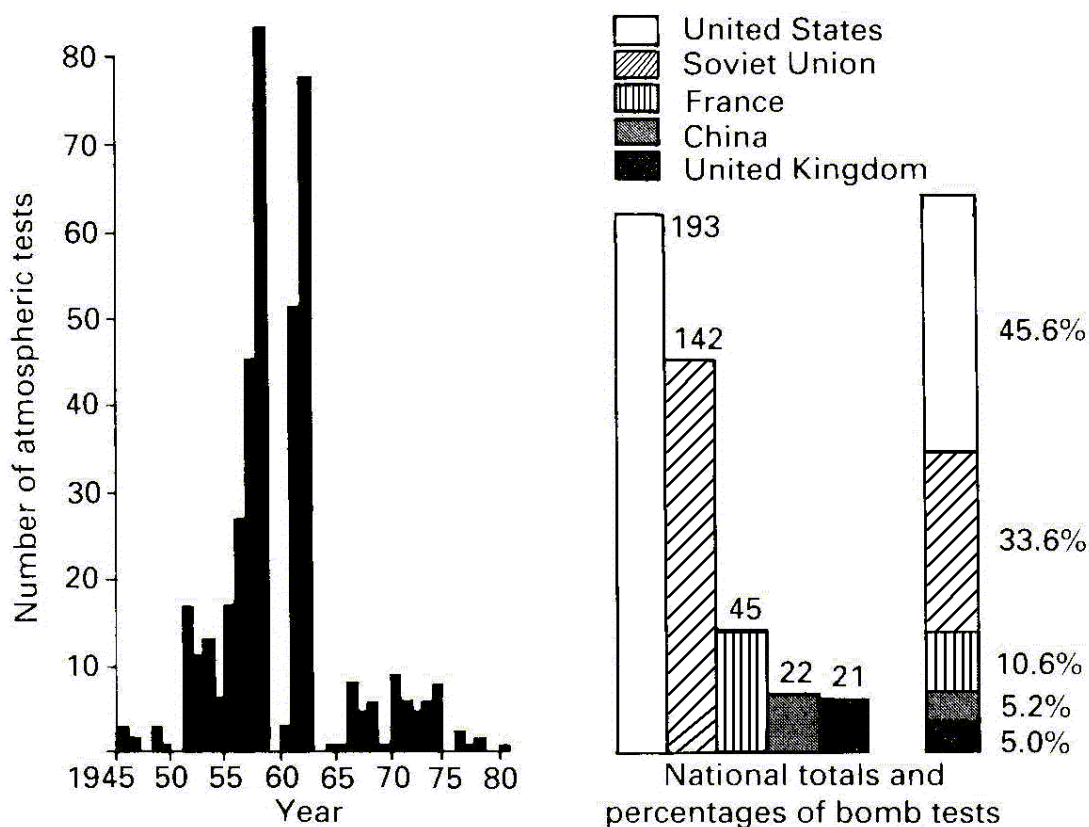


Figura 20 – Número de testes nucleares atmosféricos. Na figura à esquerda observa-se os dois picos principais e na figura da direita os países responsáveis pelos testes (extraída de UNEP, 1991).

3.3.4 “Fallout” Radioativo

Os testes superficiais das bombas nucleares ou o vazamento de reatores nucleares ocasionaram o surgimento de vários nuclídeos radioativos artificiais, encontrados atualmente em todo o globo terrestre devido ao “fallout”. Quando ocorre a explosão nuclear, uma nuvem de gás e vapor, a alta temperatura, é produzida. A altura e o diâmetro da nuvem dependem da potência da bomba nuclear. A explosão de armas nucleares de potência menor que 1 megaton, na superfície terrestre, produz uma nuvem que atinge apenas a troposfera, sendo que os fragmentos maiores caem à terra por efeito gravitacional provocando o “fallout” local poucas horas depois da

explosão, numa extensão de alguns quilômetros ao redor do ponto da explosão. Os fragmentos menores que alcançam a troposfera são transportados ao redor do globo terrestre pelos ventos que tem sentido predominante de oeste para leste, sendo depositados na superfície terrestre pela precipitação atmosférica numa faixa de 20° a 30° a partir da latitude onde ocorre a explosão, num período de 4 a 7 semanas (GLASSTONG, 1964).

A explosão de armas nucleares de potência maior que 1 megaton, na superfície terrestre, produz uma nuvem que atinge a estratosfera, onde os ventos tem sentido de leste a oeste. Os fragmentos menores ficam bastante tempo na estratosfera devido esta ter movimento lento e pouca umidade, impedindo a precipitação destes fragmentos. Estes fragmentos são transferidos para a troposfera terrestre no início da primavera, quando ocorre o surgimento da descontinuidade na tropopausa devido a elevação desta pelo aumento da temperatura do ar. Devido a essa elevação da tropopausa, o material radioativo é depositado no solo pela incorporação de ar da estratosfera inferior para a troposfera e a formação de nuvens nesta região, seguida da forte precipitação associada à primavera.

Este é o mecanismo responsável pelo maior “fallout” neste período. No equador a tropopausa não sofre descontinuidade e é muito mais elevada que na zona temperada. Devido à ocorrência de temperaturas altas e relativamente uniformes, a concentração dos produtos de fissão na região do equador é muito inferior às encontradas a médias latitudes (GLASSTONG, 1964).

O tempo entre a injeção dos produtos de fissão na estratosfera e o “fallout” decorrente desta, varia de 5 meses até 5 anos ou mais, dependendo da latitude, da altitude e da estação do ano onde ocorreu a explosão. Esse tempo é mais curto quando ocorre longe do equador e entre o final do outono e início do inverno e mais longo quando ocorre próximo do equador e no meio da primavera. A Figura 21 mostra um gráfico da deposição global de ^{137}Cs , incluindo o pico referente ao acidente de Chernobyl ocorrido em 1986, que contribuiu para um “fallout” local, não atingindo todo o globo terrestre.

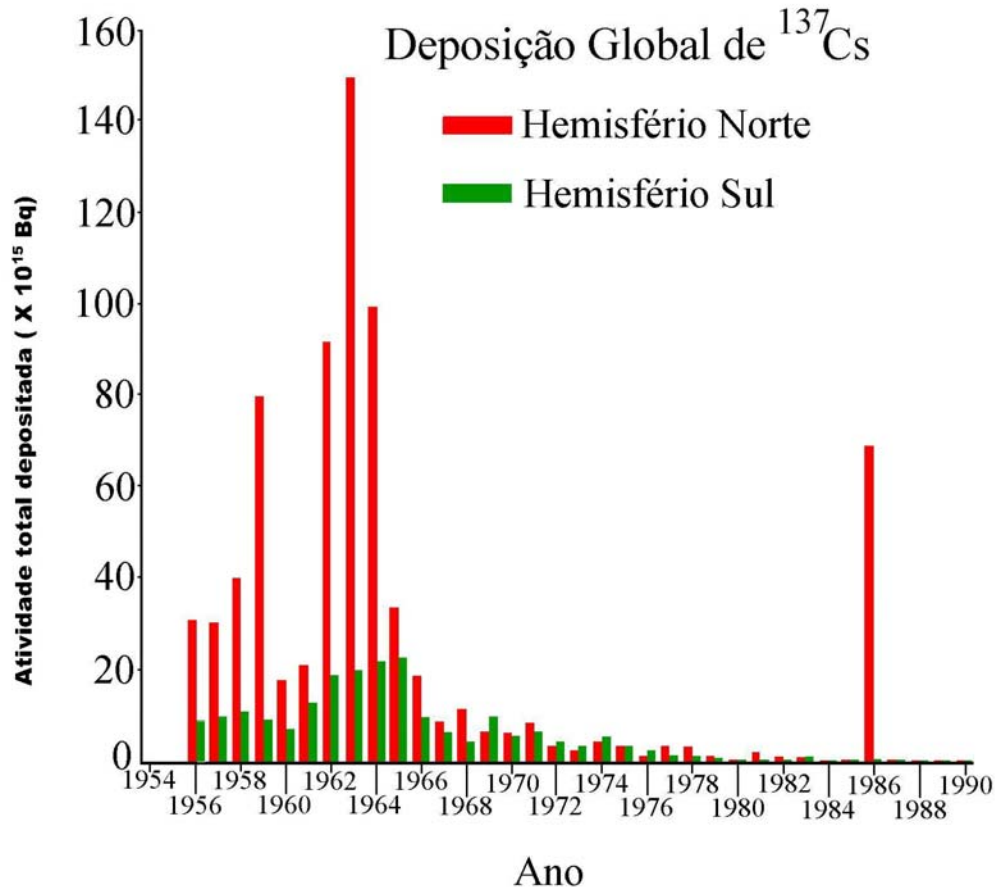


Figura 21 – Deposição global de ^{137}Cs devido ao “fallout” radioativo nos hemisférios norte e sul, durante o período de 1954 a 1990 (Adaptada de WALLING & QUINE, 1990).

3.4 RADIONUCLÍDEO CÉSIO-137

3.4.1 Processo de decaimento

O Césio-137 é um radionuclídeo artificial produzido através do processo de fissão do Urânio-235, Urânio-238 e Plutônio-239. O ^{137}Cs tem uma meia vida de 30,2 anos e constante de decaimento $\lambda = 0,02302355 \text{ anos}^{-1}$ (BROWNE et al, 1978). Decai por emissão β^- para o núcleo $^{137\text{m}}\text{Ba}$, que decai pela transição do estado $(11/2)^-$ para o estado $(3/2)^+$ por emissão γ para o

^{137}Ba , com uma meia vida de 2,55 minutos. O raio gama emitido do estado $(11/2)^-$ possui energia de 661,62 keV, que caracteriza o radionuclídeo ^{137}Cs no estudo por espectrometria gama. O esquema de níveis do processo de decaimento do radionuclídeo ^{137}Cs está representado na Figura 22.

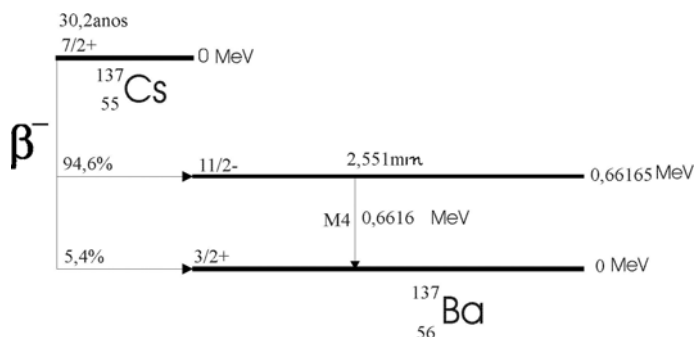


Figura 22 – Esquema de níveis do processo de decaimento do ^{137}Cs (extraído de BROWNE et al, 1978).

3.4.2 Características químicas do Césio

O Cs é um metal alcalino de número atômico 55 e tem apenas um nuclídeo natural, o ^{133}Cs , cuja abundância na superfície da terra é muito pequena. As propriedades químicas e fisiológicas do césio são semelhantes às do potássio, sendo encontrado nos tecidos vegetais e animais. O césio é um elemento de alta eletropositividade e o mais reativo de todos os metais, tendo imediata oxidação quando exposto ao ar; tem bases fortes e seus sais são solúveis em água (MAHAN, 1970).

3.4.3 Comportamento do Radionuclídeo Césio-137 no Solo

A introdução do radionuclídeo ^{137}Cs no meio ambiente, através do “fallout” dos testes de armas nucleares, estimulou o estudo do seu comportamento no solo. Vários estudos têm mostrado que a capacidade de adsorção de césio pelos solos depende de algumas características do

solo, tais como: nível de pH, conteúdo de argila e matéria orgânica, a capacidade de troca de cátions e o conteúdo de Potássio (SHEMBER & ERIKSOON, 1993). Além da adsorção de Césio depender dessas características do solo, foi observado que pequenas quantidades de Césio mostravam diferenças na adsorção quando comparadas com grandes quantidades de Césio (SCHULZ et al. 1960). O ^{137}Cs proveniente do “fallout” ocorre em pequenas quantidades quando comparado com a área de solo onde é espalhado, de modo que os solos são capazes de retê-lo, mesmo quando repetidos ataques químicos com diferentes agentes são realizados, levando a conclusão que o césio é adsorvido em quantidades ditadas pela capacidade de troca de cátions de cada solo, dependendo do número de pontos seletivos encontrados nos minerais componentes do solo (HIRD et al. 1995 e 1996). Esses pontos seletivos são devidos aos cátions monovalentes, como o Cs^+ , serem fortemente ligados às argilas, pois os cátions monovalentes tem baixa energia de hidratação e produzem a desidratação e o colapso da estrutura cristalina da argila. Assim, ao contato com o solo, o césio é rapidamente adsorvido às partículas mais finas e à matéria orgânica do solo, tendo seu movimento, bastante limitados por processos químicos (RITCHIE & McHENRY, 1974).

O ^{137}Cs foi globalmente distribuído dentro da estratosfera e depositado pelo “fallout” (WALLING & QUINE, 1990). O maior período de deposição global de ^{137}Cs pelo “fallout” ocorreu nos períodos de 1958 e 1963/1964, tendo havido um período menor de deposição em 1971 e 1974, causado por testes nucleares de superfície por países que não concordantes com o tratado de proibição de testes nucleares de 1963. O “fallout” total foi maior no hemisfério norte do que sul, como pode ser observado nas Figura 21 e Figura 23, porque a maioria dos testes nucleares de superfície ocorreram naquele hemisfério. O ^{137}Cs é fortemente adsorvido pelas partículas orgânicas e de argilas e é quimicamente não trocável. A adsorção de ^{137}Cs no solo é rápida, mostrando uma distribuição exponencial em perfis de solo não perturbado e uma distribuição uniforme através da camada de cultivo (OWENS & WALLING, 1996; RITCHIE & McHENRY, 1990).

O aumento das concentrações de íons que competitivos com o Cs^+ , tais como Na^+ , K^+ e H^+ , decresce muito pouco a adsorção de ^{137}Cs e o uso de diferentes ácidos e bases removem menos do que 1% de ^{137}Cs adsorvido em amostras de solo e sedimento, refletindo o fato que o ^{137}Cs é fortemente adsorvido pelas partículas de solo e tem sua mobilidade limitada pelos processos químicos (BROUWER et al, 1994) e (BLAGOEVA & ZIKOSKY, 1995).

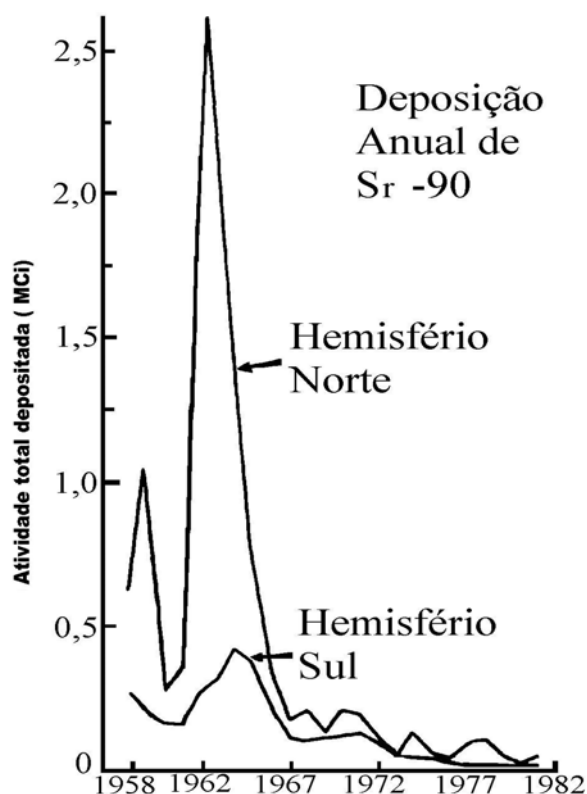


Figura 23 – Deposição global de ^{90}Sr do “fallout” radioativo no hemisfério norte e no hemisfério sul. (extraída de WALLING & QUINE, 1990).

A deposição seca é o que ocorre principalmente nas proximidades do teste nuclear (“fallout” local) e a deposição de ^{137}Cs da atmosfera para o solo varia linearmente com as chuvas dentro de uma zona latitudinal. O transporte de ^{137}Cs através de uma região envolve a transferência entre três componentes primários: a vegetação, o solo e a água. O ^{137}Cs depositado na vegetação é transferido para o solo pela lavagem ou quando a vegetação morre e se decompõe. A entrada de ^{137}Cs do solo ou da água para a vegetação é baixa e é menos importante que a deposição direta sobre a folhagem pelo “fallout”, sendo que a remoção de ^{137}Cs da região pela colheita é muito pequena (BROWN et al, 1981).

O ^{137}Cs no solo é devido à deposição direta da atmosfera, da vegetação e da redeposição das partículas de solo erodido. Como o ^{137}Cs é fortemente adsorvido nas posições de troca de cátions, o seu movimento no solo devido a processos químicos e biológicos é limitado. Os

processos físicos, tais como erosão e cultivo, são os causadores da redistribuição de ^{137}Cs em solos e do movimento de ^{137}Cs dos solos para a água.

O ^{137}Cs na água é devido à deposição direta na superfície da água e a entrada de ^{137}Cs adsorvido às partículas de solos erodidos. O ^{137}Cs depositado sobre a superfície da água é adsorvido pelos materiais em suspensão na água e tornam-se parte do processo de sedimentação. Embora os processos químicos e biológicos possam mover quantidades limitadas de ^{137}Cs entre a vegetação, a água e o solo, os processos físicos são os predominantes na transferência de ^{137}Cs na natureza (RITCHIE et al, 1974) e (RITCHIE & McHENRY, 1990). A Figura 24 mostra um diagrama do ciclo do ^{137}Cs na natureza.

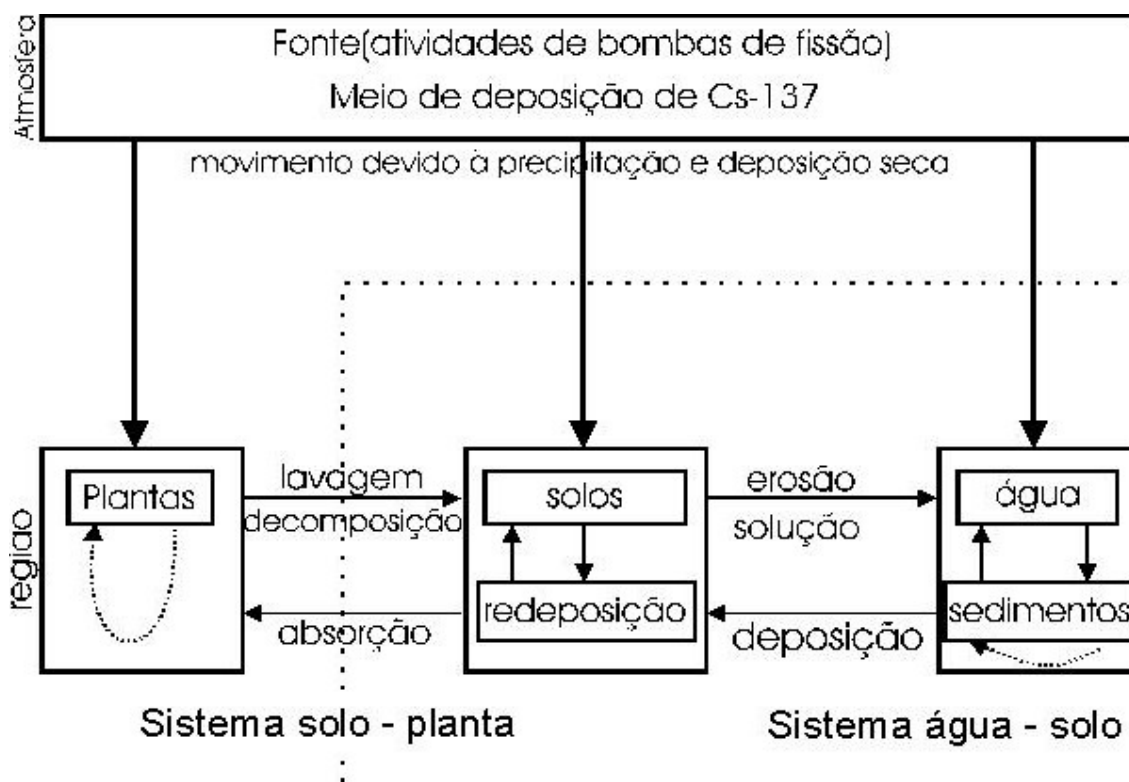


Figura 24 – Diagrama do ciclo do ^{137}Cs na natureza (adaptada de RITCHIE, 1990)

3.5 EROSÃO NO SOLO

Os problemas advindos do uso irracional do solo, têm despertado cada vez mais o interesse de estudiosos e pesquisadores do mundo inteiro. O aumento da população mundial e a crescente demanda por alimentos têm levado cientistas a buscar soluções para um uso mais eficiente do solo, equacionando uma maior produção com menores perdas de solo.

O aumento no processo de erosão, além de causar uma deterioração dos recursos naturais do solo fazendo com que haja um aumento no uso de adubação química, provoca o assoreamento de rios, lagos e reservatórios de água, diminuindo a capacidade de armazenamento de água nos reservatórios e lagos, causando constantes inundações nos períodos de grande pluviosidade.

A erosão remove a camada superficial e nutrientes das áreas de planalto, isso faz com que haja uma degradação da camada de solo cultivável devido ao transporte de solo rico em matéria orgânica e nutrientes para as plantas. O processo de erosão é mais pronunciado em solos agrícolas nos quais o cultivo convencional é adotado sem técnicas de conservação do solo.

O preparo convencional de solo perturba algumas propriedades físicas do solo, as quais são de importância no controle da erosão. Uma propriedade do solo que é perturbada é a porosidade, que influencia no escoamento da água de chuva. Se a porosidade do solo é afetada de modo a diminuir a quantidade de macroporos no solo, haverá uma maior dificuldade no escoamento ou infiltração da água no solo, podendo ocorrer a erosão.

3.6 QUANTIFICAÇÃO DA EROSÃO

Os dados de erosão mostram considerável variação de ano para ano, e assim sendo, parcelas de erosão devem ser monitoradas por muitos anos antes que médias significativas de perdas de solos possam ser calculadas. Tais estudos com parcelas têm se demonstrado inestimáveis, mas são trabalhos intensivos, difíceis e provêm valores de erosão para um único tipo de solo e uma única classe de declive (GUIMARÃES, 1988)

3.6.1 Método convencional

No período de 1940 a 1956, nos Estados Unidos, várias pesquisas foram realizadas no que se refere a influência de algumas variáveis sobre as perdas de solo por erosão hídrica. Foram realizados estudos sobre a influência do comprimento e grau de declive sobre as perdas de solo (ZINGG, 1940), estudos sobre a importância dos sistemas de preparo e das práticas conservacionistas de suporte (SMITH, 1941) e (SMITH & WHITT, 1947), relatam-se ao fator erodibilidade e manejo do solo e (MUSGRAVE, 1947) ao fator chuva.

Baseado nesses primeiros estudos, essencialmente empíricos, pesquisadores desenvolveram uma equação para estimar a perda de solo, denominada Equação Universal de Perdas de Solo (“USLE – Universal Soil Loss Equation”) (WISCHMEIER & SMITH, 1978). Essa equação é um modelo designado para prever as perdas de solo por erosão, utilizando dados médios calculados sobre um longo período de tempo, para uma determinada condição. A perda total de solo é dada pelo produto de cinco fatores, na forma da equação abaixo:

$$A = R . K . L . S . C . P \quad (18)$$

onde:

- **A** é a perda de solo calculada
- **R** é o fator de erosividade da chuva – Além da quantidade precipitada, neste fator é considerada também a energia cinética das gotas de chuva que se chocam com o solo. Esta energia cinética por sua vez é influenciada principalmente pelo tamanho das gotas e pela intensidade da chuva.
- **K** é o fator de erodibilidade do solo – Neste fator estão refletidas as propriedades específicas do solo. Quanto mais facilmente divisíveis os agregados do solo, separáveis as partículas e menor a permeabilidade, tanto maior o fator de erodibilidade.
- **L** é o fator comprimento de inclinação ou declividade – Quanto mais íngreme e mais longa a encosta, tanto maior a quantidade e a velocidade da água que escorre.
- **S** é o fator do grau de inclinação.

- **C** é um fator de preparo e cobertura do solo – Quanto pior a proteção do solo por plantas verdes ou restos vegetais contra a chuva, tanto maior o fator C. A vegetação sobre a superfície amortecce a energia de impacto das gotas de chuva e evita assim a destruição dos agregados, o entupimento dos poros e o selamento superficial do solo.

- **P** é um fator de prática de manejo de solo – Refere-se às práticas de controle de erosão, tais como terraceamento, o preparo do solo em nível, o cultivo em faixas, etc.

A USLE foi desenvolvida inicialmente como uma ferramenta para ajudar conservacionistas de solo no planejamento de fazendas. Um conservacionista usa a USLE para estimar a perda de solo sobre declive em um campo específico, e quando a perda de solo estimada excede os limites aceitáveis, a USLE pode ser usada como um guia para encontrar uma prática de controle de erosão para as posições específicas (RENARD et al, 1993).

Originalmente, a USLE foi desenvolvida para quantificar a erosão em solo de uso agrícola, porém no início da década de 70 começou a ser usada para solo de pastagem e solo de floresta perturbada, gerando grande controvérsia.

A USLE é uma equação que estima a perda de solo anual média pela erosão laminar e de sulcos nos perfis de solo onde a erosão está ocorrendo, mas não a deposição. Esta equação não estima deposição em um vale nem a produção de sedimentos em uma locação de correnteza abaixo e também não inclui erosão por sulcos passageiros.

Uma importante limitação da USLE como equação empírica é que esta não representa explicitamente os processos hidrológicos fundamentais, como defluxo de água, e nem os processos fundamentais de erosão e suas interações.

Como uma equação empírica derivada de dados experimentais, a USLE representa adequadamente os efeitos de primeira ordem dos fatores que afetam a erosão laminar e de sulcos (FOSTER, 1991).

Através de revisões dos fatores considerados no modelo USLE, foram realizados estudos mais aprofundados visando uma melhor avaliação das variáveis envolvidas no processo erosivo. A partir dessas revisões, foi desenvolvida a Equação Universal de Perda de Solo Revisada ("RUSLE - Revised Universal Soil Loss Equation"), (FLANAGAN & NEARING, 1995), que é uma nova versão do modelo anterior (USLE), diferenciando-se da mesma pela tecnologia de obtenção dos valores dos seus fatores e devido à inclusão de novos dados, em um sistema computadorizado que facilita o cálculo das perdas de solo. O fator C (cobertura e manejo do solo)

utilizado na RUSLE, assim como na versão anterior (USLE), reflete o efeito da cobertura e manejo do solo sobre a erosão, sendo adequado para comparar impactos relativos das práticas de manejo nos planos de conservação do solo. Na nova versão, o fator C é calculado para intervalos regulares de tempo de 15 dias, ou menos, através de uma função que é produto de cinco subfatores, representados por: PLU- subfator efeito residual do uso anterior da terra; CC- subfator cobertura do solo pela copa das plantas; SC- subfator cobertura superficial; SR- subfator rugosidade superficial do solo, e SM- subfator umidade do solo (RENARD et al., 1993).

Uma nova tecnologia para predição da erosão hídrica foi desenvolvida através do Projeto de Predição da Erosão Hídrica (WEPP - Water Erosion Prediction Project), modelo fisicamente embasado, com expectativa futura de substituir o modelo RUSLE.

Um outro método usado é o de quantificar a perda de solo da fase de solo erodido. Este método é baseado na comparação entre a pedologia do solo erodido e do solo não erodido da mesma classe. Um dos maiores problemas para usar a comparação dessas propriedades do solo para estimar a erosão é de estabelecer um solo de referência para o qual o grau relativo de erosão pode ser avaliado. Foi sugerido que a comparação de maior validade fosse aquela feita entre solos em posições similares na região, tomando conta das variações das propriedades do solo pelo processo de formação de solo. O método é fortemente limitado pela escassez de posições representativas nativas e o requerimento de quantificar corretamente a erosão, tão diretamente quanto possível, em uma região particular (OLSON et al, 1994).

3.6.2 Método do Radionuclídeo Césio-137

A técnica de estimativa de erosão pelo levantamento topográfico para determinar a espessura da camada superior é altamente dependente da suposição que um solo de referência, virgem e não erodido de similar classificação fosse distribuído uniformemente através da região. Os resultados podem somente ser aplicáveis muito próximo da posição de referência e ainda não são apropriados para extrapolação. A USLE é outro modelo que quando aplicado distante dos centros de calibração fornece resultados com somente uma certeza relativa, é probabilístico e uma razão de distribuição de sedimento necessita ser aplicada para estimar a erosão líquida em qualquer

situação que os processos de inclinação são ativos. Além disso, a variabilidade espacial da erosão pode ser muito grande.

O ^{137}Cs é um nuclídeo de meia vida relativamente longa (30,2 anos) injetado na atmosfera pelas explosões nucleares e devolvido à superfície do solo por precipitação. O ^{137}Cs é fortemente adsorvido às partículas de solo (SHULZ, 1960) e é redistribuído na região junto com as partículas de solo pelo processo de erosão. A possibilidade de usar o radionuclídeo ^{137}Cs para estimar a erosão no solo foi primeiramente levantada por Rogowski e Tamura, em 1965 (ROGOWSKI & TAMURA, 1965).

O ^{137}Cs é em sua maior parte encontrado em associação com as argilas e a matéria orgânica, ou seja, as frações mais susceptíveis à erosão. Desta forma, a erosão é um dos processos físicos responsáveis pelo transporte dos produtos de fissão (McHENRY & RITCHIE, 1977).

A diminuição ou aumento do conteúdo de ^{137}Cs no solo, em um ponto numa região, relativo ao conteúdo de ^{137}Cs depositado pelo “fallout” em uma posição de referência, reflete a perda ou ganho de solo pelo processo de erosão atuando neste ponto desde que o ^{137}Cs tem estado presente no ambiente. Portanto comparações entre o conteúdo de ^{137}Cs em uma determinada posição em relação à posição de referência, fornece informações qualitativas a respeito da distribuição espacial da erosão e deposição de solo. Estimativas quantitativas sobre erosão e deposição de solos, dependem da existência de meios realizáveis em converter a relação entre o valor do inventário (conteúdo de ^{137}Cs num dado ponto) em relação ao inventário de referência, para obter uma estimativa da taxa de erosão ou deposição.

WALLING & QUINE (1990), fizeram uma revisão das diferentes aproximações que têm sido usadas para converter as medidas de ^{137}Cs em estimativas quantitativas de taxas de erosão, deposição, incertezas e inconsistências envolvidas. É importante que modelos de calibração sejam aplicados consistentemente se resultados de diferentes estudos forem comparados. Devido à existência de um grande número de métodos de calibração, surgem dificuldades na escolha de um modelo apropriado bem como na sua interpretação. Um dos objetivos primários das três reuniões organizadas pela CRP (Co-ordinated Research Programmes, 1996, 1998 e 1999) realizadas pela AIEA, (Agência Internacional de Energia Atômica), foi promover o uso do ^{137}Cs e outros radionuclídeos do meio ambiente para monitorar a erosão do solo e para a investigação de sedimentos, assim como padronizar os métodos e procedimentos empregados. Tal padronização é

claramente importante com respeito à amostragem de campo e protocolos de análises de laboratório.

Como um meio de promover a padronização dos procedimentos de calibração, os autores WALLING & HE (1997), selecionaram seis modelos incluindo softwares compatíveis com microcomputadores, que podem ser obtidos via INTERNET, no site da IAEA através do endereço <ftp://ftp.iaea.or.at/dist/gnip/ripc_ihs>.

Seis modelos para converter medidas de ^{137}Cs em estimativas de taxa de redistribuição de solo em solos cultivados e não cultivados foram selecionados para inclusão neste conjunto. Este conjunto inclui o modelo proporcional, o modelo de balanço de massa simplificado ou modelo de balanço de massa 1, o modelo de balanço de massa 2, que leva em conta o tempo de entrada do ^{137}Cs pelo “fallout”, modelo de balanço de massa 3 que leva em conta o movimento de solo resultante do cultivo, modelo de distribuição de ^{137}Cs em profundidade e um modelo de difusão e migração.

Neste trabalho usaremos os seguintes modelos: modelo proporcional (para solos cultivados), modelo de balanço de massa simplificado ou modelo de balanço de massa 1 (para solos cultivados) e modelo de distribuição de perfil (para solos não cultivados).

Modelo proporcional

O modelo proporcional tem sido amplamente usado para estimar taxa de erosão de solo da medida de ^{137}Cs em solos cultivados (de JONG et al, 1983). Este é baseado na premissa de que o ^{137}Cs que entrou pelo “fallout” esteja completamente misturado na camada arável ou de cultivo, e que a perda de solo é diretamente proporcional à quantia de ^{137}Cs removido do perfil de solo desde o início da acumulação de ^{137}Cs . Então, se a metade do ^{137}Cs que entrou tiver sido removido, a perda total de solo através do período é assumido ser 50 % da profundidade arável. O modelo pode ser representado como segue:

$$Y1 = 10. \frac{B.d.X}{100.T.P} \quad (19)$$

onde:

Y1 é a perda de solo anual média ($\text{ton} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{ano}^{-1}$);

d é a profundidade da camada arável ou de cultivo (m);

B é a densidade volumétrica do solo ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$);

T é o tempo decorrido desde o início da acumulação de ^{137}Cs (ano);

P é o fator de correção de tamanho de partícula;

X é a redução percentual no inventário total de ^{137}Cs , definido como:

$$X = \left(\frac{A_{ref} - A}{A_{ref}} \right) \cdot 100 \quad (20)$$

A_{ref} é o inventário de referência local do ^{137}Cs ($\text{Bq} \cdot \text{m}^{-2}$);

A é a medida do inventário total do ^{137}Cs no ponto de amostragem ($\text{Bq} \cdot \text{m}^{-2}$).

Em casos onde o inventário de ^{137}Cs (A) para um ponto de amostragem for maior do que o inventário de referência (A_{ref}), deposição de sedimento pode ser assumida e a taxa de deposição anual Y 'pode ser estimada usando a equação:

$$Y' = 10 \frac{B \cdot d \cdot X}{100 \cdot T \cdot P'} \quad (21)$$

$$X = \left(\frac{A - A_{ref}}{A_{ref}} \right) \cdot 100 \quad (22)$$

onde:

P' é outro fator de correção de tamanho de partícula, definido como uma função da razão de concentração de ^{137}Cs do sedimento depositado em relação ao sedimento móvel.

Em muitos casos onde este modelo tem sido empregado, não tem sido levado em conta os efeitos da remoção seletiva das partículas finas sobre a validade dos resultados obtidos.

Se a remoção seletiva das partículas finas tiver ocorrido, taxas de erosão serão superestimadas, visto que, o ^{137}Cs é preferencialmente associado com a fração fina. Entretanto, um

fator de correção tem sido incorporado no modelo para levar em conta este problema. P é uma função da razão da concentração de ^{137}Cs do sedimento movido em relação ao solo original (HE & WALLING, 1996). O valor de P é portanto uma função do tamanho dos grãos que compõem ambos os sedimentos móvel e original.

Modelo de balanço de massa simplificado ou modelo de balanço de massa 1

Os modelos de balanço de massa procuram suprir algumas das limitações do modelo proporcional, levando em conta as entradas e perdas de ^{137}Cs do perfil de solo desde o início do “fallout” do ^{137}Cs (ZHANG et al, 1990). Pesquisadores têm proposto um modelo de balanço de massa simplificado, o qual assume que o “fallout” total do ^{137}Cs ocorreu em 1963, em vez de um período mais longo estendendo-se desde a metade da década de 50 até a metade da década de 70. Uma posição com um inventário total de ^{137}Cs (A) menor do que o inventário de referência local (A_{ref}) é assumido ser uma posição erodida, enquanto posições com inventário maior do que o inventário de referência são assumidas ser posições de deposição. Em sua forma original este modelo de balanço de massa não leva em conta o efeito de tamanho de partícula, mas um fator de correção P tem sido incorporado aqui.

Para uma posição erodida ($A(t) < A_{\text{ref}}$), assumindo uma taxa de erosão constante R ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{ano}^{-1}$), o inventário total de ^{137}Cs no ano t (ano) pode ser expresso por:

$$A(t) = A_{\text{ref}} \left(1 - P \cdot \frac{R}{d}\right)^{t-1963} \quad (23)$$

A equação acima pode ser rearranjada para fornecer a taxa de erosão como segue:

$$Y2 = \frac{10 \cdot d \cdot B}{P} \left[1 - \left(1 - \frac{X}{100}\right)^{1/(t-1963)} \right] \quad (24)$$

Para uma posição de deposição ($A(t) > A_{ref}$), assumindo uma taxa de deposição constante R' ($\text{kg m}^{-2} \text{ano}^{-1}$) na posição, a taxa de deposição de sedimento pode ser estimada da concentração de ^{137}Cs do sedimento depositado $C_d(t')$ (Bq kg^{-1}) de acordo com:

$$R' = \frac{A_{ex}(t)}{\int_{1963}^t C_d(t') e^{-\lambda(t-t')} dt'} = \frac{A(t) - A_{ref}}{\int_{1963}^t C_d(t') e^{-\lambda(t-t')} dt'} \quad (25)$$

onde:

$A_{ex}(t)$ é o excesso do inventário de ^{137}Cs do ponto de amostragem sobre o inventário de referência no ano t , definido como o inventário da medida menos o inventário de referência local (Bq.m^{-2});

$C_d(t')$ é a concentração de ^{137}Cs do sedimento depositado no ano t' (Bq kg^{-1});

λ é a constante de decaimento para o ^{137}Cs (ano^{-1});

P é o fator de correção para o tamanho de partícula, discutido anteriormente.

Geralmente, a concentração de ^{137}Cs $C_d(t')$ do sedimento depositado pode ser representada pela média estatística das concentrações de ^{137}Cs do sedimento móvel das áreas contribuintes mais altas. $C_d(t')$ pode então ser calculado pela seguinte equação:

$$C_d(t') = \frac{1}{\int_S R dS} \int_S P' C_e(t') R dS \quad (26)$$

Onde:

S (m^2) é a área mais alta contribuinte;

$C_e(t')$ é a concentração de sedimento móvel de um ponto erodido, o qual pode ser calculado da equação (23) de acordo com:

$$C_e(t') = P \frac{A(t')}{d} = \frac{P}{d} A_{ref}(t') \left(1 - P \frac{R}{d}\right)^{t'-1963} = \frac{P}{d} A_{ref}(t) e^{\lambda(t-t')} \left(1 - P \frac{R}{d}\right)^{t'-1963} \quad (27)$$

onde: $A_{ref}(t) = A_{ref}$.

Modelo de distribuição de perfil (para solos não cultivados)

Para solos não cultivados, as profundidades de distribuição de ^{137}Cs nos perfis de solo são significativamente diferentes daquelas em solos cultivados, onde o ^{137}Cs está incorporado dentro da camada arável ou de cultivo. Em muitas situações, a profundidade de distribuição de ^{137}Cs em um solo estável não perturbado exibirá um declínio exponencial com a profundidade que pode ser descrita com a seguinte função (ZHANG et al, 1990) e (WALLING & QUINE, 1990):

$$A'(x) = A_{ref} (1 - e^{-x/h_0}) \quad (28)$$

onde:

$A'(x)$ é a quantia de ^{137}Cs acima da profundidade x (Bq.m^{-2});

A_{ref} é o inventário de referência do ^{137}Cs (Bq.m^{-2});

x é a profundidade da superfície do solo (kg.m^{-2});

h_0 é o coeficiente que descreve a forma do perfil (kg.m^{-2}).

Quanto maior o valor do parâmetro h_0 , maior a profundidade em que o ^{137}Cs penetra no perfil do solo. Uma maneira de estimar a forma do perfil é ajustar uma função exponencial para a concentração de ^{137}Cs em função da profundidade, do tipo :

$$y = y_0 \cdot \exp(-x/h_0) \quad (29)$$

onde:

y é a concentração de ^{137}Cs na profundidade (Bq.m^{-2});

x é a profundidade a partir da superfície do solo (kg.m^{-2});

Os parâmetros y_0 e h_0 são determinados através da parametrização.

Se for assumido que o “fallout” total do ^{137}Cs ocorreu em 1963 e que a profundidade de distribuição do ^{137}Cs no perfil do solo é independente do tempo, a taxa de erosão

Y3 para um ponto erodido com inventário total de ^{137}Cs A_u (Bq.m^{-2}) menor do que o inventário de referência local A_{ref} (Bq.m^{-2}), pode ser expressa como:

$$Y3 = \frac{10}{(t - 1963)P} \ln\left(1 - \frac{X}{100}\right)h_0 \quad (30)$$

onde:

Y3 é a perda de solo anual ($\text{ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$);

t é o ano de coleta da amostra (ano);

x é percentual de ^{137}Cs perdido do inventário total em relação ao valor de referência local, conforme a equação (20).

Para um local de deposição, a taxa de deposição R' pode ser estimada a partir do excesso de ^{137}Cs , $A_{\text{ex}}(t)$ (Bq.m^{-2}) (definido como $A_u - A_{\text{ref}}$) e da concentração de ^{137}Cs do sedimento depositado C_d :

$$R' = \frac{A_{\text{ex}}}{\int_{t_0}^t C_d(t')e^{-\lambda(t-t')} dt'} = \frac{A_u - A_{\text{ref}}}{\int_S \frac{P'}{R} dS \int_S A_{\text{ref}} (1 - e^{-R/h_0}) dS} \quad (31)$$

Os modelos a seguir não serão usados neste trabalho, mas serão apresentados para completar o quadro dos modelos mais recentes da literatura. São eles: modelo de balanço de massa 2, modelo de balanço de massa 3 e modelo de difusão e migração. Estes modelos requerem informações sobre o fluxo de deposição atmosférico anual de ^{137}Cs , $I(t)$ ($\text{Bq.m}^{-2}.\text{ano}^{-1}$).

Modelo de balanço de massa 2

Este modelo leva em conta a variação temporal da entrada de ^{137}Cs nos vários “fallouts” e o fato do ^{137}Cs ser depositado recentemente, antes de sua incorporação na camada arável pelo cultivo (KACHANOSKI & de JONG, 1984).

Para um ponto de erosão ($A(t) < A_{ref}$), a variação no inventário total de ^{137}Cs $A(t)$ com o tempo pode ser representado como:

$$\frac{dA(t)}{dt} = (1 - \Gamma)I(t) - \left(\lambda + P \frac{R}{d}\right)A(t) \quad (32)$$

onde:

$A(t)$ é a atividade de ^{137}Cs acumulada por unidade de área (Bq.m^{-2});

R é a taxa de erosão em ($\text{kg.m}^{-2}.\text{ano}^{-1}$);

d é profundidade de massa acumulada representando a profundidade média da camada arável (kg.m^{-2});

$I(t)$ é o fluxo anual de deposição de ^{137}Cs ($\text{Bq.m}^{-2}.\text{ano}^{-1}$);

Γ é o percentual de ^{137}Cs recém depositado pelo “fallout” removido por erosão antes de ser misturado na camada arável.

P é o fator de correção de tamanho de partícula.

Se uma distribuição exponencial para distribuição inicial do ^{137}Cs pelo “fallout” na superfície do perfil de solo puder ser assumida, segundo HE & WALLING (1997), Γ pode ser expresso como:

$$\Gamma = P\gamma(1 - e^{-R/H}) \quad (33)$$

onde: γ é a proporção de entrada de ^{137}Cs susceptível para remoção por erosão;

e H (kg.m^{-2}) é a profundidade de relaxação de massa da distribuição inicial de ^{137}Cs pelo “fallout” no perfil de solo.

Como a deposição de ^{137}Cs da atmosfera é primeiramente associada com a precipitação úmida, uma fração da entrada de ^{137}Cs anual pode ser associada com o deflúvio superficial antes de ser incorporado à camada arável pelo cultivo. γ é dependente do momento de cultivo e do modelo temporal do regime de chuva local, e tem um valor máximo de 1,0.

Façamos t_0 (ano) ser o ano quando o cultivo iniciou, das equações (32) e (33), o inventário total de ^{137}Cs , $A(t)$ no ano t pode ser expresso como:

$$A(t) = A(t_0)e^{-(PR/d+\lambda)(t-t_0)} + \int_{t_0}^t (1 - P\gamma(1 - e^{-R/H}))I(t')e^{-(PR/d+\lambda)(t-t')} dt' \quad (34)$$

onde $A(t_0)$ (Bq.m^{-2}) é o inventário de ^{137}Cs em t_0 (ano) dado como:

$$A(t_0) = \int_{1954}^{t_0} I(t')e^{-\lambda(t'-t_0)} dt' \quad (35)$$

A taxa de erosão R pode ser estimada resolvendo a equação (34) numericamente, quando o fluxo de deposição de ^{137}Cs e os valores dos parâmetros relevantes são conhecidos. A concentração de ^{137}Cs do sedimento móvel $C_e(t')$ pode ser expressa como:

$$C_e(t') = \frac{I(t')}{R} P\gamma(1 - e^{-R/H}) + P \frac{A(t')}{d} \quad (36)$$

Para um ponto de deposição ($A(t) > A_{\text{ref}}$), assumindo que o excesso do inventário de ^{137}Cs , $A_{\text{ex}}(\text{Bq.m}^{-2})$ (definido como o inventário total medido $A(t)$ menos a entrada direta local pelo “fallout”), (A_{ref}) em um ponto de deposição natural de material é devido ao acúmulo de ^{137}Cs associado com o sedimento depositado, o excesso do inventário de ^{137}Cs pode ser expresso como:

$$A_{\text{ex}} = \int_{t_0}^t R' C_d(t')e^{-\lambda(t-t')} dt' \quad (37)$$

onde: R' é a taxa de deposição e $C_d(t')$ (Bq.kg^{-1}) é a concentração de ^{137}Cs do sedimento depositado. $C_d(t')$ essencialmente compreende duas componentes, a primeira é

associada com a remoção de ^{137}Cs depositado recentemente, e a segunda é associada com a erosão do ^{137}Cs acumulado estocado no solo. Novamente, $\text{Cd}(t')$ pode ser estimado das concentrações de ^{137}Cs do sedimento móvel da área mais alta erodida.

Modelo de balanço de massa 3

O modelo de balanço de massa descrito anteriormente não leva em conta a redistribuição de solo introduzida pelo cultivo. Como o cultivo resulta na redistribuição de solo no campo, o ^{137}Cs contido no solo também será redistribuído, e tal redistribuição precisa ser levada em conta quando são usados as medidas de ^{137}Cs para derivar estimativas de taxas de erosão. Se os efeitos de redistribuição pelo cultivo sobre o inventário de ^{137}Cs puderem ser quantificados e levados em conta, a componente restante da redistribuição refletirá o impacto da erosão da água. Tentativas para incorporar a influência do cultivo na redistribuição de solos dentro do modelo de balanço de massa tem sido feitas (WALLING & QUINE, 1993). O modelo representa um refinamento de sua aproximação e somente aplica-se para transectos inclinados paralelos à direção do fluxo.

O efeito do cultivo na redistribuição do solo pode ser representado por um fluxo de sedimento descendente. O fluxo de sedimento descendente F_Q ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$) de um contorno de comprimento unitário pode ser expresso como:

$$F_Q = \phi \sin \beta \quad (38)$$

Onde: β ($^\circ$) é o mais elevado ângulo de inclinação e ϕ ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$) é uma constante.

Se uma linha constante descendo um plano inclinado é dividida em diversas seções e cada seção pode ser aproximada com uma linha reta, então para a i -ésima seção (do topo do monte), a redistribuição de solo líquida induzido pelo cultivo R_i ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{ano}^{-1}$) pode ser expresso como:

$$R_t = (F_{Q,out} - F_{Q,in}) / L_i = \phi(\sin \beta_i - \sin \beta_{i-1}) / L_i = R_{t,out} - R_{t,in} \quad (39)$$

onde: L_i (m) é o comprimento do plano inclinado do i -ésimo seguimento, $R_{t,out}$ ($\text{kg.m}^{-2}.\text{ano}^{-1}$) e $R_{t,in}$ ($\text{kg.m}^{-2}.\text{ano}^{-1}$) são definidos como:

$$\begin{aligned} R_{t,out} &= \phi \sin \beta_i / L_i \\ R_{t,in} &= \phi \sin \beta_{i-1} / L_i \end{aligned} \quad (40)$$

O parâmetro ϕ na equação (38) pode ser estimado da taxa de erosão $R_{t,out,1}$ ($=R_1$, $\text{kg.m}^{-2}.\text{ano}^{-1}$, a taxa de erosão líquida do solo) para um ponto erodido do primeiro segmento no topo do monte (assumindo que a erosão pela água é desprezível e não há entrada por cultivo para isto):

$$\phi = \frac{R_{t,out,1} L_1}{\sin \beta_1} = \frac{R_1 L_1}{\sin \beta_1} \quad (41)$$

pode ser calculado da medida do inventário total de ^{137}Cs $A_I(t)$ (Bq m^{-2}) deste ponto usando a equação (34):

$$A_1(t) = A_1(t_0) e^{-(R_1/d+\lambda)(t-t_0)} + \int_{t_0}^t I(t') e^{-(R_1/d+\lambda)(t-t')} dt' \quad (42)$$

Para um ponto experimentando erosão pela água (taxa, R_w ($\text{kg m}^{-2} \text{ano}^{-1}$), a variação do inventário total de ^{137}Cs $A(t)$ (Bq m^{-2}) com o tempo t pode ser expresso como:

$$\frac{dA(t)}{dt} = (1 - \Gamma)I(t) + R_{t,in} C_{t,in}(t) - R_{t,out} C_{t,out}(t) - R_w C_{w,out}(t) - \lambda A(t) \quad (43)$$

onde $C_{t,in}$, $C_{t,out}$ e $C_{w,out}$ (Bq kg^{-1}) são as concentrações de ^{137}Cs do sedimento associado com a entrada pelo cultivo e saída pela água respectivamente. A taxa de erosão líquida R ($\text{kg m}^{-2} \text{ano}^{-1}$) é:

$$R = R_{t,out} - R_{t,in} + R_w \quad (44)$$

Para um ponto experimentando deposição pela água (taxa R'_w , ($\text{kg m}^{-2} \text{ano}^{-1}$)), a variação do inventário total ^{137}Cs com o tempo pode ser expressa como:

$$\frac{dA(t)}{dt} = I(t) + R_{t,in} C_{t,in}(t) - R_{t,out} C_{t,out}(t) + R'_w C_{w,in}(t) - \lambda A(t) \quad (45)$$

onde $C_{w,in}$ (Bq kg^{-1}) é a concentração de ^{137}Cs do sedimento de entrada pela deposição induzida pela água. A taxa de erosão líquida R é:

$$R = R_{t,out} - R_{t,in} - R'_w \quad (46)$$

A concentração de ^{137}Cs do solo dentro da camada arável $C_s(t')$ (Bq kg^{-1}) pode ser expressa como:

$$C_s(t') = \frac{A(t')}{d} \quad \text{para uma posição de erosão líquida} \quad (47)$$

$$C_s(t') = \frac{1}{d} \left[A(t') - \frac{|R|}{d} \int_{t_0}^{t-1} A(t'') e^{-\lambda t''} dt'' \right] \quad \text{para uma posição de deposição líquida}$$

Onde $|R|$ ($R < 0$) é a taxa de deposição líquida. As relações entre C_s , $C_{t,in}$ e $C_{t,out}$ são as seguintes:

$$\begin{aligned}
C_{t,in}(t') &= C_{t,out}(t') = C_s(t') \\
C_{w,out}(t') &= PC_s(t') + \frac{I(t')}{R_w} P\gamma(1 - e^{R_w/H})
\end{aligned}
\tag{48}$$

enquanto a concentração de ^{137}Cs do sedimento depositado derivado pela água $C_{w,in}(t')$ (Bq kg $^{-1}$) pode ser expressa como:

$$C_{w,in}(t') = \frac{1}{\int_s R dS} \int_s P' C_{w,out}(t') R dS
\tag{49}$$

Modelo de difusão e migração

Este modelo considera a distribuição de ^{137}Cs com a profundidade, levando em conta o comportamento temporal de entrada do ^{137}Cs pelo “fallout” e redistribuição do ^{137}Cs nos perfis de solo depois da deposição pela atmosfera (PEGOYEV & FRIDMAN, 1978).

Em algumas situações, o perfil da profundidade de ^{137}Cs em solos não cultivados exibe uma larga concentração de pico com a concentração máxima localizada abaixo da superfície do solo. A variação da concentração de ^{137}Cs , $C_u(t)$ (Bq kg $^{-1}$) na superfície do solo com o tempo t (ano) pode se aproximada como:

$$C_u(t) \approx \frac{I(t)}{H} + \int_0^{t-1} \frac{I(t') e^{-R/H}}{\sqrt{D\pi(t-t')}} e^{-V^2(t-t')/(4D) - \lambda(t-t')} dt'
\tag{50}$$

onde: D é o coeficiente de difusão (kg 2 m $^{-4}$ ano $^{-1}$) e V é a taxa de migração vertical de ^{137}Cs no perfil do solo (kg m $^{-2}$ ano $^{-1}$).

O coeficiente de difusão D e a taxa de migração V descrevem a evolução da forma do perfil de ^{137}Cs com o tempo. Altos valores de D e V implicarão em uma maior profundidade de penetração do ^{137}Cs no perfil do solo.

Para um ponto erodido (a medida do inventário total de ^{137}Cs , A_u é menor do que o inventário de referência local A_{rfe}), se a erosão for laminar, então a taxa de erosão líquida R pode

ser estimada a partir da perda no inventário de ^{137}Cs , $A_{ls}(t)$ (Bq m^{-2}) (definido como o inventário de referência de ^{137}Cs , A_{ref} menos a medida do inventário total A_u (Bq m^{-2}) e a concentração de ^{137}Cs na superfície do solo $C_u(t')$ da equação (49) de acordo:

$$\int_0^t PRC_u(t')e^{-\lambda(t-t')} dt' = A_{ls}(t) \quad (51)$$

Para um local de deposição, a taxa de deposição R' pode ser estimada a partir da concentração de ^{137}Cs do sedimento depositado $C_d(t')$ e do excesso do inventário de ^{137}Cs $A_{ex}(t)$ (definido como o inventário total de ^{137}Cs medido, A_u menos o inventário de referência A_{ref}) usando a seguinte relação:

$$R' = \frac{A_{ex}}{\int_{t_0}^t C_d(t')e^{-\lambda(t-t')} dt'} = \frac{A_u - A_{ref}}{\int_{t_0}^t C_d(t')e^{-\lambda(t-t')} dt'} \quad (52)$$

Onde: $C_d(t')$ pode ser calculado de:
$$C_d(t') = \frac{1}{\int_S R dS} \int_S P' P C_u(t') R dS \quad (53)$$

4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 CARACTERIZAÇÃO, COLETA E PREPARO DAS AMOSTRAS

A região estudada está localizada no município de Londrina (566 m acima do nível do mar) no norte do estado do Paraná, dentro do Instituto Agrônomo do Paraná (IAPAR). A latitude é de 23°22' sul, longitude de 51°10' oeste. A Figura 25 mostra a área estudada, segundo sua localização geográfica

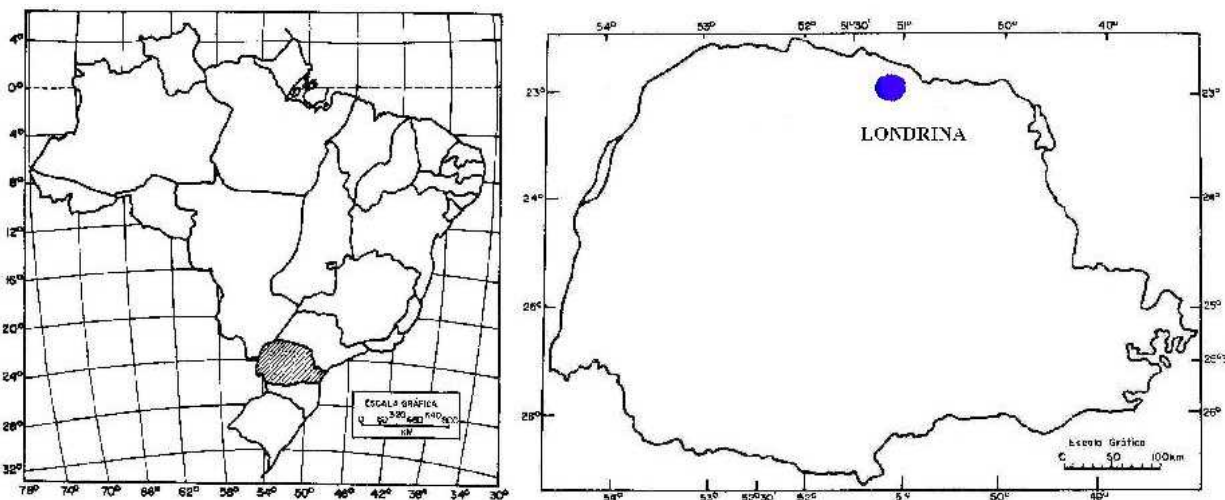


Figura 25– Localização da região estudada: na figura à esquerda observa-se o mapa do Brasil, localizando o estado do Paraná e na figura à direita o mapa do Paraná, localizando a cidade de Londrina.

4.1.1 Vegetação, clima e relevo da região de amostragem

As poucas florestas remanescentes são do tipo tropical subperinifolia, formadas por árvores de médio e grande porte. No local da estação experimental do IAPAR, o

desmatamento iniciou-se por volta de 1940. O atual campo experimental foi ocupado por uma plantação de café, de 1940 a 1973 (DERPSCH et al, 1991).

O relevo é praticamente plano e/ou suave ondulado, constituído por colinas de topos arredondados, com vertentes longas de centenas de metros de comprimento e declives suaves de 0 a 8 %; ocorrem normalmente nas partes altas e planas, que correspondem aos divisores de água (IAPAR & EMBRAPA, 1984).

Pela classificação de Koeppen, o clima da região é classificado como pertencendo aos climas controlados por massas de ar tropicais e polares, sendo classificado como subtropical úmido mesotérmico, sem estação seca definida, com média térmica anual em torno de 21°C e média pluviométrica anual de 1622 mm (DERPSCH et al, 1991).

O solo latossolo roxo ocorre nos cumes de relevo suavemente ondulados e abrange no Paraná aproximadamente 3,5 milhões de ha. Na região estudada o relevo é de pouca inclinação.

4.1.2 Descrição do solo

O solo estudado é da classe LRd2 - Latossolo Roxo Distrófico A, moderado, textura argilosa, fase floresta tropical subperinifólia, relevo suave ondulado. Esta classe de solo apresenta elevada capacidade de retenção de água, com uma boa permeabilidade em sua condição natural. Apresenta problemas com relação ao aspecto de fertilidade, sendo aconselhável o emprego de calagens e adubação de correção e manutenção, principalmente à base de fósforo. Esta classe de solo apresenta grande resistência à erosão em seu estado natural, mas após o contínuo preparo convencional do solo tem a tendência de formar o chamado “pé de grade”, que é um adensamento no solo a uma profundidade de aproximadamente 15 cm (IAPAR & EMBRAPA, 1984).

4.1.3 Processo de amostragem

As amostras em solo nu, foram coletadas em duas parcelas de erosão, denominadas parcela 1 e parcela 2, construídas lado a lado. Na Figura 26 observa-se as parcelas e o sistema de coleta usado no método convencional. As dimensões dessas parcelas foram: parcela 1, 11 metros de comprimento por 3,5 m de largura e parcela 2, 22 metros de comprimento por 3,5 metros de largura. As parcelas foram preparadas no sentido do declive e delimitadas nas laterais por tábuas de madeira e na parte superior por chapas galvanizadas, cravadas no solo. Na parte inferior de cada parcela instalou-se um sistema de calha coletora do material erodido (a), sendo acoplado ao mesmo uma conexão tubular com declividade suficiente para permitir o livre escoamento superficial até os coletores (b) localizados poucos metros abaixo, onde foram coletadas as amostras analisadas pelo sistema convencional.

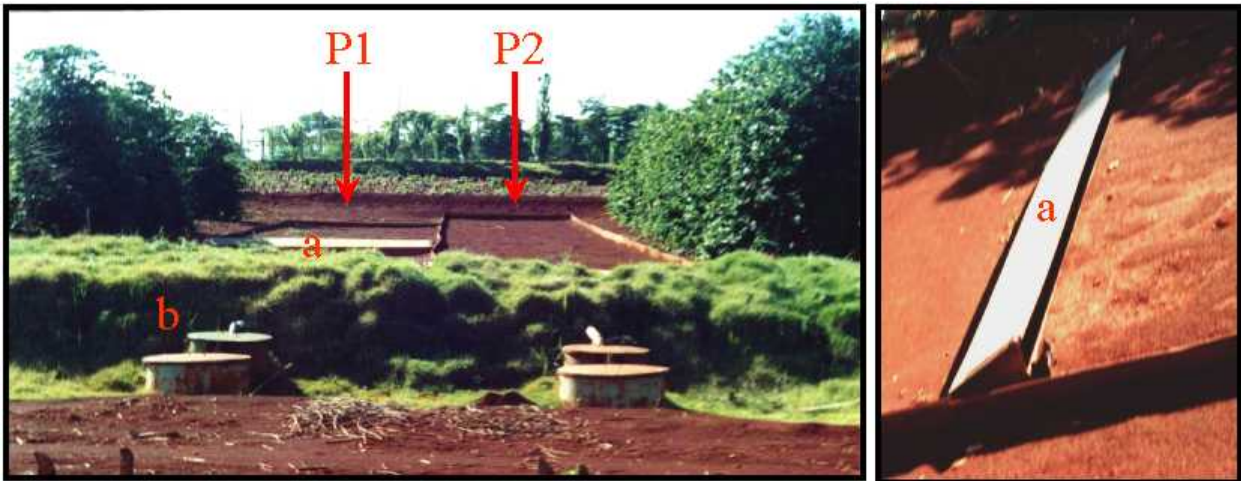


Figura 26 – Na foto à esquerda observa-se as parcelas 1 e 2, representadas por P1 e P2 respectivamente, a calha a e o coletor b. A direita tem-se uma visão ampliada da calha a.

Na coleta das amostras de solo para análise pelo método do radionuclídeo ^{137}Cs foram utilizados as ferramentas: enxada, trado tipo holandês, espátula, faca e trena.

As parcelas foram divididas em três regiões de amostragem: inferior (próxima à calha), médio e superior. Cada região de amostragem foi dividida em perfis com profundidades de

0-10 cm, 10-20 cm e 20-30 cm. Em cada região de amostragem foram coletadas duas amostras para cada perfil, totalizando um total de 36 amostras para as duas parcelas. Cada amostra foi rotulada com as letras P1 ou P2, representando as parcelas 1 e 2 respectivamente, seguida da letra representando as regiões de amostragem, inferior, médio ou superior.

As amostras de referência foram coletadas em uma floresta natural, situada aproximadamente 400 metros das parcelas. Foram amostrados dois locais, num local os perfis foram: cobertura vegetal, 0-10 cm, 10-20 cm e 20-30 cm e no outro cobertura vegetal, 0-10cm, 10-20 cm, 20-30 cm, 30-40 cm e 40-50 cm.

4.1.4 Preparo das amostras

As quantidades de amostras retiradas dos três perfis do solo (0-10 cm, 10-20 cm, 20-30 cm) para cada região das parcelas não foram suficientes para preencher totalmente o béquer, e assim optou-se pela geometria do tipo béquer Marinelli preenchido a $\frac{3}{4}$ da altura. As amostras de solo foram secas ao ar livre por um período de 48 horas, destorroadas e passadas em peneira de 2 mm de malha para serem utilizadas na medida da concentração de ^{137}Cs no solo.

4.1.5 Amostras de solo calibradas

A aquisição dos espectros das amostras pela eletrônica nuclear padrão fornece a área sob o pico desejado, que neste estudo é o pico do ^{137}Cs , em contagens, de modo que é necessário medir a eficiência do detector para relacionar a área sob o pico desejado com a atividade deste radionuclídeo de interesse na amostra. Com o valor da eficiência do detector, foi possível determinar a atividade do radionuclídeo de interesse nas amostras estudadas. Na determinação da eficiência para este estudo, foram preparadas amostras de solo calibradas com diferentes atividades de ^{137}Cs , como demonstrado no item seguinte.

4.1.6 Preparo das amostras de solo calibradas

As amostras calibradas foram preparadas usando-se uma solução $^{137}\text{CsCl}$, de atividade igual a 570 kBq ($\pm 2,5\%$) e volume igual a 5 ml. Na preparação das amostras utilizou-se frascos de 100 ml, água deionizada, uma pipeta de 1 ml e uma pipeta de 10 ml, pincel, luvas e bacias.

Primeiramente foi preparado uma solução adicionando-se 95 ml de água deionizada aos 5 ml da solução de $^{137}\text{CsCl}$, obtendo-se 100 ml de solução (1) com $5,7 \text{ kBq}\cdot\text{ml}^{-1}$ ($\pm 2,5\%$) de atividade. Desta solução (1) tomou-se 1 ml, ao qual foi adicionado 99 ml de água deionizada, obtendo-se uma nova solução (2) de 100 ml com atividade de $57 \text{ Bq}\cdot\text{ml}^{-1}$.

Da solução (2) tomou-se 6 ml e adicionou-se 94 ml de água deionizada obtendo-se uma nova solução (3) de 100 ml e atividade de $3,42 \text{ Bq}\cdot\text{ml}^{-1}$. A solução (3) foi pipetada sobre 1,5 kg de solo da classe LRd2 seco ao ar e passado em peneira de 2 mm de malha. Esta adição foi realizada em passos de 20 ml, pipetada sobre 300 g do solo e homogeneizado por 30 minutos até obter-se 1,5 kg de solo. Esta amostra foi rotulada como sendo amostra de fator 10 com atividade de $0,228 \text{ kBq}\cdot\text{kg}^{-1}$ ($\pm 2,5\%$).

Da solução (1) tomou-se 1 ml e adicionou-se 99 ml de água deionizada e a solução resultante foi pipetada sobre 1,5 kg de solo da classe LRd₂ do mesmo modo como a anterior. Esta amostra foi rotulada de fator 0 com uma atividade de $38 \text{ kBq}\cdot\text{kg}^{-1}$ ($\pm 2,5\%$). A partir desta amostra de fator 0 obteve-se outras duas amostras, uma fator 100 e uma fator 1000.

Para preparar a amostra de fator 100 tomou-se 16,5 g de solo da amostra de fator 0 e misturou-se com 16,5 g de solo não calibrado da classe LRd₂, seco ao ar e passado em peneira de 2 mm de malha, que após homogeneizado obteve-se 33 g de amostra. A cada quantidade de amostra obtida foi-se adicionando a mesma quantidade de solo não calibrado da classe LRd₂, homogeneizando-se até obter uma amostra calibrada de 1650 g com atividade de $38 \text{ Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$ ($\pm 2,5\%$). Desta amostra de fator 100 foi retirado 150 g de amostra, à qual foi adicionada 150 g de solo não calibrado da classe LRd₂ e feito a homogeneização, obtendo-se 300 g de amostra. A esta amostra de 300 g foi adicionado mais 300 g de solo não calibrado da classe LRd₂, obtendo-se 600 g de amostra calibrada, e assim sucessivamente até obter-se 1,5 kg de amostra calibrada, rotulada como amostra de fator 1000 com atividade de $3,8 \text{ kBq}\cdot\text{kg}^{-1}$ ($\pm 2,5\%$).

Para preparar a amostra de fator 10000, tomou-se 0,15 g de solo da amostra de fator 0 e misturou-se com 0,15 g de solo não calibrado da classe LRd2, seco ao ar e passado em peneira de 2 mm de malha, que após homogeneizado obteve-se 0,30 g de amostra. A cada quantidade de amostra obtida foi-se adicionando a mesma quantidade de solo não calibrado da classe LRd2, homogeneizando-se até obter uma amostra calibrada de 1500 g com atividade de 0,38 Bq.kg⁻¹ ($\pm 2,5\%$).

Estas amostras de solo contendo atividades conhecidas de ¹³⁷Cs, foram acondicionadas em béqueres Marinelli com volume de 2,1 litros e preenchidos a $\frac{3}{4}$ da altura, foram medidas as massas líquidas de cada amostra e suas respectivas densidades.

4.2 SISTEMA DE DETECÇÃO E GEOMETRIA

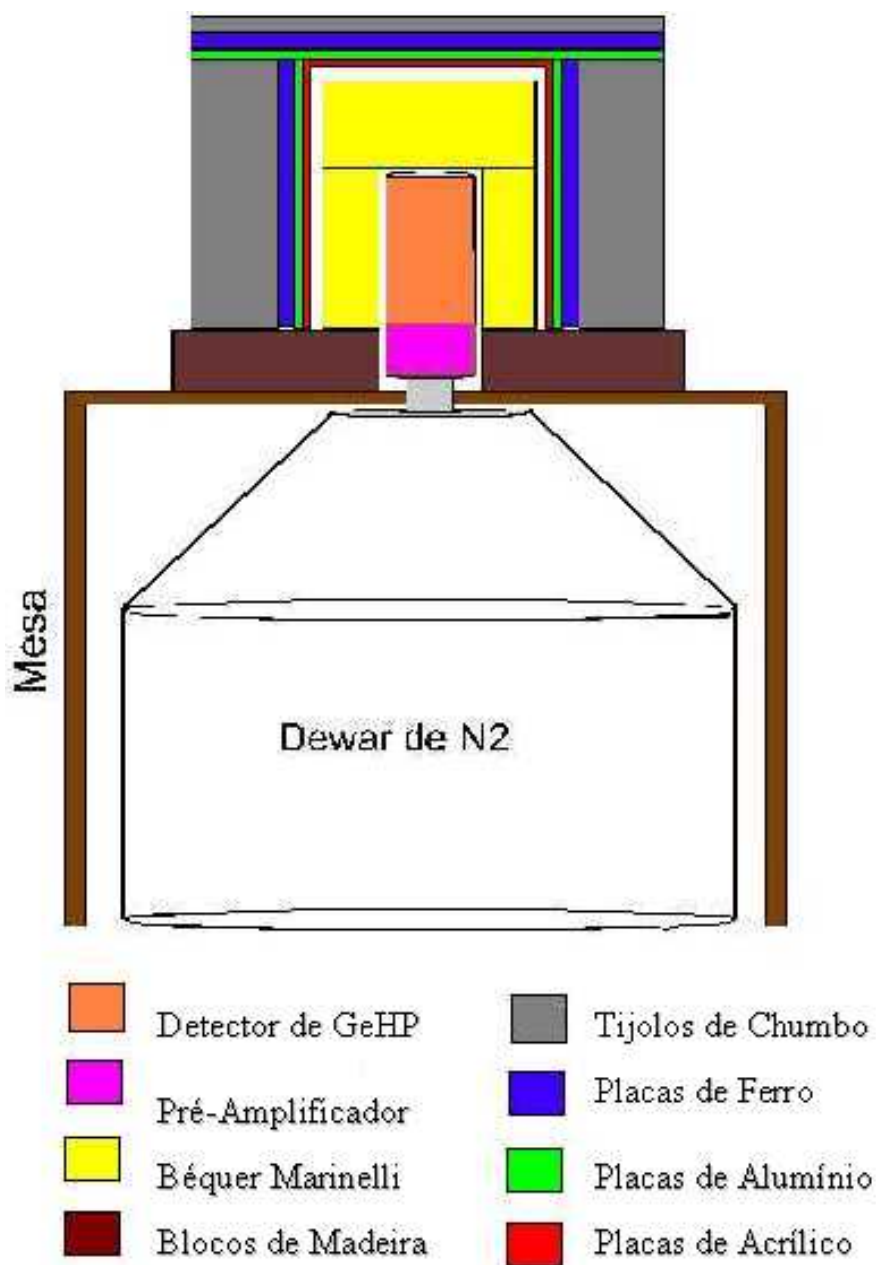


Figura 27 – Esquema da geometria do sistema de medidas

Na Figura 27 pode-se ver um esquema completo de toda geometria do sistema, incluindo, posição do detector, geometria da blindagem e geometria da amostra.

A geometria da amostra usada neste trabalho foi do tipo béquer Marinelli, frascos cilíndricos dotados de uma reentrância também cilíndrica em seu fundo. Este tipo de geometria acomoda maior volume de amostra próximo ao detector, permitindo posicionar amostra ao redor do mesmo, e não somente sobre ele, aumentando desta forma a eficiência de detecção. O volume do béquer Marinelli usado neste trabalho foi de 2,1 litros de capacidade, preenchido a $\frac{3}{4}$ da altura. Um esquema do béquer com suas dimensões é mostrado na Figura 28.

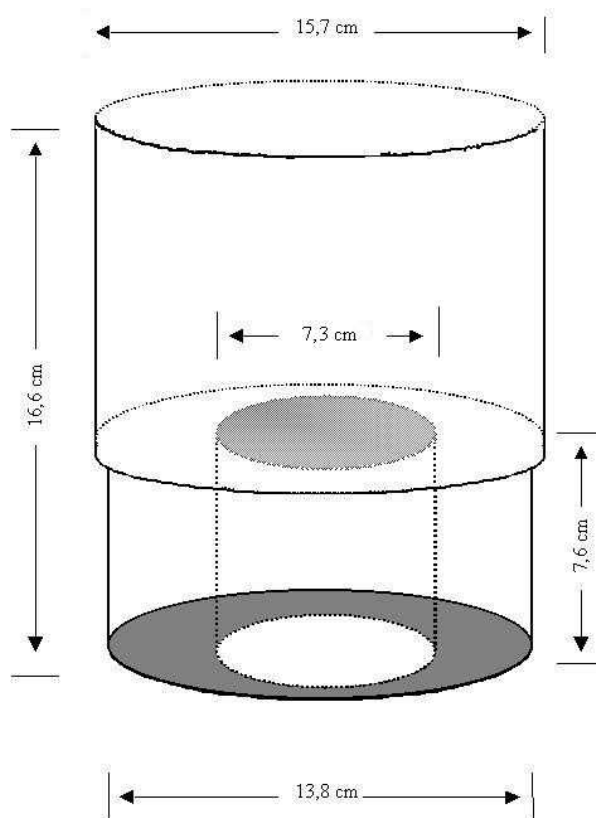


Figura 28 – Esquema de um béquer Marinelli de 2 litros e suas dimensões

4.2.1 Arranjo experimental

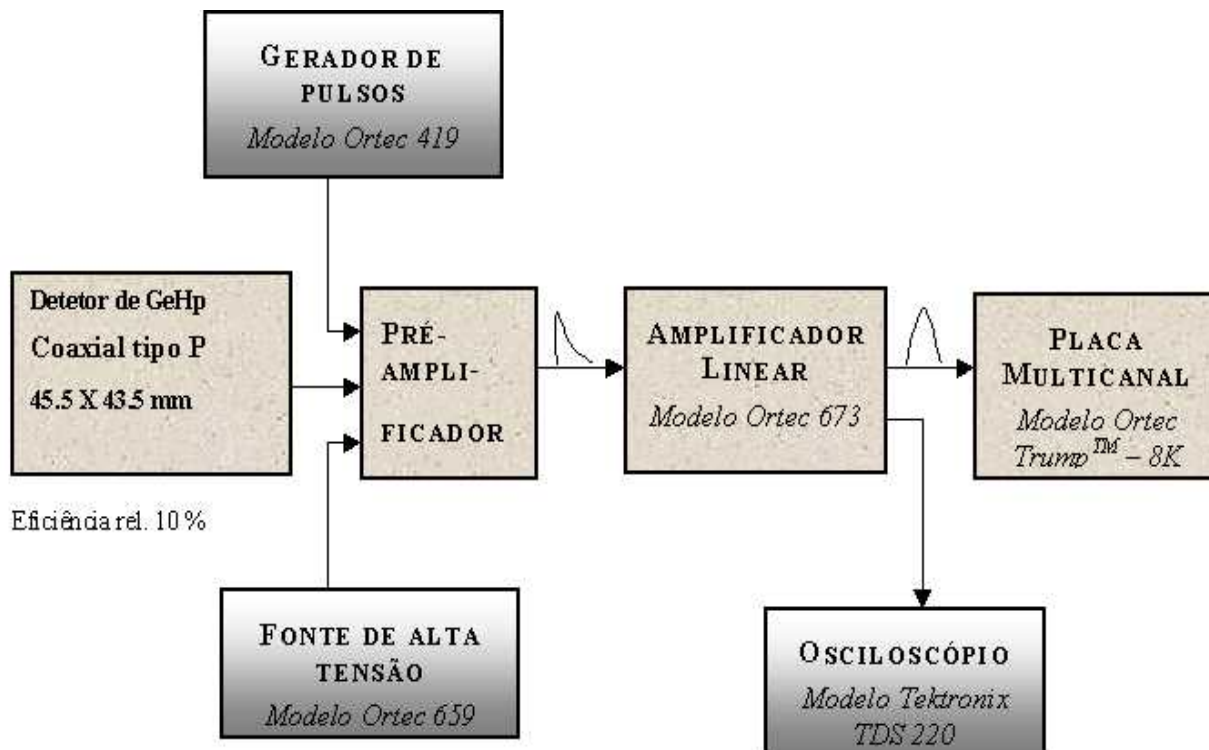


Figura 29 – Esquema em blocos para os componentes da eletrônica utilizada.

O esquema mostrado na Figura 29 pode ser descrito sinteticamente da seguinte forma: o cristal do detector absorve a energia de um raio gama ou de um raio X incidente e produz um pulso de corrente, cuja carga é proporcional à energia absorvida. Este pulso é convertido em um pulso de voltagem no pré-amplificador e adquire a forma gaussiana no amplificador.

Os pulsos de saída deste amplificador vão para o analisador de altura de pulso onde são classificados e armazenados por um número de canais de acordo com suas alturas de pulso. Assim um espectro adquirido pelo analisador de altura de pulso (placa multinacanal) representa o número de contagens como uma função da altura do pulso ou da energia.

4.2.2 Eletrônica de detecção

- 1) Fonte de alta tensão, cuja função é alimentar o detector. A fonte usada é o modelo Ortec 659 com capacidade de fornecer 5000V.
- 2) Amplificador linear, modelo Ortec 673, para processar os sinais vindos do pré-amplificador do detector. Ele tem a função de dar forma e ganho de amplitude ao pulso, proveniente do sinal de carga coletado. Um fator importante a ser considerado na escolha do amplificador é o tempo de formação do pulso, que deve ser selecionado para otimizar a performance total quando altas taxas de contagens precisam ser medidas. Para detectores coaxiais, a constante de tempo para otimizar a resolução está entre 2 – 4 μs . Entretanto, se as taxas de contagens são maiores que 200 s^{-1} , constantes de tempo de 2 μs ou maiores contribuem para a produção de *pile up* e para as incertezas no cálculo das áreas dos picos, devido às distorções na forma do pico. O tempo de formação do pico (*shaping time*) do amplificador utilizado é 6 μs . O amplificador, modelo Ortec 673 possui dois estágios de ajuste de ganho, um grosso e um fino, que juntos fornecem uma faixa de ganho de 10 a 1500 vezes. O ganho grosso tem as opções de ganho de 20, 50, 100, 500, 1000. O ganho fino varia com um fator de ganho de 0,5 a 1,5 em passos de 0,1. Pode-se ainda escolher a polaridade do pulso de entrada vindo do pré-amplificador, para positiva ou negativa e também selecionar a forma de saída do pulso para unipolar ou bipolar.
- 3) Placa multicanal, modelo EG&G Ortec TrumpTM-8K, acoplada a um computador PC, com capacidade de ajuste para 8192, 4096, 1024 e 512 canais, com software MAESTROTM, modelo A65-BI, versão 3.2.
- 4) Gerador de pulsos, modelo EG&G Ortec 419, utilizado para determinar o FWHM (“full width at half maximum”) da eletrônica. Ele é conectado ao pré-amplificador e gera um pico que passa pela eletrônica e não pelo detector. O gerador de pulsos utilizado tem a possibilidade dos seguintes ajustes: a polaridade dos pulsos, positiva ou negativa; a voltagem de referência pode ser interna ou externa; o pulso pode ser de frequência alternada ou de oscilação interna, o tempo de subida do pico pode assumir desde um valor mínimo até 20, 50, 100 ou 250 ns e a altura do pulso variada de 0 a 10 V em passos de 0,2V.
- 5) Osciloscópio, modelo Tektronix TDS 220, ligado na saída do amplificador para visualizar a forma do pico de saída. O osciloscópio usado é do tipo digital, de tempo real com largura de

banda de 100 MHz, taxa de amostra de 1GS/s e extensão de registro de 2500 pontos para cada canal.

Os dados foram adquiridos com os equipamentos descritos no item 4.2.1 e com os devidos ajustes especificados a seguir:

- 1) A fonte de alta tensão foi utilizada em 3000 V.
- 2) amplificador foi ajustado com um fator de ganho fino de 0,72 e um fator de ganho grosso de 20, com o circuito de entrada analisando pulsos de entrada positivos e resultando em pulsos de saída unipolares.
- 3) analisador multicanal foi utilizado no ajuste de 8192 canais para a aquisição dos dados.
- 4) As especificações do gerador de pulsos foram: polaridade positiva, voltagem de referência interna, frequência alternada e tempo de subida de 50 ns.

4.2.3 Detector de Germânio Hiperpuro – GeHP

O detector utilizado é do tipo GeHP, ou seja, é um detector semicondutor constituído de um cristal de Germânio híperpuro. As impurezas ainda restantes no cristal, no caso, são receptores (“buracos”), assim as propriedades elétricas do cristal semicondutor são do tipo p.

O cristal é como um diodo, capaz de suportar alta voltagem a temperatura criogênica. Sob estas condições, os pares elétron-buraco produzidos pela absorção de um raio X ou um raio gama são direcionados para os contatos opostos, por um campo elétrico. O pulso de corrente induzido é analisado por um pré-amplificador sensível à elétrica carga, que produz um pulso de voltagem de saída com altura proporcional à energia do fóton incidente.

A geometria do cristal é coaxial e de extremidade fechada, o que resulta num detector com volume ativo maior e reduz as correntes de fuga. O cristal tem um diâmetro igual a 45,5 mm e comprimento de 43,5 mm, envolto em uma camada protetora de alumínio com espessura de 1,27 mm e a uma distância de 3 mm do cristal. A espessura da região de depleção do detector varia de 500 a 800 microns.

A faixa de energia dos raios gama analisados pelo detector variou de 40 keV a 2,75 MeV. O detector pode trabalhar com uma tensão de polarização de até 3500 V. No presente caso, utilizou-se uma diferença de potencial de 3000 V, como descrito no item 4.2.2.

4.2.3.1 Resolução em energia

A resolução em energia de um detector está relacionada com a largura total a meia altura do pico, FWHM, que o detector exibe para uma determinada linha de energia. Quanto menor é a largura a meia altura do pico, melhor é a habilidade do detector em identificar a energia da radiação incidente.

A resolução em energia total, apresentada por um detector de germânio, é determinada normalmente pela combinação de três fatores: distribuição estatística do número de carregadores de carga, variação na eficiência de coleta de carga e contribuição do ruído eletrônico. A largura máxima à meia altura $(FWHM)_T$ de um pico típico no espectro, devido à detecção de um raio gama monoenergético, pode ser escrita como (KNOLL, 1989):

$$(FWHM)_T^2 = (FWHM)_D^2 + (FWHM)_X^2 + (FWHM)_E^2 \quad (54)$$

O primeiro destes termos, $(FWHM)_D^2$, representa a flutuação estatística no número de carregadores de carga criados no detector e é dado por:

$$(FWHM)_D^2 = (2,35)^2 F \varepsilon E \quad (55)$$

onde F é o fator de Fano, ε é a energia necessária para criar um par elétron-buraco e E é a energia do raio gama.

A contribuição do segundo termo, $(FWHM)_X^2$, é devido à coleta incompleta de carga e é mais significativa em detectores de volume grande e campo elétrico baixo. O terceiro fator, $(FWHM)_E^2$, representa os efeitos de borda em todos os componentes eletrônicos que cercam

o detector, ou seja, é a contribuição do ruído eletrônico. Este termo é medido utilizando um gerador de pulsos, que é ligado ao pré-amplificador e cujo sinal de saída passa por todos os componentes eletrônicos. O pico do gerador de pulsos é comparado com o pico de medida vindo do detector e com isso determina-se a largura devida somente ao detector, demonstrado no espectro da Figura 30.

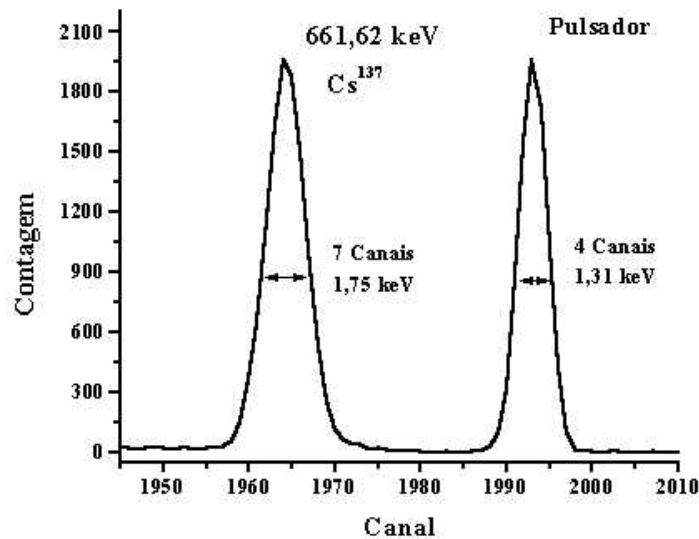


Figura 30 – Espectro comparativo entre o pico de 661, 62 keV do ¹³⁷Cs e o pico do pulsador

O termo $(FWHM)_X^2$ segue o padrão ajustado pelo comportamento da eficiência de coleta de carga e, de acordo com ZULIGER et al. (1969), sua contribuição na resolução em energia total de um detector de Germânio é menor que 1% para energia maiores que 50 keV e continua decrescendo para energias mais elevadas. Assim o termo $(FWHM)_X^2$ será desprezado nas considerações deste trabalho.

Considerando o termo $(FWHM)_X^2 = 0$ e uma vez que foram medidos o $(FWHM)_T^2$ e o $(FWHM)_E^2$, a contribuição devido à flutuação estatística do detector $(FWHM)_D^2$ pode ser calculada usando a seguinte equação:

$$(FWHM)_D^2 = (FWHM)_T^2 - (FWHM)_E^2 \quad (56)$$

A Tabela 5 mostra os valores experimentais obtidos com uma fonte de ^{137}Cs para os fatores que contribuem na resolução em energia do detector utilizado.

Tabela 5 – Contribuição do $FWHM$ na resolução em energia do detector de GeHP em valores absolutos e percentuais

Energia [keV]	Contribuição Total $(FWHM)_T$ [keV]	Contribuição Total $(FWHM)_T^2$ [keV] ²	Contribuição da Eletrônica $(FWHM)_E^2$ [keV] ²	Contribuição da Estatística $(FWHM)_D^2$ [keV] ²
661,62 – Cs ¹³⁷	1,75	3,0625 (100 %)	1,7161 (56 %)	1,3464 (44 %)
1333 – Co ⁶⁰	2,17	4,7089 (100 %)	2,0449 (43 %)	2,6640 (57 %)

4.2.3.2 Eficiência de detecção

A eficiência de detecção é a capacidade dos detectores de produzir um pulso de saída para cada fóton de radiação que interage com o volume ativo do detector. Para detectores de radiação secundária (radiação eletromagnética e partículas sem carga), que é o caso deste trabalho, a eficiência de detecção é menor que 100% devido ao fato de que radiações secundárias têm um livre caminho médio muito grande, podendo passar pelo detector sem interagir ou interagindo parcialmente com o seu volume ativo.

A eficiência de detectores de radiação secundária pode ser dividida em três classes: eficiência absoluta, eficiência intrínseca e eficiência relativa. A eficiência absoluta é definida como a razão entre o número de pulsos registrados no detector pelo número de quanta de radiação emitido pela fonte. A eficiência intrínseca é a razão entre o número de pulsos registrados no detector pelo número de quanta de radiação incidente no detector. A eficiência relativa, no caso, para detectores de germânio é a razão da eficiência absoluta do detector considerado pela eficiência absoluta de um detector de cintilação de NaI(Tl), de 3” x 3”, a 25 cm de distância da fonte, como definido em “Standard Test Procedures for Germanium Gamma-Rays Detectors”(I.E.E.E., 325). A

eficiência relativa do detector de GeHP utilizado é 10%, de acordo com o certificado fornecido pelo fabricante.

4.2.3.3 Blindagem do sistema de detecção

Torna-se necessária a utilização de uma blindagem no sistema de detecção, devido ao contínuo bombardeio de radiação que atinge a superfície terrestre, proveniente de raios cósmicos e de raios gama de fontes naturais e artificiais. Isto faz com que exista um espectro de fundo em todas as medidas.

As fontes dessa radiação de fundo podem ser os materiais constituintes do detector, dos equipamentos ou da blindagem localizada ao redor do detector. Um exemplo é o potássio natural presente no concreto e em outros materiais de construção, que apresenta uma linha de 1460 keV, bastante destacada no espectro de fundo.

Quando se analisam fontes com alta taxa de emissão, o espectro de fundo não interfere relevantemente. Porém, na análise de baixa emissão de radiação ou de amostras ambientais, o fundo contaminará todo o espectro. Para que a contribuição dos raios gama externos (espectro de fundo) seja mínima no espectro da amostra ou da fonte analisada, é preciso fazer uma blindagem para o sistema detector/recipiente de detecção.

O material mais usado em castelos de blindagem é o chumbo, devido ao seu alto número atômico, alta densidade e baixo custo. No entanto, existe ainda a possibilidade da emissão de radiação por traços de isótopos radioativos encontrados no chumbo e pelo fato da radiação cósmica, ao interagir com a blindagem de chumbo, formar radiação secundária. Por esta razão, normalmente se usam outros materiais menos densos, justapostos à parede interna dos blocos de chumbo em ordem decrescente de densidade ou número atômico.

As paredes da blindagem usada para este trabalho têm a seguinte seqüência: chumbo (50 mm), ferro (2,5 mm), alumínio (2 mm) e acrílico (2 mm), conforme mostrado na Figura 27.

A seqüência de materiais e espessura utilizadas foi aquela que maximizou a razão pico-fundo na região da linha de 661,62 keV do Cs¹³⁷.

4.3 ANÁLISE DAS AMOSTRAS

4.3.1 Espectrometria gama

Para a determinação de radionuclídeos, basicamente utiliza-se a detecção de radiação alfa, beta ou gama. A espectrometria gama é a que permite a identificação e quantificação do maior número de nuclídeos simultaneamente e, devido ao alto poder de penetração deste tipo de radiação, é pouco exigente em tratamentos de amostras, podendo ser empregada até mesmo em materiais sem qualquer tipo de preparo.

A espectrometria gama divide-se basicamente em: baixo e alto poder de resolução. Na espectrometria de baixa resolução, desenvolvida através de detectores de NaI (Tl), obtém-se maior eficiência de detecção, porém a separação por energia das diversas emissões gama é bem limitada (com resoluções da ordem de dezenas de keV). A espectrometria de baixa resolução é ideal para trabalho com poucos radionuclídeos cujas emissões gama tenham energias bem distintas.

Na espectrometria de alta resolução, com detectores de Germânio Hiperpuro, alcança-se um poder de resolução da ordem de 1,5 a 2 keV. Estes detectores têm menor eficiência que o NaI, além disto eles têm custo bem mais elevado e necessitam de refrigeração por nitrogênio líquido.

A espectrometria de alta resolução deve ser empregada quando se deseja trabalhar com vários radionuclídeos simultaneamente ou mesmo quando o interesse é em um radionuclídeo, mas é impossível, ou difícil a eliminação de interferentes espectrais por meios químicos ou físicos. Tem sido utilizada largamente na determinação de radionuclídeos em amostras ambientais, pois é possível determinar os emissores gama diretamente da amostra. Com este método, obtém-se uma identificação qualitativa dos elementos presentes e a quantidade do radionuclídeo na amostra. As maiores dificuldades encontradas na espectrometria de alta resolução são a baixa eficiência de detecção e a influência da radiação de fundo.

No entanto, para se obter uma boa análise espectrométrica, é necessário calibrar o sistema com amostras certificadas ou padrões dos radionuclídeos desejados. É necessário, ainda,

ajustar parâmetros de acordo com o tipo de amostra (geometria), equipamentos disponíveis, a composição dos radionuclídeos e a atividade da amostra. O tempo de aquisição de dados varia de acordo com o limite de detecção desejado, com a eficiência de detecção e os radionuclídeos de interesse.

4.3.2 Detecção do ^{137}Cs

O nível de atividade de ^{137}Cs em amostras de solos do Brasil está num intervalo de $0,79 \text{ Bq.kg}^{-1}$ a $4,79 \text{ Bq.kg}^{-1}$ (GUIMARÃES, 1988) e (SCHUCH, 1994a). Este nível de atividade está coerente com aqueles citados na literatura para o hemisfério sul, que possui atividades uma ordem de grandeza menores que as atividades do hemisfério norte para os radionuclídeos provenientes do “fallout”.

Devido a este baixo nível de atividade, foi necessário um grande volume de amostra e assim definiu-se pela geometria béquer Marinelli, detector de GeHP e por um tempo de medida de 48 horas (172800 s) para as amostras de solo e para a tomada do espectro de fundo. Este tempo de medida foi determinado a partir da quantidade de amostras a serem medidas e do tempo disponível para realização deste trabalho. O desvio estatístico na área líquida do pico de Cs^{137} na amostras de solo variou de 3 % a 10 % para as amostras de maior e menor atividade, respectivamente.

Para as medidas das amostras calibradas foi utilizada a equação de otimização de tempo de contagem (KNOLL, 1989), que relaciona como deve ser distribuído o tempo de contagem entre a medida do espectro da amostra e a medida do espectro de fundo. Os tempos de medida para os espectros das amostras calibradas variaram de 0,5 a 62 horas entre as amostras de fator 0 a fator 10000. O tempo de medida do espectro do fundo foi de 48 horas. O desvio estatístico na área líquida da linha do ^{137}Cs variou de 0,6% a 2 %, para as amostras de maior e menor atividade, respectivamente.

A Figura 31 mostra um espectro de amostra de solo do hemisfério norte obtido para um tempo de contagem de 144 minutos e a Figura 32 mostra um espectro de amostra de solo do hemisfério sul obtido para um tempo de contagem de 1089 minutos, onde pode-se observar

claramente um fator de ordem 10 entre as taxas de contagens do ^{137}Cs entre os hemisférios Norte e Sul.

O fato da atividade do ^{137}Cs ser baixa nos solos do hemisfério sul, faz com que radionuclídeos presentes no espectro de fundo, com energia próxima à do raio gama do ^{137}Cs , possam interferir na área líquida sob o pico da linha do ^{137}Cs , se o detector ou a eletrônica não resolverem adequadamente a energia analisada. No item 4.2.3.1 foi apresentado que a resolução em energia do detector de GeHP utilizado é de 1,75 keV para o raio gama de 661,6 keV, o que indica que este é capaz de discriminar energias com a diferença entre elas de 1,75 keV para raios gama de energias próximas a 660 keV.

A Figura 33 mostra uma parte do espectro de uma das amostras de solo de maior atividade em ^{137}Cs coletada na profundidade de 0-10 cm, obtido com detector de GeHP e a placa multicanal de 8192 canais para o tempo de medida de 48 horas (172800 s). A análise do espectro foi realizada pelo aplicativo MaestroTM. Nesta figura observa-se que o pico do raio gama de 661,6 keV do ^{137}Cs (radionuclídeo artificial proveniente do “fallout”) está bem discriminado do pico de 665,4 keV do ^{214}Bi (radionuclídeo natural), que é o contaminante mais próximo da linha de interesse.

Para se determinar o canal (ou regiões de canais) que está associado à energia de 661,6 keV (do raio gama emitido pelo ^{137}Cs) no analisador de espectro multicanal, é necessário fazer uma pré-calibração do multicanal. Para essa pré-calibração usou-se duas fontes seladas tipo pastilha, uma de ^{60}Co e outra de ^{137}Cs , com as quais determinou-se o canal associado à linha gama emitida de cada radionuclídeo, obtendo-se uma curva de calibração de energia *versus* canal.

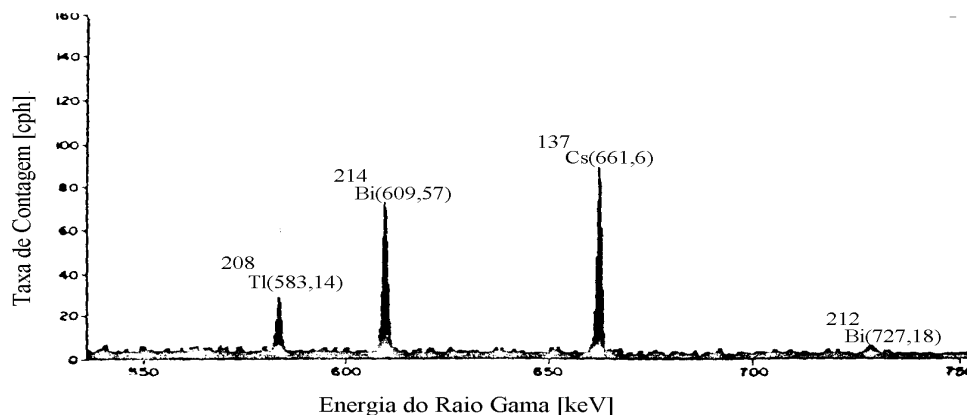


Figura 31 – Espectro de amostra de solo do hemisfério norte (extraída de GUIMARÃES, 1988).

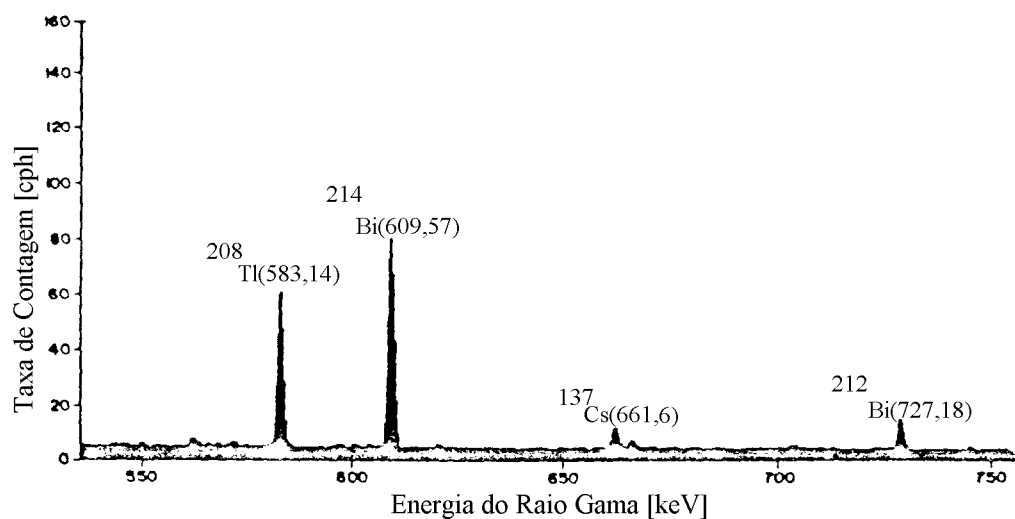


Figura 32– Espectro de amostra de solo do hemisfério sul (extraída de GUIMARÃES, 1988).

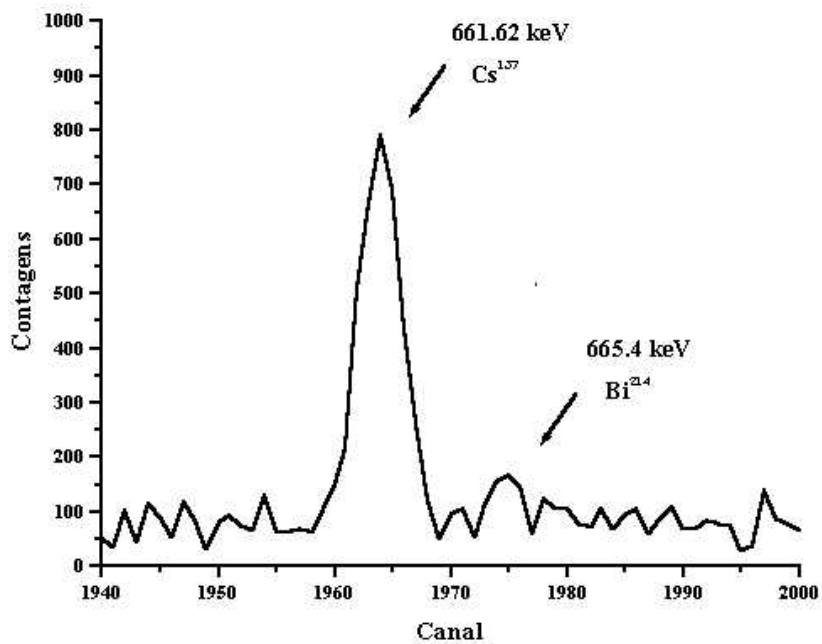


Figura 33 – Parte do espectro de pulsos de uma das amostras de maior atividade em ^{137}Cs , coletada na profundidade de 0 a 10 cm.

4.3.3 Equação de calibração

A atividade de um dado radionuclídeo é determinada pela seguinte equação (IAEA,295):

$$A = \frac{N_L}{\varepsilon \cdot P_\gamma \cdot m \cdot t} \quad (57)$$

onde:

$A \rightarrow$ é a atividade da amostra em Bq.kg^{-1}

$N_L \rightarrow$ é o número de contagens líquido medido sob o fotopico

$\varepsilon \rightarrow$ é a eficiência fracional de detecção do sistema.

$P_\gamma \rightarrow$ é a probabilidade de transição absoluta por decaimento gama através da energia selecionada.

$m \rightarrow$ é a massa da amostra em quilogramas

$t \rightarrow$ é o tempo de medida em segundos

O número de contagens depende da eficiência de detecção, que por sua vez, depende da quantidade de radiação que atinge o detector e sua energia. Esta quantidade de radiação depende do fator de absorção, das dimensões e da densidade da amostra. São estes fatores que determinam o fator de calibração que neste trabalho será escrito, para a linha gama de interesse, como:

$$\alpha = \frac{1}{\varepsilon P_\gamma} \quad (58)$$

Substituindo este fator de calibração na Equação(23), obtém-se:

$$\alpha = \frac{m A t}{N_L} \quad (59)$$

que é a equação de calibração que representa a dependência entre a atividade da amostra e a área líquida sob o pico da linha gama medida.

Os valores das atividades e atividade mínima detectável (AMD) para cada amostra das parcelas foram calculados em Bq.kg^{-1} , e os resultados expressos em Bequerels por unidade de área, através do produto da atividade em (Bq.kg^{-1}) pela densidade da amostra em (kg.m^{-3}) e pelo perfil de coleta (m), dessa forma o valor será dado em (Bq.m^{-2}).

4.3.4 Limite mínimo de detecção e atividade mínima detectável

O limite mínimo de detecção de um espectrômetro de raios gama, é a medida de sua habilidade em detectar um pico de raio gama na presença de interferência da radioatividade natural e do espalhamento Compton de raios gama de alta energia originados na fonte.

Quando uma amostra é introduzida no detector, o termo usualmente associado com o limite de detecção é a atividade mínima detectável (AMD), que é expressa pela Equação (57), com 95% de confiabilidade (IAEA, 1989).

$$AMD = \frac{\alpha N_{L\text{mín}}}{m t} \quad (60)$$

onde α é o fator de calibração, vide equações (60) e (61), m é a massa da amostra, t o tempo de contagem e $N_{L\text{mín}}$ representa a área líquida mínima do espectro medido, dada por:

$$N_{L\text{mín}} = 4,66\sqrt{F_L} \quad (61)$$

onde F_L é o fundo líquido na região da linha gama de interesse no espectro da amostra considerada.

Como pode ser visto na equação (57), os fatores que influenciam o limite de detecção são a eficiência de contagem, a quantidade da amostra, o tempo de contagem associado ao fundo e o valor do fundo.

4.3.5 Softwares utilizados

Foi utilizado o *software* Maestro 3.2 (MCA, 1996), acoplado a uma placa multicanal de *hardware* específico, que funciona como um multicanal, ou seja, é um instrumento que seleciona e acumula eventos em tempo real. As contagens adquiridas são organizadas em um espectro em tempo real. Através do *software* Maestro 3.2 é possível identificar os picos do espectro, sua energia e radionuclídeo, assim como, utilizando a função ROI obter a área sob o pico desejado. É possível também realizar a subtração de espectros, para obter-se o espectro líquido da amostra.

Utilizou-se ainda do *software* Spedac (IAEA, 1996) para converter os arquivos de espectro .CHN, fornecidos pelo Maestro 3.2, para arquivos .ASC que podem ser transferidos para o *software* Origin 5.0 (MICROCAL SOFTWARE, 1997), onde foram impressos os espectros.

O *software* Excel, foi utilizado para construção das planilhas de dados medidos neste trabalho, programando equações para determinação do fator de calibração, atividades e seus respectivos desvios.

5 RESULTADOS E DISCURSÕES

5.1 FATOR DE CALIBRAÇÃO

As amostras calibradas, citadas no item 4.1.5; foram analisadas através dos programas e aplicativos, citados no item 4.3.4, dando como resultado as áreas líquidas sob o pico da linha gama característica do radionuclídeo ^{137}Cs . Estas áreas foram utilizadas na equação (59) do item 4.3.3 para fornecer o fator de calibração α para cada amostra calibrada..

Os valores obtidos do fator de calibração α e desvio padrão da média, após a aplicação do critério de Chauvenet, são mostrados Tabela 6, juntamente com o valor médio obtido, o qual foi utilizado para determinar as atividades das amostras coletadas nas parcelas e na floresta natural. Ao todo foram realizadas 14 medidas com amostras calibradas e 5 medidas alternadas do fundo, num total de 15 dias ou equivalente a, 360 horas de contagens.

Os fatores de calibração α são mostrados na Figura 34. O critério usado no descarte de dados foi o critério de Chauvenet (VUOLO, 1996). Neste critério, a medida a ser descartada é aquela que tiver o módulo da diferença entre o valor medido e a média do conjunto maior que $k\sigma$. k depende do número de medidas e está baseado na estatística de Gauss, σ é o desvio padrão do conjunto de medidas. No caso a única medida descartada foi a L10_8. Após o descarte, foi calculada a nova média e o desvio padrão da média do conjunto restante das medidas.

Tabela 6 – Fator de calibração (α) determinado para as amostras de solo calibradas, resultando num valor médio de $287 \pm 2 \text{ Bq.kg}^{-1}$.

Código da amostra	Medida	Massa da amostra * (kg)	Área líquida (cps)	Atividade nominal (Bq.kg^{-1})	Fator de calibração (Bq.cps^{-1})
F0	L0_1	1,48104	$16,3 \pm 0,1$	3104,5	282 ± 6
	L0_2		$16,2 \pm 0,1$		283 ± 6
	L0_3		$16,2 \pm 0,1$		283 ± 6
	L0_4		$16,4 \pm 0,1$		280 ± 6
	L0_5		$15,6 \pm 0,1$		295 ± 6
	L0_6		$15,7 \pm 0,1$		293 ± 6
	L0_7		$16,0 \pm 0,1$		288 ± 6
	L0_8		$16,0 \pm 0,1$		288 ± 6
F10	L10_2	1,49298	$0,98 \pm 0,4$	185,8	282 ± 13
	L10_4		$0,97 \pm 0,1$		286 ± 7
	L10_5		$0,98 \pm 0,1$		282 ± 7
	L10_9		$0,90 \pm 0,1$		309 ± 8
F10000	L10000_4	1,49901	$0,0017 \pm 0,0006$	0,3	276 ± 97

Desvio padrão da média foi de 0,00003 kg.

As densidades ficaram entre 970 a $1170 \pm 40 \text{ kg.m}^{-3}$

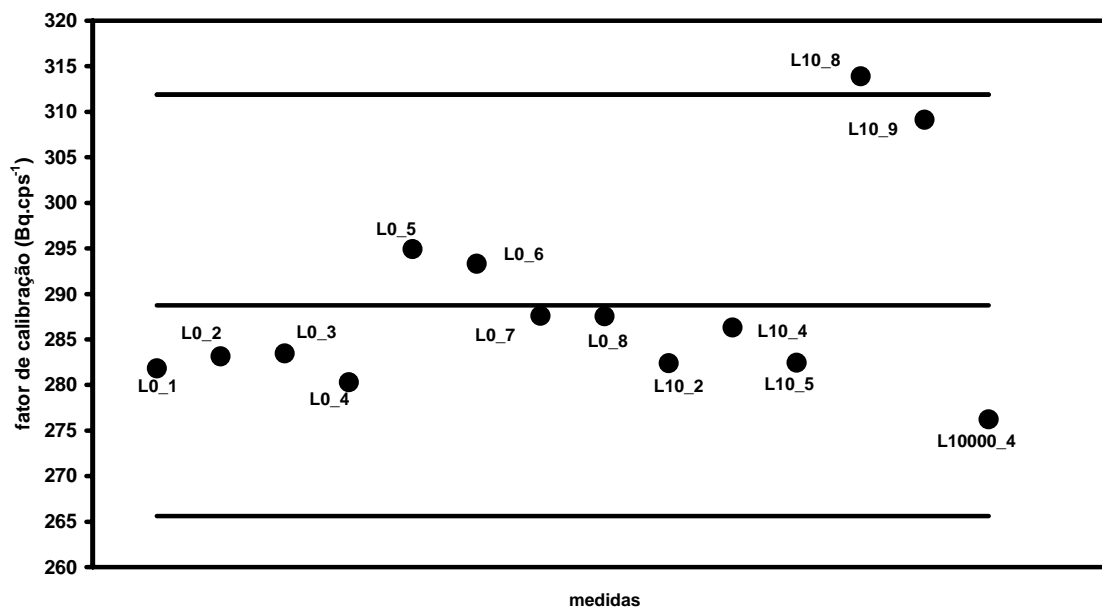


Figura 34 – Fator de calibração com a aplicação do Critério de Chauvenet

Nas Tabelas (7) e (8), observa-se que os desvios estatísticos encontrados nas medidas dos inventários de ^{137}Cs nas amostras da floresta natural são no máximo 5 % e nas parcelas chegam a quase 20 %. Nas medidas de densidade 80 % das amostras ficaram no intervalo de $1000\text{-}1210 \text{ kg.m}^{-3}$ e apenas 20 % ficaram num intervalo maior de $1210\text{-}1380 \text{ kg.m}^{-3}$. Já as amostras calibradas ficaram num intervalo ainda menor, de $970\text{-}1170 \text{ kg.m}^{-3}$.

De acordo com (PARK et al, 1995) o fator de correção para auto-absorção, para a energia de 661,62 keV e geometria béquer Marinelli de 2 litros, num intervalo de densidade de $1050\text{-}1330 \text{ kg.m}^{-3}$ está em torno de 5 %. Por outro lado, segundo (TASKAEVA, 1996) a variação na eficiência de contagem é menor que 0,2 % para o intervalo de densidades medido neste trabalho. Portanto, como o desvio estatístico obtido para os inventários foi da ordem de 10 % o coeficiente de auto-absorção não interferiu significativamente nos resultados.

5.2 ATIVIDADE DAS AMOSTRAS DAS PARCELAS DE EROSÃO

A atividade das amostras das parcelas foi calculada usando a equação (57). Os resultados são apresentados em Bequerels por unidade de área conforme discutido no item 4.3.3. As áreas líquidas foram determinadas utilizando os programas e aplicativos citados no item 4.3.5.

A Tabela 7 apresenta os resultados das amostras das parcelas. Para cada uma das duas amostras de cada perfil nas três regiões de amostragem das duas parcelas, foram realizadas duas medidas, das quais obteve-se o valor médio da atividade e seu respectivo desvio padrão da média. Desta forma, foram realizadas ao todo 72 medidas de amostras, mais 18 medidas do fundo alternadas, resultando num total de 180 dias ou, equivalente a 4320 horas de contagens.

A Tabela 7 mostra o valor da atividade mínima detectável (AMD), discutido no item 4.2.3.4, correspondente à atividade medida em cada perfil e seu respectivo desvio padrão da média, o inventário e densidade média de cada perfil de amostragem.

Para o cálculo do inventário foi usado o seguinte critério: Quando o valor da atividade era maior que a AMD, usava-se a atividade medida e se a atividade fosse igual ou da ordem da AMD, usava-se a AMD e no caso da atividade ser menor do que a AMD, usava-se também a própria AMD. Foram descartados valores de atividades que estivessem fora do intervalo de dois desvios padrão da média do grupo de repetições.

Tabela 6 – Valores médios das atividades, inventários, atividade mínima detectável e densidade das amostras coletadas nas parcelas de erosão.

Parcela	Região de amostragem	Perfil (cm)	Densidade (kg.m ⁻³)	Atividade (Bq.m ⁻²)	AMD (Bq.m ⁻²)	Inventário (Bq.m ⁻²)
1	Inferior	0 - 10	1300 ± 36	46 ± 2	40 ± 2	136 ± 11 * (8 %)
		10 - 20	1087 ± 33	49 ± 6	39 ± 1	
		20 - 30	1125 ± 34	13 ± 9	41 ± 29	
	Médio	0 - 10	1206 ± 35	5 ± 10	35 ± 1	112 ± 18 (16 %)
		10 - 20	1202 ± 35	4 ± 8	36,4 ± 0,3	
		20 - 30	1174 ± 34	2 ± 12	40 ± 2	
	Superior	0 - 10	1011 ± 45	10 ± 10	36 ± 9	118 ± 13 (11 %)
		10 - 20	1011 ± 45	10 ± 7	41 ± 7	
		20 - 30	1022 ± 46	3 ± 3	41 ± 3	
2	Inferior	0 - 10	1305 ± 35	174 ± 11	42 ± 2	947 ± 32 (3 %)
		10 - 20	1155 ± 35	402 ± 28	45 ± 1	
		20 - 30	1270 ± 35	370 ± 13	41,0 ± 0,3	
	Médio	0 - 10	1380 ± 35	69 ± 29	45 ± 3	151 ± 29 (19 %)
		10 - 20	1175 ± 35	7 ± 6	42 ± 1	
		20 - 30	1140 ± 35	2 ± 2	40 ± 1	
	Superior	0 - 10	1180 ± 35	40 ± 15	42 ± 1	115 ± 21 (18 %)
		10 - 20	1090 ± 35	13 ± 9	38 ± 1	
		20 - 30	1000 ± 35	5 ± 11	35 ± 3	

* Desvio percentual

5.3 ATIVIDADES DAS AMOSTRAS DE REFERÊNCIA

Os valores médios das três repetições das atividades das amostras de referência, coletadas nos vários perfis da floresta natural do IAPAR, são mostrados na Tabela 7. A Tabela mostra também o valor dos inventários nos dois locais de coleta e a densidade média do solo coletado em cada local. Esta etapa do trabalho implicou em 27 medidas de amostras e 7 medidas do fundo alternadas, num total de 68 dias ou 1632 horas de contagens.

O valor médio dos inventários desses dois locais foi usado como referência de entrada de ^{137}Cs pelo “fallout”, ou seja, $555 \pm 16 \text{ Bq.m}^{-2}$. Esse valor está dentro da faixa de valores encontrados por outros pesquisadores. Para solos do estado do Paraná ANDRELLO (1997) e APPOLONI (2000) encontraram $292 \pm 14 \text{ Bq.m}^{-2}$; SCHUCH (1994a) encontrou valores que variaram de $441 \pm 114 \text{ Bq.m}^{-2}$ a $1618 \pm 369 \text{ Bq.m}^{-2}$. Para solos do estado de São Paulo, BACCHI (2000) encontrou $422 \pm 14 \text{ Bq.m}^{-2}$ e GUIMARÃES (1988) mediu 306 Bq.m^{-2} .

Tabela 7 – Atividades das amostras de referência, inventários, atividade mínima detectável, densidade e valor médio de referência das amostras da floresta natural do IAPAR

Local	Perfil (cm)	Densidade (kg.m^{-3})	Atividade (Bq.m^{-2})	AMD (Bq.m^{-2})	Inventário (Bq.m^{-2})
1	Cobertura	400 ± 30	111 ± 13 *	47 ± 1	643 ± 20 ** (3 %)
	0 – 10	1040 ± 50	382 ± 15	46 ± 1	
	10 – 20	1080 ± 50	218 ± 9	49 ± 1	
	20 – 30	1000 ± 50	43 ± 9	40 ± 29	
2	Cobertura	293 ± 24	23 ± 3 *	$41,6 \pm 0,7$	466 ± 25 (5 %)
	0 – 10	1041 ± 46	247 ± 14	47 ± 2	
	10 – 20	1201 ± 48	140 ± 19	44 ± 1	
	20 – 30	1198 ± 50	42 ± 1	41 ± 1	
	30 – 40	1230 ± 50	37 ± 8	37 ± 1	
Valor médio de referência					555 ± 16

* A atividade encontrada na cobertura vegetal não é usada para o cálculo do inventário. ** Desvio percentual

5.4 REDISTRIBUIÇÃO DE ^{137}Cs NAS PARCELAS DE EROSÃO

A redistribuição de ^{137}Cs para cada região de amostragem das parcelas 1 e 2, foi calculada utilizando a equação (20), discutida no item 3.6.2. A Tabela 8 mostra os valores dos inventários e seus respectivos desvios padrão da média, a redistribuição de ^{137}Cs para cada região de amostragem em relação ao valor médio de referência da floresta e a redistribuição média de cada parcela.

Tabela 8 – Redistribuição de ^{137}Cs em função dos inventários medidos nas parcelas 1 e 2

Parcela	Região de amostragem	Inventário (Bq.m ⁻²)	Redistribuição (%)
1	Inferior	136 ± 11	75,5
	Médio	112 ± 18	79,9
	Superior	118 ± 13	78,7
	Média parcela	122 ± 8	78,0
2	Inferior	947 ± 32	-70,7
	Médio	151 ± 29	72,8
	Superior	115 ± 21	79,3
	* Média parcela	133 ± 18	76,1

* Para o cálculo da média da parcela 2, o nível inferior foi descartado.

Pela tabela anterior, observa-se que os inventários de ^{137}Cs medidos nas parcelas possuem a mesma ordem de grandeza e são (como esperado) menores que o inventário de referência. O único ponto que difere dos demais é o da região inferior da parcela 2 onde o inventário medido foi 947 Bq.m⁻², bastante maior que o inventário de referência e por isso foi descartado no cálculo da redistribuição média da parcela.

Como a maioria dos inventários são de valores próximos, as redistribuições de ^{137}Cs variaram pouco. Para a parcela 1 o valor médio da redistribuição foi de 78,0 %, enquanto o menor valor de redistribuição foi de 75,5 %. A variação da redistribuição dentro da parcela foi menor que 5 %. No caso da parcela 2 a variação na redistribuição foi de 6,5 % (desprezando-se a região inferior), uma vez que esta apresentou um valor de inventário maior que o valor de referência. Se esse inventário fosse usado a redistribuição média da parcela seria negativo, indicando deposição de solo, o que não está de acordo com as demais regiões de amostragem. A alta concentração de ^{137}Cs nesta região poderia ser explicada pela geometria usada no sistema de coleta, utilizando calhas, conforme apresentado no item 4.1.3. Provavelmente ocorreu um acúmulo de partículas finas (mais ricas em ^{137}Cs) na região próxima à calha.

5.5 APLICAÇÃO DOS MODELOS DA CRP/IAEA NAS PARCELAS DE EROÇÃO

Aplicando os modelos proporcional, balanço de massa 1 e distribuição de perfil descritos no item 3.6.2, calculou-se as taxas de erosão para cada região de amostragem das parcelas.

Para calcular as taxas de erosão, estes modelos requerem certos parâmetros de entrada, tais como: inventário e densidade média de cada região de amostragem, profundidade de coleta e fator de correção para o tamanho de partícula. O fator de correção para o tamanho de partícula usado nesses modelos foi 1,0, ou seja, assumiu-se que não houve mobilidade preferencial do ^{137}Cs em função do tamanho de partícula para os sedimentos ao longo das parcelas.

Para o modelo de distribuição de perfil, foi necessário calcular também o parâmetro h_0 , que descreve a forma como o inventário de ^{137}Cs é distribuído no perfil do solo, conforme equação (29). O valor encontrado para o parâmetro h_0 igual a 161,32. A Figura 35 mostra o gráfico do inventário de ^{137}Cs em função da profundidade para as amostras coletadas no local 2 da floresta natural do IAPAR, conforme mostrado na Tabela 8.

A Tabela 10 mostra a erosão calculada pelos modelos da CRP/IAEA para cada região de amostragem. Através do inventário médio de cada parcela, calculou-se a erosão média da parcela.

A última coluna da tabela apresenta a erosão média medida por pesquisadores do IAPAR nas duas parcelas de erosão, através do método convencional utilizando calhas. Os índices de erosão nessas parcelas foram monitorados durante o período de 1976 a 1996, portanto, 20 anos (RUFINO & BISCAIA, 1976-1999).

Na tabela observa-se que a erosão calculada pelo modelo proporcional variou de 77 a 85 $\text{ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$ enquanto que o modelo de distribuição de perfil variou de 64 a 78 $\text{ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$. As perdas de solo obtidas pelo modelo de balanço de massa 1 variaram de 137 a 165 $\text{ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$, ou seja, foram da ordem de 2 vezes maior que os valores medidos pelo IAPAR.

Da análise das perdas de solos estimadas por esses modelos verifica-se que os modelos proporcional e distribuição de perfil se aproximam bastante da erosão medida pelo IAPAR.

Devido à região inferior da parcela 2 ter apresentado um inventário maior do que inventário de referência, os valores calculados pelos modelos indicam deposição de solo nessa região.

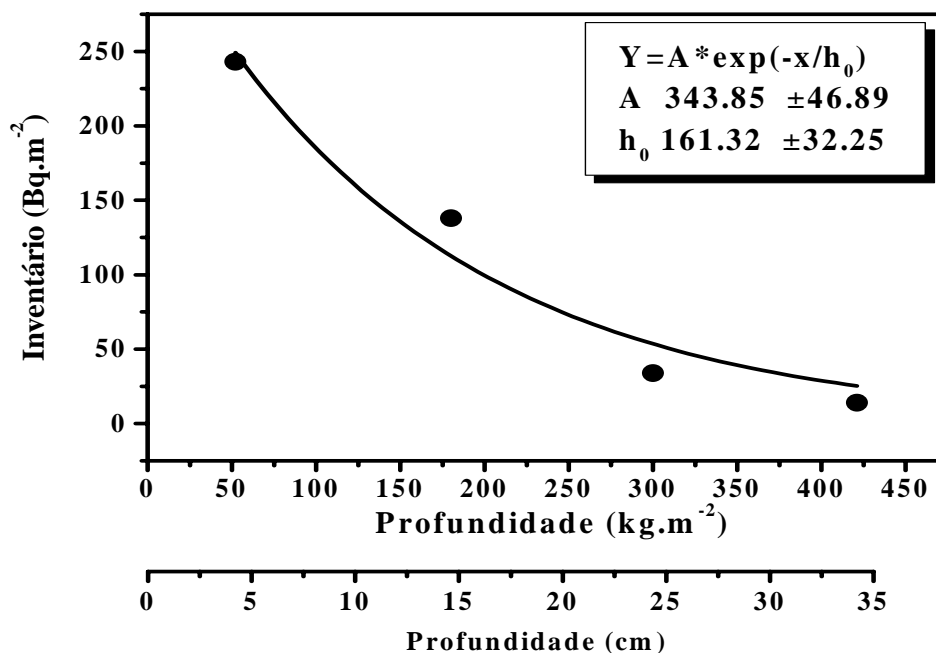


Figura 35 – Inventário de ^{137}Cs em função da profundidade para a floresta natural do IAPAR

Tabela 10 – Erosão calculada para as parcelas 1 e 2, utilizando os modelos da CRP/IAEA. A última coluna mostra os valores médios de erosão medidos pelo IAPAR

Parcela	Região	Modelos			Erosão medida pelo IAPAR (ton.ha ⁻¹ .ano ⁻¹)
		Proporcional * (Y1) (ton.ha ⁻¹ .ano ⁻¹)	Balanço de massa 1 * (Y2) (ton.ha ⁻¹ .ano ⁻¹)	Distribuição de perfil * (Y3) (ton.ha ⁻¹ .ano ⁻¹)	
1	Inferior	-77	-141	-69	-85
	Médio	-82	-160	-78	
	Superior	-81	-155	-76	
	Média da Parcela	-80	-152	-74	
2	Inferior	+76	+58	+36	-87
	Médio	-78	-137	-64	
	Superior	-85	-165	-77	
	Média da parcela **	-82	-150	-70	

* Indica a taxa de erosão ou deposição usada na equação discutida no item 3.6.2, valores negativos indicam erosão e valores positivos indicam deposição.

** A região inferior foi descartada para o cálculo da média.

5.6 OBTENÇÃO DAS EQUAÇÕES DE CALIBRAÇÃO

O ganho ou perda de ¹³⁷Cs em uma dada posição em relação a uma medida de referência, reflete a perda ou ganho de solo nesta posição, conforme o item 3.6.2. O movimento e redistribuição de ¹³⁷Cs nas parcelas está relacionado ao movimento físico da argila e da matéria orgânica (RITCHIE & McHENRY, 1978), conforme o item 3.4.3. A redistribuição de ¹³⁷Cs em um determinado ponto é diretamente proporcional à redistribuição de solo nesse ponto. De forma que qualquer deslocamento de ¹³⁷Cs a partir de seu ponto original de deposição, ocorrerá quando a

erosão e o subsequente transporte de sedimentos do solo ocorrerem no ecossistema (GUIMARÃES, 1988).

A Tabela 11 mostra a redistribuição de ^{137}Cs para cada região de amostragem, e a erosão medida pelo IAPAR. Na tabela observa-se que para a região inferior das parcelas não foi possível correlacionar a redistribuição de ^{137}Cs com os índices de erosão, devido principalmente ao alto inventário da região inferior da parcela 2, conforme Tabela 8. Para a região médio a redistribuição na parcela 1 foi maior do que na parcela 2, enquanto que a erosão medida pelo IAPAR na parcela 1 foi menor que na parcela 2. Para as amostras coletadas nas regiões superiores das parcelas, a medida indica que houve um aumento da redistribuição de ^{137}Cs da parcela 1 para parcela 2, cujo comportamento foi também verificado na erosão medida pelo IAPAR.

Os resultados mostram diferenças muito pequenas nos índices de erosão e percentual de redistribuição de ^{137}Cs entre as parcelas. Isso deve-se ao fato de que as parcelas tiveram as mesmas características, tais como: foram construídas muito próximas, tiveram a mesma inclinação, mesmos índices de precipitação, mesma classe de solo e mesmas condições de cultivo. O ideal seria ter várias parcelas, e que essas parcelas tivessem diferentes características a fim de se obter diferentes índices de redistribuição e conseqüentemente diferentes índices de erosão.

Tabela 9 – Redistribuição de ^{137}Cs nas três regiões de coleta das parcelas, a última coluna mostra a erosão total da parcela medida pelo IAPAR.

Região de amostragem	Redistribuição de ^{137}Cs (%)		Erosão medida pelo IAPAR (ton.ha ⁻¹ .ano ⁻¹)	
	Parcela 1	Parcela 2	Parcela 1	Parcela 2
Inferior	75,5	-70,7		
Médio	79,9	72,8		
Superior	78,7	79,3		
Média da parcela	78,0	* 76,1	-85	-87

* Para o cálculo da média da parcela 2, o nível inferior foi descartado

Da análise da Tabela 11, conclui-se que a única medida que faz melhor sentido para se correlacionar redistribuição de ^{137}Cs com erosão é a região superior das parcelas, pois com

o aumento da redistribuição houve um aumento da erosão medida. De toda forma, o uso da média das parcelas levaria a resultados semelhantes como veremos.

Usando os resultados da região superior das parcelas e a condição de contorno de que não existindo redistribuição a erosão é igual zero, obteve-se duas equações de calibração, através de parametrizações baseadas nos modelos discutidos no item 3.6.2.

A primeira equação de calibração está baseada no modelo proporcional e a segunda no modelo de distribuição de perfil. Para a parametrização da equação de calibração baseada no modelo proporcional, foi usada uma expressão do tipo:

$$Y = -\frac{d.B}{(t-1963).P}.X^a \quad (62)$$

Onde: Y é a perda de solo anual média (ton.ha⁻¹.ano⁻¹);

a é uma constante de parametrização;

d é a profundidade em que as amostras foram coletadas (m);

B é a densidade média do solo (kg.m⁻³);

t é o ano em que as amostras foram coletadas (ano);

P é o fator de correção de tamanho de partícula;

X é a redistribuição de ¹³⁷Cs, definido na equação (20).

A Figura 36 mostra uma parte do gráfico da parametrização baseada no modelo proporcional.

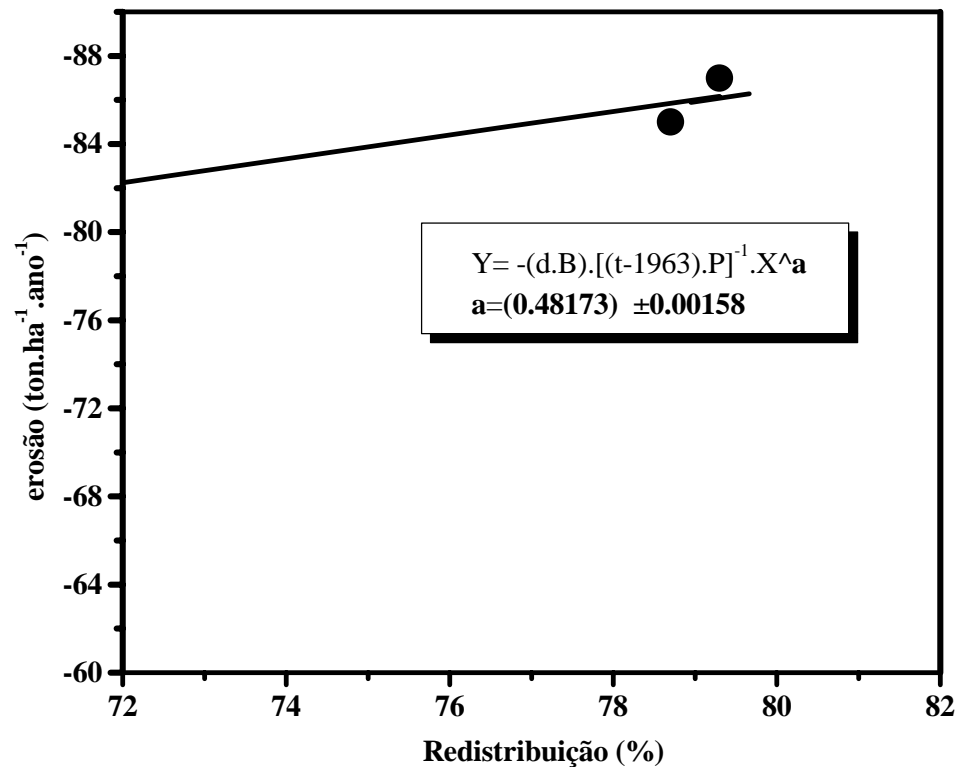


Figura 36 – Visão parcial do gráfico da parametrização baseada no modelo proporcional.

Para a segunda equação de calibração, baseada no modelo de distribuição de perfil, foi parametrizada uma expressão do tipo:

$$Y' = b \cdot \frac{d.B}{(t-1963).P} \cdot h_0 \cdot \ln\left(1 - \frac{X}{100}\right) \quad (63)$$

Onde: Y' é a perda de solo anual média (ton.ha⁻¹.ano⁻¹);

b é a constante de parametrização;

h_0 está mostrado na Figura 35;

As demais variáveis são as mesmas definidas na equação (62);

A Figura 37 apresenta uma visão parcial do gráfico, cuja parametrização está baseada no modelo de distribuição de perfil.

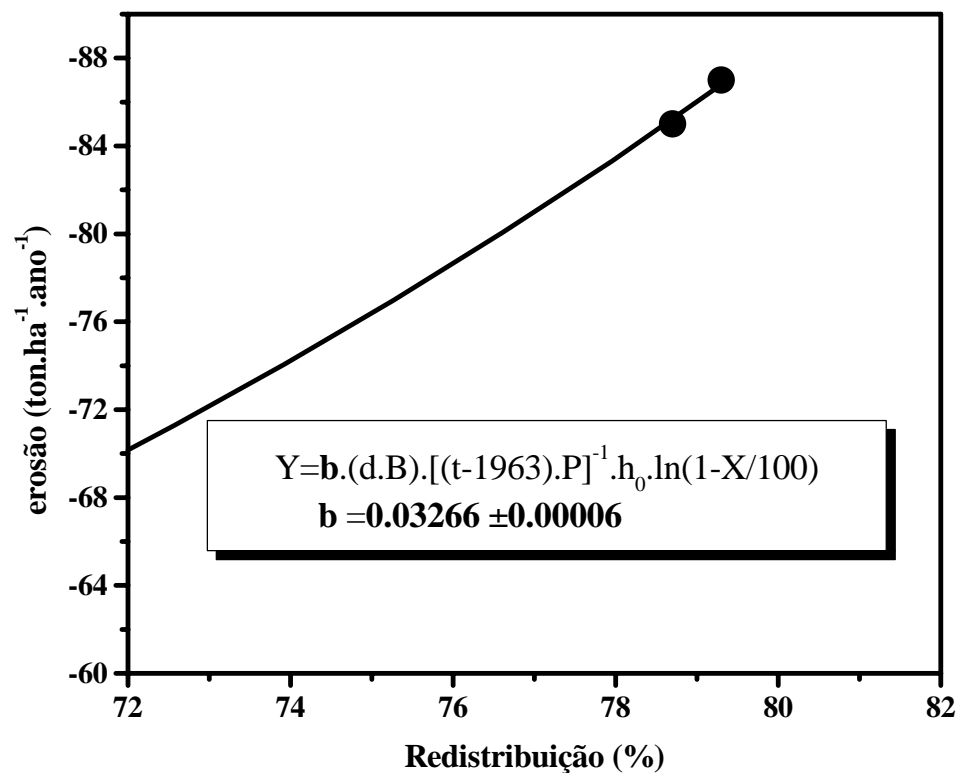


Figura 37 – Visão parcial do gráfico da parametrização baseada no modelo de distribuição de perfil.

A Figura 38 mostra o gráfico comparativo entre as duas curvas parametrizadas segundo o modelo proporcional (Y) e modelo de distribuição de perfil (Y') para os dados das parcelas em função da erosão medida pelo IAPAR, em todo o intervalo de variação possível para a redistribuição.

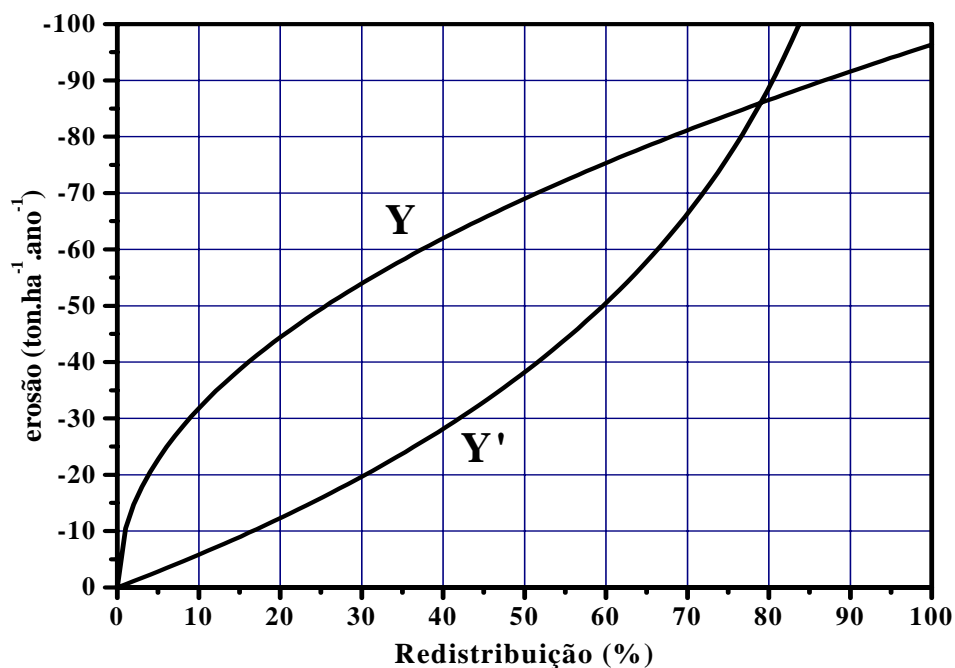


Figura 38 – Gráfico comparativo do comportamento da erosão em função da redistribuição de ¹³⁷Cs para as parametrizações baseadas nos modelos proporcional (Y) e distribuição de perfil (Y').

Na Figura observa-se que para redistribuições até 80 % as perdas de solo calculadas pela equação de calibração (Y) são sempre maiores que as calculadas pela equação (Y'). As maiores diferenças entre as duas equações de calibração ficam no intervalo de redistribuição de 0 a 40 %, onde as perdas de solo estimadas pela equação (Y) crescem mais rapidamente que as

estimadas pela equação (Y'). Para redistribuições entre 40 a 80 % as diferenças tendem a diminuir.

5.7 EQUAÇÕES DE CALIBRAÇÃO APLICADAS AOS DADOS DO CÓRREGO UNDA E COMPARADOS COM OS MODELOS DA CRP/IAEA

As duas equações de calibração obtidas no item anterior foram aplicadas aos dados de redistribuição de ^{137}Cs medidos por ANDRELLO (1997) e APPOLONI (2000) em um local chamado bacia hidrográfica do córrego Unda. A Figura 39 apresenta o mapa da bacia do córrego, mostrando as curvas de níveis, o uso de solo nos vários tipos de culturas e os pontos de amostragem. Os locais de amostragem foram chamados de A, B, C, D e E, e os índices 1, 2 e 3 correspondem a topo, meia encosta e vale, respectivamente. Neste cálculo só foram considerados os pontos onde a redistribuição de ^{137}Cs indicou perdas de solo. A bacia estudada por ANDRELLO, apresenta a mesma classe de solo das parcelas medidas neste trabalho.

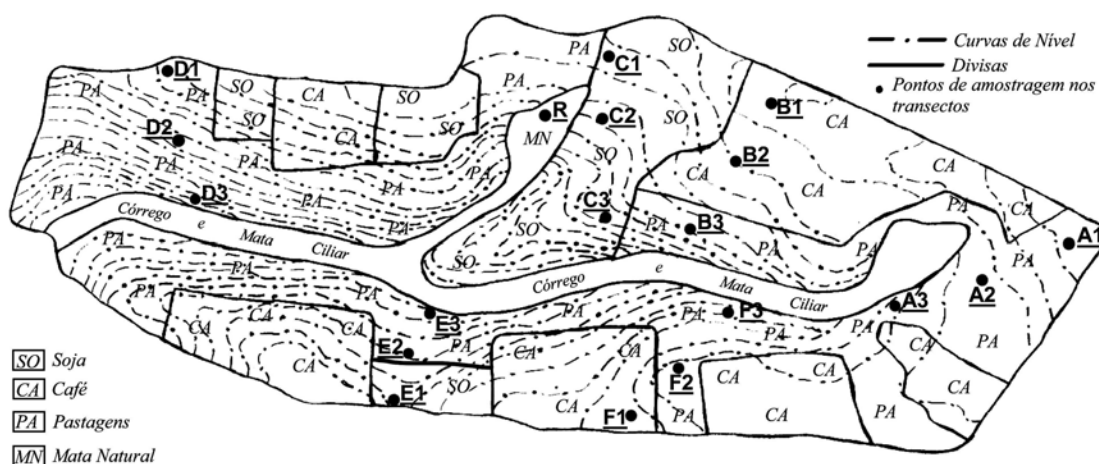


Figura 39– Mapa da bacia hidrográfica do córrego Unda, mostrando as curvas de níveis, os pontos de amostragens e os vários tipos de cultivos.

Os modelos proporcional, balanço de massa 1 e distribuição de perfil discutidos no item 3.6.2 também foram aplicados a esses dados, a fim de estimar as taxas de erosão.

A Tabela 12 mostra os resultados da erosão calculada em função da redistribuição de ^{137}Cs para os dados do córrego Unda. Na tabela observa-se que para o modelo proporcional (Y1) as perdas de solo variaram de 7 a 45 $\text{ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$, para o modelo de balanço de massa 1 (Y2) as perdas ficaram entre 8 a 88 $\text{ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$ e para o modelo de distribuição de perfil (Y3) as taxas de erosão variaram de 6 a 69 $\text{ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$. Os modelos proporcional e distribuição de perfil foram os que melhor se aproximaram das medidas do IAPAR utilizando parcelas (-85 e -87 $\text{ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$) e dos resultados obtidos pelo autor utilizando outros modelos. A exemplo da discussão das parcelas no item 5.5, o modelo de balanço de massa tende a superestimar perdas de solo.

Os resultados encontrados pela aplicação das duas equações de calibração, obtidas neste trabalho, estão bem próximos dos resultados estimados com o modelo proporcional e distribuição de perfil, porém os resultados obtidos com a equação (62), são sempre maiores que os encontrados pela equação (63).

A Figura 40 mostra o gráfico das taxas de erosão obtidos através dos modelos da CRP/IAEA e das duas equações de calibração discutidos acima.

Tabela 10 – Dados do córrego Unda aplicados aos modelos proporcional (Y1), balanço de massa 1 (Y2), modelo de distribuição de perfil (Y3), equações de calibração (Y) e (Y’).

Posição de amostragem	Redistribuição (%)	Erosão (ton.ha ⁻¹ .ano ⁻¹)				
		Y1 Eq. (19)	Y2 Eq. (24)	Y3 Eq. (30)	Y Eq. (62)	Y Eq. (63)
A1	27	-17	-23	-18	-36	-12
A3	11	-7	-8	-6	-23	-4
B3	20	-13	-16	-13	-31	-9
C2	29	-19	-25	-19	-37	-13
C3	52	-33	-52	-40	-48	-28
D1	30	-19	-25	-19	-37	-13
D2	71	-45	-88	-69	-57	-48
D3	28	-18	-24	-18	-36	-13
E1	41	-26	-37	-29	-43	-20
E3	35	-22	-31	-24	-40	-16

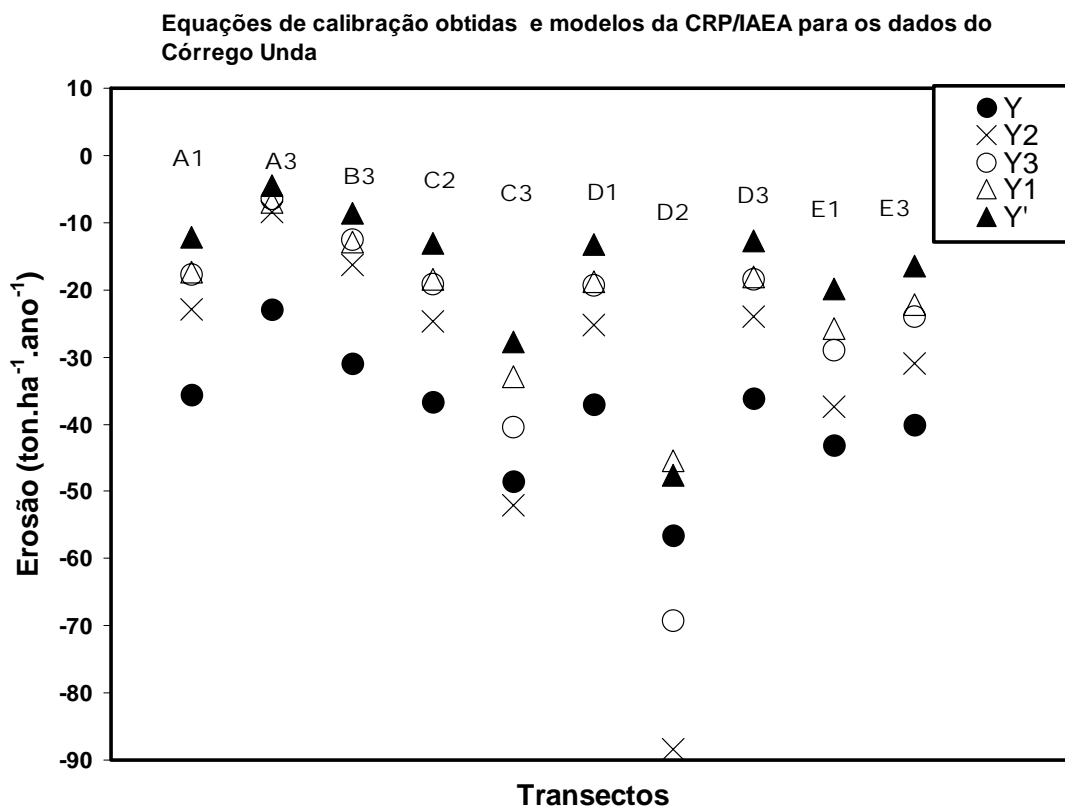


Figura 40 – Taxas de erosão em função da redistribuição para os dados do córrego Unda.

Na Figura 40 pode-se observar que a equação (63) modelo (Y') obtida neste trabalho, fornece um bom acordo com as previsões dos modelos proporcional ($Y1$) e de distribuição de perfil ($Y3$), exatamente aqueles que melhor reproduziram os valores da erosão das parcelas medidas mostrados na Tabela 10. Por outro lado, a equação (62) modelo (Y), em geral superestima os valores de erosão e fornece valores mais próximos do modelo de balanço de massa 1 ($Y2$), que previu valores de erosão para as parcelas duas vezes maiores que os medidos pelo IAPAR, conforme mostrado na Tabela 10.

6 CONCLUSÕES

A atividade mínima detectável (AMD) do sistema de medidas empregado foi de aproximadamente 40 Bq.m^{-2} . Para se analisar amostras com atividades inferiores a esse valor, necessita-se melhorar bastante a blindagem do sistema de detecção para diminuir o fundo, já que a ampliação do tempo de contagens seria inexecutável.

Na Tabela 8 pode-se notar que as parcelas perderam quantidades consideráveis de ^{137}Cs , com reduções percentuais variando de 70 a 80 %. Esses resultados não são estranhos pois as parcelas foram construídas em 1976, portanto perderam solo no mínimo durante 20 anos, já que o histórico do terreno no período entre o “fallout” e a construção das parcelas não é bem conhecido e por isso não se pode afirmar se nesse período houve perda ou deposição de solo. Comparando esses inventários com as medidas com solo da floresta natural, apresentados na Tabela 8, pode-se ter uma estimativa da camada média de solo perdida por erosão durante o período que compreende a deposição pelo “fallout” e a coleta das amostras.

Na Tabela 9 verifica-se que as taxas de redistribuição de ^{137}Cs tiveram valores próximos, o mesmo ocorrendo com os índices de erosão medidos IAPAR. Isso é explicado pela forma como as parcelas foram construídas, uma do lado da outra, conforme mostrado na Figura 26 do item 4.1.3. Para obter uma melhor correlação entre as taxas de erosão e redistribuição de ^{137}Cs , seria desejável que as parcelas apresentassem entre si uma maior diferença nos índices de erosão e redistribuição. Para que isso acontecesse seria necessário que as parcelas fossem construídas em regiões com diferentes declividade, ou então, que amostras de solo coletadas em diferentes intervalos de tempo fossem medidas. Vale ressaltar que, para obter um maior número de pontos correlacionando taxas de erosão com as de redistribuição seria também necessário maior tempo para a pesquisa.

A erosão estimada nas parcelas usando os modelos da CRP/IAEA, apresentados na Tabela 10, variaram de 77 a 85 $\text{ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$ para os modelos proporcional e distribuição de perfil, enquanto que para o modelo de balanço de massa as taxas de erosão ficaram entre 141 a 165 $\text{ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$. Portanto, com os dados disponíveis, as equações que mostraram maior consistência com as medidas do IAPAR, taxas de erosão variando de 85 a 87 $\text{ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$, foram os modelos

proporcional e distribuição de perfil. Em função disso, as equações de calibração obtidas neste trabalho foram baseadas nesses dois modelos, conforme descrito no item 5.6.

A partir das taxas de erosão estimadas para o córrego Unda, apresentados na Tabela 12 e Figura 40, usando as equações parametrizadas (62) e (63) e os modelos da CRP/IAEA, pode-se concluir que a equação de calibração que apresentou maior consistência foi a equação (63), cuja parametrização está baseada no modelo que leva em conta a distribuição de ^{137}Cs com o perfil do solo.

As taxas de erosão medidas para as parcelas do IAPAR pelo método convencional, são maiores que as estimadas pelas duas equações parametrizadas para o córrego Unda (de mesma classe de solo), pelo fato do solo do córrego Unda ser um local com vários tipos de culturas e, portanto, está menos sujeito à erosão do que as parcelas (solo nú) com índices de erosão maiores.

Como continuidade deste trabalho, seria interessante conseguir amostras de parcelas de erosão com valores bastante distintos de redistribuição de ^{137}Cs e de erosão, para poder realizar uma parametrização com pontos mais distribuídos ao longo do intervalo de valores de redistribuição de ^{137}Cs .

REFERÊNCIAS

APPOLONI, C.R.; ANDRELO, A.C.; PARREIRA, P.S.; COIMBRA, M.N.; GUIMARÃES, M. F. Metodologia do ^{137}Cs para determinação da erosão de solo em uma bacia do norte do Paraná. In: Simpósio Nacional de Instrumentação Agropecuária (II SIAGRO), 1998, São Carlos-SP. **Anais do II SIAGRO. São Carlos Embrapa-Instrumentação Agropecuária**, v. Único, p. 197-203, 2000.

ANDRELO, A. C. Metodologia do ^{137}Cs para Determinação da Erosão e Deposição de Solo em uma Bacia de Solo LRd do Norte do Paraná., Dissertação de Mestrado apresentada à **Universidade Estadual de Londrina**, 107p, 1997.

BACCHI, O.O.S.; REICHARDT, K.; SPAROVEK, G.; RANIERE, S.B.L. Soil Erosion Evaluation in a Small Watershed in Brazil through ^{137}Cs Fallout Redistribution Analysis and Conventional Models. Comunicação privada do autor (CENA/USP), artigo submetido à publicação em revista, 2000.

BAJRACHARYA, R.M.; LAL, R.; KIMBLE, J.M. Use of radioactive fallout cesium-137 to estimate soil erosion on three farms in West central Ohio. **Soil Science**, v. 163, p. 132-142, 1998.

BERNARD, C.; MABIT, L.; WICHERECK, S.; LAVERDIÈRE, M.R. Long-term Soil Redistribution in a Small French Watershed as Estimated from Cesium-137 Data. **J. Environ. Qual.**, v. 27, p. 1178-1183, 1998.

BERNARSONI, G.; VAN ESPERO, P.; OSÓRIO, V.; PERAZA, H. Spectrum Reformatin Program V 2.0, IAEA, **Physics Section**, Seibersdorf Lab.

BLAGOEVA, R.; ZIKOSKY, L. Geographic and Vertical Distribution of Cs-137 in Soils in Canada., **J. Environ. Radioactivity**, v. 27, p 269-274, 1995.

BLAKE, W.H.; WALLING, Q.H.E. Fallout of beryllium-7 as a tracer in soil erosion investigations., **Appl. Radiat. Isotop.**, v. 51, p. 599-605, 1999.

BROUWER, S., THIRTY, Y., MYTTERRAERE, C. Availability and Fixation of Radiocaesium in a Forest Brown Acid Soil., **The Science of the Total Environment**, v 143, p 183-191, 1994.

BROWN, R. B.; CUTSHALL, N. H.; KLING, G. F. Agricultural Erosion Indicated by ^{137}Cs Redistribution: I. Levels and Distribution of ^{137}Cs Activity in Soil., **Soil Sci. Soc. Am. Journal.**, v. 45, p 1184-1190, 1981.

BROWNE, E.; DAIKIRI, J. M.; DUEBLER, R. E. Tables of Isotopes, Edited by M. Lederer, V. S. Shirley., **John Wiley & Sons Inc.**, New York, 7^a ed, 1978.

BURCHAM, E. M. Física Nuclear, **Editorial Reverté**, S.A., 1974

CHAPPBELL, A. The limitations of using ^{137}Cs for estimating soil redistribution in semi-arid environments., **Geomorphology.**, v. 29, p. 135-152, 1999.

CRP – (Co-ordinated Research Programmes) – IAEA (International Atomic Energy Agency) joint FAO/IAEA division of nuclear techniques in food and agriculture and division of physical and chemical sciences: **Report on the first research co-ordination meeting of the Co-ordinated Research Programmes** on “Assessment of soil erosion through the use of ^{137}Cs and related techniques as a basis for soil conservation, sustainable agricultural production and environmental protection (Soil and Water Management and Crop Nutrition Section) and Sediment assessment studies by environmental radionuclides and their application to soil conservation measures (Isotope Hydrology Section).”, ZAPATA, F., AGUDO, E.G., Viena, Austria, 1996.

_____. **Report on the Second research co-ordination meeting of the Co-ordinated Research Projects (D1-RC-629.2 and F3-RC-644.2)** on “Assessment of soil erosion through the use of ^{137}Cs and related techniques as a basis for soil conservation, sustainable agricultural production and environmental protection (Soil and Water Management & Crop Nutrition Section) and Sediment assessment studies by environmental radionuclides and their application to soil conservation measures (Isotope Hydrology Section).”, ZAPATA, F., AGUDO, E.G., Bucarest, Romênia, 1998.

_____. **Report on the Third research co-ordination meeting of the Co-ordinated Research Projects (D1-RC-629.2 and F3-RC-644.3)** on “Assessment of soil erosion through the use of ^{137}Cs and related techniques as a basis for soil conservation, sustainable agricultural production and environmental protection (Soil and Water Management & Crop Nutrition Section) and Sediment assessment studies by environmental radionuclides and their application to soil conservation measures (Isotope Hydrology Section).”, ZAPATA, F., AGUDO, E.G., Barcelona, Espanha, 1999.

CURIE.; JOLIOT, F. A New Type of Radioactivity, **Nature.**, v 133, p 201, 1934.

DE JONG, E.; BEGG, C. B. M. AND KACHANOSKI, R. G. Estimates of soil erosion and deposition from Saskatchewan soils., **Can. J. Soil Sci.**, v. 63, p 607-617, 1983.

DEPSCH, R.; ROTH, C.H.; SIDIRAS.; KOPKE, U. Controle da erosão no Paraná, Brasil: sistemas de cobertura do solo, plantio direto e preparo conservacionista do solo, **Rossdorf**: TZ-Verlagsyeseellschaft., IAPAR, 1991.

DU.M.; YANG. H.; CHANG. Q.; MINANI. K.; HATA. T. Caesium-137 fallout depth distribution in different soil profiles and significance for estimating soil erosion rate., **Sciences of Soil**, [Publicação on line]. <http://link.springer.de/link/service/journals/10112/tocs/t8003001.htm>., 1998.

EJNISMAN, R.; PASCHOLATI, P.R. Gamma-ray background survey., **Revista de Física Aplicada e Instrumentação**., v. 9, p 139-148, 1994.

FERMI; AMALDI; D'AGOSTINO; RASETTI; SEGRÉ. Artificial Radioactivity Produced by Neutron Bombardment., **Proc. Roy. Soc.**, v. A 146, p 483, 1934.

FLANAGAN, D.C.; NEARING, M.A. USDA-Water Erosion Prediction Project (WEPP): Hillslope Profile and Watershed Model Documentation. West Lafayette: **NSERL report n.10**, 1995.

FOSTER G. R. Advances in Wind and Water Erosion Prediction., **Journal of Soil and Water Conservation**., v. 46, p. 27-29, 1991.

GLASSTONG, S. The Effects of Nuclear Weapons. Oak Ridge., **USAEC**, 1964.

GUIMARÃES, M. F. ^{137}Cs da Precipitação Radioativa (“fallout”) no Estudo da Erosão e Sedimentação de Solo., Tese de Doutorado apresentada à **Escola Superior de Agronomia Luiz de Queiroz da Universidade de São Paulo**., 136p, 1988.

HE, Q. AND WALLING, D.E The Distribution of Fallout ^{137}Cs and ^{210}Pb in Undisturbed and cultivated Soil., **Appl. Radiat. Isot.**, v 48, p 677-690, 1997.

HIRD, A B.; RIMMER, D. L.; LIVENS, F. R. Factors Affecting the Sorption and Fixation of Caesium in Acid Organic Soil. European., **J. of Soil Science**., v. 47, p 67-104, 1996.

HIRD, A B.; RIMMER, D. L.; LIVENS, F. R. Total Caesium Fixing Potentials of Acid Organics Soils., **J. Environ. Radioact.**, v 26, p 103-118, 1995.

IAPAR. “Levantamento de reconhecimento dos solos do estado do Paraná”; projeto especial levantamento de solos., **boletim técnico n° 16** e EMBRAPA - Serviço nacional de levantamento e conservação de solos., **boletim técnico n° 57**, Londrina, 1984.

I.E.E.E. **Standard 325.**, 1971, (Reaffirmed in 1979).

IAEA, International Atomic Energy Agency, Spedac pro for dos format conversion of spectral data from nuclear experiments., **IAEA/CMS/10.**, Viena, 1996.

IAEA 295 - International Atomic Energy Agency, Measurements of radionuclides in food and the environment., **Technical Reports Series 295.**, Vienna, 1989.

KACHANOSKI, R. G AND de JONG, E. Predicting the temporal relationship between soil cesium-137 and erosion rate., **J. Environ. Qual.**, v. 13, p 301-304, 1984.

KAPLAN, I. Nuclear Physics, **Addison-Wesley Publishing Comp.**, Inc., 1963.

KNOLL, G. P. Radiation Detection and Measurement., **John Willey and Sons.**, 2^a Ed, 1989.
MAHAN, B. H. Química. Um curso universitário., **Editores Edgard Blücher Ltda.**, p 440-446, 1970.

MANN, W.B.; AYRES, R.L Radioactivity and its measurement., **Pergamon International Library**, 1980.

MCA Emulator for Microsoft Windows, Maestro for Windows, Version 3.2, Model A65-BI, **EG&G Ortec.**, 1996.

MENZEL, R.G. Transport of strontium-90 in runoff., **Science.**, v. 131, p 499-500, 1960.

McHENRY, J. R.; RITCHIE, J. C. Physical and Chemical parameters affecting transport of Cs-137 in arid watersheds., **Water Resour. Res.**, v. 13, p 923-927, 1977.

MICROCAL SOFTWARE., **Microcal Origin.**, Version 5.0, Inc 1991-1997.

MILAN, C.S.; SWENSON, E.M.; TURNER, R.E.; LEE, J.M. Assessment of ^{137}Cs method for estimating sediment accumulation rates: Louisiana Salt Marshes., **Journal of Coastal Research.**, v. 2, p. 296-307, 1995.

MONTGOMERY, J.A.; BUSACA, A.J.; FRAZIER, B.E.; McCOLL, D.K. Evaluation Soil Movement Using Cesium-137 and Revised Universal Soil Loss Equation., **Soil Sci. Soc. Am. J.**, v. 61, p. 571-579, 1997.

MUKHIN, K. N. Experimental Nuclear Physics., **Mir publishers.**, v.1, 1987.

MUSGRAVE, G.W. Quantitative evaluation of factors in water erosion—a first approximation., **J.Soil Wat**, v. 2, p 133-138, 1947.

OKUNO, E. Radiação: efeitos, riscos e benefícios., **Editora Harbra Ltda.**, 1998.

OLSON, K.R.; NORTON, L. D.; FENTON, T.E.; LAL,R. Quantification of Soil Loss from Eroded Soil Phases., **Journal of Soil and Water Conservation.**, v 49, p 591-596, 1994.

OSADA, JUN'ICHI. Evolução das Idéias da Física., **Ed. Edgard Blücher Ltda.**, 1972.

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., **Appl. Rad. on Radiation Isotopes.**, v. 47, p. 699-707, 1996.

PARK, T.S.; JEON, W.J. Measurement of Radioactive Samples in Marinelli Beakers by Gamma-ray Spectrometry. **Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry.**, v. 193, p.133-144, 1995.

PEGOYEV, A. N.; FRIDMAN, Sh. D. Vertical profiles of cesium-137 in soils (translation). **Pochvovedeniye.**, v. 8, p 77-81, 1978.

RENARD, K.G.; FOSTER, G.R.; WEESIES, G.A et al. Predicting Soil Erosion by Water: A Guide to Conservation Planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). Washington: **USDA**, in (**Agricultural Handbook**), 1993.

RITCHIE, J. C.; McHENRY, J. R. The distribution of Cs-137 in watersheds in the eastern United States., **Health Physics Programon Press.**, v. 32, p.101-105, 1977.

RITCHIE, J. C.; McHENRY, J. R. Fallout cesium-137 in cultivated and noncultivated north central United States., **J. Environ. Qual.**, v. 7, p.40-44, 1978.

RITCHIE, J. C.; McHENRY, J.R. Application of Radioactive Fallout Cesium-137 for Measuring Soil Erosion and Sediment Accumulation Rates and Patterns: A Review, **J. Environ. Qual.**, v. 19, p 215-233, 1990.

RITCHIE, J. C.; SPRABERRY, J. A.; McHENRY, J. R. Estimating Soil Erosion from the Redistribution of Fallout ^{137}Cs ., **Soil Sci. Soc. Amer. Proc.**, v. 38, p. 137-139, 1974.

ROGOWSKI, T. A.; TAMURA, T. Movement of ^{137}Cs by Runoff, Erosion and Infiltration on the Alluvial Captina Silt Loam., **Health Physics.**, v. 11, p. 1333-1340, 1965.

RUFINO, R.L.; BISCAIA, R.C.M. Relatório final do projeto ; 3202000000-2 “Avaliação da erosão do solo” - PSA- Programa Manejo de Solo e Água. Atividade de pesquisa, 3202021400-2, “Estudo da erodibilidade do Solo Latossolo Roxo Distrófico”. 1976-1999, **IAPAR-PR.**, outubro de 2000.

SCHUCH, L. A.; NORDERMANN, D. J. R.; BARRETO, W. O. Natural and Artificial Radionuclides in Soils from Parana State, Brazil. **Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry.**, vol. 177, pp. 39-49, 1994.

SCHUCH, L. A.; NORDERMANN, D. J. R.; ZAGO, A.; DALLPAI, D.L.; GODOY, J.M.; PECEQUILO, B. Correlation of natural and artificial radionuclides in soils with pedological, climatological and geographic parameters., **Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry.**, v. 177, p. 101-106, 1994.

SCHULLER, P.; ELLIES, A.; KIRCHNER, G. Vertical Migration of fallout ^{137}Cs in Agricultural Soils from Southern., **The Science of the total Environment.**, v. 193, p. 197-205, 1997.

SCHULZ, R. K.; OVERSTREET, R.; BARSHAD, I. On the Soil Chemistry of Caesium –137., **Soil Science.**, v. 89, p. 16-27, 1960.

SEGRE, E. Nuclei and Particles, W.A Benjamin., **Inc. New York.**, p. 487-503, 1964.

SHEMBER, M. A; ERIKSOON, A. Exchangeability of Caesium in Various Soils., **The Science of the Total Environmental.**, v 138, p 271-279, 1993.

SMITH, D.D. Interpretation of soil conservation data for field use., **Agric. Eng.**, v 22, p 173-175, 1941.

SMITH, D.D.; WHITT, D.M. estimating soil losses from field areas of claypan soils., **Soil Sci. Soc. Am. Proc.**, v 12, p 485-490, 1947.

TASKAEVA, M.; TASKAEV, E.; PENEIO, I. On the preparation of efficiency calibration standards for gamma-ray spectrometers., **Appl. Radioact. Isot.**, v 47, p. 981-990, 1996.

UNEP (United Nations Environment Programme)., Radiation: Doses, Effects, Risks., **UNEP**, 1991.

VUOLO, J.H. Fundamentos da Teoria dos Erros., **Ed. Edgard Blücher Ltda.**, 1996.

WALLING, D. E., QUINE, T. A. Calibration of Caesium-137 Measurements to Provide Quantitative Erosion Rate Data., **Land Degradation. Rehabilitation.**, v 2, p. 161-175, 1990.

WALLING, D. E. AND QUINE, T. A. Use of Caesium-137 as a tracer of erosion and sedimentation., **Handbook for the application of Caesium-137 technique.** UK Overseas Development Administration Research Scheme R4579. Department of Geography, University of Exeter, 196p, 1993.

WALLING, D.E.; HE, Q. Models for converting ^{137}Cs measurements to estimates of soil redistribution rates on cultivated and uncultivated soils. A contribution to IAEA., **coordinated Research Programmes on Soil Erosion (D1.50.05) and Sedimentation (F3.10.01).** University of Exeter, Exeter, UK, p. 29, 1997.

WISCHEMEYER, W.H.; SMITH, D.D., Predicting rainfall erosion losses: A guide to conservation planning., **USDA in (agricultural Handbook, 537)**, 1978.

ZHANG, X. B.; HIGGITT, D. L.; WALLING, D. E. A preliminary assessment of the potential for using caesium-137 to estimate rates of soil erosion in the Loess Plateau of China., **Hydrol. Sci. J.** v. 35, p. 267-276, 1990.

YANG.H.; CHANG. Q.; DU. M.; MINANI. K.; HATA. T. Quantitative model of soil erosion rates using ^{137}Cs for uncultivated soil., **Soil Science.**, v. 163, p.249-257, 1998.

ZINGG, A. W. Degree and length of land slope as it affects soil loss in runoff., **Agric. Eng.**, v. 21, p 59, 1940.

ZULLIGER, M.R.; MIDDLEMAN, L.M.; AITKEN, D. Linearity and Resolution of Semiconductor Radiation Detectors., **IEEE Transactions on Nuclear Science**, v. 16, p 47-61, 1969.