



Universidade Federal de Minas Gerais
Escola de Engenharia
Departamento de Engenharia Nuclear
Programa de Pós-Graduação em Ciências e Técnicas Nucleares

RADÔNIO NOS GASES DO SOLO: DISTRIBUIÇÕES E
CORRELAÇÕES COM LITOLOGIAS E PEDOLOGIAS
DA RMBH - REGIÃO METROPOLITANA DE BELO
HORIZONTE

EVELISE GOMES LARA

BELO HORIZONTE - MG
ABRIL - 2013

EVELISE GOMES LARA

RADÔNIO NOS GASES DO SOLO: DISTRIBUIÇÕES E
CORRELAÇÕES COM LITOLOGIAS E PEDOLOGIAS
DA RMBH - REGIÃO METROPOLITANA DE BELO
HORIZONTE

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-
graduação em Ciências e Técnicas Nucleares como
requisito parcial à obtenção do título de Mestre em
Ciências e Técnicas Nucleares.

Área de concentração: Ciências das Radiações

Orientador: Prof. Dr. Arno Heeren de Oliveira

BELO HORIZONTE
ABRIL - 2013

L318r

Lara, Evelise Gomes.

Radônio nos gases do solo [manuscrito]: distribuições e correlações com litologias e pedologias da RMBH – Região Metropolitana de Belo Horizonte / Evelise Gomes Lara. – 2013.

xiii, 139 f., enc.: il.

Orientador: Arno Heeren de Oliveira.

Coorientadora: Helena Eugênia Leonhardt Palmieri.

Dissertação (mestrado) Universidade Federal de Minas Gerais, Escola de Engenharia.

Anexos: f.129-139.

Inclui bibliografia.

1. Engenharia nuclear – Teses. 2. Radon – Teses. 3. Ciência do solo – Teses. I. Oliveira, Arno Heeren de. II. Palmieri, Helena Eugênia Leonhardt. III. Universidade Federal de Minas Gerais, Escola de Engenharia. IV. Título.

CDU: 621.039(043)

*À minha família, sempre presente
nos momentos mais “ausentes”...*

“Pode o homem tornar-se culto pela cultura dos outros; mas só se torna sábio pelas próprias experiências”.

Mansour Chalita

“Se vi mais longe, foi porque estava sobre os ombros de gigantes”.

Isaac Newton

AGRADECIMENTOS

Especialmente grata ao Prof. Arno Heeren de Oliveira e Helena E. Leonhardt Palmieri, meus orientadores. Obrigada por aceitarem o desafio do “desconhecido” e acreditarem no meu potencial.

Ao Prof. Zildete Rocha, pela maestria na arte de ensinar, por me conduzir em momentos de tantas incertezas de maneira clara e objetiva, e principalmente, pela amizade “extra - acadêmica” que nunca será esquecida.

Ao DEN/UFMG e CDTN/CNEN pela infraestrutura e apoio acadêmico indispensáveis nesta pesquisa. Agradeço em especial aos professores e pesquisadores destas instituições, que contribuíram sobremaneira para o meu crescimento, inclusive pessoal.

Aos amigos Renato Furtado, Carlinha, Talita, Gabi, Ronaldo (Zoca), Antônio Dias (Tunico), Rose, Glorinha, Geraldo (Pite), Jorge Machado entre outros; os quais me fizeram sorrir quando eu mais precisei e não hesitaram em colocar a “mão-na-massa” para me ajudar. Obrigada por se tornarem minha segunda família!

Aos técnicos, auxiliares e motoristas do CDTN, meus sinceros agradecimentos. Não sei o que seria deste trabalho sem a força (literalmente), de vocês. Deus os abençoe!

Aos “desconhecidos” moradores da RMBH, que muitas vezes nos ajudaram nos trabalhos em campo, não poupando disposição.

Ao geógrafo Matheus, pela paciência em me ensinar a utilizar o *software* ArcGIS[®]. Aos geólogos Walter de Brito, Francisco Javier, James Vieira, Henrique Alvim e Gustavo Kiefer por serem meus “socorristas geológicos”. Ao Walter, destaco meu profundo agradecimento pelas madrugadas no CDTN realizando medidas periódicas, além do empenho e dedicação ao longo de todo trabalho.

Aos meus familiares e amigos tão queridos, obrigada por compreenderem minha ausência, pelo incentivo nos momentos menos festivos e me desculpem pelos “nãos” tão frequentes! Privar-me da presença de vocês foi difícil, embora necessário em certas ocasiões. Muito obrigada, meus queridos!

Ao meu grande pai, um mestre da vida por excelência! Obrigada pelo carinho, pelos conselhos, pelo silêncio tão oportuno, enfim, por ser meu professor na “escola da vida”.

À minha mãe, se fazendo presente nos melhores e piores momentos.

Ao Leandro, pela força motivadora e paciência incondicional. Meu exemplo maior de persistência.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES, pelo suporte financeiro.

Assim, agradeço a todos aqueles envolvidos neste trabalho. Cada um, contribuindo direta ou indiretamente em prol não somente de uma pesquisa científica, mas um bem comum.

Finalmente, agradeço ao Ser maior, ao Pai, Todo Poderoso, Deus vivo...

“Porque Dele e por Ele, e para Ele, são todas as coisas; glória, pois, a Ele eternamente.

Amém. (Romanos, 11:36)

RADÔNIO NOS GASES DO SOLO: DISTRIBUIÇÕES E CORRELAÇÕES COM LITOLOGIAS E PEDOLOGIAS DA RMBH - REGIÃO METROPOLITANA DE BELO HORIZONTE

RESUMO

Os elementos radiogênicos primordiais contribuem com cerca de $1,65 \text{ mSv.a}^{-1}$ para a dose efetiva média global recebida pelo homem, deste total, aproximadamente $1,20 \text{ mSv.a}^{-1}$ é atribuível ao gás radônio e seus descendentes. O radônio é gerado nas cadeias de decaimento do urânio e do tório, ubiquamente presentes em rochas e solos. A Região Metropolitana de Belo Horizonte - RMBH apresenta características geológicas que sugerem concentrações elevadas de radônio nos gases dos solos e, como consequência, no ar de ambientes interiores. O objetivo principal deste estudo foi conhecer as distribuições das concentrações de radônio nos gases dos solos da RMBH nas diversas pedologias e litologias da região. Para tanto, em cerca de 150 medições distribuídas pelas litologias e pedologias, as concentrações de radônio nos gases do solo foram determinadas utilizando o monitor *AlphaGUARD*[®], em amostras de solo dos mesmos pontos foram determinadas as concentrações de ^{226}Ra por espectrometria gama (HPGe), U e Th por espectrometria de massa (ICP-MS). Também foram determinadas as permeabilidades do solo aos seus gases naturais pelo uso do permeômetro RADON-JOK. Os resultados das medições de radônio nos gases do solo apresentaram uma considerável faixa de variação: de $1,4 \pm 0,8$ a $124,4 \pm 4,8 \text{ kBq.m}^{-3}$, com média aritmética de $26,3 \pm 1,8 \text{ kBq.m}^{-3}$. Com relação às pedologias, os Latossolos Vermelhos perférricos apresentaram as maiores concentrações, com média aritmética igual a $60,6 \pm 8,7 \text{ kBq.m}^{-3}$, estando 53% dos pontos analisados localizados em áreas classificadas como “alto risco”, de acordo com o critério sueco de classificação, segundo o qual os solos com concentrações de radônio no solo acima de $50,0 \text{ kBq.m}^{-3}$ são classificados como de alto potencial de risco. Em contrapartida, os Neossolos Litólicos apresentaram as menores concentrações, com média aritmética igual a $13,6 \pm 3,0 \text{ kBq.m}^{-3}$. A análise de variância realizada para as classes pedológicas demonstrou que a variação nas concentrações de radônio nos gases do solo é fortemente influenciada pela pedologia da região. Quanto às litologias, as áreas de embasamento rochoso predominante de xistos e metagrauvas apresentaram as maiores concentrações de radônio nos gases do solo, com média aritmética igual a $46,5 \pm 9,9 \text{ kBq.m}^{-3}$, enquanto que as áreas onde predominam rochas metapelíticas apresentaram as menores concentrações médias, cerca de $6,8 \pm 2,2 \text{ kBq.m}^{-3}$. A análise de variância realizada para os litotipos demonstrou que a variação nas concentrações de radônio nas áreas correspondentes não é significativamente influenciada pelas litologias. Utilizando os dados obtidos em estudo realizado no Laboratório de Radioatividade Natural do CDTN, verificou-se que 26,5% das residências da área correspondente aos Latossolos Vermelhos perférricos apresentaram concentrações de radônio no ar interior acima do limite estabelecido pela Agência Americana de Proteção Ambiental (U.S.EPA), cujo valor é de $148,0 \text{ Bq.m}^{-3}$. Esta fração é utilizada como indicador do potencial geológico de radônio - GEORP. Assim, a área da pedologia Latossolo Vermelho perférrico é classificada como de “alto risco” tanto por apresentar GEORP acima de 10% como pelo critério sueco. Todavia, os resultados obtidos neste estudo indicam a necessidade de mais experimentos em determinadas litologias e pedologias envolvendo amostragens maiores.

Palavras chaves: Radônio. Solo. Litologia. Pedologia.

RADON IN SOIL GAS: DISTRIBUTIONS AND CORRELATIONS WITH THE
LITHOLOGIES AND PEDOLOGIES OF RMBH - METROPOLITAN REGION OF
BELO HORIZONTE - MINAS GERAIS - BRAZIL

ABSTRACT

The terrestrial radionuclides contribute about 1.65 mSv.a^{-1} for the global average effective dose received by human beings, part of which, approximately 1.20 mSv.a^{-1} , is due to radon and its progeny. Radon is generated by the natural decay chains of uranium and thorium. Both are ubiquitous in rocks and soils. The Metropolitan Region of Belo Horizonte presents geological features that suggest high concentrations of radon in soil gases and in the air indoor. The main objective of this study was to investigate the distribution of radon concentration in soil gas and its relation with pedologies and lithologies of RMBH. For this, concentrations of radon in soil gas were determined by monitor *AlphaGUARD* at about 150 measurements distributed over the lithologies and pedologies. In soil samples of the same points were determined concentrations of ^{226}Ra by gamma spectrometry (HPGe), and U and Th by mass spectrometry (ICP-MS). In the measurement points, the permeability of the soil were also determined for their natural gases by using the permeameter RADON-JOK. The results of measurements of radon in soil gas showed a considerable range of variation: from 1.4 ± 0.8 to $124.4 \pm 4.8 \text{ kBq.m}^{-3}$, with arithmetic mean of $26.3 \pm 1.8 \text{ kBq.m}^{-3}$. Regarding pedologies the perferric Red Latosols had the highest concentrations, with arithmetic mean equal to $60.6 \pm 8.7 \text{ kBq.m}^{-3}$, with 53% of the studied sites located in areas classified as "high risk," according to Swedish classification criteria, according to which radon concentrations in soil above 50.0 kBq.m^{-3} are classified as high risk potential. In contrast, Entisols had the lowest concentrations, with arithmetic mean equal to $13.6 \pm 3.0 \text{ kBq.m}^{-3}$. Analysis of variance performed for the soil classes showed that variation in the concentrations of radon gas in the ground is strongly influenced by pedologies of the region. Regarding lithologies, areas of predominantly rocky basement schists and metagraywackes had the highest concentrations of radon in soil gas, with arithmetic mean equal to $46.5 \pm 9.9 \text{ kBq.m}^{-3}$, while areas dominated rocks metapelitic had the lowest average concentrations, about $6.8 \pm 2.2 \text{ kBq.m}^{-3}$. The analysis of variance carried out to lithotipes shown that the variation in the concentration of radon in the corresponding areas are not significantly influenced by lithologies. Using data obtained from a study conducted at the Laboratory of Natural Radioactivity CDTN, it was found that 26.5% of households in the area corresponding to the perferric Red Latosols showed concentrations of radon in indoor air above the limit established by the U.S. Environmental Protection Agency (USEPA), whose value is 148.0 Bq.m^{-3} . This proportion is used as an indicator of potential geological risk for radon – GEORP. Thus, the area of perferric Red Latosols pedology is classified as "high risk" by presenting both GEORP above 10% as the criterion Swedish. However, the results obtained in this study indicate the need for further experiments in certain lithologies and pedologies involving larger samples.

Keywords: *Radon. Soil. Lithology. Pedology.*

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 2-1 - SÉRIES NATURAIS DE DECAIMENTO RADIOATIVO DO ^{238}U , ^{232}Th E ^{235}U	24
FIGURA 2-2 - PRINCIPAIS VIAS DE TRANSFERÊNCIA DOS RADIONUCLÍDEOS PRIMORDIAIS E DESCENDENTES NO ECOSISTEMA TERRESTRE.	26
FIGURA 2-3 - DIAGRAMA DE EH E pH PARA O SISTEMA U-O-C-H A 25 °C E $P_{\text{CO}_2} = 10^{-2}$ ATM. ...	28
FIGURA 2-4 - DIAGRAMA ESQUEMÁTICO DOS PROCESSOS DE EMANAÇÃO DO RADÔNIO.	38
FIGURA 2-5 - MECANISMOS DE EXALAÇÃO DO RADÔNIO DOS SOLOS.	39
FIGURA 2-6 - DESCRIÇÃO GERAL DOS PERFIS E HORIZONTES DO SOLO.	42
FIGURA 2-7 - PRINCIPAIS CLASSES DE SOLOS DO BRASIL, COM DESTAQUE PARA A LOCALIZAÇÃO APROXIMADA DA ÁREA DE ESTUDO - RMBH.	44
FIGURA 2-8 - TRANSPORTE DO RADÔNIO NOS GASES DO SOLO PARA A ATMOSFERA EM FUNÇÃO DA PERMEABILIDADE.	49
FIGURA 2-9 - PRINCIPAIS VIAS DE ENTRADA DO RADÔNIO EM RESIDÊNCIAS.....	55
FIGURA 3-1 - MANCHA URBANA DA RMBH.	58
FIGURA 3-2 - UNIDADES GEOAMBIENTAIS NO CONTEXTO DA RMBH.	59
FIGURA 3-3 - EQUIPAMENTOS DO LRN/CDTN PARA DETERMINAÇÃO DE RADÔNIO CLASSIFICADOS POR MATRIZES E DETERMINAÇÃO DE RADIONUCLÍDEOS NATURAIS.....	66
FIGURA 3-4 - REGIÕES DE OPERAÇÃO DOS DETECTORES GASOSOS.	67
FIGURA 3-5 - CÂMARA DE CALIBRAÇÃO ABERTA CONTENDO DOIS <i>ALPHAGUARD'S</i> E DUAS CÂMARAS DE ELETRETOS POSICIONADOS (À DIREITA), E CÂMARA DE CALIBRAÇÃO FECHADA, CONECTADA À BOMBA <i>ALPHAPUMP</i> E À FONTE DE ^{226}Ra	70
FIGURA 3-6 - ESQUEMA DA MONTAGEM DO CIRCUITO DE MEDIÇÃO EM CAMPO. FOTOGRAFIA DA MONTAGEM DOS INSTRUMENTOS PARA DETERMINAÇÃO DE Rn EM BETIM/MG.....	72
FIGURA 3-7 - IMAGEM DA TELA DE TRATAMENTO DE DADOS DO <i>SOFTWARE DATAEXPERT</i>	73
FIGURA 3-8 - ESQUEMA DA MONTAGEM DO CIRCUITO DE MEDIÇÃO DA PERMEABILIDADE EM CAMPO.	74
FIGURA 3-9 - PREPARAÇÃO DO EQUIPAMENTO PARA A REALIZAÇÃO DA MEDIDA EM CAMPO. ...	75
FIGURA 3-10 - GRÁFICO NOMOGRÁFICO DA PERMEABILIDADE DO SOLO AOS SEUS GASES NATURAIS - PERMEÂMETRO RADON-JOK, RADON V.O.S.....	76
FIGURA 3-11 - PERFURAÇÃO DO SOLO (1); AMOSTRAS MOÍDAS E PENEIRADAS EM MARINELLI'S DE 0,5 KG (2); AMOSTRAS PULVERIZADAS EM FRASCOS DE POLIETILENO (3).	77

FIGURA 3-12 - (A) CORRELAÇÃO ENTRE AS ATIVIDADES ESPECÍFICAS DE ^{214}Bi E ^{214}Pb. (B) CORRELAÇÃO ENTRE AS ATIVIDADES ESPECÍFICAS DE ^{212}Pb E ^{228}Ac.	79
FIGURA 3-13 - ESPECTRO GAMA DE UMA AMOSTRA DE SOLO (SA07), DESTACANDO O FOTOPICO DE ENERGIA DE 608,9 KEV, CORRESPONDENTE AO ^{214}Bi.	81
FIGURA 3-14 - DETECTOR DE GERMÂNIO HIPERPURO CANBERRA DO LABORATÓRIO DE RADIOATIVIDADE NATURAL - LRN/CDTN.	82
FIGURA 3-15 - COMPONENTES BÁSICOS DE UM ESPECTRÔMETRO DE MASSA.	83
FIGURA 4-1 - DISTRIBUIÇÃO DE FREQUÊNCIA DA CONCENTRAÇÃO DO RN NOS GASES DO SOLO DA RMBH.	89
FIGURA 4-2 - GRÁFICO <i>BOXPLOT</i> DA CONCENTRAÇÃO DO RN NOS GASES DO SOLO DA RMBH. 89	
FIGURA 4-3 - PAPEL DE PROBABILIDADE PARA [RN] CONFIRMANDO A LOGNORMALIDADE DOS DADOS.	90
FIGURA 4-4 - DISTRIBUIÇÃO DOS PONTOS DE DETERMINAÇÃO DE RN NOS GASES DO SOLO POR LITOLOGIAS (CLASSES DE ROCHAS).	92
FIGURA 4-5 - DISTRIBUIÇÃO DOS PONTOS DE DETERMINAÇÃO DE RN NOS GASES DO SOLO POR LITOLOGIAS (LITOTIPOS DE ROCHAS).	96
FIGURA 4-6 - GRÁFICO <i>BOXPLOT</i> DAS CONCENTRAÇÕES DE RADÔNIO NOS GASES DO SOLO POR PEDOLOGIAS.	98
FIGURA 4-7 - DISTRIBUIÇÃO DA CONCENTRAÇÃO DE RN NOS GASES DO SOLO POR PEDOLOGIAS E CLASSIFICAÇÕES DE RISCO.	100
FIGURA 4-8 - MAPA GEOLÓGICO DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO COM DESTAQUE PARA A LOCALIZAÇÃO APROXIMADA DOS LATOSSOLOS VERMELHOS PERFÉRICOS.	102
FIGURA 4-9 - DISTRIBUIÇÃO DOS PONTOS DE DETERMINAÇÃO DE RN NOS GASES DO SOLO POR PEDOLOGIAS.	103
FIGURA 4-10 - DISTRIBUIÇÃO DE FREQUÊNCIA DA CONCENTRAÇÃO DO RN NOS GASES DO SOLO DO CDTN.	104
FIGURA 4-11 - VARIAÇÃO DAS CONCENTRAÇÕES DE RADÔNIO NOS GASES DO SOLO DO CDTN EM UMA MESMA PEDOLOGIA.	105
FIGURA 4-12 - IMAGEM AÉREA DO CDTN COM A LOCALIZAÇÃO GEORREFERENCIADA DOS PONTOS DE DETERMINAÇÃO DE RADÔNIO NOS GASES DO SOLO.	106

FIGURA 4-13 - VARIAÇÃO DA CONCENTRAÇÃO DE ^{222}Rn NOS GASES DO SOLO: VARIAÇÕES DIÁRIAS, UMIDADE RELATIVA DO AR, TEMPERATURA SUPERFICIAL DO SOLO E TEMPERATURA AMBIENTE.....	108
FIGURA 4-14 - CORRELAÇÃO ENTRE AS CONCENTRAÇÕES DE ^{226}Ra E ^{238}U EM AMOSTRAS DE SOLOS DA RMBH.	109
FIGURA 4-15 - DISPERSÃO DAS CONCENTRAÇÕES DE ^{220}Rn (TORÔNIO) E A CONCENTRAÇÃO DE TH NAS AMOSTRAS DE SOLOS DA RMBH.	110
FIGURA 4-16 - VALORES DE GEORP PARA AS PEDOLOGIAS DA RMBH.	114

LISTA DE TABELAS

TABELA 2-1 - PRINCIPAIS RADIONUCLÍDEOS PRIMORDIAIS DE MEIA-VIDA LONGA.....	23
TABELA 2-2 - CONCENTRAÇÕES MÉDIAS DE ^{40}K , ^{232}Th E ^{238}U PARA AS ROCHAS E SOLOS TÍPICOS.	25
TABELA 2-3 - DISTÂNCIAS DE MIGRAÇÃO DO RADÔNIO.	37
TABELA 2-4 - CONCENTRAÇÕES MÉDIAS DE ^{222}Rn NOS GASES DO SOLO EM ALGUNS PAÍSES.	51
TABELA 3-1 - CLASSES DE ROCHAS PREDOMINANTES E RESPECTIVAS ROCHAS.	61
TABELA 3-2 - CLASSES DE ROCHAS PREDOMINANTES E RESPECTIVAS ROCHAS.	64
TABELA 3-3 - ESPECIFICAÇÕES TÉCNICAS DO DETECTOR <i>ALPHAGUARD</i> [®]	68
TABELA 3-4 - RESULTADOS DA CALIBRAÇÃO E INTERCOMPARAÇÃO DOS RESULTADOS DOS <i>ALPHAGUARD</i> 'S.	70
TABELA 4-1 - DISTRIBUIÇÃO DOS PONTOS DE DETERMINAÇÃO DE Rn NOS GASES DO SOLO POR LITOLOGIAS (CLASSES DE ROCHAS).....	91
TABELA 4-2 - ANÁLISE DE VARIÂNCIA PARA OS LITOTIPOS DE ROCHAS DA RMBH.	94
TABELA 4-3 - CONCENTRAÇÕES DE RADÔNIO NOS GASES DO SOLO DISTRIBUÍDOS PELOS LITOTIPOS DE ROCHAS CLASSIFICADOS POR CLASSES LITOLÓGICAS.	95
TABELA 4-4 - RESULTADOS DE CONCENTRAÇÕES DE Rn NOS SOLOS, CONCENTRAÇÃO DE ATIVIDADE DE ^{226}Ra , FAIXA DE PERMEABILIDADE E SRI.	99
TABELA 4-5 - ANÁLISE DE VARIÂNCIA PARA AS PEDOLOGIAS DA RMBH.	101
TABELA 4-6 - PONTOS DE DETERMINAÇÃO DE Rn LOCALIZADOS NO LATOSSOLO VERMELHO PERFÉRRICO.	102
TABELA 4-7 - LITOLOGIAS E SUAS CONCENTRAÇÕES DE RADÔNIO NOS GASES DO SOLO, NO AR, TEOR DE ^{226}Ra , PERMEABILIDADE, SRI E GEORP.	112
TABELA 4-8 - PEDOLOGIAS E SUAS CONCENTRAÇÕES DE RADÔNIO NOS GASES DO SOLO, NO AR, TEOR DE ^{226}Ra , PERMEABILIDADE, SRI E GEORP.	113

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AG - *AlphaGUARD*

ANOVA - *Analysis of Variance*

CDTN - Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear

CNEN - Comissão Nacional de Energia Nuclear

COPASA - Companhia de Saneamento de Minas Gerais

CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais

DEN - Departamento de Engenharia Nuclear

DNPM - Departamento Nacional de Produção Mineral

GEORP - *Geological Radon Potential*

IAEA - International Atomic Energy Agency

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

ICP-MS - *Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry*

LARANA - Laboratório de Radioatividade Natural

LRN - Laboratório de Radioatividade Natural

NIST - National Institute of Standards and Technology

PNI - Programa Nacional de Intercomparação

RMBH - Região Metropolitana de Belo Horizonte

SEMAM - Serviço de Meio Ambiente

SiBCS - Sistema Brasileiro de Classificação de Solos

SRI - *Soil Radon Index*

U.S.EPA - *United States Environmental Protection Agency*

UFMG - Universidade Federal de Minas Gerais

UFRN - Universidade Federal do Rio Grande do Norte

UNSCEAR - *United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation*

UTFPR - Universidade Tecnológica Federal do Paraná

WHO - *World Health Organization*

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	V
RESUMO	VII
ABSTRACT	VIII
LISTA DE FIGURAS	IX
LISTA DE TABELAS	XII
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS	XIII
1. INTRODUÇÃO	17
1.1. JUSTIFICATIVA.....	18
1.2. HIPÓTESE.....	19
1.3. OBJETIVOS.....	20
1.3.1. Objetivo Geral	20
1.3.2. Objetivos Específicos	20
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	22
2.1. RADIOATIVIDADE AMBIENTAL NATURAL.....	22
2.2. RADIONUCLÍDEOS PRIMORDIAIS	23
2.3. GEOQUÍMICA DO URÂNIO, TÓRIO E RÁDIO.....	26
2.3.1. Urânio	27
2.3.2. Tório	30
2.3.3. Rádio.....	32
2.4. RADÔNIO	33
2.4.1. Do surgimento ao fator de emissão do radônio no solo	35
2.4.2. Mecanismos de transporte do radônio nos solos	38
2.4.3. Radônio nos gases do solo, migração e zonas de cisalhamento	40
2.5. CONCEITO DE SOLO, PEDOLOGIA E LITOLOGIA	41
2.5.1. Pedologia	43
2.5.2. Litologia	44
2.6. CONCENTRAÇÃO DE RADÔNIO ASSOCIADO A ROCHAS E SOLOS	45

2.7.	FATORES FÍSICOS DETERMINANTES NA CONCENTRAÇÃO DE RN NOS GASES DO SOLO	47
2.7.1.	Pressão barométrica e ventos.....	47
2.7.2.	Precipitação e umidade.....	47
2.7.3.	Porosidade e permeabilidade.....	48
2.7.4.	Efeito “ <i>Capping</i> ”.....	49
2.7.5.	Variações diárias e sazonais.....	49
2.8.	MAPEAMENTO GEOGÊNICO DO RADÔNIO.....	50
2.8.1.	O radônio nos gases do solo em climas temperados.....	51
2.8.2.	<i>Geological Radon Potential</i> - GEORP.....	53
2.8.3.	<i>Soil Radon Index</i> – SRI.....	54
2.8.4.	Níveis de referência e classificação de solos quanto ao radônio.....	55
3.	MATERIAIS E MÉTODOS.....	57
3.1.	ÁREA DE ESTUDO - REGIÃO METROPOLITANA DE BELO HORIZONTE.....	57
3.1.1.	Unidades geoambientais.....	59
3.1.2.	Descrição litológica.....	60
3.1.3.	Descrição pedológica.....	62
3.2.	SELEÇÃO DOS PONTOS DE AMOSTRAGEM.....	64
3.3.	PROCEDIMENTO EXPERIMENTAL.....	65
3.3.1.	Laboratório de Radioatividade Natural – LRN/CDTN.....	65
3.3.2.	Detecção da radiação - Câmara de ionização.....	67
3.3.2.1	Câmara de ionização <i>AlphaGUARD</i> [®]	68
3.3.3.	Calibração e intercomparação de resultados.....	69
3.3.4.	Determinação de radônio nos gases do solo.....	70
3.3.5.	Determinações de permeabilidade.....	73
3.3.6.	Coleta e preparação de amostras de solo.....	77
3.3.7.	Equilíbrio radioativo.....	77
3.3.8.	Espectrometria gama com detector de germânio hiperpuro - HPGe.....	79
3.3.9.	Espectroscopia de massa com plasma induzido acoplado – ICP-MS.....	82
3.4.	FERRAMENTAS ESTATÍSTICAS.....	85
3.4.1.	Análise gráfica <i>Boxplot</i>	85
3.4.2.	Testes de Normalidade.....	85
3.4.3.	Teste de Hipótese para diferença entre médias.....	86

3.4.4. Análise de Variância.....	86
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES	88
4.1 CONCENTRAÇÕES DE RADÔNIO NOS GASES DO SOLO POR LITOLOGIAS.....	90
4.2 CONCENTRAÇÕES DE RADÔNIO NOS GASES DO SOLO POR PEDOLOGIAS.....	97
4.2.1 Variação da concentração de radônio em uma mesma pedologia.....	104
4.2.2 Fatores físicos na variação diária do radônio nos gases do solo	106
4.3 CONCENTRAÇÕES MÉDIAS DE U, Th NOS SOLOS DA RMBH	108
4.4 POTENCIAL GEOLÓGICO DE RADÔNIO PARA A RMBH.....	110
5. CONCLUSÕES.....	115
REFERÊNCIAS	119
ANEXO I - PROCEDIMENTO PARA DETERMINAÇÃO DA CONCENTRAÇÃO DE RADÔNIO NOS GASES DO SOLO UTILIZANDO O MONITOR ALPHAGUARD PQ2000 PRO	129
ANEXO II - TESTES DE HIPÓTESES PARA A DIFERENÇA ENTRE MÉDIAS	132
ANEXO III - RESULTADOS INDIVIDUAIS DAS DETERMINAÇÕES DE RADÔNIO E TORÔNIO NOS GASES DO SOLO DA RMBH	133
ANEXO IV - RESULTADOS INDIVIDUAIS DAS CONCENTRAÇÕES DE TÓRIO E URÂNIO EM AMOSTRAS DE SOLOS DA RMBH.....	138

1. INTRODUÇÃO

O planeta Terra é naturalmente radioativo, desde seu núcleo interno (sólido), núcleo externo (líquido), manto inferior e litosfera. Assim, desde a Era Cenozóica, o homem primitivo já era permanentemente exposto às radiações naturais, provenientes de elementos primordiais e elementos cosmogênicos. A intensidade dessas exposições depende, principalmente, da composição do solo, condições climáticas, posição geográfica e até hábitos socioculturais (DA SILVA, 2005).

De acordo com Neves e Pereira (2004), os elementos radiogênicos primordiais presentes nas rochas, solos e materiais de construção emitem radiação ionizante, contribuindo com uma dose efetiva média anual de 0,45 mSv para a dose efetiva total recebida pelo homem. Neste contexto, se destaca o gás radônio e seus descendentes gerados nas cadeias de decaimento do urânio e do tório, presentes em rochas e solos. O radônio e seus descendentes são responsáveis por uma dose efetiva média anual de aproximadamente 1,20 mSv, sendo significativamente superior às outras fontes. Tal fato confere ao radônio e seus descendentes um papel de destaque no âmbito da radioatividade natural (UNSCEAR, 2000).

Na prática, somente o ^{222}Rn e o ^{220}Rn são relevantes do ponto de vista da proteção radiológica e de interesse ambiental e geológico. Uma vez que o ^{222}Rn possui maior meia-vida ($T_{1/2} = 3,82$ dias) quando comparado com os demais isótopos do radônio, ele possui uma mobilidade significativa, o que lhe permite o escape das rochas e solos nos quais foi gerado. Portanto, o isótopo ^{222}Rn produzido nos solos é frequentemente a principal fonte de radônio em ambientes internos (SANTOS, 2010).

Os solos são formados através de interações de processos litológicos e pedológicos que resultam em distintos arranjos horizontais e verticais denominados perfis do solo. As características físicas e geoquímicas destes perfis do solo são importantes na disponibilidade e migração de radônio. De acordo com Agard e Gundersen (1993), o fator mais importante na disponibilidade de radônio nos gases do solo é o conteúdo de urânio e de rádio nas rochas. Estes autores também afirmam que a migração do radônio é influenciada por diversos fatores, principalmente pela permeabilidade do solo. Neste contexto, destaca-se a importância do conhecimento da contribuição e influência dos vários tipos de litologias e pedologias para o

estabelecimento de inter-relações com a radioatividade natural, em especial, com o gás radônio.

1.1. Justificativa

Do ponto de vista da saúde humana, os radionuclídeos de ocorrência natural podem ser inalados ou ingeridos, acarretando aos seres vivos uma exposição interna à radiação, principalmente devida aos isótopos radioativos ^{40}K , ^{14}C e ao gás radônio e sua progênie. Segundo a UNSCEAR (2000), estima-se que a dose efetiva média anual recebida pela população mundial seja de 2,40 mSv, sendo o radônio e seus produtos de decaimento de meia-vida curta os mais importantes contribuintes para a exposição humana a partir de fontes naturais. Em média, estima-se que cerca de 95% do radônio presente em uma habitação seja proveniente do subsolo, 5% dos materiais de construção e menos de 1% liberado a partir da água consumida (NEVES; PEREIRA, 2004). Assim, dos 2,40 mSv de dose efetiva anual, 1,15 mSv é devido ao radônio, sendo este considerado o segundo causador de câncer de pulmão, depois do cigarro. Todavia, a maioria dos casos de câncer de pulmão induzidos pelo radônio ocorrem entre os fumantes, devido a um forte efeito combinado entre estes dois fatores (WHO, 2009).

Rebelo *et al.* (2003) analisaram as principais relações entre intensidades de exalação de radônio e os elementos morfológicos e dinâmicos de paisagens tropicais úmidas, com o objetivo de elaborar modelos de exalação de radônio adaptados a este tipo de paisagem. Constataram que embora substratos geológicos potencialmente férteis à liberação de radônio devam ser enriquecidos em urânio e tório e fraturados, como característica básica, estas não são condições suficientes, principalmente em zonas de clima quente e úmido, como é o caso da maior parte do território brasileiro. Segundo os autores, outras propriedades do terreno são fundamentais, a saber: tipo, espessura e distribuição espacial dos solos, regime hídrico e geometria do aquífero, por exemplo. Desta forma, mesmo rochas com teores normais de urânio e tório podem se transformar em fornecedores de quantidades apreciáveis de radônio, tornando o problema ainda mais complexo.

Santos (2010) analisou a distribuição da concentração de radônio em residências da RMBH e constatou que aproximadamente 15% dos resultados estão acima do nível de referência ou, primeiro nível de ação da *United States Environmental Protection Agency* (U.S. EPA, 2009),

estabelecido como $4,0 \text{ pCi.L}^{-1}$, correspondente a $148,0 \text{ Bq.m}^{-3}$. Assim, estimou-se a média da dose equivalente efetiva atribuída ao radônio para os habitantes dessa região em torno de $2,0 \text{ mSv.a}^{-1}$, sendo a variabilidade nos resultados devida principalmente a fatores geológicos da região e, em menor proporção, à composição dos materiais de construção.

A partir destas considerações, se observa a importância do gás radônio para a dose efetiva anual recebida pelo ser humano e a considerável contribuição de fatores geológicos na concentração do radônio no ar em residências, em especial, na Região Metropolitana de Belo Horizonte - RMBH - objeto do presente estudo. Em virtude destas premissas, diversos países têm adotado legislação específica ou níveis de referência quanto à concentração de radônio no ar em residências e nos gases do solo, principalmente países de clima temperado e frio. Já em nações de clima tropical, existem poucas referências às pesquisas que relacionem aspectos geológicos com a concentração de radônio nos gases dos solos, como é o caso do Brasil.

Dentro deste contexto, pretende-se com este trabalho conhecer a distribuição da concentração do gás radônio nos solos da RMBH e suas correlações com as respectivas pedologias e litologias da referida região. Para tal, foram determinadas as seguintes variáveis: a concentração de radônio nos gases dos solos, a permeabilidade, as concentrações de atividades de ^{226}Ra por espectrometria gama além de determinações de urânio e tório por espectrometria de massa com fonte de plasma indutivamente acoplado – ICP-MS. Serviram de base para este estudo os dados sobre as concentrações de radônio em ambientes internos da RMBH, em pesquisa realizada por Santos (2010) no Departamento de Energia Nuclear – DEN/UFMG e no Laboratório de Radioatividade Natural do CDTN – LRN/CDTN.

1.2. Hipótese

A RMBH apresenta características geológicas que sugerem concentrações elevadas de radônio nos gases dos solos e em ambientes interiores. A maior parte do embasamento geológico da RMBH é constituída por rochas Arqueanas do complexo granítico-gnáissico e por sequências metassedimentares da grande unidade Pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero de Minas Gerais. Há um consenso na literatura em afirmar que rochas graníticas, em geral, apresentam elevados teores de urânio e tório, precursores do radônio. Com base nesta afirmação, o presente estudo parte do princípio de que as litologias e pedologias da região de estudo possuem características peculiares no que tange a elevadas concentrações de radônio

nos gases dos solos, em comparação com outras regiões analisadas anteriormente, como Porto Alegre (FIANCO, 2011; BUFFON, 2002); São Paulo (MORAES, 1982) e Pinheirinho - Curitiba (MAFRA, 2011).

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo Geral

- Estudar a distribuição da concentração de radônio nos gases solos da RMBH relacionando os resultados e observações com as correspondentes pedologias e litologias da região, de modo a contribuir para conhecimento sobre a radioatividade natural na RMBH.

1.3.2. Objetivos Específicos

- Identificar tipos de embasamentos geológicos e pedologias de elevada radioatividade natural bem como os de menor radioatividade, em relação aos demais encontrados na região;
- Propor hipóteses sobre as possíveis causas geoquímicas para eventuais elevações observadas nas concentrações de radônio nos gases do solo encontradas na área em estudo;
- Relacionar os resultados das medidas de radônio nos gases do solo, permeabilidade, concentrações de ^{226}Ra com medidas radônio no ar no interior de residências da RMBH;
- Realizar várias determinações da concentração de radônio nos gases do solo em uma mesma pedologia;
- Realizar determinações periódicas de radônio nos gases do solo em um ponto único de medição;
- Validação das metodologias analíticas empregadas;

- Estudar a existência de desequilíbrios radioativos e eventualmente erros sistemáticos na determinação da atividade de ^{226}Ra por espectrometria gama, por comparação com a atividade de equilíbrio determinada a partir dos resultados de urânio a serem realizados por um método de referência;
- Estabelecer uma base de dados que contribua para ampliar o emprego de radionuclídeos naturais como traçadores em estudos geológicos, hidrogeológicos e geoambientais na região.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1. Radioatividade Ambiental Natural

A radiação teve sua origem na “grande explosão” ocorrida a cerca de 15 bilhões de anos e desde então tem se dispersado pelo cosmo. Entretanto, faz pouco mais de um século que a humanidade descobriu esse fenômeno.

Existem dois principais contribuintes para a exposição à radiação natural: os raios cósmicos com energias da ordem de MeV e GeV, os quais incidem diretamente sobre o homem e em partículas atmosféricas da Terra, dando origem aos radionuclídeos cosmogênicos; e os nuclídeos radioativos provenientes da crosta terrestre (radionuclídeos primordiais) existentes em todo o ambiente, incluindo o próprio organismo humano. Assim, ainda que todos os seres vivos da Terra estejam expostos à radiação natural, alguns são mais irradiados do que outros, uma vez que os níveis de radiação natural variam consideravelmente dependendo da região.

Neste contexto, as exposições à radiação externas ao corpo humano decorrem, principalmente, dos radionuclídeos naturais. Tais radionuclídeos são responsáveis pela maior parcela da dose recebida pelo homem decorrente da radiação natural. Segundo dados da UNSCEAR (2000), estima-se que a dose efetiva anual média resultante de fontes naturais seja de 2,40 mSv, sendo que 85% deste valor é atribuído aos radionuclídeos primordiais: 14% atribuídos ao ^{40}K , 17% resultante das séries do ^{238}U e do ^{232}Th (exceto o radônio) e 54% devido à exposição ao radônio.

Além das fontes de radiação originadas naturalmente, deve-se considerar também a liberação de radionuclídeos para o meio ambiente decorrente de atividades antropogênicas. Assim, destacam-se três práticas humanas largamente utilizadas que contribuem com a radiação de fundo ou “*background*”: a considerável utilização de métodos nucleares tanto na medicina diagnóstica como na medicina terapêutica; testes nucleares atmosféricos realizados no passado e processos industriais dos mais variados segmentos (IAEA, 1989).

2.2. Radionuclídeos Primordiais

Os radionuclídeos primordiais ou de origem terrestre estão distribuídos no ambiente em diversas concentrações, as quais variam de acordo com a concentração da atividade presente nas rochas, solos, água, alimentos e mesmo no corpo humano. Destes, apenas os radionuclídeos com meias-vidas comparáveis com a idade da Terra existem no ambiente em quantidades significativas. Deste modo, pode-se afirmar que as fontes de radiação terrestre mais importantes do ponto de vista da exposição humana são o ^{40}K , o ^{87}Rb e as séries de famílias radioativas que têm sua origem no decaimento do ^{238}U , ^{232}Th e ^{235}U . A Tabela 2-1 apresenta os principais radionuclídeos primordiais de meia-vida longa e suas respectivas meias-vidas, tipos de radiações emitidas bem como suas concentrações típicas na crosta terrestre.

Tabela 2.1 - Principais radionuclídeos primordiais de meia-vida longa.

<i>Radionuclídeo</i>	<i>Meia-vida (anos)</i>	<i>Tipo de radiação emitida</i>	<i>Concentração típica na crosta terrestre (Bq.kg^{-1})</i>
^{40}K	$1,2 \cdot 10^9$	β, γ	630,0
^{50}V	$6,0 \cdot 10^{15}$	β, γ	$2,0 \cdot 10^{-5}$
^{87}Rb	$4,8 \cdot 10^{10}$	β	70,0
^{115}In	$6,0 \cdot 10^{14}$	β	$2,0 \cdot 10^{-5}$
^{123}Te	$1,2 \cdot 10^{13}$	raios x	$2,0 \cdot 10^{-7}$
^{138}La	$1,1 \cdot 10^{11}$	β, γ	$2,0 \cdot 10^{-2}$
^{144}Nd	$2,4 \cdot 10^{15}$	α	$3,0 \cdot 10^{-4}$
^{147}Sm	$1,0 \cdot 10^{11}$	α	0,7
^{152}Gd	$1,1 \cdot 10^{14}$	α	$7,0 \cdot 10^{-6}$
^{174}Hf	$2,0 \cdot 10^{15}$	α	$2,0 \cdot 10^{-7}$
^{176}Lu	$2,2 \cdot 10^{10}$	β, γ	0,04
^{187}Re	$4,3 \cdot 10^{10}$	β	$1,0 \cdot 10^{-3}$
^{190}Pt	$6,9 \cdot 10^{11}$	α	$7,0 \cdot 10^{-8}$
^{192}Pt	$1,0 \cdot 10^{15}$	α	$3,0 \cdot 10^{-6}$

Fonte: Adaptado de EISENBUD&GESELL (1997).

O homem está sujeito a exposições externas devido aos radionuclídeos presentes, no mínimo, em níveis de traços em todos os tipos de solos. Portanto, a distribuição de tais radionuclídeos nos solos depende, principalmente, do conteúdo radioativo das rochas de origem e dos processos pedogenéticos que originaram os respectivos solos. Considerando as rochas, se observam níveis mais elevados de radiação associados às rochas ígneas, como granito, e

níveis mais baixos, às rochas sedimentares. Entretanto, há exceções, como alguns xistos e rochas de fosfato, as quais apresentam concentrações relativamente altas de radionuclídeos (UNSCEAR, 2000).

Em busca do equilíbrio nuclear, os isótopos ^{238}U , ^{232}Th e ^{235}U emitem partículas alfa e se transformam em ^{234}Th , ^{228}Ra e ^{231}Th , respectivamente. Por serem instáveis, estes nuclídeos filhos sofrem desintegração beta se transformando em ^{234}Pa , ^{228}Ac , ^{231}Pa , respectivamente. Este processo segue por várias etapas, cujo núcleo formado é sempre menos instável, se comparado ao núcleo de origem, até adquirirem uma configuração nuclear mais estável, culminando nos núcleos de Pb cujas respectivas massas são: 206, 208 e 207 (KAPLAN, 1978). As cadeias de decaimento do ^{238}U , ^{232}Th e ^{235}U , bem como radionuclídeos gerados com suas respectivas meias-vidas e tipos de desintegração das três séries, estão representados na Figura 2-1, onde é destacada a formação dos três isótopos do radônio.

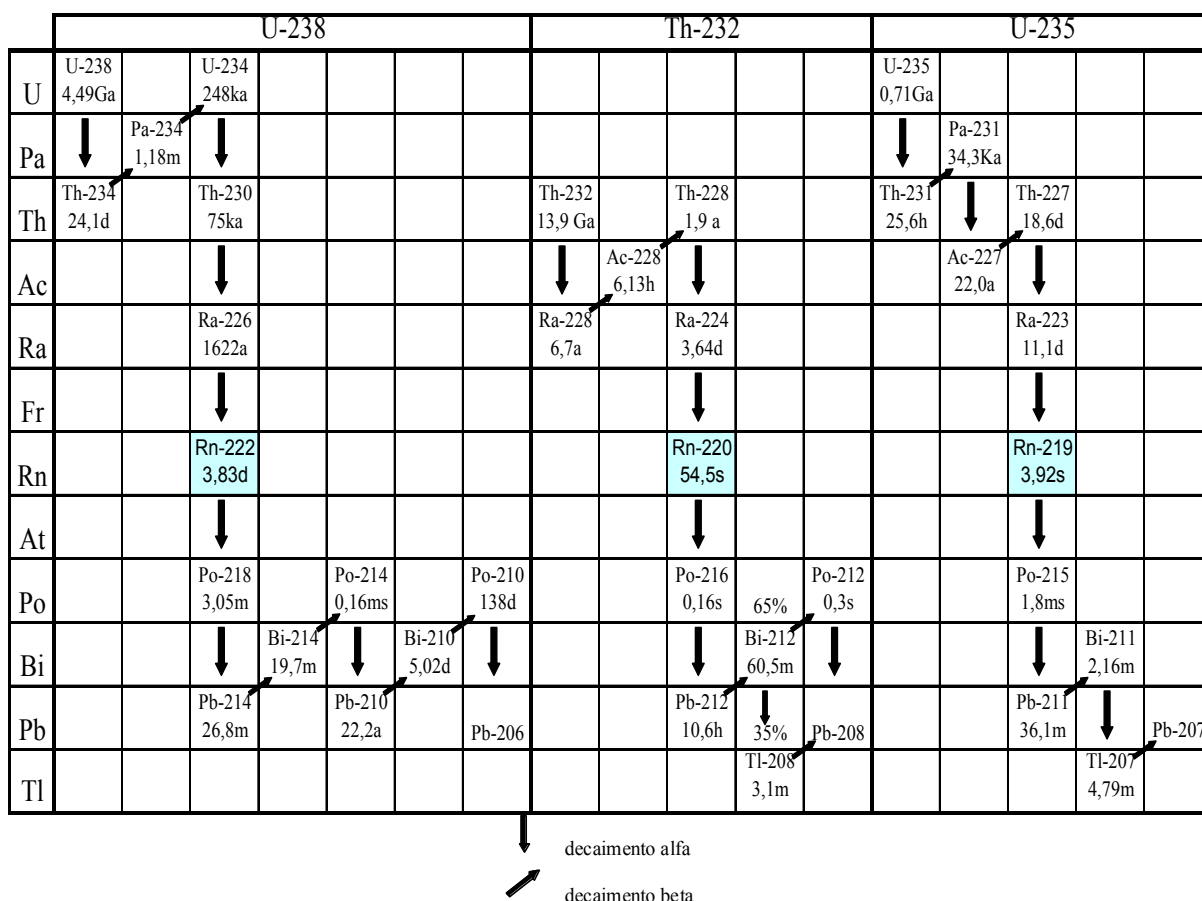


Figura 2-1 - Séries naturais de decaimento radioativo do ^{238}U , ^{232}Th e ^{235}U .
 Fonte: Ku (1976) apud BONOTTO (2004)

As concentrações médias de ^{40}K , ^{232}Th e ^{238}U para as rochas e solos típicos, são apresentadas na Tabela 2-2.

Tabela 2.2 - Concentrações médias de ^{40}K , ^{232}Th e ^{238}U para as rochas e solos típicos.

Material	^{40}K		^{232}Th		^{238}U	
	% total K	Bq.kg ⁻¹	µg.g ⁻¹	Bq.kg ⁻¹	µg.g ⁻¹	Bq.kg ⁻¹
Rochas ígneas						
Basalto	0,8	300	3 - 4	10 - 15	0,5 - 1	7 - 10
Máfico	0,3 - 1,1	70 - 400	1,6 / 2,7 ^b	7 / 10 ^b	0,5 / 0,9 ^b	7 / 10 ^b
Sáfico	4,5	1100 - 1500	16 / 20 ^b	60 / 80 ^b	3,9 / 4,7 ^b	50 / 60 ^b
Granito	>4	>1000	17	70	3	40
Rochas sedimentares						
Arenito	2,7	800	12	50	3,7	40
Quartzo Limpo	<1	<300	<2	<8	<1	<10
Quartzo sujo	2	400	3 - 6	10 - 25	2 - 3	40
Arkose	2 - 3	600 - 900	2	<8	1 - 2	10 - 25
Areias de praias	<1	<300	6	25	3	40
Rochas carbonáticas	0,3	70	2	8	2	25
Todas as rochas (escala) ^a	0,3 - 4,5	70 - 1500	1,6 - 20	7 - 80	0,5 - 4,7	7 - 60
Crosta Continental	2,8	850	10,7	44	2,8	36
Solos	1,5	400	9	37	1,8	22

^a Exemplos de materiais fora dessa escala podem ser encontrados, porém, em quantidades relativamente pequenas.

^b Média e mediana, respectivamente.

Fonte: Adaptada de EISENBUD&GESELL (1997).

As séries naturais do ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th possuem nuclídeos de propriedades físicas e químicas diferentes, com uma grande variação em suas meias-vidas. Quando o decaimento ocorre em um sistema fechado, por períodos que variam com as meias vidas dos nuclídeos envolvidos, as atividades de todos os componentes de cada série serão iguais às dos radioisótopos que lhes dão origem, caracterizando a condição de equilíbrio radioativo secular. Entretanto, certos processos geológicos podem provocar fracionamentos químicos quebrando estas cadeias de decaimento e causando desequilíbrios nas séries (SANTOS, 2001).

Uma vez desencadeados, tais desequilíbrios podem favorecer vias preferenciais de transferências dos radionuclídeos, estabelecendo assim uma configuração distinta da distribuição destes radionuclídeos no ambiente. Assim, tais radionuclídeos percorrem o meio ambiente interagindo com os vários compartimentos do ecossistema até atingirem o homem.

A Figura 2-2 apresenta as principais vias de transferência dos radionuclídeos primordiais nos vários compartimentos do ecossistema, com destaque para a mobilidade do radônio no ambiente.

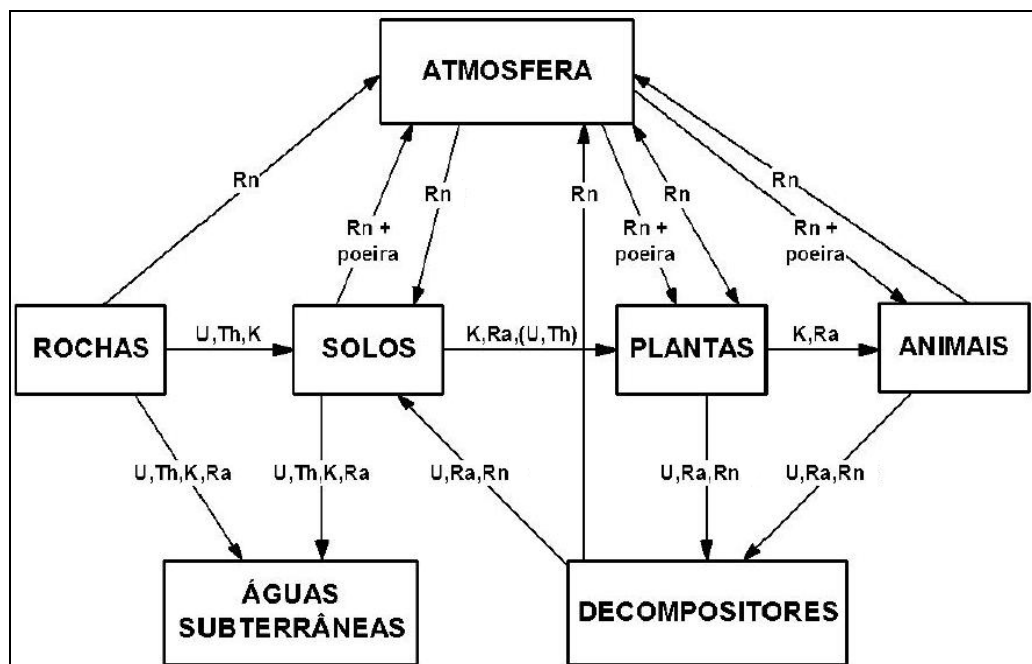


Figura 2-2 - Principais vias de transferência dos radionuclídeos primordiais e descendentes no ecossistema terrestre.

Fonte: Adaptada de MAZZILLI et al. (2011).

2.3. Geoquímica do urânio, tório e rádio

Os elementos urânio, tório e rádio são os precursores do radônio, estando distribuídos em diferentes concentrações pela crosta terrestre. A variação de tais concentrações se deve, principalmente, às abundâncias naturais destes elementos, aos fracionamentos isotópicos, às interações hidrogeoquímicas, além de interferências físicas ocorridas no ambiente. Assim, torna-se imprescindível o conhecimento dos comportamentos químicos desses elementos bem como suas inter-relações com os sistemas geológicos, para o melhor entendimento do comportamento do radônio.

2.3.1. Urânio

O elemento químico urânio foi descoberto em 1789 a partir do mineral “*pechblenda*” pelo químico M. H. Klaproth. Está localizado na Tabela Periódica no grupo 3B da série dos actinídeos e possui número atômico (Z) igual a 92. Quanto às propriedades nucleares, o urânio é um elemento instável, sendo seus dois isótopos naturais ^{238}U e ^{235}U os precursores de duas séries radioativas naturais. Sua remoção de um local de deposição para outro conduz a desequilíbrios radioativos durante períodos de tempo de várias meias-vidas dos seus respectivos núcleos filhos. Concomitantemente, o decaimento e aumento dos núcleos filhos dependem da abundância do núcleo pai, ambos tendendo ao restabelecimento do equilíbrio, dado tempo suficiente para tal.

Segundo Gabelman (1977) *apud* Bonotto (2006), com relação ao material primordial, o urânio está enriquecido cerca de 230 vezes na crosta e três vezes no manto superior, empobrecido três vezes no manto inferior e 25 vezes no núcleo terrestre. Em razão de seu caráter litófilo, o urânio tende a migrar para a crosta com outros silicatos leves, ao invés de se dirigir para o núcleo, sob a ação da gravidade. Ainda segundo o autor, esse comportamento anômalo se deve ao seu grande raio iônico, à sua tendência de volatilizar ou formar combinações voláteis a temperaturas inferiores se comparadas às temperaturas de outros metais do núcleo e à forte tendência de combinar-se com o flúor, oxigênio e cloro.

O urânio natural consiste de três isótopos: ^{238}U , ^{235}U e ^{234}U nas proporções aproximadas, por peso, de 99,2739%, 0,7204% e 0,0057%, respectivamente. Segundo Camargo (1994) o urânio atinge concentrações na faixa de 0,008 a 8,2 $\mu\text{g.g}^{-1}$ na crosta terrestre, sendo encontrado em rochas e minérios, areias monazíticas e em águas salgadas e doces.

Em ambientes geológicos, os minerais de urânio somam mais de 200 espécies podendo combinar-se com óxidos, oxihidróxidos, carbonatos, sulfatos, fosfatos, arseniados, vanadatos e silicatos. Estes minerais de urânio podem apresentar diferentes estados de oxidação, de acordo com o ambiente geológico no qual estão inseridos. Contudo, seus números de oxidação mais abundantes na crosta terrestre dividem-se em dois grupos principais: os minerais do grupo reduzido, com U^{4+} , e os minerais do grupo oxidado, com U^{6+} . Neste contexto, o U^{4+} apresenta-se bastante estável e insolúvel em condições redutoras, tendendo a formar o mineral

uraninita (UO_2), o qual dificilmente sofre lixiviação em soluções aquosas à temperatura ambiente. Já em ambientes superficiais terrestres, o U^{4+} sofre oxidação passando a U^{6+} , este último bastante lixiviável em águas carbonatadas e sulfúricas (BOURDON *et al.* 2003).

Em sistemas naturais, o íon uranila (UO_2^{2+}) é facilmente complexado com carbonatos, hidróxidos, fosfatos e fluoretos. A formação de complexos com carbonato e fosfato aumenta significativamente a solubilidade dos minerais de urânio e sua mobilidade em águas de superfície e águas subterrâneas. Na Figura 2-3, a área destacada evidencia a faixa de estabilidade da uraninita em função do Eh e pH à temperatura ambiente (25 °C), bem como alguns complexos contendo o íon uranila.

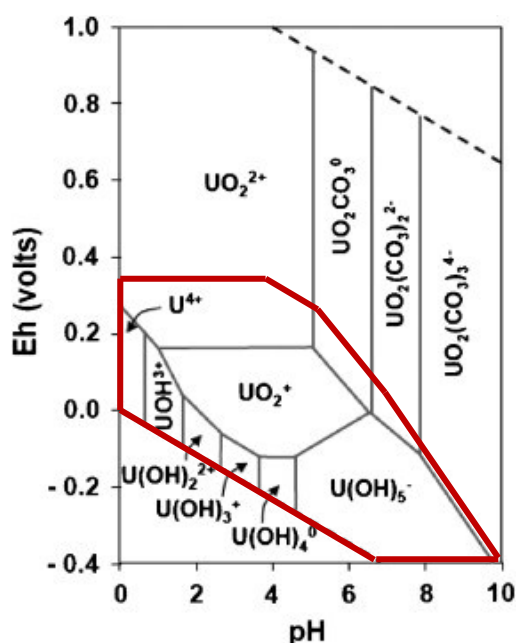


Figura 2-3 - Diagrama de Eh e pH para o sistema U-O-C-H a 25 °C e $P_{\text{CO}_2} = 10^{-2}$ atm.

Fonte: Adaptado de LANGMUIR (1978) *apud* WANTY & SCHOEN (1993).

A grande mobilidade do urânio na natureza é diretamente afetada por mudanças no potencial de oxidação, variações de pH, composição da solução, concentração de certos agentes complexantes e assim por diante, sendo o urânio mais solúvel em águas oxidantes (WANTY; SCHOEN, 1993). Neste contexto, o U^{4+} em ambientes redutores é praticamente imóvel, e, em contato com águas oxidantes, perde sua estabilidade podendo ser oxidado e removido do material geológico que o continha. De outra forma, os íons uranila (U^{6+}) e seus complexos,

quando estão em presença de soluções aquosas, apresentam-se estáveis e podem ser transportados. Estes, quando encontram condições mais redutoras, podem ser reduzidos para formar uraninita, coffinita ou brannerita.

Para que o urânio em solução precipite de modo a acumular-se no ambiente, os complexos aniônicos de uranila e os cátions disponíveis no ambiente precisam encontrar condições físico-químicas adequadas (Eh e pH); ou um material capaz de reduzir o U^{6+} a U^{4+} (S^{2-} , HS^- , Fe^{2+}); ou, um material capaz de absorver estes íons (areias e matéria orgânica) ou adsorvê-los (argilas e matéria orgânica) (BOURDON *et al.* 2003).

Portanto, observa-se que ambientes ricos em matéria orgânica atuam como um forte ligante para o urânio e o tório, podendo reter esses elementos. Já em ambientes redutores com disponibilidade de óxidos de ferro, o U^{6+} pode reduzir-se a U^{4+} e se tornar estável naquelas condições, de modo a acumular-se nestes ambientes. Em geral, rochas carbonáticas, particularmente o calcário e o dolomito, contêm baixas concentrações de urânio, da ordem de $1,0 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$. Todavia algumas rochas carbonáticas podem apresentar concentrações superiores a $10,0 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$, quando associadas a alguns tipos de matéria orgânica (HENRY, 1993). De modo geral, os arenitos e folhelhos (rochas sedimentares) apresentam altas concentrações de minerais de urânio (BONOTTO; SILVEIRA, 2006). De igual modo, rochas de composição graníticas, como xistos, gnaisses e anfibolitos, geralmente também apresentam elevadas concentrações de urânio.

2.3.1.1. Urânio e óxidos de ferro

De modo geral, a capacidade de adsorção do urânio sobre as superfícies minerais é alta para os óxidos de ferro. Assim, a migração dos íons uranila através de solos, sedimentos e águas subterrâneas pode ser fortemente influenciada pela adsorção, absorção ou redução destes íons por estes óxidos.

O pH da solução influencia sobremaneira a capacidade de retenção de urânio pelos minerais. Assim, a hematita e a muscovita apresentam uma retenção máxima de urânio em soluções levemente ácidas a neutras. Jeon *et al.* (2001) analisou experimentalmente a adsorção do Fe^{2+} para a hematita considerando pH, área superficial e o tempo. Os resultados evidenciaram uma

forte sorção entre o Fe^{2+} e hematita em soluções de pH abaixo de 4,0. Já Liger *et al.* (1999), constataram que a redução de U^{6+} para U^{4+} através do Fe^{2+} solúvel requer pH praticamente neutro.

Neste contexto, é importante ressaltar que os minérios de ferro ocorrem numa grande variedade de ambientes geológicos, correspondendo a aproximadamente 5% da crosta terrestre. É um constituinte comum de centenas de minerais e rochas e, em pequenas quantidades, possui distribuição praticamente universal. O ferro geralmente ocorre em seus minérios sob a forma de óximinerais tais como a hematita (Fe_2O_3), magnetita (Fe_3O_4) e goetita ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) e mais raramente como maghemita (Fe_2O_3) e lepidocrocita ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) (GIRODO, 2005).

Diante do exposto, sabe-se que em condições ambientais favoráveis, o urânio libertado dos minerais pode ser retido em óxidos de ferro e minerais de argila, ou precipitado em condições redutoras, originando assim os depósitos de urânio. Especificamente na região de estudo e arredores da RMBH, os extensos depósitos de ferro do Quadrilátero Ferrífero relacionam-se principalmente aos conglomerados da Formação Moeda, estando também vinculados aos itabiritos da Formação Cauê. No entanto, observa-se que o urânio presente nesta região ocorre na forma de uraninita detrítica, além de brannerita e coffinita secundária, com concentração de urânio variando entre 50 e 850 $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$ (GIRODO, 2005).

Diante deste cenário, pode-se inferir que regiões enriquecidas em ferro, podem apresentar minerais de urânio localmente acumulados, dadas as condições geoquímicas e físicas ideais para tal. Como exemplo, cita-se o depósito de urânio de Olympic Dam, localizado no Sul da Austrália, onde o urânio é associado principalmente à hematita e a alguns outros metais, como o ouro. Outros depósitos uraníferos associados à hematita estão localizados na América do Sul e no Canadá, sendo estes menos significativos economicamente (IAEA, 2009).

2.3.2. Tório

O elemento tório é um metal da série dos actínídeos pertencente ao grupo 3B da Tabela Periódica, cujo número atômico (Z) é igual a 90. Foi descoberto em 1828 pelo químico sueco Jöns Jacob Berzelius ao analisar um óxido, o qual denominou "tória" em homenagem ao deus

do trovão “Thor”. Dentre seus mais de vinte isótopos, apenas o isótopo ^{232}Th está disponível na natureza correspondendo a 100% de abundância do elemento. É encontrado em pequenas quantidades na maioria das rochas e solos na faixa de 0,01 a 21,50 mg.kg^{-1} (CAMARGO, 1994).

Os minerais de tório somam menos de 50 espécies e, assim como os minerais de urânio, não são abundantes na natureza. O estado de oxidação mais comum é o Th^{+4} apresentando um comportamento geoquímico similar ao do U^{4+} , e, portanto não é facilmente lixiviado, já que se apresenta apenas como Th^{+4} e não pode ser oxidado. No entanto, a mobilidade e solubilidade do tório podem ser significativamente aumentadas por complexação com ligantes orgânicos e inorgânicos, podendo ser retido em óxidos e hidróxidos de Fe e em argilas. Tal qual ao urânio, o tório pode também ser transportado quando adsorvido em colóides argilosos e óxidos de ferro (SOUZA; FERREIRA, 2005).

Com exceção da coffinita e brannerita, os minerais de Th^{+4} e U^{4+} ocorrem como acessórios em rochas ígneas e félsicas. Assim, os minerais de tório presentes na natureza são a torianita (ThO_2) e torita (ThSiO_4) do grupo dos óxidos e silicatos, respectivamente. Já os minerais fosfatados são representados pela monazita $[(\text{Ce}, \text{La}, \text{Sm}, \text{Nd}, \text{Th})\text{PO}_4]$ e a cheralita $[\text{CaTh}(\text{PO}_4)_2]$. Segundo Sampa (1978) o tório é mais abundante nas rochas ácidas do que em rochas básicas. A monazita é particularmente abundante em certos estados brasileiros, por exemplo, o Espírito Santo e Rio de Janeiro; e também abundante na Índia, podendo conter até 10% de tório em sua constituição.

No contexto deste trabalho, a preocupação com relação ao tório se dá em função da geração do ^{220}Rn ou “torônio”, proveniente da série de decaimento radioativo natural do ^{232}Th . Portanto, solos contendo uma quantidade razoável de tório irão produzir também uma quantidade considerável de ^{220}Rn . É importante destacar que sob o ponto de vista da proteção radiológica, o ^{220}Rn não assume grande relevância, uma vez que sua meia-vida curta de aproximadamente 55,0 segundos limita sua trajetória do solo para os ambientes de convívio humano.

2.3.3. Rádio

Rochas e minerais contendo urânio e tório são as principais fontes dos isótopos naturais e rádio no meio ambiente. O urânio e o tório presentes em rochas ígneas estão associados, principalmente, a minerais radioativos, ou como minerais acessórios, localizados nos interstícios destes minerais. Rochas sedimentares geralmente possuem maior concentração de U e Th. Já as rochas carbonáticas originadas das conchas, esqueletos de corais e outras biotas marinhas são ricas em urânio, mas não em tório devido à substituição do cálcio pelo urânio durante sua formação. Devido a este enriquecimento, os isótopos de rádio que ocorrem nas séries do urânio são também os mais frequentes nos carbonatos (TEIXEIRA, 2004).

O rádio comporta-se quimicamente como metal alcalino terroso pertencente ao Grupo IIA e, embora possua baixa concentração em rochas (cerca de 10^{-12} g.g⁻¹), testes de lixiviação têm demonstrado que o rádio e seus filhos estão mais concentrados em microfaturas e ao longo dos limites dos grãos constituintes da matriz das rochas. Dyck e Jonasson (2000) fazem algumas generalizações com relação ao teor de rádio em distintas classes de rochas. Segundo os autores, de forma geral, os granitos apresentam teores relativamente altos de rádio. Já as rochas sedimentares e metamórficas apresentam concentrações intermediárias, e em contrapartida, basaltos e rochas calcárias usualmente apresentam teores mais baixos, embora haja exceções.

O rádio tem uma maior mobilidade no ambiente natural, se comparado ao urânio e tório. Durante o processo de intemperismo, o rádio se acumula na superfície de argilas e no material orgânico dos solos. Solos cinzentos de florestas, ricos em material orgânico, possuem da ordem de três vezes mais concentração de rádio no subsolo, se comparado aos horizontes superficiais. Solos acima das rochas carbonáticas geralmente são mais enriquecidos em rádio do que as próprias rochas, com uma acentuada relação com o bário e SO_4^{-2} , porém, não com o cálcio, o que sugere que o rádio reage com o BaSO_4 . (DYCK; JONASSON, 2000).

O rádio possui somente um estado de oxidação em sistemas naturais, neste caso, o Ra^{+2} . A mobilidade do rádio é limitada em sistemas naturais por vários processos, principalmente: coprecipitação, adsorção e troca iônica, de acordo com as reações a seguir:



Os processos geoquímicos com relação ao rádio estão intimamente relacionados ao radônio, uma vez que o ^{222}Rn é originado a partir do decaimento do ^{226}Ra . Em razão da sua natureza química inerte, as reações que envolvem o radônio ocorrem somente sob condições físico-químicas especiais, como altas temperaturas, por exemplo. Assim, sob o ponto de vista do radônio, o radioisótopo ^{226}Ra assume papel relevante na identificação de áreas susceptíveis ao ^{222}Rn .

2.4. Radônio

O elemento radônio foi descoberto em 1900 por Born que o chamou de “emanação do rádio”. Um ano mais tarde, Ramsay e Soddy determinaram sua massa atômica, linhas espectrais características, inerticidade química e posição na Tabela Periódica, onde ocupa o último lugar do grupo dos gases nobres. Em temperaturas comuns, o radônio é um gás incolor. Quando resfriado a temperaturas abaixo de $-71\text{ }^\circ\text{C}$ exibe uma fosforescência brilhante, que se torna amarela quanto maior a redução da temperatura e vermelha alaranjada na temperatura do ar líquido. Por ser um gás nobre e quimicamente inerte, só reage com outros elementos quando submetido a elevadas temperaturas, da ordem de $400\text{ }^\circ\text{C}$, podendo reagir com o flúor e o cloro formando haletos como RnF_2 , RnF_4 , RnF_6 e RnC_{14} . (DICK; JONASSON, 2000).

A literatura aponta 61 isótopos radioativos do radônio, iniciando no isótopo ^{187}Rn , passando pelos isótopos metaestáveis até o ^{222}Rn . Destes, existem três isótopos relevantes quanto à proteção radiológica, levando em consideração suas meias-vidas e energia de suas partículas alfa emitida: o ^{222}Rn , chamado apenas de “radônio”, gerado na série do ^{238}U e meia-vida de 3,83 dias; o ^{220}Rn ou “torônio”, produzido na série de decaimento do ^{232}Th e meia-vida de 54,5 segundos, e finalmente o ^{219}Rn ou “actinônio”, gerado a partir da série do actínio, ^{235}U , e 3,92 segundos de meia-vida. Neste trabalho, nos referimos simplesmente como “radônio” ao

isótopo ^{222}Rn , ao qual este estudo é geralmente dedicado. Assim, quando o isótopo ^{220}Rn (torônio) for citado, este será explicitado no próprio contexto.

Considerando que maioria das rochas, solos, sedimentos e minérios contêm concentrações significativas de urânio e tório, estes materiais vão conter também radionuclídeos pertencentes às famílias radioativas, em consequência de seus decaimentos. Logo, em locais construídos com o uso de materiais provenientes de rochas e solos, pode ocorrer um acúmulo significativo de radônio e torônio nestes ambientes, uma vez que estes radioisótopos são gasosos e que suas meias-vidas permitem o escape dos solos e materiais de construção para ambientes de convívio humano.

Questionamentos acerca da periculosidade do radônio para a saúde humana tiveram origem em 1960, quando noticiários na mídia revelaram que algumas casas no Ocidente haviam sido construídas com resíduos da mineração de urânio. Desde então pesquisadores concluíram que altos níveis de radônio em ambientes fechados eram causados pela presença de urânio natural em minerais de rocha e solo sobre os quais as edificações foram construídas. Em resposta aos altos custos de energia durante a década de 1970 a 1980, velhas habitações foram adaptadas de forma a se tornarem mais estanques, enquanto que as novas habitações já foram construídas de modo a impedir, tanto quanto possível, a entrada de ar. Ironicamente, essas medidas que visavam à economia de energia retinham o radônio dentro das residências. (WICANDER; MONROE, 2011).

O principal fator de periculosidade do radônio consiste na aderência de seus produtos de decaimento metálicos às partículas de poeira no ar, que podem ser inalados pelos indivíduos que habitam o local. Uma vez alojados nos pulmões, os produtos de decaimento emitem partículas alfa, beta e desintegrações gama que depositam sua energia nos tecidos, podendo alterar o material genético das células pulmonares, aumentando a probabilidade de desenvolvimento de neoplasias nessa região. Em virtude destas premissas, a partir da década de 80 a contaminação ambiental por radônio e seus descendentes tem sido bastante estudada em todo o mundo. Em particular, uma forte motivação para tal estudo decorreu de que estimativas da ordem de 10.000 casos de câncer das vias respiratórias por ano, nos Estados

Unidos, seriam decorrentes da dose recebida pela população em residências e locais de trabalho (COHEN, 1980).

2.4.1. Do surgimento ao fator de emanação do radônio no solo

Os isótopos ^{219}Rn ($T_{1/2} = 3,92\text{s}$), ^{220}Rn ($T_{1/2} = 54,5\text{s}$) e ^{222}Rn ($T_{1/2} = 3,83\text{d}$) são originados a partir do decaimento dos isótopos ^{223}Ra , ^{224}Ra e ^{226}Ra , respectivamente. A partir de então, uma fração do radônio gerado em rochas e solos escapam da fase sólida destes materiais para os poros dos mesmos, fração esta denominada “coeficiente” ou “poder de emanação”. A partir de então, os átomos de radônio são liberados da matriz sólida por “recuo”, quando o rádio contido no grão decai por emissão alfa. Assim, para um átomo de radônio escapar do grão mineral para o espaço poroso, o decaimento deve ocorrer dentro da distância de recuo da superfície do grão e, a partícula alfa ser emitida em uma direção favorável, isto é, para o interior da fase sólida. A faixa de distância de recuo para ^{222}Rn é de 20 a 70 nm em minerais comuns, 100 nm na água e 63 μm no ar (TANNER, 1980).

Segundo Peake (1993) a uma profundidade de 1,0 metro da superfície do solo, a concentração de atividade de $37,0 \text{ kBq}\cdot\text{m}^{-3}$ ($1,0 \text{ }\rho\text{Ci}\cdot\text{g}^{-1}$) de ^{226}Ra em solos naturais pode originar aproximadamente de $26,0$ a $52,0 \text{ kBq}\cdot\text{m}^{-3}$ (700 a $1.400 \text{ }\rho\text{Ci}\cdot\text{L}^{-1}$) de radônio nos gases do solo. Portanto, a distribuição mineralógica do rádio, a localização destes átomos no grão mineral e a direção que o átomo de radônio assume no momento da sua emanação são os principais fatores determinantes para a sua liberação do grão.

Se o átomo de rádio estiver localizado em uma região muito interna na estrutura mineral, dificilmente o radônio é liberado para o espaço dos poros, mesmo que a direção assumida pelo átomo seja no sentido da superfície do grão. Tal fato é explicado em razão da autoabsorção. Por outro lado, se o radônio gerado estiver localizado próximo à superfície e se sua direção for neste sentido, ele poderá se libertar e se difundir para o espaço de poro entre os grãos, ou para planos de fraturas nas rochas. Segundo Tanner (1978), para a maioria dos solos, cerca de 10 a 50% do radônio produzido consegue se libertar do grão mineral em que se encontra e entrar nos poros.

Uma vez que o radônio entra no espaço dos poros, ele se distribui entre as fases gasosa e líquida dependendo do volume relativo de água nos interstícios e sua temperatura, de modo que o aumento da temperatura diminui a solubilidade do radônio na água (UNSCEAR, 2000). Este fenômeno é controlado pelo coeficiente de partição K_T , o qual representa a razão entre as concentrações de radônio do ar e da água. O valor de K_T varia de 0,53 em 0° C a 0,23 em 25 °C, com valor típico de 0,30 em 15 °C. A partição e o aumento da emanção possibilitam concentrações de radônio mais elevadas em solos úmidos do que em solos secos. Entretanto, o radônio se desloca (difusão e convecção) mais lentamente nas moléculas de águas do que no ar. Segundo a UNSCEAR (2000) a concentração de radônio nos gases do solo C_{Rn} (kBq.m⁻³), desconsiderando o transporte de radônio (convecção e difusão), é dada por:

$$C_{Rn} = C_{Ra} \cdot f \cdot \rho_s \cdot \varepsilon \cdot [1 - (1 - \varepsilon) \cdot m \cdot (K_T - 1)]^{-1} \quad (2.4.1)$$

Onde C_{Ra} é a concentração de rádio no solo (Bq.kg⁻¹), f é o fator de emanção, ρ_s é a densidade dos grão no solo (kg.m⁻³), ε é a porosidade total, incluindo as fases de ar e água, m é o fração dos poros que a água ocupa (também chamada de grau de saturação) e K_T é o coeficiente de partição do radônio entre a água e o ar. Para muitos solos secos, m aproxima-se de zero e, portanto, o limite da expressão aproxima-se do valor 1,0. Já para solos úmidos e temperatura a 25 °C, o coeficiente de partição K_T é igual a 0,23 e m igual a 0,95; podendo ser utilizado para o cálculo teórico os valores correspondentes aos parâmetros típicos do solo: f igual a 0,2 e ε igual a 0,25.

Tanner (1991) afirma que em agregados de grãos minerais, o poder de emanção é normalmente da ordem de 1%, a menos que exista água ou outros líquidos presentes nos interstícios, fraturas e capilares que absorvam a energia cinética do radônio recuado no momento do decaimento alfa do rádio. Assim, o teor de umidade da maioria dos solos é suficiente para garantir o poder de emanção maior que 1%. Dyck e Jonasson (2000) também afirmam que cerca de 1% do radônio total gerado dentro das rochas escapa para seus poros e fraturas e uma média 20% do radônio total originado no solo migra para seus interstícios. Ainda segundo estes autores, experimentos de difusão e testes em campo indicaram que a distância média entre o local de origem do ²²²Rn até que ele decaia é de aproximadamente 8,0 metros no solo. Esta distância é denominada “comprimento” ou simplesmente “distância de

migração”. A Tabela 2-3 apresenta as distâncias de migração do radônio em função do teor de umidade do meio de difusão: solo seco, úmido, molhado e saturado.

Tabela 2.3 - Distâncias de migração do radônio.

Condições estacionárias do meio de difusão (direção unidimensional)	Distância de migração (metros)	
	Máximo em 5,5 dias ($C/C_0 = 1/e = 0,37 = 37\%$)	Máximo em 25 dias ($C/C_0 = 1/100 = 1\%$)
Difusão + transporte (meio seco)	5 ?	?
Solo seco	2	10
Solo úmido	0,5	2
Solo molhado	0,04	0,2
Chão saturado	0,02	0,1

onde C = Concentração de radônio; C_0 = Concentração inicial de radônio e “e” = base do logaritmo neperiano.

? = Incerteza do autor quanto ao valor da medida.

Fonte: TANNER (1964).

A Figura 2-4 ilustra o fenômeno da emanação no contato entre dois grãos esféricos de cor cinza. As cores azul e branco representam a água presente nos interstícios dos poros e a presença de ar, respectivamente. O átomo de ^{226}Ra representado pelo símbolo (•) decai emitindo uma partícula alfa transmutando-se em um átomo de ^{222}Rn , representado por (o). A partir de então, o átomo de ^{222}Rn gerado poderá assumir várias direções, de acordo com a direção da emissão alfa, porém na maioria dos casos, este assume uma direção oposta à partícula alfa. Deste modo, dependendo da posição do átomo de ^{226}Ra no grão ou matriz sólida, diversas situações podem ocorrer.

A seguir, são apresentadas quatro situações relevantes. Em uma destas situações, o átomo em (A) situa-se dentro do grão a uma profundidade maior que o intervalo de recuo R ; o que fará com que o átomo de ^{222}Rn retrocedido (representado por A’) permaneça contido no grão superior. Outra possibilidade é demonstrada na posição B, onde o átomo de ^{222}Rn (representado por B’) escapa do grão superior adentrando no grão inferior. No caso do posicionamento C, após escapar do grão superior, o átomo de ^{222}Rn (representado por C’) perde o restante de sua energia de recuo na água e se torna livre para difundir-se através dos

poros. Por sua vez, o átomo de ^{222}Rn (representado por D') perde uma pequena parte de sua energia no ar e penetra no grão inferior.

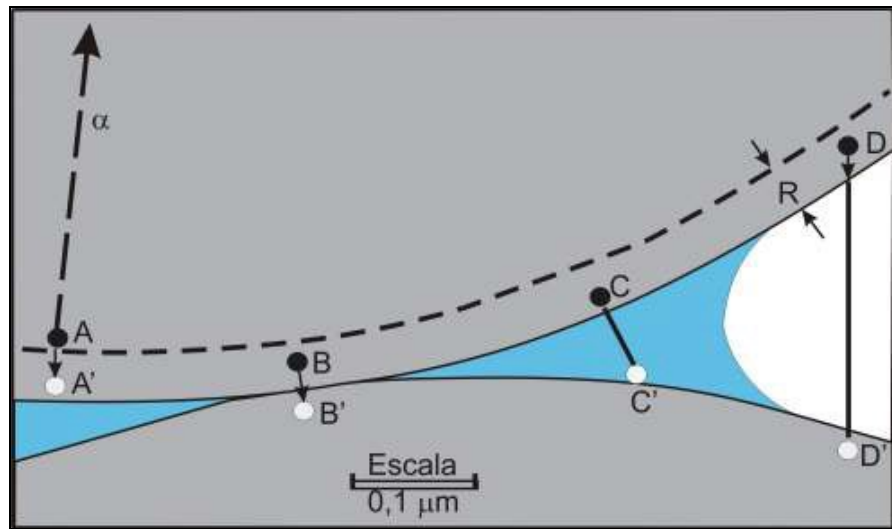


Figura 2-4 - Diagrama esquemático dos processos de emanção do radônio.
Fonte: TANNER (1978).

2.4.2. Mecanismos de transporte do radônio nos solos

O radônio, após ser emanado, tende a mover-se no sentido da superfície da crosta terrestre por difusão molecular ou convecção. Desta forma, a porção do gás que não sofreu perda durante este percurso é liberada para a atmosfera, sendo este fluxo de radônio na interface litosfera-atmosfera denominado exalação, dada em $\text{Bq}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$. Assim, o gás é exalado continuamente a uma taxa determinada por fatores tais como: condições meteorológicas (pressão barométrica, ventos, temperatura e umidade), concentração de ^{226}Ra nos solos ou rocha subjacente, densidade, porosidade, e, principalmente, pela permeabilidade.

As concentrações de radônio nos gases do solo provocam o deslocamento natural deste gás em direção às áreas de menor concentração, através do processo de difusão. A capacidade de migração do radônio por difusão é dada através do coeficiente de difusão efetivo D_e do solo e a capacidade dos gases do solo fluírem é dada através da permeabilidade. Assim, a difusão do radônio ao ar livre pode ser descrita pela lei de *Fick*, que afirma que a densidade do fluxo da difusão de uma substância é linearmente proporcional ao seu gradiente de concentração (TANNER, 1991). A lei de *Fick* pode ser expressa como se segue:

$$J = - D_e \nabla C \quad (2.4.2)$$

onde J representa a densidade de fluxo de atividade de radônio e ∇C representa o gradiente de concentração de atividade de radônio no ar. Portanto, o coeficiente de difusão D_e pode ser definido a partir da equação de *Fick* e expresso como:

$$D_e = - J / \nabla C \quad (2.4.3)$$

Em geral, a migração do radônio por advecção (fluxo horizontal) ou convecção (fluxo vertical) predomina em solos arenosos ou cascalhos, e a difusão predomina em solos argilosos e não fraturados (TANNER, 1991). A distância que o radônio se desloca por difusão através dos interstícios do solo durante uma vida-média é chamada de comprimento de difusão (L) e é dada por:

$$L = \sqrt{\tau D_e / \varepsilon} \quad (2.4.4)$$

onde τ é a vida-média dos átomos de radônio (5,52 dias) e ε é a porosidade do solo. A Figura 2-5 ilustra esquematicamente os processos de emissão e transporte (difusão e convecção) que ocorrem no solo e posteriormente, o processo de exalação, onde o radônio se dirige no sentido da atmosfera.



Figura 2-5 - Mecanismos de exalação do radônio dos solos.

Fonte: PORSTENDÖRFER (1993).

2.4.3. Radônio nos gases do solo, milonitização e zonas de cisalhamento

As rochas quando submetidas a tensões apresentam um comportamento deformacional, podendo apresentar deformações elásticas ou de rompimento. A maior parte deste metamorfismo dinâmico é associada á zonas de falha ou zonas de cisalhamento, onde estas rochas estão sujeitas a pressões diferenciais elevadas, apresentando um grau elevado de deformação. Assim, as rochas metamórficas resultantes deste metamorfismo dinâmico são chamadas “milonitos” e são, geralmente, restritas a estas zonas adjacentes às falhas (WICANDER; MONROE, 2011). Logo, o desenvolvimento dos milonitos caracteriza-se por mudanças microestruturais, na porosidade, permeabilidade e composição química da rocha de origem. Desta forma, nota-se que durante o processo de milonitização, a concentração de urânio pode elevar-se em função de dois fatores: pela introdução de fluidos uraníferos no local de cisalhamento da rocha ou, por perda de volume, promovendo assim um relativo enriquecimento de urânio na rocha (GUNDERSEN, 1993).

Gundersen (1993) associou os elevados valores de concentração de radônio em residências da região dos Apalaches, nos Estados Unidos, às zonas de cisalhamento em rochas metamórficas e ígneas. Segundo a autora, nestas áreas comunicantes entre as rochas ocorre um aumento da permeabilidade facilitando assim a exalação do radônio. Também associado a este processo, destaca-se a oxidação do ferro que, em função do intemperismo, apresenta-se com uma coloração característica nestas regiões. Os óxidos de ferro removem o urânio e rádio disponíveis através do intemperismo, aumentando a emanação de radônio das rochas e solos.

2.4.4. Radônio como indicador de abalos sísmicos e falhas geológicas

As análises das variações temporais da concentração de radônio nos solos podem ser utilizadas como previsão de possíveis atividades geodinâmicas da Terra. Estudos têm demonstrado que o radônio funciona como um indicador de mudanças nos fluxos de gás da Terra. De acordo com Friedmann (2012), pouco tempo antes de um abalo sísmico (terremoto) ocorrem alterações físicas nas rochas, produzindo fissuras, fendas e ruptura, causadas por movimentos internos de sobrecarga e stress. No entanto, uma grande desvantagem deste método é a influência das condições ambientais, especialmente meteorológicas, nas concentrações do radônio.

Segundo Finkelstein *et al.* (1997), alterações na pressão barométrica, ventos, temperatura e índices de precipitação podem variar a permeabilidade do solo perturbando consideravelmente a exalação do gás. O autor também sugere que as medições de radônio nos gases do solo devem ser conduzidas simultaneamente em várias estações, de forma a se construir mapas que permitam observar as localizações das possíveis anomalias de modo a prevenir danos sociais e econômicos.

No Brasil, Pereira *et al.* (2009) estudaram a emissão do radônio em solos na cidade de Presidente Prudente, SP, com o objetivo de relacionar os valores das medições com a existência de falhas geológicas. De acordo com os resultados obtidos observou-se uma quantidade relativamente alta de emissão de radônio em duas direções distintas, o que poderia indicar a ocorrência de uma falha geológica ou fratura localizada na área analisada. Com este resultado os autores sugeriram a hipótese de que a água que emana dos poços ali localizados estaria sendo aquecida por uma fonte geotérmica localizada no subsolo, sendo que tal emissão também poderia estar demarcando o contorno desta fonte geotérmica.

2.5. Conceito de solo, pedologia e litologia

O termo “Solo” possui uma variedade de significados diferentes dependendo do tipo de estudo e características a serem analisadas. De acordo com informações disponíveis na página eletrônica da organização americana *Soil Science Society of America Journal - SSSAJ*, os solos são misturas complexas de minerais, água, ar, matéria orgânica, e de organismos que formam a superfície mais externa da Terra. Todavia, as proporções de matéria orgânica e mineral podem variar consoante a natureza dos solos. Já as concentrações de água e ar em um determinado solo podem variar em curto prazo, sendo fortemente influenciadas pelas condições meteorológicas (Disponível em: <https://www.soils.org/publications/sssaj>).

Segundo Curi (1993) entende-se por solo todo o material mineral e/ou orgânico inconsolidado na superfície da terra, influenciado por fatores químicos e físicos, que serve como meio natural para o crescimento e desenvolvimento de plantas terrestres. Neste contexto, os solos resultam do intemperismo do material parental (rochas) e da mistura dos minerais e fragmentos de rocha recém-formados com proporções maiores ou menores de material orgânico. Já Wincander e Monroe (2011), destacam que o solo é formado a partir da interação do regolito (termo coletivo para sedimento, o qual cobre a maior parte da superfície

da Terra) com o ar, água e matéria orgânica que sustenta a vegetação. Portanto, pode-se afirmar que o tipo de solo formado depende sobremaneira de fatores geológicos, mineralógicos e climáticos (KIRSCH, 1972).

Quanto à composição da fração gasosa do solo, esta é praticamente semelhante à composição do ar atmosférico, apresentando concentrações apreciáveis de CO₂, O₂, e, em menores quantidades, gases provenientes do metabolismo microbiano e o gás radioativo radônio, proveniente de desintegrações nucleares do rádio contido nas rochas, intemperizadas ou não.

Souza (2006) pormenoriza os principais agentes de formação dos solos, os quais são: clima, organismos, relevo, material parental e o tempo. Desta forma, estes agentes determinam as características quanto à natureza física, química, mineralógica e biológica dos solos. Tais características apresentam-se dispostas em horizontes relativamente homogêneos paralelos à superfície, os quais possuem funções específicas no ambiente geológico (Figura 2-6). Diante do exposto, entende-se que em um primeiro momento da formação do solo os processos de intemperismo das rochas são dominantes e produzem a “matéria bruta” do solo. Posteriormente, se evidenciam os processos pedogenéticos, os quais promovem a conversão dos materiais intemperizados em solos dispostos em perfis.

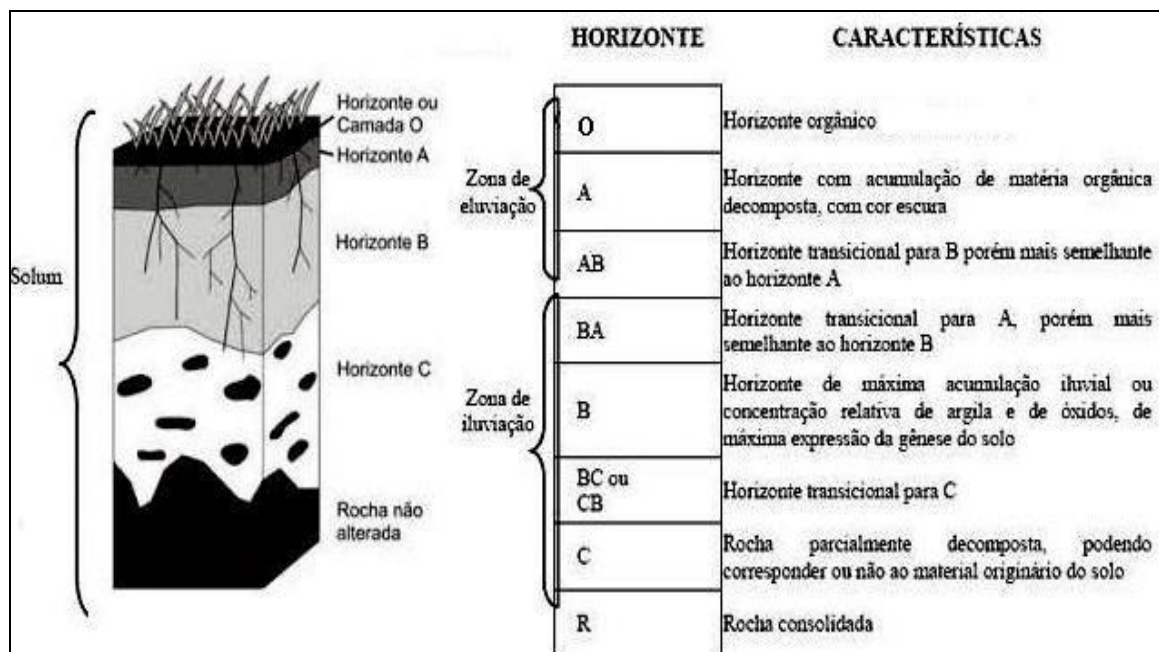


Figura 2-6 - Descrição geral dos perfis e horizontes do solo.

Neste contexto e sob o ponto de vista técnico apropriado a este estudo, o termo solo é aplicado aos materiais da crosta terrestre que servem de suporte, podendo ser arrimados, escavados ou perfurados, e que devido ao seu potencial construtivo, são utilizados em obras de engenharia civil para construção de residências e outros ambientes de convívio humano. Assim, estes solos estão sujeitos à legislação específica referente às condições de parcelamento, ocupação e uso, de modo a orientar o processo de formação espacial das cidades.

2.5.1. Pedologia

Schaetzl e Randall (2005) definem como pedologia a ciência da gênese do solo, sua classificação e distribuição. Ainda de acordo com estes autores, considera-se solo os perfis essencialmente alterados pelos processos pedogenéticos, sendo caracteristicamente formados por frações gasosas, líquidas e sólidas. Assim, o termo “pedologia” se refere à ciência que estuda os solos, abordando aspectos referentes à sua morfologia (cor, textura, consistência, granulometria e etc.) bem como aspectos químicos, como concentrações de cátions, ânions, pH, dentre outros. Desta forma, pode-se agrupá-los segundo um sistema de classificação.

Neste cenário, a caracterização pedológica utilizada no presente estudo corresponde ao atual Sistema Brasileiro de Classificação de Solos – SiBCS, através do Manual Técnico de Pedologia (IBGE, 2007). Por se tratar de uma pesquisa de caráter geral, com nível de detalhamento esquemático de acordo com o Manual Técnico de Pedologia (IBGE, 2007), adotou-se a classificação dos solos até o nível de subordem. De acordo com o manual, este tipo de levantamento é recomendado para fins didáticos e para avaliação global de recursos regionais. A Figura 2-7 apresenta as principais classes de solos do Brasil segundo o IBGE (2007), com destaque para a localização aproximada da Região Metropolitana de Belo Horizonte.

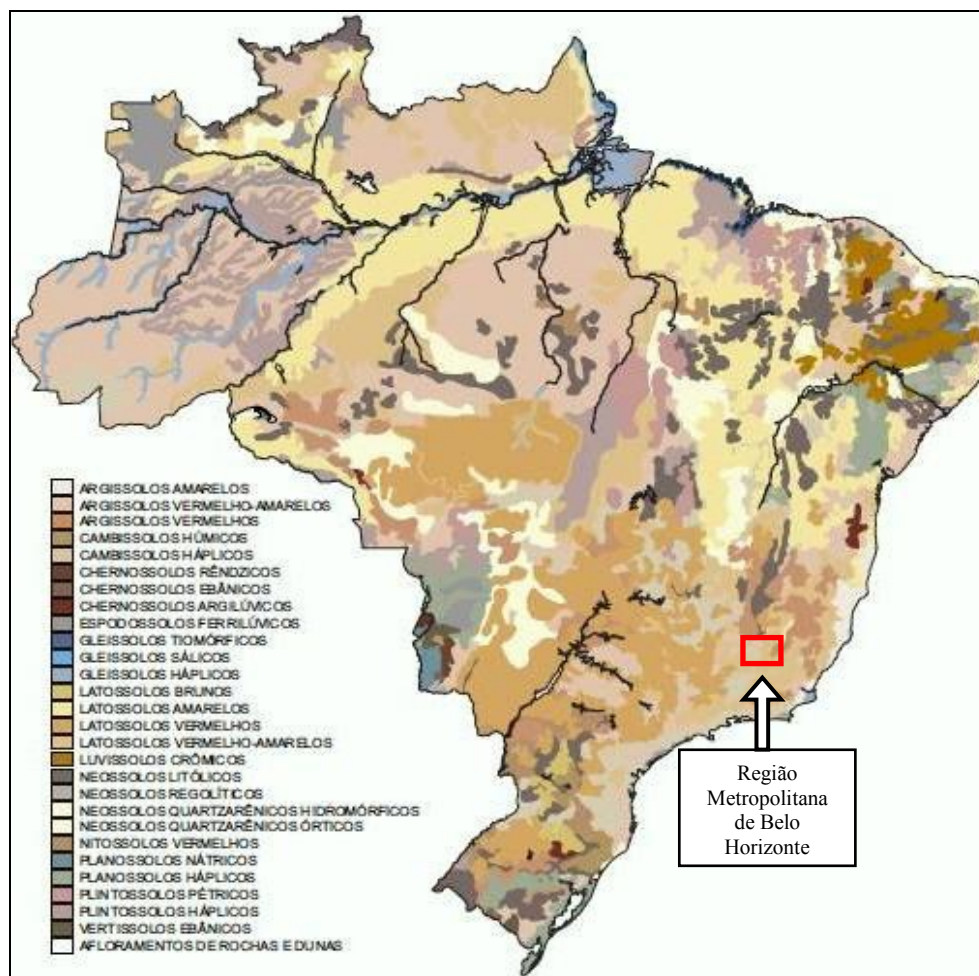


Figura 2-7 - Principais classes de solos do Brasil, com destaque para a localização aproximada da área de estudo - RMBH.

Fonte: IBGE (2007).

2.5.2. Litologia

A litologia é o estudo da origem e natureza das rochas. Segundo Suguio (1998) corresponde ao carácter físico de uma rocha, em geral, determinado macroscopicamente. A rocha é constituída por um agregado de minerais sendo estes essenciais e acessórios. Neste contexto, as rochas podem ser classificadas quanto à sua origem em: ígneas, metamórficas ou sedimentares; ou de acordo com seus constituintes mineralógicos.

Basicamente, as rochas ígneas originam-se do resfriamento do magma vulcânico podendo se resfriar dentro ou abaixo da crosta (intrusivas) ou sobre a crosta (extrusivas). As rochas metamórficas constituem-se a partir de rochas pré-existentes que sofreram a ação de altas temperaturas e pressões. Já as rochas sedimentares originam-se a partir da deposição de

sedimentos, podendo ser detritos provenientes de outras rochas que sofreram intemperismo, originando as rochas sedimentares clásticas. Caso a rocha sedimentar tenha se originado através de elementos ou compostos químicos que estavam dissolvidos na água, são ditas “sedimentares químicas” e, “sedimentares orgânicas” caso tenham sido originadas através de restos de organismos.

Diante do exposto, nota-se que cada uma destas rochas pode se transformar em qualquer outra dependendo exclusivamente do processo a que for submetida. Vale ressaltar que o escopo deste trabalho não contempla o estudo específico de rochas, e sim, uma relação entre as concentrações de radônio nos gases do solo e as respectivas litologias e pedologias da região estudada. Assim, as litologias e pedologias avaliadas neste trabalho foram classificadas através do banco de dados do Geominas (IBGE, 2010).

2.6. Concentração de radônio associado a rochas e solos

Pressupõe-se que rochas que possuem elevados teores de rádio apresentem também elevadas concentrações de radônio. Sob a ação do intemperismo químico, físico e biológico juntamente com outros fatores envolvidos, os solos originados a partir destas rochas teoricamente possuirão um elevado teor de rádio e, por conseguinte, de radônio.

A literatura aponta algumas associações entre tipos de rochas e solos comparando-os a valores médios de concentração de urânio e rádio, precursores do radônio. De modo geral, rochas carbonáticas, particularmente calcários e dolomito, apresentam baixas concentrações de urânio, embora algumas destas rochas associadas à fluorita ou algum tipo de matéria orgânica podem apresentar altas concentrações, da ordem de $10,0 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ de urânio (HENRY, 1993). Por outro lado, alguns granitos, gnaisses, rochas fosfáticas e xistos ricos em materiais orgânicos são considerados ricos em urânio, bem como alguns calcários, rochas sedimentares e arenitos permeáveis (APPLETON, 2007; GUNDERSEN, 1993).

Já Peake e Schumann (1993) afirmam que as fontes mais comuns de radônio nos gases dos solos são as rochas graníticas e rochas metamórficas, folhelhos negros, rochas fosfáticas e algumas rochas carbonáticas. Segundo os autores, as rochas graníticas comumente concentram urânio em minerais específicos durante sua fase de cristalização inicial.

Entretanto, o urânio em rochas metamórficas, são remobilizados e concentrados em função da temperatura, pressão e migração dos fluidos durante o metamorfismo.

Gundersen (1993) também afirma que solos derivados do intemperismo dos mármorem apresentam concentração média de radônio de moderada a alta, cerca de 37,0 a 185,0 kBq.m⁻³. Na França, Ielsch (2010) classificou as litologias da região de Borgonha de acordo com o potencial de radônio baseando-se, principalmente, nos conteúdos de urânio das rochas. Segundo o autor, áreas cujo embasamento rochoso predominante corresponde a rochas vulcânicas e plutônicas como basaltos, gabros, peridotitos, anfíbolitos e carbonatos foram classificadas como “baixo potencial de radônio”; já rochas sedimentares e metasedimentares como xistos e gnaisses foram classificadas como “baixo a moderado”. Todavia, áreas onde predominam alguns tipos de granitos e depósitos geológicos de urânio foram classificadas como “alto a muito alto” potencial de radônio.

Na Alemanha, Kemski *et al.* (2001) afirmam que valores acima de 100 kBq.m⁻³ são comuns em solos cujas rochas subjacentes são graníticas ou rochas vulcânicas enriquecidas em sílica. Os autores também afirmam que algumas rochas sedimentares como xistos negros de idade Paleozóica e arenitos também apresentaram altas concentrações de radônio. No entanto, solos originados de granitos jovens com veios de quartzo apresentaram os valores máximos de concentração, chegando até 4,0 MBq.m⁻³. Já as rochas do Cambriano e Ordoviciano compostas por sequências de argila rochas de xisto, quartzitos e calcários, apresentaram concentrações significativamente mais baixas.

Na Coreia, o radônio nos gases do solo é fortemente associado com gnaisses graníticos e gnaisses bandados. Baixas concentrações geralmente ocorrem em solos xistosos, calcários e filitos xistosos. Semelhantemente, solos desenvolvidos a partir de gnaisses graníticos apresentaram maiores concentrações de radônio em seus gases, conforme descrito por Adepelumi *et al.* (2005).

2.7. Fatores físicos determinantes na concentração de Rn nos gases do solo

As concentrações de radônio nos gases do solo de um dado local representam o resultado das interações entre litologia, pedologia, clima, índices pluviométricos, temperatura do solo, temperatura do ar, ventos e pressão barométrica juntamente com as condições geoquímicas e mineralógicas do local. Portanto, a complexidade das análises de radônio nos gases do solo se dá em função destas variáveis, uma vez que dentro de uma mesma unidade geológica pode-se encontrar diversos valores de concentração. A seguir, serão feitas algumas considerações qualitativas com relação aos fatores físicos determinantes na variação sazonal bem como em flutuações diárias de concentração.

2.7.1. Pressão barométrica e ventos

De modo geral, a diminuição da pressão barométrica aumenta a concentração de radônio nos gases do solo poucos metros acima deste, já que o gás tende a dirigir-se para a superfície por difusão. No entanto, ventos intensos causam diminuição nas concentrações de radônio nos gases do solo, uma vez que estes gases estão sendo diluídos ou removidos da superfície.

2.7.2. Precipitação e umidade

A umidade é considerada o principal fator físico controlador de radônio nos gases do solo (ASHER-BOLINDER *et al.* 1993; EISENBUD E GESELL, 1997). A água contida nos interstícios do solo permite o escape do átomo de radônio do material sólido, uma vez que ela, ao circundar os grãos, absorve a energia cinética dos átomos de radônio recuados prevenindo que este penetre no grão adjacente. Sabe-se que o coeficiente de emanação aumenta em solos cuja umidade varia de 15 a 17% por peso. Já em percentuais mais elevados, observa-se o decréscimo do coeficiente de emanação (DAMKJAER E KORSBECK, 1985 *apud* ASHER-BOLINDER *et al.* 1993).

Para solos de modo geral, o coeficiente de emanação atinge seu valor máximo com 5% de umidade. Já os cascalhos, teor de umidade de 1,0 a 2% atingem valor máximo deste coeficiente, enquanto que os solos argilosos, cujas áreas de contato com os grãos são maiores, são necessários de 10 a 15% de teor de umidade para circundar todas as superfícies dos grãos (SUN *et al.* 2004). Neste contexto, com o aumento da emanação do radônio, observa-se

também um aumento na exalação, do mesmo modo que sua diminuição irá suprimir a exalação.

2.7.3. Porosidade e permeabilidade

Sob o ponto de vista da geologia, define-se porosidade a relação entre o volume de espaços vazios de uma rocha e o volume total da mesma, sendo seu valor expresso em porcentagem. Já a permeabilidade é definida como a capacidade de circulação de um fluido ou gás através de uma rocha ou solo sem que haja alteração na estrutura interna destes. Portanto, quanto maiores os valores de porosidade e permeabilidade dos solos e rochas, maior será a exalação do radônio nos gases do solo para a atmosfera.

Segundo Appleton (2007) após a concentração de urânio e rádio nos solos, a permeabilidade e o teor de umidade de rochas e solos são provavelmente os fatores mais importantes que influenciam a concentração de radônio nos gases do solo e no ar em ambientes interiores. Concordando com esta afirmação, Chen *et al.* (2009) correlacionou o radônio nos gases do solo e a permeabilidade em 32 pontos de medição com a concentração de radônio no ar de 167 residências da cidade de Ottawa, no Canadá. O estudo concluiu que a interação dos valores de concentração de radônio nos gases do solo com as respectivas permeabilidades mostrou-se bastante eficiente para se mensurar o risco potencial do radônio no ar em ambientes interiores.

A Figura 2-8 relaciona a permeabilidade do solo com os vazios entre seus grãos (porosidade primária) destacando a granulometria, demonstrando assim a relação entre estes fatores. Já as fraturas, representam os veios de escape do radônio para o ambiente. Desta forma, o radônio concentrado nos solos pode migrar-se para atmosfera.

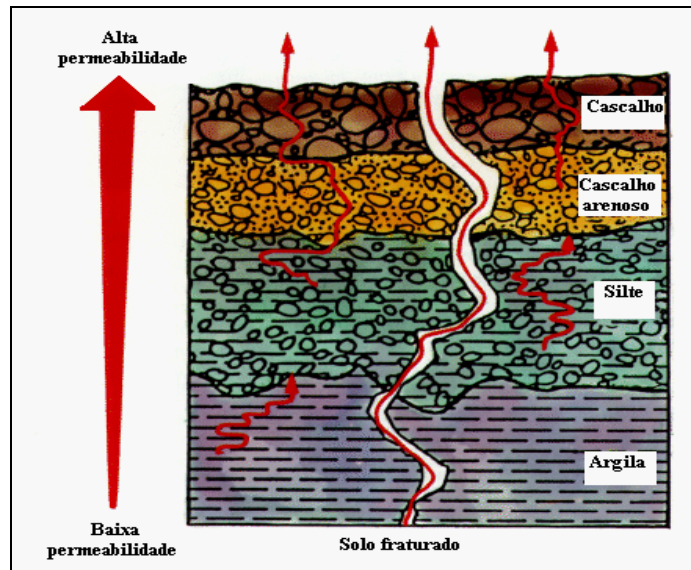


Figura 2-8 - Transporte do radônio nos gases do solo para a atmosfera em função da permeabilidade.

Fonte: U.S. Geological Survey.

Disponível em: <http://energy.cr.usgs.gov/radon/georadon/3.html>.

2.7.4. Efeito “Capping”

O efeito “*capping*” consiste na formação de uma espécie de “capa” superficial de água no solo, promovendo um encharcamento horizontal dos poros, resultando na diminuição da permeabilidade nesta região. Neste processo, somente a superfície da camada de solo torna-se saturada de água, fazendo com que o fluxo de gás seja restringido, o que dificulta a difusão em direção à atmosfera. Nestes casos, também se observa uma redução ou bloqueio das influências da pressão barométrica e dos ventos na concentração de radônio nos gases do solo, de forma a concentração do gás próximo à superfície seja comparável a valores de concentração em grandes profundidades (ASHER-BOLINDER *et al.* 1993).

2.7.5. Variações diárias e sazonais

Outra característica física que influencia a concentração de radônio nos gases do solo são as variações sazonais e diárias. Mudanças nas correntes de ar, temperatura e pressão barométrica em escalas diárias vão delinear um perfil cíclico de variação de concentração de radônio nos gases do solo. Asher-Bolinder *et al.* (1993) avaliaram preliminarmente as flutuações diárias e sazonais do radônio nos gases do solo do Piemonte semiárido do Colorado, Estados Unidos, e observou que as variações na umidade dos solos em função da meteorologia exerceram o

principal controle nas mudanças de permeabilidade dos solos. O estudo concluiu também que, em geral, as elevadas concentrações de radônio nos gases do solo ocorreram no verão, enquanto que os menores valores foram observados durante o inverno, onde a formação de uma “capa” de gelo na superfície do solo impedia a migração do radônio.

No presente trabalho, foram realizadas determinações de radônio nos gases do solo em um ponto fixo, a cada intervalo de três horas, durante três dias no período do inverno, a fim de se observar as variações diárias nas concentrações de radônio nos gases do solo. Os resultados deste estudo serão apresentados mais adiante.

2.8. Mapeamento geogênico do radônio

Com o objetivo de evitar que a população seja exposta a valores elevados de concentração de radônio, algumas organizações governamentais ou vinculadas a centros de pesquisa tem identificado áreas de maior risco através da elaboração de mapas geogênicos indicativos de risco de radônio. Logo, estes mapas funcionam como uma ferramenta de gestão para as autoridades auxiliando-as nas tomada de decisões em áreas prioritárias (IELSCH, 2010). Portanto, o mapeamento ambiental com relação à concentração de radônio visa determinar os riscos potenciais deste gás no interior de residências e outros ambientes interiores bem como para avaliar áreas disponíveis para novas construções. Segundo Appleton (2007) os mapas potenciais de radônio podem ser utilizados para:

- a) identificar áreas susceptíveis ao radônio antes de se construir novas habitações;
- b) o direcionamento de custo-benefício de monitoramento do radônio em habitações existentes e locais de trabalho, e;
- c) fornecer informações de concentração de radônio no solo para compradores e vendedores.

A Tabela 2-4 apresenta a alguns dados de determinações de concentrações de radônio nos gases do solo em alguns países.

Tabela 2.4 - Concentrações médias de ^{222}Rn nos gases do solo em alguns países.

<i>País / Região</i>	<i>Concentração média de ^{222}Rn nos gases do solo (kBq.m^{-3})</i>	<i>N*</i>	<i>Referência</i>
Inglaterra (regiões de intrusões graníticas)	150,0 ± **	***	(Varley&Flowers, 1992)
Áustria (Paragnaisse - Bohemian Massif)	97,0 ± 14,0	09	(Seidel <i>et al.</i> 2011)
Polônia	39,0 ± **	***	(Swakon' <i>et al.</i> 2005)
República Tcheca (região de ortognaisses)	32,0 ± **	15	(Matolín&Koudelová, 2008)
Itália (Veneto)	25,0 ± **	64	(Bertolo&Verdi, 2001)
Canadá	22,0 ± 15,0	42	(Chen <i>et al.</i> 2011)
Suécia	10,0 - 50,0 ± **	***	(Jönsson, 1997)
México	10,0 - 18,0 ± **	150	(Segovia <i>et al.</i> 2007)
Noruega	14,0 ± **	23	(Sundal <i>et al.</i> 2004)
Nigéria (região de gnaisses)	12,0 ± **	98	(Adepelumi, <i>et al.</i> 2005)
Brasil (Porto Alegre)	4,0 ± 1,8	16	(Fianco, 2011)
Suíça	4,0 ± 0,7	15	(Farid, 1996)
Brasil (região de Pinheirinho - Curitiba)	2,8 ± 0,7	01	(Mafra, 2011)

* Número de medições.

** Incerteza não informada pelo autor.

*** Número de medições não informado pelo autor.

2.8.1. O radônio nos gases do solo em climas temperados

A comunidade científica mundial afirma que medições de radônio nos solos fornecem dados significativos para avaliação dos níveis de concentração de radônio dentro de residências (TALBOT *et al.* 1998; ADEPELUMI *et al.* 2005; PEAKE, 1990; HENRY, 1993; SWAKON', 2005; SHI, 2006). Baseado nesta premissa, diversos países têm demonstrado preocupação quanto à exposição do homem ao gás radônio em ambientes interiores. Neste contexto, particular atenção deve ser dada aos países de clima temperado a frio, cujo inverno acaba por limitar a taxa de ventilação no interior das residências o que reduz substancialmente a diluição do radônio.

A Suécia foi o primeiro país a fazer uso da espectrometria gama no ar para mapear o potencial de radônio, sendo estimado e mapeado com base nas informações geológicas, levantamentos radiométricos do território, determinações de radônio no solo e ar no interior de habitações; permeabilidade e teor de umidade do solo. Os dados de tais levantamentos serviram de suporte para a um “critério de risco”, denominado “Critério Sueco”, sugerido por Åkerblom (1987), que será visto adiante.

Verdelloco *et al.* (1999) analisaram concentrações de radônio no solo e ambientes internos em Angera, norte da Itália. Foram observados valores elevados de concentração de radônio em algumas residências, podendo estas regiões ser consideradas áreas de risco com relação ao radônio. Neste estudo, foi observado que as casas mais antigas foram construídas em regiões constituídas de rochas magmáticas e metamórficas, como riolito e o tufo, ricas em minerais de urânio. Além disso, falhas geológicas e a permeabilidade do solo também apresentaram correlação positiva para a determinação da concentração de radônio no interior daquelas habitações.

Em 2004, na China, Sun, Guo & Cheng avaliaram a influência das características do solo sobre a concentração e exalação de radônio a partir de medidas realizadas em 31 pontos de diferentes litologias em solos de três cidades chinesas. Características como conteúdo de água, porosidade e granulidade foram determinadas em laboratório. Os resultados mostraram que a concentração e a taxa de exalação do radônio do solo têm relação direta com o conteúdo de rádio no solo. Foram detectadas altas concentrações de rádio na região de Guiyang, entretanto não foram observadas elevadas concentrações de radônio no solo em função da dificuldade em realizar medições em solos argilosos e com alta saturação de água.

Na Alemanha realizou-se um mapeamento na escala de 1:2.000.000 da concentração de radônio nos gases do solo à 1,0 metro de profundidade, gerando assim um banco de dados com amostragens representativas dos tipos de solos da região. O projeto teve como objetivo desenvolver uma metodologia padrão para a estimativa de um potencial de radônio geogênico e aplicar este método para mapear a região da Alemanha para fins de planejamento urbano. Considerou-se, principalmente, a permeabilidade do gás *in situ* de solos em uma grade regular de acordo com correspondentes unidades geológicas (KEMSKI, 2001).

Similarmente, Varley e Flowers (1992) associaram a exposição da população ao radônio com a geologia granítica do sudoeste da Inglaterra. Tal estudo apresentou pouca correlação entre a exposição e o teor granítico das rochas, e, alta correlação para a permeabilidade dos solos.

2.8.2. *Geological Radon Potential* - GEORP

Um dos indicadores do risco geológico de uma área é o percentual de residências nesta área que apresentam concentrações de radônio no ar interior que excedem os níveis de ação estabelecidos pelas autoridades reguladoras. Este indicador foi estabelecido por Talbot *et al.* em 1998 ao qual denominou *Geological Radon Potential*, ou simplesmente GEORP. Sendo assim, o GEORP é dependente de um conjunto de variáveis e parâmetros característicos do solo, como: coeficiente de emanção, concentração equivalente de urânio (eU), fatores climáticos e do tipo de construção.

Segundo Peake e Schumann (1993), a avaliação do potencial de radônio pode ser realizada com base em quatro informações principais: geologia (litologia), radiometria (radiação de fundo), permeabilidade do solo e disponibilidade de dados sobre o radônio em ambientes interiores. Os autores também afirmam que a litologia bem como outras características geológicas da região assumem uma importância primordial nestas avaliações. Assim, a partir da combinação destas informações, pode-se estimar o potencial geológico de radônio de uma região.

Com base nestas premissas, o presente estudo utilizou os dados referentes à concentração de radônio no ar em residências da RMBH, obtidos por Santos (2010). Assim, o índice GEORP foi calculado baseado no percentual de residências que excederam o limite de ação sugerido pela U.S.EPA (2009), cujo valor é $148,0 \text{ Bq.m}^{-3}$. Desta forma, para cada pedologia e litologia estimou-se o percentual de residências que apresentaram concentrações de radônio no ar acima deste limite de ação.

2.8.3. *Soil Radon Index* – SRI

Outro indicador usado para estimar o risco potencial de uma área é o *Soil Radon Index*, ou SRI, o qual consiste em um valor numérico adimensional calculado a partir de determinações de concentração de radônio nos gases do solo, a uma profundidade de 0,7 m, e da permeabilidade deste solo. Assim, tal indicador permite um prognóstico estatístico sobre a concentração de radônio no ar a partir destas variáveis, podendo assim caracterizar uma dada região quanto ao risco do radônio no ar em ambientes interiores, de acordo com a equação (2.8.1):

$$SRI = \frac{C - C_0}{-\log(P) + \log(P_0)} \quad (2.8.1)$$

onde C corresponde a concentração de radônio nos gases do solo (kBq.m^{-3}); P corresponde a permeabilidade do solo (m^2); C_0 e P_0 são $1,0 \text{ kBq.m}^{-3}$ e $1,0 \cdot 10^{-10} \text{ m}^2$, respectivamente. Desta forma, o SRI é diretamente proporcional à concentração de radônio nos gases dos solos, servindo de metodologia para avaliações de risco de radônio em residências na República Tcheca (MATOLÍN&KOUDELOVÁ, 2008).

A Figura 2-9 ilustra as principais vias de entrada de radônio em residências: (A) rachaduras em assoalhos; (B) espaços entre as junções das paredes e teto; (C) rachaduras em blocos de concreto; (D) espaços entre as junções de pisos e paredes; (E) solo exposto; (F) drenagem de água para um depósito aberto; (G) trincas em revestimentos; (H) encaixe frouxo das instalações das tubulações; (I) aberturas em paredes superiores; (J) materiais de construção: concreto, tijolo, rochas; (K) águas subterrâneas.



Figura 2-9 - Principais vias de entrada do radônio em residências.

Fonte: “Radon - Keeping your home safe from radon”. Departamento de Saúde de Minnesota/EUA.

Disponível em: <http://www.state.health.mn.us/radon>

2.8.4. Níveis de referência e classificação de solos quanto ao radônio

Os níveis de referência, bem como níveis de ação relacionados ao radônio, geralmente referem-se a valores de concentração deste gás no ar. Até o momento deste estudo, não há legislação específica ou um nível de referência regulamentado relacionado à concentração de radônio nos gases dos solos e seu potencial de risco. No entanto, alguns países têm sugerido valores de concentração de radônio nos gases do solo a partir de mapeamentos regionais, de modo a conhecer e reconhecer uma dada região com relação ao seu potencial de radônio. Assim, tais níveis possuem valores específicos, de acordo com as variáveis e metodologia utilizadas para sua determinação.

Em 1999, o governo da República Tcheca, aprovou o programa *RADON* que propõe medidas preventivas e corretivas visando minimizar a exposição ao radônio, tanto em novas construções como em construções já existentes. Tal programa baseia-se no controle de todas as fontes de radônio: solo, materiais de construção e água. Assim, o país estabeleceu uma espécie de “controle de qualidade” destas fontes de radônio, sendo a avaliação dos solos quanto a sua concentração de radônio um dos parâmetros levados em consideração para a obtenção da licença de construção de uma edificação.

Kemski *et al.* (2001) apresentaram uma classificação de áreas baseada nas concentrações de radônio nos gases do solo da Alemanha onde definiu como “baixo” valores abaixo de 10,0 kBq.m⁻³; “médio” de 10,0 a 100,0 kBq.m⁻³; “elevado” de 100,0 a 500,0 kBq.m⁻³ e “alto” valores acima de 500 kBq.m⁻³. Na Itália, Bertolo e Verdi (2001) consideraram a concentração de radônio nos gases do solo de 25,0 kBq.m⁻³ como sendo “média-alta”. Já Eisenbud e Gesell (1997) afirmam que em solos típicos, as concentrações de radônio nos gases do solo variam de 4,0 a 40,0 kBq.m⁻³.

Na Suécia, a Autoridade Sueca de Proteção Radiológica realizou um extenso programa de determinação de concentração de radônio em habitações, em particular, naquelas construídas sobre xistos aluminosos. Assim, mapas de risco locais foram estabelecidos com base em critérios geológicos, a exemplo de solos ricos em urânio e tório e solos muito permeáveis.

Neste contexto, Åkerblom (1987) estabeleceu um critério de avaliação de risco, conhecido como “*Sweden Criteria*” ou “*Åkerblom Criteria*”, o qual estabelece valores de classificação de concentração de radônio no solo. Tal critério estabelece que solos que apresentem concentrações de radônio inferiores a 10,0 kBq.m⁻³ (270 pCi.L⁻¹) são considerados de “baixo risco”, e não requerem construções especiais. Já os solos cuja concentração do gás esteja entre 10,0 e 50,0 kBq.m⁻³ (270 - 1.350 pCi.L⁻¹) são classificados como “risco normal” e necessitam de ações de proteção nas habitações. Todavia, solos que apresentem concentrações superiores a 50,0 kBq.m⁻³ (1.350 pCi.L⁻¹) são classificados como “alto risco” e requerem construções com medidas de segurança contra o radônio.

No Brasil, ainda não existem limites de referência tampouco legislação específica que regulamente o uso e ocupação do solo com relação à concentração de radônio nos gases do solo. Entretanto, alguns estudos têm sido realizados no sentido de identificar regiões susceptíveis ao radônio bem como estabelecer critérios de classificação de risco destas regiões. Neste contexto, destacam-se alguns estudos como FIANCO, 2011; MAFRA, 2011; SANTOS, 2010; BUFFON, 2002 e MORAES, 1982.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. Área de estudo - Região Metropolitana de Belo Horizonte

A RMBH localiza-se na porção centro-oeste de Minas Gerais sendo composta por 34 municípios, ocupando uma área de aproximadamente 9.461 km² - correspondente a 1,6% do território do Estado. De acordo com as estimativas populacionais do IBGE para o ano de 2012, a população da RMBH estimada foi de aproximadamente 5.504.635 de habitantes. Os municípios de Belo Horizonte e Contagem representam os maiores percentuais populacionais da região, com aproximadamente 48,26% e 12,25% do total de habitantes, respectivamente. Em contrapartida, os menores percentuais populacionais se concentram nos municípios de Taquaraçu de Minas e Rio Manso, aproximadamente 0,10% e 0,08%, respectivamente. (AGÊNCIA DE DESENVOLVIMENTO DA RMBH, 2009).

No contexto econômico, a região dispõe de um parque industrial de alta tecnologia em diversos segmentos, com destaque para as indústrias destinadas à exploração de recursos minerais e bens de capital, sobretudo equipamentos para mineração e bens intermediários derivados de seus produtos básicos (SILVA *et al.* 1995). Assim, vários minerais fazem parte dos principais produtos de exportação, com destaque para os depósitos de minério de ferro itabirítico e hematítico de alto teor, localizados no Quadrilátero Ferrífero.

Com relação aos seus aspectos físicos, a RMBH apresenta clima tropical, com temperatura média anual do ar da ordem de 23°C. A umidade relativa do ar varia de 60% a 77% nos meses mais secos e úmidos, respectivamente, chegando a 96% nos meses mais úmidos. As chuvas concentram-se nos meses de dezembro e janeiro, sendo a pluviometria média em torno de 1.380 mm. (SILVA *et al.* 1995; AGÊNCIA DE DESENVOLVIMENTO DA RMBH, 2009). A Figura 3-1 apresenta um mapa destacando a mancha urbana da região.

3.1.1. Unidades geoambientais

A RMBH apresenta de cinco unidades geoambientais, a saber: Quadrilátero Ferrífero, Grupo Bambuí/Carste, Depressão Belorizontina, Porção Sul do Médio Paraopeba e Borda Oeste da Serra do Espinhaço Meridional (Figura 3-2). No Quadrilátero Ferrífero, encontram-se a Serra da Moeda, Serra do Rola Moça/Três Irmãos, Serra do Curral, Serra do Gandarela, e Serra da Piedade. Já o Grupo Bambuí estende-se na porção Norte-Noroeste da RMBH, entre a Serra do Cipó (Espinhaço) e o vale do ribeirão da Mata. A Depressão Belo Horizontina abrange cerca de 20 municípios, sendo marcados pela presença de colinas, também conhecidas por mares de morros. A Porção Sul do Médio Paraopeba apresenta colinas com topos ondulados e declividades baixas e médias, caracterizando uma topografia acidentada (CEDEPLAR, 2010).

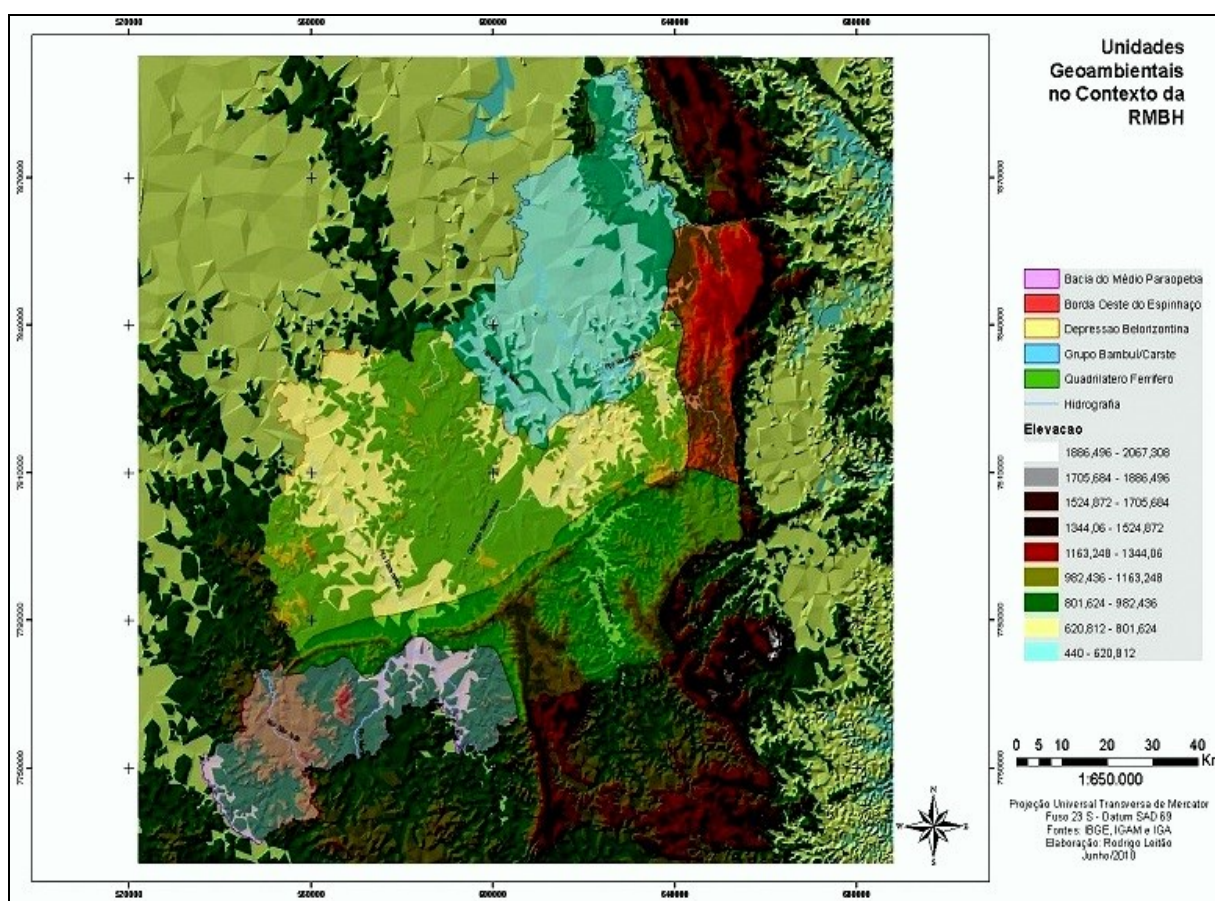


Figura 3-2 - Unidades geoambientais no contexto da RMBH.

Fonte: CEDEPLAR (2010).

3.1.2. Descrição litológica

A RMBH está inserida na grande unidade geológica denominada Cráton São Francisco, tectonicamente estável desde o final do Paleoproterozóico e cujo limite meridional se dá com o Quadrilátero Ferrífero. Trata-se de uma região de geologia complexa em função de suas várias fases de deformação e metamorfismo que atuaram sobre rochas originais, sedimentares e magmáticas. Expressivas extensões territoriais da RMBH são compostas por rochas Arqueanas que compõem o embasamento denominado Supergrupo Rio das Velhas e por rochas Proterozóicas metassedimentares do Supergrupo Minas (SOUZA, 2006; SILVA *et al.* 1995; GIRODO, 2005).

Neste contexto, o Complexo granítico gnáissico compreende a maior parte da RMBH, e representa cerca de 70% do município de Belo Horizonte. É constituído de rochas Arqueanas, predominantemente gnaisses tonalíticos e granodioríticos, localmente milonitizadas. Tais gnaisses representam rochas cristalinas que tiveram um passado de rochas ígneas e sedimentares, submetido a processos de metamorfismo. As formações superficiais são representadas por solos residuais de espessura variada. As maiores espessuras do manto de intemperismo encontram-se na região da Pampulha, em Belo Horizonte. Em geral, apresentam solos imaturos, essencialmente arenosos e de alta erodibilidade. Gnaisses e migmatitos milonitizados são amplamente distribuídos no município de Belo Horizonte, apresentando também zonas de cisalhamento, de acordo com estudos geológicos realizados no município (SILVA *et al.* 1995).

O Supergrupo Minas caracteriza-se pela presença de rochas metassedimentares. Atualmente é subdividido em quatro grupos: Sabará, Piracicaba, Itabira e Caraça. O Grupo Sabará corresponde à unidade litológica mais espessa do Supergrupo Minas, sendo constituído predominantemente por xistos e filitos bastante intemperizados, conglomerados e metagrauvas. Já o Supergrupo Rio das Velhas, subdivide-se em Grupos Maquiné e Nova Lima. A litologia predominante desta unidade é composta principalmente por xistos grafitosos, filitos, metassiltitos, metagrauvas e quartzitos de idade Arqueana. O Grupo Itabira é constituído por duas Formações: a Formação Gandarela e a Formação Cauê. A Formação Gandarela é basicamente constituída por sedimentos de origem química e clástica, representados pelos dolomitos e filitos, respectivamente.

Já a Formação Cauê, é predominantemente constituída de itabirito e hematita, representando a formação ferrífera por excelência não só em Belo Horizonte, mas em todo o Quadrilátero Ferrífero (CARVALHO, 1999). Ainda segundo o autor, tal Formação não chega a se tornar uma jazida, em função de seu alto grau de impureza de sílica.

No presente trabalho, caracterizou-se a litologia da região de estudo com base por classes de rochas e litotipos, uma vez que estas subdivisões litológicas são especialmente citadas nos estudos de associação do radônio com a geologia. A Tabela 3-1 relaciona as classes de rochas e suas rochas correspondentes, destacando também as regiões de transição “Ígnea, Metamórfica” e “Metamórfica, Sedimentar”, onde as primeiras se apresentam mais abundantes que as segundas. Tais classificações são baseadas nos mapeamentos regionais realizados pelo IBGE (2010).

Tabela 3.1 - Classes de rochas predominantes e respectivas rochas.

<i>Classes</i>	<i>Litotipos de rochas predominantes</i>
Ígnea	Granodiorito, granito, tonalito
Ígnea, Metamórfica	Granito, granito gnaïsse, granodiorito
Metamórfica	Serpentinito, Metagabro
	Gnaïsse
	Gnaïsse granulítico, migmatito
	Xisto, Metagrauvaca
	Rocha metapelítica
Metamórfica, Sedimentar (ou sedimentos)	Ortognaïsse
	Xisto, rocha metamáfica, Metagrauvaca
	Filito, dolomito, xisto
Sedimentar	Calcarenito, calcissiltito
	Siltito, Folhelho

Fonte: IBGE (2010).

3.1.3. Descrição pedológica

Os solos da RMBH estão classificados em sete classes taxonômicas, de acordo com levantamento de solos realizado por Shinzato *et al.* (2005). Logo, as seguintes classes de solo foram identificadas, em nível de subordem: Argissolo Vermelho, Argissolo Vermelho-Amarelo, Cambissolo Háptico, Latossolo Vermelho, Latossolo Vermelho-Amarelo, Neossolo Flúvico e Neossolo Litólico. A seguir, será feita uma breve descrição de cada classe fundamentada nos dados do Projeto APA SUL RMBH (Shinzato *et al.* 2005) e Manual Técnico de Pedologia (IBGE, 2007).

Argissolos Vermelhos: os argissolos representam 21% do território mineiro. Especificamente a classe dos argissolos vermelhos, estes possuem uma característica marcante: o significativo conteúdo de argila do horizonte superficial A para o subsuperficial B. Tal incremento de argila faz com estes solos apresentem uma menor permeabilidade com relação a outros tipos de solo. Possuem alto teor e óxidos de ferro, o que lhes conferem uma coloração avermelhada. A profundidade dos argissolos é variável, no entanto, geralmente são pouco profundos. São os solos dominantes nas áreas de relevo montanhoso e forte ondulado.

Argissolos Vermelho-Amarelos: possuem as mesmas características dos argissolos, sendo diferenciados, em terceiro nível categórico, pela saturação por bases dos primeiros 100 cm do horizonte B, sendo denominados distróficos quando predomina baixa saturação por bases, e eutróficos quando alta. Ocorrem ao longo do rio das Velhas, na porção centro-norte abrangendo grande parte do território da RMBH, representando a classe taxonômica mais abundante da região. São predominantemente caulíníticos, comumente bem drenados, de textura argilosa.

Cambissolos: os cambissolos apresentam grande variação no tocante à profundidade, ocorrendo desde rasos a profundos, além de apresentarem grande variabilidade também em relação às demais características. Caracteriza-se pelo baixo grau de desenvolvimento pedogenético, o que, em geral, condiciona uma forte influência dos materiais de origem sobre as características dos solos. Muitas vezes são pedregosos, cascalhentos e mesmo rochosos. Ocorrem disseminados em todas as regiões do Brasil, preferencialmente em regiões serranas

ou montanhosas. Correspondem a 17% dos solos do Estado de Minas Gerais, sendo particularmente abundantes na região do Quadrilátero Ferrífero.

Latossolos Vermelhos: a classe dos latossolos, de modo geral, compreende solos minerais, não hidromórficos, com horizonte B latossólico imediatamente abaixo de qualquer um dos tipos de horizonte A. São solos em avançado estágio de intemperização, muito evoluídos, resultante de enérgicas transformações no material constitutivo. São normalmente muito profundos, com espessura do *solum* em geral superior a dois metros, de elevada permeabilidade e comumente bem acentuadamente drenados. Especificamente os Latossolos Vermelhos, apresentam quantidade significativa de óxidos de ferro, entre 180 e 400 g.kg⁻¹. Em geral, apresentam baixa fertilidade agrícola natural, sendo juntamente com os argissolos, os solos mais expressivos do Brasil, sendo verificados em praticamente todas as regiões. Em Minas Gerais, correspondem a praticamente 46 % dos solos do Estado.

Latossolos Vermelhos perférricos: estes solos caracterizam-se por possuírem coloração avermelhada escura e alta permeabilidade, além de baixa saturação por bases (distrófico) e teores de ferro Fe₂O₃ (pelo H₂SO₄) superiores ou iguais a 36% nos primeiros 100 cm do horizonte B. É uma classe de solo pouco estudada, visto a sua ocorrência localizada no país.

Latossolos Vermelho-Amarelos: possuem cores vermelho-amareladas, são profundos, muito porosos e ocorrem em praticamente todo o território brasileiro. Geralmente, estes solos apresentam teor de argila bastante expressivos no horizonte A.

Neossolos Flúvicos: compreendem solos pouco evoluídos, não-hidromórficos, formados em terraços de deposição aluvionar recente, referidos ao Quaternário, ou seja, as planícies aluvionares. Compreende uma região ínfima no extremo norte da RMBH e correspondem a 2% dos solos do Estado.

Neossolos Litólicos: solos constituídos por material mineral ou material orgânico pouco espesso (menos de 30 cm de espessura), sem apresentar qualquer tipo de horizonte B diagnóstico. Esta classe envolve solos minerais pouco desenvolvidos, rasos, constituídos por um horizonte A assentado diretamente sobre a rocha, ou sobre um horizonte C ou B pouco

espesso. Devido a pouca espessura, é comum possuírem elevados teores de minerais primários pouco resistentes ao intemperismo, assim como cascalhos e calhaus de rocha semi-intemperizada na massa do solo. Representam cerca de 8% dos solos de Minas Gerais.

A Tabela 3-2 a seguir apresenta os tipos de solos e sua localização aproximada nos municípios pertencentes à RMBH.

Tabela 3.2 - Classes de rochas predominantes e respectivas rochas.

<i>Solo</i>	<i>Municípios</i>
Argissolo Vermelho	Baldim, Jaboticatubas, Matozinhos, Lagoa Santa, Confins, São José da Lapa, Vespasiano, Capim Branco, Pedro Leopoldo, Itaguara e Rio Manso.
Argissolo Vermelho-Amarelo	Taquaraçu de Minas, Nova União, Caeté, Santa Luzia, Belo Horizonte, Contagem, Ribeirão das Neves, Juatuba, Florestal, Igarapé, Ibirité, São Joaquim de Bicas, Esmeraldas, Betim, Contagem.
Cambissolo Háptico	Sabará, Raposos, Rio Acima, Brumadinho, Nova Lima, São Joaquim de Bicas, Belo Horizonte, Rio Manso, Itatiaiuçu, Itaguara.
Latossolo Vermelho	Mateus Leme, Juatuba, Florestal, Igarapé, Itatiaiuçu, Rio Manso.
Latossolo Vermelho perfêricos	Sabará, Belo Horizonte, Ibirité, Sarzedo, Mário Campos, Nova Lima, Brumadinho, Rio Acima, Caeté.
Latossolo Vermelho-Amarelo	Betim, Contagem, Esmeraldas, Itatiaiuçu, Itaguara, Rio Manso e Brumadinho.
Neossolo Flúvico	Extremo norte de Baldim.
Neossolo Litólico	Jaboticatubas, Nova União, Taquaraçu de Minas, Rio Acima, Sabará, Belo Horizonte, Ibirité, Mário Campos, Sarzedo, São Joaquim de Bicas, Igarapé, Mateus Leme, Itatiaiuçu, Caeté e Nova Lima.

Fonte: IBGE (2010).

3.2. Seleção dos pontos de amostragem

Inicialmente, o objetivo foi obter uma quantidade de pontos de medição que indicassem médias representativas dos diversos tipos litológicos e pedológicos da RMBH. Em seguida, a alocação dos pontos foi ajustada utilizando-se de varreduras de taxas de dose gama (*Background*) que identificaram pontos ou áreas de elevadas taxas de dose quanto de taxas de

dose inferiores. A escolha dos pontos de medição de concentração de radônio nos gases do solo também considerou a distribuição da concentração do radônio no ar por litologia e por pedologia dando atenção às áreas com valores extremos: altos ou baixos, obtidos por Santos (2010).

Outro fator relevante na seleção dos pontos de medição foi a densidade demográfica bem como as facilidades de acesso. Todavia, ressalta-se que alguns fatores foram limitantes no andamento da pesquisa, tais como: condições meteorológicas (volume de chuvas), condições de acesso e a geologia do local (embasamentos rochosos tão superficiais que inviabilizavam a penetração da sonda). Assim, as medições foram realizadas de forma a se obter, ainda que de forma preliminar, uma relação entre a distribuição de radônio nos gases do solo com fatores geológicos: litologia e pedologia da RMBH. Seguindo este protocolo de amostragem, foram realizadas aproximadamente 150 medições de concentração de radônio nos gases do solo da área de estudo, 90 medições de permeabilidade *in situ*, e cerca de 150 determinações de concentração de radionuclídeos primordiais em amostras de solos, especificamente o ^{226}Ra , além de concentrações de urânio e tório. A relação de todos os pontos analisados, bem como as respectivas concentrações de ^{222}Rn e ^{220}Rn são apresentados no Anexo III.

3.3. Procedimento experimental

3.3.1. Laboratório de Radioatividade Natural – LRN/CDTN

O Laboratório de Radioatividade Natural é vinculado ao Serviço de Meio Ambiente – SEMAM/CDTN, atuando na área de pesquisa, desenvolvimento e prestação de serviços desde o ano de 2004. Neste cenário, o LRN participa de diversos projetos de pesquisa em parceria com instituições de ensino, como Universidade Federal de Minas Gerais – UFMG, Universidade Federal do Rio Grande do Norte – UFRN e Universidade Tecnológica Federal do Paraná, dentre outras. Além das atividades acadêmicas, o laboratório realiza também prestação de serviços a órgãos públicos como Departamento Nacional de Produção Mineral – DNPM/CPRM e Companhia de Saneamento de Minas Gerais – COPASA. Vale ressaltar a participação da equipe do LRN/CDTN no “Projeto Radônio”, desenvolvido pela Comissão Nacional de Energia Nuclear – CNEN, realizando avaliações da origem geogênica do radônio, coletas de amostras e análises de solo, água e ar.

É importante destacar que o laboratório possui infraestrutura apropriada para análises ambientais, em especial, determinações de radônio em: solo, água, ar e determinação da taxa de exalação de materiais de construção. Assim, toda a instrumentação de medição utilizada nesta pesquisa pertence ao LRN/CDTN. A Figura 3-3 destaca os principais instrumentos de determinação da concentração de atividade de radônio, especificados por matrizes, bem aqueles utilizados para determinação de radionuclídeos naturais em amostras naturais. Além destes equipamentos, o laboratório conta também com dois sistemas de cintiladores líquidos (*Liquid Scintillation counter*) sendo um *TRI-CARB 2770*, um *Quantulus 1220* e um *Quantulus Perkin-Elmer*, além de um terceiro que está em fase de aquisição.

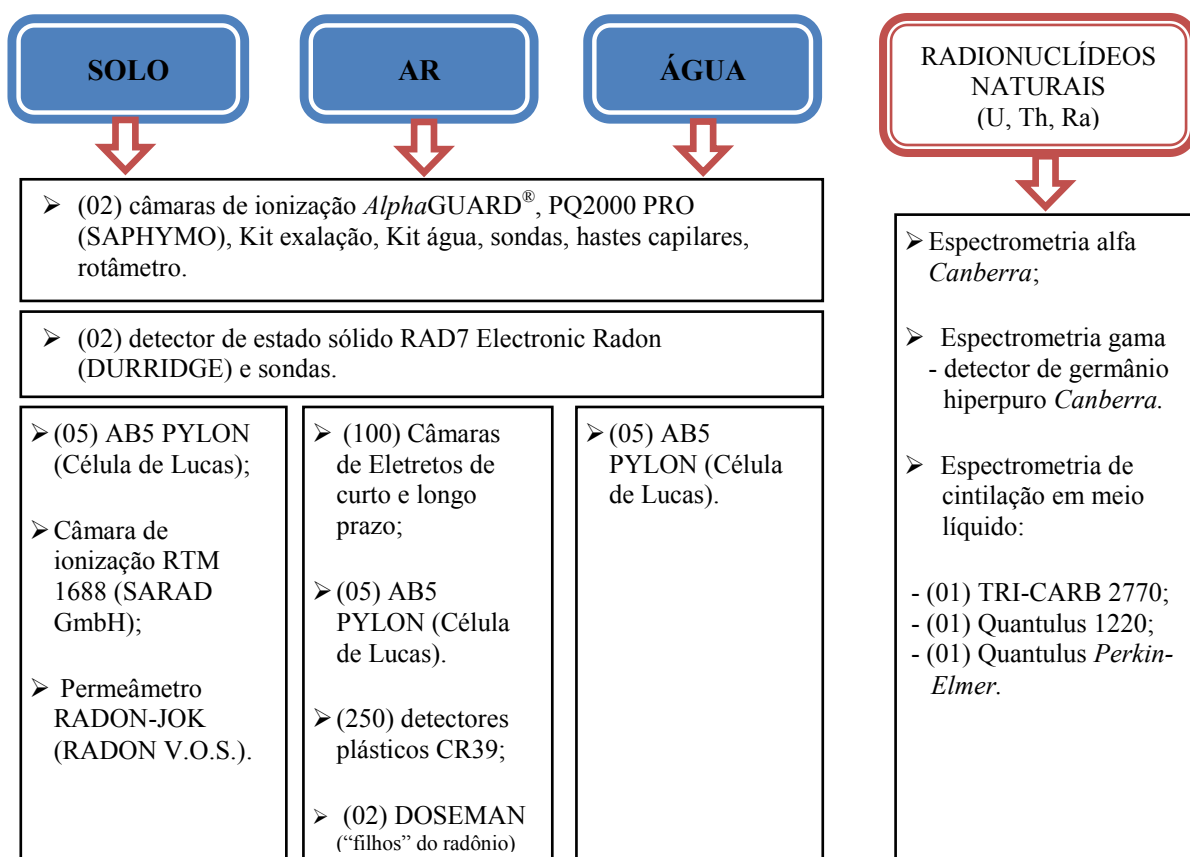


Figura 3-3 - Equipamentos do LRN/CDTN para determinação de radônio classificados por matrizes e determinação de radionuclídeos naturais.

3.3.2. Detecção da radiação - Câmara de ionização

A operação de um detector de radiação depende, basicamente, da maneira com que a radiação a ser detectada interage com o material sensível do detector. Assim, a resposta de um tipo específico de detecção ocorre através dos mecanismos fundamentais pelos quais as radiações interagem e perdem a sua energia na matéria (KNOLL, 1999).

Neste contexto, os detectores de radiação do tipo câmara de ionização são baseados na ionização de gases, os quais possuem uma câmara interna contendo gás e dois eletrodos. Assim, quando a radiação atravessa o volume de gás ali contido, ocorre o fenômeno físico de ionização, o qual libera íons que serão direcionados aos eletrodos cuja velocidade destes íons dependerá da tensão aplicada ao circuito. Desta forma, a coleção das cargas elétricas geradas resulta na passagem de uma corrente elétrica proporcional à intensidade e à energia desta radiação. A Figura 3-4 apresenta a amplitude do pulso gerado em função da variação da tensão aplicada no detector gasoso, além das respectivas regiões de funcionamento. Nota-se que regiões de muito baixa e muito alta tensão (região de recombinação e região de descarga contínua, respectivamente) não são aplicáveis aos detectores gasosos.

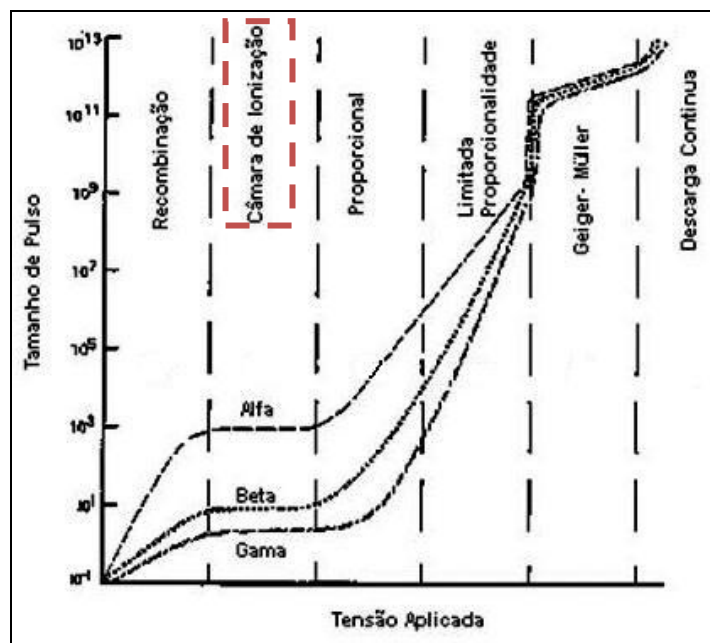


Figura 3-4 - Regiões de operação dos detectores gasosos.
Fonte: Adaptado (KNOLL, 1999).

3.3.2.1 Câmara de ionização *AlphaGUARD*[®]

No presente trabalho, as concentrações de radônio nos gases do solo foram determinadas utilizando o detector *AlphaGUARD*[®], modelo PQ2000 PRO, fabricado pela SAPHYMO GmbH, Alemanha. O *AlphaGUARD*[®] consiste num detector a gás tipo câmara de ionização, onde um volume de ar é ionizado pelas partículas alfa emitidas durante a desintegração do radônio e do torônio. O detector também registra alguns parâmetros físicos ambientais associados à medida, tais como: temperatura ambiente, umidade relativa e pressão atmosférica. Desta forma, se permite associar os valores das concentrações de radônio nos gases do solo aos parâmetros ambientais citados, de modo a identificar a distribuição temporal e espacial do radônio. A Tabela 3-3 apresenta algumas características do detector.

Tabela 3.3 - Especificações técnicas do detector *AlphaGUARD*[®]

<i>Especificações Técnicas</i>	<i>AlphaGUARD</i> [®] <i>Modelo PQ2000 PRO</i>
Faixa de detecção	de 2 a 2.000.000 Bq.m ⁻³
Modo de operação	Modo Difuso (ciclos de 10 a 60 minutos) Modo Fluxo (ciclos de 1 a 10 minutos)
Capacidade de memória (de acordo com a configuração do ciclo)	03 dias com ciclo de 1 minuto 30 dias com ciclo de 60 minutos 180 dias com ciclo de 60 minutos
Tecnologia da bateria Autonomia da bateria	Ion Lítio, recarregável 12 dias (média)
Peso	4,5 kg
Dimensões	175 x 615 x 120 mm
Temperatura de funcionamento	de -10 °C a 50 °C
Umidade relativa do ar para o funcionamento	de 0% a 99%
Pressão atmosférica para o funcionamento	de 700 a 1100 mbar

Fonte: Manual do equipamento.

3.3.3. Calibração e intercomparação de resultados

A calibração corresponde a um conjunto de operações destinadas a fazer com que as indicações de um instrumento correspondam a valores pré-estabelecidos das grandezas a medir. Tal processo garante a rastreabilidade das medições, reduz a variação das especificações técnicas dos produtos além de identificar e prevenir determinados defeitos. Assim, a calibração de qualquer instrumento de medição é de vital importância para a garantia da qualidade dos resultados obtidos, conferindo confiabilidade ao método científico utilizado.

Baseado neste critério, o LRN/CDTN realiza calibrações de seus instrumentos de medição, sendo o *AlphaGUARD*[®] especificamente focado neste trabalho. Também são realizadas intercomparações de resultados juntamente com laboratórios de outras instituições, como o Laboratório de Radioatividade Natural do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (LARANA/UFRN) e Universidade Tecnológica Federal do Paraná (UTFPR).

O procedimento de calibração dos detectores *AlphaGUARD*[®] baseia-se na exposição dos detectores à fontes padrões de ²²⁶Ra, as quais produzem gás radônio em sua desintegração. Tais fontes, uma modelo 2000A, da PYLON, e a outra, *NIST standad reference material (SRM 4968)*, são ideais para aplicações que exigem a dispersão passiva do radônio no ambiente, de modo que a concentração do interior da câmara permaneça constante ao longo do experimento.

Neste contexto, para a calibração do *AlphaGUARD*[®] utilizado neste trabalho, foi utilizada a fonte de maior atividade (3,379 kBq), a qual foi inserida em uma câmara metálica de volume igual a 210,5 L, onde também foram posicionados os detectores *AlphaGUARD*[®] para serem expostos a uma concentração aproximada de 16,052 kBq.m⁻³. Assim, a câmara foi lacrada hermeticamente de modo que o circuito permanecesse fechado e em equilíbrio, sem a interferência do ar externo. Deste modo, os detectores permaneceram expostos à concentração já mencionada, durante 120 horas, ininterruptamente. Durante o período de exposição, os detectores registraram os valores de *background* dentro da câmara, que por sua vez eram simultaneamente armazenados no *software* de aquisição e tratamento dos dados: *DataExpert*, versão 4.5.

A Tabela 3-4 apresenta os dados obtidos na calibração dos dois detectores *AlphaGUARD*[®] do LRN/CDTN bem como os resultados obtidos na calibração do detector pertencente ao LARANA/UFRN, realizada através do mesmo procedimento. Observa-se que os resultados apresentaram boa reprodutibilidade e exatidão.

Tabela 3.4 - Resultados da calibração e intercomparação dos resultados dos AlphaGUARD's.

Monitores	BG (kBq.m ⁻³)	Exposição (kBq.dm ⁻³)	Concentração de atividade)* (kBq.m ⁻³)
AG - 01	0,045 ± 0,007	73,299	14,844 ± 0,734
AG - 02	0,018 ± 0,003	73,247	14,842 ± 0,730
AG - LARANA	0,018 ± 0,003	73,247	14,884 ± 0,733

* Médias estimadas através do programa *DataExpert*.



Figura 3-5 - Câmara de calibração aberta contendo dois AlphaGUARD's e duas câmaras de eletretos posicionados (à direita), e câmara de calibração fechada, conectada à bomba AlphaPUMP e à fonte de ²²⁶Ra.

3.3.4. Determinação de radônio nos gases do solo

Para a determinação de radônio em gases do solo, o *AlphaGUARD*[®] é usado em modo de fluxo contínuo em intervalos de 1,0 minuto, onde uma sonda metálica é inserida no solo a uma profundidade superior a 0,7 metros. Assim, os gases do solo são sugados por uma bomba e forçados a fluírem continuamente através de um tubo capilar para dentro do detector em

circuito aberto. Desta forma, a bomba permanece ligada por 10,0 minutos onde são registradas as concentrações de atividade do radônio total (^{222}Rn e ^{220}Rn) em Bq.m^{-3} .

Após o desligamento da bomba, a contagem segue por mais 10,0 minutos onde se presume que os átomos de ^{220}Rn já tenham sofrido decaimento e conseqüentemente não irão influenciar nos valores de concentração medidos a partir de então. Assim, o equipamento permanece contando por mais um tempo mínimo de cinco minutos. Passado o tempo de contagem, o equipamento é desacoplado da sonda e a bomba novamente ligada, a fim de se preencher a câmara de ionização do equipamento com ar ambiente e diluir o radônio contido no equipamento. Desta forma, o equipamento é considerado “limpo” quando sua concentração interna de atividade apresenta valor menor que $1000,0 \text{ Bq.m}^{-3}$ - valor aceito “de fundo” para medições de radônio em solos (CHEN *et al.* 2009).

Tal protocolo de medição é baseado no procedimento SAPHYMO e largamente utilizado em vários trabalhos, por exemplo: Swakon' (2005); Schubert (2006); Fianco (2011) dentre outros. As principais vantagens deste método e do equipamento *AlphaGUARD*[®] propriamente dito está na facilidade de utilização, rapidez no tempo de recuperação e resposta (modo fluxo), possibilidade de tratamento dos dados através do *software DataExpert* além do registro contínuo das variáveis ambientais durante a medição: umidade relativa, pressão barométrica e temperatura. O *software* também fornece uma informação semiquantitativa da concentração do torônio nos gases do solo. O *AlphaGUARD*[®] também é considerado o detector ideal para aplicações em determinações de exalação de radônio no ar no interior de residências, nos gases do solo, em minas subterrâneas e determinações de radônio em reservatórios de água (SILVA, 2011).

A Figura 3-6 ilustra a montagem do circuito de medição de radônio nos gases do solo em campo. As setas indicam a direção do fluxo do gás: sugado do solo para dentro do detector *AlphaGUARD*[®]. O Anexo I descreve o procedimento de medição conforme o manual do fabricante.

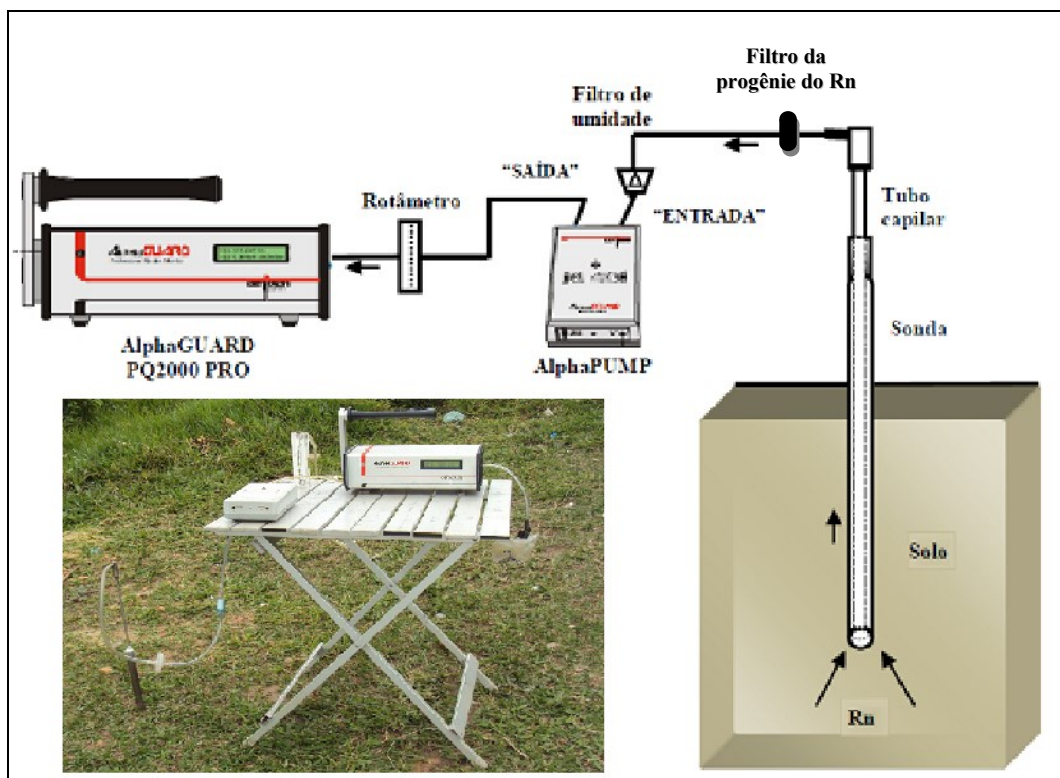


Figura 3-6 - Esquema da montagem do circuito de medição em campo. Fotografia da montagem dos instrumentos para determinação de Rn em Betim/MG.

Após os procedimentos realizados em campo, os arquivos contendo as medições foram exportados e analisados através do *software DataExpert*, onde foram arquivados todos os registros e determinadas as concentrações médias das atividades dos isótopos ^{222}Rn e ^{220}Rn e seus respectivos desvios padrões da média, conforme ilustra a Figura 3-7.

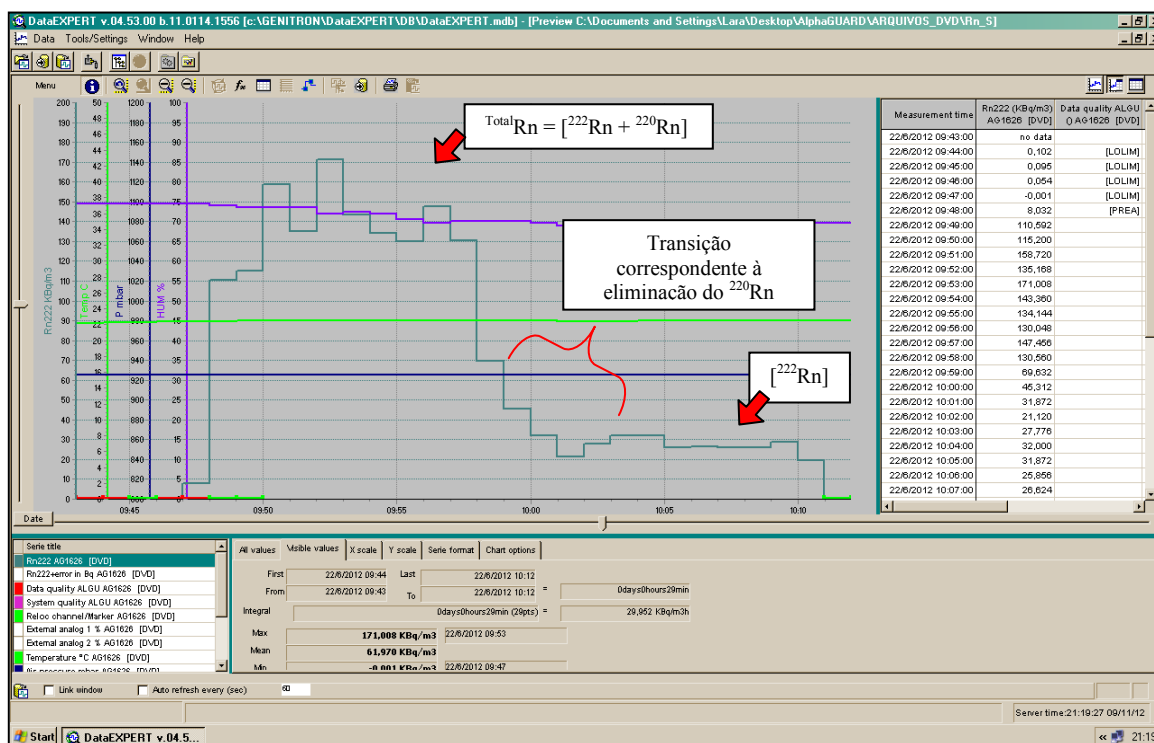


Figura 3-7 - Imagem da tela de tratamento de dados do software DataExpert.

3.3.5. Determinação de permeabilidade

A permeabilidade dos solos aos seus gases naturais é uma característica dos solos considerada fundamental para determinação do potencial de risco do radônio em residências. Por esta razão, a permeabilidade dos solos da RMBH foi determinada utilizando o permeâmetro RADON-JOK, fabricado pela RADON V.O.S, República Tcheca. A grande vantagem deste equipamento consiste na possibilidade de medição *in situ* devido a sua portabilidade e robustez além da independência de alimentação de energia elétrica, já que os dispositivos funcionam mecanicamente.

O princípio de funcionamento do equipamento RADON-JOK consiste na retirada dos gases do solo por meio de pressão negativa. Para tanto, uma sonda metálica é inserida até a profundidade de cerca de 0,7 metros (a mesma profundidade utilizada na amostragem para determinação de radônio) é introduzida no solo e através dela os gases são sugados por uma pressão constante, através da ação de um fole que se expande à medida que é puxado por um ou dois pesos, de aproximadamente 1,0 kg cada (Figuras 3-8 e 3-9). Assim, a permeabilidade (k) é calculada com base na vazão de ar que atravessa a sonda, cujo diâmetro interno e

comprimento são conhecidos, e, na quantidade de gases sugados que preenchem o compartimento, também de volume conhecido.

A Figura 3-8 apresenta um desenho esquemático da montagem do circuito de medição da permeabilidade do solo em campo. Em detalhe, observa-se a extremidade da sonda por onde os gases do solo são sugados. Já a Figura 3.9, apresenta uma fotografia da preparação do equipamento para a realização da medida em campo, no município de Contagem/MG.

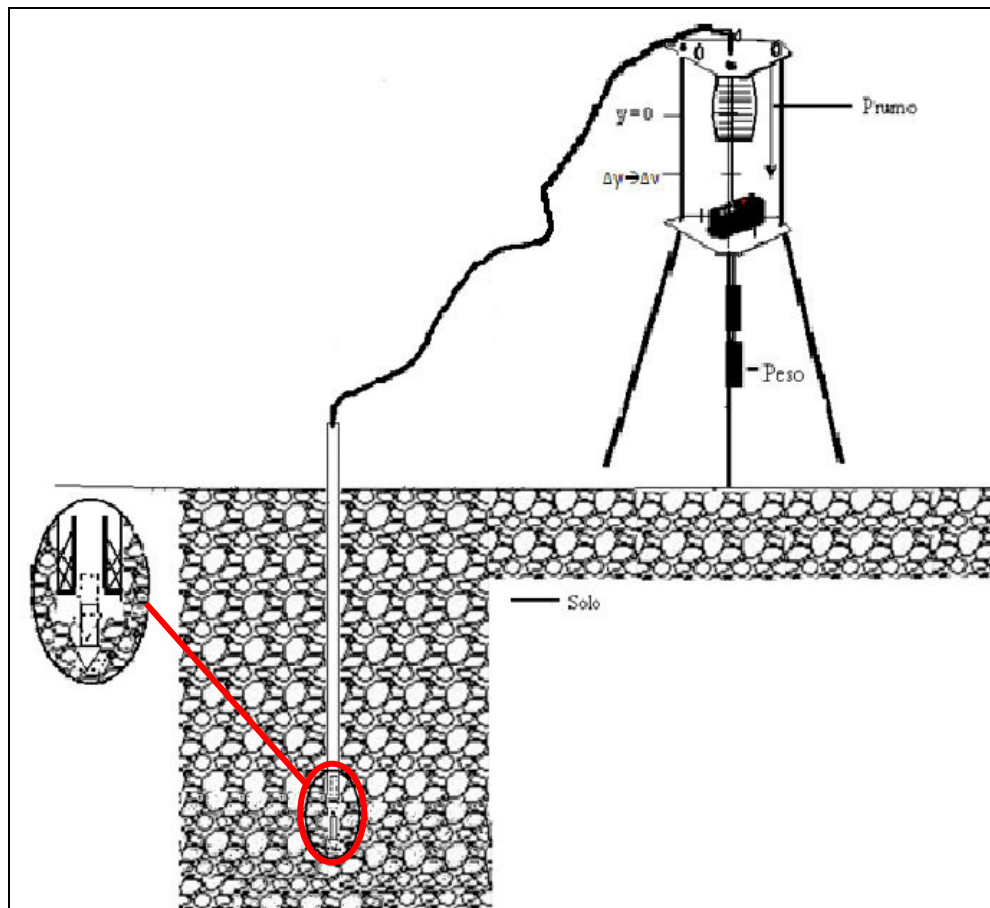


Figura 3-8 - Esquema da montagem do circuito de medição da permeabilidade em campo.



Figura 3-9 - Preparação do equipamento para a realização da medida em campo.

Para o cálculo da permeabilidade o solo é considerado como homogêneo e isotrópico. Também se assume que o ar é incompressível, uma vez que as diferenças de pressão são muito inferiores em relação à pressão atmosférica. Assim, com base na lei de Darcy, a vazão de ar é dada pela equação (3.3.1), a qual enuncia que a velocidade de um fluido homogêneo num meio poroso é proporcional ao gradiente de pressão e inversamente proporcional à viscosidade do fluido.

$$Q = F \cdot (k / \mu) \cdot \Delta p \quad (3.3.1)$$

onde: Q é a vazão de ar através da sonda ou vazão, em $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$; F é igual a 0,149 m (valor calculado em função da geometria da sonda); k corresponde a permeabilidade do solo aos seus gases em m^2 ; μ corresponde a viscosidade dinâmica do ar (a 20°C , μ é igual a $18,0 \cdot 10^{-6}$ Pa.s) e finalmente, Δp representa a diferença de pressão entre a superfície e a área ativa da sonda, em Pa. Assim, pode-se dizer que a permeabilidade (k) é dada por:

$$k = \frac{Q \cdot \mu}{F \cdot \Delta p} \quad (3.3.2)$$

A Figura 3-10 apresenta o gráfico que relaciona a permeabilidade (k) com o tempo de expansão do fole que corresponde a um volume de gases sugados do solo. De acordo com o fabricante do equipamento, o limite superior de detecção corresponde ao $k = 1,4 \cdot 10^{-11} \text{ m}^2$ (8,0 segundos) considerada alta permeabilidade, e o limite inferior corresponde ao $k = 1,7 \cdot 10^{-14} \text{ m}^2$ (3.600 segundos), considerada baixa permeabilidade. Já a permeabilidade média dos solos aos gases refere-se aos valores de k entre $4,0 \cdot 10^{-12} \text{ m}^2$ e $4,0 \cdot 10^{-13} \text{ m}^2$ (RADON V.O.S., Manual do fabricante).

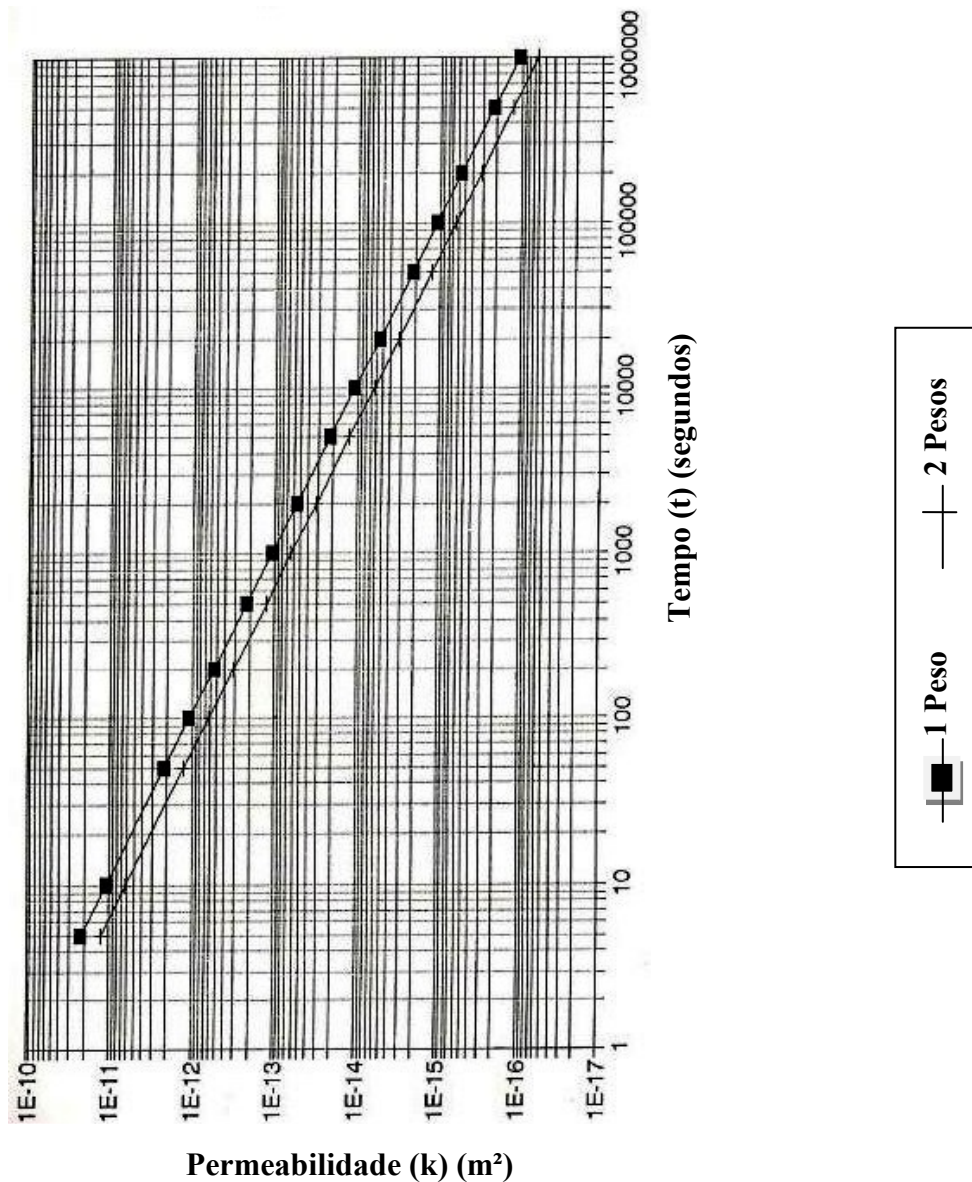


Figura 3-10 - Gráfico nomográfico da permeabilidade do solo aos seus gases naturais - permeômetro RADON-JOK, RADON V.O.S. Fonte: Manual do fabricante.

3.3.6. Coleta e preparação de amostras de solo

As amostras de solo foram coletadas nos locais de medição de concentração de radônio nos gases do solo e permeabilidade, onde se retirou cerca de 1,0 kg de solo com o auxílio de uma cavadeira articulada manual. Devido às dificuldades de perfuração em determinados solos, as profundidades de coleta variaram de 0,3 a 0,7 metros. Deste modo, as amostras foram colocadas em sacos plásticos e transportadas até o LRN/CDTN e lá foram depositadas em bandejas onde ficavam expostas ao sol durante quatro dias para redução da umidade.

Após o período de secagem, as amostras foram moídas a uma granulometria abaixo de 100 *meshs* e posteriormente quarteadas de forma a homogeneizar seus constituintes. Nesta fase, as amostras foram colocadas em Marinelli's de 0,5 litros onde permaneceram lacradas durante quatro semanas para se estabelecer o equilíbrio radioativo secular entre o ^{226}Ra e seus filhos de meia-vida curta. Após este período, as amostras foram analisadas através da espectrometria gama, que será descrita mais adiante.

Para as análises no ICP-MS, cerca de 100 gramas da amostra já preparada para a análise gama foi separada e levada para estufa à temperatura aproximada de 100 °C durante 12 horas para reduzir ainda mais a umidade. Depois de seca, esta alíquota de 100 gramas foi pulverizada e novamente quarteada para finalmente ser colocada em um frasco de polietileno e encaminhada para análise no laboratório. A Figura 3-11 ilustra a profundidade de coleta das amostras de solo bem como seu acondicionamento após o preparo.

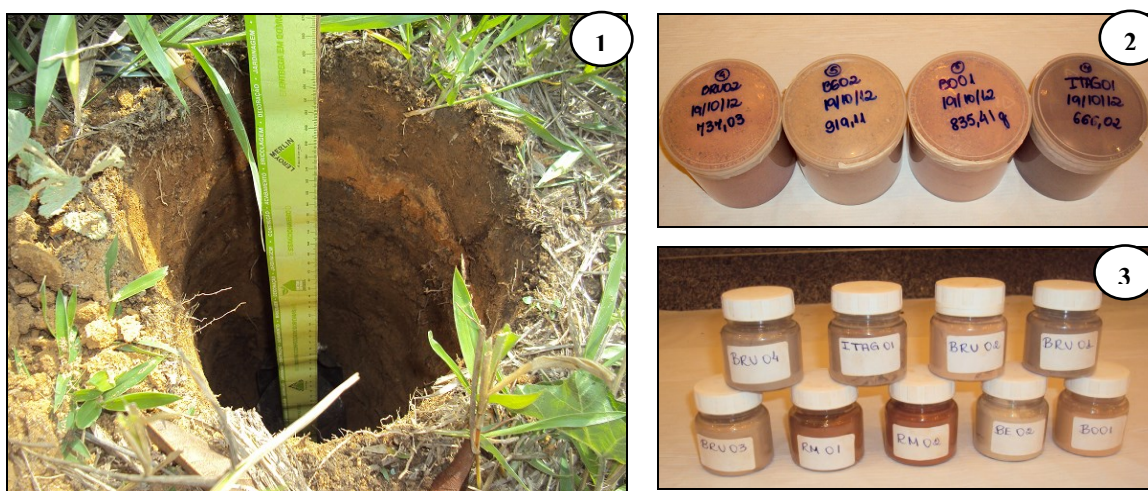


Figura 3-11 - Perfuração do solo (1); amostras moídas e peneiradas em Marinelli's de 0,5 kg (2); amostras pulverizadas em frascos de polietileno (3).

3.3.7. Equilíbrio radioativo

Considerando um dado conjunto de radionuclídeos radioativos, diz-se que esse conjunto está em equilíbrio secular quando a quantidade de átomos de cada espécie é praticamente constante, isto é, as atividades de todos os radionuclídeos se tornaram iguais. Assim, radionuclídeos de meia-vida longa (da ordem da idade da Terra) podem estabelecer o equilíbrio radioativo secular com seus radionuclídeos filhos, de modo que ambos apresentem a mesma atividade passado um determinado período de tempo. Neste contexto, pode-se afirmar que uma série radioativa, como a do ^{238}U , está em equilíbrio secular quando o número de átomos de cada filho que está sendo produzido na série é equivalente ao número de átomos dos filhos que estão sendo perdidos pelo decaimento radioativo. Assim, a perda pelo decaimento é proporcional à quantidade do radionuclídeo presente na amostra, de acordo com a lei do decaimento radioativo:

$$dN_I/dt = -\lambda_I N_I \quad (3.3.3)$$

onde, N_I corresponde ao número de radionuclídeos I , e λ_I corresponde à constante de desintegração deste radionuclídeo. Assim, enquanto N_I decai em N_2 , e ao mesmo tempo, N_2 com sua constante de desintegração λ_2 , decai em N_3 e assim sucessivamente. Se o pai tem uma meia-vida relativamente longa, depois de um longo período de tempo, a quantidade de algum dado filho virá a ser constante, uma vez que a taxa de produção do pai é equivalente a sua taxa de decaimento. Deste modo, a série radioativa está em equilíbrio secular, satisfazendo a seguinte expressão:

$$\lambda_I N_I = \lambda_2 N_2 = \dots = \lambda_n N_n \quad (3.3.4)$$

No presente trabalho, especial interesse é dado aos isótopos ^{226}Ra e ^{224}Ra , uma vez que estes são os precursores do ^{222}Rn e ^{220}Rn , respectivamente. Para que o equilíbrio secular se estabeleça, é necessário garantir que não haja perturbações no sistema. Para tanto, as amostras de solo permaneceram em recipientes vedados (Marinelli's) por, no mínimo, trinta dias.

Uma vez alcançada tal condição de equilíbrio, pode-se afirmar que a atividade específica do ^{226}Ra seja avaliada por meio de camadas de energia de desexcitação gama do ^{214}Bi , e, semelhantemente, a atividade específica do ^{224}Ra seja determinada através da energia de

desexcitação gama do ^{212}Pb . As Figuras 3-12 (A e B) evidenciam a correlação positiva entre as atividades específicas do ^{214}Bi e ^{214}Pb , radionuclídeos filhos do ^{226}Ra ; e ^{212}Pb e ^{228}Ac , radionuclídeos filhos da série do ^{232}Th .

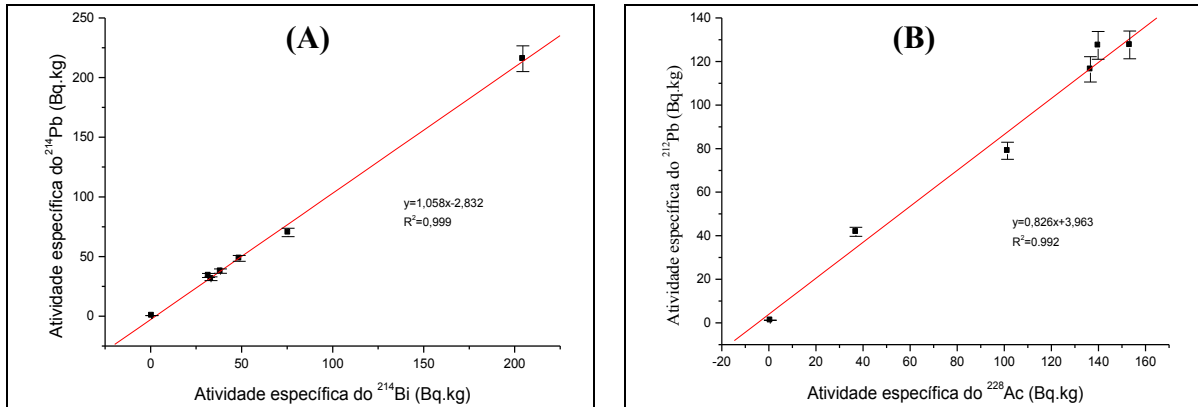


Figura 3-12 - (A) Correlação entre as atividades específicas de ^{214}Bi e ^{214}Pb . (B) Correlação entre as atividades específicas de ^{212}Pb e ^{228}Ac .

Fonte: SANTOS (2010).

3.3.8. Espectrometria gama com detector de germânio hiperpuro - HPGe

O princípio físico da espectrometria através dos raios gama consiste na identificação de radioisótopos excitados a partir das energias dos fótons de radiação gama gerados durante a desexcitação nuclear. Tais determinações são possíveis em razão dos fótons emitidos possuírem valores discretos e característicos dos radioisótopos em questão. O decaimento alfa de muitos radioisótopos naturais da série do urânio e tório é acompanhado por emissão de raios gama pelos seus núcleos-filhos excitados, permitindo assim a utilização desta técnica (CAMARGO, 1994).

Uma das principais vantagens dos detectores semicondutores é a necessidade de pouca energia para criar um par-elétron-buraco (cerca de 3,0 eV para o germânio) quando comparada com a energia necessária para criação de um par de íons nos gases (em torno e 30 eV para um detector típico a gás). Além disso, outra vantagem atribuída aos detectores semicondutores é seu tamanho compacto, além de possuírem um tempo de resposta relativamente rápido. Entretanto, com exceção do silício, estes detectores geralmente

precisam ser mantidos a baixas temperaturas, o que implica na associação de um sistema criogênico adicional (KNOLL, 1999).

De acordo com Aramburu e Bisbal (1994), tais características tornam os detectores semicondutores apropriados para determinação de radionuclídeos naturais em amostras ambientais, já que são capazes de detectar baixos níveis de emissões radioativas. Em contrapartida, deve-se garantir a redução das interferências da radiação natural, principalmente fótons provenientes da radiação cósmica e dos materiais ao redor do detector. Outras fontes de erros para as medidas por espectrometria gama são variações na densidade das amostras, que pode introduzir a erros sistemáticos, além de flutuações estatísticas das contagens e o desequilíbrio radioativo da amostra.

Com base nessa metodologia, as amostras de solos da RMBH foram analisadas no detector de germânio hiperpuro *Canberra*, de eficiência 15% e geometria coaxial. Durante a calibração dos detectores em energia foram utilizadas fontes seladas com a mesma geometria de ^{60}Co , ^{133}Ba , ^{241}Am , ^{152}Eu e ^{137}Cs . Tais fontes foram posicionadas dentro do detector e o valor da energia dos picos, registrado no canal em que foi formado, de modo a associar o canal ao valor de energia detectado. Assim, após a definição de ao menos cinco energias, traçou-se a reta de calibração, a qual foi utilizada nos cálculos de atividades específicas dos radionuclídeos presentes nas amostras de solo. Durante os trabalhos de contagem das amostras, as fontes também foram periodicamente contadas a fim de verificar a manutenção da calibração.

A eficiência absoluta de detecção é a razão entre as taxas de contagens detectadas e a taxa esperada, para cada energia. Assim, para a calibração do detector em eficiência, foi utilizada uma solução padrão líquida com os isótopos ^{60}Co , ^{133}Ba , ^{134}Cs e ^{137}Cs . Tal solução padrão permaneceu em contagem durante 24 horas. Logo em seguida, calculou-se a eficiência para cada energia de cada isótopo por meio da equação (3.3.5), onde ε representa a eficiência, C , a taxa de contagens, A_0 a atividade inicial do isótopo no padrão, λ sua constante de decaimento, t , o tempo decorrido desde a atividade inicial conhecida até a contagem e f , a probabilidade ou frequência de emissão de radiação gama para a determinada energia.

$$\varepsilon = \frac{C}{A_0 e^{-\lambda t} \cdot f} \quad (3.3.5)$$

Decorrido o tempo de contagens, calculou-se a atividade específica (A) correspondente a cada radionuclídeo, de acordo com a equação (3.3.6), onde m representa a massa da amostra.

$$A = \frac{C}{\varepsilon \cdot f \cdot m} \quad (3.3.6)$$

O *background* foi avaliado para cada detector, por meio da contagem de Marinelli's vazios, ou seja, sem nenhuma amostra, por um período de tempo igual ao de contagem das amostras de solo. Assim, a área líquida dos picos eventualmente obtidos nas energias de interesse foi avaliada e comparada aos resultados obtidos através das contagens das amostras de solo. Para aquisição dos dados, foi utilizado o *software Genie 2000 – Gamma Acquisition & Analysis*, da *Canberra*. A Figura 3-13 a seguir ilustra a identificação de um fotopico característico do ^{214}Bi .

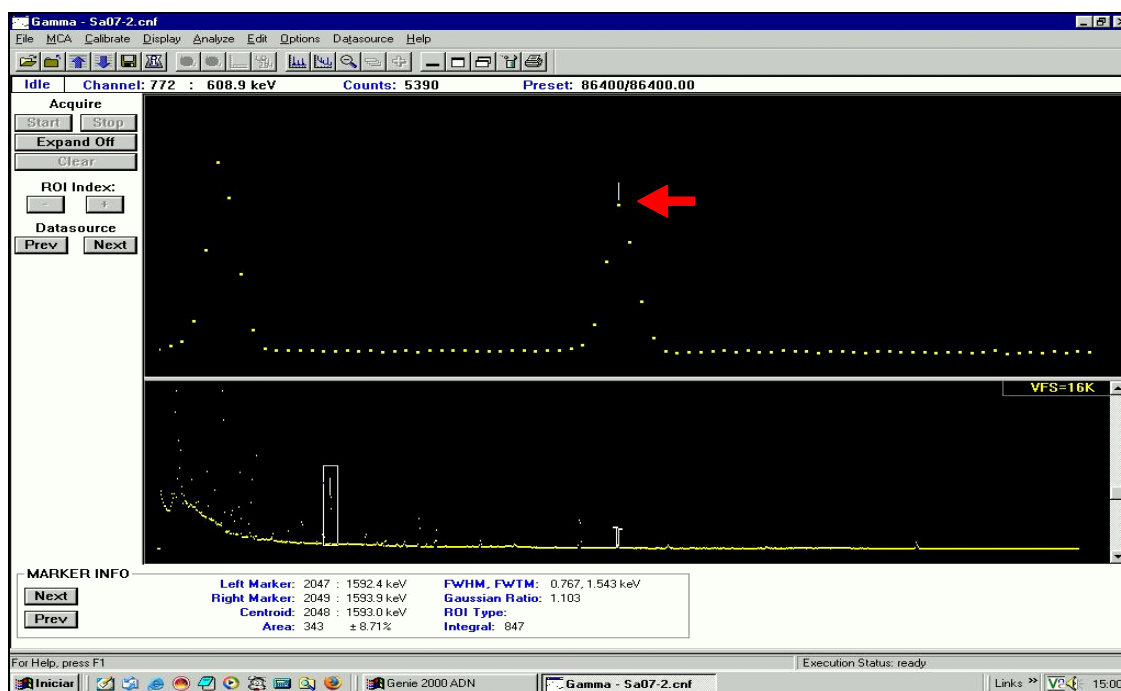


Figura 3-13 - Espectro gama de uma amostra de solo (SA07), destacando o fotopico de energia de 608,9 keV, correspondente ao ^{214}Bi .

Cabe ressaltar que o Laboratório de Radioatividade Natural do CDTN participa do Programa Nacional de Intercomparação – PNI em que o Instituto de Radioproteção e Dosimetria – IRD/CNEN é o provedor. Tal programa a fornece amostras de água com teores conhecidos de radionuclídeos emissores gama as quais são enviadas aos participantes que as analisam e

enviam os resultados ao provedor, o qual consolida os resultados da avaliação e os remete aos demais participantes. Assim, os resultados obtidos no LRN podem diferir em até duas vezes o desvio padrão dos resultados do IRD/CNEN. As intercomparações são semestrais e têm atendido ao padrão estabelecido.



Figura 3-14 - Detector de germânio hiperpuro Canberra do Laboratório de Radioatividade Natural - LRN/CDTN.

3.3.9. Espectroscopia de massa com plasma induzido acoplado – ICP-MS

A espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado (ICP-MS) foi a técnica utilizada para as determinações de urânio e tório nas amostras de solo. Tal técnica consiste no acoplamento do plasma induzido com um espectrômetro de massa, sendo uma técnica analítica multielementar, baseada na espectrometria de massas altamente sensível e capaz de determinar uma série de elementos traços, ultratraços e análises isotópicas (HOUK *et al.* 1980).

O princípio físico dessa técnica é a ionização da amostra, através da passagem desta por uma fonte de plasma gerado por argônio, para que o espectrômetro de massa possa identificar os constituintes da amostra através da relação massa-carga. Esses íons são transportados do ICP para espectrômetro através de uma interface que focaliza os íons e seleciona os positivos. Ao

chegar ao espectrômetro os íons são selecionados devido a alterações dos campos eletromagnéticos, pois cada combinação só permite a passagem de íons com a mesma relação massa-carga. Assim, o detector identifica os diferentes íons devido as suas diferenças de massa. Dass (2007) propõe um diagrama simplificado para apresentar os principais componentes de um espectrômetro de massa, conforme Figura 3-15.

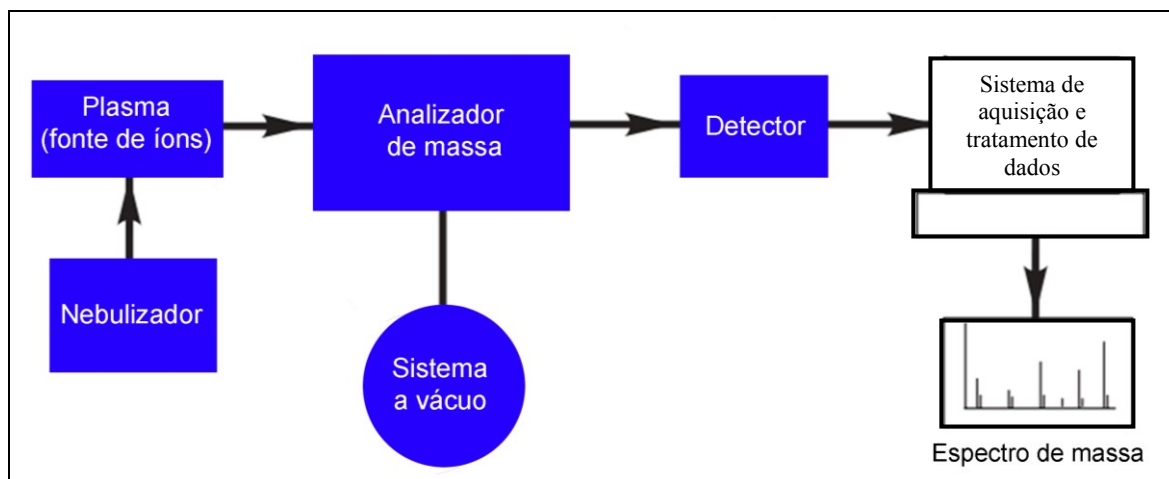


Figura 3-15 - Componentes básicos de um espectrômetro de massa.
Fonte: Adaptado de DASS (2007).

Neste contexto, as determinações de urânio e tório foram realizadas utilizando o Espectrômetro de Massa com Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-MS), modelo ELAN DRC-e da PerkinElmer do Serviço de Reator e Técnicas Analíticas do CDTN/CNEN.

A maioria das técnicas analíticas, incluindo a espectrometria de massas com plasma indutivamente acoplado (ICP-MS), utilizadas para determinações de elementos em sólidos requer que a amostra esteja na forma de uma solução aquosa. As amostras de solo para a determinação de urânio e tório foram dissolvidas usando ácidos minerais concentrados e aquecimento em chapa aquecedora, de acordo com o seguinte procedimento:

- a) Pesou-se as alíquotas de massas entre 0,2500 e 0,5000g em duplicata, e posteriormente, transferiu-se para béquer de teflon de 150 mL, umedecendo-as alíquotas com aproximadamente 2,0 mL de água desmineralizada;
- b) adicionou-se 10 mL de HNO₃ (65% p.a. Merck) concentrado e levou-se à chapa a temperatura de aproximadamente de 80 °C até a secura da amostra;

- c) retomou-se com 15 mL de ácido fluorídrico HF (40% P. A. Merck) e 5 mL de ácido perclórico (HClO₄), depois tampou-se com vidro de relógio e levou-se à chapa a temperatura de aproximadamente de 100 °C, deixando nesta temperatura por mais ou menos 30 minutos. Após este período de tempo, retirou-se o vidro de relógio e levou-se novamente a secura;
- d) repetiu-se a etapa anterior com as mesmas quantidades de ácidos na temperatura aproximada de 200 °C;
- e) retomou-se com 15 mL de ácido nítrico concentrado e levou-se novamente à chapa a 100 °C, onde foi deixada para ataque químico por mais ou menos 30 minutos. Após os 30 minutos, reduziu-se o volume para aproximadamente 7,0 mL;
- f) após esfriar, a amostra foi transferida para um balão volumétrico de 50 mL com água desmineralizada.

Para a determinação quantitativa das concentrações dos elementos (U e Th), o espectrômetro de massa foi calibrado com padrões de urânio (*PerkinElmer* 1000 mg.L⁻¹) e de tório (*Sigma Aldrich* 1012 mg.L⁻¹) diluídos em diferentes concentrações de forma a cobrir o intervalo de concentrações esperados das amostras. Após os padrões diluídos serem injetados, automaticamente o software *ELAN* Versão 3.4 (PERKINELMERSCIEX) gera uma curva de calibração para cada elemento da solução padrão. Depois da calibração e da injeção das amostras as concentrações dos elementos de interesse são calculados automaticamente, ou seja, é feita a interpolação na curva de calibração das intensidades medidas (em cps) das amostras.

3.4. Ferramentas estatísticas

No presente estudo, foram utilizadas ferramentas estatísticas para análise dos dados de concentração de radônio nos gases do solo. Tais ferramentas são brevemente descritas nos tópicos a seguir, com base nas referências de Paiva (1982) e Stevenson (2001).

3.4.1. Análise gráfica *Boxplot*

A análise dos dados através do gráfico *Boxplot* possibilita representar a distribuição destes dados com base em seus parâmetros estatísticos descritivos. Trata-se de um gráfico que apresenta, simultaneamente, aspectos importantes dos dados, tais como: tendência central, distribuição, afastamento da simetria, identificação das observações muito afastadas da maioria dos dados (valores marginais ou *outliers*). Assim, o *Boxplot* é um gráfico construído com base em seis valores: valor mínimo, primeiro quartil, mediana (segundo quartil), terceiro quartil, valor máximo e eventualmente, a indicação dos valores marginais ou *outliers*.

Basicamente, o gráfico é formado por uma caixa construída paralelamente ao eixo da escala dos dados, podendo estar na direção horizontal ou vertical. Tal caixa compreende desde o primeiro quartil até o terceiro quartil e nela traça-se uma linha na posição da mediana. A caixa compreende 50% dos valores centrais da distribuição, isto é, se estende do primeiro ao terceiro quartil. Pode-se acrescentar também uma linha ou outro símbolo, paralelamente à linha da mediana, para indicar a média dos valores. O *Boxplot* apresenta também, dois segmentos de reta que se estendem abaixo do primeiro quartil e acima do terceiro quartil indicando os limites inferior e superior, dentro dos quais se encontram 90% dos valores da distribuição.

3.4.2. Testes de Normalidade

Os Testes de Normalidade são utilizados para verificar se a distribuição de probabilidade associada a um conjunto de dados pode ser aproximada pela distribuição normal. Assim, pode-se utilizar a técnica gráfica de Papel de Probabilidade para verificar a adequação dos dados a um determinado modelo estatístico, no caso, a Normalidade. No presente trabalho o teste de normalidade consistiu na verificação da linearidade dos pontos correspondentes à ogiva crescente plotados em Papel de Probabilidades, como será visto adiante.

3.4.3. Teste de Hipótese para diferença entre médias

O Teste de Hipótese para a diferença entre médias avalia se a diferença observada entre as médias, por exemplo: entre duas litologias ou pedologias, é uma diferença apenas devido a flutuações ou variações aleatórias ou se a diferença é estatisticamente significativa. Assim, comparando as médias entre as litologias A e B, de médias amostrais \bar{x}_A e \bar{y}_B ($\bar{x}_A > \bar{y}_B$), o teste consiste em determinar um valor “ α ” associado ao risco α (risco da diferença $\bar{x}_A - \bar{y}_B$ ser maior que o valor “ α ” apenas por razões aleatórias). No presente trabalho, aplicou-se o Teste de Hipótese classificado como unilateral direito, onde o valor “ α ” associado ao risco é dado por:

$$\alpha = z \cdot \sqrt{\frac{\sigma_x^2}{n_x} + \frac{\sigma_y^2}{n_y}} \quad (3.3.7)$$

onde $z = 1,645$, para risco α igual a 5 %. Assim, determinado o valor de “ α ”, o teste consiste em verificar se a diferença $\bar{x}_A - \bar{y}_B$ é maior ou menor que “ α ”:

- 1) $\bar{x}_A - \bar{y}_B > \alpha$: neste caso a média μ_{x_A} é significativamente maior que a média μ_{y_B} , com risco de 5 %.
- 2) $\bar{x}_A - \bar{y}_B < \alpha$: neste caso, $\mu_{x_A} = \mu_{y_B}$, e, com risco de 5 %, a diferença $\bar{x}_A - \bar{y}_B$ é apenas resultado de variações aleatórias.

Com base nos conceitos mencionados, as concentrações médias de radônio nos gases do solo foram analisadas comparando-se as diferenças entre médias de litologias e pedologias. Os resultados da aplicação do teste são apresentados no Anexo II.

3.4.4. Análise de Variância

A Análise de Variância, também chamada de ANOVA (*Analysis of variance*) consiste em uma técnica estatística utilizada para verificar se as médias de duas ou mais populações são iguais. Na aplicação deste trabalho, a referida técnica foi realizada para determinar se as médias das concentrações de radônio nos gases do solo são iguais para os fatores: litologias e pedologias. Assim, tal análise se baseia na decomposição da variação total dos resultados

(variável resposta) em partes que são atribuídas a fatores aleatórios (variância dentro) e a variância entre os diferentes níveis do fator.

Neste contexto, para que a hipótese básica H_0 a ser testada, utiliza-se o teste F , baseado na distribuição de *Fisher*. Assim, o teste é realizado utilizando a razão entre as duas estimativas de variância: isto é, a divisão da estimativa “entre” pela estimativa “dentro”, razão esta denominada F . Assim, quando F calculado é maior do que o valor tabelado correspondente à distribuição de *Fisher*, a hipótese nula H_0 (o fator não influi) pode ser rejeitada em prol da hipótese alternativa H_1 (o fator influi), no nível 5%. Análises realizadas em *softwares* estatísticos apresentam também um valor P , o qual representa a força da evidência a favor ou contra a hipótese básica. Assim, um valor de P muito inferior a 5% corresponde a uma forte evidência contra a hipótese básica.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados das medições de radônio nos gases do solo da RMBH apresentaram uma considerável variação nos valores de concentração, o que de fato era esperado em virtude das diferentes configurações geológicas e outros parâmetros físicos que influenciam as concentrações de radônio: concentração de ^{226}Ra no solo, teor de umidade, permeabilidade, pressão barométrica, clima, estação do ano dentre outros. Desta forma, concentrações na faixa de $1,4 \pm 0,8$ a $124,4 \pm 4,8$ kBq.m^{-3} foram encontradas, com média aritmética igual a $26,3 \pm 1,8$ kBq.m^{-3} . O desvio padrão calculado corresponde a $22,0$ kBq.m^{-3} e mediana igual a $20,5$ kBq.m^{-3} . O Anexo III apresenta os valores de radônio ^{222}Rn , ^{220}Rn e radônio total.

Convém ressaltar que algumas determinações de radônio nos gases do solo não foram confiáveis, uma vez que foram realizadas em solos com elevada retenção de umidade, em função de recentes precipitações pluviométricas ocorridas antes da medição. Sendo assim, tais pontos não foram considerados nos tratamentos estatísticos.

Conforme mencionado no item 3.2 da metodologia, utilizou-se de varreduras de taxas de dose gama (*Background*) para nortear a seleção das áreas de medição, além dos valores de GEORP, calculados a partir dos resultados obtidos por Santos (2010). A mancha urbana representando a densidade demográfica e facilidades de acesso dos equipamentos ao local também foram fatores considerados para a realização deste estudo, pois os eventuais ganhos de qualidade não justificariam as dificuldades de realização. Desta forma, procurou-se abranger todas as pedologias e litologias que fazem parte da RMBH, não considerando tecnicamente relevante os limites da geografia política.

Diante do exposto, alguns municípios obtiveram poucos ou até mesmo nenhum ponto de medição de concentração de radônio nos gases do solo, embora suas litologias e pedologias tenham sido representadas, como de maior significado frente aos objetivos do presente estudo. Em contrapartida, Belo Horizonte, por exemplo, foi melhor representada na distribuição de pontos, devido principalmente à densidade demográfica, o que também ocorreu no estudo realizado por Santos (2010). Mais adiante, serão apresentados mapas com a localização georreferenciada da distribuição dos pontos na RMBH. A Figura 4-1 apresenta um histograma da distribuição de frequência da concentração média de radônio nos gases do solo da RMBH.

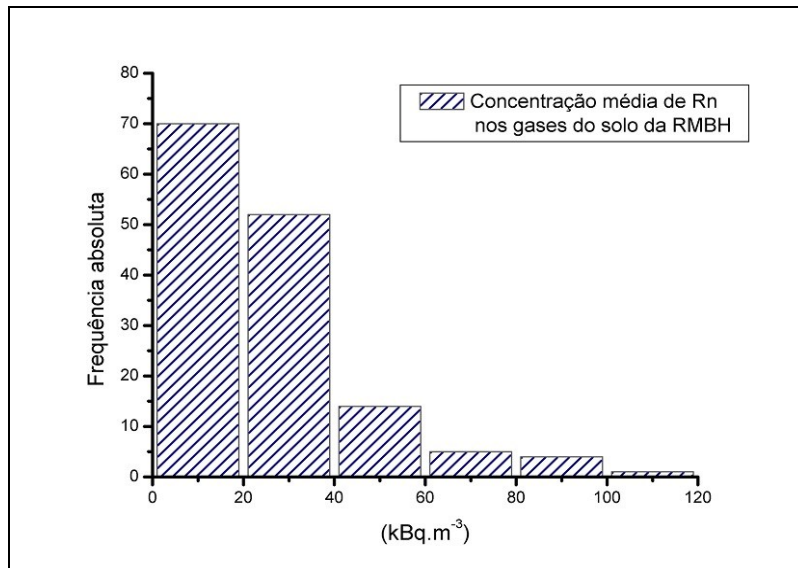


Figura 4-1 - Distribuição de frequência da concentração do Rn nos gases do solo da RMBH.

A Figura 4-2 apresenta o conjunto de todos os resultados das concentrações de radônio nos gases dos solos em um gráfico *Boxplot*, destacando os parâmetros estatísticos descritivos: mediana (2º quartil), média, 1º e 3º quartis e valores *outliers*. No entanto, a análise do gráfico evidencia pontos de valores extremos que constituem os pontos de interesse deste estudo, uma vez que eles apresentam informações importantes dos tipos litológicos e pedológicos. Mais adiante, será visto que os pontos de valores extremos usualmente citados como *outliers*, não mais se apresentarão como *outliers*, pois são valores típicos das pedologias estudadas.

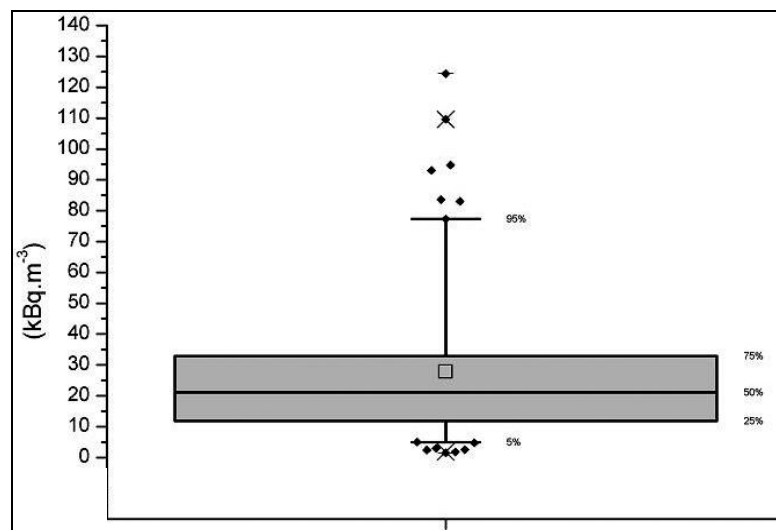


Figura 4-2 - Gráfico Boxplot da concentração do Rn nos gases do solo da RMBH.

Também foi aplicado o teste da normalidade nos dados após sua transformação logarítmica, ou seja, $Y = \text{Log}[Rn]$. Os resultados, representados graficamente em um Papel de Probabilidade, apresentaram uma distribuição normal, o que de fato comprova a lognormalidade dos dados brutos (não logarítmizados). De modo geral, os dados lognormais caracterizam-se por apresentar uma grande faixa de variação, o que muitas vezes dificulta análises mais conclusivas. Assim, a concentração de radônio nos gases do solo da RMBH possui uma distribuição lognormal, como apresentada na Figura 4-3.

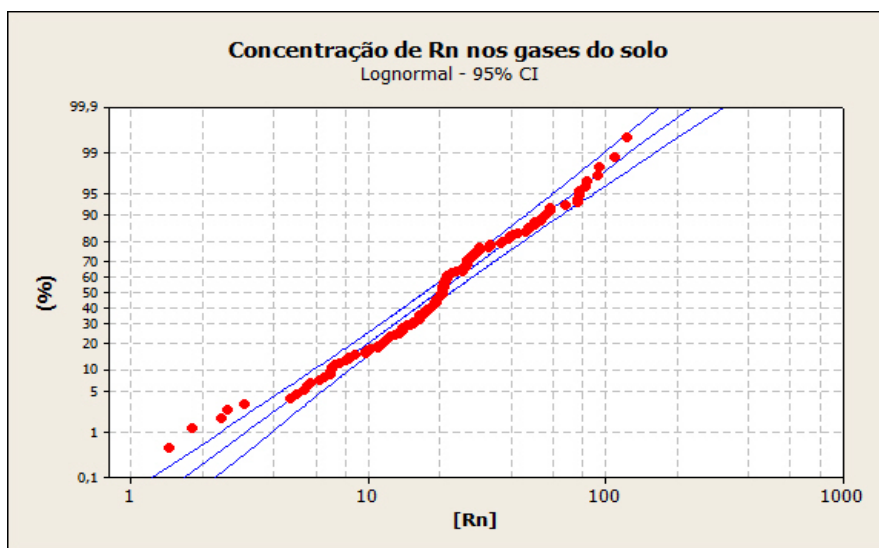


Figura 4-3 - Papel de Probabilidade para [Rn] confirmando a lognormalidade dos dados.

Nos tópicos a seguir, as concentrações de radônio nos gases do solo bem como valores de medições de permeabilidade e concentrações de atividade de rádio foram distribuídas por litologias (classes de rochas e litotipos) e pedologias, de modo a avaliar suas interações.

4.1 Concentrações de radônio nos gases do solo por litologias

De modo geral, sabe-se que rochas com elevados teores de ^{238}U (e conseqüentemente, ^{226}Ra) possuem elevado potencial de geração de radônio, que, em função de fatores físicos e geoquímicos, podem contribuir nas concentrações deste elemento em seus solos derivados. Com base nesta premissa, as litologias da RMBH foram divididas entre classes e tipos de rochas, de acordo com a classificação obtida através das bases litológicas disponibilizadas no sítio do Geominas (IBGE 2010). Desta forma, procurou-se relacionar o embasamento rochoso de uma dada área com o respectivo tipo de solo correspondente. Vale ressaltar que o escopo

do estudo limitou-se a determinar as concentrações de radionuclídeos em amostras de solo e não das respectivas rochas.

A Tabela 4-1 apresenta a distribuição das concentrações de ^{222}Rn , faixa de permeabilidade e número de determinações realizadas (N) por classes de rochas. Nota-se que as regiões classificadas como rochas “ígneas” e “ígneas, metamórficas” apresentaram médias de concentração de radônio no solo menores se comparadas às outras classes de rochas. Tal fato pode ser justificado com base nas respectivas faixas de valores de permeabilidades do solo, as quais variaram da ordem de 10^{-13} m² (menos permeável) a 10^{-11} m² (mais permeável). Já as classes de rochas metamórficas e sedimentares apresentaram maiores médias de concentração de radônio em seus respectivos solos.

Tabela 4.1 - Distribuição dos pontos de determinação de Rn nos gases do solo por litologias (Classes de Rochas)

<i>Litologia (Classes de Rochas)</i>	<i>Média aritmética [Rn] no solo (kBq.m⁻³)</i>	<i>N* (solo)</i>	<i>Faixa de permeabilidade do solo correspondente (K) (m²)</i>
Ígnea	20,7 ± 2,3	04	(10 ⁻¹² - 10 ⁻¹¹)
Ígnea, Metamórfica	13,0 ± 3,7	04	(10 ⁻¹³ - 10 ⁻¹¹)
Metamórfica	28,8 ± 2,5	102	(10 ⁻¹⁴ - 10 ⁻¹¹)
Metamórfica, Sedimentar (ou sedimentos)	24,4 ± 8,1	02	(10 ⁻¹¹)
Sedimentar	27,8 ± 3,5	10	(10 ⁻¹¹)

*N = número de determinações.

A Figura 4-4 apresenta um mapa com os pontos de determinação de radônio georreferenciados pelo Geominas (IBGE, 2010) através do software ArcGIS[®], versão 9.3, sobrepostos às classes de rochas: ígneas, metamórficas e sedimentares.

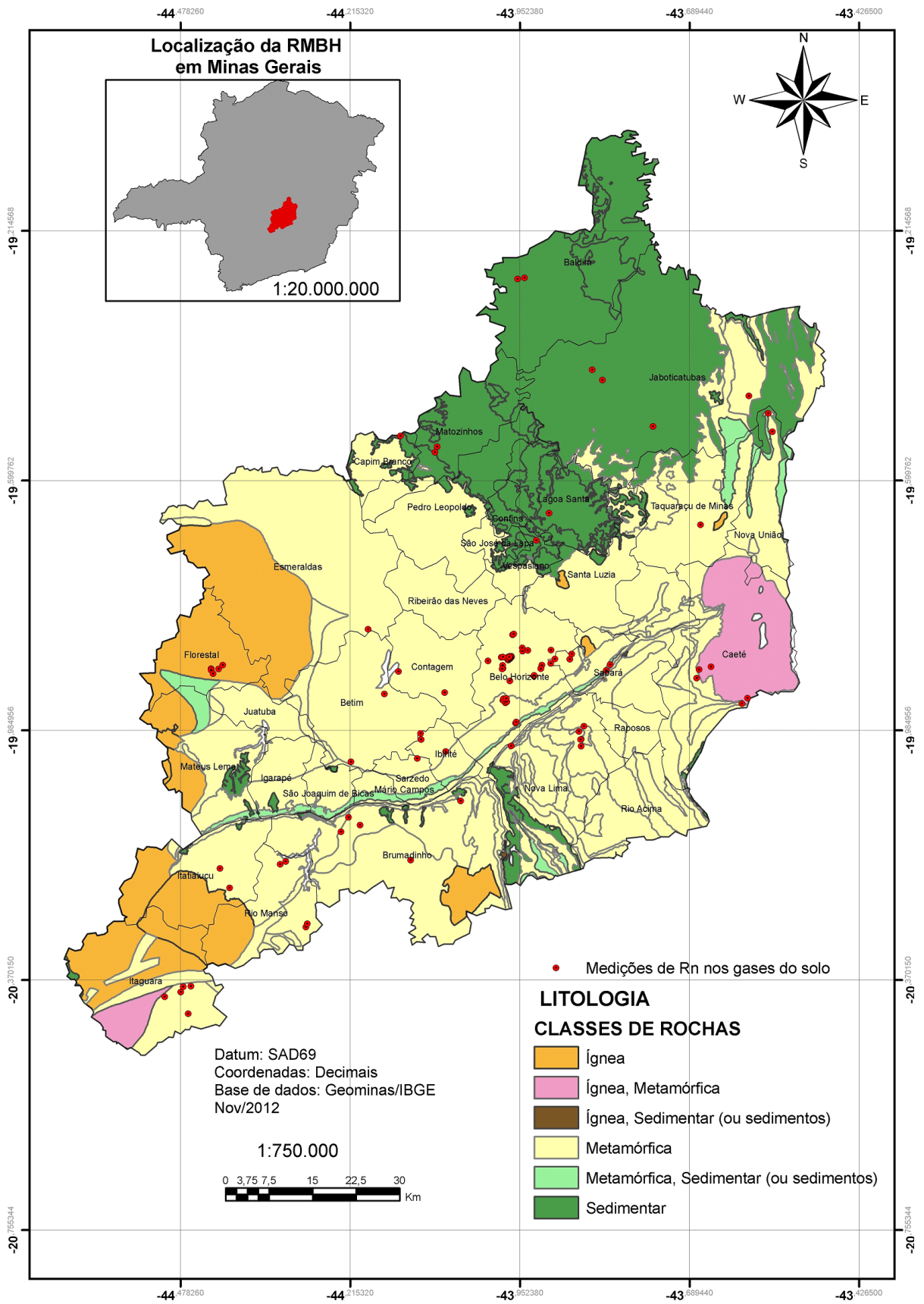


Figura 4-4 - Distribuição dos pontos de determinação de Rn nos gases do solo por litologias (classes de rochas).

Neste estudo, aplicou-se o teste estatístico de hipótese com o objetivo de avaliar se a diferença observada entre as médias, por exemplo: entre duas litologias ou pedologias, é uma diferença apenas devido a flutuações ou variações ou se a diferença é estatisticamente significativa. Assim, o teste de hipótese comprovou que o valor mais alto da média é estatisticamente significativo e não apenas resultados de flutuações aleatórias. Neste contexto, observou-se que as regiões correspondentes às rochas metamórficas e sedimentares apresentaram médias de concentração de radônio nos gases do solo realmente mais elevadas em relação aos solos de regiões de rochas ígneas. Os resultados dos testes de hipóteses podem ser vistos no Anexo III.

Para um maior nível de detalhamento do embasamento rochoso da região, as Tabelas 4-2 e 4-3 apresentam os litotipos de rochas classificados por classes litológicas. Observa-se que as regiões onde predominam as rochas metamórficas: gnaisse, ortognaisse, gnaisse granulítico, migmatito, xisto e metagrauvaca apresentaram concentrações médias superiores, com especial destaque aos xistos e metagrauvas (litotipos apresentados em conjunto) estes apresentando concentração média de $46,5 \pm 9,9 \text{ kBq.m}^{-3}$, cerca de 60% acima da média das demais rochas metamórficas (Tabela 4-3). Também através do teste estatístico de hipóteses, verificou-se que a diferença entre as médias de concentração de radônio nos gases do solo é estatisticamente significativa, quando comparada com as demais classificações litológicas.

A Tabela 4-2 apresenta os resultados da análise de variância (fator único) para os litotipos de rochas. Tal análise demonstrou que a variação nas concentrações de radônio nos gases do solo não é significativamente influenciada pelos litotipos, estando o valor $F_{calculado}$ menor que o valor $F_{crítico}$.

Tabela 4.2 - Análise de variância para os litotipos de rochas da RMBH.

<i>Litologias - Litotipos de rochas</i>	<i>N</i>	<i>Soma</i>	<i>Variância</i>	<i>Média aritmética</i>		
Granodiorito, granito, tonalito	04	82,72	21,75	20,7 ± 2,3		
Granito, granito gnaissé, granodiorito	03	30,6	39,52	10,2 ± 3,6		
Serpentinó, metagabro	03	28,36	103,53	9,4 ± 5,8		
Gnaissé	77	2175,8	682,29	29,5 ± 3,0		
Gnaissé granulítico, migmatito	05	141,23	266,47	28,2 ± 7,2		
Xisto, metagrauvaca	07	295,67	627,57	46,5 ± 9,9		
Rocha metapelítica	04	27,37	14,30	6,8 ± 2,2		
Ortognaissé	04	122,95	1233,89	30,7 ± 19,2		
Xisto, rocha metamáfica, metagrauvaca	04	56,54	41,46	14,1 ± 3,7		
Filito, dolomito, xisto	02	48,88	132,52	24,4 ± 8,1		
Calcarenito, calcissilito	04	81,59	35,87	19,7 ± 4,1		
Silito, folhelho	05	196,5	131,78	32,7 ± 4,6		

<i>Fonte da variação</i>	<i>SQ*</i>	<i>gl**</i>	<i>Estimativa da variância</i>	<i>F***</i>	<i>valor-P</i>	<i>F_{crítico}</i>
Entre litologias	6819,4973	11	619,9543	1,1228917	0,3508728	1,8792399
Dentro das litologias	59075,251	107	552,10515			
Total	65894,749	118				

* SQ = Soma de quadrados

** gl = graus de liberdade

*** F = $F_{calculado}$ (SQ/gl)

Já as determinações ocorridas em áreas onde rochas sedimentares são predominantes, apresentaram também concentrações médias de radônio no solo superiores se comparadas às regiões de rochas ígneas. Neste contexto, especial destaque é dado aos calcarenitos, calcissilitos, silitos e folhelhos. Tais constatações corroboram com os resultados obtidos por Malta (2010), que sugeriu estudos mais “cautelosos” nestas litologias por possuírem indícios de serem tipos litológicos propícios a altas concentrações de radônio. Entretanto, mostra-se evidente a necessidade de mais medições nestas regiões para qualquer afirmação de cunho definitivo, sendo a presente avaliação uma visão preliminar.

Assim, a Tabela 4-3 apresenta as concentrações de radônio nos gases do solo distribuídos pelos litotipos de rochas classificados dentro das classes litológicas: ígneas, metamórficas e sedimentares, de acordo com a base de dados do Geominas (IBGE, 2010).

Tabela 4.3 - Concentrações de radônio nos gases do solo distribuídos pelos litotipos de rochas classificados por classes litológicas.

<i>Classes</i>	<i>Litotipos de rochas</i>	<i>Média aritmética [Rn] no solo (kBq.m⁻³)</i>	<i>Média geométrica [Rn] no solo (kBq.m⁻³)</i>	<i>N*</i>
Ígnea	Granodiorito, granito, tonalito	20,7 ± 2,3	20,2	04
Ígnea, Metamórfica	Granito, granito gnaisse, granodiorito	10,2 ± 3,6	8,3	03
	Serpentinito, metagabro	9,4 ± 5,8	6,0	03
Metamórfica	Gnaisse	29,5 ± 3,0	19,8	77
	Gnaisse granulítico, migmatito	28,2 ± 7,2	25,5	05
	Xisto, metagrauvaca	46,5 ± 9,9	39,5	07
	Rocha metapelítica	6,8 ± 2,2	5,0	04
	Ortognaisse	30,7 ± 19,2	28,2	04
	Xisto, rocha metamáfica, metagrauvaca	14,1 ± 3,7	11,7	04
Metamórfica, Sedimentar (ou sedimentos)	Filito, dolomito, xisto	24,4 ± 8,1	23,0	02
Sedimentar	Calcarenito, calcissiltito	19,7 ± 4,1	18,7	04
	Siltito, folhelho	32,7 ± 4,6	31,2	05

*N = número de determinações.

A Figura 4-5 apresenta um mapa com os pontos de determinação de radônio georreferenciados pelo Geominas (IBGE, 2010) através do software ArcGIS[®], versão 9.3, sobrepostos às litologias (litotipos de rochas) da RMBH.

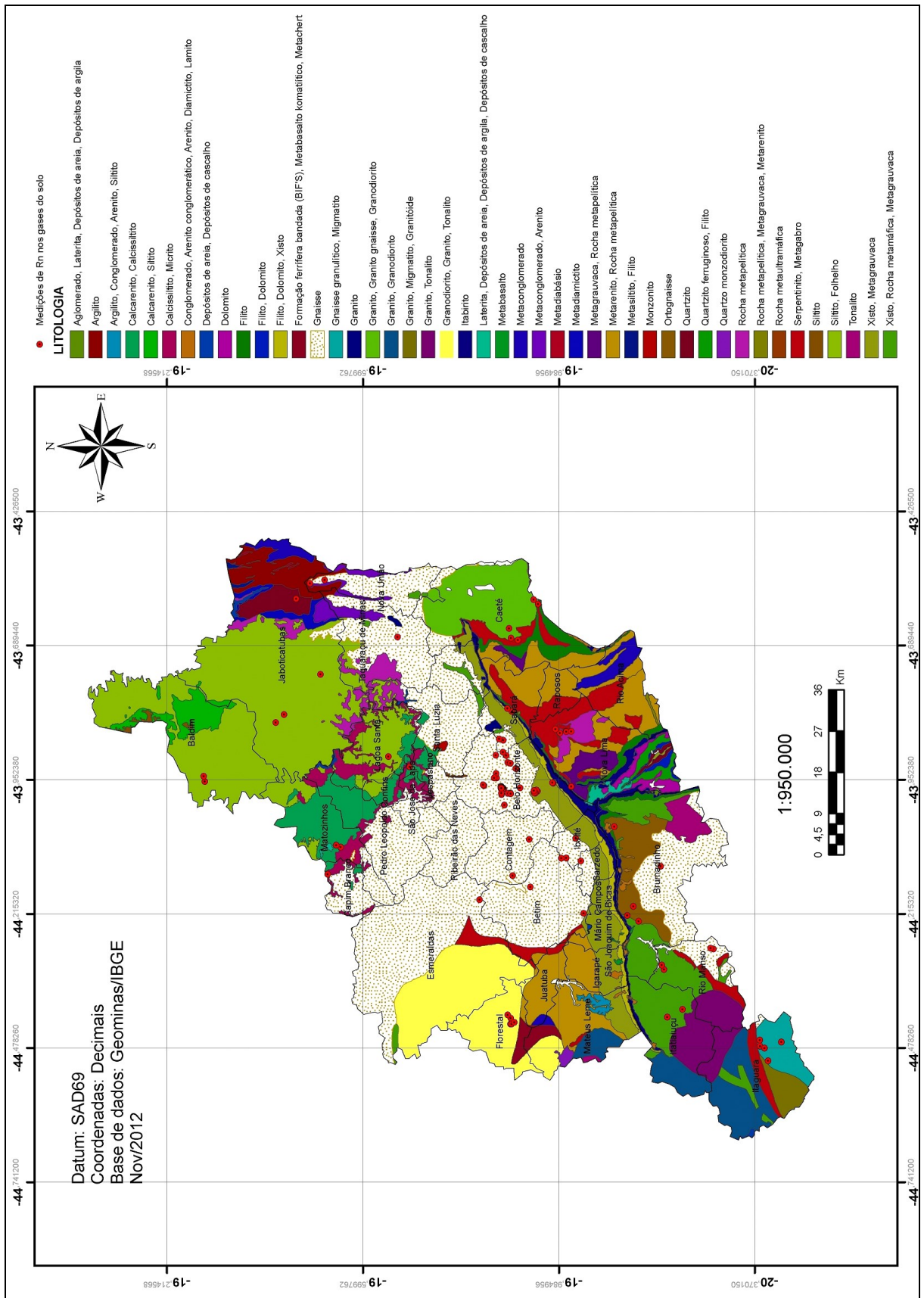


Figura 4-5 - Distribuição dos pontos de determinação de Rn nos gases do solo por litologias (litotipos de rochas).

4.2 Concentrações de radônio nos gases do solo por pedologias

Os resultados das concentrações de radônio nos gases dos solos da RMBH também foram avaliados de acordo com as pedologias da referida região. A classificação dos tipos de solo foi baseada nos dados contidos no Manual Técnico de Pedologia, 2ª ed., desenvolvido pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE, em 2007. Deste modo, tal classificação é endossada pelo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos – SiBCS sendo referência para a classificação de todos os solos existentes no Território Nacional (IBGE, 2007).

Similarmente ao levantamento realizado com relação às litologias, a distribuição da concentração de radônio nos gases do solo da RMBH também foi avaliada sob o aspecto pedológico. As classes Argissolo Vermelho, Argissolo Vermelho-Amarelo, Cambissolo Háplico, Latossolo Vermelho-Amarelo e Latossolo Vermelho apresentaram concentrações intermediárias, em torno de $22,0 \text{ kBq.m}^{-3}$, valor este dentro da faixa média de concentração sugerida na literatura para os solos (EISENBUD; GESELL, 1997). Já as concentrações de atividade de ^{226}Ra variaram de $12,4 \pm 2,5$ a $23,7 \pm 3,4 \text{ Bq.kg}^{-1}$, também considerados valores médios para solos típicos, de acordo com a UNSCEAR (2000).

No entanto, as concentrações médias de radônio variaram de $13,6 \pm 3,0 \text{ kBq.m}^{-3}$ para os Neossolos Litólicos, a $60,6 \pm 8,7 \text{ kBq.m}^{-3}$ para os Latossolos Vermelhos perférricos. Já as concentrações de atividade de ^{226}Ra apresentaram valores de $12,4 \pm 2,5 \text{ Bq.kg}^{-1}$ para os Neossolos Litólicos e $50,3 \pm 13,0 \text{ Bq.kg}^{-1}$ para os Latossolos Vermelhos perférricos. Assim, tais pedologias representam os valores extremos de concentração de radônio e teor de ^{226}Ra nos solos encontrados neste estudo.

A Figura 4-6 apresenta os resultados da concentração de radônio nos gases dos solos em um gráfico *Boxplot* destacando os parâmetros estatísticos descritivos: mediana (2º quartil), média, 1º e 3º quartis. Nota-se que a maior parte dos valores marginais (*outliers*) observados na Figura 4-2 podem ser justificados quando classificados por pedologias, já que os valores localizados acima do 3º quartil pertencem aos Latossolos Vermelhos perférricos e, grande parte dos valores localizados abaixo do 1º quartil são pertencentes aos Neossolos Litólicos, Latossolos Vermelhos e Cambissolos Háplicos.

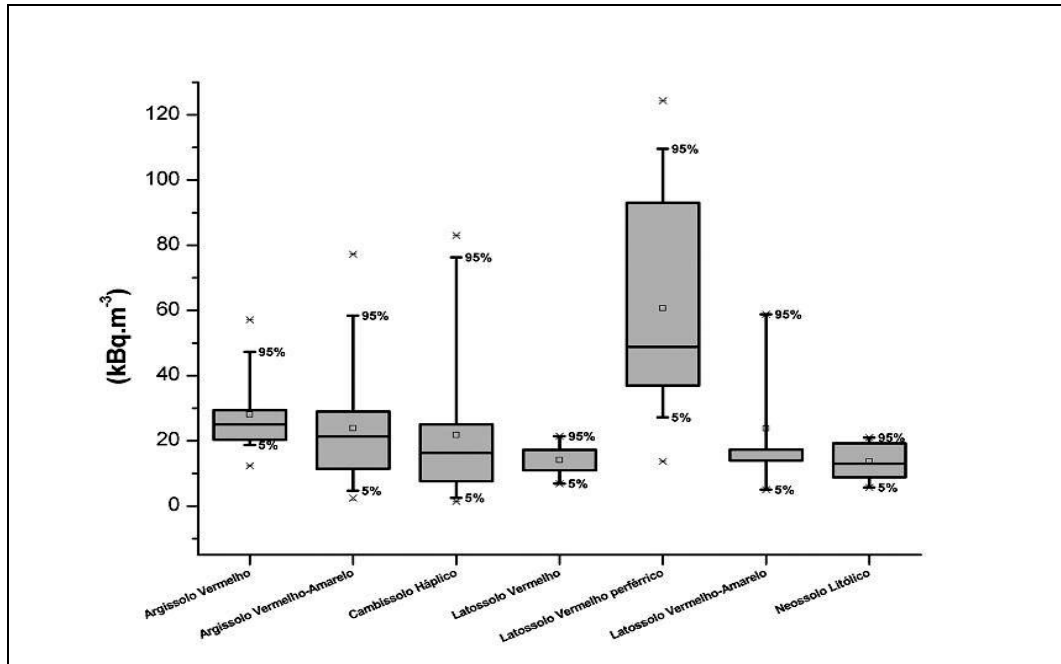


Figura 4-6 - Gráfico *Boxplot* das concentrações de radônio nos gases do solo por pedologias.

A faixa de permeabilidade dos solos aos seus gases naturais apresentou variações de 10^{-14} m^2 (menor permeabilidade) a 10^{-11} m^2 (maior permeabilidade), sendo que 40% dos solos analisados apresentaram elevada permeabilidade. Também foi avaliado o Índice de Radônio no Solo (SRI), em função da concentração de radônio nos gases do solo e correspondente valor de permeabilidade, conforme a equação (2.8.1). A Tabela 4-4 apresenta os resultados obtidos para as médias aritmética e geométrica de concentração de radônio, concentração de atividade de ^{226}Ra nos solos amostrados, faixa de permeabilidade do solo e Índice de Radônio no Solo (SRI) para as pedologias.

Tabela 4.4 - Resultados de concentrações de Rn nos solos, concentração de atividade de ^{226}Ra , faixa de permeabilidade e SRI.

<i>Pedologias</i>	<i>Média Aritmética [Rn] no solo (kBq.m⁻³)</i>	<i>Média geométrica [Rn] no solo (kBq.m⁻³)</i>	<i>[²²⁶Ra] no solo (Bq/kg)</i>	<i>N [Rn] no solo]</i>	<i>Faixa de permeabilidade do solo (K) (m²)</i>	<i>SRI*</i>
Argissolo Vermelho	28,1 ± 3,4	25,8	21,6 ± 0,3	14	(10 ⁻¹² - 10 ⁻¹¹)	18,5 (9,0 - 28,0)
Argissolo Vermelho-Amarelo	24,0 ± 2,2	18	23,7 ± 3,4	65	(10 ⁻¹⁴ - 10 ⁻¹¹)	16,1 (0,3 - 76,3)
Cambissolo Háplico	21,7 ± 6,4	12,7	18,1 ± 3,4	15	(10 ⁻¹⁴ - 10 ⁻¹¹)	17 (0,1 - 75,3)
Latossolo Vermelho**	14,1 ± 3,2	13	15,3 ± 6,1	04	(10 ⁻¹¹)	13 (5,9 - 20,4)
Latossolo Vermelho perférricos	60,6 ± 8,7	51,4	50,3 ± 13	15	(10 ⁻¹⁴ - 10 ⁻¹¹)	49 (7,0 - 108,6)
Latossolo Vermelho-Amarelo	23,7 ± 12	16,3	21,7 ± 0,5	04	(10 ⁻¹² - 10 ⁻¹¹)	15 (2,0 - 29,0)
Neossolo Litólico	13,6 ± 3	12,1	12,4 ± 2,5	05	(10 ⁻¹² - 10 ⁻¹¹)	7,5 (4,7 - 10)

* SRI = Indicador de Radônio no Solo, determinado a partir da eq. (2.8.1) em função da faixa de valores de permeabilidades.

** Excluídos os valores correspondentes ao Latossolo Vermelho perférrico.

Avaliando os resultados, observa-se uma concentração média de radônio significativamente mais alta nos Latossolos Vermelhos perférricos, os quais apresentam teores de ferro mais elevados que os demais tipos pedológicos. A classificação atual de solos agrupa os antigos Latossolos: Roxo, Vermelho-Escuro e Ferrífero em simplesmente “Latosolos Vermelhos”. Com o intuito de destacar as regiões onde predominam os Latossolos Vermelhos perférricos, este estudo optou por classificá-lo separadamente utilizando a nomenclatura em nível de subordem, conforme descrito no Manual Técnico de Pedologia (IBGE, 2007). Portanto, o presente estudo avaliou estes solos separadamente dos demais Latossolos Vermelhos. A Figura 4-7 evidencia graficamente a particularidade dos Latossolos Vermelhos perférricos quanto ao risco do radônio frente às demais pedologias.

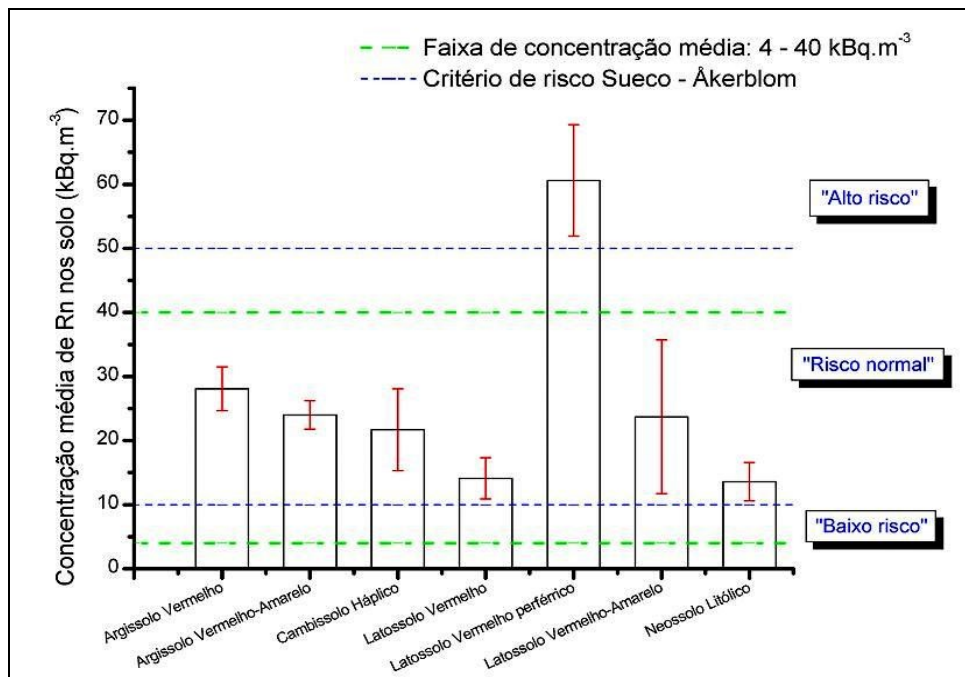


Figura 4-7 - Distribuição da concentração de Rn nos gases do solo por pedologias e classificações de risco.

Diante do exposto, a concentração média de radônio nos gases dos Latossolos Vermelhos perféricos apresentou valores significativamente elevados. Através do teste de hipóteses, também se verificou que a diferença entre as médias de concentração de radônio nos gases do solo é estatisticamente significativa para estes solos, quando comparada com as demais pedologias. Destaca-se que aproximadamente 67% das determinações de radônio nos Latossolos Vermelhos perféricos estão acima da média de radônio nos gases dos solos sugerida por Eisenbud e Gesell (1997), e cerca de 53% dos pontos analisados classificados como “Alto risco”, segundo o critério sueco de classificação sugerido por Åkerblom. Entretanto, este estudo sugere a realização de mais monitorações nestas áreas para uma avaliação com um maior nível de detalhamento, além de estudos das concentrações de radônio no ar em residências para se correlacionar com as concentrações de radônio nos gases do solo das respectivas áreas.

A Tabela 4-5 apresenta os resultados da análise de variância (fator único) para as pedologias da RMBH. Tal análise demonstrou que a variação nas concentrações de radônio nos gases do solo é significativamente influenciada pelas classes pedológicas, estando o valor $F_{calculado}$ maior que o valor $F_{crítico}$.

Tabela 4.5 - Análise de variância para as pedologias da RMBH.

<i>Pedologia</i>	<i>N</i>	<i>Soma</i>	<i>Variância</i>	<i>Média aritmética</i>		
Argissolo Vermelho	14	393,32	168,86	28,1 ± 3,4		
Argissolo Vermelho-Amarelo	65	1524,08	316,56	24,0 ± 2,2		
Cambissolo Háplico	15	326,6	623,93	21,7 ± 6,4		
Latossolo Vermelho	04	56,54	41,46	14,1 ± 3,2		
Latossolo Vermelho perférrico	15	909,9	1152,55	60,6 ± 8,7		
Latossolo Vermelho-Amarelo	04	95,08	573,23	23,7 ± 12,0		
Neossolo Litólico	05	67,83	43,00	13,6 ± 3,0		

<i>Fonte da variação</i>	<i>*SQ</i>	<i>**gl</i>	<i>Estimativa da variância</i>	<i>F</i>	<i>valor-P</i>	<i>F crítico</i>
Entre pedologias	19583,86	6,0	3263,977	7,589835	7,28E-07	2,1791
Dentro das pedologias	49025,22	114	430,0458			
Total	68609,08	120				

* SQ = Soma de quadrados

** gl = graus de liberdade

*** F = $F_{calculado}$ (SQ/gl)

Vale salientar que a pedologia em questão representa a borda noroeste do Quadrilátero Ferrífero, do Supergrupo Minas. Uma avaliação preliminar dos resultados sugere uma influência significativa das formações ferríferas desta região na retenção dos minerais de urânio. Sabe-se que a capacidade de adsorção de urânio sobre as superfícies minerais é alta para os óxidos de ferro (JEON *et al.* 2001; IAEA, 2009). Uma vez que minerais de urânio se depositam em uma dada região através de sua adsorção pelos óxidos de ferro, pode-se inferir preliminarmente que tais regiões poderiam ser susceptíveis ao radônio em ambientes interiores, embora outras características (como a permeabilidade, por exemplo) devam ser consideradas. A Figura 4-8 evidencia em pontilhado a interseção aproximada da pedologia Latossolo Vermelho perférricos com o Quadrilátero Ferrífero. A Tabela 4-6 apresenta os pontos de determinação de radônio localizados na pedologia Latossolo Vermelho perférrico.

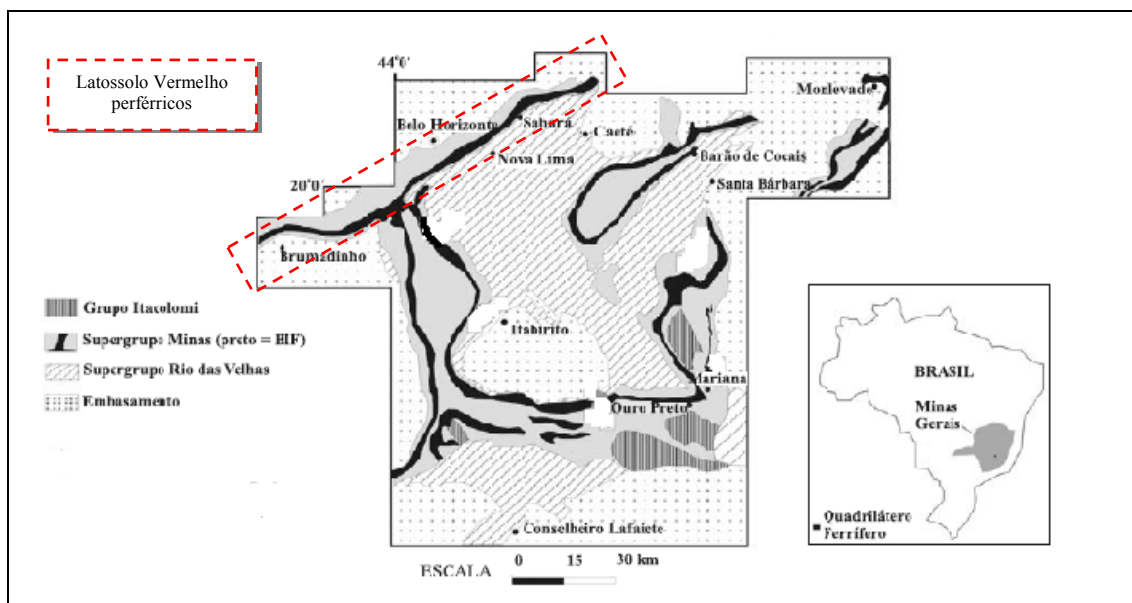


Figura 4-8 - Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero com destaque para a localização aproximada dos Latossolos Vermelhos perférricos.

Fonte: Adaptado de Souza (2006).

Tabela 4.6 - Pontos de determinação de Rn localizados no Latossolo Vermelho perférrico.

<i>MUNICÍPIO</i>	<i>BAIRRO (ou localização aproximada)</i>	<i>[²²²Rn] (kBq.m⁻³)</i>
Sabará	Rodovia BR 262 - (P1)	124,41 ± 4,8
Sabará	Rodovia BR 262 - (P2)	109,62 ± 4,9
Ibirité	Centro	94,77 ± 4,0
Belo Horizonte	Jardim América - (P1)	93,0 ± 3,9
Belo Horizonte	Cidade Nova - (P1)	83,6 ± 3,6
Belo Horizonte	Cidade Nova	77,17 ± 3,1
Belo Horizonte	União	54,64 ± 2,4
Belo Horizonte	Nova Suíça - (P1)	48,8 ± 2,3
Belo Horizonte	Nova Suíça - (P2)	46,35 ± 2,2
Ibirité	Rodovia MG 040	42,77 ± 2,5
Belo Horizonte	Jardim América - (P2)	37,0 ± 2,0
Belo Horizonte	Novo Santa Inês	29,37 ± 2,7
Belo Horizonte	Jardim América - (P3)	27,52 ± 3,2
Sabará	Bairro Ana Lúcia	27,23 ± 2,0
Belo Horizonte	Bairro da Graça	13,65 ± 3,2

A Figura 4-9 apresenta um mapa com os pontos de determinação de radônio georreferenciados pelo Geominas (IBGE, 2010) através do software ArcGIS[®], versão 9.3, sobrepostos às pedologias da RMBH, conforme Manual Técnico de Pedologia.

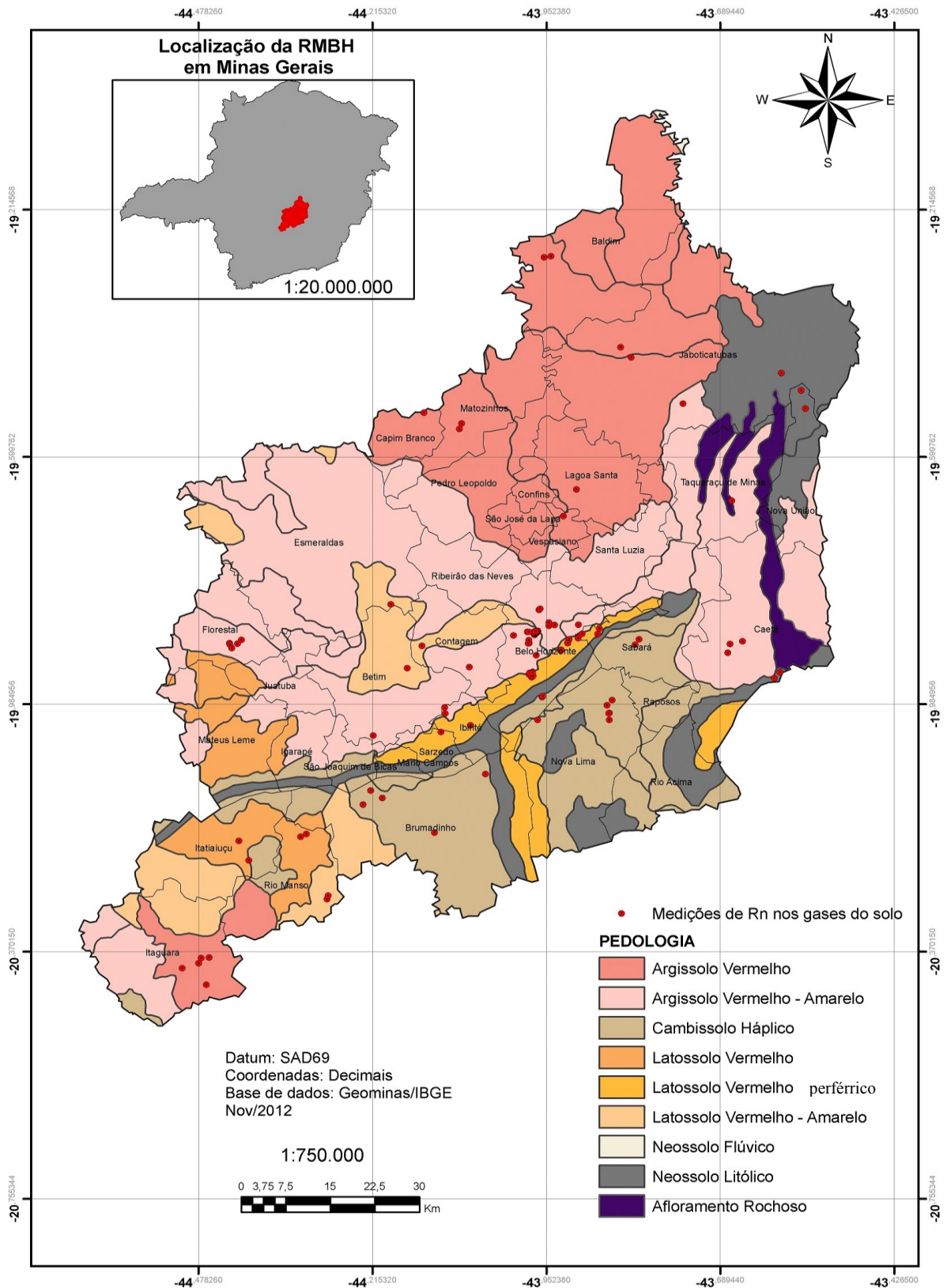


Figura 4-9 - Distribuição dos pontos de determinação de Rn nos gases do solo por pedologias.

(Mapa esquemático, segundo as orientações do Manual Técnico de Pedologia (IBGE 2007).

4.2.1 Variação da concentração de radônio em uma mesma pedologia

Foram realizadas 40 medições de radônio nos gases do solo em pontos localizados em uma mesma pedologia, a fim de se conhecer a variação do radônio em um mesmo tipo de solo. Por razões estratégicas de acessibilidade e relevância técnica, a área escolhida para tal análise foi a do Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear – CDTN. Para a escolha dos pontos de medição, levou-se em consideração a preferência por áreas de solo natural, isto é, não aterrados ou que tenham sofrido algum tipo de interferência (seja ela antrópica ou não) que impactasse na concentração do gás radônio no solo. Com base neste critério, solos que apresentavam deposição de resíduos, alagamentos ou perfurações próximas foram excluídos do escopo da amostragem.

Neste contexto, a concentração de radônio nos gases do solo do CDTN apresentou média aritmética de $21,4 \pm 2,0$ kBq.m⁻³, média geométrica de 16,3 kBq.m⁻³, mediana de 17,8 kBq.m⁻³ e desvio padrão igual a 12,6 kBq.m⁻³. Tais valores apresentaram variações de 2,4 a 58,4 kBq.m⁻³. Já as medições de permeabilidade apresentaram valores na faixa de 10^{-14} a 10^{-11} m², sendo os pontos maior permeabilidade do solo (10^{-11} m²) correspondendo a 23% do total de medições. A Figura 4-10 apresenta o histograma de frequência das concentrações de radônio nos gases do solo do CDTN, onde predominam os Argissolos Vermelho-Amarelo.

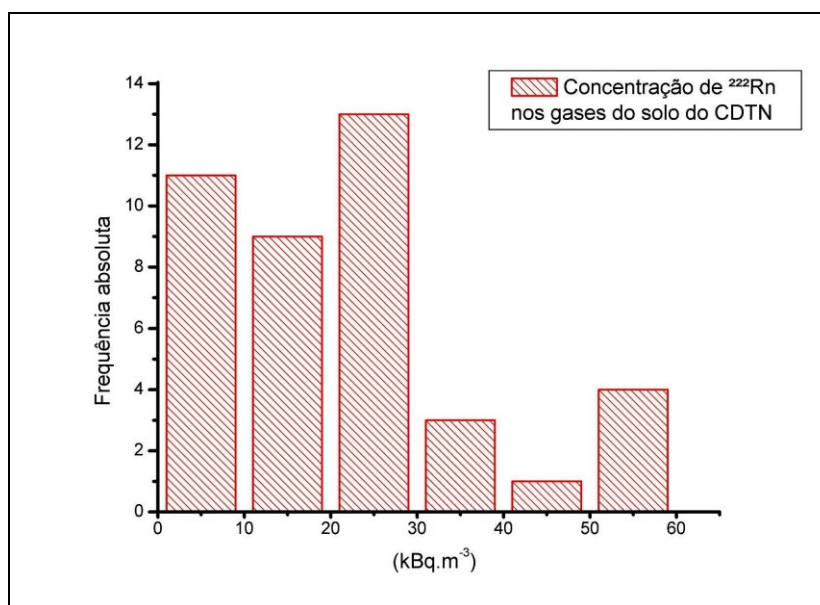


Figura 4-10 - Distribuição de frequência da concentração do Rn nos gases do solo do CDTN.

Observa-se que a concentração média de radônio nos gases do solo do CDTN apresentou valor ligeiramente inferior à concentração média de radônio nos gases do solo encontrada para a RMBH ($26,3 \pm 1,8 \text{ kBq.m}^{-3}$). Figura 4-11 apresenta o gráfico com todos os pontos de determinação de radônio nos gases do solo do CDTN em uma mesma pedologia, onde é evidenciada a grande variação nos resultados.

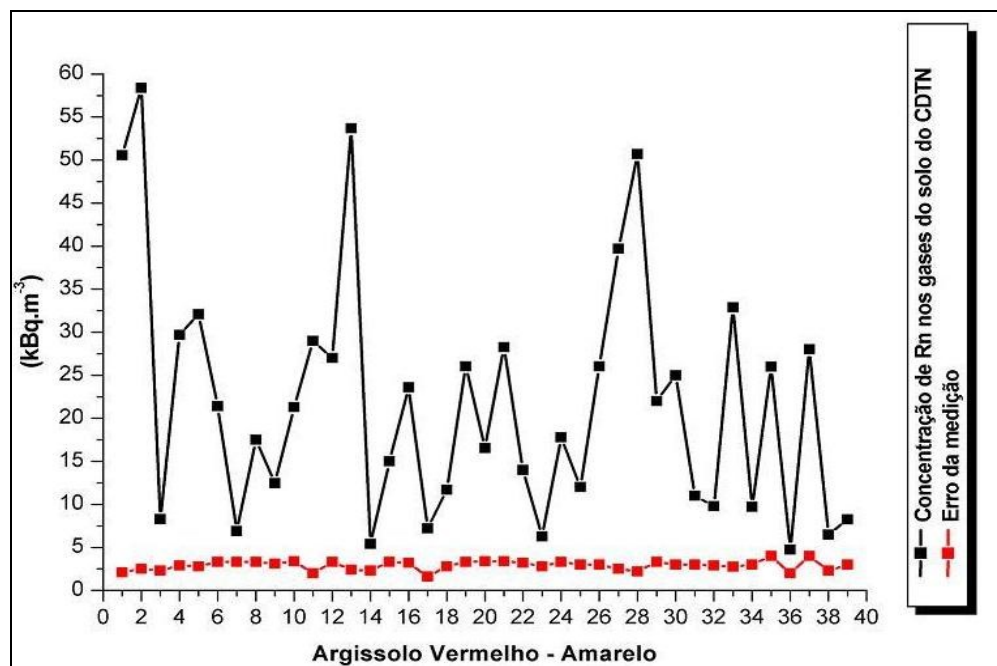


Figura 4-11 - Variação das concentrações de radônio nos gases do solo do CDTN em uma mesma pedologia.

A Figura 4-12 a seguir apresenta a imagem aérea do CDTN com a localização georreferenciada dos pontos de determinação de radônio nos gases do solo. As indicações 1, 2 e 3 correspondem à Portaria principal, à Torre Meteorológica e ao prédio onde se localiza o reator TRIGA, respectivamente. O ponto destacado em vermelho corresponde ao ponto único de múltiplas determinações de radônio, que será analisado mais adiante.



Figura 4-12 - Imagem aérea do CDTN com a localização georreferenciada dos pontos de determinação de radônio nos gases do solo.

Fonte: Google Earth. Data da imagem: 19 de abril de 2011.

4.2.2 Fatores físicos na variação diária do radônio nos gases do solo

Com o objetivo de avaliar o nível de influência de algumas características físicas como umidade, temperatura superficial do solo, temperatura ambiente e pressão barométrica ao longo do dia, procedeu-se a monitoração da concentração do radônio nos gases do solo em um ponto único de medição, durante três dias consecutivos, realizando medições das variáveis citadas a cada três horas. Para tanto, algumas condições foram consideradas para a escolha do local, tais como:

- deveria ser afastado de fontes de calor geradas por atividades humanas, sendo sua influência de temperatura derivada apenas do sol;
- deveria ser afastado de encostas, locais de deposição de sedimentos, erosão e possuir pouca influência antrópica;

- possuir um relevo que beneficiasse o escoamento da água, de modo que esta não acumulasse no local;
- deveria ser seguro e de fácil acesso, de modo que a sonda juntamente com o capilar utilizados na medição com o *AlphaGUARD*[®] pudessem permanecer instalados no solo durante todo o período de monitoração.

Baseado nestes critérios escolheu-se um ponto localizado dentro dos limites do CDTN, próximo à Torre Meteorológica. Assim, as medições foram realizadas durante o inverno, mais precisamente na segunda quinzena do mês de julho de 2012.

Os resultados apresentaram menores concentrações de radônio nos gases do solo nos horários noturnos, especificamente durante a madrugada, às 00:00 h, com média de $15,5 \pm 1,0$ kBq.m⁻³. Em contrapartida, o horário diurno, especificamente às 15:00 h, apresentou maiores médias de concentração de radônio, aproximadamente $21,0 \pm 1,0$ kBq.m⁻³. Com relação aos fatores físicos analisados, a umidade relativa do ar, temperatura ambiente e temperatura da superfície do solo apresentaram correlação positiva com a concentração do radônio. Durante os horários de menor concentração de radônio, as médias da umidade do ar e temperatura ambiente foram de 60% e 18,7 °C, respectivamente. Já às 15:00 h, estas mesmas variáveis obtiveram médias de 40% e 24,7 °C, respectivamente. Considerando a influência da pressão barométrica, notou-se que às 00:00 h, esta apresentou maiores médias, cerca de 924,3 mbar, enquanto que às 15:00 h, apresentou menor média, 923,0 mbar.

A Figura 4-13 apresenta a concentração de radônio em função do horário da medição das variáveis físicas relacionadas. Nota-se que a temperatura ambiente e a temperatura superficial do solo apresentaram comportamento semelhante, sendo a temperatura superficial do solo ligeiramente inferior à temperatura ambiente. Já a umidade relativa do ar apresentou um comportamento cíclico mais acentuado, evidenciando que os horários onde o radônio no solo apresentam-se em menor concentração (00:00 h e 03:00 h) a umidade do ar apresenta-se mais elevada, e, semelhantemente, nos horários onde se observa maiores concentrações de radônio nos solos, a umidade do ar ambiente se mostra inferior. Por dificuldades na representação da pressão barométrica no gráfico, em razão de sua reduzida flutuação diária, o que dificultaria a

visualização gráfica; optou-se por não representá-la. Entretanto, os seus correspondentes valores foram considerados nas avaliações.

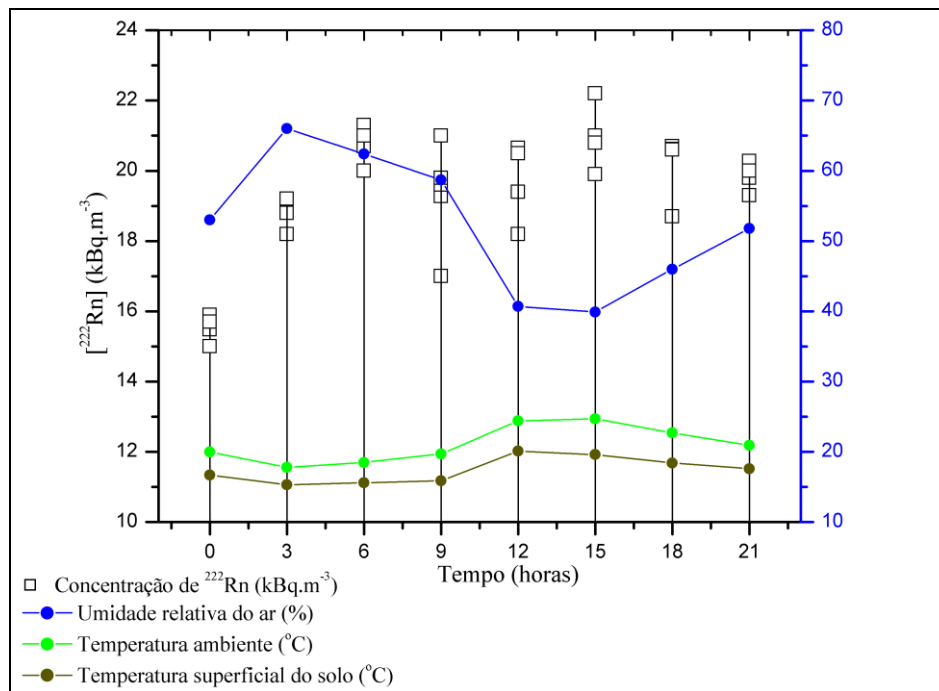


Figura 4-13 - Variação da concentração de ^{222}Rn nos gases do solo: variações diárias, umidade relativa do ar, temperatura superficial do solo e temperatura ambiente.

4.3 Concentrações médias de Th e U nos solos da RMBH

Para determinação da concentração do urânio e do tório nas amostras de solo, foi utilizada a técnica de Espectrometria de Massas com Plasma Indutivamente Acoplado - ICP-MS, detalhado no ítem 3.7 da metodologia. Os resultados de análises de urânio no Laboratório de Espectrometria de Massas foram tomados como valores de referência uma vez que a técnica analítica está validada em análises de Materiais Certificados de Referência. Os resultados de concentração de atividade de ^{226}Ra indicam um grau de afastamento constante em relação aos respectivos resultados de concentração de atividade de ^{238}U , isto é, a razão $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$ é 0,50 para todo o conjunto. Parte deste afastamento pode ser justificada pelo desequilíbrio radioativo gerado em função da maior solubilidade do rádio em água e, principalmente, devido à passagem do ^{234}U por recuo durante a emissão alfa pelos átomos de ^{238}U , quando estão presentes próximo à superfície dos grãos minerais, ou seja, na fase sólida do solo.

Conforme estudos realizados por Oliveira (2006) em um Latossolo na cidade de São Paulo, o desequilíbrio gerado por estes dois processos é uniforme e aproximadamente igual a 10% até a profundidade de 2,0 metros. Assim, considerando este desequilíbrio de 10% como válido para a área do presente estudo, ainda assim permaneceria a diferença de 40% que se mostra constante para todas as pedologias em análise, conforme demonstrado pela reta de regressão com coeficiente linear de *Pearson* R^2 igual a 0,90 (Figura 4-14). Tal diferença nos resultados pode ser admitida como um erro sistemático atribuível à diferença de autoabsorção da radiação gama nas amostras em relação aos padrões utilizados na calibração do sistema de espectrometria gama.

Vale ressaltar que a calibração da espectrometria gama foi realizada com padrões radioativos em água desmineralizada, isto é, padrões com densidade igual a 1,0, sendo que as amostras analisadas neste trabalho apresentaram densidade da ordem de 1,6. O Anexo IV apresenta os resultados individuais das concentrações de tório e urânio em amostras de solo da RMBH. A Figura 4-14 apresenta a correlação entre as concentrações de atividade de ^{226}Ra e ^{238}U nas amostras de solo da RMBH.

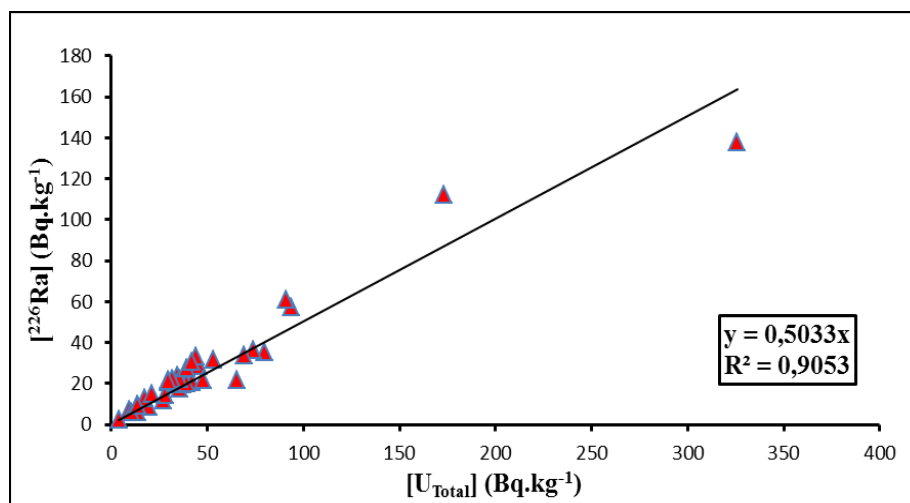


Figura 4-14 - Correlação entre as concentrações de ^{226}Ra e ^{238}U em amostras de solos da RMBH.

A Figura 4-15 apresenta um gráfico de dispersão entre as concentrações de atividade de ^{220}Rn (torônio) e a concentração de Th. Embora na série de decaimento do ^{232}Th os equilíbrios radioativos sejam obtidos em prazos relativamente curtos, não é esperado equilíbrio radioativo entre o ^{220}Rn e o ^{232}Th , uma vez que a própria extração do ^{220}Rn para a medição no *AlphaGUARD*[®] se constitui em um forte fator de desequilíbrio, devido ao decaimento do

^{220}Rn durante seu transporte até o detector, dado sua meia-vida relativamente muito curta, de 55,0 segundos. Contudo observa-se uma tendência de ^{220}Rn crescente com os valores de Th.

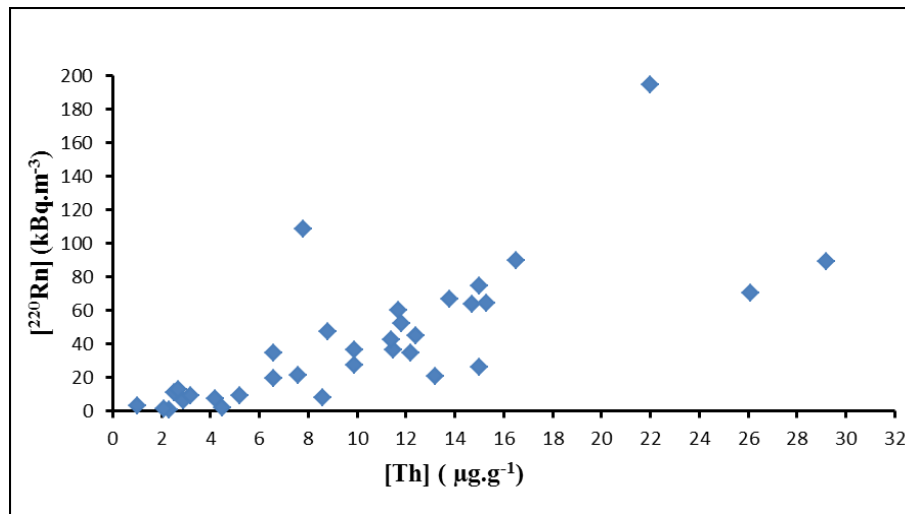


Figura 4-15 - Dispersão das concentrações de ^{220}Rn (torônio) e a concentração de Th nas amostras de solos da RMBH.

4.4 Potencial geológico de radônio para a RMBH

O desenvolvimento de uma metodologia única e conclusiva para determinação quantitativa do transporte do radônio dos solos para os ambientes interiores configura-se bastante complexa, em virtude das dependências funcionais destes mecanismos de transporte. Diante desta constatação, torna-se razoável relacionar determinados parâmetros a fim de se estimar o risco relativo ao radônio em habitações.

No presente estudo, foram utilizados os dados referentes à concentração de atividade do ^{226}Ra , permeabilidade e concentração de radônio nos gases do solo de modo a relacioná-los com o indicador GEORP. Assim, o GEORP da RMBH foi calculado tendo como referência o nível de ação sugerido pela U.S.EPA de $148,0 \text{ Bq.m}^{-3}$ para o ar no interior de habitações. Foram também calculados os valores GEORP para cada litologia e pedologia com base nas monitorações realizadas por Santos (2010).

De acordo com Santos (2010), a concentração média de radônio no ar no interior de residências da RMBH é de $108,0 \text{ Bq.m}^{-3}$. Neste trabalho, o GEORP global para a RMBH foi de 18,8%. Isto significa que das 500 residências da RMBH monitoradas, aproximadamente 94 apresentaram concentrações de radônio no ar superiores ao limite de $148,0 \text{ Bq.m}^{-3}$. Também

foi avaliado o Índice de Radônio no Solo – SRI, de acordo com a equação (2.8.1), sugerida por Chen (2009).

Analisando os resultados classificados por litologias, observa-se que solos cujo embasamento rochoso é composto por rochas sedimentares apresentaram os maiores valores de GEORP, SRI, concentração média de radônio no ar e solo, coerentes também com a maior permeabilidade destes solos. Pode-se afirmar, ainda que preliminarmente, que estas áreas podem ser mais susceptíveis ao radônio com relação às demais. Vale ressaltar que embora os resultados apresentados para as regiões cujo embasamento corresponde às rochas classificadas como “metamórficas, sedimentares (ou sedimentos)” tenham apresentado valores mais elevados, a quantidade de determinações, tanto para o solo quanto para o ar, ainda é insuficiente para uma avaliação mais precisa. Por outro lado, os solos sobrepostos às rochas “ígneas” e “ígneas, metamórficas” apresentaram menores médias de concentração de radônio nos gases do solo, no ar além de menores GEORP e SRI. Mais uma vez, considerando as poucas determinações realizadas nestas regiões, torna-se inseguro apresentar qualquer afirmação de caráter conclusivo.

Com relação aos resultados para as classes de rochas classificadas como “metamórficas”, observa-se que mesmo a concentração de radônio nos gases do solo sendo a mais elevada, a média de radônio no ar no interior de habitações para estas regiões se apresentou inferior às demais, e também um GEORP menor. O SRI apresentou uma vez que apesar de sua grande faixa de variação (de 0,1 a 108,6), sua média mostrou-se intermediária com relação às rochas de classes sedimentares e de classes ígneas. A Tabela 4-7 apresenta os resultados das concentrações de radônio nos gases do solo, no ar, teor de ^{226}Ra nos solos, permeabilidade, SRI e GEORP distribuídos por litologias (classes de rochas).

Tabela 4.7 - Litologias e suas concentrações de radônio nos gases do solo, no ar, teor de ^{226}Ra , permeabilidade, SRI e GEORP.

<i>Litologia (Classes de Rochas)</i>	<i>Média aritmética [Rn] no ar (Bq.m⁻³)</i>	<i>Média aritmética [Rn] no solo (kBq.m⁻³)</i>	<i>N (ar)</i>	<i>N (solo)</i>	<i>Faixa de permeabilidade (K) (m²)</i>	<i>SRI</i>	<i>GEORP (%)</i>
Ígnea	119,3 ± 18	20,7 ± 2,3	25	04	(10 ⁻¹² - 10 ⁻¹¹)	14 (12,3 - 20,1)	12,0
Ígnea, Metamórfica	116,0 ± 31,6	13,0 ± 3,7	11	04	(10 ⁻¹³ - 10 ⁻¹¹)	7,5 (0,6 - 13,6)	18,0
Metamórfica	113,0 ± 6,4	28,8 ± 2,5	408	102	(10 ⁻¹⁴ - 10 ⁻¹¹)	19,0 (0,1 - 108,6)	17,4
Metamórfica, Sedimentar (ou sedimentos)	180,0 ± 60,0	24,4 ± 8,1	3	02	(10 ⁻¹¹)	23,4 (15,3 - 31,5)	66,0
Sedimentar	135,0 ± 19,0	27,8 ± 3,5	53	10	(10 ⁻¹¹)	26,8 (11,3 - 43,3)	20,7

Os resultados distribuídos por pedologias apresentam valores de concentração de radônio no interior de residências, SRI e GEORP bastante expressivos para os Latossolos Vermelhos perférricos, o que corrobora com os resultados obtidos para a concentração de radônio nos gases destes solos. Embora os Latossolos Vermelhos também apresentem valores elevados, estes não serão destacados por carecerem de um maior aprimoramento na quantidade de medições. Vale salientar que as pedologias Cambissolo Háplico, Latossolo Vermelho-Amarelo e Neossolo Litólico apresentaram tanto concentrações de radônio no ar quanto nos gases dos solos abaixo das respectivas concentrações médias: 108,0 Bq.m⁻³ para o ar e 26,3 kBq.m⁻³ para o solo. Tais resultados podem ser visualizados na Tabela 4-8.

Tabela 4.8 - Pedologias e suas concentrações de radônio nos gases do solo, no ar, teor de ^{226}Ra , permeabilidade, SRI e GEORP.

<i>Pedologia</i>	<i>Média Aritmética [Rn] no ar (Bq.m⁻³)</i>	<i>Média aritmética [Rn] no solo (kBq.m⁻³)</i>	<i>N (ar)</i>	<i>N (solo)</i>	<i>[²²⁶Ra] no solo (Bq.kg⁻¹)</i>	<i>Faixa de permeabilidade (K) (m²)</i>	<i>SRI</i>	<i>GEORP (%)</i>
Argissolo Vermelho	142,2 ± 23	28,1 ± 3,4	60	14	21,6 ± 0,3	(10 ⁻¹² - 10 ⁻¹¹)	18,5 (9,0 - 28,0)	18,3
Argissolo Vermelho-Amarelo	113,2 ± 8,4	24,0 ± 2,2	252	65	23,7 ± 3,4	(10 ⁻¹⁴ - 10 ⁻¹¹)	16,1 (0,3 - 76,3)	16,5
Cambissolo Háptico	98,1 ± 9,3	21,7 ± 6,4	63	15	18,1 ± 3,4	(10 ⁻¹⁴ - 10 ⁻¹¹)	17 (0,1 - 75,3)	16,0
Latossolo Vermelho	137 ± 11,5	14,1 ± 3,2	16	04	15,3 ± 6,1	(10 ⁻¹¹)	13 (5,9 - 20,4)	37,5
Latossolo Vermelho perférricos	130 ± 17	60,6 ± 8,7	68	15	50,3 ± 13	(10 ⁻¹⁴ - 10 ⁻¹¹)	49 (7,0 - 108,6)	26,5
Latossolo Vermelho-Amarelo	80,8 ± 7,0	23,7 ± 12	20	04	21,7 ± 0,5	(10 ⁻¹² - 10 ⁻¹¹)	15 (2,0 - 29,0)	05
Neossolo Litólico	101,1 ± 11,1	13,6 ± 3,0	21	05	12,4 ± 2,5	(10 ⁻¹² - 10 ⁻¹¹)	7,5 (4,7 - 10)	19,0

Com relação ao potencial geológico do radônio (GEORP), todos os solos (exceto o Latossolo Vermelho-Amarelo) apresentaram percentuais acima de 10% do nível de ação da US.EPA. Talbot, *et al.* (1998) classifica os solos pelo seu potencial geológico do radônio em três classes: de “baixo” potencial geológico, aqueles com valores de GEORP abaixo de 5%; de “moderado” potencial aqueles com valores de GEORP entre 5 e 10% e de “alto” potencial, aqueles com valores de GEORP acima de 10%. O gráfico apresentado pela Figura 4-16 compara os GEORP’s da RMBH com a classificação sugerida por Talbot *et al.* (1998).

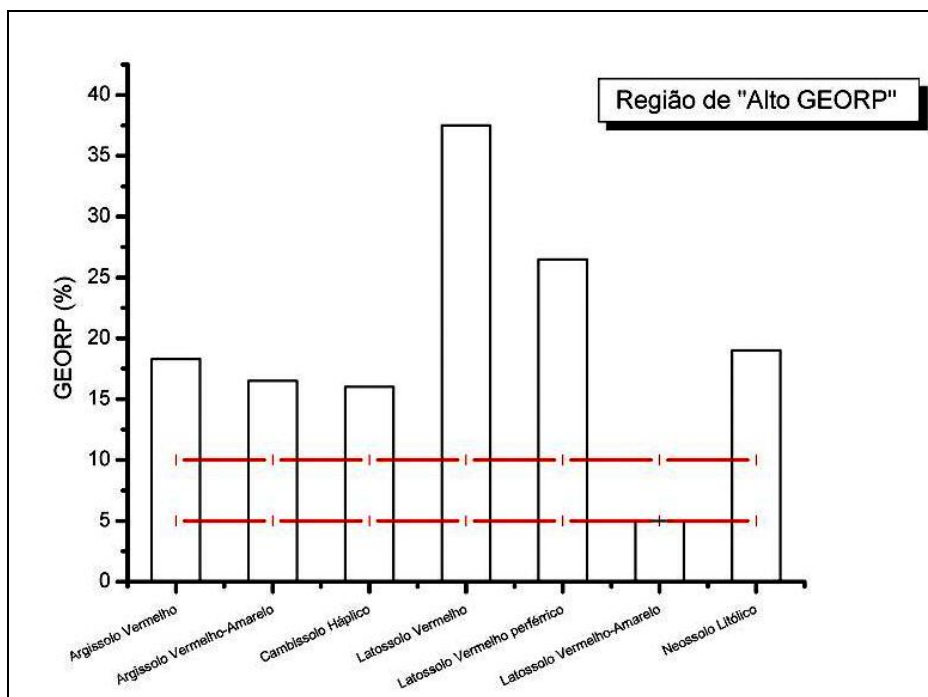


Figura 4-16 - Valores de GEORP para as pedologias da RMBH.

Neste contexto, as residências localizadas nos Latossolos Vermelhos perféricos apresentaram maior potencial de radônio (26,5%), sugerindo uma influência positiva da concentração do radônio nos gases do solo com a concentração do radônio no ar no interior das residências. Nesta pedologia, destaca-se também o Índice de Radônio nos Solos - SRI, o qual apresentou maior valor, o que pode ser atribuído à influência da permeabilidade na concentração de radônio no ar no interior destas residências.

5. CONCLUSÕES

- Os resultados da distribuição de radônio nos gases do solo da RMBH demonstraram que cerca de 17% dos pontos amostrados nas diferentes pedologias e litologias apresentaram concentrações de radônio superiores a $40,0 \text{ kBq.m}^{-3}$, valor este sugerido como referência (valor máximo de concentração de radônio nos gases de solos típicos) por Eisenbud e Gesell (1997). Já em comparação com os valores sugeridos por Åkerblom (1987), aproximadamente 70% encontram-se na faixa de 10 a 50 kBq.m^{-3} , considerada “Risco Normal”, e 13% correspondem a concentrações superior a 50 kBq.m^{-3} , que classificam as áreas como de “Alto Risco”.
- Com relação às litologias, as áreas cujo embasamento rochoso é composto pelas rochas metamórficas gnaisse, ortognaisse, gnaisse granulítico, migmatito, xisto e metagrauvaca apresentaram concentrações médias elevadas com relação às outras rochas, com destaque para o grupo dos xistos e metagrauvacas, o qual apresentou concentração de $46,5 \pm 9,9 \text{ kBq.m}^{-3}$, cerca de 60% acima da média das demais rochas metamórficas. Áreas de embasamento rochoso predominante de rochas sedimentares também apresentaram valores significativos de concentração de radônio nos gases dos respectivos solos. Entretanto, necessita-se de um maior número de amostragens nestas áreas para qualquer afirmação de cunho conclusivo.
- A análise de variância realizada para os litotipos de rochas demonstrou que a variação nas concentrações de radônio nos gases do solo não é significativamente influenciada por estes litotipos.
- Com relação às pedologias, os Latossolos Vermelhos perférricos apresentaram concentrações de radônio nos gases do solo bastante significativas. A faixa de variação foi de $13,6 \text{ kBq.m}^{-3}$ (Bairro da Graça/Belo Horizonte) até $124,4 \text{ kBq.m}^{-3}$ (às margens da rodovia MG-262, Sabará). Deste modo, aproximadamente 53% dos pontos analisados nesta pedologia podem ser classificados como “Alto Risco”, segundo o critério sueco de classificação.

- Contudo, os Neossolos Litólicos amostrados nos municípios de Caeté e Nova União apresentaram as menores concentrações de radônio nos gases do solo, com média de $13,6 \pm 3,0 \text{ kBq.m}^{-3}$.
- Ressalta-se que a pedologia Latossolos Vermelhos perférricos e as regiões onde predominam as litologias xistos e metagrauvacas apresentaram concentrações de radônio nos gases dos solos mais elevadas. Sobrepondo a referida pedologia a sua respectiva litologia, estas coincidem geograficamente. Tal coincidência geográfica sugere a necessidade de estudos específicos para saber se os altos níveis de concentração do radônio no solo seriam devido à litologia e/ou à pedologia.
- A análise de variância realizada para as classes pedológicas demonstrou que a variação nas concentrações de radônio nos gases do solo é fortemente influenciada pela pedologia da região.
- Quanto à análise da concentração de radônio nos gases dos Argissolos Vermelho - Amarelo (pedologia predominante no CDTN), esta apresentou concentração média de $21,4 \pm 2,0 \text{ kBq.m}^{-3}$. Entretanto, observou-se uma grande variação nas permeabilidades do solo: de 10^{-14} a 10^{-11} m^2 . Neste contexto, tal faixa de permeabilidade pode influir diretamente nas variações de concentração de radônio nos gases destes solos.
- As variáveis físicas: temperatura ambiente e temperatura superficial do solo apresentaram comportamento equivalente, sendo a temperatura superficial do solo ligeiramente inferior à temperatura ambiente durante todo período de monitoração. Quanto à umidade relativa do ar, esta apresentou um comportamento cíclico mais acentuado, evidenciando uma maior relação com a concentração de radônio nos gases do solo.
- A metodologia adotada permitiu observar a variabilidade dos resultados, decorrente dos vários aspectos inerentes ao campo de medição: diversificado embasamento geológico da região estudada, parâmetros físicos, climáticos, sazonais e geoquímicos. Assim, a utilização do monitor *AlphaGUARD*[®] permitiu alcançar os objetivos propostos, devido a sua robustez para trabalhos em campo, exatidão e reprodutibilidade das medições, estabilidade e incerteza compatível com a grandeza analisada.

- A utilização da espectrometria gama com detector de germânio hiperpuro também se mostrou adequada na determinação da condição de equilíbrio entre os radionuclídeos de meia-vida curta e o ^{226}Ra de meia vida longa após o período de trinta dias.
- As concentrações de ^{226}Ra e urânio total apresentaram correlação positiva, com inclinação igual a 0,50, indicando a possibilidade da existência conjunta de erro sistemático e desequilíbrio radioativo constantes, pois é sabido da literatura que os desequilíbrios radioativos no solo não são suficientes para justificar toda a diferença. Além disso, entendemos como provável um erro sistemático nas determinações das concentrações de ^{226}Ra .
- Com relação ao potencial geológico do radônio, todos os solos (exceto o Latossolo Vermelho-Amarelo) apresentaram percentuais acima de 10% do nível de ação da US.EPA. As residências localizadas nos Latossolos Vermelhos perférricos apresentaram maior potencial de radônio (26,5%), sugerindo uma influência positiva da concentração do radônio nos gases do solo com a concentração do radônio no ar no interior das residências. Assim, a determinação de radônio nos gases do solo mostrou-se um bom indicador para previsão do GEORP para a RMBH. De igual modo, o SRI também se mostrou um bom indicador do risco potencial de radônio, uma vez que considera a permeabilidade do solo aos seus gases bem como a concentração de radônio no solo como variáveis principais.

Sugestões para trabalhos futuros:

- a) Analisar o comportamento geoquímico do urânio nos Latossolos Vermelhos perférricos da RMBH bem como a caracterização mineralógica dos litotipos de rochas destas regiões;
- b) Caracterizar amostras de solos e rochas sob o ponto de vista mineralógico, abrangendo todas as pedologias e litologias características da região;
- c) Determinar as concentrações de radônio nos gases dos solos da RMBH em diferentes estações do ano, a fim de observar o nível da influência sazonal nestas concentrações;

- d) Identificar as regiões de falhas e fraturas geológicas bem como zonas de cisalhamento na RMBH, determinar as concentrações de radônio nestas regiões e avaliar suas interações;
- e) Determinar as taxas de exalação do radônio nas pedologias e litologias que apresentaram elevadas concentrações do gás, a fim de analisar seu transporte e contribuição no GEORP de ambientes de convívio humano;
- f) Avaliar os erros sistemáticos devido às diferenças de densidades entre as amostras reais, no caso, o solo, e a densidade dos padrões de calibração utilizados, que no presente estudo foram coquetéis de água contendo teores conhecidos de radionuclídeos. Esta atividade já está planejada no LRN e o conhecimento dos erros sistemáticos permitirá a determinação dos fatores de desequilíbrio;
- g) Avaliar o efeito da profundidade da zona saturada com relação à concentração de radônio nos gases do solo;
- h) Realizar maior quantidade de monitorações de radônio nos gases dos solos da RMBH, preferencialmente, estabelecendo uma malha de amostragem definida para uma avaliação com maior nível de informações por pedologia e por litologia, especialmente contemplando aquelas com baixo número de pontos amostrados.

REFERÊNCIAS

- ADEPELUMI, A. A.; AJAYI, T. R.; AKO, B. D. Radon soil gas as a geological mapping tool: case study from basement complex of Nigeria. **Environ. Geol**, v. 48, p. 762 - 770. 2005.
- AGARD, S. S.; GUNDERSEN, L. C. The geology and geochemistry of soils in Boyertown and Easton, Pennsylvania. **Field Studies of Radon in Rocks, Soils and Water**, p. 51 - 63, Flórida, 1993.
- AGÊNCIA DE DESENVOLVIMENTO DA RMBH. **Perfil RMBH**. 2009. Disponível em: <http://www.agenciarmbh.mg.gov.br/index.php/rmbh/informações-básicas.html>. Acesso em 15 de abril de 2012.
- ÅKERBLOM, G. Investigations and mapping of radon risk areas. **Geology for Environmental Planning**, v. 2, p. 96 - 106, 1987.
- ALMEIDA, G. M. **Dose de exposição radiométrica no entorno das minas de Caetité - BA e Santa Quitéria - CE**. 2011. Dissertação (Mestrado em Física) – Universidade Federal de Sergipe, São Cristóvão.
- APPLETON, J. D. Radon: sources, health risks, and hazard mapping. **Royal Swedish Academy of Sciences**. v. 36, n. 1, p. 85 - 89, fev. 2007.
- ARAMBURU, X. O.; BISBAL, J. J. **Radiaciones ionizantes: utilización y riesgos - I**. Institut de Tècniques Energètiques, Universitat Politècnica da Catalunya. Barcelona: Edicions UPC, 1994.
- ASHER-BOLINDER, S.; OWEN, D. E.; SCHUMANN, R. A. preliminary evaluation of environmental factors influencing day-to-day and seasonal soil gas radon concentration. **Field Studies of Radon in Rocks, Soils and Water**. p. 23-31, Flórida, 1993.
- AZEVEDO, U. R. **Patrimônio geológico e geoconservação no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais: potencial para a criação de um geoparque da UNESCO**. 2007. Tese (Doutorado em Geologia Econômica Aplicada) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte.
- BERTOLO, A.; VERDI, L. Validation of a geographic information system for the evaluation of the soil radon exhalation potential in south-tyrol and Veneto (Italy). **Radiation Protection Dosimetry**, v. 97, n. 4, p. 321 – 324, 2001.
- BONOTTO, D. M. **Radioatividade nas águas: da Inglaterra ao Guarani**. São Paulo: ed. UNESP, 2004.
- BONOTTO, D. M.; SILVEIRA, E. G. **Geoquímica do urânio aplicada a águas minerais**. São Paulo: ed. UNESP, 2006.
- BOURDON, B.; HENDERSON, G. M.; LUNDSTROM, C. C.; TURNER, S. P. (Ed.) Uranium-Series geochemistry. **Mineralogical Society America**, v. 52, Washington, EUA, 2003.

BUFFON, S. A. **Integração de dados geofísicos e geológicos na avaliação ambiental e epidemiológica de radiações naturais (radônio) no Escudo Sul-Riograndense (RS - Brasil)**. 2002. Dissertação (Mestrado em Engenharia) – Escola de Engenharia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

CAMARGO, I. M. C. **Determinação da concentração de isótopos naturais de urânio e tório em amostras de água**. 1994. Dissertação (Mestrado em Ciências - Tecnologia Nuclear) - Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, Comissão Nacional de Energia Nuclear, São Paulo.

CARDOSO, G. V.; SOBRINHO, E. I. M. B. A.; WASSERMAN, M. A. V.; MAZUR, N. Geoquímica de radionuclídeos naturais em solos de áreas circunvizinhas a uma unidade de mineração e atividade de urânio. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 33, p. 1.909 - 1.917, 2009.

CARVALHO, E. T. **Geologia urbana para todos: uma visão de Belo Horizonte**. Belo Horizonte: 1999, 176 p.

CEDEPLAR - Centro de Desenvolvimento e Planejamento Regional. **Mapa de Unidades Geotécnicas da Região Metropolitana de Belo Horizonte**: Belo Horizonte/MG. Relatório. jul. 2010.

CEDEPLAR - Centro de Desenvolvimento e Planejamento Regional. **Plano Diretor de Desenvolvimento Integrado da Região Metropolitana de Belo Horizonte - Estudos Setoriais Integrados**: Belo Horizonte/MG: v. 3, abr. 2010.

CHEN, J.; MOIR, D.; MACLELLAN, K.; LEIGH, E.; NUNEZ, D.; MURPHY, S.; FORD, K. Soil radon measurements in the canadian cities. **Radiation Protection Dosimetry**, p. 1 - 3, nov. 2011.

CHEN, J.; FALCOMER, R.; BERGMAN, L.; WIERDSMA, J.; LY, J. Correlation of soil radon and permeability with indoor radon potential in Ottawa. **Radiation Protection Dosimetry**, V. 136, n. 1, p. 56 - 60, Ottawa, Canadá, jul. 2009.

CONCEIÇÃO, F. T. **Comportamento geoquímico de radionuclídeos e metais pesados em solos da bacia do rio Corumbataí (SP)**. 2004. Tese (Doutorado em Geologia Regional) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

COHEN, B. L. **Health effects of radon from insulation of buildings**. Radiation Safety Journal, v. 39 1980.

CUCCIA, V. **Estudo da distribuição de radionuclídeos naturais na bauxita, processo bayer e seus produtos e resíduos**. 2006. Dissertação (Mestrado em Ciências e Técnicas Nucleares – área Ciências das Radiações) - Departamento de Engenharia Nuclear Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte.

CURI, N.; LARACH, J.O.I.; KÄMPF, N.; MONIZ, A.C.; FONTES, L.E.F. **Vocabulário de ciência do solo**. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Campinas, 1993.

DA SILVA, A. A. R. **Radônio e filhos em residências da cidade de São Paulo**. 2005. Tese (Doutorado em Ciências) - Instituto de Física, Universidade de São Paulo, São Paulo.

DASS, C. **Fundamentals of Contemporary Mass Spectrometry**. Wiley-Interscience series on mass spectrometry. Hoboken, N. J.: John Wiley & Sons, Inc., 2007. 585 p.

DICK, W.; JONASSON, I. R. Book radon. **Handbook of Exploration Geochemistry**, v. 7, Elsevier Science. 2000.

EDSFELDT, C. **The radium distribution in some Swedish soils and its effect on radon emanation**. Doctoral Thesis (Division of Engineering Geology) - Royal Institute of Technology, Estocolmo, 2001.

EISENBUD, M.; GESELL, T. **Environmental Radioactivity: from natural, industrial and military sources**. 4. ed. San Diego: Academic Press. Califórnia, 1997.

EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. Brasília: EMBRAPA – SPI, 1999. 412 p.

FARID, S. M. Indoor and soil radon measurements in Swaziland by track detectors. **Journal of Environ. Radiol.**, v. 34, n. 1, p. 29 - 36, Jeddah, Arábia Saudita, 1997.

FERNANDES, J. F. **Geoquímica do U, Th e outros elementos litófilos em rochas de alto grau de metamorfismo do "Maciço de Guaxupé", sul de Minas Gerais**. 1982. Dissertação (Mestrado em Ciências - Tecnologia Nuclear) - Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, Comissão Nacional de Energia Nuclear, São Paulo.

FIANCO, A. C. B. **Concentrações de radônio nas águas subterrâneas, rochas e solos de Porto Alegre – RS**. 2011. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

FINKELSTEIN, M.; BRENNER, S.; EPPELBAUM, L.; NE'EMAN, E. Identification of anomalous radon concentrations due to geodynamic processes by elimination of Rn variations caused by other factors. **Geophys Journal Int.**, v. 133, p. 407 - 412, 1997.

FRIEDMANN, H. Radon in earthquake prediction research. **Radiation Protection Dosimetry**. V. 149, n. 2, p. 177 - 184, 2012.

GIRODO, A. C. (Coord.). **Projeto APA Sul RMBH: estudos do meio físico, mineração**. CPRM/EMBRAPA/SEMAD, v. 2, Belo Horizonte, 2005.

GUNDERSEN, L. C. Radon in sheared metamorphic and igneous rocks. **Field Studies of Radon in Rocks, Soils and Water**. p. 39 - 50, Flórida, 1993.

GUNDERSEN, L. C.; SCHUMANN, R. Mapping the radon potential of the United States: examples from the Appalachians. **Environment International**, v. 22, p. 829-837, Estados Unidos, 1996.

HENRY, M. E.; KAEDING, M. E.; MONTEVERDE, D. Radon in soil gas and gamma-ray activity of rocks and soils at the Mulligan Quarry, Clinton, New Jersey. **Field Studies of Radon in Rocks, Soils and Water**. p. 65 - 75, Flórida, 1993.

HOUK, R. S.; FASSEL, V. A.; FLESCH, G. D.; SVEC, H. J. Inductively coupled argon plasma as an ion source for mass spectrometric determination of trace elements. **Analytical chemistry**, v. 52, n.14, p. 2.283 - 2.289, 1980.

IAEA - International Atomic Energy Agency. “**Sources and measurements of radon and radon progeny applies to climate and air quality studies**”. Proceedings Series, Viena, Áustria, 2012.

IAEA - International Atomic Energy Agency. “**World Distribution of Uranium Deposits (UDEPO) with Uranium Deposit Classification**”. Proceedings Series, Viena, Áustria, 2009.

IAEA - International Atomic Energy Agency. “**Measurement of Radionuclides in Food and the Environment**”. Proceedings Series, Viena, Áustria, 1989.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Manuais técnicos em geociências. **Manual técnico de pedologia**. n. 4, 2. ed. Rio de Janeiro. 2007.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Disponível em: ftp://geoftp.ibge.gov.br/mapas/malhas_digitais/municipio_2007/Malha_Municipal_Digital_2007_2500/Disseminacao_2007/Proj_Geografica/SAD_69/ArcView_Shp/2007/E2500/UF/MG/. Acesso em 13 agosto de 2010.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Disponível em: <http://saladeimprensa.ibge.gov.br/noticias?view=noticia&id=1&busca=1&idnoticia=2204>. Acesso em 15 de dezembro de 2012.

IELSCH, G.; CUSHING, M. E. COMBES, P. H.; CUNEY, M. Mapping of the geogenic radon potential in France to improve radon risk management: methodology and first application to region Bourgogne. **Journal of Environmental Radioactivity**, v. 101, p. 813 – 820. Borgonha. mai. 2010.

JE, H.K.; KANG, C.G.; CHON, H.T. A preliminary study on soil gas radon geochemistry according to different bedrock geology in Korea. **Environ. Geochem. Health**, v. 21, p.117 - 131. 1999.

JEON, B. H.; DEMPSEY, B. A.; BURGOS, W. D.; ROYER, R. A. Reactions of ferrous iron with hematite. **Colloids and Surfaces: Physicochemical Engineering Aspects**, v. 191, p. 41 - 55, 2001.

JÖNSSON, G. The nuclear track detector - a tool in radon measurements. **Radiation Measurements**; v. 28, p. 695 - 698, 1997.

KAPLAN, I. **Física Nuclear**. 2. ed. Rio de Janeiro: Guanabara Dois, 1978.

KEMSKI, J.; KLINGEL, R.; SIEHL, A.; VALDIVIA-MANCHEGO, M. From radon hazard to risk prediction-based on geological maps, soil gas and indoor measurements in Germany. **Environ. Geol.**, v. 56, P. 1269 - 1279, 2009.

KEMSKI, J.; SIEHLB, A.; STEGEMANNB, R.; VALDIVIA-MANCHEGOB, M. Mapping the geogenic radon potential in Germany. *The Science of the Total Environment*, **The Science of the Total Environment**, v. 272, p. 217 – 230, Bonn, Alemanha, 2001.

KIRSCH, H. **Mineralogia aplicada**. Tradução: Prof. Rui Ribeiro Franco. Ed. Polígono. Universidade Federal de São Paulo, 1972.

KNOLL, G. F. **Radiation Detection and Measurements**. 3 ed. Nova York: John Wiley, 1999.

KRAUSKOPF, K. **Introduction to geochemistry**. McGraw-Hill, Tóquio.1967

KUMAR, R.; MAHUR, A. K.; RAO, S. N.; SENGUPTA, D.; PRASAD, R. Radon exhalation rate from samples from the newly discovered high background radiation area at Erasama beach placer deposit of Orissa, India. **Radiation Measurements**. V. 43, p. 508 - 511. Elsevier Science B.V., 2008.

LANDIM, P. M. B. **Análise estatística de dados geológicos**. (2 ed). São Paulo: Editora UNESP, 2003.

LIGER, E.; CHARLET, L.; VAN CAPPELLEN, P. Surface catalysis of uranium (VI) reduction by iron (II). **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 63, n. 19/20, p. 2.939 – 2.955, 1999.

MAFRA, K. C. **Medidas da concentração de radônio-222 em água de poço e solo da região do Pinheirinho em Curitiba e proposta para mitigação da água**. 2011. Dissertação (Mestrado em Ciências) – Pós-Graduação em Engenharia Elétrica e Informática Industrial, Universidade Tecnológica Federal do Paraná, Curitiba.

MAGALHÃES, M. H.; AMARAL, E. C.; SACHETT, I.; ROCHEDO, E. R. Radon in Brazil: an outline of indoor and outdoor measurements. **Journal of Environmental Radioactivity**. V. 67, p. 131-143, Elsevier Science B.V., 2003.

MALTA, R. S. V. **Análise exploratória da radiação de radônio utilizando ferramentas de geoprocessamento: caracterização da radiação do ²²²Rn na RMBH**. 2010. Monografia (Especialização em Geoprocessamento) - Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte.

MARQUES, A. L.; GERALDO, L. P.; SANTOS, W. Níveis de radioatividade natural decorrente do radônio no complexo rochoso da Serra de São Vicente, SP. **Radiol Bras**, v. 39, p. 215 - 218, Santos, 2006.

MATOLÍN, M.; KOUDELOVÁ, P. Radon in soil gas - investigation and data standardisation at radon reference sites, Czech Republic. **Radiation Protection Dosimetry**, v. 130, n. 1, p. 52 - 55, abr. 2008.

MAZZILLI, B. P.; MÁDUAR, M. F.; CAMPOS, M. P. **Radioatividade no meio ambiente e avaliação de impacto radiológico ambiental**. Apostila (Pós-Graduação Acadêmica: Programa de Tecnologia Nuclear) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.

MORAES, M. A. P. V. **Deteção de radônio em solos por meio da técnica de detectores de traços nucleares de estado sólido**. 1982. Dissertação (Mestrado em Tecnologia Nuclear) – Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, Comissão Nacional de Energia Nuclear, São Paulo.

MOURA, C. L.; ARTUR, A. C.; BONOTTO, D. M.; GUEDES, S.; MARTINELLI, C. D. Natural radioactivity and radon exhalation rate in Brazilian igneous rocks. **Elsevier Journal**. Vol 69, p. 1094 - 1099. 2011.

MURPHY, R. J.; LENHART, J. J.; HONEYMAN, B. D. The sorption of thorium (IV) and uranium (VI) to hematite in the presence of natural organic matter. **Colloids and Surfaces A: Physicochemical and Engineering Aspects**, v. 157, p. 47 - 62, 1999.

NEVES, L. F.; PEREIRA, A. C. Radioatividade natural e ordenamento do território: o contributo das Ciências da Terra. **Geonovas**, v. 18, p. 103 - 114, 2004.

NOGUEIRA, A. R. A. Preparo de amostras. **VIII Encontro Nacional sobre Métodos dos Laboratórios da Embrapa**. Jaguariúna, nov. 2003.

NOGUEIRA, A. R. A.; FLORES, E. M. M.; KRUG, F. J.; KNAPP, G.; NÓBREGA, J. A.; BARIN, J. S. **Métodos de Preparo de Amostras: fundamentos sobre preparo de amostras orgânicas e inorgânicas para análise elementar**. Piracicaba: CPG/CENA, p. 276-325, 2010.

OLIVEIRA, D. S. **Um estudo sobre o desequilíbrio radioativo da série do urânio em amostras de solo**. 2006. Dissertação (Mestrado em Ciências em Geofísica) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo.

OLIVEIRA, J. **Determinação dos níveis de radioatividade natural em águas utilizadas para abastecimento público no Estado de São Paulo**. 1998. Tese (Doutorado em Ciências - Tecnologia Nuclear) - Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, Comissão Nacional de Energia Nuclear, São Paulo.

PAIVA, A. F. **Estatística**. Belo Horizonte: 1982. vol. 2, p. 651 - 653.

PEAKE, R.T., SCHUMANN, R.R. Regional radon characterizations. **Field Studies of Radon in Rocks, Soils and Water**, p. 163 - 175, Flórida, 1993.

PEREIRA, L. A. S.; TELLO S, C. A.; OSÓRIO, A. M.; DIAS, A. N.; CONSTANCIO JR., M. Estudo da emanção de radônio em solos: localização de falhas geológicas na cidade de Presidente Prudente, SP. In: **XXI Congresso de Iniciação Científica da UNESP**, São José do Rio Preto, 2009.

PERKIN-ELMER, Inc. **ICP - Optical Emission Spectrometry and ICP - Mass Spectrometry**. Magnum, S. J. (autor). Shelton, 2009.

PÖRSTENDORFER, J. – Properties and behaviour of radon and thoron and their decay products in the air – Fifth International Symposium on the Natural Radiation Environment. **Commision of the European Communities**, 1993.

Radon - Keeping your home safe from radon. Departamento de Saúde de Minnesota/EUA. Disponível em www.state.health.mn.us/radon. Acessado em janeiro de 2013.

RADON V.O.S. Equipment for in situ permeability measurements - RADON-JOK. Manual do fabricante, República Tcheca.

RAMOS, G, F. **Determinação de isótopos de urânio, tório e polônio em perfis de sedimento da Baixada Santista, SP**. 2010. Dissertação (Mestrado em Ciências - Tecnologia Nuclear) - Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, Comissão Nacional de Energia Nuclear, São Paulo.

REBELO, A.; BITTENCOURT, A.; MANTOVANI, L. Modelos de exalação de radônio em paisagens tropicais úmidas sobre granito. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 52, p. 61 - 76, 2003.

SAMPA, M. H. O. **Estudo e desenvolvimento de métodos analíticos para a determinação da radioatividade natural e águas**. 1978. Dissertação (Mestrado em Tecnologia Nuclear) - Instituto de Energia Atômica, São Paulo.

SANTOS, C. E. L. **Determinação dos processos de enriquecimento e das concentrações de radônio em minas subterrâneas de fluorita e carvão do Estado de Santa Catarina: critérios para avaliação dos riscos radiológicos**. 2008. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

SANTOS, R. N. **Implantação da metodologia de espectrometria alfa para determinação de isótopos de U e Th em rochas ígneas: aplicação ao estudo do desequilíbrio radioativo na Ilha da Trindade**. 2001. Tese (Doutorado - Departamento de Geofísica) - Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, São Paulo.

SANTOS, T. O. **Distribuição da concentração de radônio em residências e outras construções da Região Metropolitana de Belo Horizonte – RMBH**. 2010. Dissertação (Mestrado em Ciências Técnicas e Nucleares) - Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte.

SANTOS, T. O.; ROCHA, Z.; DIAS, A. F.; MALTA, R. S. V.; OLIVEIRA, A. H. Radon origin in the Metropolitan Region of Belo Horizonte, Brazil. In: **International Nuclear Atlantic Conference – INAC**, Belo Horizonte, 2011.

SAPHYMO. **The Reference in Professional Radon Measurement**. Manual do fabricante, Saphymo. Disponível em: http://www.radtech.it/Data/Sites/1/media/documents/products/ag_pm_gb_12_144dpi_ebook.pdf. Acesso em janeiro de 2013.

SCHAETZL, R.; RANDALL, J. **Soils: genesis and geomorphology**. New York: Ed Cambridge. 2005.

SCHUBERT, M. Radon in Bodenluft und Grundwasser als natürlicher Tracer zur Beantwortung umweltrelevanter und geowissenschaftlicher Fragestellungen. **Helmholtz zentrum für umweltforschung**. 2006.

SEIDELL, C.; BAUMGARTNER, A.; RINGER, W.; GRASER, J.; FRIEDMANN, H.; KAINEDER, H.; MARINGER, F. J. Soil gas radon measurements in a region of the Bohemian Massif: investigations in the framework of an austrian pilot study. **Radiation Protection Dosimetry**, v. 145, n. 2 - 3, p. 329 - 332, 2011.

SHI, X.; HOFTIEZER, D.; DUELL, E. J.; ONEGA, T. L. Spatial association between residential radon concentration and bedrock types in New Hampshire. **Environ Geol**, v. 51, p. 65 - 71, 2006.

SHINZATO, E.; FILHO, A. C. (Coord.). **Projeto APA Sul RMBH: estudos do meio físico, pedologia**. CPRM/EMBRAPA/SEMAD, v. 5, parte A, Belo Horizonte, 2005.

SILVA, A. B.; CARVALHO, E.T.; FANTINEL, L. M.; ROMANO, A. W.; VIANA, C. S. (Coord.) **Estudos geológicos, hidrogeológicos, geotécnicos e geoambientais integrados no município de Belo Horizonte**. Relatório final. Belo Horizonte: Convênio PBH/FUNDEP (IGC), fev. 1995.

SILVA, F. D. O. **Caracterização tecnológica e radiométrica de um diabásio da região de Apuiarés - CE**. 2011. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza.

SOUZA, C. G. **Caracterização de solos nos arredores da Serra Três Irmãos e da Serra da Moeda, Quadrilátero Ferrífero/MG**. 2006. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte.

SOUZA, J.L.; FERREIRA, F.J.F. Anomalias aerogamaespectrométricas (K, U e Th) da quadrícula de Araras (SP) e suas relações com processos pedogenéticos e fertilizantes fosfatados. **Brazilian Journal of Geophysics**, v. 23, p. 251 - 274, 2005.

SSSAJ - **Soil Science Society of America Journal**. Disponível em: <https://www.soils.org/publications/sssaj>. Acesso: outubro de 2012.

STEVENSON, W. J. **Estatística Aplicada à Administração**. São Paulo: Ed. Harbra, 2001.

SUGUIO, K. **Dicionário de geologia sedimentar e áreas afins**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998.

SUN, K.; GUO, Q.; CHENG, J. The effect of some soil characteristics on soil radon concentration and radon exhalation from soil surface. **Journal of Nuclear Science and Technology**, v. 41, n. 11, p. 1.113 - 1.117, 2004.

SUNDAL, A. V.; HENRIKSEN, H.; LAURITZEN, S.; SOLDAL, O.; STRAND, T.; VALEN, V. Geological and geochemical factors affecting radon concentrations in dwellings located on permeable glacial sediments: a case study from Kinsarvik, Norway. **Environmental Geology**, v. 45, p. 843 – 858, 2004.

SWAKON, J.; KOZAK, K.; PASKOWSKI, M.; GRADZIN'SKI, R.; LOSKIEWICZ, J.; MAZUR, J.; JANIK, M.; BOGACZ, J.; HORWACIK, T.; OLKO, P. Radon concentration in soil gas around local disjunctive tectonic zones in the Krakow area. **Journal of Environmental Radioactivity**, v. 78, p. 137 - 149, 2005.

SWEDJEMARK, G. A. The history of radon from a swedish perspective. **Radiation Protection Dosimetry**. V. 109, n. 4, p. 421 - 426, Sollentuna, Suécia. 2004.

SYLVESTER, P. Laser-Ablation-ICPMS in the Earth Sciences - Principles and Applications. **Mineralogical Association of Canada**, v. 29, Canadá, abr. 2001.

TALBOT, D. K.; APPLETON, J. D.; BALL, T. K.; STRUTT, M. H. A comparison of field and laboratory analytical methods for radon site investigation. **Journal of Geochemical Exploration**. v. 65, p. 79 - 90, Keyworth, Reino Unido. 1998.

TANNER, A. B. **Error in measuring radon in soil gas by means of passive detectors**. U. S. GEOLOGICAL SURVEY, v. 5, nº 1 - 2, p. 25 - 30, Oxford, Estados Unidos, 1991.

TANNER, A. B. Methods of characterization of ground for assessment of indoor radon potential at a site. **Field Studies of Radon in Rocks, Soil and Water**. p. 1-13, Flórida, 1993.

TANNER, A. B. Radon migration in the ground: a review. **Natural Radiation Environment III**, v. 3, University of Chicago Press, p. 161 - 190, Chicago, Estados Unidos, 1964.

TANNER, A. B. Radon migration in the ground: a supplemental review. **U. S. Geological Survey**, p. 78 - 1.050, Estados Unidos, 1978.

TANNER, A. B. Radon migration in the ground: a supplementary review. **Natural Radiation Environment III**, v. 1, p. 5 - 56, Springfield, Estados Unidos, 1980.

TEIXEIRA, W. E. **Determinação das concentrações dos isótopos naturais de Ra em amostras costeiras do litoral norte do Estado de São Paulo**. 2004. Dissertação (Mestrado em Ciências - Tecnologia Nuclear) - Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, Comissão Nacional de Energia Nuclear, São Paulo.

UNSCEAR - United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation. **Sources and Effects of Ionization Radiation**. Vol. I – Sources, Report to General Assembly, with Scientific Annexes, United Nations, New York, 2000.

U.S.EPA – United States Environmental Protection Agency. **Citizen's Guide to Radon**. 402 - K - 09 - 001, 2009.

U. S. Geological Survey – **United States Geological Survey**. Disponível em <http://energy.cr.usgs.gov/radon/georadon/3.html>. Acesso em outubro de 2012.

VARLEY, N. R.; FLOWERS, A. F. Radon and its correlation with some geological features of the south-west of England. **Radiation Protection Dosimetry**, v. 45, p. 245 - 248, 1992.

VERDELLOCO, S.; WALKER, D.; TURKOWSKY, P.; OSIMANI, C. Radon monitoring at the joint research centre – ISPRA. **Radon in the Living Environment**, v. 081, p. 693 - 705, Atenas, Grécia, abr. 1999.

WANTY, R.B.; SCHOEN, R. A review of the chemical processes affecting the mobility of radionuclides in natural waters, with applications. **Field Studies of Radon in Rocks, Soils and Water**. p. 183-194, Flórida, 1993.

WHO – World Health Organization. “**Survey on radon guidelines, programmes and activities**”. WHO Library Cataloguing-in-Publication Data, Genebra, Suíça, 2007.

WHO – World Health Organization. “**Who handbook on indoor radon a public health perspective**”. WHO Library Cataloguing-in-Publication Data, Genebra, Suíça, 2009.

WICANDER, R.; MONROE, J. S. **Fundamentos da Geologia**. São Paulo: Cengage Learning, 2011.

WINKLER, R.; RUCKERBAUER, F.; BUNZL, K. Radon concentration in soil gas: a comparison of the variability resulting from different methods, spatial heterogeneity, and seasonal fluctuations. **Radon in the Living Environment**, p. 19-23, Atenas, Grécia, abr. 1999.

ANEXO I - PROCEDIMENTO PARA DETERMINAÇÃO DA CONCENTRAÇÃO DE RADÔNIO NOS GASES DO SOLO UTILIZANDO O MONITOR ALPHAGUARD PQ2000 PRO

Baseado no documento: “*Soil gas measurements - Short instructions for the use of the soil gas probe in combination with the radon monitor AlphaGUARD®*” (SAPHYMO, Manual do fabricante).

1. Preparação para a medição

Para a execução das determinações de concentração de radônio nos gases do solo, são necessários os seguintes itens:

- Monitor *AlphaGUARD®* PQ2000 PRO;
- Bomba de sucção dos gases do solo (*AlphaPUMP*);
- Conjunto de sondas para inserção no solo com os seguintes componentes: peça metálica ou “cabeça” da sonda, utilizada para receber o impacto da marreta; uma haste capilar por onde os gases irão fluir e anéis do tipo “O’ring” para vedação do contato entre a extremidade da sonda e a extremidade da haste capilar;
- Filtro impedindo a entrada dos produtos de decaimento do radônio (“filhos” do radônio) no *AlphaGUARD®*, e bloqueador para impedir a entrada de água tanto na bomba *AlphaPUMP* quanto no *AlphaGUARD®*.
- Marreta, cronômetro, protocolos de medições;
- Rebites que para vedação da extremidade da sonda, impedindo o entupimento da mesma no momento de sua inserção no solo;
- Mangueiras para conexão (03);
- Balão de ar com capacidade para 1,0 litro;
- Outras ferramentas: chave de fenda, chave inglesa (para o caso da sonda “agarrar” no solo) e agulhas ou outro objeto pontiagudo (para o caso de entupimento da sonda).
- Recipiente ou caixa para transportar o conjunto de acessórios e demais itens de um ponto de medição para outro.
- Em alguns casos, é conveniente ter disponível em campo um equipamento para a localização das coordenadas geográficas do ponto de medição, como um *GPS*.

2. Execução da medição

1. Primeiramente, o rebite deverá ser colocado na extremidade da sonda. Logo após, a sonda deverá ser posicionada no sentido de perfuração do solo para que seja colocada a peça metálica (“cabeça”) na outra extremidade, de modo a receber o impacto da marreta. Assim, a sonda deverá ser inserida até alcançar a profundidade desejada, por exemplo, 0,7 m.
2. Com a sonda inserida no solo, esta deverá ser puxada por cerca de 5,0 cm, de modo a criar um volume de vazio na extremidade inferior da sonda, onde os gases irão se acumular. Neste momento, deverá ser inserida a haste capilar dentro da sonda, de modo a empurrar o rebite que veda a sonda e permitir a sucção dos gases do solo pela bomba (*AlphaPUMP*) que os leva ao *AlphaGUARD*[®].
3. Ajustar o *AlphaGUARD*[®] para o modo “1,0 min - Flow”, ou seja, ciclos de contagem de 1,0 minuto. Ajustar também a bomba (*AlphaPUMP*) para “1L/min”.
4. Conectar o *AlphaGUARD*[®] ao *AlphaPUMP* e à sonda e ambos os equipamentos. Conectar também o balão de ar de volume de 1 litro. Na saída do *AlphaGUARD*[®], deixar o gás fluir do solo para o *AlphaGUARD*[®]. Assim que o balão estiver completamente cheio, deverá ser desconectado e a saída de ar deverá ser vedada. O controle do tempo de bombeamento é feito através do cronômetro. Em geral, solos de permeabilidade “normal” possuem um tempo médio de 3,5 a 5,0 minutos de bombeamento.
5. Com o tempo de bombeamento maior que 3 minutos, estima-se que o ²²⁰Rn já tenha decaído praticamente por completo. Assim, após o bombeamento, deve-se desligar a bomba, e deixar o *AlphaGUARD*[®] contando por um tempo de 10 a 15 minutos (para o modo “1,0 min - Flow”).

6. Durante o período de contagem, o *AlphaGUARD*[®] registrará a concentração de atividade do radônio a cada 1,0 minuto, juntamente com a incerteza associada. Nos primeiros minutos (em média, 3 minutos), o valor apresentado no *display* do equipamento corresponderá ao somatório: $^{220}\text{Rn} + ^{222}\text{Rn}$. Após este período, os valores que se seguem correspondem somente ao ^{222}Rn , uma vez que devido à meia vida do ^{220}Rn ser de aproximadamente 55 segundos, pode-se inferir que este não mais influencia significativamente as medidas. Tal fato é nitidamente identificado nos gráficos gerado pelo *software* de aquisição e tratamento dos dados, onde também são visualizados os dados de temperatura, pressão atmosférica e umidade relativa referente ao ciclo medido.

7. Após o tempo de contagem, deverá ser desconectada a sonda do *AlphaGUARD*[®], posteriormente extraída do solo e efetuar a limpeza da mesma. O *AlphaGUARD*[®], ainda conectado ao *AlphaPUMP*, deverá ser purgado, de modo a “limpá-lo” internamente. Para tal, deverá ser ligada a bomba que sugará o ar ambiente direcionando-o para dentro do *AlphaGUARD*[®], por um período de 5 a 10 minutos, aproximadamente.

3. Análise dos dados

O *AlphaGUARD*[®] tem capacidade para armazenar até 32 medidas (para o modo “1 min - Flow”), devendo estas medidas serem transferidas para a memória de um computador tão logo seja possível. Assim, após as determinações realizadas em campo, o *AlphaGUARD*[®] deverá ser conectado a um computador via cabo USB e os dados das medições deverão ser transferidos e manipulados no *software DataExpert*.

ANEXO II - TESTES DE HIPÓTESES PARA A DIFERENÇA ENTRE MÉDIAS

Litologias	Parâmetros estatísticos									Decisão do teste - intervalo de confiança igual a 5%
	\bar{x}_A	\bar{y}_B	n_x	n_y	σ_x^2	σ_y^2	t_2	a_2	$\bar{x}_A - \bar{y}_B$	
Metamórfica (A) x Sedimentar (B)	28,8	27,8	102	10	6,25	12,25	1,717	7,38	1	$\bar{x}_A - \bar{y}_B < a_2$
Metamórfica (A) x Metamórfica, Sedimentar (ou sedimentos) (B)	28,8	24,4	102	2	6,25	65,61	2,92	24,75	4,4	$\bar{x}_A - \bar{y}_B < a_2$
Metamórfica (A) x Ígnea, Metamórfica (B)	28,8	13	102	4	6,25	13,69	1,86	8,3	15,8	$\bar{x}_A - \bar{y}_B > a_2$
Metamórfica (A) x Ígnea (B)	28,8	20,7	102	4	6,25	5,29	1,725	5,85	8,1	$\bar{x}_A - \bar{y}_B > a_2$
Xisto, Metagrauvaca (A) x Gnaiss (B)	46,5	29,5	8	77	98	9	1,833	18,96	17	$\bar{x}_A - \bar{y}_B < a_2$
Xisto, Metagrauvaca (A) x Gnaiss granulítico, migmatito (B)	46,5	28,2	8	5	98	51,84	1,771	21,67	18,3	$\bar{x}_A - \bar{y}_B < a_2$
Xisto, Metagrauvaca (A) x Rocha metapelítica (B)	46,5	6,8	8	4	98	4,84	1,86	18,86	39,7	$\bar{x}_A - \bar{y}_B > a_2$
Xisto, Metagrauvaca (A) x Ortognaiss (B)	46,5	30,7	8	4	98	368,64	1,943	41,97	15,8	$\bar{x}_A - \bar{y}_B < a_2$
Xisto, Metagrauvaca (A) x Xisto, Metamáfica, Metagrauvaca (B)	46,5	14,1	8	4	98	13,69	1,833	19,37	32,4	$\bar{x}_A - \bar{y}_B > a_2$
Xisto, Metagrauvaca (A) x Filito, dolomito, xisto (B)	46,5	24,4	8	2	98	65,61	1,833	23,44	22,1	$\bar{x}_A - \bar{y}_B < a_2$
Xisto, Metagrauvaca (A) x Calcarenito, calcissilito (B)	46,5	19,7	8	3	98	16,81	1,812	19,41	26,8	$\bar{x}_A - \bar{y}_B > a_2$
Xisto, Metagrauvaca (A) x Silito, Folhelho (B)	46,5	32,7	8	6	98	21,16	1,812	19,78	13,8	$\bar{x}_A - \bar{y}_B < a_2$
Pedologias	Parâmetros estatísticos									Decisão do teste - intervalo de confiança igual a 5%
	\bar{x}_A	\bar{y}_B	n_x	n_y	σ_x^2	σ_y^2	t_2	a_2	$\bar{x}_A - \bar{y}_B$	
Latossolo Vermelho perférrico (A) x Argissolo Vermelho (B)	60,6	28,1	15	14	75,7	11,56	1,729	16,15	32,5	$\bar{x}_A - \bar{y}_B > a_2$
Latossolo Vermelho perférrico (A) x Argissolo Vermelho-Amarelo (B)	60,6	24	15	65	75,7	4,84	1,734	15,56	36,6	$\bar{x}_A - \bar{y}_B > a_2$
Latossolo Vermelho perférrico (A) x Cambissolo Háplico (B)	60,6	21,7	15	15	75,7	40,96	1,703	18,39	38,9	$\bar{x}_A - \bar{y}_B > a_2$
Latossolo Vermelho perférrico (A) x Latossolo Vermelho (B)	60,6	14,1	15	4	75,7	10,24	1,740	16,12	46,5	$\bar{x}_A - \bar{y}_B > a_2$
Latossolo Vermelho perférrico (A) x Latossolo Vermelho-Amarelo (B)	60,6	23,7	15	4	75,7	144	1,833	27,1	36,9	$\bar{x}_A - \bar{y}_B > a_2$
Latossolo Vermelho perférrico (A) x Neossolo Litólico (B)	60,6	13,6	15	5	75,7	9	1,74	16	47	$\bar{x}_A - \bar{y}_B > a_2$

ANEXO III - RESULTADOS INDIVIDUAIS DAS DETERMINAÇÕES DE RADÔNIO E TORÔNIO NOS GASES DO SOLO DA RMBH

CIDADE	PEDOLOGIA	LITOLOGIA (Classes)	LITOLOGIA (Litotipos)	²²² Rn	²²⁰ Rn	Rn Total
				(Radônio)	(Torônio)	(²²² Rn+ ²²⁰ Rn)
				(kBq.m ⁻³)		
Sabará	Latossolo Vermelho perférrico	Metamórfica	Gnaisse	2,4 ± 2,7	89,6 ± 4,2	92,0 ± 3,2
Sabará	Latossolo Vermelho perférrico	Metamórfica	Gnaisse	27,2 ± 2,0	26,1 ± 2,8	53,3 ± 2,0
Sabará	Argissolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Gnaisse	<1		
Sabará	Latossolo Vermelho perférrico	Metamórfica	Gnaisse	124,4 ± 4,8	27,5 ± 5,6	151,9 ± 2,9
Sabará	Cambissolo Háptico	Metamórfica/Sedimentar	Dolomito, Xisto	32,6 ± 1,6	34,6 ± 1,6	67,2 ± 2,7
Sabará	Cambissolo Háptico	Metamórfica/Sedimentar	Filito	16,3 ± 3,5	36,5 ± 4,3	52,8 ± 2,5
Ibirité	Argissolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Gnaisse	55,5 ± 2,1	19,6 ± 2,7	75,1 ± 1,7
Ibirité	Argissolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Gnaisse	25,7 ± 3,2	9,6 ± 3,6	35,3 ± 1,8
Ibirité	Latossolo Vermelho perférrico	Metamórfica	Gnaisse	42,8 ± 2,5	63,8 ± 3,2	106,6 ± 2,0
Ibirité	Latossolo Vermelho perférrico	Metamórfica	Gnaisse	94,8 ± 4,0	64,4 ± 5,8	159,1 ± 4,3
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Gnaisse	50,6 ± 2,1	36,7 ± 3,8	87,2 ± 3,1
Florestal	Argissolo Vermelho-Amarelo	Ígnea	Granodiorito, Granito, Tonalito	25,7 ± 3,1	45,1 ± 4,0	70,8 ± 2,6
Florestal	Argissolo Vermelho-Amarelo	Ígnea	Granodiorito, Granito, Tonalito	14,4 ± 3,4	60,0 ± 4,5	74,4 ± 3,0
Florestal	Argissolo Vermelho-Amarelo	Ígnea	Granodiorito, Granito, Tonalito	< 1		
Florestal	Argissolo Vermelho-Amarelo	Ígnea	Granodiorito, Granito, Tonalito	21,1 ± 3,4	32,9 ± 3,9	54,0 ± 2,0
Florestal	Argissolo Vermelho-Amarelo	Ígnea	Granodiorito, Granito, Tonalito	21,5 ± 3,3	47,5 ± 4,1	69,0 ± 2,5
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Gnaisse	58,4 ± 2,5	22,0 ± 3,5	80,3 ± 2,5
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Gnaisse	8,3 ± 2,3	9,7 ± 2,6	18,0 ± 1,3
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Gnaisse	29,7 ± 2,9	45,7 ± 3,0	75,5 ± 1,0
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Gnaisse	32,1 ± 2,8	68,6 ± 4,4	100,7 ± 3,4
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Gnaisse	21,4 ± 3,3	46,2 ± 4,3	67,6 ± 2,8
Belo Horizonte	Latossolo Vermelho perférrico	Metamórfica	Gnaisse	29,4 ± 2,7	108,3 ± 3,6	137,6 ± 2,5
Belo Horizonte	Latossolo Vermelho perférrico	Metamórfica	Gnaisse	77,2 ± 3,1	20,7 ± 4,7	97,9 ± 3,6
Belo Horizonte	Latossolo Vermelho perférrico	Metamórfica	Gnaisse	54,6 ± 2,4	52,4 ± 3,4	107,0 ± 2,4
Belo Horizonte	Latossolo Vermelho perférrico	Metamórfica	Gnaisse	83,6 ± 3,6	26,8 ± 4,6	110,4 ± 3,0
Belo Horizonte	Latossolo Vermelho perférrico	Metamórfica	Gnaisse	<1		

(Continuação)

CIDADE	PEDOLOGIA	LITOLOGIA (Classes)	LITOLOGIA (Litotipos)	^{222}Rn	^{220}Rn	Rn Total
				(Radônio)	(Torônio)	($^{222}\text{Rn} + ^{220}\text{Rn}$)
(kBq.m ⁻³)						
Nova Lima	Cambissolo Háplico	Metamórfica	Rocha metapelítica	8,0 ± 1,7	11,1 ± 3,4	19,1 ± 3,0
Nova Lima	Cambissolo Háplico	Metamórfica	Rocha metapelítica	10,3 ± 2,0	7,3 ± 3,4	17,6 ± 2,7
Nova Lima	Cambissolo Háplico	Metamórfica	Rocha metapelítica	1,5 ± 0,8	1,8 ± 2,2	3,3 ± 2,0
Nova Lima	Cambissolo Háplico	Metamórfica	Serpentinó, Metagabro	5,6 ± 1,4	6,3 ± 1,7	11,9 ± 1,0
Nova Lima	Cambissolo Háplico	Metamórfica	Rocha metapelítica	7,6 ± 1,5	0,8 ± 1,8	8,4 ± 1,0
Caeté	Argissolo Vermelho-Amarelo	Ígnea/Metamórfica	Granito, Granito gnaissé, Granodiorito	3,0 ± 0,8	4,0 ± 1,5	7,0 ± 1,3
Caeté	Argissolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Serpentinó, Metagabro	1,8 ± 0,7	1,7 ± 1,1	3,5 ± 0,9
Caeté	Argissolo Vermelho-Amarelo	Ígnea/Metamórfica	Granito, Granito gnaissé, Granodiorito	14,6 ± 2,6	3,1 ± 3,7	17,7 ± 2,7
Caeté	Neossolo Litólico	Ígnea/Metamórfica	Granito, Granito gnaissé, Granodiorito	13,0 ± 2,7	21,6 ± 3,0	34,6 ± 1,7
Caeté	Neossolo Litólico	Ígnea/Metamórfica	Serpentinó, Metagabro	21,0 ± 3,3	13,2 ± 4,2	34,2 ± 2,6
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Gnaissé	6,9 ± 3,3	181,1 ± 7,2	188,0 ± 6,4
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Gnaissé	17,5 ± 3,3	55,2 ± 4,1	72,7 ± 2,5
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Gnaissé	12,5 ± 3,1	17,0 ± 4,6	29,5 ± 3,4
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Gnaissé	19,3 ± 3,4	65,4 ± 4,4	84,7 ± 2,8
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Gnaissé	29,0 ± 2,0	96,0 ± 4,8	125,0 ± 4,4
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Gnaissé	27,0 ± 3,3	14,4 ± 3,6	41,4 ± 1,5
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Gnaissé	53,7 ± 2,4	53,3 ± 4,4	107,0 ± 3,7
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Gnaissé	5,4 ± 2,3	45,4 ± 3,1	50,8 ± 2,2
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Gnaissé	15,0 ± 3,3	48,7 ± 3,9	63,8 ± 2,2
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Gnaissé	23,6 ± 3,2	67,1 ± 4,5	90,7 ± 3,2
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Gnaissé	7,2 ± 1,6	13,9 ± 3,4	21,1 ± 3,0
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Gnaissé	11,7 ± 2,8	43,4 ± 3,4	55,1 ± 2,0
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Gnaissé	26,0 ± 3,3	54,6 ± 4,3	80,7 ± 2,8
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Gnaissé	16,6 ± 3,4	59,6 ± 4,3	76,1 ± 2,7
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Gnaissé	2,4 ± 2,4	27,2 ± 2,9	29,6 ± 1,7
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Gnaissé		<1	
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Gnaissé	28,3 ± 3,4	21,1 ± 4,1	49,4 ± 2,3
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Gnaissé	14,0 ± 3,2	24,2 ± 3,7	38,2 ± 2,0
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Gnaissé	6,3 ± 2,8	39,9 ± 3,5	46,2 ± 2,2
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Gnaissé	17,8 ± 3,3	42,4 ± 3,8	60,2 ± 2,0

(Continuação)

CIDADE	PEDOLOGIA	LITOLOGIA (Classes)	LITOLOGIA (Litótipos)	²²² Rn	²²⁰ Rn	Rn Total
				(Radônio)	(Torônio)	(²²² Rn+ ²²⁰ Rn)
				(kBq.m ⁻³)		
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Gnaiss	12,0 ± 3,0	41,6 ± 3,9	53,6 ± 2,5
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Gnaiss	26,0 ± 3,0	50,4 ± 4,0	76,4 ± 2,8
Brumadinho	Cambissolo Háptico	Metamórfica	Gnaiss	2,5 ± 0,8	8,0 ± 1,0	10,5 ± 0,7
Brumadinho	Cambissolo Háptico	Metamórfica	Ortognais	16,5 ± 3,3	108,8 ± 4,0	125,3 ± 2,3
Brumadinho	Cambissolo Háptico	Metamórfica	Ortognais	16,5 ± 3,3	108,9 ± 4,0	125,3 ± 2,3
Brumadinho	Cambissolo Háptico	Metamórfica	Ortognais	83,0 ± 4,0	168,5 ± 9,6	251,6 ± 8,8
Betim	Argissolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Gnaiss		>1	
Rio Manso	Latossolo Vermelho	Metamórfica	Xisto, Rocha metamórfica, Metagrauvaca	6,9 ± 1,5	9,4 ± 3,0	16,3 ± 2,6
Rio Manso	Latossolo Vermelho	Metamórfica	Xisto, Rocha metamórfica, Metagrauvaca	11,0 ± 2,8	35,0 ± 3,8	46,0 ± 2,7
Rio Manso	Latossolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Gnaiss	17,3 ± 3,4	70,4 ± 4,4	87,7 ± 2,9
Rio Manso	Latossolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Gnaiss	14,0 ± 3,5	57,5 ± 4,3	71,5 ± 2,6
Itaguara	Argissolo Vermelho	Metamórfica	Gnaiss granulítico, Migmatito	18,8 ± 3,4	89,0 ± 4,4	107,8 ± 2,8
Itaguara	Argissolo Vermelho	Metamórfica	Gnaiss granulítico, Migmatito	25,0 ± 2,4	125,5 ± 3,0	150,5 ± 1,8
Itaguara	Argissolo Vermelho	Metamórfica	Gnaiss granulítico, Migmatito	57,1 ± 2,5	94,8 ± 3,5	151,9 ± 2,5
Itaguara	Argissolo Vermelho	Metamórfica	Gnaiss granulítico, Migmatito	19,1 ± 2,4	140,6 ± 4,2	159,7 ± 3,5
Itaguara	Argissolo Vermelho	Metamórfica	Gnaiss granulítico, Migmatito	21,2 ± 2,1	113,5 ± 2,9	134,7 ± 2,0
Itatiaiuçu	Latossolo Vermelho	Metamórfica	Xisto, Rocha metamórfica, Metagrauvaca	21,4 ± 3,3	7,5 ± 3,9	28,9 ± 2,1
Itatiaiuçu	Latossolo Vermelho	Metamórfica	Xisto, Rocha metamórfica, Metagrauvaca	17,2 ± 3,4	48,7 ± 4,1	66,0 ± 2,3
Nova União	Neossolo Litólico	Metamórfica	Gnaiss	19,3 ± 3,4	77,9 ± 4,6	97,2 ± 3,2
Nova União	Neossolo Litólico	Metamórfica	Quartzito	8,8 ± 2,7	29,7 ± 3,5	38,6 ± 2,3
Nova União	Neossolo Litólico	Metamórfica	Gnaiss	5,7 ± 2,6	45,7 ± 3,2	51,4 ± 2,0
Taquaraçu de Minas	Argissolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Gnaiss	11,4 ± 3,3	70,0 ± 4,3	81,5 ± 2,8
Jaboticatubas	Argissolo Vermelho	Metamórfica	Siltito, Folhelho	20,9 ± 3,5	63,4 ± 4,5	84,3 ± 2,9
Esmeraldas	Latossolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Gnaiss	58,8 ± 2,5	65,8 ± 3,4	124,6 ± 2,4
Contagem	Latossolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Gnaiss	5,0 ± 2,8	38,0 ± 3,5	43,0 ± 2,1
Contagem	Latossolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Gnaiss		<1	
Contagem	Argissolo Vermelho-Amarelo	Metamórfica	Gnaiss		<1	
Sabará	Latossolo Vermelho perférrico	Metamórfica	Gnaiss	109,6 ± 4,9	194,7 ± 5,9	304,4 ± 3,4
Belo Horizonte	Cambissolo Háptico	Metamórfica	Ortognais	7,0 ± 2,5	36,0 ± 4,0	45,0 ± 3,0
Belo Horizonte	Cambissolo Háptico	Metamórfica	Metagrauvaca, Rocha metapelítica	76,3 ± 3,3	62,1 ± 5,7	138,4 ± 4,7
Belo Horizonte	Cambissolo Háptico	Metamórfica	Xisto, Metagrauvaca	25,0 ± 2,0	35,0 ± 4,5	60,0 ± 4,6

(Continuação)

CIDADE	PEDOLOGIA	LITOLOGIA (Classes)	LITOLOGIA (Litótipos)	²²² Rn	²²⁰ Rn	Rn Total
				(Radônio)	(Torônio)	(²²² Rn+ ²²⁰ Rn)
(kBq.m ⁻³)						
Belo Horizonte	Cambissolo Háplico	Metamórfica	Xisto, Metagrauvaca	18,0 ± 2,0	22,0 ± 4,0	40,0 ± 3,0
Belo Horizonte	Latossolo Vermelho perférico	Metamórfica	Xisto, Metagrauvaca	37,0 ± 2,0	44,0 ± 4,0	81,0 ± 3,0
Belo Horizonte	Latossolo Vermelho perférico	Metamórfica	Xisto, Metagrauvaca	27,5 ± 3,2	47,0 ± 4,1	74,5 ± 2,6
Belo Horizonte	Latossolo Vermelho perférico	Metamórfica	Xisto, Metagrauvaca	93,0 ± 3,9	22,7 ± 5,8	115,5 ± 4,2
Belo Horizonte	Latossolo Vermelho perférico	Metamórfica	Xisto, Metagrauvaca	46,4 ± 2,2	40,0 ± 3,9	86,3 ± 3,2
Belo Horizonte	Latossolo Vermelho perférico	Metamórfica	Xisto, Metagrauvaca	48,8 ± 2,3	57,1 ± 4,4	105,9 ± 3,8
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho- Amarelo	Metamórfica	Gnaisse	7,0 ± 3,1	84,5 ± 4,5	91,5 ± 3,3
Belo Horizonte	Latossolo Vermelho perférico	Metamórfica	Gnaisse	13,7 ± 3,2	150,8 ± 6,5	164,4 ± 5,7
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho- Amarelo	Metamórfica	Gnaisse	39,8 ± 2,4	33,8 ± 3,4	73,6 ± 2,3
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho- Amarelo	Metamórfica	Gnaisse	77,3 ± 3,5	69,0 ± 6,2	146,3 ± 5,2
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho- Amarelo	Metamórfica	Gnaisse	36,5 ± 2,1	103,6 ± 5,45	140,1 ± 5,0
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho- Amarelo	Metamórfica	Gnaisse	41,0 ± 2,1	81,4 ± 4,8	122,4 ± 4,3
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho- Amarelo	Metamórfica	Gnaisse	39,7 ± 2,5	25,4 ± 3,3	65,1 ± 2,2
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho- Amarelo	Metamórfica	Gnaisse	50,7 ± 2,2	42,4 ± 3,9	50,7 ± 2,2
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho- Amarelo	Metamórfica	Gnaisse	22,0 ± 3,3	21,3 ± 3,3	43,3 ± 4,5
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho- Amarelo	Metamórfica	Gnaisse	25,0 ± 3,0	85,0 ± 5,0	120,0 ± 4,0
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho- Amarelo	Metamórfica	Gnaisse	13,5 ± 2,7	21,5 ± 4,5	35,0 ± 3,6
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho- Amarelo	Metamórfica	Gnaisse	11,0 ± 3,0	51,3 ± 3,5	62,3 ± 2,0
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho- Amarelo	Metamórfica	Gnaisse	9,8 ± 2,9	144,6 ± 6,0	154,0 ± 5,0
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho- Amarelo	Metamórfica	Gnaisse	67,9 ± 2,7	57,7 ± 4,9	125,5 ± 4,1
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho- Amarelo	Metamórfica	Gnaisse	32,9 ± 2,7	41,0 ± 3,9	73,8 ± 2,8
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho- Amarelo	Metamórfica	Gnaisse	9,7 ± 3,0	50,3 ± 3,5	60,0 ± 3,0
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho- Amarelo	Metamórfica	Gnaisse	26,0 ± 4,0	44,0 ± 5,0	70,0 ± 3,0
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho- Amarelo	Metamórfica	Gnaisse	4,7 ± 2,0	65,3 ± 4,0	70,0 ± 2,2
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho- Amarelo	Metamórfica	Gnaisse	28,0 ± 4,0	41,0 ± 4,0	69,0 ± 2,0
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho- Amarelo	Metamórfica	Gnaisse	6,5 ± 2,3	62,6 ± 4,0	69,0 ± 2,3
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho- Amarelo	Metamórfica	Gnaisse	8,2 ± 3,0	53,0 ± 4,0	61,2 ± 2,0
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho- Amarelo	Metamórfica	Gnaisse	39,0 ± 2,0	149,0 ± 6,4	187,4 ± 6,1
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho- Amarelo	Metamórfica	Gnaisse	9,9 ± 3,2	42,3 ± 3,9	52,2 ± 2,2
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho- Amarelo	Metamórfica	Gnaisse	15,4 ± 2,8	16,9 ± 4,5	32,3 ± 3,5

(Continuação)

CIDADE	PEDOLOGIA	LITOLOGIA (Classes)	LITOLOGIA (Litótipos)	²²² Rn	²²⁰ Rn	Rn Total
				(Radônio)	(Torônio)	(²²² Rn+ ²²⁰ Rn)
(kBq.m ⁻³)						
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho- Amarelo	Metamórfica	Gnaise	14,0 ± 3,3	27,6 ± 4,3	41,6 ± 2,7
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho- Amarelo	Metamórfica	Gnaise	11,9 ± 3,2	34,4 ± 3,8	42,3 ± 2,1
Lagoa Santa	Argissolo Vermelho	Metamórfica	Calcarenito, Calcissiltito	12,3 ± 3,1	49,1 ± 3,6	61,4 ± 2,0
Lagoa Santa	Argissolo Vermelho	Metamórfica	Siltito, Folhelho	29,4 ± 3,4	43,2 ± 4,2	72,6 ± 2,4
Matozinhos	Argissolo Vermelho	Metamórfica	Calcarenito, Calcissiltito	26,6 ± 3,5	62,0 ± 5,0	88,4 ± 3,4
Matozinhos	Argissolo Vermelho	Metamórfica	Calcarenito, Calcissiltito	20,3 ± 3,2	38,8 ± 4,1	59,1 ± 2,5
Capim Branco	Argissolo Vermelho	Metamórfica	Calcissiltito, Micrito	22,4 ± 3,5	36,1 ± 4,4	58,5 ± 2,6
Jaboticatubas	Argissolo Vermelho- Amarelo	Sedimentar	Siltito, Folhelho	26,0 ± 3,3	54,0 ± 4,3	80,0 ± 2,7
Balim	Argissolo Vermelho	Metamórfica	Siltito, Folhelho	47,3 ± 2,3	88,2 ± 5,1	135,5 ± 4,5
Balim	Argissolo Vermelho	Metamórfica	Siltito, Folhelho	47,0 ± 2,0	88,0 ± 5,0	136,0 ± 5,0
Belo Horizonte	Argissolo Vermelho- Amarelo	Metamórfica	Gnaise	77,3 ± 3,4	69,0 ± 6,2	146,3 ± 5,1
Jaboticatubas	Argissolo Vermelho	Metamórfica	Siltito, Folhelho	25,9 ± 3,3	53,9 ± 4,3	79,8 ± 2,7

ANEXO IV - RESULTADOS INDIVIDUAIS DAS CONCENTRAÇÕES DE TÓRIO E URÂNIO EM AMOSTRAS DE SOLOS DA RMBH

1. Resultados das concentrações de tório (Th) e urânio (U) e os respectivos coeficientes de variação (CV):

Amostra (ID)	Tório (Th) ($\mu\text{g g}^{-1}$)	CV (%)	Urânio (U) ($\mu\text{g g}^{-1}$)	CV (%)
SA 01	11,3	1	3,7	1
SA 02	9,9	2	4,3	10
SA 03	6,6	1	2,4	4
SA 04	9,9	10	2,8	10
IB 01	6,6	7	2,2	1
IB 02	5,2	9	1,6	10
IB 03	14,7	7	2,9	3
IB 04	15,3	7	6,0	4
NL 01	2,5	4	0,77	3
NL 02	4,2	10	1,1	10
NL 03	4,5	2	2,4	3
NL 04	2,9	1	1,4	2
NL 05	2,3	3	0,83	10
CA 01	2,3	2	1,0	1
CA 02	2,1	2	7,4	1
CA 03	1,0	2	0,32	3
CA 04	7,6	11	1,7	9
CA 05	2,7	2	1,1	5
BH 02	11,8	6	7,6	4
BH 04	13,4	3	14,1	1
BRU 01	8,6	2	3,4	2
BRU 02	7,8	1	10,0	1
BRU 03	33,8	4	4,4	5
BRU 04	29,9	1	8,9	1
CDTN PTO FIXO	13,6	1	2,9	5
BE 02	9,9	10	7,3	1
RM 01	3,2	2	1,1	1
RM 02	12,2	1	2,4	1
BO 01	26,1	1	3,9	1
ITAG 01	29,2	2	5,3	2
IT 01	8,6	1	2,5	2

(Continuação)

Amostra (ID)	Tório (Th) ($\mu\text{g g}^{-1}$)	CV (%)	Urânio (U) ($\mu\text{g g}^{-1}$)	CV (%)
BE 01	12,3	1	3,5	1
CDTN 01	11,5	1	3,6	2
CDTN Mata Campo	13,8	2	3,2	1
CDTN PMA 78	8,1	1	1,5	1
CDTN Portaria	16,1	1	2,4	1
BH 01	13,2	3	26,5	2
BH 03	38,0	4	3,9	3
CDTN LAB - RAD	11,4	5	2,6	2
FLO 01	12,4	3	3,0	1
FLO 02	11,7	2	2,7	1
FLO 03	8,0	1	3,2	10
FLO 04	9,2	2	2,8	2
FLO 05	8,8	1	2,3	1
SA 05	16,5	5	3,4	1
SA 06	15,0	3	6,5	5
JABO 01	17,0	3	3,1	2
CO 01	5,0	3	0,80	3
CO 02	22,5	2	3,0	1
ITATI 01	11,2	2	4,1	2
ITATI 02	14,8	3	3,1	1
ITA 03	22,1	4	5,2	1
ITA 04	23,6	9	4,5	10
ES 01	11,4	1	3,9	1
SA 07	22,0	1	5,6	1
NU 01	14,4	4	2,9	5
NU 02	6,8	2	1,4	3

2. Observações / Requisitos especiais:

- Os resultados de urânio e tório referem-se à média de replicatas independentes das amostras e CV o coeficiente de variação dos resultados em relação à média.
- A representatividade do item fornecido é de responsabilidade do cliente e os resultados se referem apenas aos itens ensaiados/calibrados.