

LUIZ CARLOS GODOY

**RADIOANOMALIAS NO GRANITO SERRA DO CARAMBEÍ - PR E
POSSÍVEIS IMPLICAÇÕES NO USO E OCUPAÇÃO DO SOLO**

CURITIBA

2010

Ficha catalográfica elaborada pelo Setor Tratamento da Informação BICEN/UEPG

G589r Godoy, Luiz Carlos
Radioanomalias no Granito Serra do Carambeí-Pr e possíveis implicações no uso e ocupação do solo / Luiz Carlos Godoy. Curitiba, 2010. 216p.

Tese (Doutorado em Geologia Ambiental), Universidade Federal do Paraná. Setor de Ciências da Terra

Orientador : Prof. Dr. André Virmond Lima Bittencourt

Co-orientadores : Prof. Dr. Leonardo José Cordeiro Santos
Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira

1. Granito Serra do Carambeí. 2. Gamaespectrometria. 3. Ensaio radioquímico. 4. Dose anual de radiação (DAR). 5. Zoneamento radioambiental. I. Bittencourt, André Virmond Lima. II. Santos, Leonardo José Cordeiro. III. Ferreira, Francisco José Fonseca. IV. T.

CDD : 551

LUIZ CARLOS GODOY

**RADIOANOMALIAS NO GRANITO SERRA DO CARAMBEÍ - PR E
POSSÍVEIS IMPLICAÇÕES NO USO E OCUPAÇÃO DO SOLO**

Tese apresentada como requisito parcial à obtenção do grau de Doutor - Curso de Pós-Graduação em Geologia Ambiental, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

Orientador:

Prof. Dr. André Virmond Lima Bittencourt

Co Orientadores:

Prof. Dr. Leonardo José Cordeiro Santos

Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira

CURITIBA

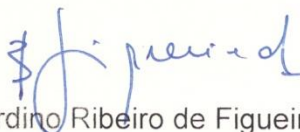
2010

TERMO DE APROVAÇÃO

LUIZ CARLOS GODOY

"RADIOANOMALIAS NO GRANITO SERRA DO CARAMBEÍ – PR E POSSÍVEIS IMPLICAÇÕES NO USO E OCUPAÇÃO DO SOLO".

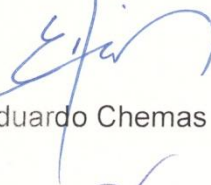
Tese de Doutorado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Doutor no Programa de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Ambiental, da Universidade Federal do Paraná. Comissão formada por:



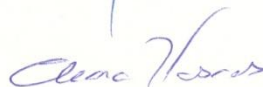
Prof. Dr. Bernardino Ribeiro de Figueiredo – UNICAMP



Prof. Dr. Gilson Burigo Guimarães – UEPG



Prof. Dr. Eduardo Chemas Hindi – UFPR



Profª. Drª. Eleonora Maria Gouvêa Vasconcellos – UFPR



Prof. Dr. André Virmond Lima Bittencourt - UFPR
Presidente

Curitiba, 07 de outubro de 2010.

DEDICATÓRIA

À Cecília, minha esposa, e às minhas filhas Aline, Letícia e Melissa pelo incentivo e apoio incondicional, apesar da minha quase completa ausência nesses últimos anos.

Aos meus pais, Agenor (in memoriam) e Assumpção, meus irmãos Gregório, Fátima, Cesar e, em especial, ao José Roberto (in memoriam), que nos deixou tão cedo e com tanta saudade no transcurso desta jornada que ora se encerra.

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal do Paraná, pela oportunidade de realização de um grande sonho.

À Universidade Estadual de Ponta Grossa e ao Departamento de Geociências da UEPG que permitiram minha liberação para o Doutorado.

Ao meu orientador, Prof. Dr. André Virmond Lima Bittencourt, por ter aceitado a tarefa de me orientar e pelos ensinamentos e valiosas críticas e sugestões.

Aos meus co orientadores Prof. Dr. Leonardo José Cordeiro Santos e Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira, pelos comentários e sugestões.

Aos Professores José Manuel, Eleonora, Ernani, Luiz Eduardo, Maria José, Elvo, Salamuni, Luiz Alberto, Ronaldo, Everton e Gustavo pelos ensinamentos, incentivo e apoio que tanto contribuíram na realização desta tese.

Aos Professores Pilatti e Aparecida, do NUCLEAM, pela grande amizade e pelo apoio, incentivo e companhia nos inúmeros trabalhos de campo.

Aos amigos Claudinei, Clarice, Clotilde, Cris, Narali, Edenilson, Maria Aline e tantos outros pela grande amizade, apoio e incentivo durante esta longa caminhada.

Ao Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada – PLGA/UFPR, pela cessão de dados gamaespectrométricos utilizados na realização desta tese.

A todos do LAMIR, em especial ao Prof. José Manoel, pelas orientações e auxílio na aplicação de técnicas laboratoriais referentes aos ensaios químicos e mineralógicos.

À professora Elizabete e ao Ozires, do Departamento de Química, e ao Dirceu, do Departamento de Engenharia de Materiais da UEPG, pelo valoroso auxílio na preparação das amostras.

Ao Claudinei e ao Luis Gustavo (B.A.) pela amizade e pela orientação no uso dos aplicativos ArcView 3.2 e *Geosoft OASIS Montaj*.

À Copel, pelo auxílio financeiro na execução de ensaios físico-químicos de água.

Enfim, a todos que, de alguma maneira, contribuíram para a realização deste trabalho, os meus sinceros agradecimentos.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	VIII
LISTA DE TABELAS	XII
LISTA DE SIMBOLOS E ABREVIATURAS.....	XVII
RESUMO.....	XVIII
ABSTRACT	XIX
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Apresentação.....	1
1.2 Objetivos.....	2
1.3 Justificativa	3
1.4 Localização e vias de acesso	4
2 MÉTODOS E TÉCNICAS.....	8
2.1 Levantamento e a análise da literatura e da documentação cartográfica	8
2.2 Análise e interpretação de produtos de sensores remotos	9
2.3 Trabalhos de campo	9
2.3.1 – Coleta de amostras	10
2.4 Gamaespectrometria aérea e terrestre.....	11
2.5 Ensaio laboratoriais.....	15
2.5.1 Ensaio radioquímicos	15
2.5.2 Difractometria de raios X (DRX).....	17
2.5.3 Espectrometria por fluorescência de raios X (EFRX)	18
2.5.4 Análises granulométricas	19
2.5.5 Análises físico-químicas de águas	20
2.5.6 Cor	21
2.5.7 Determinação do teor de matéria orgânica	22
2.6 Tratamento e interpretação de dados.....	23
3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	25
3.1 Decaimento radioativo	25
3.2 Processos de decaimento.....	27
3.3 Interação das partículas α e β e da radiação gama com a matéria	31
3.3.1 Efeito fotoelétrico	32
3.3.2 Espalhamento Compton.....	34
3.3.3 Produção de par.....	36
3.4 Fontes radioativas naturais e séries de decaimento	36
3.5 Equilíbrio secular	40
3.6 Comportamento geoquímico e mobilidade dos radioisótopos	43
3.6.1 Potássio (^{40}K).....	43
3.6.2 Tório (^{232}Th)	44
3.6.3 Urânio (^{238}U).....	45
3.6.4 Atividades antrópicas, bióticas e naturais como fatores de mobilização de radioisótopos	47
4 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	50
4.1 Clima.....	50
4.1.1 Temperatura.....	50
4.1.2 Precipitação	52

4.1.3 Umidade relativa do ar	54
4.2 Geologia	57
4.2.1 Litoestratigrafia.....	57
4.2.1.1 Complexo Granítico Cunhaporanga.....	57
4.2.1.1.1 Domínio Serra Abaixo-Alagados (NPcsaa).....	59
4.2.1.1.2 Domínio Jotuba-Pitangui (NPcjp)	59
4.2.1.1.3 Granito Serra do Carambeí (GSC)	60
4.2.1.1.3.1 Álcali-feldspato granitos (NPcsc ₁).....	60
4.2.1.1.3.2 Fácies de borda (NPcsc ₂)	63
4.2.1.2 Grupo Castro	66
4.2.1.3 Formação Furnas.....	67
4.2.1.4 Rochas intrusivas básicas a intermediárias	70
4.2.1.5 Coberturas cenozóicas	70
4.2.2 Tectônica.....	75
4.3 Geomorfologia	76
4.3.1 Sub-bacia do rio Jotuba	79
4.3.1.1 Hipsometria.....	79
4.3.1.2 Declividade	80
4.3.2 Sub-bacia de contribuição direta.....	83
4.3.2.1 Hipsometria.....	83
4.3.2.2 Declividade	85
4.4 Hidrografia	89
4.4.1 Análise das sub-bacias hidrográficas.....	89
4.4.1.1 Áreas de drenagem e perímetros	89
4.4.1.2 Hierarquia dos canais fluviais	90
4.4.1.3 Características e comprimento do canal principal.....	91
4.4.1.4 Padrão de drenagem	94
4.4.1.5 Densidade de drenagem.....	95
4.4.1.6 Densidade de rios	96
4.4.1.7 Coeficiente de manutenção	98
4.5 Pedologia.....	99
4.5.1 Cambissolos Háplicos e Húmicos	101
4.5.2 - Associação Cambissolos Háplicos com Latossolo Bruno.....	102
4.5.3 - Associação Organossolos Méssicos com Gleissolos Melânicos	104
4.5.4 - Neossolos Litólicos	104
4.5.5 - Associação Nitossolo Háplico com Cambissolo Háplico.....	105
4.5.6 - Latossolo Bruno	105
5 RESULTADOS E DISCUSSÕES	107
5.1 Análise e interpretação dos dados gamaespectrométricos.....	107
5.1.1 Gamaespectrometria terrestre	107
5.1.1.1 Potássio (K)	113
5.1.1.2 Tório (eTh)	115
5.1.1.3 Urânio (eU)	120
5.1.1.4 Contagem total (CT)	123
5.1.1.5 Razão eTh/eU.....	125
5.1.1.6 Dose anual de radiação (DAR) (μSv/ano).....	128
5.1.2 Aerogamaespectrometria	133
5.1.2.1 Potássio (K)	141
5.1.2.2 Tório (Th).....	141

5.1.2.3 Urânio (eU)	146
5.1.2.4 Contagem total (CT)	148
5.1.2.5 Razão eTh/eU.....	151
5.1.2.6 Dose anual de radiação (DAR - μ Sv/ano).....	153
5.2 Análise e interpretação dos dados de ensaios laboratoriais	157
5.2.1 Ensaios radioquímicos	157
5.2.2 Difratomia de raios X (DRX).....	168
5.2.3 Espectrometria por fluorescência de raios X (EFRX).....	171
5.2.4 Análises granulométricas	177
5.2.5 Análises físico-químicas e radioquímicas de água.....	182
5.2.6 Cor e matéria orgânica.....	190
6 USO E OCUPAÇÃO DO SOLO E ZONEAMENTO AMBIENTAL.....	190
7 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	201
8 REFERÊNCIAS.....	204

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 - Mapa de localização da área em estudo com as principais vias de acesso.....	5
Figura 1.2 – Articulação das Cartas planialtimétricas da região em que se localiza a área de pesquisa. (Fonte: Folha Itaiacoca, escala 1:50.000 (SGE, 1959); Folha Abapã, escala 1:50.000 (SGE, 1960); Folha Ponta Grossa, escala 1:50.000 (SGE, 1979); Folha Castro, escala 1:100.000 (SGE, 1964).....	6
Figura 1.3 - Ortofotocarta da bacia da represa de Alagados com a localização da área de estudo. (Fonte: UEPG, 2002).	7
Figura 2.1 - Janelas espectrais de radiação gama e respectivos níveis de energias utilizados em levantamentos aerogamaespectrométricos (adaptado de MINTY, 1997; IAEA, 2003a; GSC1, 2008).	13
Figura 2.2 – Principais escalas granulométricas (adaptado de SOUZA SANTOS, 1989; MENDES <i>et al.</i> , 1972).	19
Figura 3.1 - Representação esquemática dos principais processos de interação da radiação gama com a matéria (adaptado de DOE, 1997).	33
Figura 3.2 - Principais processos de interação da radiação gama com a matéria em função da energia do fóton incidente e do número atômico (Z) do absorvedor (adaptado de EVANS, 1955; MINTY, 1997; FERREIRA e SOUZA, 2002; TAUHATA <i>et al.</i> , 2003; IAEA 2003a).	35
Figura 3.3 - Diagrama esquemático dos níveis de energia do decaimento radioativo do ⁴⁰ K (adaptado de PETERSON, 1996).	38
Figura 3.4 - Séries de decaimento radioativo: ²³² Th (4n); ²³⁵ U (4n+3); ²³⁸ U (4n+2) (adaptado de HOWARD, 1963; BONOTTO, 2004).	39
Figura 3.5 - Processos que interferem na mobilização/deposição dos elementos químicos.	49
Figura 4.1 - Classificação climática (A) e temperatura média anual (B) da área estudada (adaptado de IAPAR, 2000).	53
Figura 4.2 - Processos predominantes de intemperismo em função da temperatura e precipitação médias anuais (adaptado de PELTIER, 1950).	55
Figura 4.3 - Riscos de ocorrência de movimentos de massa em função da temperatura e precipitação médias anuais (adaptado de PELTIER, 1950).	55
Figura 4.4 - Precipitação (A) e umidade relativa do ar média anual (B) da área estudada (adaptado de IAPAR, 2000).	56
Figura 4.5 - Mapa geológico do Granito Serra do Carambeí na área de estudo e adjacências (modificado de GUIMARÃES, 2000; MINEROPAR, 2006a, b).	58

Figura 4.6 - Mapa geológico da área de estudo (modificado de GUIMARÃES, 2000; MINEROPAR, 2006).....	64
Figura 4.7 - Exposição do Granito Serra do Carambeí na área de estudo.....	65
Figura 4.8 - Sequência basal da Formação Furnas.	69
Figura 4.9 - Aspectos litológicos, deposicionais e estruturais da área em estudo.	73
Figura 4.10 - Setores de altitude da sub-bacia do rio Jotuba.	82
Figura 4.11 - Setores de altitude da sub-bacia de contribuição direta da represa.	86
Figura 4.12 – Setores de altitudes da área de estudo.....	87
Figura 4.13 - Mapa de declividade da área de estudo.	88
Figura 4.14 - Classificação hierárquica dos canais fluviais da sub-bacia do rio Jotuba.	92
Figura 4.15 - Classificação hierárquica dos canais fluviais da sub-bacia de contribuição direta da represa.	93
Figura 4.16 - Perfil longitudinal do rio Jotuba (vide localização na Figura 4.18).	93
Figura 4.17 – Modelo digital de elevação com prováveis facetas triangulares bastante dissecadas por processos de dinâmica superficial.	95
Figura 4.18 - Mapa hidrográfico da região destacando-se o rio Jotuba (em vermelho), curso de água de maior expressão na área de estudo (adaptado de UEPG, 2001b).	97
Figura 4.19 - Mapa de solos da região estudada (adaptado de BOGNOLA <i>et al.</i> , 2002; FASOLO <i>et al.</i> , 2002; EMBRAPA, 2007).	100
Figura 4.20 - Mapa de solos da área de estudo (adaptado de BOGNOLA <i>et al.</i> , 2002; FASOLO <i>et al.</i> , 2002; EMBRAPA, 2007).	103
Figura 5.1 – Histogramas com as distribuições de freqüências das concentrações de K, eU, eTh e CT e valores de eTh/eU e DAR referentes ao levantamento gamaespectrométrico terrestre realizado na área de estudo.	109
Figura 5.2 – Gráficos de correlação dos dados referentes ao levantamento gamaespectrométrico terrestre realizado na área de estudo.	110
Figura 5.3 - Mapa de contorno de potássio sobreposto ao modelo digital de elevação - levantamento gamaespectrométrico terrestre.....	115
Figura 5.4 - Mapa de contorno de tório sobreposto a modelo digital de elevação - levantamento gamaespectrométrico terrestre.....	118
Figura 5.5 - Mapa de contorno de urânio sobreposto ao modelo digital de elevação - levantamento gamaespectrométrico terrestre.....	121

Figura 5.6 - Mapa de contorno de contagem total sobreposto ao modelo digital de elevação - levantamento gamaespectrométrico terrestre.....	124
Figura 5.7 – Mapa de contorno da razão eTh/eU sobreposto ao modelo digital de elevação - levantamento gamaespectrométrico terrestre.....	126
Figura 5.8 - Mapa de contorno de dose anual de radiação sobreposto ao modelo digital de elevação - levantamento gamaespectrométrico terrestre.....	130
Figura 5.9 - Imagem da Composição Ternária CMY para K, eTh e eU - levantamento gamaespectrométrico terrestre.	131
Figura 5.10 – Histogramas com as distribuições de frequências das concentrações de K, eU, eTh e CT e valores de eTh/eU e DAR referentes ao levantamento aerogamaespectrométrico realizado na área de estudo.	136
Figura 5.11 – Gráficos de correlação entre os dados referentes ao levantamento aerogamaespectrométrico realizado na área de estudo.	140
Figura 5.12 - Mapa de contorno de potássio sobreposto ao modelo digital de elevação - levantamento aerogamaespectrométrico.....	142
Figura 5.13 - Mapa de contorno de tório sobreposto ao modelo digital de elevação - levantamento aerogamaespectrométrico.....	145
Figura 5.14 - Mapa de contorno de urânio sobreposto ao modelo digital de elevação - levantamento aerogamaespectrométrico.....	148
Figura 5.15 - Mapa de contorno de contagem total (CT) sobreposto ao modelo digital de elevação - levantamento aerogamaespectrométrico.....	150
Figura 5.16 - Mapa de contorno de razão eTh/eU sobreposto ao modelo digital de elevação - levantamento aerogamaespectrométrico.....	152
Figura 5.17 - Mapa de contorno de dose anual de radiação (DAR) sobreposto ao modelo digital de elevação - levantamento aerogamaespectrométrico.....	154
Figura 5.18 - Imagem de composição ternária CMY para K, eTh e eU sobreposta ao modelo digital de elevação - levantamento aerogamaespectrométrico.....	155
Figura 5.19 - Histogramas com as distribuições de frequências das concentrações de K, ²³⁸ U e ²³² Th e valores de ²³² Th/ ²³⁸ U e DAR referentes aos ensaios radioquímicos realizados em 61 amostras (rochas, materiais do manto de alteração e depósitos aluviais) da área.	161
Figura 5.20 – A) Mapa de contorno de potássio sobreposto ao modelo digital de elevação; B) Mapa de contorno de urânio sobreposto ao modelo digital de elevação – ensaios radioquímicos.	165

Figura 5.21 – A) Mapa de contorno de tório sobreposto ao modelo digital de elevação; B) Mapa de contorno de DAR sobreposto ao modelo digital de elevação – ensaios radioquímicos.	166
Figura 5.22 – Concentrações máximas, médias e mínimas dos radionuclídeos K, eTh e eU, referentes aos levantamentos gamaespectrométricos terrestre e aéreo e aos ensaios radioquímicos.	168
Figura 5.23 - Gráficos de correlações entre dados de ensaios radioquímicos e de ensaios químicos de amostras da área de pesquisa.	176
Figura 5.24 – Diagrama triangular com a classificação dos materiais do manto de alteração e de depósitos aluviais da área de estudo (MENDES <i>et al.</i> , 1972).	179
Figura 5.25 - Correlações entre concentrações de radionuclídeos obtidos nos ensaios radioquímicos e dados de ensaios granulométricos e químicos de amostras da área de pesquisa.	182
Figura 5.26 – Mapa de localização das estações de amostragem de água na área de estudo.	183
Figura 5.27 – Diagrama de Piper com a classificação das águas da área de estudo de acordo com o íon dominante (modificado de CUSTÓDIO E LLAMAS, 2001).	188
Figura 5.28 – Diagramas de Stiff com as concentrações dos íons expressas em meq/L (modificado de CUSTÓDIO e LLAMAS, 2001).	189
Figura 6.1 – Mapa de uso e ocupação do solo.	196
Figura 6.2 – Mapa de uso do solo com localização das áreas que concentram maiores valores de dose anual de radiação e da área em que a DAR supera 1.000 μ Sv/ano.	200

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 - Espectros de energia da radiação gama recomendados em levantamentos gamaespectrométricos (adaptado de MINTY, 1997; IAEA, 1991; IAEA, 2003a).....	13
Tabela 2.2 - Espectros de energia da radiação gama utilizadas no Projeto Aerogeofísico Serra do Mar Sul - PSMS (SILVA e MANTOVANI, 1994).....	14
Tabela 2.3 – Ensaios físico-químicos de águas: parâmetros analisados e respectivos métodos analíticos	21
Tabela 3.1 - Séries radioativas naturais (adaptado de ACOSTA <i>et al.</i> , 1975).....	40
Tabela 4.1 - Distribuição anual de temperaturas, umidade relativa do ar e precipitação na Estação Ponta Grossa, no período 1922-1961.....	51
Tabela 4.2 - Distribuição anual de temperaturas, umidade relativa do ar, vento, precipitação e evapotranspiração na Estação Ponta Grossa, no período 1954-2001.....	52
Tabela 4.3 – Composição química do Granito Serra do Carambeí	61
Tabela 4.4 – Composição mineral normativa (CIPW) de amostras do Granito Serra do Carambeí.....	62
Tabela 4.5 – Superfícies ocupadas pelas diversas unidades litoestratigráficas e pela represa de Alagados na área de estudo.....	75
Tabela 4.6 – Hipsometria e declividade média da sub-bacia do rio Jotuba (ΣCn = comprimento longitudinal das curvas de nível de cada setor (km); ΔH = equidistância entre as curvas de nível (km).	80
Tabela 4.7 – Hipsometria e declividade média da sub-bacia de contribuição direta.	85
Tabela 4.8 – Classes de declividade utilizadas na confecção do mapa de declividade	88
Tabela 4.9- Características morfométricas das sub-bacias do rio Jotuba e de contribuição direta. Amplitude altimétrica (m)	90
Tabela 4.10 - Classificação hierárquica, número de canais, comprimentos máximos, mínimos, médios e totais dos rios da sub-bacia do rio Jotuba.	90
Tabela 4.11 - Classificação hierárquica, número de canais, comprimentos máximos, mínimos, médios e totais dos rios da sub-bacia de contribuição direta.	91
Tabela 4.12 - Classificação hierárquica, número de canais, comprimentos máximos, mínimos, médios e totais dos rios das sub-bacias rio Jotuba e de contribuição direta.	91
Tabela 4.13 – Superfícies ocupadas pelas diversas classes de solos e pela represa de Alagados na área de estudo.	106
Tabela 5.1 - Distribuição de frequência de CT, K, eU, eTh, eTh/eU e DAR para as 132 estações de amostragem gamaespectrométrica terrestres	

	da área de estudo (Conc.: concentração; Coef.: coeficiente; Freq.: frequência).	108
Tabela 5.2	– Matriz de correlação de Pearson para os dados de gamaespectrometria terrestre (CT, K, eU, eTh, eTh/eU e DAR) (limite de confiança de 95%).	108
Tabela 5.3	– Parâmetros estatísticos (CT, K, eU, eTh, eTh/eU e DAR) referentes aos dados de gamaespectrometria terrestre nos diversos litotipos ocorrentes na área de estudo.	111
Tabela 5.4	– Parâmetros estatísticos (CT, K, eU, eTh, eTh/eU e DAR) referentes aos dados de gamaespectrometria terrestre nos diversos setores de altitude da área de estudo.	111
Tabela 5.5	– Parâmetros estatísticos (CT, K, eU, eTh, eTh/eU e DAR) referentes aos dados de gamaespectrometria terrestre nas diversas classes de solos da área de estudo.	112
Tabela 5.6	– Classes de distribuição dos radionuclídeos da área de estudo em função de sua regularidade. (Adaptado de MARANHÃO, 1985).	112
Tabela 5.7	- Distribuição de frequência de CT, concentrações de K, eU, e eTh e valores de Th/U e DAR referentes aos 1.184 pontos de tomada de dados aerogamaespectrométrica na área de estudo (Taxa exp.: taxa de exposição; Conc.: concentração; Coef.: coeficiente; Freq.: frequência).	135
Tabela 5.8	– Matriz de correlação de Pearson para os dados aerogamaespectrométricos (CT, K, eU, eTh, eTh/eU, DAR) (limite de confiança de 95%).	137
Tabela 5.9	– Parâmetros estatísticos (CT, K, eU, eTh, eTh/eU e DAR) referentes aos dados aerogamaespectrométricos nos diversos litotipos ocorrentes na área de estudo.	137
Tabela 5.10	– Parâmetros estatísticos (CT, K, eU, eTh, eTh/eU e DAR) referentes aos dados aerogamaespectrométricos nos diversos setores de altitude da área de estudo.	138
Tabela 5.11	– Parâmetros estatísticos (CT, K, eU, eTh, eTh/eU e DAR) referentes aos dados aerogamaespectrométricos nas diversas classes de solos da área de estudo.	139
Tabela 5.12	- Distribuição de frequência de CT, DAR-CT e de DAR calculada de acordo com a Eq. (5.1) de Grasty <i>et al</i> (1984) (DAR-Grasty) - levantamento aerogamaespectrométrico da área de estudo (Coef. disp.: coeficiente de dispersão; Freq.: frequência).	149
Tabela 5.13	– Concentrações de K, ²³² Th e ²³⁸ U - ensaios radioquímicos realizados em amostras coletadas na área de estudo (M: manto de alteração; R: rocha; RI: rocha intemperizada; A: aluvião). Em destaque, valores abaixo do limite de detecção.	158
Tabela 5.14	- Distribuição de frequência de K, ²³⁸ U, ²³² Th, ²³² Th/ ²³⁸ U e DAR referentes aos 61 ensaios radioquímicos realizados em amostras de rochas e de coberturas cenozóicas coletadas na área	

de estudo (Conc.: concentração; Coef.: coeficiente; Freq.: frequência).	159
Tabela 5.15 - Distribuição de frequência de K, ²³⁸ U, ²³² Th, ²³² Th/ ²³⁸ U e DAR referentes a 17 ensaios radioquímicos realizados em amostras de rochas da área de estudo (Conc.: concentração; Coef.: coeficiente; Freq.: frequência).	160
Tabela 5.16 - Distribuição de frequência de K, ²³⁸ U, ²³² Th, ²³² Th/ ²³⁸ U e DAR referentes a 44 ensaios radioquímicos realizados em amostras de coberturas cenozóicas coletadas na área de estudo (Conc.: concentração; Coef.: coeficiente; Freq.: frequência).	160
Tabela 5.17 – Parâmetros estatísticos (K, ²³⁸ U, ²³² Th, ²³² Th/ ²³⁸ U e DAR) referentes aos dados radioquímicos nas diversas unidades geológicas ocorrentes na área de estudo.	163
Tabela 5.18 – Parâmetros estatísticos (K, ²³⁸ U, ²³² Th, ²³² Th/ ²³⁸ U e DAR) referentes aos dados radioquímicos nos diversos setores de altitude da área de estudo.....	163
Tabela 5.19 – Parâmetros estatísticos (K, ²³⁸ U, ²³² Th, ²³² Th/ ²³⁸ U e DAR) referentes aos dados radioquímicos nas diversas classes de solos da área de estudo.	164
Tabela 5.20 – Principais minerais identificados por DRX nas amostras coletadas na área de estudo (M: manto de alteração; R: rocha; RI: rocha intemperizada; A: aluvião; demais abreviaturas, no texto).	170
Tabela 5.21 – Composição química percentual e concentração de radionuclídeos de amostras de rochas (sãs: R; intemperizadas: RI; VC: veio de quartzo), manto de alteração (M) e de depósitos aluviais (A) da área estudada.....	173
Tabela 5.22 - Distribuição de frequência de dados de ensaios químicos realizados em amostras coletadas na área de estudo.	174
Tabela 5.23 – Matriz de correlação de Pearson para os dados de ensaios químicos e radioquímicos das 61 amostras coletadas na área de estudo (limite de confiança de 95%).	175
Tabela 5.24 – Composição granulométrica percentual de amostras coletadas no manto de alteração (M) e em depósitos aluviais (A) da área de estudo.	178
Tabela 5.25 – Matriz de correlação de Pearson – dados de ensaios radioquímicos, granulométricos (%), químicos e matéria orgânica (M.O.) (%) de 40 amostras de materias do manto de alteração e de depósitos aluviais da área de estudo (limite de confiança de 95%).....	181
Tabela 5.26 – Concentrações iônicas (mg/L) de amostras de águas de nascentes, poços e rios da área de estudo.....	186
Tabela 5.27– Concentrações iônicas (meq/L) de amostras de águas de nascentes, poços e rios da área de estudo.....	187

Tabela 5.28 – Amostras em desconformidade com padrões de potabilidade da água para consumo humano.....	187
Tabela 6.1 – Óbitos segundo tipos de doenças verificados em Carambeí em 2008.	193
Tabela 6.2 – Efetivo de pecuária e aves no município de Carambeí - 2008	194
Tabela 6.3 - Produção de origem animal no município de Carambeí - 2008	194
Tabela 6.4 – Área colhida, produção, rendimento médio da produção agrícola no município de Carambeí - 2008	194
Tabela 6.5 – Classes de uso do solo e respectivas extensões superficiais na área de pesquisa.....	195

LISTA DE SIGLAS

ABNT	- Associação Brasileira de Normas Técnicas
ATSDR	- Agency for Toxic Substances and Disease Registry
BARMP	- Brazil Airbone Radiometric Mapping Project
CDTN	- Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear
CGC	- Complexo Granítico Cunhaporanga
CNEN	- Comissão Nacional de Energia Nuclear
CONAMA	- Conselho Nacional de Meio Ambiente
CPRM	- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
EPA	- Environmental Protection Agency
GSC ₁	- Geological Survey of Canada
GSC	- Granito Serra do Carambeí
IAEA	- International Atomic Energy Agency
IAPAR	- Instituto Agrônômico do Paraná
ICRP	- International Commission on Radiological Protection
LAMIR	- Laboratório de Análise de Minerais e Rochas
LPGA	- Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada
LPH	- Laboratório de Pesquisas Hidrogeológicas
NCRP	- National Council on Radiation Protection and Measurements
PSMS	- Projeto Aerogeofísico Serra do Mar Sul
SAD	- South American Datum
SANEPAR	- Companhia de saneamento do Paraná
SGE	- Serviço Geográfico do Exército
SRTM	- <i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
UEPG	- Universidade Estadual de Ponta Grossa
UFPR	- Universidade Federal do Paraná
UNSCEAR	- United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation

LISTA DE SIMBOLOS E ABREVIATURAS

λ	- Lambda - comprimento de onda (Eq. de Bragg)
λ	- Constante de desintegração
α	- Partícula similar ao átomo de Hélio
γ	- Radiação eletromagnética gama
β^-	- Elétron
β^+, β	- Pósitron
$\mu\text{Sv/ano}$	- Micro Sievert por ano
$\bar{\nu}$	- Anti-neutrino
ν	- Neutrino
^{40}Ar	- Argônio – radionuclídeo de massa atômica 40
^{206}Pb	- Chumbo - radionuclídeo de massa atômica 206
^{207}Pb	- Chumbo - radionuclídeo de massa atômica 207
^{208}Pb	- Chumbo - radionuclídeo de massa atômica 208
^{208}Tl	- Tálcio – radionuclídeo de massa atômica 208
^{214}Bi	- Bismuto – radionuclídeo de massa atômica 214
^{222}Rn	- Radônio - radionuclídeo de massa atômica 222
^{232}Th	- Tório - radionuclídeo de massa atômica 232
^{234}Th	- Tório – radionuclídeo de massa atômica 234
^{238}U	- Urânio - radionuclídeo de massa atômica 238
Å	- Angstrom – unidade de medida equivalente a 10^{-10}m
AAN	- Análise por ativação neutrônica
B_e	- Energia de ligação do elétron na sua camada de origem
Bq	- Becquerel - unidade e atividade no SI
Bq/kg	- Atividade específica de rochas, solos e sedimentos
Bq/L	- Atividade específica de água
CGC	- Complexo Granítico Cunhaporanga
cps	- Contagem por segundo
CT	- Contagem total
DAR	- Dose anual de radiação
DRX	- Difractometria de raios X
E_c	- Energia cinética do elétron ejetado
EFRX	- Espectrometria por fluorescência de raios X
eTh	- Equivalente de tório
eU	- Equivalente de urânio
h	- Constante de Planck
Hz	- <i>Hertz</i>
kV	- 10^3 Volt
mA	- 10^{-3} Ampere
MDE	- Modelo digital de elevação
meq/L	- Miliequivalente por litro
MeV	- Mega elétron volt
mg/L	- Miligrama por litro
Nal(Tl)	- Iodeto de sódio ativado a tálcio
PMI	- Perda de massa por ignição
ppm	- Parte por milhão
STD	- Sólidos totais dissolvidos
Ueq	- Urânio equivalente

RESUMO

O presente estudo foi desenvolvido numa área de 14 km de comprimento orientada na direção NNE, por 7,3 km de largura, abrangendo a totalidade do Granito Serra do Carambeí (GSC). Localizado à margem norte da represa de Alagados entre os municípios de Ponta Grossa, Castro e Carambeí, Estado do Paraná, este granito contém concentrações relativamente elevadas de K, eU e eTh, conhecidas desde a década de 1970 por meio de levantamentos gamaespectrométricos aéreo e terrestre. Esta pesquisa objetiva ampliar os estudos na área de ocorrência do GSC determinando, com maior precisão e por meio de diferentes técnicas, as concentrações e a distribuição dos radionuclídeos presentes nos diversos compartimentos ambientais da área, avaliar a dose anual de radiação (DAR) que afeta a população local, identificar eventuais implicações no uso do solo devido à radiação emitida por estes radioelementos e estabelecer o zoneamento ambiental da área de abrangência do GSC em função das concentrações de radionuclídeos e respectivas DAR. Os métodos utilizados constaram de trabalhos de campo, análise e interpretação de produtos de sensores remotos e de dados geológicos, geomorfológicos, pedológicos, além da análise e interpretação de dados de ensaios laboratoriais como ensaios radioquímicos (análise por ativação neutrônica e análise por ativação de neutros retardados de fissão), DRX, EFRX, análises granulométricas e análises físico-químicas de águas. Estes ensaios foram efetuados em 61 amostras de materiais geológicos como rochas (17 amostras) e coberturas cenozóicas (44 amostras), bem como em 16 amostras de água de nascentes, de poços e da represa de Alagados, todas coletadas principalmente na área de ocorrência do GSC. Efetuou-se ainda a análise e interpretação de dados de aerogamaespectrometria do Projeto Aerogeofísico Serra do Mar Sul (PSMS) e de gamaespectrometria terrestre referentes à área de estudo, cedidos pelo Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada - LPGA/UFPR. Os resultados obtidos mostraram grande similaridade entre os dados dos ensaios radioquímicos e do levantamento gamaespectrométrico terrestre. Estes, porém foram sensivelmente maiores que os da aerogamaespectrometria, principalmente quanto às concentrações de K e de eU. Isto se deve, possivelmente a incorreções na fase de aquisição dos dados aerogamaespectrométricos, e que parece não terem sido totalmente sanadas em posterior processo de calibração. As informações fornecidas pelas imagens ternárias CMY e pelos mapas de contorno de K, eU, eTh e de DAR, elaborados a partir de dados referentes aos diferentes levantamentos, mostraram que a quase totalidade da área de ocorrência do GSC apresenta níveis de radiação superiores ao limite estabelecido (1.000 $\mu\text{Sv/ano}$), bem como algumas zonas com níveis mais elevados de radiação natural, onde a DAR supera 2.000 $\mu\text{Sv/ano}$. A inalação ou ingestão de materiais particulados pela população fixa, ou que desempenha atividade continuada nesses locais de maior radioatividade, pode intensificar os riscos à saúde, visto que os radionuclídeos contidos na poeira ingerida ou inalada passam a irradiar direta e continuamente os órgãos internos com partículas α e β , constituindo um forte fator de indução de câncer de pulmão.

Palavras-chave: Granito Serra do Carambeí; gamaespectrometria; ensaios radioquímicos; dose anual de radiação (DAR); zoneamento radioambiental.

ABSTRACT

The present study has been developed in a 14 km long and 7.3 km wide area in the NNE direction which covered the whole Serra do Carambeí Granite (SCG). Located on the northern edge of Alagados dam, among the cities of Ponta Grossa, Castro and Carambeí, in Paraná State, this granite concentrates fairly high levels of K, eU and eTh, discovered since the 70's through airborne and terrestrial gamma-ray spectrometry survey. This research aims to increase the studies in the area of SCG occurrence, determining more precisely and by means of different techniques the concentration levels and the distribution of the radionuclides present in the different environmental division in the area; to estimate the annual radiation dose (ARD) which affects the local population; to identify eventual implications in the soil use due to the radiation emitted by these radioelements and establish the environmental zoning of the SCG range area in relation to the radionuclides concentration and the respective ARD. The methods used were field research, analysis and interpretation of products from remote sensors and geologic, geomorphologic and pedologic data, besides the analysis and interpretation of data from lab tests such as radiochemical tests (neutron activation analysis and delayed neutron activation analysis), DRX, EFRX, granulometric analysis and physical and chemical analysis of water. These tests were carried out in 61 samples of geological material like rocks (17 samples) and Cenozoic sediments (44 samples) as well as in 16 samples of water from riverheads, wells and Alagados dam. All of them were collected in the SCG range area. Moreover, it was developed the analysis and interpretation of airborne gamma-ray spectrometric data of the Serra do Mar Sul Aerogeophysical Project and terrestrial gamma-ray spectrometry data granted by Applied Geophysics Research Laboratory – UFPR. The obtained results showed great similarity between the data from the radiochemical tests and the terrestrial gamma-ray spectrometry survey. However, the latter results were fairly higher than those from the airborne gamma-ray spectrometry, especially in the K and eU concentrations. That was possibly caused by inaccuracies in the collection of the airborne gamma-ray spectrometry data which were apparently not corrected during the later calibration process. The information provided by the CMY ternary images and by the K, eU, eTh and ARD contour maps, worked out from data referring to different surveys, showed that not only nearly the whole SCG range area has radiation levels above the fixed limit (1.000 $\mu\text{Sv/yr}$), but also that some zones have shown even higher levels of natural radiation, in which the ARD goes over 2.000 $\mu\text{Sv/yr}$. The inhaling or ingestion of particulate materials by the local population or those who perform continual activities in these high-radioactive areas can increase the health dangers, once the radionuclides in the inhaled or ingested dust irradiate continuously the internal organs with α and β particles, process that turns to be a strong inductive factor of lung cancer.

Keywords: Serra do Carambeí Granite; gamma-ray spectrometry; radiochemical tests; annual radiation dose (ARD); radio-environmental zoning.

1 INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

Desde a sua formação, a Terra sempre esteve submetida a doses variáveis de radioatividade natural, provenientes, tanto do decaimento de radionuclídeos presentes nas rochas e solos, quanto da radiação cósmica e da interação desta com gases atmosféricos. Mais recentemente, como resultado de atividades tecnológicas que processam isótopos radioativos ou utilizam materiais e compostos contendo isótopos radiogênicos (fabricação de fertilizantes agrícolas, exploração de rochas para revestimentos e outras), tem-se verificado, em certas regiões, um aumento e uma concentração significativa nos níveis de radioatividade natural. Além disso, emanações radioativas provenientes de isótopos artificiais (usinas nucleares de geração de energia, testes e acidentes nucleares), representam riscos potenciais de poluição antropogênica.

A maior parte da radiação ionizante que afeta o ser humano, no entanto, é proveniente da desintegração de radionuclídeos naturais das séries do urânio e do tório (^{238}U e ^{232}Th) e, secundariamente, do ^{40}K . Estes radioisótopos, amplamente difundidos na crosta terrestre, respondem por cerca de 60% a 70% da radiação ionizante total que atinge o homem (NCRP, 1987; ATSDR, 1999; TAUHATA *et al.*, 2003). No entanto, por ocorrerem normalmente em baixas concentrações, geralmente não representam risco radiológico aos seres humanos ou a outras formas de vida.

Dados da literatura indicam que a abundância média do urânio na crosta terrestre oscila entre 2 e 3 ppm, a do tório entre 8 e 12 ppm e a do potássio entre 2 e 2,5% (DICKSON e SCOTT, 1997; WILFORD *et al.*, 1997; MINTY, 1997; IAEA, 2003a; BONOTTO, 2004). Apesar dos reduzidos teores médios, e por se tratarem de elementos litófilos, determinadas rochas, principalmente ígneas ácidas (BONOTTO, 2004; ULBRICH *et al.*, 2009), podem apresentar-se enriquecidas nestes elementos, como é o caso do Granito Serra do Carambeí (FUCK *et al.*, 1967), aflorante à margem norte da represa de Alagados, Estado do Paraná, que contém concentrações relativamente elevadas de urânio e tório (PINTO-COELHO, 1986; PINTO-COELHO, 1987; PINTO-COELHO e SIEDLECKI, 1988; RIFFEL, 2000;

GUIMARÃES, 2000; GUIMARÃES *et al.*, 2001; FERREIRA *et al.*, 2001; RIFFEL *et al.*, 2001; RIFFEL, 2001; FERREIRA *et al.*, 2005).

1.2 Objetivos

Os trabalhos realizados consistiram na análise de dados geológicos, geomorfológicos, gamaespectrométricos e climáticos constantes na bibliografia relativa à região, ao mesmo tempo em que novos dados, principalmente geoquímicos, radioquímicos, hidroquímicos e de uso do solo referentes à área em estudo foram obtidos e analisados. Estes tiveram por finalidade avaliar o grau de risco a que as populações locais estão submetidas, bem como identificar eventuais implicações no uso do solo decorrentes das concentrações de elementos radiogênicos e respectivos produtos do decaimento, presentes em diferentes materiais geológicos da área.

Os objetivos gerais anteriormente referidos são expressos pelos seguintes objetivos específicos:

- a) Caracterizar física, química, radioquímica e mineralogicamente rochas, produtos de alteração e depósitos aluviais ocorrentes na área de abrangência do Granito Serra do Carambeí e de encaixantes imediatas.
- b) Efetuar a caracterização física, química e radioquímica de águas de poços, de nascentes e da represa de Alagados.
- c) Avaliar as concentrações e a distribuição dos elementos radioativos nos diferentes compartimentos ambientais da área.
- d) Quantificar a concentração relativa dos elementos radiogênicos no manto de alteração e nos depósitos aluviais.
- e) Determinar a mobilidade relativa dos elementos radiogênicos.
- f) Calcular as doses anuais de radiação ($\mu\text{Sv}/\text{ano}$) a que as populações locais estão submetidas.
- g) Analisar, comparativamente, os resultados obtidos nos diversos ambientes da área estudada em função dos usos e ocupação a que os mesmos são destinados.

- h) Realizar zoneamento da área de abrangência do Granito Serra do Carambeí em função das concentrações de radionuclídeos e doses anuais de radiação (DAR).

1.3 Justificativa

O Granito Serra do Carambeí e respectivas anomalias radioativas, estas conhecidas desde o início da década de 1970, têm sido vastamente abordados por diversos autores quanto aos aspectos geológicos e mineralógicos. Porém, no que tange às implicações ambientais relacionadas a tais radioanomalias e respectivas radiações ionizantes emitidas, cuja intensidade é proporcional às concentrações dos radioisótopos de U, Th e K, os estudos realizados são muito incipientes, carecendo de maior aprofundamento face aos riscos associados. Sabe-se, no entanto, que a exposição continuada às radiações ionizantes emitidas pelo decaimento do ^{40}K e pelos produtos de decaimento das séries do ^{238}U e ^{232}Th , mesmo que de baixa intensidade, podem representar riscos à biota em toda a área de influência direta e indireta das mesmas.

Além do mais, a proximidade da área de afloramento do Granito Serra do Carambeí a uma das maiores agroindústrias do país serve de incentivo para que atividades agrícolas e pecuárias se intensifiquem na região, expondo um grande segmento da cadeia alimentar aos potenciais riscos relacionados à assinatura radioquímica deste granito. A região se destaca pela produção de milho, soja, trigo, cevada, bem como pela pecuária de leite, suinocultura e criação de aves.

Não menos importante, ou preocupante, é o fato de a bacia de drenagem deste granito radioanômalo ter como corpo receptor a represa de Alagados, principal manancial de abastecimento da cidade de Ponta Grossa, Paraná, tendo em conta que a ingestão crônica de radionuclídeos presentes em águas de abastecimento público podem resultar em acréscimo no número de casos de carcinomas fatais (OLIVEIRA, 1998). De acordo com dados da Companhia de Saneamento do Paraná - SANEPAR (UEPG, 2002), 38% da água de abastecimento público de Ponta Grossa são captadas na represa (reservatório) de Alagados, formada pelo barramento do rio Pitangui, e o restante da captação (62%) é feita diretamente no rio Pitangui, porém à jusante da barragem, já no perímetro urbano da cidade.

Portanto, a pesquisa realizada teve por finalidade aprofundar as investigações na área de abrangência do Granito Serra do Carambeí, principalmente nos locais em que foram constatadas as maiores concentrações de urânio, tório e potássio, onde eventuais riscos à população e à biota local são potencializados devido à exposição continuada à radiação ionizante.

1.4 Localização e vias de acesso

A área de estudo situa-se no sudeste do Estado do Paraná abrangendo parcialmente os municípios de Carambeí, Ponta Grossa e Castro (Figura 1.1). A maior parte da área pertence ao Primeiro Planalto Paranaense e pequena porção, no extremo sudoeste, ao Segundo Planalto. Localiza-se na interseção das folhas topográficas Itaiacoca (SG.22-K-I-1 - SGE, 1959), Abapã (SG.22-E-III-3 - SGE, 1960) e Ponta Grossa (SG.22-X-C-II/2 - SGE, 1980), em escalas 1:50.000 e folha Castro (SG.22-D-IV - SGE, 1964), em escala 1:100.000 (Figura 1.2).

Possui formato retangular com vértices posicionados nas seguintes coordenadas do Sistema UTM: 598.510 e 7.245.908 m; 605.391 e 7.243.471 m; 600.718 e 7.230.274 m; 593.837 e 7.232.711 m (Datum vertical: Imituba - SC; Datum horizontal: SAD/69 - MG). O retângulo delimitador da área de estudo, que abrange totalmente a área de ocorrência do Granito Serra do Carambeí, tem 14 km de comprimento orientado na direção NNE, e 7,3 km de largura, totalizando 102,2 km². Destes, 68,09 km² (66,63%) pertencem ao município de Carambeí, 24,84 km² (24,30%) pertencem a Ponta Grossa e 9,27 km² (9,07%) a Castro. A área está situada na porção oeste da bacia da represa de Alagados (Figura 1.3), incluindo as localidades de Campina do Jotuba, Catanduva de Fora, Morro Grande, Ronca Porco, Cafequi, Macaco e Represa de Alagados.

A partir de Curitiba - PR, o acesso à área é feito da seguinte forma: toma-se a rodovia BR-376 e percorre-se 107 km chegando na entrada da cidade de Ponta Grossa - PR. Continua-se por esta rodovia, denominada de Av. do Contorno no perímetro urbano de Ponta Grossa, por mais 10,5 km, chegando no trevo da Av. Souza Naves, de acesso ao Norte do Paraná. Toma-se a rodovia PR-151, à direita, e segue-se por 17 km, chegando em Carambeí - PR, no trevo de acesso à cidade. Toma-se à direita, em direção à localidade de Catanduva de Fora, e percorre-se

mais 10 km, atingindo o limite oeste da área de pesquisa após um percurso total de 144,5 km.

A partir de Ponta Grossa, a área pode ser atingida da seguinte forma: do portal de entrada da Universidade Estadual de Ponta Grossa - UEPG/Campus de Uvaranas segue-se por 2 km em direção ao Matadouro Municipal. Toma-se à direita, em direção à cachoeira de São Jorge, e percorre-se mais 10 km chegando na estrada de acesso ao late Clube de Ponta Grossa. Segue-se pela esquerda por mais 1,2 km atingindo o limite Sul da área em pesquisa, numa distância total de 13,2 km.

A região conta com inúmeras estradas vicinais de acesso às propriedades rurais que atingem todos os quadrantes da área e permite o escoamento da produção agrícola e pecuária. Com exceção da estrada que faz a ligação entre Carambeí e Catanduva de Fora que possui revestimento asfáltico, as demais não são pavimentadas, dificultando o tráfego em períodos de chuvas prolongadas.

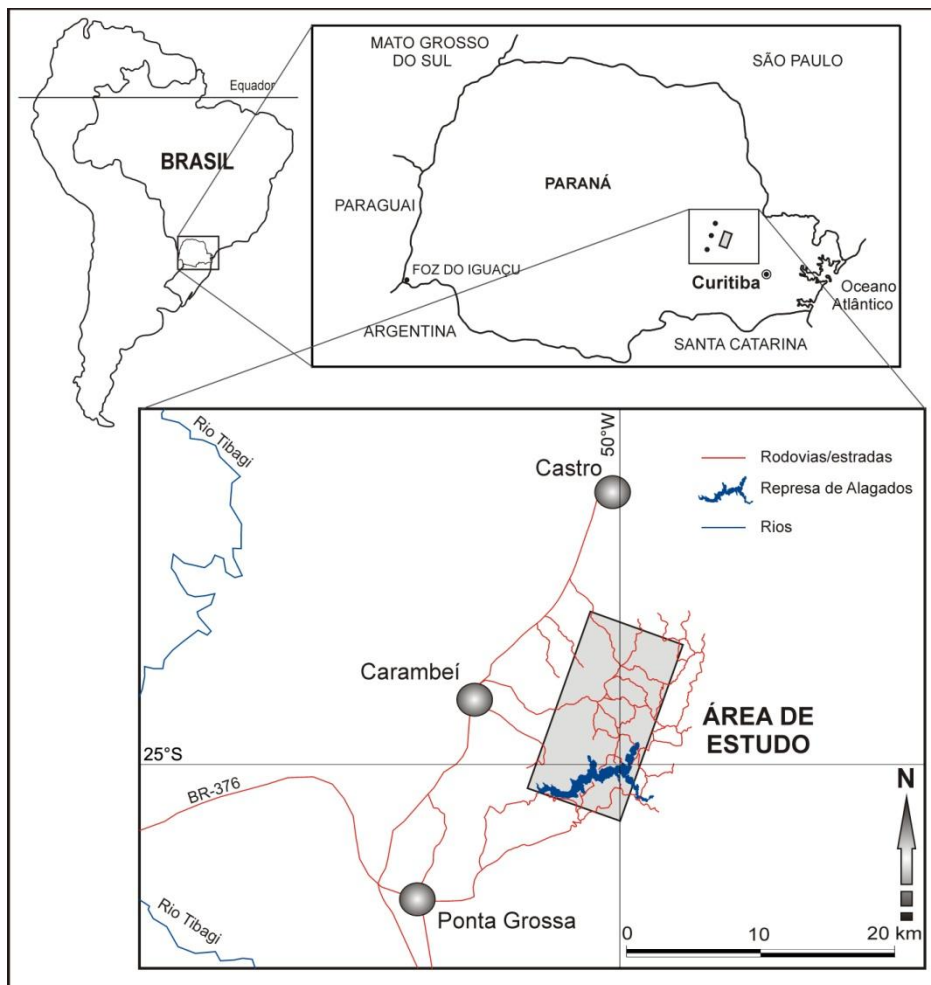


Figura 1.1 - Mapa de localização da área em estudo com as principais vias de acesso.

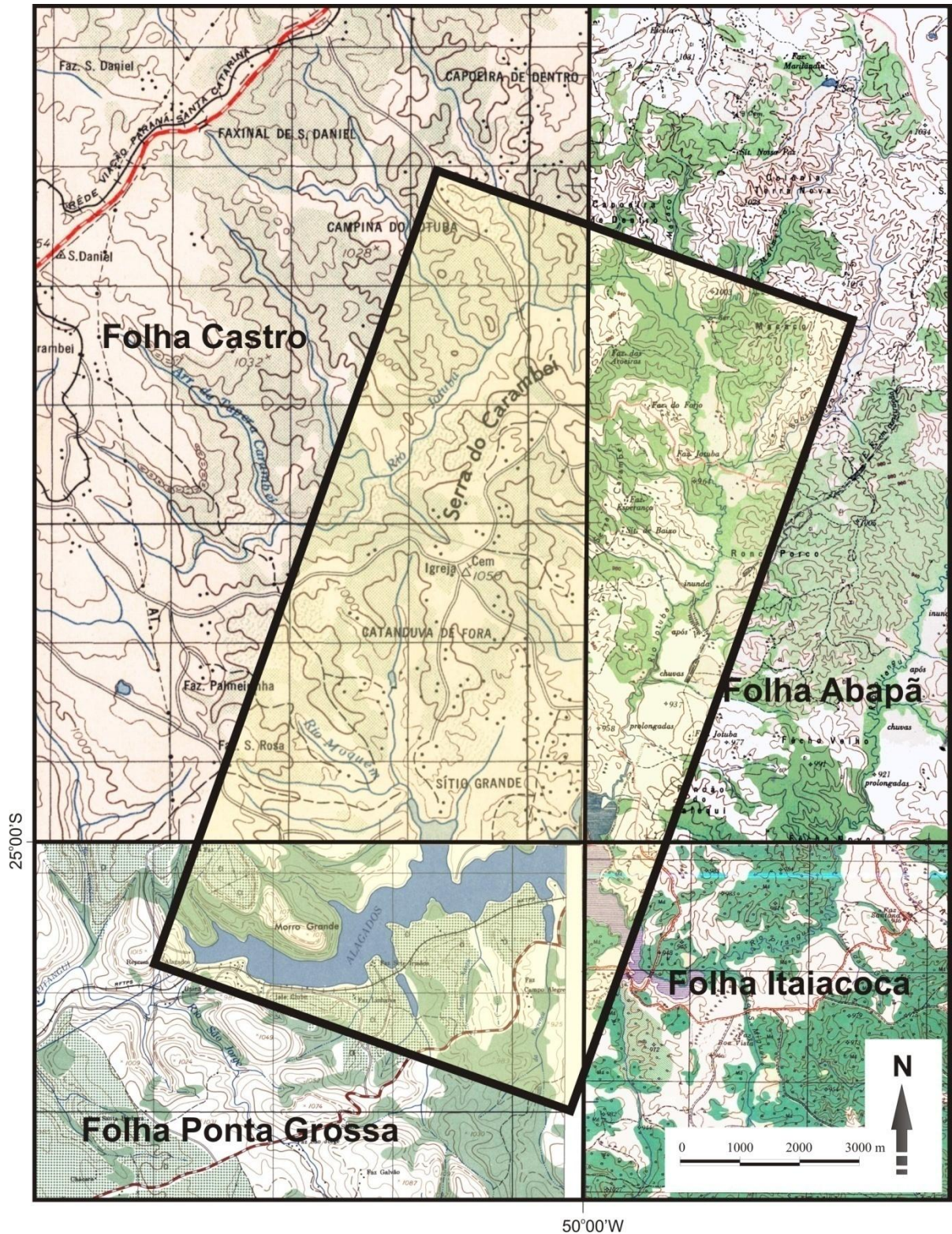


Figura 1.2 – Articulação das Cartas planialtimétricas da região em que se localiza a área de pesquisa. (Fonte: Folha Itaiacoca, escala 1:50.000 (SGE, 1959); Folha Abapã, escala 1:50.000 (SGE, 1960); Folha Ponta Grossa, escala 1:50.000 (SGE, 1979); Folha Castro, escala 1:100.000 (SGE, 1964).

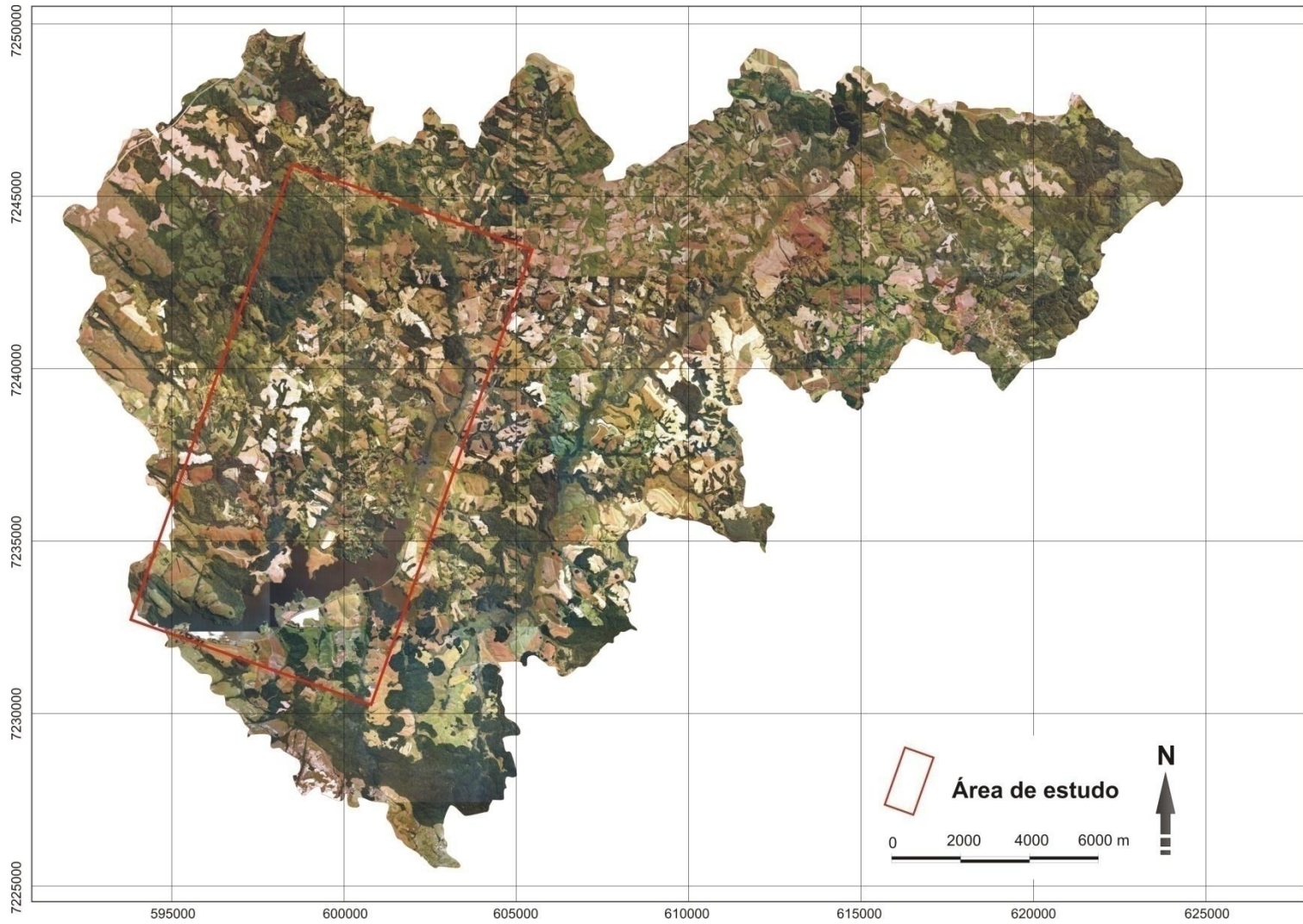


Figura 1.3 - Ortophotocarta da bacia da represa de Alagados com a localização da área de estudo. (Fonte: UEPG, 2002).

2 MÉTODOS E TÉCNICAS

A análise das concentrações e da distribuição dos radionuclídeos naturais ^{40}K e das séries do ^{238}U e do ^{232}Th em diferentes materiais geológicos da área constituiu o foco principal da presente pesquisa. Outros aspectos analisados referem-se às características geológicas (litotipos, conteúdo mineral, tectônica e outros), geomorfológicas, hidrográficas, bióticas (cobertura florestal), antrópicas (uso e ocupação do solo) e climáticas, cujos reflexos na morfogênese influenciam e determinam a distribuição dos radionuclídeos na paisagem.

Portanto, para a consecução dos objetivos propostos foram adotados procedimentos integrados de estudo, cujos métodos e técnicas são descritos a seguir.

2.1 Levantamento e a análise da literatura e da documentação cartográfica

Dados bibliográficos referentes ao Granito Serra do Carambeí (GSC) e, mais especificamente, relacionados à radioatividade natural, foram levantados e analisados durante todas as etapas da pesquisa, até a redação final da tese.

Mapas geológicos preexistentes e em escalas diversas (1:100.000, 1:50.000 e outras) foram compilados e reinterpretados, resultando, após cruzamentos com dados obtidos em outras etapas deste trabalho, no mapa geológico de detalhe da área. A partir de dados radioquímicos obtidos de amostras de rochas, de materiais do perfil de alteração e de depósitos aluviais, além de dados gamaespectrométricos, foram gerados mapas diversos, dentre os quais, mapas de contorno (isovalores) de eU, eTh, K e de dose anual de radiação (DAR), bem como mapa de zoneamento ambiental.

Cartas topográficas da região, ou seja, Folha topográfica Itaiacoca em escala 1:50.000 (SGE, 1959), Folha topográfica Abapã em escala 1:50.000 (SGE, 1960), Folha topográfica Castro em escala 1:100.000 (SGE, 1964) e Folha topográfica Ponta Grossa em escala 1:50.000 (SGE, 1979) também foram compiladas e comparadas com plantas planialtimétricas recentes da área em escala 1:10.000 (UEPG, 2001b). Estas, juntamente com outras informações, permitiram a análise e interpretação de feições geológicas e geomorfológicas da área como lineamentos estruturais, contatos geológicos, diques, anomalias de drenagem, rupturas de

declive, assimetria de vales fluviais e outras, que auxiliaram no entendimento dos processos envolvidos na redistribuição dos radionuclídeos nos diversos compartimentos ambientais da área.

2.2 Análise e interpretação de produtos de sensores remotos

Nos trabalhos de fotointerpretação foram utilizadas fotografias aéreas em escalas 1:33.000 (UEPG, 2001a), além de ortofotocartas em escala 1:10.000 (UEPG, 2001c). Estas permitiram a identificação de feições geológicas (lineamentos estruturais, diques, planícies de inundação, dentre outras) e geomorfológicas (formas de acumulação, formas erosivas e outras formas de relevo), bem como a elaboração da carta de uso do solo e o traçado da rede viária local.

A investigação de lineamentos indicativos de deformações rúpteis (falhas e fraturas) foi realizada por meio da interpretação de mosaicos de radar (RADAMBRASIL, 1976a e 1976b), imagem de satélite (INPE, 2009), imagem orbital com pixels de 90x90m em escala 1:500.000 (SRTM), fotografias aéreas coloridas em escala 1:33.000 (UEPG, 2001a) e ortofotocartas em escala 1:10.000 (UEPG, 2001c).

Como ferramenta auxiliar para a identificação de lineamentos e de outras feições geológicas em escala regional e local foram confeccionados modelos digitais de elevação (MDE) a partir de imagem orbital em escala 1:500.000 e MDE com utilização de cartas topográficas em escala 1:10.000 com curvas de nível equidistantes de 5 metros (UEPG, 2001b).

Tanto a imagem orbital em escala 1:500.000, quanto as ortofotocartas em escala 1:10.000 (UEPG, 2001b e 2001c), por estarem georreferenciadas, facilitaram o processamento digital possibilitando a geração de modelo digital de elevação (MDE) e de outros produtos.

2.3 Trabalhos de campo

Trabalhos de campo foram realizados em toda a área de ocorrência do Granito Serra do Carambeí e encaixantes imediatas visando a obtenção de dados geológicos, geomorfológicos, pedológicos, bem como de dados relacionados ao uso e ocupação do solo, tipologia vegetal, fonte de abastecimento de água, dentre

outros. Nestes trabalhos, afloramentos de rochas, depósitos aluviais e coluviais e manto de alteração, ocorrentes principalmente nas margens de estradas, foram descritos e georreferenciados, tendo-se coletado 17 amostras de rochas (sãs e intemperizadas) e 44 amostras de materiais do manto de intemperismo e de depósitos aluviais, totalizando 61 amostras de materiais geológicos, além de 16 amostras de água coletadas em nascentes, poços do tipo cisterna, nos pontos de entrada dos rios Pitangui e Jotuba na represa de Alagados e na tomada de água (barragem).

A amostragem estendeu-se por toda a área de ocorrência do Granito Serra do Carambeí, concentrando-se nos álcali-feldspato granitos (alaskíticos), onde estão localizados os alvos radioanômalos pesquisados pela Comissão Nacional de Energia Nuclear - CNEN, no início da década de 1970 (PINTO-COELHO, 1986).

2.3.1 – Coleta de amostras

Com a finalidade de estabelecer correlação com dados de gamaespectrometria aérea (Projeto Aerogeofísico Serra do Mar Sul - PSMS) e terrestre, cedidos pelo Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada (LPGA/UFPR), e tendo-se em conta que a radiação gama emitida pelo ^{40}K e pelos radionuclídeos pertencentes às séries de decaimento do ^{232}Th e ^{238}U atravessa no máximo cerca de 30 cm de solos e rochas (MINTY, 1997), a coleta de amostras destes materiais (rochas, manto de intemperismo e depósitos aluviais) foi efetuada até uma profundidade de 25 cm (CPRM, 2003).

As amostras, com cerca de 3 a 4 kg cada, foram acondicionadas em sacos plásticos devidamente identificados por meio de etiquetas (interna e externa) grafadas com caneta de tinta indelével.

Para a avaliação das características físico-químicas e radioquímicas de águas superficiais e subterrâneas da área de estudo foram amostradas, em uma única campanha, em 11 de dezembro de 2009, 15 estações. Coletou-se, ainda, na mesma data, uma amostra no rio Pitangui (fora da área de pesquisa), no local em que suas águas se encontram com as da represa de Alagados (Ponte Preta), com a finalidade de estabelecer comparação entre as águas dos rios Pitangui e Jotuba. Em cada estação foram obtidas duas amostras de água (para ensaios físico-químicos e radioquímicos) com volume de 1000 mL cada. Essas foram acondicionadas em

frascos de polietileno virgem, identificados com etiquetas grafadas com tinta indelével presas aos gargalos dos respectivos frascos.

2.4 Gamaespectrometria aérea e terrestre

Levantamentos por gamaespectrometria (aérea ou terrestre) tem por finalidade medir o fluxo de radiação gama emitido pelo decaimento do ^{40}K e pelos nuclídeos radiogênicos pertencentes às séries do ^{238}U e do ^{232}Th , ocorrentes nas camadas superficiais de solos e rochas, permitindo, dentre outras aplicações, estimar os níveis de radiação que afetam as populações (DICKSON e SCOTT 1997; IAEA 2003a). Nestes levantamentos, as contagens por segundo (cps), após calibração e processamento, são convertidas em concentrações de ^{40}K , de ^{232}Th e de ^{238}U (GUNN *et al.*, 1997).

Tendo-se em conta que a abundância de ^{40}K na natureza é fixa e equivalente a 0,0118% de todo o potássio (HOWARD, 1963), o fluxo de radiação gama com energia de 1,460 MeV emitido pelo isótopo ^{40}K ao decair para ^{40}Ar é usado para estimar o total de potássio presente no ambiente (GUNN *et al.*, 1997).

Quanto ao tório e ao urânio, radioisótopos não emissores de radiação gama, suas concentrações, em levantamentos gamaespectrométricos, são determinadas indiretamente pela medição da radiação gama emitida por nuclídeos radiogênicos (filhos) pertencentes às respectivas séries de decaimento. A concentração de tório é estimada pela detecção da radiação gama com energia de 2,615 MeV emitida pelo tálio (^{208}Tl), que pertence à série radioativa do ^{232}Th . A concentração de urânio é estimada pela detecção da radiação gama com energia de 1,765 MeV emitida pelo bismuto (^{214}Bi), produto do decaimento pertencente à série radioativa do ^{238}U (KETCHAM, 1996; MINTY, 1997; IAEA, 1991; IAEA, 2003a; GSC, 2008). Por se tratarem de estimativas indiretas, as concentrações desses radioelementos, expressas em parte por milhão (ppm), são denominadas, respectivamente, equivalente de tório (eTh) e equivalente de urânio (eU) (GUNN *et al.*, 1997; WILFORD *et al.*, 1997).

As atividades do urânio e do tório são estimadas assumindo que ambas as séries de decaimento estejam em equilíbrio secular, o que é mais comum no caso do tório que raramente ocorre em desequilíbrio na natureza. Porém, com relação ao

urânio, desequilíbrio radioativo entre os membros desta série e o radioelemento que a inicia (^{238}U) é mais freqüente (GUNN *et al.*, 1997; MINTY, 1997). A maior solubilidade e, em conseqüência, maior mobilidade do urânio no estado de valência U^{6+} (BONOTO e SILVEIRA, 2006), faz com que o mesmo seja rapidamente lixiviado da rocha de origem, principalmente em ambiente oxidante superficial e sob condições de clima quente e úmido, o que leva ao desequilíbrio da série. Desta forma, a concentração de urânio (eU) pode diferir do urânio realmente presente nas rochas e solos expostos à superfície (LENKA *et al.*, 2009).

O espectro de radiação gama natural utilizado em levantamentos gamaespectrométricos está representado na Tabela 2.1 e na Figura 2.1, que mostram as intensidades relativas de cada nível de energia e respectivos intervalos recomendadas para quantificação do potássio (^{40}K), do urânio (^{214}Bi) e do tório (^{208}Tl) (MINTY, 1997; IAEA, 2003a; GSC₁, 2008).

Para o estudo das características gamaespectrométricas da área foram utilizados dados de levantamento aéreo do Projeto Aerogeofísico Serra do Mar Sul - PSMS (SILVA e MANTOVANI, 1994; GUIMARÃES, 2000; GUIMARÃES *et al.*, 2001), cujos dados, após reprocessamento, foram transformados de contagem por segundo (cps) para % de K e ppm de eTh e eU (BARMP, 1997), além de dados de estações terrestres (FERREIRA *et al.*, 2001), todos cedidos pelo Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada - LPGA/UFPR.

De acordo com Silva e Mantovani (1994, p.122), o Projeto Aerogeofísico Serra do Mar Sul, executado pela GEOFOTO S.A. entre 1973 e 1976 para a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM, abrangeu uma superfície de 50.000 km², em cujo extremo noroeste está situada a área de pesquisa. O equipamento utilizado para aquisição de dados foi o espectrômetro modelo DGRS-3001, da Exploranium, acoplado a nove cristais de NaI(Tl) (iodeto de sódio ativado a tálio), de formato cilíndrico com 15,24 cm de diâmetro (6”) e 10,16 cm de altura (4”), totalizando um volume de 16.680 cm³ (1.017,88 polegadas cúbica).

Tabela 2.1 - Espectros de energia da radiação gama recomendados em levantamentos gamaespectrométricos (adaptado de MINTY, 1997; IAEA, 1991; IAEA, 2003a).

Janelas	Radioisótopo	Pico de energia (MeV)	Faixa de energia (MeV)
Potássio	^{40}K	1,460	1,370 - 1,570
Urânio	^{214}Bi	1,765	1,660 - 1,860
Tório	^{208}Tl	2,614	2,410 - 2,810
Contagem total	-	-	0,400 - 2,810

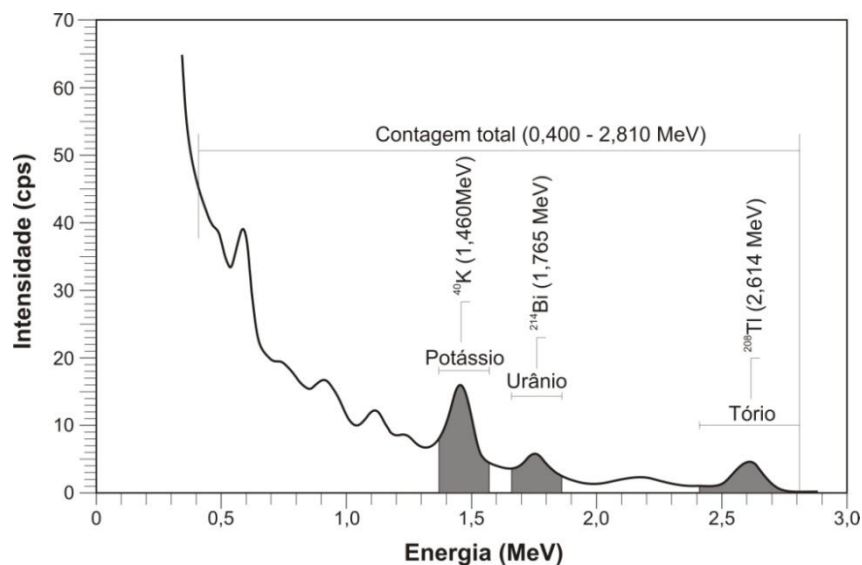


Figura 2.1 - Janelas espectrais de radiação gama e respectivos níveis de energias utilizados em levantamentos aerogamaespectrométricos (adaptado de MINTY, 1997; IAEA, 2003a; GSC₁, 2008).

Apesar da previsão de linhas de vôo na direção N30W espaçadas de 750 m a 1.250 m, altura média de vôo de 158 m e aquisição de dados aerogeofísicos a cada 58 m (tempo de integração de 1 s), foram observados alguns “...erros que interferem nas medidas radiométricas” (SILVA e MANTOVANI, 1994, p.122) como linhas de vôo sobrepostas ou com afastamentos superiores a 2 km, altura de vôo variando entre 80 m e 300 m, bem como amostragem ao longo das linhas de vôo distanciadas entre 68 m e 74 m. Da mesma forma, as faixas de energias utilizadas nesse levantamento (Tabela 2.2) diferem das recomendadas pela IAEA (2001). Porém, após reprocessamento realizado em 1997 (BARMP, *op. cit.*), essas e outras incorreções, como coordenadas UTM dos registros de dados aerogeofísicos, foram corrigidas, permitindo a utilização dos dados sem a necessidade de novos ajustes.

Tabela 2.2 - Espectros de energia da radiação gama utilizadas no Projeto Aerogeofísico Serra do Mar Sul - PSMS (SILVA e MANTOVANI, 1994).

Janelas	Radioisótopo	Faixa de energia (MeV)
Potássio	⁴⁰ K	1,35 - 1,65
Urânio	²¹⁴ Bi	1,65 – 2,30
Tório	²⁰⁸ Tl	2,30 - 2,90
Contagem total	-	1,00 - 2,90

Na área de estudo as direções das linhas de vô e os espaçamentos entre elas variam, respectivamente, de N24W a N38W e de 700 m a 2300 m. Além disso, tais linhas apresentam diversas falhas de aquisição de dados, principalmente sobre os álcali-feldspato granitos. Mesmo assim, foram registrados 1.184 pontos de aquisição de dados aerogamaespectrométricos na área.

Quanto aos dados terrestres, num total 132 estações de amostragem na área de pesquisa, foram adquiridos com o gamaespectrômetro GS-512, da Scintrex/Geofyzika, de 512 canais, munido de cristal de NaI(Tl) (iodeto de sódio ativado a tálio) de 76 mm x 76 mm, de circuito de detecção e de fonte radioativa (¹³⁷Cs) como referência (FERREIRA *et al.*, 2001; BECEGATO e FERREIRA, 2005).

A implantação das estações foi feita de forma aleatória ao longo de estradas, procurando-se manter um espaçamento de 250 m a 500 m entre elas, cujo posicionamento foi efetuado por meio de GPS e com auxílio de fotografias aéreas de 1980 na escala 1:25.000. Os dados gamaespectrométricos terrestres, tomados em contagem por segundo (cps), foram transformados automaticamente em % de K e em ppm de eU e eTh, conforme procedimento de calibração descrito na literatura (FERREIRA *et al.*, 2001; FERREIRA *et al.* (2005).

Considerando que o levantamento gamaespectrométrico terrestre realizado na área de estudo (102,2 km²) contou com 132 estações de amostragem, a densidade média foi de 1,29 pontos por km². Porém, como as estações foram posicionadas principalmente sobre os álcali-feldspato granitos, com superfície de 26,6 km² e 81 estações, e sobre a fácies de borda, com 21,41 km² e 33 estações, a densidade média de pontos nestas duas unidades líticas foi de 3,04 e 1,54 pontos por km², respectivamente.

O processamento estatístico dos dados, bem como a geração de mapas de isovalores ou de contorno de K, eTh, eU e dose anual de radiação - DAR foram

efetuadas com a utilização dos programas *Statistica 7*, *Excel 2007* e *Geosoft OASIS MontajTM*.

Apesar das medidas gamaespectrométricas terrestres terem sido tomadas com afastamento de 250 m a 500 m entre estações posicionadas ao longo de estradas, a distribuição espacial desses dados indicou afastamentos entre pontos vizinhos mais próximos de até 1.500 m.

O método de interpolação adotado na elaboração dos mapas foi o de mínima curvatura (BRIGGS, 1974) em células quadradas de 250 metros (1/6 do espaçamento máximo entre os pontos de amostragem) que, a partir de dados distribuídos aleatoriamente, permitiu a geração de mapas com contornos suaves (LANDIM, 2000).

Tendo em conta o número relativamente elevado de dados que, se integralmente relacionados numa tabela seria de difícil compreensão e destituídos de visão de conjunto, procedeu-se o agrupamento destes em intervalos de classes com base no critério de Sturges (MARANHÃO, 1985; GUERRA, 1988), representado pela expressão (2.1).

$$It = \frac{A}{1 + 3,322 \times \log N} \quad (2.1)$$

onde: It é o intervalo de classe; A corresponde à amplitude; N corresponde ao número de observações (estações).

2.5 Ensaios laboratoriais

2.5.1 Ensaios radioquímicos

As concentrações dos radionuclídeos ^{238}U , ^{232}Th e ^{40}K presentes em amostras de rochas, solos, depósitos aluviais e em amostras de águas foram determinadas por meio de análise por ativação neutrônica (AAN) e por nêutrons retardados de fissão.

O princípio da AAN está fundamentado nas reações que ocorrem no núcleo atômico quando irradiado com nêutrons. A radioatividade induzida artificialmente numa amostra irradiada é medida permitindo a determinação da sua composição

química. Quando o interesse é analisar emissores gama (^{40}K e nuclídeos radiogênicos das séries do ^{238}U e do ^{232}Th), utiliza-se a gamaespectrometria para medir essa radioatividade induzida, sendo a técnica denominada **análise por ativação neutrônica** (IAEA, 1990; IAEA, 2003b; MENEZES e JAĆIMOVIĆ, 2006).

A ativação neutrônica é uma importante ferramenta analítica na determinação de elementos traço em diversas matrizes, sendo sensível o suficiente para quantificar concentrações da ordem de ppm ou abaixo, bem como de elementos maiores (IAEA, 2003b).

A determinação da concentração do ^{238}U em amostras de água foi efetuada utilizando o método denominado **análise por ativação de nêutrons retardados de fissão**. Neste método de ensaio nuclídeos fissionáveis da amostra, ao serem irradiados com nêutrons, sofrem fissão com emissão praticamente instantânea de nêutrons (nêutrons prontos de fissão) pela emissão de partículas β^- e de nêutrons retardados. A quantidade de nêutrons retardados emitida depende da quantidade de ^{235}U que, por sua vez, é proporcional à concentração de urânio na amostra (TUPYNAMBÁ, 1969; ARMELIN, 1984).

Estes ensaios foram realizados no Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear/Comissão Nacional de Energia Nuclear CDTN/CNEN, em Belo Horizonte, que dispõe de irradiador de nêutrons (reator de pesquisa TRIGA MARK I IPR-R1), adequado aos ensaios radioquímicos realizados (MENEZES e SABINO, 1999; IAEA, 2003b).

Para as análises de rochas, solos e materiais de depósitos aluviais utilizou-se alíquotas de 50 g das mesmas amostras submetidas a ensaios por espectrografia por fluorescência de raios X (EFRX) e por difração de raios X (DRX). A preparação destas foi realizada no Laboratório de Materiais Cerâmicos do Departamento de Engenharia de Materiais/UEPG e constou de secagem a 50 °C por 48 horas e moagem em moinho de bolas planetário com bojo de porcelana, até passagem total em peneira de malha 200 (0,075 mm de abertura) (ABNT, 1988).

Quanto às amostras de água, em número de 16, a preparação, realizada no Laboratório de Química Analítica do Departamento de Química/UEPG, constou de filtragem em papel de filtragem rápida (28 μm) com uso de bomba de vácuo para acelerar o processo e posterior acidificação com HNO_3 até $\text{pH} \leq 2$. Estas amostras,

tanto em estado natural, quanto após filtragem e acidificação, foram acondicionadas em frascos de polietileno virgem.

Ensaio radioquímico, aliados à gamaespectrometria (aérea e terrestre) e a outras análises realizadas, constituíram importantes ferramentas de embasamento da presente pesquisa, permitindo o mapeamento detalhado dos níveis de radiação e potenciais riscos a que as populações estão expostas.

2.5.2 Difratometria de raios X (DRX)

Raios X são radiações eletromagnéticas com comprimentos de onda da ordem de 10^{-8} cm (1 Å) ou menores. Ao penetrarem entre os átomos de um sólido com disposição atômica regular (cristal) que atua como rede de difração, os raios X se chocam com os elétrons deste sólido e sofrem um espalhamento coerente, mantendo, porém, as mesmas fase e energia (NAVARRO *et al.*, 1977; BRINDLEY e BROWN, 1984; FORMOSO, 1984; SOUZA SANTOS, 1989). Conhecendo-se o ângulo de incidência, bem como o comprimento de onda dos raios X utilizados, é possível determinar as dimensões das celas unitárias presentes na amostra que está sendo analisada. Tais dimensões, próprias para cada mineral e que permitem a identificação do mesmo, são calculadas pela equação de Bragg:

$$n\lambda = 2d \times \sin\theta \quad (2.2)$$

onde: λ corresponde ao comprimento de onda da radiação incidente (raios X), d ao espaçamento interplanar (índice de Miller - hkl) do mineral (cristal), θ ao ângulo de incidência dos raios X e n corresponde à ordem de difração.

A preparação das amostras de rocha para os ensaios por DRX foi iniciada com a redução destas a partículas com cerca de 5 mm de diâmetro. Estas, após secagem em estufa a 50 °C durante 48 horas e resfriamento em dessecador até temperatura ambiente, foram moídas em moinho de bolas planetário com bojo de porcelana, com pulverização complementada em almofariz de porcelana até a obtenção de granulação totalmente passante em peneira de malha 325 (0,044 mm de abertura) (ABNT, 1988).

Quanto às amostras de depósitos aluviais e do perfil de alteração, a preparação consistiu em secagem durante 48 horas em estufa a 50 °C, resfriamento

em dessecador e posterior moagem, de acordo com os mesmos procedimentos utilizados para as amostras de rocha. A preparação dessas foi realizada no Laboratório de Materiais Cerâmicos do Departamento de Engenharia de Materiais/UEPG.

Para os ensaios por DRX foram tomadas alíquotas com cerca de 2 g de cada amostra preparada conforme anteriormente descrito. Após secagem em estufa a 105 °C por 24 horas e resfriadas à temperatura ambiente, as amostras pulverizadas foram montadas em suportes de alumínio (porta amostras) por meio de prensagem, sendo na sequência analisadas no Laboratório de Análise de Minerais e Rochas – LAMIR/UFPR em difratômetro PHILIPS PW 1830 operando em radiação Cu-K α (40 kV e 30 mA), com faixa de varredura 2 θ de 3° a 70° e passo de varredura de 0,02°, o que permitiu a identificação da maioria dos minerais presentes.

2.5.3 Espectrometria por fluorescência de raios X (EFRX)

Diferente da DRX, cuja radiação utilizada forma um espectro contínuo de distribuição de energia relacionada à elevada diferença de potencial aplicada entre o cátodo e o ânodo (raios X “primários”), a EFRX se utiliza dos raios X “secundários” (raios X característicos), originados pela transição de elétrons das camadas mais internas, típicas para cada elemento químico, quando raios X “primários” incidem sobre uma amostra, formando um espectro discreto de distribuição de energia (DUTRA e GOMES, 1984; PARREIRA, 2007).

As composições químicas quantitativas das 61 amostras da área (rochas, materiais do perfil de alteração e de depósitos aluviais) foram determinadas no Laboratório de Análise de Minerais e Rochas – LAMIR/UFPR, por meio da técnica de espectrografia por fluorescência de raios X (EFRX), tendo-se dosado os seguintes parâmetros, expressos em percentagem em peso: SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, Fe₂O₃, CaO, MgO, K₂O, Na₂O, MnO, P₂O₅ e perda ao fogo (P.F).

Para estes ensaios, de cada amostra preparada conforme descrito no item 2.5.2, seca em estufa a 105 °C por 24 horas e resfriada em dessecador até temperatura ambiente, foi tomada uma alíquota de 0,9 g à qual se adicionou 9,0 gramas de tetraborato de lítio. Após homogeneização a mistura foi fundida em cadinho de platina e vertida em recipiente, também de platina, formando uma

“pérola” circular, de aspecto vítreo, com diâmetro de 4,0 cm e espessura média de 3 a 4 mm que foi submetida a ensaio por EFRX.

Tais análises, apesar de indicarem as quantidades dos vários óxidos, não evidenciam o modo como os diversos elementos estão combinados, não fornecendo informações diretas acerca do conteúdo mineral das amostras analisadas.

2.5.4 Análises granulométricas

A composição granulométrica permite avaliar a percentagem em peso dos diferentes tamanhos de partículas que integram uma amostra de material detrítico e é representada por meio de diferentes escalas. No Brasil, a mais utilizada em trabalhos geológicos é a escala de Wentworth, que utiliza uma série geométrica de intervalos de classe cuja razão é 2 ou $\frac{1}{2}$ a partir do tamanho 1 mm (MENDES *et al.*, 1972). Outra, também muito empregada, é a de Atterberg, que utiliza uma série geométrica de valores com razão 10 ou $\frac{1}{10}$ a partir do diâmetro 2 mm (MENDES *et al.*, 1972). A escala granulométrica da ABNT é empregada principalmente na Engenharia Civil (Figura 2.2).

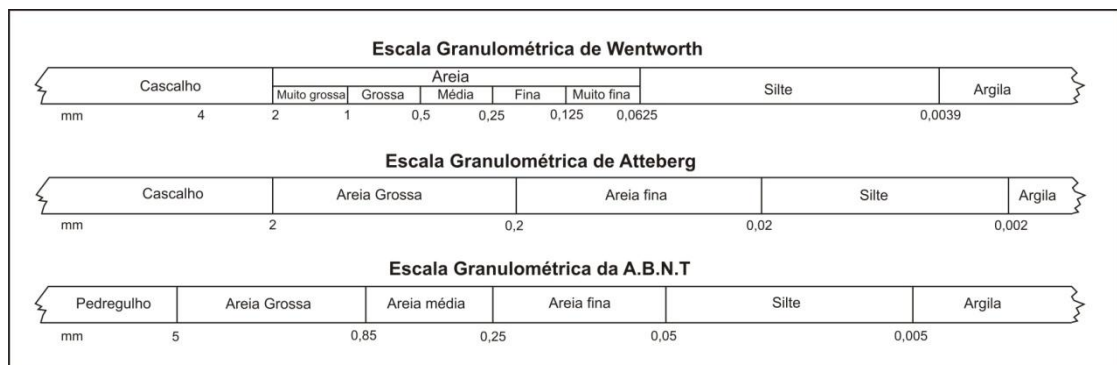


Figura 2.2 – Principais escalas granulométricas (adaptado de SOUZA SANTOS, 1989; MENDES *et al.*, 1972).

O tamanho de partícula, associado a outros dados obtidos em diferentes ensaios e etapas das pesquisas, é importante para entender o comportamento e as concentrações de radionuclídeos em determinadas faixas de granulação dos materiais geológicos ocorrentes nos diversos compartimentos ambientais da área (REBELLO, 2000; BECEGATO, 2005; BECEGATO e FERREIRA, 2005).

A determinação da composição granulométrica foi efetuada em 42 amostras provenientes do manto de alteração e de depósitos aluviais.

Com a finalidade de evitar alterações nas características granulométricas foram tomadas alíquotas de 100 g de cada amostra natural, secas a 105 °C durante 48 horas e não submetidas a qualquer tratamento mecânico prévio. Após a adição de cerca de 500 ml de água destilada às amostras secas (alíquotas de 100 g), essas foram desagregadas em agitador mecânico durante 15 minutos. A suspensão “água/material desagregado” foi então peneirada a úmido em peneira de malha 80 (0,18 mm de abertura) (ABNT, 1988), recolhendo-se a toda a suspensão passante em recipiente apropriado. O resíduo retido na peneira de malha 80 (0,18 mm), após secagem a 110 °C, foi separado em classes granulométricas por peneiramento convencional a seco, enquanto alíquotas de cerca de 1 g das suspensões passantes na peneira de malha 80 foram ensaiadas em analisador de tamanho de partículas a laser – CILA 1064, com faixa analítica de 0,04 µm a 500 µm.

Estes ensaios foram realizados no Laboratório de Análise de Minerais e Rochas – LAMIR/UFPR, utilizando peneiramento mecânico e analisador de tamanho de partículas a laser - CILAS 1064 (análise granulométrica integrada).

2.5.5 Análises físico-químicas de águas

O quimismo das diferentes famílias de águas resulta não apenas da evolução geoquímica natural devido aos processos intempéricos atuantes em diferentes litologias (ROSA FILHO *et al.*, 2005), mas, também, da forte influência exercida pela compartimentação geomorfológica e pelos fatores climáticos locais e regionais.

As 16 amostras de água coletadas conforme descrito no item 2.3.1 e com volume de 1.000 mL cada, foram submetidas a ensaios no Laboratório de Pesquisas Hidrogeológicas – LPH/UFPR tendo-se determinado dos seguintes parâmetros, de acordo com recomendações da APHA (1998) : condutividade, cor, pH, temperatura, dureza total, turbidez, sólidos dissolvidos totais, sólidos totais a 103 °C, sólidos suspensos totais, SiO₂, HCO₃⁻, CO₂, Cl⁻, SO₄²⁻, NO₃⁻, PO₄³⁻, NO₂⁻, ferro total, Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺ e K⁺, cujos métodos analíticos estão relacionados na Tabela 2.3.

Tabela 2.3 – Ensaio físico-químico de águas: parâmetros analisados e respectivos métodos analíticos

Parâmetro	Método Analítico
Condutividade	Condutivímetro
Cor	Espectrofotometria
Dureza total	Titulometria – EDTA
pH	Eletrométrico
Temperatura	Termômetro digital
Turbidez	Turbidímetro
Sólidos dissolvidos totais	Gravimetria
Sólidos totais a 103 °C	Gravimetria
Sólidos suspensos totais	Gravimetria
CO₂ livre	Calculado
HCO₃⁻	Titulometria
Cálcio	Titulometria (EDTA)
Magnésio	Titulometria (EDTA)
Sódio	Fotometria de emissão de chama
Ferro total	Espectrometria de absorção atômica
Potássio	Fotometria de emissão de chama
Sílica dissolvida	Espectrofotometria UV
Cloreto	Titulometria (argentométrico)
Fósforo total	Método do ácido ascórbico
Nitrato	Espectrofotometria UV
Nitrito	Colorimétrico
Sulfato	Turbidimetria

2.5.6 Cor

Uma característica marcante dos materiais sedimentares, tanto de depósitos inconsolidados (manto de intemperismo, colúvios, elúvios, etc.), quanto das rochas sedimentares, é a cor que os mesmos apresentam e que pode ser primária (cor do mineral que originou a partícula sedimentar), ou secundária, resultante de alterações sofridas após a formação do material sedimentar (SUGUIO, 1982). Portanto, a cor dos materiais sedimentares é função da composição mineral e química do material de origem, da granulação, da presença de matéria orgânica, além de fatores externos (pluviosidade, escoamento superficial, infiltração, dentre outros) que introduzem ou removem compostos que interferem na cor original do material ou rocha sedimentar.

O teor de umidade também é um fator que altera a cor apresentada pelos

materiais sedimentares, de forma que estes, quando úmidos ou molhados, exibem tonalidades mais escuras que quando secos, sendo o esmaecimento da cor tanto maior quanto menor for o teor de água contido no mesmo.

Como regra geral, materiais sedimentares acinzentados ou pretos indicam a presença de matéria orgânica ou de compostos de manganês. Por outro lado, cores avermelhadas, róseas, acastanhadas, alaranjadas e amareladas indicam a presença de óxidos e hidróxidos de ferro (hematita, goethita e limonita), enquanto cores arroxeadas, na maioria das vezes, estão relacionadas a óxidos de manganês e de ferro e a cor esverdeada está vinculada a silicatos de ferro, sendo comuns em illitas, cloritas e montmorilonitas (SUGUIO, 1982).

Esta propriedade deve ser analisada com muito cuidado, pois, sendo a cor uma resposta psicológica a um estímulo físico (BARBA *et al.*, 1997), sua definição é muito subjetiva e dependente de quem a observa. Com a finalidade de minimizar esta subjetividade, a definição das cores dos materiais sedimentares (manto de alteração, depósitos aluviais e coluviais) foi realizada por comparação com tabela padronizada de cores.

Portando, considerando que matéria orgânica e óxidos/hidróxidos de ferro conferem, respectivamente, cores acinzentadas a preta e avermelhadas a amareladas aos materiais sedimentares, e que tais materiais geralmente atuam como fixadores de radionuclídeos, procurou-se, com base nos dados de ensaios radioquímicos, estabelecer eventual correlação entre as concentrações dos radionuclídeos em estudo e as cores apresentadas pelos materiais sedimentares que os contêm.

2.5.7 Determinação do teor de matéria orgânica

A determinação do teor de matéria orgânica foi efetuada em 42 amostras provenientes do manto de alteração e de depósitos aluviais, utilizando o método de perda de massa por ignição (PMI) (COMBS e NATHAN, 1998; CAMBARDELLA *et al.*, 2001; KONEN *et al.*, 2002; ESCORTEGUY *et al.*, 2007), o qual consiste na determinação do carbono transformado em CO₂, que é estimado pela diferença entre as massas de material seco e submetida a ignição em alta temperatura.

Amostras secas em estufa a 50 °C durante 48 h foram moídas até passagem total em peneira de malha 10 (2,0 mm de abertura) (ABNT, 1988). O material

peneirado foi então submetido à secagem em estufa com circulação de ar a 105 °C por duas horas e, após resfriamento, tomaram-se alíquotas de 4 a 5 g de cada amostra. Estas foram colocadas em recipientes (“cadinhos”) de aço inox previamente secos e pesados, e submetidos a aquecimento em mufla a 360 °C com taxa de aquecimento de 2 °C/min e patamar de 2 horas. Após resfriamento e pesagem, o teor de matéria orgânica (%) foi determinado com base na diferença de massas, pela seguinte expressão (2.3):

$$PMI = \frac{(mc + mm105) - (mc + mm360)}{(mc + mm105) - (mc)} \times 100 \quad (2.3)$$

onde: mc = massa do cadinho; mm105 = massa do material seco a 105 °C; mm360 = massa do material seco a 360 °C.

A importância deste ensaio para a presente pesquisa deve-se ao fato de que os radionuclídeos ^{238}U e ^{232}Th , principalmente, são complexados por compostos orgânicos presentes nos depósitos sedimentares podendo, assim, serem fixados aos mesmos.

Estes ensaios foram realizados no Laboratório de Materiais Cerâmicos, Departamento de Engenharia de Materiais/UEPG.

2.6 Tratamento e interpretação de dados

A análise e a interpretação de dados gamaespectrométricos, radioquímicos, químicos, físicos e de composição mineral, bem como de mapas e produtos de sensores remotos foram realizadas por meio de processamento digital.

Para os cálculos e análises estatísticas (média, mediana, desvio padrão, correlação) e a elaboração de gráficos e tabelas foram utilizados os aplicativos *Excel 2007*, *Origin 6* e *Statistica 7*.

A elaboração de mapas geológicos e de solos foi feita em ambiente SIG utilizando-se o aplicativo *ArcView 3.2*. Posteriormente tais mapas foram exportados para o aplicativo *CorelDraw 12*, cujos recursos mais refinados relativos à arte final permitiram a elaboração de produtos de melhor aspecto visual.

A geração de mapas de contorno e de composições coloridas (CMY) com as concentrações de radionuclídeos e de contorno de outros compostos foi efetuada

em ambiente SIG com a utilização do aplicativo *Geosoft OASIS Montaj™*. Tais mapas, após serem elaborados neste aplicativo, também foram exportados para o *CorelDraw* para se obter produtos finais de melhor qualidade.

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Todos os átomos de um determinado elemento químico apresentam o mesmo número de prótons e que corresponde ao número atômico (Z) deste elemento. Entretanto, alguns destes átomos podem conter diferentes números de nêutrons, originando diferentes formas de um mesmo elemento, denominados isótopos (PAULING, 1958; HOWARD, 1963; ANDREUCCI, 2003; TAUHATA *et al.*, 2003).

Devido ao excesso de energia em seus núcleos alguns isótopos são instáveis, transmutando para formas isotópicas mais estáveis por decaimento ou “desintegração” radioativa pela emissão de energia na forma de partículas α e β . Simultaneamente à emissão dessas partículas o núcleo do novo elemento gerado (nuclídeos radiogênicos) é levado a um estado de excitação, cujo excesso de energia, na maioria das vezes, é liberado pela emissão de radiação gama, quando o núcleo retorna ao seu estado normal de energia (SCAFF, 1979). Os nuclídeos que apresentam estas características são chamados de radioisótopos ou radionuclídeos.

3.1 Decaimento radioativo

O decaimento radioativo, pelo qual núcleos instáveis procuram atingir configurações cada vez mais estáveis, é um processo natural que independe de fatores externos, como as condições físicas e químicas do meio em que o radionuclídeo se encontra (SCAFF, 1979).

Por se tratar de um processo estocástico, não se pode prever o momento exato em que um núcleo específico sofrerá decaimento. Porém, tendo-se no tempo t um número N de átomos radioativos (radionuclídeos) numa amostra, a probabilidade de que ocorra um determinado número de desintegrações ou decaimentos dN no intervalo de tempo dt é dado pela seguinte expressão (3.1) (HOWARD, 1963; ACOSTA *et al.*, 1975; SCAFF, 1979; MINTY, 1997; TAUHATA *et al.*, 2003):

$$\text{Probabilidade de desintegração} = -\frac{dN}{N} \quad (3.1)$$

Quanto à probabilidade de desintegração no intervalo de tempo (dt), é calculada pela expressão a seguir (3.2), onde λ é a constante de desintegração e o

sinal negativo indica que a quantidade de radionuclídeos decresce com o tempo (HOWARD, 1963; ACOSTA *et al.*, 1975; SCAFF, 1979; TAUHATA *et al.*, 2003):

$$\lambda = -\frac{dN}{Ndt} \quad \rightarrow \quad \frac{dN}{N} = -\lambda dt \quad (3.2)$$

A atividade (A) de uma quantidade de radionuclídeo (dN) em um determinado estado de energia, em um instante de tempo t , corresponde ao número de desintegrações (transições nucleares espontâneas daquele estado de energia) no intervalo de tempo dt . A atividade, cuja unidade de medida no Sistema Internacional é denominada Becquerel (Bq) e equivale a uma transição (decaimento ou “desintegração”) por segundo, é representada pela expressão a seguir (3.3) (EVANS, 1955; HOWARD, 1963; ACOSTA *et al.*, 1975; SCAFF, 1979):

$$A = \left| \frac{dN}{dt} \right| \quad \rightarrow \quad A = \lambda N \quad (3.3)$$

Integrando a equação (3) e considerando que existam N_0 átomos no tempo $t = 0$, e N radionuclídeos após um tempo t , tem-se (3.4):

$$\int_{N_0}^N \frac{dN}{N} = - \int_{t=0}^t \lambda dt \quad \rightarrow \quad \ln \left(\frac{N}{N_0} \right) = -\lambda t \quad (3.4)$$

Transformando para a forma exponencial, tem-se a seguinte expressão (3,5), conhecida como lei da desintegração radioativa (HOWARD, 1963; ACOSTA *et al.*, 1975; SCAFF, 1979; MINTY, 1997):

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (3.5)$$

Multiplicando a equação (8) por λ tem-se (3.6):

$$\lambda N = \lambda N_0 e^{-\lambda t} \quad (3.6)$$

Como λN_0 corresponde à atividade inicial, e λN à atividade no tempo t (equação 6), pode-se calcular a atividade (A) pela seguinte expressão (3.7) (ACOSTA *et al.*, 1975; TAUHATA *et al.*, 2003):

$$A = A_0 e^{-\lambda t} \quad (3.7)$$

A meia-vida de um radionuclídeo ($T_{1/2}$) é o tempo requerido para que sua atividade inicial seja reduzida à metade, ou para que o número de radionuclídeos decaia à metade do número inicial. Portanto, quando $t = T_{1/2}$, o número de átomos de um determinado radionuclídeo presente numa amostra será $N=N_0/2$. Substituindo estes valores na equação (8), tem-se (3.8) (EVANS, 1955; HOWARD, 1963; ACOSTA *et al.*, 1975; SCAFF, 1979; TAUHATA *et al.*, 2003):

$$\frac{N_0}{2} = N_0 e^{-\lambda T_{1/2}} \quad \text{ou} \quad \frac{1}{2} = e^{-\lambda T_{1/2}} \quad (3.8)$$

Tomando o logaritmo neperiano de ambos os termos, tem-se (3.9):

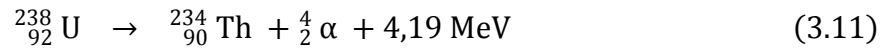
$$-\ln 2 = -\lambda T_{1/2} \quad \rightarrow \quad T_{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda} = \frac{0,693}{\lambda} \quad (3.9)$$

3.2 Processos de decaimento

A maior parte dos radionuclídeos de massa atômica elevada ($Z \geq 84$ e $A \geq 200$) decai por emissão de partículas α . Estas apresentam cargas positivas equivalentes a duas unidades de carga elétrica e são constituídas por dois prótons e dois nêutrons, similares ao núcleo de um átomo de hélio (${}^4\text{He}$) e da elevada energia associada às mesmas (geralmente entre 4 e 5 MeV).

Ao sofrer decaimento α , que consiste na emissão de partículas pelo núcleo de um átomo instável, o radionuclídeo é transmutado para outro elemento, cujo número atômico (Z) é reduzido em duas unidades enquanto o número de massa (A) sofre redução de quatro unidades de massa atômica (HOWARD, 1963; ACOSTA *et al.*, 1975; DOE, 1997), conforme esquema a seguir (3.10 e 3.11):





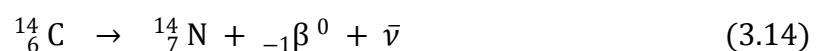
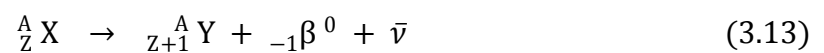
A energia da partícula α corresponde a valores discretos, próprios para cada radionuclídeo, de forma que no decaimento ${}^{238}\text{U} \rightarrow {}^{234}\text{Th}$, 77% das partículas são emitidas com energia de 4,19 MeV, e 23% com 4,15 MeV (Radiological Health Handbook, 1970; IVANOVICH e HARMON, 1982 *apud* MINTY, 1997).

Outro processo de decaimento é verificado quando núcleos atômicos instáveis, com excesso ou deficiência de nêutrons em relação ao número de prótons, emitem, respectivamente, partículas carregadas negativamente, ou seja, elétrons (β^-), ou com cargas positivas, denominadas pósitrons (β^+).

O decaimento β^- , também chamado de decaimento β ou de decaimento do elétron, ocorre em núcleos com excesso de nêutrons, de forma que um dos nêutrons (${}^1_0\text{n}$), ao emitir um elétron (${}_{-1}\beta^0$) e um anti-neutrino ($\bar{\nu}$), converte-se num próton (${}^1_1\text{p}$). Conforme Acosta *et al.* (1975, p.336), o decaimento β pode ser interpretado como um processo de transformação de um nêutron em um próton, seguido da emissão de um elétron de alta energia e de um anti-neutrino (3.12):

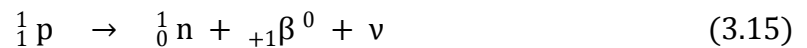


No decaimento β^- o radionuclídeo com excesso de nêutrons é transmutado para outro elemento, instável ou não, em que o número de prótons é aumentado em uma unidade e o de nêutrons é reduzido em uma unidade, permanecendo constante o número de massa, conforme esquematizado a seguir (3.13 e 3.14) (ACOSTA *et al.*, 1975; TAUHATA *et al.*, 2003):

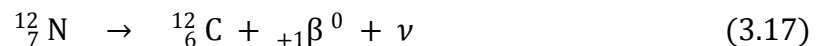
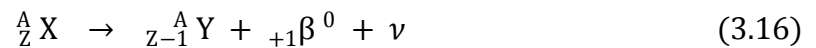


A diferença de energia entre o núcleo inicial (${}^A_Z\text{X}$) e o núcleo resultante (${}^A_{Z+1}\text{Y}$), na forma de energia cinética, é distribuída entre o elétron e o anti-neutrino e, após o decaimento, o excesso de energia eventualmente existente, é emitido na forma de radiação gama (TAUHATA *et al.*, 2003).

O decaimento β^+ , também chamado de decaimento de pósitron, ocorre em núcleos com deficiência de nêutrons, de forma que, para adquirir mais estabilidade, um próton (${}^1_1\text{p}$) emite um pósitron (anti-elétron) (${}_{+1}\beta^0$) e um neutrino (ν), convertendo-se num nêutron (${}^1_0\text{n}$). De acordo com Acosta *et al.*, (1975, p.336), pode ser interpretado como um processo de transformação de um próton em um nêutron, com emissão de um pósitron e de um neutrino, de acordo com o seguinte esquema (3.15)



Neste tipo de decaimento (β^+), o radionuclídeo deficiente em nêutrons é transmutado para outro elemento em que o número de prótons é reduzido em uma unidade e o de nêutrons é aumentado em uma unidade, permanecendo constante o número de massa, conforme esquematizado a seguir (3.16 e 3.17) (ACOSTA *et al.*, 1975):

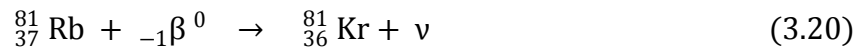
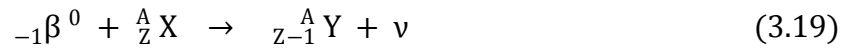


Como os elétrons são muito abundantes, no decaimento β^+ os pósitrons sofrem interação com elétrons (aniquilação) produzindo dois fótons de radiação gama que são emitidos em direções opostas e com 0,511 MeV de energia (ACOSTA *et al.*, 1975; SCAFF, 1979).

Outra forma de decaimento radioativo ocorre por captura de elétron, quando o núcleo de um radioisótopo absorve um dos elétrons orbitais do átomo. Os elétrons com maior probabilidade de serem capturados são os que se encontram mais próximo do núcleo, ou seja, da camada K, sendo possível, porém menos provável, a captura de elétrons das camadas L e M (ACOSTA *et al.*, 1975).

A captura de elétron ocorre quando o átomo filho fica com um próton a menos que o átomo pai, o que leva ao rearranjo dos elétrons restantes a uma nova estrutura do átomo, com emissão de um neutrino e de raios X característicos do novo sistema (3.18 a 3.20) (ACOSTA *et al.*, 1975):





Quanto à radiação gama, a fonte mais comum é o decaimento radioativo. Neste processo, a emissão de partículas α ou β geralmente leva o núcleo resultante (nuclídeo radiogênico) a um estado excitado, com excesso de energia. Para retornar ao seu estado fundamental (menor energia), o excesso de energia do núcleo excitado é liberado pela emissão de fótons de radiação gama (HOWARD, 1963; ACOSTA *et al.*, 1975; MINTY, 1997; BONOTTO e SILVEIRA, 2006), que consistem numa forma de radiação eletromagnética de alta energia, característica para cada isótopo.

Os raios gama são semelhantes aos raios X, porém com menor comprimento de onda (entre $1,7 \times 10^{-10}$ e $4,1 \times 10^{-12}$ m) e maior frequência (entre 3×10^{19} e 3×10^{21} Hz) (FERREIRA e SOUZA, 2002), e que se propagam com a velocidade da luz. No entanto, a diferença fundamental entre a radiação gama e os raios X está na origem: a radiação gama é emitida pelo núcleo de átomos instáveis e os raios X pela camada eletrônica (eletrosfera).

A energia de interesse da radiação gama em levantamentos geológicos (gamaespectrometria) está compreendida entre 0,2 e 3 MeV, correspondente a um comprimento de onda de aproximadamente 3×10^{-12} m e a uma frequência de cerca de 3×10^{19} Hz (MINTY, 1997).

Como se trata apenas de liberação de energia, a emissão de raios γ por um radionuclídeo não altera seus números atômico ou de massa, de forma que não ocorre transmutação do elemento, mas apenas alteração do estado de energia do núcleo. O decaimento por emissão de raios γ pode ser representado conforme esquema a seguir (3.21 e 3.22), em que $({}_Z^A M)^*$ representa o núcleo excitado, e ${}_Z^A M$, o núcleo no estado fundamental (ACOSTA *et al.*, 1975):



3.3 Interação das partículas α e β e da radiação gama com a matéria

Partículas α , β e radiação gama, devido às diferentes naturezas, interagem de formas distintas com a matéria. Apresentam, no entanto, uma propriedade em comum, que é a de promover a ionização, ou seja, a remoção de elétrons de átomos constituintes do meio que as absorve por possuírem energia superior à energia de ligação dos elétrons aos núcleos dos átomos do meio irradiado. Portanto, radiação ionizante pode ser definida como qualquer partícula ou radiação eletromagnética que, ao interagir com a matéria, ioniza seus átomos ou moléculas (SCAFF, 1979; CNEN, 2005).

No caso de organismos, a interação ou transferência de energia da radiação ionizante para o tecido vivo pode provocar uma série de manifestações e alterações prejudiciais aos mesmos (UNSCEAR, 2000a), dependendo de uma série de fatores como natureza, comprimento de onda e intensidade da radiação, tempo de exposição à radiação ionizante, sensibilidade do órgão exposto, dentre outros.

As partículas α , por serem grandes e de massa relativamente elevada, já que contem dois prótons e dois nêutrons, e por apresentarem duas cargas elétricas positivas, possuem energia cinética elevada e grande poder de ionização. No entanto, o poder de penetração destas partículas é reduzido, sendo detidas (absorvidas) por uma folha de papel ou por alguns centímetros de ar (ACOSTA *et al.*, 1975; MINTY, 1997; IAEA, 2003a). São praticamente inofensivas aos seres humanos, não conseguindo ultrapassar as primeiras camadas epiteliais (MIRANDA, 2009).

As partículas β , por possuírem apenas uma carga elétrica e massa de repouso muito reduzida, deslocam-se com maior velocidade e seu poder de penetração é maior que o das partículas α , porém são menos ionizantes que estas partículas. No ar, percorrem várias centenas de vezes a distância da partícula α (aproximadamente 3 metros por MeV de energia), e atravessam uma lâmina de alumínio com alguns milímetros de espessura (MINTY, 1997; DOE, 1997). Penetram alguns milímetros nos tecidos, ocasionando danos à pele, porém não chegam a afetar os órgãos internos (MIRANDA, 2009).

Tanto as partículas α quanto as β , se inaladas ou ingeridas natural ou acidentalmente em grande quantidade, podem causar sérios danos às mucosas que protegem os sistemas respiratórios e gastrointestinais (MIRANDA, 2009).

Diferente das partículas α e β que, por possuírem massa de repouso, perdem energia e são freadas após sucessivas colisões, os raios γ , sendo apenas ondas eletromagnéticas, penetram indefinidamente na matéria, porém com intensidade progressivamente reduzida devido aos vários processos de interação com o corpo absorvedor. Surge então o conceito de camada semi-redutora, de grande importância em radioproteção (raios X e radiação gama), que corresponde à espessura de um material qualquer que consiga reduzir à metade a intensidade da radiação incidente.

A radiação gama, por ser muito mais penetrativa que as partículas α e β , consegue atravessar mais de cem metros de ar ou vários centímetros de chumbo. No entanto, seu poder de ionização é menor que o dessas partículas. De acordo com Minty (1997, p.39), os raios γ conseguem atravessar até cerca de 30 cm de rocha e centenas de metros de ar, sendo a sua mensuração (gamaespectrometria) uma importante ferramenta para o estudo da radioatividade natural.

Dentre os diversos processos de interação da radiação gama com a matéria, ou seja, de transferência da energia da radiação gama para o meio, três são considerados mais importantes, podendo atuar isolada ou conjuntamente: **efeito fotoelétrico**, **espalhamento Compton** e **produção de par** (HOWARD, 1963; MINTY, 1997; FERREIRA e SOUZA, 2002). Em todos esses processos, a energia de um fóton de radiação gama pode ser total ou parcialmente transferida para um elétron, dependendo do valor dessa energia e da forma como ocorre a colisão fóton-elétron.

3.3.1 Efeito fotoelétrico

Neste processo, um fóton de radiação gama desaparece completamente ao interagir com um átomo, cedendo toda sua energia para um de seus elétrons (fotoelétron de alta energia), o qual é ejetado deste átomo em alta velocidade, com uma energia cinética equivalente à diferença entre a energia do fóton e a energia de ligação do elétron (Figura 3.1). Essa energia pode ser representada, matematicamente, pela seguinte equação (3.23) (HOWARD, 1963):

$$eV_0 = hv - \emptyset \quad (3.23)$$

onde: eV_0 corresponde à energia cinética do elétron ejetado; $h\nu$ representa a energia do fóton de radiação gama (h = constante de Planck; ν = frequência do fóton) e ϕ é a função trabalho, característica para cada metal (energia mínima para remover um elétron da superfície de um determinado metal).

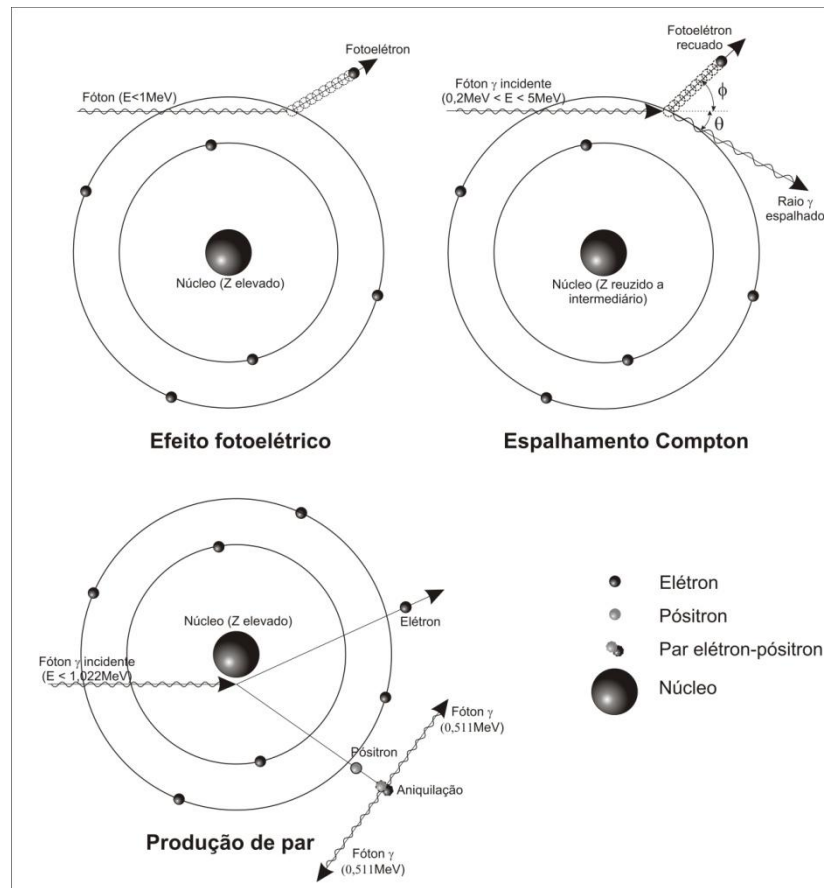


Figura 3.1 - Representação esquemática dos principais processos de interação da radiação gama com a matéria (adaptado de DOE, 1997).

A transferência da energia do elétron ejetado para o meio é responsável pela ionização e excitação de seus átomos. O elétron ejetado em alta velocidade (fotoelétron) é uma partícula diretamente ionizada e normalmente possui energia suficiente para arrancar elétrons de outros átomos, produzindo pares secundários de íons em sua trajetória até que toda sua energia seja consumida (HOWARD, 1963; ACOSTA *et al.*, 1975; DOE, 1997).

Quanto mais fortemente ligado ao núcleo está o elétron, maior a probabilidade de ocorrer o efeito fotoelétrico. Portanto, esta forma de interação da radiação gama

com a matéria nunca ocorre com elétrons livres e sim com elétrons que façam parte da estrutura de um átomo, independente da camada atômica a que pertença. No entanto, é mais provável que esse processo de interação ocorra com elétrons situados mais próximos do núcleo atômico, cujas energias de ligação são mais elevadas (HOWARD, 1963).

O alcance do fotoelétron depende da sua energia e da substância constituinte do corpo absorvedor. Assim, um fotoelétron com energia de 1MeV consegue penetrar cerca de 1,8 mm em cristal de iodeto de sódio ativado a Tálcio - NaI(Tl) e 0,8 mm em cristal de germânio hiper puro, substâncias utilizadas em detectores de radiação (TAUHATA *et al.*, 2003).

De acordo com Minty (1997, p. 42), o efeito fotoelétrico é o processo de interação predominante para radiação gama de baixa energia, conforme se depreende da Figura 3.2, a qual evidencia, ainda, um aumento significativo deste processo na medida em que aumenta o número atômico (Z) do meio absorvedor.

3.3.2 Espalhamento Compton

No espalhamento Compton, um fóton de radiação gama é espalhado num determinado ângulo, após colidir com um elétron livre (HOWARD, 1963; ACOSTA *et al.*, 1975; DOE, 1997; MINTY, 1997). No entanto, esta denominação é empregada mesmo quando o choque ocorre com elétron fracamente ligado ao átomo (elétron das camadas mais externas), visto que, para radiação gama de alta energia, praticamente inexitem diferenças quando o fóton se choca com um elétron livre (espalhamento Compton verdadeiro) ou com um elétron fracamente ligado ao átomo (espalhamento Compton modificado) (HOWARD, 1963). Em ambos os casos, o fóton transfere parte de sua energia para um elétron e é espalhado em diferentes ângulos, aos quais estarão associadas diferentes energias, sempre menores que a do fóton incidente, ou seja, o fóton espalhado terá maior comprimento de onda e menor freqüência.

O elétron envolvido na colisão, e que recebeu parte da energia do fóton, referido como elétron Compton, sofrerá dispersão (recuo) em outro ângulo e produzirá ionização do mesmo modo que no efeito fotoelétrico (Figura 3.1). O fóton espalhado continuará a promover outras interações até que toda sua energia seja perdida (HOWARD, 1963; ACOSTA, 1975; DOE, 1997).

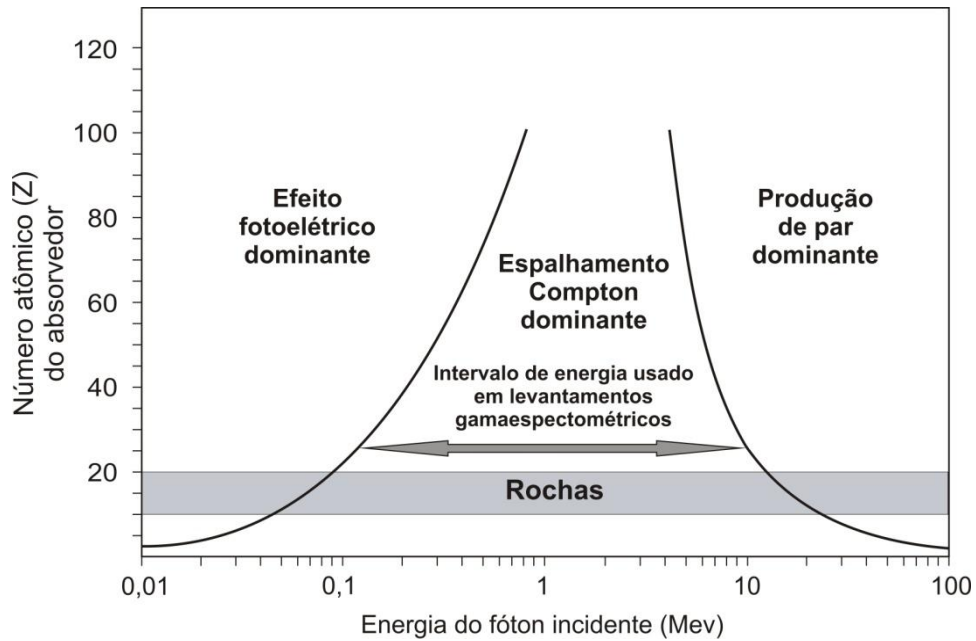


Figura 3.2 - Principais processos de interação da radiação gama com a matéria em função da energia do fóton incidente e do número atômico (Z) do absorvedor (adaptado de EVANS, 1955; MINTY, 1997; FERREIRA e SOUZA, 2002; TAUHATA *et al.*, 2003; IAEA 2003a).

A variação do comprimento de onda ($\Delta\lambda$) e a energia do fóton espalhado dependerão apenas do ângulo de espalhamento (θ), sendo calculadas pelas seguintes expressões (3.24 e 3.25) (HOWARD, 1963; ACOSTA, 1975; DOE, 1997):

$$\lambda_s - \lambda_0 = \Delta\lambda = \frac{h}{m_0c} (1 - \cos\theta) \quad (3.24)$$

$$E_s = \frac{E_0}{1 + \left[\left(\frac{E_0}{m_0c^2} \right) \cdot (1 - \cos\theta) \right]} \quad (3.25)$$

onde: λ_0 = comprimento de onda do fóton gama incidente; λ_s = comprimento de onda do fóton gama espalhado; h =constante de Planck; E_0 = energia do fóton incidente; E_s = energia do fóton espalhado; m_0c^2 =energia de repouso do elétron.

O espalhamento Compton é o processo de interação predominante para fótons de moderada energia, independente do número atômico do meio absorvedor, e a maioria dos elétrons envolvidos neste processo é da camada de valência (EVANS, 1955; HOWARD, 1963; DOE, 1997; MINTY, 1997) (Figura 3.2).

3.3.3 Produção de par

Neste processo, um fóton de alta energia é totalmente absorvido, convertendo-se num par de partículas elétron-pósitron (HOWARD, 1963; ACOSTA *et al.*, 1975; DOE, 1997; MINTY, 1997). Esta conversão de energia em massa ocorre nas proximidades do núcleo do átomo, principalmente de elementos com elevado número atômico, onde o campo elétrico é muito forte (Figura 3.1).

Quando um fóton incidente interage com um núcleo, a energia mínima deste fóton ($E_{\min} = h\nu_{\min}$) para formar um par elétron-pósitron, será (3.26):

$$h\nu_{\min} = m_0^- c^2 + m_0^+ c^2 \quad (3.26)$$

em que $m_0^- c^2$ é a energia de repouso do elétron (0,511 MeV), e $m_0^+ c^2$ é a energia de repouso do pósitron (0,511 MeV) (3.27).

$$h\nu_{\min} = 2m_0 c^2 \quad \rightarrow \quad h\nu_{\min} = 1,022 \text{ MeV} \quad (3.27)$$

A energia excedente a 1,022 MeV, requerida para a produção do par elétron-pósitron, é compartilhada entre estas partículas como energia cinética, fazendo com que as mesmas (elétron e pósitron) sejam ejetadas do átomo com grande velocidade. O elétron penetra na matéria causando ionização e excitação, até perder toda sua energia cinética, unindo-se então a um átomo. Da mesma forma, o pósitron também provoca ionização e excitação até atingir o repouso, quando perde toda sua energia. Quando em repouso, o pósitron interage com um elétron livre, o que resulta na aniquilação da matéria (par elétron-pósitron) que é totalmente convertida em energia eletromagnética, produzindo dois fótons de radiação gama com 0,511 MeV cada que são emitidos em direções opostas para conservar o momento linear (Figura 3.1). Embora de origem não nuclear, essa radiação também é denominada de radiação gama (EVANS, 1955; ACOSTA, 1975; DOE, 1997).

3.4 Fontes radioativas naturais e séries de decaimento

A radioatividade está presente em todos os ambientes da terra (litosfera, atmosfera, hidrosfera e biosfera) e a maior parte desta provêm do decaimento de

radionuclídeos naturais presentes nas camadas mais superficiais dos solos e rochas, sendo responsável por cerca de 80% da dose de radiação recebida pelo homem (UNSCEAR, 1993; KANNAN *et al.*, 2002).

Na natureza são conhecidos inúmeros elementos radioativos, sendo que a grande maioria decai diretamente para núcleos estáveis e apenas três sofrem decaimentos sucessivos, gerando nuclídeos radiogênicos intermediários (nuclídeos filhos), antes de atingir uma configuração estável. Estes três elementos constituem as séries radioativas do tório (^{232}Th), do actínio (^{235}U) e do urânio (^{238}U), que terminam em isótopos estáveis de chumbo: o ^{208}Pb , o ^{207}Pb e o ^{206}Pb , respectivamente (ACOSTA, 1975).

Apesar do grande número de radionuclídeos de ocorrência natural, a grande maioria de meia-vida curta, contribuem mais significativamente para a radioatividade natural da crosta terrestre os radioelementos ^{40}K e os das séries do ^{238}U e do ^{232}Th , cujos radioisótopos, direta ou indiretamente, emitem radiação gama com suficiente energia e intensidade para ser quantificada por meio de gamaespectrometria (MINTY, 1997). Tal fato se deve, além das meias-vidas longas destes radioelementos, à relativa abundância dos mesmos na crosta terrestre, com dados da literatura indicando valores entre 2 e 2,5% para o potássio, entre 2 e 3 ppm para o urânio e entre 8 e 12 ppm para o tório (DICKSON e SCOTT, 1997; WILFORD *et al.*, 1997; MINTY, 1997; IAEA, 2003a; BONOTTO, 2004).

O potássio possui apenas um isótopo radioativo, o ^{40}K , que ocorre numa proporção fixa de 0,0117% do potássio total da crosta terrestre. A probabilidade do ^{40}K decair por captura de elétron originando o ^{40}Ar é de 10,5% (Figura 3.3). Neste processo de decaimento ocorre emissão de radiação gama com energia de 1,4608 MeV, utilizada para quantificar a concentração de ^{40}K . A probabilidade de sofrer decaimento β^- , transmutando para ^{40}Ca , é de 89,3%. Como esse radioisótopo ocorre numa proporção fixa na natureza, o fluxo de radiação gama emitido pelo mesmo permite estimar o total de potássio presente no ambiente (MINTY, 1997). Sua meia-vida é de $1,28 \times 10^9$ anos (HOWARD, 1963; PETERSON, 1996).

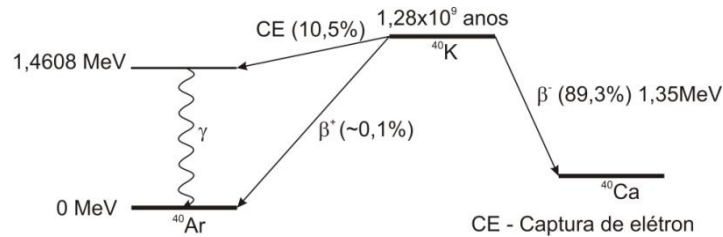


Figura 3.3 - Diagrama esquemático dos níveis de energia do decaimento radioativo do ^{40}K (adaptado de PETERSON, 1996).

O urânio ocorre naturalmente nas formas isotópicas ^{234}U , ^{235}U e ^{238}U , correspondentes, respectivamente, a 0,0058%, 0,720% e 99,274% de todo o urânio da crosta terrestre (HOWARD, 1963) que formam as séries de decaimento do ^{235}U e do ^{238}U . A série do ^{238}U contém como primeiro nuclídeo radiogênico (filho) o ^{234}U .

A reduzida proporção de ^{235}U torna-o insignificante em termos de contribuição à radioatividade natural, e a energia dos raios gama emitidos pelo decaimento dos radioelementos desta série é muito baixa para ser mensurada em levantamentos gamaespectrométricos (MINTY, 1997; FERREIRA e SOUZA, 2002). Assim, o urânio diagnosticado nestes levantamentos é o ^{238}U que, além de mais abundante, possui na série de decaimento nuclídeos radiogênicos que emitem raios gama de altas energias. A meia-vida do ^{235}U é de $0,713 \times 10^9$ anos e a do ^{238}U é de $4,468 \times 10^9$ anos.

Quanto ao tório, o único radioisótopo de ocorrência natural, representando 100% do tório existente na crosta terrestre, é o ^{232}Th , cuja meia-vida é de $1,39 \times 10^{10}$ anos.

As séries radioativas naturais, denominadas de acordo com os radionuclídeos que as originam, ou seja, ^{232}Th , ^{235}U e ^{238}U , incluem os nuclídeos radiogênicos intermediários, gerados a partir de sucessivos decaimentos de cada núcleo radioativo pelas emissões de partículas α ou β , até transformarem-se em isótopos estáveis: o ^{208}Pb , o ^{207}Pb e o ^{206}Pb , respectivamente (Figura 3.4).

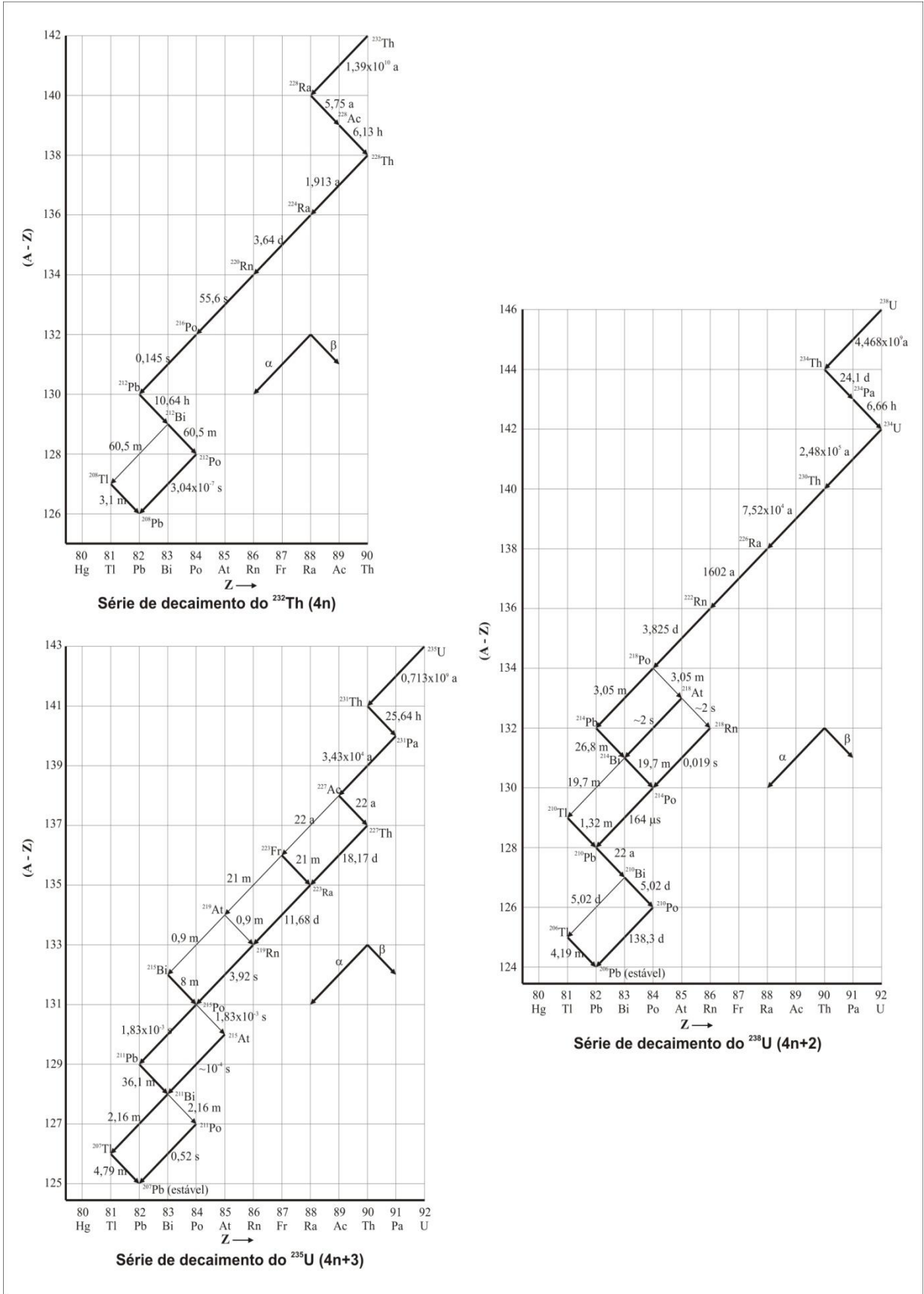


Figura 3.4 - Séries de decaimento radioativo: ^{232}Th ($4n$); ^{235}U ($4n+3$); ^{238}U ($4n+2$) (adaptado de HOWARD, 1963; BONOTTO, 2004).

Das três séries radioativas naturais as mais comuns na crosta terrestre são a do ^{232}Th e do ^{238}U , que são relativamente abundantes na crosta e apresentam meias-vidas da mesma ordem de grandeza ou maior que a idade da Terra.

Os radionuclídeos de cada uma destas séries apresentam comportamento característico quanto ao número de massa (A), permitindo que as mesmas sejam referidas como séries $4n$, $4n+2$ e $4n+3$ (ACOSTA *et al.*, 1975; BONOTTO, 2004), em que n é um número inteiro variando entre 59 (inicial) e 51 (final) (Tabela 3.1).

Tabela 3.1 - Séries radioativas naturais (adaptado de ACOSTA *et al.*, 1975).

Série	Radionuclídeo inicial	Número de massa	n inicial	n final	Meia-vida (anos)	Núcleo estável final
Tório	^{232}Th	$4n$	58	52	$1,39 \times 10^{10}$	^{208}Pb
Urânio	^{238}U	$4n+2$	59	51	$4,468 \times 10^9$	^{206}Pb
Actínio	^{235}U	$4n+3$	58	51	$0,713 \times 10^9$	^{207}Pb

3.5 Equilíbrio secular

Durante o decaimento radioativo os elementos que iniciam as séries naturais do ^{232}Th , do ^{235}U e do ^{238}U geram nuclídeos radiogênicos (filhos), também radioativos que, por decaimentos sucessivos, geram novos radionuclídeos filhos, até que uma configuração estável seja atingida, quando são formados, respectivamente, os isótopos ^{208}Pb , ^{206}Pb e ^{207}Pb (HOWARD, 1963; ACOSTA *et al.*, 1975).

Estas séries radioativas são constituídas por radioisótopos cujas meias-vidas variam de frações de segundos a mais de 10^{10} anos e que apresentam propriedades físicas e químicas distintas que impõem aos mesmos diferentes comportamentos frente aos processos geoquímicos.

Como os radioisótopos que iniciam estas séries possuem meias-vidas muito maiores que a de seus produtos de decaimento (nuclídeos filhos), a atividade de todos os membros de uma série se igualará à do radionuclídeo que a inicia, tendendo para um estado de equilíbrio apenas em sistemas que tenham permanecido fechados por um longo período de tempo, durante o qual não tenham ocorrido trocas químicas e físicas com o meio que pudesse provocar o fracionamento químico dos radioelementos.

Tal condição, conhecida como “equilíbrio secular”, estabelece que depois de um longo período de tempo a taxa de crescimento de núclídeos radiogênicos (filhos) se iguala à taxa de decaimento dos mesmos (EVANS, 1955; HOWARD, 1963; ACOSTA *et al.*, 1975; MINTY, 1997; FERREIRA e SOUZA, 2002).

O decaimento de um núcleo radioativo implica na redução no número deste radionuclídeo (pai) e, ao mesmo tempo, no crescimento do respectivo nuclídeo radiogênico (filho) originado deste decaimento.

Portanto, no tempo $t=0$, o número de núcleos pai será N_0 , enquanto o de núcleos filho (N_1) será zero. Transcorrido um tempo t , o número de núcleos pai será N e o de núcleos filho será $N_1 = N_0 - N$, de forma que o decréscimo de núcleos pai pode ser descrito pela seguinte equação (3.28) (HOWARD, 1963; ACOSTA *et al.*, 1975; BONOTTO e SILVEIRA, 2006):

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (3.28)$$

Por outro lado, a equação que descreve o crescimento de núclídeos filho será (3.29) (ACOSTA *et al.*, 1975):

$$N_1 = N_0 - N = N_0(1 - e^{-\lambda t}) \quad (3.29)$$

Considerando que os núclídeos filho (radiogênicos) sejam instáveis e também sofram decaimento, num determinado instante t o número N_1 de núcleos filho poderá estar crescendo ou decrescendo. A taxa à qual estará mudando o número de núcleos filho será (3.30) (ACOSTA *et al.*, 1975):

$$\frac{dN_1}{dt} = \lambda N - \lambda_1 N_1 \quad \rightarrow \quad \frac{dN_1}{dt} + \lambda_1 N_1 = \lambda N \quad (3.30)$$

onde λ e λ_1 são as constantes de desintegração dos núcleos pai e filho, respectivamente; λN corresponde ao incremento de núcleos filho por unidade de tempo devido ao decaimento dos núcleos pai e $\lambda_1 N_1$ indica o decréscimo de núcleos filho devido ao seu próprio decaimento.

Finalmente, considerando $dN_1/dt = 0$, tem-se (3.31):

$$\lambda N = \lambda_1 N_1 \quad (3.31)$$

Desde que uma série esteja em equilíbrio, a quantificação de qualquer elemento filho (N_1, N_2, N_3, N_n) será suficiente para estimar a concentração de qualquer outro elemento da série de decaimento, conforme relação a seguir (3.32) (HOWARD, 1963; ACOSTA *et al.*, 1975; FERREIRA e SOUZA, 2002; IAEA, 2003a; BONOTTO e SILVEIRA, 2006):

$$\lambda N = \lambda_1 N_1 = \lambda_2 N_2 = \lambda_3 N_3 \dots \dots = \lambda_n N_n \quad (3.32)$$

De acordo com Ketcham (1996, p.177), num sistema fechado, em que uma rocha permanece intacta física e geoquimicamente, o tempo necessário para que seja atingido 98,5% do equilíbrio secular é de seis vezes a meia-vida do nuclídeo radiogênico (filho) de meia-vida mais longa. Assim, a série radioativa do ^{232}Th , cujo nuclídeo radiogênico de meia-vida mais longa é o ^{238}Ra , com 5,75 anos, teria o equilíbrio secular estabelecido cerca de 40 anos após o isolamento geoquímico do sistema (rocha portadora de ^{232}Th). Sob as mesmas condições de isolamento do sistema, a cadeia radioativa do ^{235}U , que tem o ^{231}Pa como nuclídeo filho de meia-vida mais longa, com $3,43 \times 10^4$ anos, chegaria ao equilíbrio em cerca de 2×10^5 anos, e o ^{238}U , cujo nuclídeo filho com maior meia-vida ($2,48 \times 10^5$ anos) é o ^{234}U , atingiria o equilíbrio em cerca de $1,5 \times 10^6$ anos.

Porém, processos geológicos (tectonismo) e de dinâmica externa (intemperismo, processos erosivos, etc.), com frequência rompem o sistema lítico superficial, expondo o conteúdo mineral das rochas aos processos geoquímicos que, por meio de fracionamento por adição ou remoção de diversos elementos, incluindo radionuclídeos, levam ao desequilíbrio radioativo. Nesse sentido, merece especial atenção o urânio que, devido à sua grande mobilidade em ambientes oxidantes superficiais, é preferencialmente lixiviado (ou adicionado) de rochas intemperizadas na forma do íon solúvel uranila (UO_2^{2+}). Da mesma forma, a fuga do gás radônio (^{222}Rn), produto do decaimento do ^{238}U , é facilitada quando as rochas encontram-se fraturadas ou intemperizadas, levando também ao desequilíbrio da série (KETCHAM, 1996).

3.6 Comportamento geoquímico e mobilidade dos radioisótopos

3.6.1 Potássio (^{40}K)

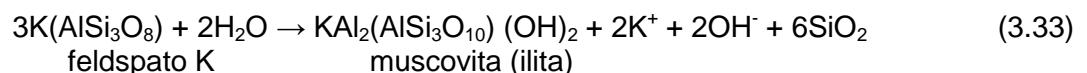
O potássio é um elemento essencial ao desenvolvimento vegetal e ao metabolismo humano, neste caso com distribuição uniforme em todo o corpo, mas em maior concentração no tecido muscular estriado. É o sétimo elemento mais abundante da crosta terrestre, cuja concentração na crosta continental superior atinge 2,32% (RUDNICK e GAO, 2005; ULBRICH *et al.*, 2009).

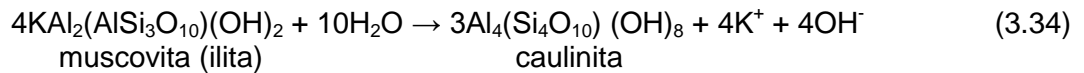
O potássio, segundo metal de menor densidade ($0,862 \text{ g/cm}^3$), é um elemento litófilo que não ocorre no estado livre na natureza devido à sua alta reatividade. O íon mais comum é o K^+ com raio iônico de $0,133 \text{ nm}$ ($1,33 \text{ \AA}$), enquanto o raio atômico é de $0,227 \text{ nm}$ ($2,27 \text{ \AA}$).

Ocorre principalmente em rochas ígneas félsicas (granitóides) e em rochas metamórficas micáceas, feldspáticas e quartzo-feldspáticas (filitos, xistos e gnaisses). Nestas rochas o potássio está associado a feldspatos potássicos (ortoclásio e microclínio) com cerca de 13% de K_2O , e às micas (biotita, flogopita e muscovita) com cerca de 8% a 9% de K_2O . É encontrado ainda em sedimentos inconsolidados (manto de alteração) e em rochas sedimentares pelíticas, associado principalmente ao argilomineral illita, com teor de cerca de 6,0% de K_2O (DICKSON e SCOTT, 1997; ULBRICH *et al.*, 2009), ou adsorvido à superfície de argilominerais (BGS, 1991 *apud* MINEROPAR, 2005).

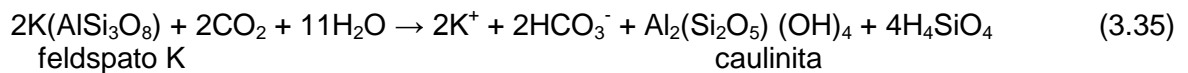
Sob condições de intemperismo químico, em climas tropicais e subtropicais úmidos, bem como em ambientes de alteração hidrotermal, as reações de hidrólise fazem com que o feldspato potássico presente nas rochas seja completamente transformado em caulinita, liberando o potássio. Este, por ser extremamente reativo e móvel, pode ser totalmente lixiviado, dependendo das condições de drenagem.

De forma simplificada, as transformações químicas que levam à formação de caulinita, com a conseqüente liberação do K, podem ser expressas pelas seguintes reações (3.33 e 3.34), em que ocorre uma fase intermediária com as características da muscovita (e/ou illita) (GOMES, 1988).





A hidrólise do feldspato potássico pode ser expressa de outra forma se for considerado o CO_2 presente na atmosfera. Assim, em ambiente ácido, com clima quente e úmido e boa drenagem, a caulinita pode ser formada diretamente de acordo com a seguinte reação (3.35) (GOMES, 1988):



Apesar de extremamente solúvel, a presença de K nos solos deve-se, normalmente, à decomposição das plantas e à incorporação do mesmo a argilominerais.

3.6.2 Tório (^{232}Th)

A única forma isotópica de ocorrência natural do tório na crosta terrestre é o ^{232}Th , cuja abundância oscila entre 8 e 12 ppm (DICKSON e SCOTT, 1997; WILFORD *et al.*, 1997; MINTY, 1997; IAEA, 2003a; BONOTTO, 2004). No entanto, a porção superior da crosta é enriquecida, com teores de até 10,5 ppm (ULBRICH *et al.*, 2009), e a inferior é exaurida, onde o teor é de 1,2 ppm (RUDNICK e GAO, 2005; ULBRICH *et al.*, 2009).

O tório é um elemento litófilo pertencente à série dos actinídeos que normalmente ocorre nos estados de oxidação +3 (Th^{3+}) e +4 (Th^{4+}), sendo o Th^{4+} o mais importante, formando compostos estáveis, enquanto o Th^{3+} é instável em ambiente aquoso e muito raro na natureza. Em geral é encontrado em minerais acessórios de rochas ígneas e metamórficas quartzo-feldspáticas (BEA, 1996; BOYLE, 1982 *apud* ULBRICH *et al.*, 2009).

O tório e o urânio apresentam comportamentos similares em rochas ígneas e metamórficas, porém, em ambiente sedimentar e no manto de intemperismo, a mobilidade do tório é menor que a do urânio.

A baixa solubilidade do ThO_2 e de outros compostos de tório faz com que estes sejam pouco afetados pelo intemperismo, o que leva a um aumento no conteúdo de tório no perfil de alteração devido à acumulação residual (QUEIROZ,

1975). O mesmo autor cita que o tório ocorre como material detrítico, incorporado nos minerais resistatos, bem como fixado nas argilas originadas pelo intemperismo, de forma que as maiores concentrações são verificadas nas argilas residuais ocorrentes no topo do perfil de alteração.

Durante o intemperismo químico, o tório é liberado dos minerais hospedeiros, principalmente em solução aquosa, passando a interagir com substâncias inorgânicas e orgânicas ocorrentes no meio (ULBRICH *et al.*, 2009). Na presença de cloretos, nitratos, fosfatos e fluoretos em solução, o íon Th^{4+} tem forte tendência de formar complexos, alguns solúveis em água como nitrato, sulfato e cloreto, e outros insolúveis como óxido, hidróxido, fosfato, oxalato e fluoreto.

Compostos de tório podem ser dissolvidos em soluções ácidas, principalmente de ácido húmico. Porém, esses compostos geralmente são pouco solúveis em água, o que confere baixa mobilidade a esse radionuclídeo que é transportado principalmente por sorção em materiais orgânicos e em partículas minerais presentes nos solos e nas águas superficiais e subterrâneas.

3.6.3 Urânio (^{238}U)

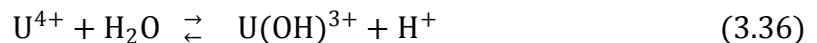
O urânio ocorre na natureza sob duas formas isotópicas distintas: ^{235}U e ^{238}U , cujos percentuais em relação ao total de urânio da crosta terrestre são de 0,720% e 99,274%, respectivamente (HOWARD, 1963). Sua abundância média na crosta terrestre, de acordo com Dickson e Scott (1997, p.187), Wilford *et al.* (1997, p.201), Minty (1997, p.40), IAEA (2003a, p.6) e Bonotto (2004, p.16), oscila entre 2 e 3 ppm. Ulbrich *et al.* (2009, p.39) citam que na crosta continental superior o teor de urânio é de 2,7 ppm, e de 0,2 ppm na inferior.

Da mesma forma que o tório, o urânio também é um elemento litófilo, geralmente encontrado em minerais acessórios de rochas ígneas e metamórficas quartzo-feldspáticas. A configuração eletrônica do urânio, com seis elétrons na camada de valência, permite cinco estados de oxidação, ou seja, +2, +3, +4, +5, +6, dos quais apenas os estados +6 (U^{6+}) e +4 (U^{4+}) são estáveis na natureza (BONOTTO, 2004; BONOTTO E SILVEIRA, 2006) e, portanto, de interesse geológico.

Conforme referido anteriormente, o comportamento do urânio, em rochas ígneas e metamórficas, é similar ao do tório. Porém, em ambiente sedimentar e no

manto de intemperismo, sob condições oxidantes, especialmente com águas ácidas ou ricas em carbonato, o urânio tem grande mobilidade, podendo ser transportado a grandes distâncias. Sob condições redutoras, em águas ricas em matéria orgânica e em óxido de ferro, o urânio é fortemente adsorvido a esses materiais tornando-se fixo. Portanto, os principais fatores que interferem na mobilidade e na dispersão do urânio são o potencial de oxi-redução (redox), o pH e a presença de materiais adsorventes (argilominerais) e de agentes complexantes (orgânicos) na água.

Em solução aquosa, os íons usuais de urânio são o U^{4+} , UO_2^+ e UO_2^{2+} , dos quais o mais estável é o U^{6+} , representado pelo íon uranila (UO_2^{2+}) (BONOTTO e SILVEIRA, 2006). Os íons U^{4+} podem se hidrolisar ou se complexar com a matéria orgânica, caso o meio seja ácido (3.36):



Como o teor de tório na crosta terrestre oscila entre 8 e 12 ppm e do urânio entre 2 e 3 ppm, a razão Th/U nas rochas encontra-se entre 2,7 e 6. Pelo fato da mobilidade do tório ser em geral muito baixa em relação à do urânio, aumento da relação Th/U poderia indicar condições de intemperismo mais intenso que lixivariam parte do urânio presente nas rochas em processo de alteração intempérica, enquanto o tório, menos móvel, seria concentrado na forma de minerais resistentes detríticos ou adsorvido em óxidos/hidróxidos de ferro e em minerais de argila.

Adams e Weaver, 1958 (*apud* LUKAS *et al.*, 1985, p.134) citam que em produtos originados de intenso intemperismo, como bauxitas, a razão Th/U pode atingir valores superiores a 7, enquanto baixos valores de Th/U (<2) são esperados para materiais sedimentares depositados em ambiente redutor, devido à remoção do urânio dissolvido na água e fixação em complexos orgânicos, ou pela adsorção por minerais de argila. Valores intermediários de Th/U (entre 2 e 7), indicariam materiais parcialmente intemperizados ou misturas de materiais derivados de taxas diferentes de intemperismo.

3.6.4 Atividades antrópicas, bióticas e naturais como fatores de mobilização de radioisótopos

Interferências humanas como cortes de encostas para implantação de estradas e edificações, escavação de valas e poços, atividade minerária, construção de barragens, preparação do solo para cultivo (aração), entre outras, bem como a bioturbação promovida por animais escavadores como cupins, formigas, minhocas, mamíferos e outros, também são responsáveis pela mobilização e dispersão de radionuclídeos, principalmente quando estes são pouco solúveis (MÜLLER-LEMANS e VAN DORP, 1996) ou estão presentes em minerais resistentes (Figuras 3.5A a 3.5H).

A atividade minerária, apesar de pontual, é responsável por diversas formas de dispersão de radioelementos. A remoção do capeamento estéril (solo e rocha intemperizada) para acesso à rocha sã, da mesma forma que outras interferências bióticas (antrópicas ou não), promove a mobilização de materiais acumulados pedogeneticamente em horizontes inferiores do manto de alteração, dentre os quais o ^{238}U , o ^{232}Th e o ^{40}K , transferindo-os para porções mais superiores do perfil de solo, expondo-os à superfície (Figuras 3.5A e 3.5C).

Mesmo que a rocha matriz não seja radioanômala, a erosão, o transporte e a deposição (concentração) desses isótopos direta ou indiretamente biomobilizados (Figuras 3.5D, 3.5E e 3.5F) podem originar zonas enriquecidas em radionuclídeos que, independente de constituir ou não reservas econômicas, podem oferecer riscos ao patrimônio biológico.

Atividades relacionadas diretamente à extração, beneficiamento e transporte de rocha, incluindo perfuração para colocação de cargas explosivas (Figura 3.5B), detonação, carregamento de caminhões para transporte do minério bruto, britagem, etc., geram quantidades significativas de materiais em suspensão que são transportadas pelos ventos a distâncias consideráveis. Em se tratando de rochas graníticas, cujas concentrações de ^{238}U e ^{232}Th geralmente são maiores que em outras rochas, a inalação ou ingestão destes particulados pode expor os operários e a população (humana e de outros animais) da área de influência direta e indireta de pedreiras a uma maior exposição, potencializando os riscos de danos aos órgãos internos devido à ingestão/inalação de radionuclídeos.

A comercialização do agregado produzido para utilizações diversas como construção civil, pavimentação de estradas, dentre outras, constitui outra forma de disseminação de radionuclídeos que podem oferecer algum risco à população.

Fenômenos naturais, como estiagens (Figura 3.5G), promovem alterações físico-químicas no ambiente que levam a oxidação da matéria orgânica contida nos materiais sedimentares previamente depositados, liberando radionuclídeos que estavam fixados e/ou complexados. Por outro lado, eventos de cheias, muitas vezes intensificadas por interferências humanas, como a construção de barragens (Figura 3.5H), por exemplo, constituem fenômenos que propiciam a acumulação de radionuclídeos, tanto como partículas detríticas (minerais resistentes), quanto adsorvidos a minerais argilosos ou na forma de complexos organometálicos.



A: Pedreira Genaro (Granito Serra do Carambeí); B: material particulado gerado durante perfuração da rocha; C: colúvio escavado por animais; D: colúvio, às margens da represa de Alagados, mobilizado por ação de ondas; E: retrabalhamento do material mobilizado da foto anterior; F: intenso assoreamento na foz do rio Jotuba G: depósitos aluviais expostos na foz do rio Jotuba devido à longa estiagem (13/05/2009); H: depósitos aluviais submersos devido às intensas chuvas (7/08/2009).

Figura 3.5 - Processos que interferem na mobilização/deposição dos elementos químicos.

4 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área em estudo situa-se na transição entre duas regiões fisiográficas distintas representadas pelo Primeiro Planalto Paranaense, a leste, e pelo Segundo Planalto, a oeste, onde as condições climáticas, geológicas e geomorfológicas também são distintas, conforme será descrito a seguir.

4.1 Clima

Situada principalmente no Primeiro Planalto Paranaense, com pequena porção a sudoeste estendendo-se ao Segundo Planalto, a área de estudo caracteriza-se por um clima bastante uniforme que, de acordo com o sistema de classificação de Koeppen, encontra-se sob influência do tipo Cfb (MAACK, 1981; IAPAR, 2000 – Figura 4.1A). O clima Cfb é temperado propriamente dito com temperatura média no mês mais frio inferior a 18 °C e superior a -3 °C (mesotérmico), com verões frescos. A temperatura média no mês mais quente é inferior a 22 °C, não ocorrendo estação seca definida.

Como nas proximidades da área em estudo não existe estação oficial de coleta de dados meteorológicos, para a análise do clima local foram considerados os dados da estação de Ponta Grossa (período 1922-1961), compilados de Maack (1981), e da estação de Ponta Grossa (período 1954-2001), disponibilizados pelo IAPAR (2009), relacionados nas Tabelas 4.1 e 4.2.

4.1.1 Temperatura

De acordo com as Cartas Climáticas do Paraná (IAPAR, 2000), o clima predominante na região da área de estudo é do tipo Cfb (Figura 4.1A), com temperatura média anual na transição entre as isotermas de 16-17 °C e de 17-18 °C (Figura 4.1B).

Para o período de 1922-1961 (primeiro período de observações) os dados compilados de Maack (1981) (Tabela 4.1) indicam, para Ponta Grossa, uma temperatura média anual de 17,6 °C, temperatura média anual das máximas de 24,3°C e a média das mínimas de 12,1 °C. Já os dados do IAPAR (Tabela 4.2) registram, para o período 1954-2001 (segundo período de observações),

temperatura média anual de 17,8 °C, média anual das máximas de 24,1 °C e média anual das mínimas de 13,3 °C. A comparação dos dados do segundo período com os do primeiro aponta um aumento de 0,2 °C na temperatura média anual em Ponta Grossa, enquanto a média das máximas diminuiu em 0,2 °C e a média das mínimas aumentou em 1,2 °C. Disto resulta que a amplitude térmica anual e a amplitude térmica anual absoluta também sofreram variações, passando de 7,9 °C para 7,6 °C e de 20,1 °C para 18,5 °C, respectivamente. Como as localizações das estações meteorológicas em que foram efetuadas as medidas são distintas, é provável que tais variações se devam a diferenças locais (latitude, longitude e altitude) entre as estações.

A combinação deste com outros fatores climáticos, geológicos, geomorfológicos e bióticos, principalmente, exerce grande influência no desenvolvimento do manto de alteração, visto que temperaturas relativamente elevadas e sem grandes oscilações nas diferentes estações do ano aceleram as reações do intemperismo químico, intensificando os processos de decomposição das rochas (Figura 4.2). Estes, por sua vez, desempenham um papel fundamental na liberação de elementos químicos (incluindo radionuclídeos) presentes nos minerais constituintes das rochas em decomposição.

Tabela 4.1 - Distribuição anual de temperaturas, umidade relativa do ar e precipitação na Estação Ponta Grossa, no período 1922-1961.

Estação: Ponta Grossa - Período: 1922 - 1961						
LAT.: 25°05' 38" S / LONG.: 50°09' 30" W / ALT.: 868,5 m						
MÊS	TEMPERATURA (°C)			U.REL (%)	PRECIPITAÇÃO	
	média	média máxima	média mínima		total (mm)	dias de chuva
JAN	21,2	27,8	16,0	76,8	164,4	17
FEV	21,0	27,5	15,9	80,7	163,6	13
MAR	20,3	26,4	15,3	80,5	118,7	12
ABR	17,6	24,1	11,5	77,4	84,2	9
MAI	15,1	22,0	9,0	78,8	97,6	8
JUN	14,0	20,5	8,6	80,7	111,0	9
JUL	13,3	20,6	7,7	77,3	94,0	6
AGO	15,0	22,5	9,3	72,9	71,2	8
SET	16,0	23,1	10,9	74,3	125,9	11
OUT	17,7	24,0	12,3	74,3	144,2	12
NOV	19,2	25,9	13,8	73,7	103,5	10
DEZ	20,4	27,3	14,9	73,8	144,5	13
ANO	17,6	24,3	12,1	76,8	1422,8	128

Dados compilados de Maack (1981).

Tabela 4.2 - Distribuição anual de temperaturas, umidade relativa do ar, vento, precipitação e evapotranspiração na Estação Ponta Grossa, no período 1954-2001.

Estação: Ponta Grossa / Código: 02550024 - Período: 1954 - 2001									
LAT.: 25°13'S / LONG.: 50°01'W / ALT.: 880m									
MÊS	TEMPERATURA DO AR (°C)			U.REL média (%)	VENTO		PRECIPITAÇÃO		EVAP. total (mm)
	média	média máxima	média mínima		direção pred.	veloc. (m/s)	total (mm)	dias de chuva	
JAN	21,4	27,6	17,2	78	NE	3,3	186,5	15	83,4
FEV	21,4	27,4	17,4	79	NE	3,0	161,0	14	68,2
MAR	20,3	26,4	16,2	80	NE	2,9	137,8	13	70,7
ABR	18,0	24,2	13,8	79	NE	3,2	101,3	8	67,0
MAI	15,1	21,5	10,5	80	NE	3,1	116,3	8	63,0
JUN	13,9	20,0	9,2	79	NE	3,2	117,7	8	59,2
JUL	13,8	20,2	9,1	77	NE	3,6	95,8	7	74,1
AGO	15,2	21,8	10,2	75	NE	3,7	78,9	7	87,5
SET	16,4	22,6	11,8	75	NE	4,0	135,5	10	84,1
OUT	18,0	24,3	13,5	76	NE	3,9	152,7	11	85,1
NOV	19,5	25,9	14,8	73	NE	3,9	119,2	10	94,2
DEZ	20,8	26,8	16,3	75	NE	3,6	151,0	13	93,7
ANO	17,8	24,1	13,3	77,2			1553,7	126	930,2

Fonte: IAPAR, 2009 (adaptado).

4.1.2 Precipitação

Quanto à precipitação média anual, dados do IAPAR (2000) posicionam a área em estudo na isoietas 1.400 - 1.600 mm (Figura 4.4A). Assim como a temperatura e a umidade relativa sofreram variações em períodos distintos de observações, as precipitações também variaram, porém de forma mais significativa (Tabelas 4.1 e 4.2).

As maiores precipitações foram verificadas nos meses de dezembro a fevereiro, com média de 472,5 mm no período 1922-1961 (MAACK, 1981 - Tabela 4.1), e de 498,5 mm no período 1954 - 2001 (IAPAR, 2009 - Tabela 4.2), ou seja, foi registrado um aumento de 5,50% na precipitação no último período de observação.

Para o trimestre mais seco (junho, julho e agosto) os registros indicaram uma média de 276,2 mm para o período 1922-1961, e de 292,4 mm para o período 1954-2001 (aumento de 5,87%). A maior variação, no entanto, foi registrada no trimestre março/maio, com precipitação média passando de 300,5 mm, no período 1922-1961, para 355,4 mm, no período 1954-2001 (aumento de 18,27%).

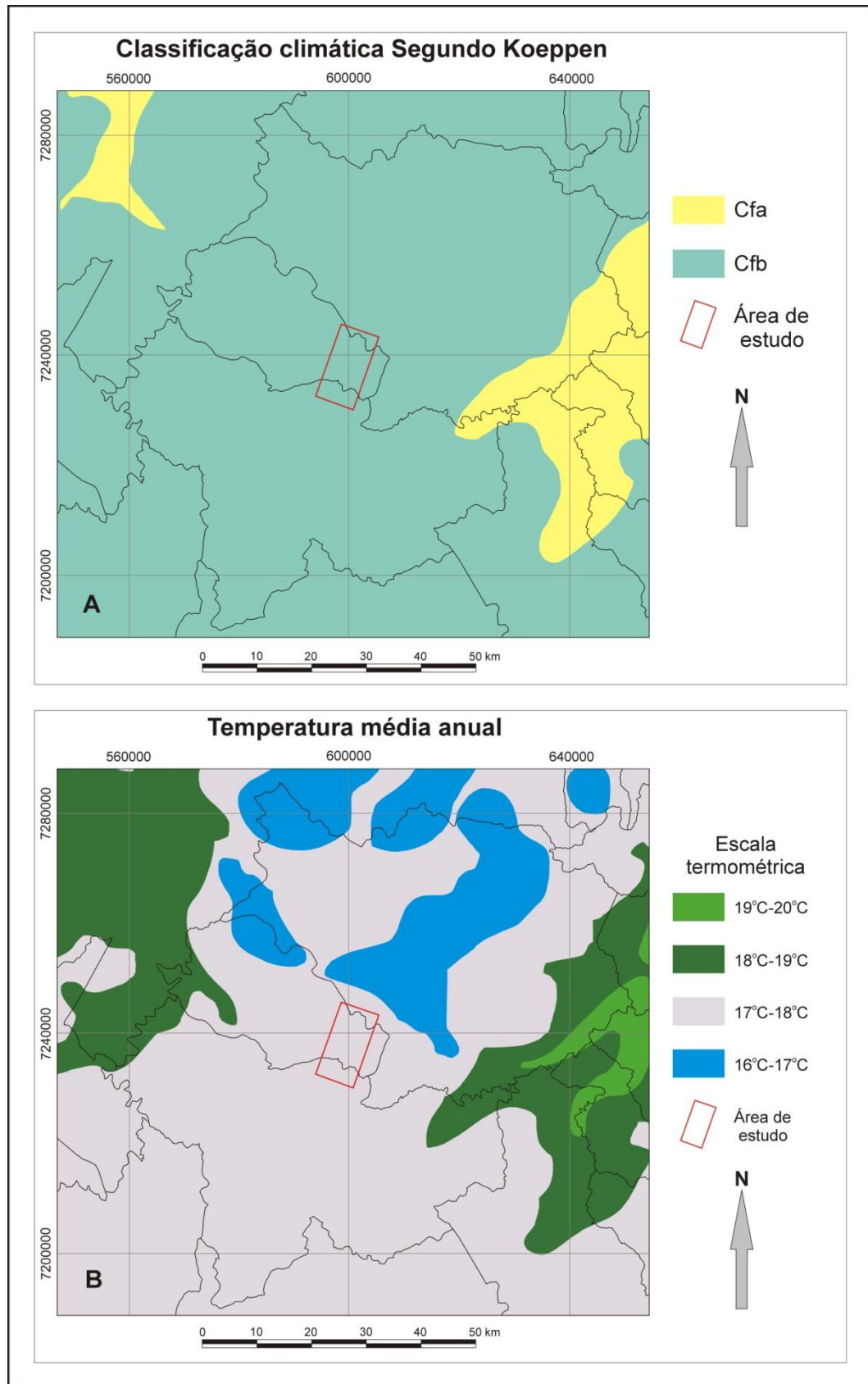


Figura 4.1 - Classificação climática (A) e temperatura média anual (B) da área estudada (adaptado de IAPAR, 2000).

O volume relativamente elevado e bem distribuído da precipitação anual associado a outros indicadores climáticos e de ordem geológica, geomorfológica e outros, desempenham um papel de grande importância que intensifica as reações do intemperismo químico (Figura 4.2) e determina a natureza qualitativa dos produtos gerados (principalmente monossilificação) favorecendo, assim, a pedogênese e o desenvolvimento da flora. Além disso, a combinação desses fatores (precipitação, declividade, composição do solo, vegetação e outros), acelera os processos de dinâmica superficial como movimentos de massa (Figura 4.3), importantes eventos erosivos/deposicionais, bem como de outras formas de erosão, que escavam vertentes e entulham calhas de drenagens, atuando decisivamente na esculturação do relevo e na distribuição dos elementos químicos nos diversos ambientes da área em estudo.

4.1.3 Umidade relativa do ar

Dados de médias históricas de Ponta Grossa disponibilizados pelo IAPAR (Tabela 4.2) indicam, para o período 1954-2001, média anual da umidade relativa do ar de 77,2%, posicionando a área em estudo na faixa higrométrica de 75 a 80% (IAPAR, 2000) (Figura 4.4B). No entanto, dados do período anterior de observação (1922-1961), compilados de Maack (1981) (Tabela 4.1), registram uma umidade relativa anual média de 76,8%, evidenciando um aumento de apenas 0,4% na umidade relativa do ar entre o primeiro e o segundo período de observações. Esta pequena diferença de umidade relativa deve-se, provavelmente, ao fato das estações de medição dos diferentes períodos de observação situarem-se em locais diferentes. Mesmo assim, essa pequena diferença (0,4%) implica em maior quantidade de vapor de água na atmosfera e, conseqüentemente, na diminuição da amplitude térmica, pelo fato da água interceptar parte da radiação de ondas longas, diminuindo o resfriamento noturno (IAPAR, 2000).

A elevada umidade relativa do ar da região também é um fator que favorece o desenvolvimento da flora que, por sua vez, auxilia na decomposição intempérica das rochas, e a conseqüente mobilização dos elementos químicos constituintes dos minerais, por meio da ação de ácidos e outros compostos orgânicos gerados pelo metabolismo e/ou pela decomposição de organismos.

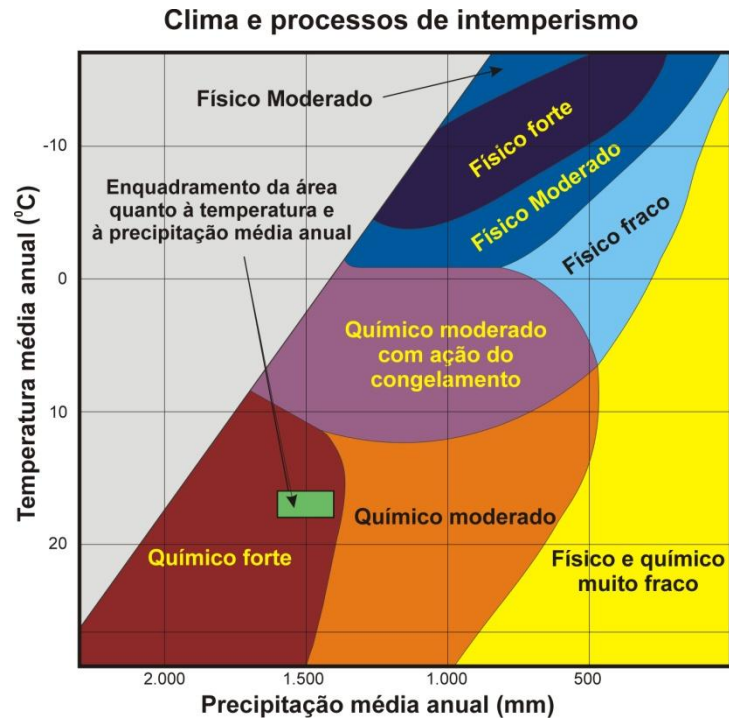


Figura 4.2 - Processos predominantes de intemperismo em função da temperatura e precipitação médias anuais (adaptado de PELTIER, 1950).

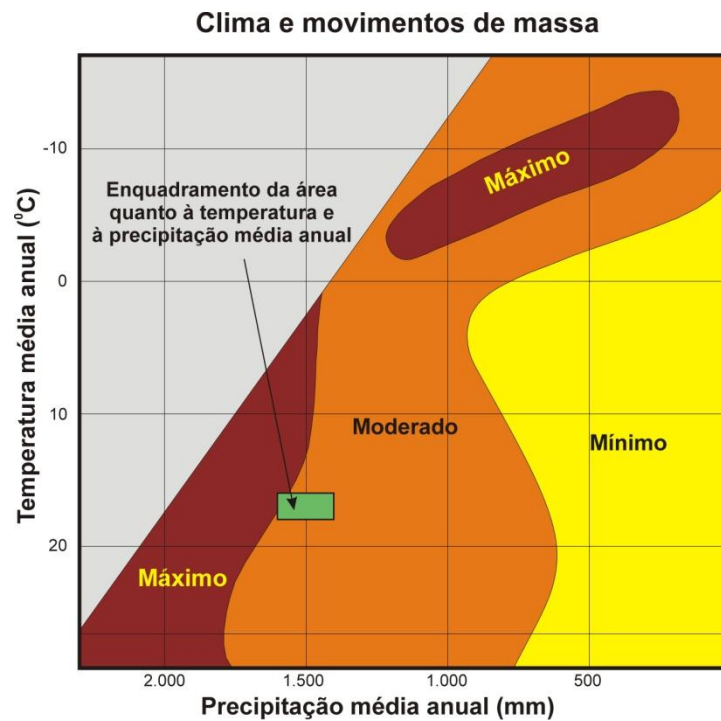


Figura 4.3 - Riscos de ocorrência de movimentos de massa em função da temperatura e precipitação médias anuais (adaptado de PELTIER, 1950).

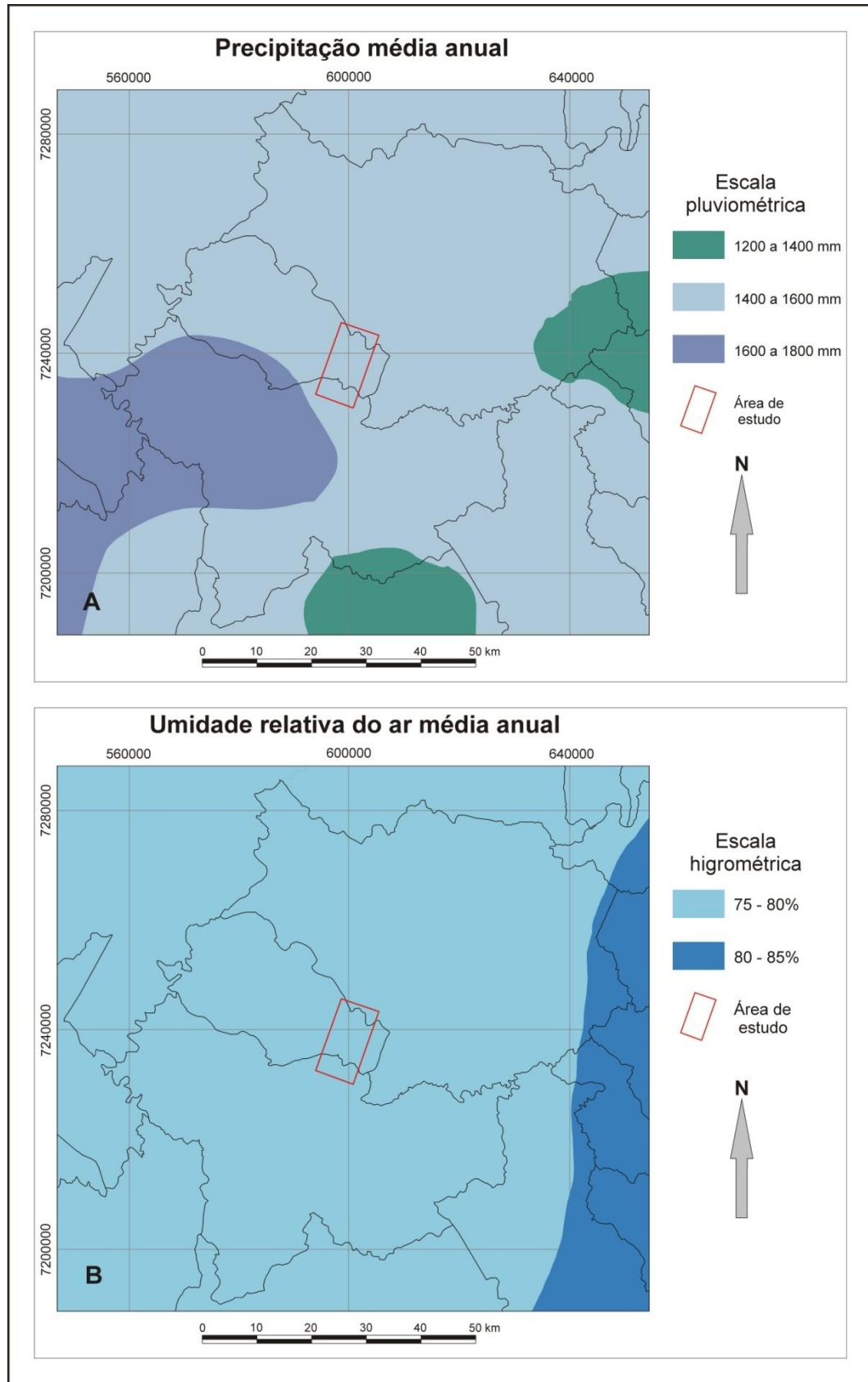


Figura 4.4 - Precipitação (A) e umidade relativa do ar média anual (B) da área estudada (adaptado de IAPAR, 2000).

4.2 Geologia

A litoestratigrafia da região da área de estudos é diversificada, incluindo unidades geológicas com idades entre o Neoproterozóico e o Juro-Cretáceo, bem como coberturas inconsolidadas, representadas pelo manto de intemperismo, e depósitos sedimentares aluviais e coluviais cenozóicos (Figura 4.5), cujas características litoestruturais refletem-se na subdivisão geomorfológica regional.

O Neoproterozóico é representado por granitóides do Complexo Granítico Cunhaporanga (CGC), ao qual pertence o Granito Serra do Carambeí (GSC), e que compõe a quase totalidade da área objeto da presente pesquisa. Rochas pertencentes ao Grupo Castro, de idade eocambriana a eordoviciana, afloram a oeste, porém não ocorrem na área de pesquisa. No extremo sudoeste ocorrem rochas da Formação Furnas, de idade eossiluriana a devoniana. Todas estas litologias são seccionadas por inúmeros diques de rochas básicas, principalmente de diabásio, pertencentes ao magmatismo Serra Geral.

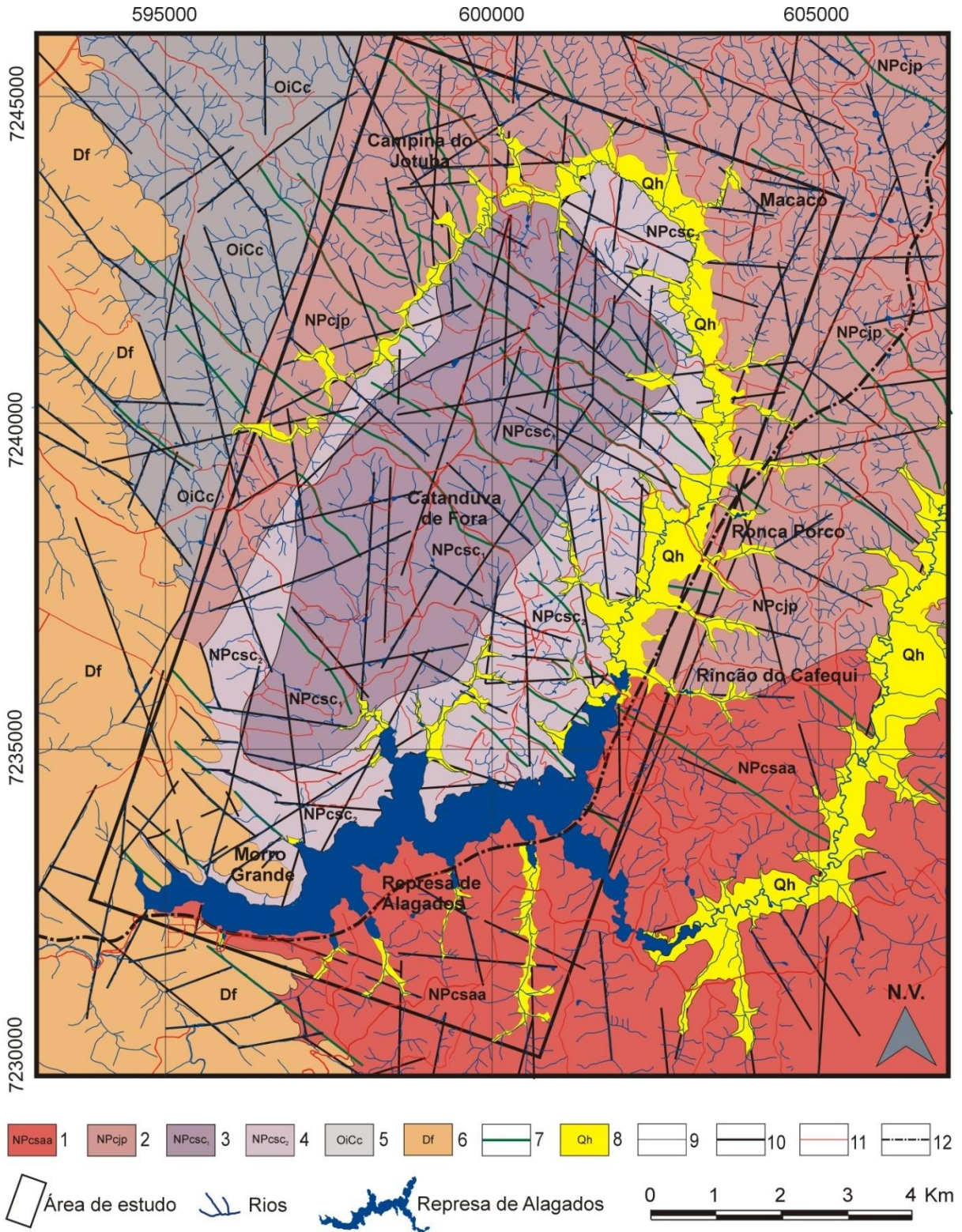
4.2.1 Litoestratigrafia

4.2.1.1 Complexo Granítico Cunhaporanga

O Complexo Granítico Cunhaporanga (OLIVEIRA, 1927; FUCK *et al.*, 1967), constitui um batólito de forma alongada com eixo maior na direção NE-SW. A faixa de afloramento deste estende-se da região da represa de Alagados (Ponta Grossa – PR), onde é sobreposto por arenitos da Formação Furnas, à Sengés - PR, onde novamente é encoberto pela mesma unidade.

É caracterizado por uma grande diversidade de tipos granitóides, descrita e mapeada por Guimarães (2000) como unidades litoestratigráficas formais e informais.

Na área, os granitóides pertencentes ao Complexo Granítico Cunhaporanga estão incluídos nas seguintes unidades informais (domínios petrográficos) e formais de Guimarães (2000): Domínio Serra Abaixo-Alagados (NPcsaa), Domínio Jotuba-Pitangui (NPcjp) e Granito Serra do Carambeí, este representado por álcali-feldspato granitos (NPcsc₁) e pela fácies de borda (NPcsc₂).



1) Complexo Granítico Cunhaporanga (CGC) Domínio Serra Abaixo-Alagados (Npcsa); 2) CGC Domínio Jotuba-Pitangui (Npcjp); 3) Granito Serra do Carambeí (GSC) - Álcali-feldspato granitos (Npcsc₁); 4) GSC Fácies de borda (Npcsc₂); 5) Grupo Castro (OiCc); 6) Formação Furnas (Df); 7) Diques; 8) Depósitos aluviais quaternários; 9) Contato geológico; 10) Falhas/fraturas; 11) Estradas; 12) Ferrovia

Figura 4.5 - Mapa geológico do Granito Serra do Carambeí na área de estudo e adjacências (modificado de GUIMARÃES, 2000; MINEROPAR, 2006a, b).

4.2.1.1.1 Domínio Serra Abaixo-Alagados (NPcsaa)

O domínio petrográfico Serra Abaixo-Alagados ocorre ao sul e a sudeste da represa de Alagados ocupando, na área de pesquisa, 10,76 km² (Figura 4.6). Este domínio é constituído principalmente por granitóides equigranulares médios classificados como monzogranitos e, subordinadamente, granodioritos. A constituição mineral inclui plagioclásio, feldspato potássico, anfibólio, biotita e titanita como minerais essenciais, e apatita, zircão e opacos (principalmente magnetita), como minerais acessórios (GUIMARÃES, 2000).

Estas rochas, juntamente com as do domínio Jotuba-Pitangui, constituem as encaixantes imediatas do Granito Serra do Carambeí.

4.2.1.1.2 Domínio Jotuba-Pitangui (NPcjp)

O domínio petrográfico Jotuba-Pitangui aflora ao norte da represa de Alagados e, na área em estudo, onde ocupam 21,70 km², acha-se em contato com o Granito Serra do Carambeí, envolvendo a maior parte deste *stock* granítico (Figura 4.6). Os granitóides deste domínio, classificados como monzogranitos a granodioritos, são porfiríticos a equigranulares, contendo fenocristais de feldspato potássico que chegam a ultrapassar 3 cm de aresta. A cor é acinzentada e a estrutura varia de maciça (Rincão do Cafequi) a foliada (Campina do Jotuba). Os principais minerais são anfibólio, feldspatos, quartzo, titanita e allanita (GUIMARÃES, 2000).

Em função do clima e das características litoestruturais dos granitóides do Complexo Granítico Cunhaporanga, o intemperismo é intenso originando uma topografia dissecada, onde os raros afloramentos, na forma de matações esparsos, são encontrados principalmente ao longo das drenagens.

Apesar de não constituir o foco da pesquisa, granitóides dos domínios Jituba-Pitangui Serra Abaixo-Alagados, por estarem submetidos à intensa meteorização, liberam compostos químicos que são incorporados aos fluxos hídricos superficiais e de subsuperfície, interferindo no quimismo das águas dos rios Jotuba e Pitangui e, conseqüentemente, nas águas da represa de Alagados.

4.2.1.1.3 Granito Serra do Carambeí (GSC)

O Granito Serra do Carambeí (FUCK *et al.*, 1967) aflora à margem norte da represa de Alagados, quase integralmente no município de Carambeí – PR, tendo como drenagem principal o rio Jotuba e seus afluentes, tributários da margem direita do rio Pitangui, cujo barramento constitui a represa de Alagados.

Constitui um corpo relativamente homogêneo, de formato elíptico e área aproximada de 48 Km², com eixo maior na direção aproximada N30E, aflorante no extremo sudoeste do Complexo Granítico Cunhaporanga que o circunscreve e ao qual pertence (Figura 4.6).

Sua composição inclui predominantemente feldspatos alcalinos e quartzo como minerais essenciais, além de ilmenita, magnetita, hematita, hiperstênio, zircão, apatita, titanita, fluorita e xenotímio como minerais acessórios (PINTO-COELHO, 1986). Os teores dos principais óxidos e a composição mineral normativa deste granito, de acordo com Pinto-Coelho (1986), são mostrados nas Tabelas 4.3 e 4.4.

Estudos detalhados efetuados por Guimarães (2000, p.89) “...sugerem a existência de uma fácies de borda no Granito Serra do Carambeí, algo distinta dos “*alasquitos*” característicos da unidade”.

4.2.1.1.3.1 Álcali-feldspato granitos (NPcsc₁)

A porção central deste granito, tipicamente alasquítica e com superfície aflorante aproximada de 26,60 km², corresponde a álcali-feldspato granitos - NPcsc₁ (GUIMARÃES, 2000) (Figura 4.6). De cor rósea a acinzentada quando fresca, essa rocha possui textura equigranular fina a grossa e conteúdo mineral constituído principalmente por feldspato potássico e quartzo, além de minerais acessórios como biotita, hematita, fluorita e zircão. Esta unidade concentra as maiores radioanomalias do Granito Serra do Carambeí, porém não chegam a constituir mineralizações de importância econômica (PINTO-COELHO, 1987).

Tabela 4.3 – Composição química do Granito Serra do Carambeí

Amostra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	TiO ₂	P.F.	U ₂ O ₈ total	ThO ₂
CV03	76,16	13,33	<0,10	1,36	0,19	<0,10	4,44	4,30	0,02	0,02	0,06	0,57	8,00	<100
CV07	79,71	9,57	0,65	1,48	0,11	0,03	2,65	3,68	0,10	0,06	<0,01	1,02	7,00	<100
aCV07A	76,62	12,63	0,69	0,24	0,13	0,06	4,50	4,44	0,01	0,01	0,15	0,75	9,00	<100
aCV11	74,72	13,47	1,02	0,30	0,07	0,01	3,83	4,43	0,01	0,06	0,09	1,00	5,00	<100
aCV17	76,83	12,42	0,50	0,80	0,29	0,03	4,34	4,19	<0,01	0,01	0,05	0,42	11,00	<100
CV17A	75,63	12,35	0,25	1,24	0,34	0,15	4,25	4,36	0,02	0,03	0,08	0,60	12,00	<100
aCV21	78,30	12,10	0,31	0,87	0,33	0,05	4,16	4,16	0,02	0,01	0,08	0,54	–	<100
aCV25	76,28	12,95	0,09	1,39	0,19	0,07	4,47	4,00	0,02	0,01	0,07	0,69	9,00	<100
CV73	74,42	13,03	0,71	0,51	<0,10	<0,10	4,16	4,22	<0,01	0,01	<0,10	1,07	–	<100
F ₁ 33,90	73,86	11,78	0,97	1,59	0,99	0,17	3,54	4,13	0,06	<0,01	0,11	1,93	4,00	<100
F ₂ 37,97	74,97	11,53	0,35	1,48	0,68	<0,10	3,81	4,36	0,03	0,02	0,15	1,45	10,00	<100
F ₂ 50,50	74,98	11,44	0,17	1,64	0,76	0,14	4,10	4,24	0,03	0,03	0,17	1,68	7,00	<100
F ₂ 63,65	74,99	12,20	<0,10	1,53	0,51	0,10	3,64	4,87	0,04	0,03	0,13	0,99	14,00	<100
F ₂ 64,90	75,37	11,75	<0,10	1,30	0,57	<0,10	3,81	4,65	0,02	0,02	0,19	1,59	19,00	<100
F ₂ 68,90	74,89	11,82	0,15	1,70	0,71	0,12	3,99	4,53	0,03	<0,01	0,12	1,35	6,00	<100
S ₃ 34,90	75,57	11,72	0,33	1,96	0,20	0,13	3,93	4,30	0,02	0,04	0,09	0,87	12,00	<100
S ₃ 53,45	66,20	16,95	0,58	0,77	0,50	<0,10	6,60	6,96	<0,01	<0,01	0,07	0,73	8,00	<100
S ₃ 66,15	75,87	11,63	<0,10	1,04	0,37	<0,10	4,45	4,63	<0,01	<0,01	0,06	0,76	5,00	<100
S ₇ 18,90	74,85	12,42	0,35	1,27	0,47	<0,10	4,27	4,41	0,03	0,03	0,06	0,98	14,00	<100
S ₈ 23,50	76,97	11,68	<0,10	0,81	0,31	<0,10	4,27	4,24	<0,01	0,02	0,09	0,74	8,00	<100
S ₈ 33,50	75,84	11,83	,10	1,39	0,81	<0,10	4,04	4,01	0,02	0,03	0,11	1,35	5,00	<100
S ₈ 48,25	70,68	9,83	8,09	2,59	0,87	<0,10	3,38	2,98	0,05	0,03	0,28	1,19	11,00	<100
S ₈ 70,50	71,16	10,71	5,19	1,90	1,01	<0,10	4,04	3,84	0,03	0,01	0,34	1,59	9,00	<100
S ₈ 76,70	74,55	9,61	4,97	1,91	0,68	<0,10	3,60	3,30	0,03	<0,01	0,19	0,95	8,00	<100
S ₈ 83,25	75,52	12,02	0,28	1,20	0,64	<0,10	4,27	4,47	0,01	0,02	0,09	0,89	5,00	<100
S ₉ 79,15	75,52	12,45	0,51	0,35	0,44	0,23	3,38	4,47	<0,01	0,02	0,08	2,21	26,00	<100
S ₉ 82,70	74,57	11,80	1,89	0,35	0,66	0,14	4,62	3,73	<0,01	0,02	0,06	1,17	19,00	<100
S ₁₀ 22,70	75,71	12,24	0,41	1,56	0,37	<0,10	3,87	4,18	0,02	0,02	0,07	0,81	7,00	<100
Máximo	79,71	16,95	8,09	2,59	1,01	0,23	6,60	6,96	0,10	0,06	0,34	2,21	26,00	<100
Média	75,03	12,05	1,24	1,23	0,49	0,10	4,09	4,29	0,03	0,02	0,12	1,07	9,92	<100
Mediana	75,45	11,93	0,50	1,33	0,47	0,11	4,07	4,27	0,02	0,02	0,09	0,99	8,50	<100
Mínimo	66,20	9,57	0,09	0,24	0,07	0,01	2,65	2,98	0,01	0,01	0,05	0,42	4,00	<100

Fonte: Pinto-Coelho (1986)

Tabela 4.4 – Composição mineral normativa (CIPW) de amostras do Granito Serra do Carambeí

Amostra	Qz	Or	Ab	An	Hy	En	Fs	Di	Wo	Ap	Il	C	Mt	Hem	Ns	Ac
CV03	32,30	25,41	37,57	0,83	2,60	0,25	2,35	-	-	0,05	0,11	1,07	0,14	-	-	-
CV07	49,00	21,75	22,42	0,19	2,44	0,07	2,37	-	-	0,14	-	1,16	0,94	-	-	-
CV07A	33,05	26,24	38,08	0,73	0,15	0,15	-	-	-	0,02	0,28	0,15	0,37	0,43	-	-
CV11	35,41	26,18	32,41	0,14	0,02	0,02	-	-	-	0,14	0,17	2,32	0,74	0,51	-	-
CV17	34,21	24,76	36,72	1,98	1,05	0,07	0,97	-	-	0,02	0,09	0,02	0,72	-	-	-
CV17A	32,45	25,77	35,96	1,51	2,35	0,37	1,98	-	-	0,07	0,15	0,09	0,36	-	-	-
CV21	36,83	24,58	35,20	1,63	1,37	0,12	1,25	-	-	0,02	0,15	0,16	0,45	-	-	-
CV25	33,19	23,64	37,82	1,36	2,57	0,17	2,40	-	-	0,02	0,13	0,77	0,13	-	-	-
CV73	33,99	24,94	35,09	-	0,35	-	0,35	-	-	0,02	-	1,64	1,03	-	-	-
F133,90	34,35	24,41	29,95	4,06	2,11	0,36	1,75	0,69	0,33	0,02	0,21	-	1,41	-	-	-
F237,85	33,93	25,77	32,24	1,48	1,67	0,17	1,50	1,56	0,74	0,05	0,28	-	0,51	-	-	-
F250,50	32,65	25,06	34,69	0,29	1,48	0,17	1,31	2,89	1,38	0,07	0,32	-	0,25	-	-	-
F263,65	32,83	28,78	30,80	2,35	2,84	0,25	2,59	-	-	0,07	0,25	0,08	0,14	-	-	-
F264,90	33,49	27,48	32,24	1,23	1,60	0,17	1,42	1,30	0,62	0,05	0,36	-	0,14	-	-	-
F268,90	31,91	26,77	33,76	0,96	2,00	0,19	1,81	2,19	1,04	0,02	0,23	-	0,22	-	-	-
S334,90	34,27	25,41	33,26	0,76	3,54	0,32	3,22	-	-	0,09	0,17	0,32	0,48	-	-	-
S353,45	3,5	41,13	48,44	-	0,45	0,07	0,38	2,10	1,01	0,02	0,13	-	-	-	1,28	1,68
S366,15	32,85	27,36	34,05	-	1,27	0,15	1,11	1,55	0,74	0,02	0,11	-	-	-	0,76	0,29
S718,90	31,24	26,06	36,13	1,70	2,04	0,23	1,81	0,40	0,19	0,07	0,11	-	0,51	-	-	-
S823,50	34,84	25,06	36,13	0,18	0,95	0,16	0,79	1,08	0,52	0,05	0,17	-	0,14	-	-	-
S833,50	34,46	23,70	34,19	2,30	1,87	0,18	1,69	1,35	0,64	0,07	0,21	-	0,14	-	-	-
S848,25	37,95	17,61	28,60	2,85	-	-	-	0,54	0,29	0,07	0,53	-	7,70	2,78	-	-
S870,50	31,85	22,69	33,71	-	-	-	-	0,54	0,29	0,02	0,65	-	5,24	1,43	-	0,42
S876,70	40,05	19,50	30,46	0,32	-	-	-	0,54	0,29	0,02	0,36	-	4,74	1,70	-	-
S883,25	31,83	26,42	36,13	0,43	0,89	0,11	0,78	2,30	1,10	0,05	0,17	-	0,41	-	-	-
S979,15	37,48	26,42	28,60	2,07	0,66	0,57	0,09	-	-	0,05	0,15	1,29	0,74	-	-	-
S982,70	32,43	22,04	39,09	0,44	-	-	-	0,75	0,40	0,05	0,11	-	0,95	1,23	-	-
S1022,70	35,19	24,70	32,75	1,72	2,70	0,25	2,45	-	-	0,05	0,13	0,72	0,59	-	-	-
Máximo	49,00	41,13	48,44	4,06	3,54	0,57	3,22	2,89	1,38	0,14	0,65	2,32	7,70	2,78	1,28	1,68
Média	33,48	25,34	34,16	1,31	1,62	0,20	1,56	1,32	0,64	0,05	0,22	0,75	1,12	1,35	1,02	0,80
Mediana	33,71	25,24	34,12	1,30	1,64	0,17	1,60	1,30	0,62	0,05	0,17	0,72	0,50	1,33	1,02	0,42
Mínimo	3,50	17,61	22,42	0,14	0,02	0,02	0,09	0,40	0,19	0,02	0,09	0,02	0,13	0,43	0,76	0,29
Desvio padrão	6,83	3,89	4,51	0,98	0,94	0,12	0,81	0,77	0,36	0,03	0,13	0,71	1,84	0,86	0,37	0,77

Fonte: Pinto-Coelho (1986)

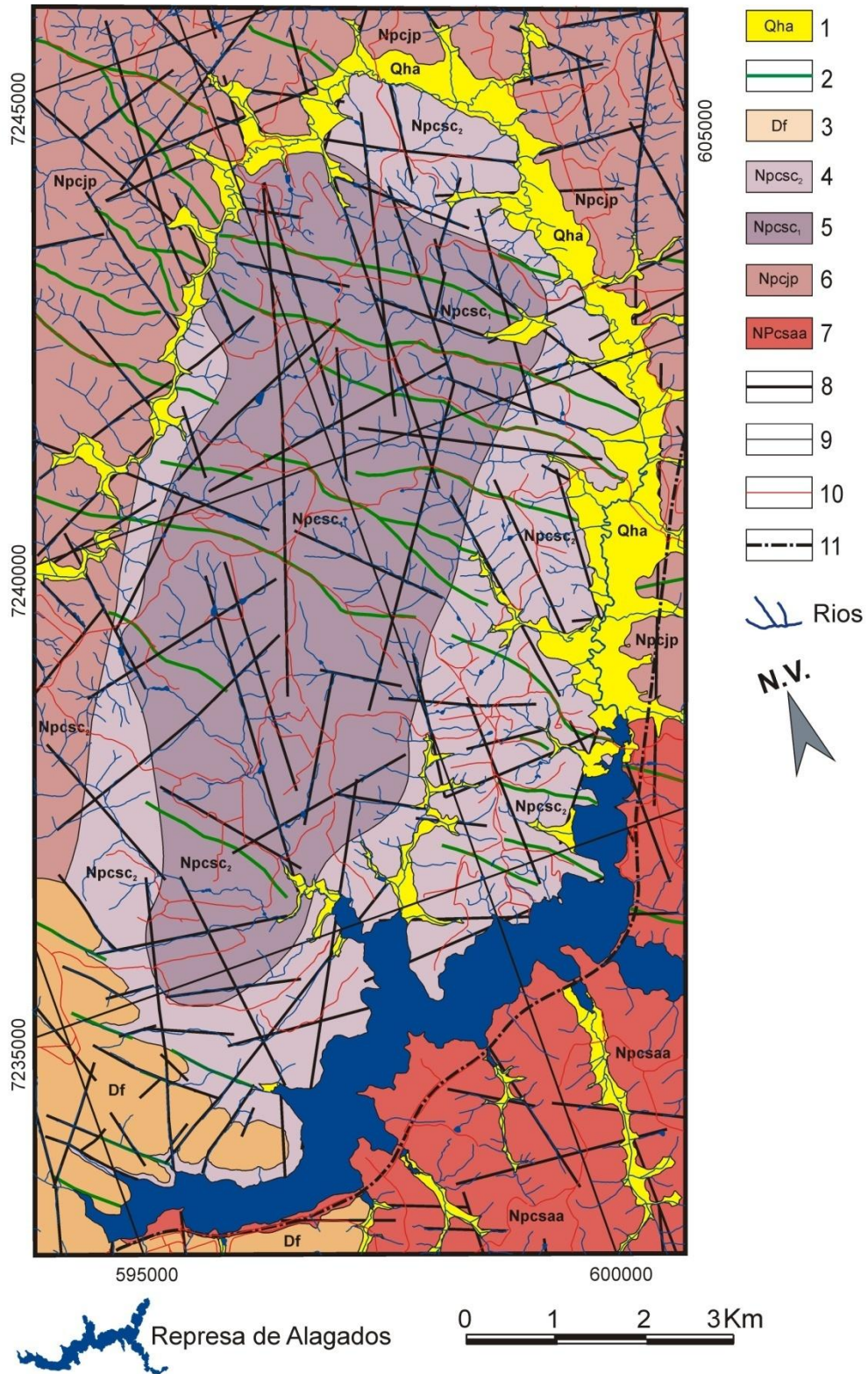
De acordo com Pinto-Coelho (1986), estudos realizados na década de 1970 pela Comissão Nacional de Energia Nuclear (CNEN) em convênio com a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), identificaram sete áreas radioanômalas na região sudoeste dos álcali-feldspato granitos, associadas a dique félsicos (*elvans*) com espessuras subcentimétricas a poucos centímetros, com direção preferencial direção preferencial N20-50E, até um máximo de 25 cm, com direção N40-55W. Na porção norte dos álcali-feldspato granitos esses diques são menos espessos.

O aproveitamento econômico destas rochas vem sendo efetuado há várias décadas, tanto para a produção de brita utilizada na construção civil, quanto de cascalho para a regularização de estradas vicinais. Atualmente existe uma pedreira em atividade (Pedreira Genaro, Figuras 4.7A a 4.7F), duas pedreiras abandonadas (Figuras 4.7G e 4.7H), além de inúmeras saibreiras ativas e abandonadas.

Na Pedreira Genaro, situada próximo da borda centro oeste do Granito Serra do Carambeí típico, na região de Catanduva de Fora, predominam rochas graníticas de tonalidades esbranquiçadas, amareladas, avermelhadas e acinzentadas, de textura equigranular onde é comum a ocorrência de cristais de fluorita arroxeadas. Apresenta-se intensamente fraturada (Figuras 4.7B a 4.7H) e é freqüente a presença de veios quartzo-feldspáticos com espessuras variando de milimétricas até cerca de cinco centímetros (Figuras 4.7E e 4.7F). Estes possuem cor branca a acinzentada e aparentemente ocorrem preenchendo antigas fraturas. O contato com a encaixante é brusco e, nas bordas destes veios, geralmente ocorrem concentrações de cristais avermelhados a alaranjados de feldspato potássico. Quando estreitos e em grande número, conferem aspecto venular à rocha

4.2.1.1.3.2 Fácies de borda (NPcsc₂)

A fácies de borda (NPcsc₂), envolvente da unidade central e típica do Granito Serra do Carambeí (Figura 4.6), ocupa uma área aproximada de 21,40 km² e é representada por granitóides de textura heterogênea que varia de equigranular média a grossa a porfirítica de matriz fina. Suas rochas, de cor variando de acinzentada a marrom-esverdeada, em geral encontram-se muito alteradas. Como principais minerais são encontrados feldspato potássico, plagioclásio sódico e quartzo, tendo como acessórios a biotita, a fluorita e a apatita (GUIMARÃES, 2000).



1) Depósitos aluviais quaternários; 2) Diques; 3) Formação Furnas; 4) Granito Serra do Carambei GSC - Fácies de borda (Npsc₂); 5) CSC - Álcali-feldspato granitos (Npsc₁); 6) Complexo Granítico Cunhaporanga (CGC) - Domínio Jotuba-Pitangui (Npcjp); 7) CGC - Domínio Serra Abaixo-Alagados (Npcsaa); 8) Falhas/fraturas; 9) Contato geológico; 10) Estradas; 11) Ferrovia

Figura 4.6 - Mapa geológico da área de estudo (modificado de GUIMARÃES, 2000; MINEROPAR, 2006).



A: vista da topografia da área de ocorrência do Granito Serra do Carambeí com pedreira na porção central da foto; B: frente de lavra da Pedreira Genaro, Granito Serra do Carambeí (GSC); C: detalhe da foto anterior mostrando o intenso fraturamento do Granito Serra do Carambeí (GSC); D: idem foto anterior; E: detalhe do GSC equigranular e concentrações de hematita, eventualmente com clorita e epidoto, preenchendo fraturas; F: veio de quartzo com concentração de feldspato K nas bordas; G e H: Antiga frente de lavra abandonada (GSC).

Figura 4.7 - Exposição do Granito Serra do Carambeí na área de estudo.

4.2.1.2 Grupo Castro

O Grupo Castro (TREIN e FUCK, 1967) é constituído de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas ácidas a intermediárias e por rochas sedimentares pelíticas a rudáceas, de idade eocambriana (CORDANI *et al.*, 1999) a eordoviciana (REIS NETO *et al.*, 1994). Estas preenchem uma depressão crustal que se estende do município de Carambeí - PR ao nordeste da cidade de Piraí do Sul - PR.

Limita-se a leste com granitóides do Complexo Granítico Cunhaporanga e, a oeste, com rochas sedimentares siluro-devonianas das formações Iapó e Furnas, da Bacia do Paraná, e sua área aflorante é de aproximadamente 900 km² (VASCONCELLOS *et al.*, 2002). Este grupo ocorre a NW do polígono que envolve a área em estudo (Figura 4.5), não compondo, porém, seu substrato geológico.

Em função dos litotipos presentes, Moro (1993) subdividiu o Grupo Castro em quatro associações litoestratigráficas:

- Associação sedimentar superior, de constituição conglomerática;
- Associação vulcânica ácida contendo riolitos e rochas piroclásticas;
- Associação sedimentar inferior, contendo arenitos arcoseanos e siltitos;
- Associação vulcânica intermediária a ácida, na porção basal, contendo derrames andesíticos com brechas vulcânicas, rochas sedimentares rudáceas, rochas vulcânicas e piroclásticas ácidas intercaladas.

Bonacim *et al.* (1994) e Moro *et al.* (1994), reuniram as rochas do Grupo Castro em três associações litológicas:

- **Associação Tronco** (basal): formada por intercalações de riolitos e andesitos, rochas piroclásticas, conglomerados e arenitos conglomeráticos;
- **Associação Piraí do Sul** (intermediária): essencialmente sedimentar contendo arenitos arcoseanos, siltitos e lamitos;
- **Associação Tirania** (topo): constituída por riolitos, quartzos latitos, brechas piroclásticas, tufos, ignimbritos e conglomerados.

Da mesma forma que os granitóides encaixantes do Granito Serra do Carambeí, as rochas do Grupo Castro não ocorrem na área de estudo, porém

interferem no quimismo das águas do rio Jotuba, cujas nascentes e diversos cursos de água da sua margem esquerda fluem sobre rochas desta unidade.

4.2.1.3 Formação Furnas

A Formação Furnas, base do Grupo Paraná, correspondente à unidade aloestratigráfica Supersequência Paraná (MILANI, 1997 *apud* MILANI *et al.*, 2007, p.270). Trata-se de uma unidade essencialmente quartzosa, formada de arenitos de cor clara (branca, amarelada, acinzentada ou arroxeadada), com grãos subangulosos a subarredondados, regularmente selecionados e com matriz caulínica, contendo pequena quantidade de grãos de feldspato caulinizados.

Na área de estudo sua ocorrência restringe-se à porção sudoeste, onde ocupa uma superfície de 6,10 km² (Tabela 4.5; Figura 4.6) e é constituída de arenito com intercalações de camadas conglomeráticas pouco espessas (centimétricas à decimétricas), principalmente na base (Intervalo Basal de BORGHI, 1996). A estratificação cruzada, apesar de mais freqüente nas sequências predominantemente arenosas, ocorre nas camadas conglomeráticas, porém em menor freqüência.

A porção basal é marcada pela presença de arenitos grossos, mal selecionados, com intercalações de níveis conglomeráticos com seixos de quartzo e de quartzito. Em direção ao topo, a granulação torna-se mais fina e a freqüência desses níveis é reduzida, cedendo lugar a lentes de siltitos argilosos micáceos. Estratificação cruzada planar, tangencial na base ou acanalada, é a estrutura primária mais comum da Formação Furnas (ASSINE 1996).

Borghi (1996, p.15) sugere a possibilidade de dividir a Formação Furnas em três intervalos informais:

- **Intervalo basal:** constituído de arenito com intercalações conglomeráticas não ocorrentes nas seções superiores. A espessura deste intervalo, medida em afloramento, varia de 2 a 6 m.
- **Intervalo médio:** correspondente ao arenito Furnas propriamente dito, com predominância de areia fina a grossa, disposta em camadas com estratificações cruzadas planares e tangenciais. Icnofósseis cilíndricos, dispostos paralelos aos planos de acamamento, geralmente atribuídos ao

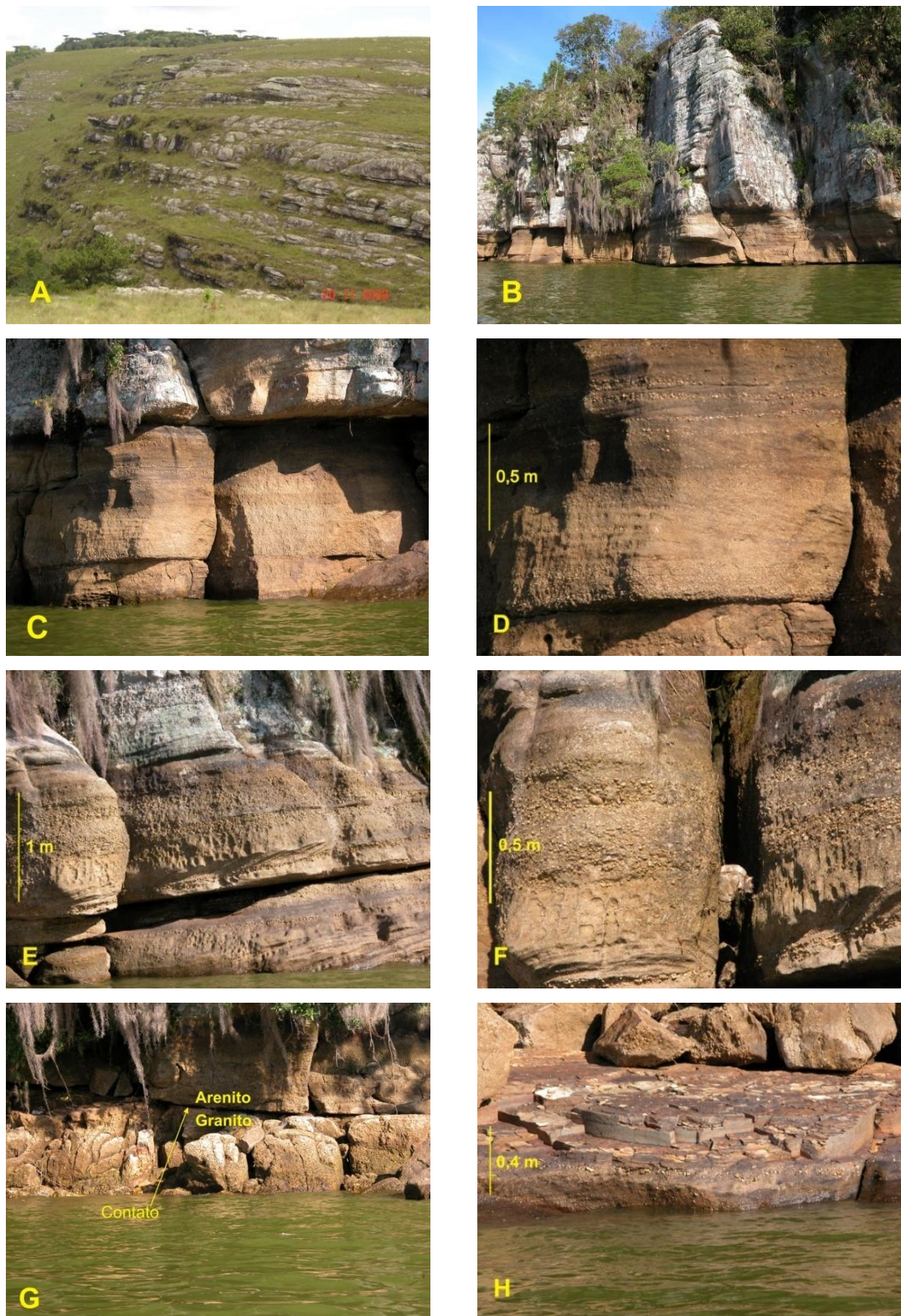
icnogênero *Palaeophycus*, são comuns neste intervalo. Sua espessura foi calculada entre 10 e 130 m.

- **Intervalo de topo:** inclui camadas de arenitos com laminações cruzadas por onda contendo icnofósseis tubulares e cônicos verticais (*Skolithos*), e expressivas camadas de folhelhos brancos, às vezes com restos de plantas fósseis (psilófitas). Sua espessura foi estimada entre 2 e 14 m.

A interpretação do ambiente deposicional, há décadas vem gerando discussões. Diversos autores sugeriram condições marinhas de sedimentação para a Formação Furnas (BIGARELLA *et al.*, 1966; LANGE e PETRI, 1967), enquanto outros admitiram origem fluvial (NORTHFLEET *et al.*, 1969; SCHNEIDER *et al.*, 1974). Trabalhos mais recentes, no entanto, consideraram que a formação seja o resultado de retrabalhamento marinho de paleocorrentes flúvio-costeiras (BORGHI, 1996; ASSINE, 1996), o que pode ser atestado pela presença de icnofósseis atribuídos a trilobitas (*Rusophycus*, *Cruziana*).

Na região, a Formação Furnas está assentada discordantemente sobre rochas do embasamento Proterozóico (Complexo Granítico Cunhaporanga, incluindo o Granito Serra do Carambeí), do Grupo Castro e, localmente, sobre rochas da Formação Iapó.

Portanto, grandes afloramentos pertencentes à sequência basal da Formação Furnas são encontrados na região (Figura 4.8A) e nas margens da represa de Alagados, como os localizados a cerca de 500 m a NE do eixo da barragem da represa de Alagados (Coordenadas UTM: 595.008 - 7.232.903; Figuras 4.8B a 4.8H). Nestes locais, além de camadas conglomeráticas típicas desta porção da formação (Figuras 4.8C a 4.8F), ocorre estreita camada pelítica de cor cinza, com menos de 10 cm de espessura (Figura 4.8H) intercalada em arenitos médios a grossos, provavelmente pertencente à Formação Iapó. Verifica-se ainda, no extremo oeste da represa de Alagados o contato discordante entre rochas desta formação e rochas intemperizadas do embasamento Proterozóico (Granito Serra do Carambeí - Figura 4.8G), correspondente, provavelmente, à superfície de erosão Pré-devoniana (AB'SABER *et al.*, 1961; BIGARELLA, 2003). Sua idade é considerada neossiluriana a eodevoniana (ASSINE, 1996; BERGAMASCHI, 1999).



A: Formação Furnas na Escarpa Devoniana; B: Arenito Furnas às margens da represa de Alagados (nível de água 1,80 m abaixo do normal - maio/2009); C: arenito com intercalações conglomeráticas; D: detalhe da foto C mostrando arenito com estratificação cruzada intercalado com níveis conglomeráticos; E: camadas conglomeráticas com mergulho para NW; F: detalhe da foto anterior; G: contato Furnas/rochas intemperizadas do Granito Serra do Carambeí; H: seqüência pelítica (siltico-argilosa) na base da Formação Furnas.

Figura 4.8 - Sequência basal da Formação Furnas.

4.2.1.4 Rochas intrusivas básicas a intermediárias

As litologias regionais anteriormente referidas são seccionadas por inúmeras intrusões, principalmente de rochas básicas (diabásio), pertencentes ao magmatismo Serra Geral - Supersequência III de Milani (1997). Ocorrem na forma de diques, do Eocretáceo, com idades entre $134,1 \pm 1,3$ Ma e $130,5 \pm 2,8$ Ma (TURNER *et al.*, 1994 *apud* MILANI *et al.*, 2007, p.277).

A grande incidência de diques na área é justificada pela sua localização próxima ao eixo do Arco de Ponta Grossa, ou seja, ao longo da faixa de maior inflexão do arco, de sorte que os diques de rochas básicas encontram-se alojados nas fraturas distensivas de direção geral NW-SE, originadas por tal arqueamento.

As espessuras destes diques de diabásio variam de submétricas a decamétricas. Em geral apresentam cor cinza escura à preta devido à abundância de minerais ferromagnesianos, e granulação milimétrica a submilimétrica. Seus principais constituintes minerais são o plagioclásio (labradorita) e o piroxênio (augita) e, secundariamente, magnetita, apatita, quartzo, feldspato potássico e hornblenda, além de clorita como produto de alteração.

4.2.1.5 Coberturas cenozóicas

Coberturas cenozóicas inconsolidadas originam-se da degradação intempérica de rochas expostas à superfície, de forma que o estudo das mesmas representa uma importante ferramenta para o entendimento dos processos responsáveis pela geração do capeamento intemperizado de uma região.

Tais processos, em que predomina o intemperismo químico, são uma resposta das propriedades físicas, químicas e minerais das rochas, bem como de suas características texturais, estruturais e ambiente tectônico, às condições climáticas reinantes na superfície da Terra (SUMMERFIELD, 1991; THOMAS, 1994). Em suma, depósitos superficiais inconsolidados representam o resultado da interação entre a litosfera, a atmosfera, a hidrosfera e a biosfera, ao longo do tempo geológico.

Portanto, a natureza das rochas da região, o intenso diaclasamento a que estas foram submetidas, as variáveis climáticas (temperaturas médias anuais e umidade relativa do ar elevadas e chuvas regularmente distribuídas durante o ano),

bem como as características bióticas e geomorfológicas regionais, são fatores que favorecem a decomposição química, propiciando o desenvolvimento de espessos mantos de alteração, responsáveis pelos raros afloramentos rochosos da área.

Na área, as coberturas cenozóicas ocorrem na forma de depósitos eluviais (manto de alteração), coluviais e aluviais. Depósitos eluviais são aqueles que não sofrem qualquer transporte, enquanto os coluviais foram transportados encosta abaixo por lentos movimentos de massa (coluviamento) guiados, normalmente, pela força da gravidade. Depósitos aluviais ocorrem nas planícies de inundação que margeiam os principais rios da região.

As coberturas cenozóicas da área incluem depósitos eluviais, coluviais e aluviais, cujas composições variam de acordo com os tipos litológicos aos quais estão relacionados, mantendo vínculos, também, com as características climáticas, tectônicas, geomorfológicas, hidrográficas e com a vegetação ocorrente em épocas atuais e pré-atuais.

Como a região apresenta litologias variadas (granitos, efusivas ácidas a intermediárias, intrusivas básicas e rochas sedimentares arenosas), tais depósitos apresentam texturas areno-argilosas a siltico-argilosas e cores variadas como avermelhadas (Figuras 4.9A, C, D, E), róseas, acastanhadas, acinzentadas, esverdeadas e brancas. Devido aos fatores morfoclimáticos regionais, as espessuras desses depósitos são muito variáveis, chegando a atingir, em certos locais, mais de uma dezena de metros.

Depósitos coluviais ocorrem principalmente em cotas inferiores a 950 m, margeando a represa de Alagados. São constituídos de materiais siltico-argilosos com quantidades variáveis de areia, grânulos e pequenos seixos de quartzo e quartzito, estes dispersos na matriz ou na forma de linhas de seixos (*stone lines*) ou de camadas com espessuras decimétricas a métricas (Figuras 4.9C a 4.9E). Devido às características geomorfológicas locais, linhas e camadas de seixos são mais freqüentes ao sul da represa de Alagados.

A maior freqüência de material detrítico rudáceo no colúvio da margem sul da represa de Alagados é indicativa de que os terrenos compreendidos entre a margem sul da represa e a Escarpa Devoniana, sem grandes obstáculos que pudessem impedir (ou dificultar) os fluxos de detritos e hídricos superficiais, teriam atuado, em épocas pré-atuais, como superfície de lavagem dos materiais detríticos gerados pelo recuo erosivo da escarpa e retrabalhamento da Formação lapó. Assim, a remoção

seletiva de matérias sedimentares dessa “superfície de lavagem”, sob determinadas condições climáticas, teria evacuado as partículas mais finas, restando pavimentos residuais constituídos por partículas mais grossas (grânulos e seixos) provenientes da Formação Iapó e das camadas conglomeráticas basais da Formação Furnas. Alterações climáticas ulteriores, com chuvas torrenciais concentradas e intensos movimentos de massa, teriam encoberto tais linhas e camadas rudáceas, originando as linhas e camadas de seixos, tão comuns nesta região da área em estudo.

Por outro lado, próximo ao contato dos álcali-feldspato granitos com a fácies de borda, a nordeste da área (Figura 4.6, ponto 41A), onde são freqüentes veios de quartzo muito fraturados com até 20 a 30 cm de espessura (Figura 4.9E), foram verificados, no colúvio que capeia o granito desta porção da área, níveis de seixos cuja origem, provavelmente, está relacionada à mobilização de material proveniente destes veios quartzosos.

De acordo com Plaisance e Cailleux (1956, *apud* MOUSINHO e BIGARELLA, 1965, p.57), os colúvios geralmente não apresentam estratificação ou são pouco estratificados. No entanto, foi verificado nas barrancas da represa, à margem sul, colúvio com linhas de seixos formando tênue estratificação cruzada, indicando prováveis condições climáticas específicas (episódios de chuvas torrenciais) recorrentes. Nessa porção da área de estudo, o colúvio, que chega a atingir mais de 5 m de espessura, contém ainda camadas rudáceas, com até cerca de 10 cm de espessura, cimentadas por óxido-hidróxido de ferro, indicando forte controle climático/geoquímico em época pré-atual. Segundo Nahon e Tardy (1992, p.49), em clima intertropical úmido, propício à formação de crostas lateríticas, a taxa média de intemperismo atinge cerca de 20 mm por 1000 anos, ou seja, 20 m por milhão de anos, de forma que seriam necessários vários milhões de anos para o desenvolvimento de um profundo manto de alteração.

Assim, o espesso colúvio da área contendo crostas ferruginosas é condizente com condições pretéritas de intensa meteorização das rochas da região, ou seja, condições de ambiente quente e úmido com breves alterações nos níveis de umidade que permitiram oscilações do nível freático e, em consequência, das condições geoquímicas, além de longo período de estabilidade tectônica.



A: dique de diabásio aflorante próximo aos paredões do Arenito Furnas da Figura 19B; B: ampla planície de inundação na foz do rio Jotuba; C: colúvio na margem Sul da represa de Alagados com linha de seixo; D: depósito rudáceo com cerca de 60 cm de espessura (próximo à entrada do late Clube de Ponta Grossa); E: veio de quartzo na porção NE do GSC com cerca de 25 cm de espessura; F: falha normal em linha de seixo – bloco abatido contrário ao caimento do terreno; G: grandes blocos desabados do Arenito Furnas (provável atividade neotectônica), com cerca de 25 m de largura; H: intenso fraturamento tectônico nos álcali-feldspato granitos (GSC - Pedreira Genaro).

Figura 4.9 - Aspectos litológicos, deposicionais e estruturais da área em estudo.

Porém, a ocorrência de material laterítico fragmentado, como os verificados na área de estudo (fragmentos centimétricos a decimétricos), pode ser indicativa de perturbações tectônicas recentes (neotectônica) que, alterando as condições de estabilidade necessárias à formação dessas crostas lateríticas, as exporiam a processos erosivos mais enérgicos, responsáveis pelo dismantelamento das mesmas.

Quanto aos depósitos aluviais, correspondem aos sedimentos depositados ao longo dos principais canais fluviais, compreendendo depósitos de planície de inundação (Figura 4.9B). Ocorrem na forma de diversos corpos, cuja superfície, na área de estudo, atinge 9,05 km² (Tabela 4.5). Os situados ao longo dos rios Jotuba e Pitangui são predominantemente de constituição areno-siltico-argilosa a siltico-argilosa, com ocorrência subordinada de materiais franco-arenosos. A cor é muito variada incluindo tonalidades esbranquiçadas, amareladas, acinzentadas e pretas, esta última devido à presença de matéria orgânica.

Planícies aluviais com canais meandantes, ocorrentes no médio e no baixo curso do rio Jotuba, devem-se ao reduzido gradiente topográfico que favorece o entulhamento do canal fluvial, principalmente por ação conjunta de fatores hidrodinâmicos, climáticos (pré atuais e atuais) e tectônicos. Desta forma, e sob vigência de clima úmido, movimentos neotectônicos teriam provocado o soergimento generalizado da região levando ao recrudescimento dos processos erosivos e a uma maior dissecação das vertentes. Mudanças climáticas mais recentes (quaternárias), passando do clima úmido para o árido, teriam alterado o regime de chuvas, as quais passaram a ser esporádicas, porém torrenciais, tornando a drenagem intermitente. O material originado pelo intemperismo químico atuante sob condição climática úmida teria sido removido das vertentes pelas chuvas esporádicas, porém concentradas, ocorrentes no período árido subsequente, de forma que o transporte em massa desse material teria levado ao entulhamento dos canais fluviais.

No entanto, processos erosivos ainda atuantes e originados por causas naturais e/ou desencadeados por atividades antrópicas (uso e ocupação do solo) desenvolvidas na área de contribuição, associados aos gradientes de velocidades negativos provenientes da hidrodinâmica do escoamento, são responsáveis pelo intenso assoreamento (entulhamento) da calha do rio Jotuba (ainda em processo), principalmente na região em que este deságua na represa de Alagados (Figuras

3.5F e 4.9B). Tal entulhamento atual se deve, ainda, ao barramento natural das águas do rio Jotuba junto ao *canyon* do Pitangui, na passagem do Primeiro para o Segundo Planalto Paranaense, bem como a causas antrópicas, cuja represa, construída na década de 1929 na entrada deste *canyon*, originou o reservatório de Alagados que atua como um grande tanque de decantação.

Tabela 4.5 – Superfícies ocupadas pelas diversas unidades litoestratigráficas e pela represa de Alagados na área de estudo.

Unidades litoestratigráficas/represa de Alagados	km²	% da área de estudo
Depósitos aluviais	9,05	8,85
Formação Furnas	6,10	5,97
CGC - GSC – Fácies de borda	21,41	20,95
CGC - GSC – Álcali-feldspato granitos	26,60	26,03
CGC - Domínio Jotuba-Pitangui	21,70	21,23
CGC - Domínio Serra Abaixo-Alagados	10,76	10,53
Represa de Alagados	6,58	6,44
Total	102,20	100,00

4.2.2 Tectônica

Estruturas rúpteis ocorrem em número significativo na área e desempenham um papel de grande importância na compartimentação e no modelado do relevo, bem como no estabelecimento da rede hidrográfica.

A análise de mosaicos de radar em escala 1:250.000 (RADAMBRASIL, 1976a,b), evidenciou a existência de três sistemas principais de estruturas tectônicas (NE-SW, NW-SE e E-W) correspondendo a períodos distintos de deformação.

O sistema NE-SW está relacionado às deformações do embasamento Proterozóico, tendo sido reativado diversas vezes durante a evolução geológica da região. O sistema NW-SE, tão ou mais antigo que o sistema NE, foi reativado durante o rompimento do Gondwana (ZALÁN *et al.*, 1987), entre o Jurássico e o Cretáceo, época em que foram geradas novas estruturas durante o arqueamento crustal denominado Arco de Ponta Grossa (ZALÁN *et al.*, 1990).

Essas estruturas deformacionais, associadas aos litotipos ocorrentes na área, exercem grande influência nos processos erosivos e, em conseqüência, na evolução

das formas de relevo da região. A importância de tais estruturas é expressa pelos padrões de drenagem, vales assimétricos, linhas de seixos falhadas, dentre outros, cuja origem provavelmente está relacionada a deformações rúpteis (Figura 4.9F a 4.9H).

Com relação a linhas de seixos falhadas, observou-se, ao sul da represa, uma dessas linhas seccionada por falha normal (N52°W 8°SW), cujo bloco abatido está posicionado do lado contrário ao caimento do terreno (6% a 8% para N), não se descartando, assim, uma provável vinculação a atividade neotectônica (Figura 4.9F).

Verifica-se ainda a existência de grandes blocos de arenito na represa de Alagados, com até mais de 30 m de comprimento e volume superior a 1.000 m³, a cerca de 200 m da porção superior do Morro Grande (Escarpa Devoniana), provável local destes blocos (Figura 4.9G). Tais blocos, situados muito próximos de um lineamento estrutural NNE-SSW, sugerem que os mesmos foram deslocados (removidos) de sua posição original por ação de perturbações tectônicas recentes.

4.3 Geomorfologia

O Estado do Paraná acha-se compartimentado em cinco zonas naturais de paisagem, representadas, de leste para oeste, pelo Litoral, pela Serra do Mar e por uma sequência de três planaltos escalonados com caimento para oeste-noroeste e separados por escarpas verticalizadas: o primeiro, o segundo e o terceiro planaltos paranaenses (MAACK, 1981). Tal compartimentação, expressão dinâmica da paisagem, é o resultado da interação de processos endógenos e exógenos atuando sincrônica ou diacronicamente, de forma que o estudo das características geomorfológicas representa importante ferramenta para o entendimento do quadro litoestrutural e dos processos de superfície (clima, movimentos de massa, formas de deposição, etc.) da região.

Grande parte da área em estudo (aproximadamente 94%) está inserida na unidade morfoestrutural denominada Cinturão Orogênico do Atlântico (ROSS, 1987 *apud* MINEROPAR, 2006c), compreendendo a unidade morfoescultural conhecida como Primeiro Planalto Paranaense (MINEROPAR, 2006c), esculpida na faixa de rochas neoproterozóicas a paleozóicas do embasamento cristalino paranaense.

Tem como limite oeste a Escarpa Devoniana, onde as altitudes de cimeira

locais atingem até 1.145 m. Os 6% restantes, abrangendo o extremo sudoeste da área de pesquisa, situam-se em terrenos paleozóicos da Bacia do Paraná, na unidade morfoescultural conhecida como Segundo Planalto Paranaense (MINEROPAR, 2006c).

A unidade morfoescultural Primeiro Planalto Paranaense divide-se em dez sub-unidades morfoesculturais, situando-se a área em estudo na sub-unidade denominada Planalto de Castro. Em termos regionais, esta sub-unidade, com altitudes variando de 920 a 1.320 m (gradiente topográfico de 400 metros), apresenta dissecação média, predominando a classe de declividade menor que 6% e formas de relevo com topos alongados e aplainados, com vertentes convexo-côncavas e vales abertos de fundo chato, modeladas em rochas do Complexo Granítico Cunhaporanga (MINEROPAR, 2006c).

O Segundo Planalto Paranaense está dividido em dezesseis sub-unidades morfoesculturais, sendo que o extremo sudoeste da área em estudo insere-se na sub-unidade conhecida como Planalto de São Luiz do Purunã. Neste planalto as altitudes variam de 780 a 1300 m (gradiente de 520 m), a dissecação é baixa, predominando a classe de declividade inferior a 6%, formas de relevo com topos aplainados, vertentes convexas e vales muito encaixados, modelados em rochas da Formação Furnas (MINEROPAR, 2006c).

Considerando que as bacias hidrográficas podem ser desmembradas em sub-bacias, dependendo do ponto de saída considerado (GUERRA e CUNHA, 1995), a bacia de Alagados, denominação emprestada do nome atribuído ao lago formado pelo represamento do rio Pitangui, com superfície total de 375,7 km², foi subdividida em três sub-bacias (UEPG, 2002):

- Sub-bacia do rio Pitangui, com 163,6 km²;
- Sub-bacia do rio Jotuba, com 134,2 km²;
- Sub-bacia de contribuição direta da represa de Alagados, com 70,43 km²;
- Reservatório (represa) de Alagados, com 7,47 km².

Situada na região oeste da bacia de Alagados, a área em estudo abrange 38,52% da sub-bacia do rio Jotuba, ou seja, 51,7 km² e 61,65% da sub-bacia de contribuição direta da represa, ou seja, 43,42 km². Abrange ainda a quase totalidade

do reservatório de Alagados (6,58 km²) e 0,5 km² de terrenos não pertencentes a essas sub-bacias.

Pelo fato de estar localizada na transição entre o Primeiro e o Segundo Planalto Paranaense, verifica-se, a sudoeste da área, um marcante contraste geológico/geomorfológico. Nesta porção da área, rochas do Complexo Granítico Cunhaporanga (incluindo o Granito Serra do Carambeí) e da Bacia de Castro são capeadas por espessa sequência arenito-conglomerática paleozóica (Formação Furnas), base da borda oriental da Bacia do Paraná, cuja fisiografia escarpada, com desníveis locais que ultrapassam 200 m, é conhecida como Escarpa Devoniana ou escarpa do arenito Furnas. No entanto, em direção ao norte da sub-bacia esta feição abrupta tem sua continuidade interrompida, cedendo lugar a uma topografia mais suave que se transforma, a partir da porção mediana do divisor de águas oeste, numa passagem gradual entre os dois planaltos.

Com a finalidade de avaliar o grau de energia e a suscetibilidade à ocorrência de processos erosivos e deposicionais que interferem na dispersão e/ou na acumulação de radioisótopos liberados pelo intemperismo do granito em estudo, foram analisados alguns atributos morfométricos do relevo como altitude, amplitude altimétrica e declividade. Tais análises foram efetuadas com utilização de plantas planialtimétricas em escala 1:10.000 com curvas de nível equidistantes de 5 m (UEPG, 2001b) e ortofotocartas em escala 1:10.000 (UEPG, 2001c).

É importante salientar que, apesar das sub-bacias do rio Jotuba e de contribuição direta serem parcialmente abrangidas pela área em estudo, as análises relacionadas à geomorfologia e à drenagem foram estendidas à totalidade destas sub-bacias. No entanto, mesmo apresentando algumas semelhanças, principalmente relacionadas aos regimes climáticos, estas possuem diferenças quanto às extensões e às características geológicas, geomorfológicas, hidrológicas, de cobertura vegetal e de uso e ocupação do solo. Desta forma, as sub-bacias foram analisadas separadamente possibilitando a obtenção de dados qualitativos e quantitativos consistentes que permitem diferenciar áreas homogêneas e respectivos processos naturais atuantes, fundamentais ao zoneamento ambiental que se pretende realizar.

4.3.1 Sub-bacia do rio Jotuba

Esta sub-bacia abrange o setor norte da área de pesquisa e está situada entre as coordenadas 591.491 - 607.523 m e 7.234.746 - 7.249.468 m, do sistema UTM (Figura 4.10). Seus recursos hídricos são de grande importância, contribuindo, direta e indiretamente, com grande parcela da água utilizada no abastecimento público da cidade de Ponta Grossa.

4.3.1.1 Hipsometria

Com amplitude altimétrica total de 226,4 m, as altitudes da sub-bacia do rio Jotuba variam de 918,6 m a 1.145 m, ou seja, da lâmina de água da represa de Alagados quando da confecção das plantas planialtimétricas pela empresa ENGEFOTO S/A (UEPG, 2001b), ao topo da Escarpa Devoniana, junto à nascente do arroio Tapera do Carambeí. Trata-se de um parâmetro de grande relevância, relacionando-se diretamente com a energia do relevo. Assim, em associação ao comprimento de vertentes e à extensão linear dos canais fluviais, determina a declividade que, por sua vez, é um fator decisivo para o desencadeamento de processos erosivos e/ou de acumulação de materiais detríticos removidos das encostas.

Para a análise hipsométrica a sub-bacia do Jotuba foi compartimentada em cinco setores com os seguintes intervalos altimétricos (Tabela 4.6; Figura 4.10):

- Setor J1 – 918,6 a 950 m (31,4 m);
- Setor J2 – 950 a 1.000 m (50 m);
- Setor J3 – 1.000 a 1.050 m (50 m);
- Setor J4 – 1.050 a 1.100 m (50 m);
- Setor J5 – 1.100 a 1.145 m (45 m).

O setor com as menores altitudes (setor J1 - Tabela 6) ocupa uma área de 23,64 km² (17,61% da sub-bacia) e compreende os terrenos que contêm as calhas de drenagem e as planícies de inundação do rio Jotuba e de seus principais tributários (3ª a 5ª ordens).

Terrenos com altitudes entre 950 e 1.000 m (setor J2 - Tabela 4.6) ocupam uma área de 60,52 km² (45,10% da sub-bacia) e ocorrem ao longo da faixa elevada

que constitui o divisor de águas leste, estendendo-se a toda margem esquerda do rio Jotuba, desde suas nascentes até o limite com a sub-bacia de contribuição direta. Constitui ainda a meia encosta envolvente da região mais elevada do maciço central correspondente à área de ocorrência do Granito Serra do Carambeí.

A classe compreendida entre 1.000 m e 1.050 m de altitude (setor J3 - Tabela 4.6) constitui o divisor de águas norte, a porção central do corpo granítico Serra do Carambeí, a metade oeste do divisor de águas sul, bem como a faixa central da porção oeste da sub-bacia. Ocupa uma área de 33,40 km² equivalentes a 24,89% da área da sub-bacia.

Altitudes entre 1.050 m e 1.100 m (setor J4 - Tabela 4.6) ocupam uma área de 11,70 km², ou seja, 8,72% da sub-bacia, e são encontradas no divisor de águas noroeste e na faixa de aspecto festonado que constitui o sopé da escarpa devoniana.

O setor de maior altitude, entre as cotas de 1.100 m e de 1.145 m (setor J5 - Tabela 4.6), está localizado no extremo oeste da sub-bacia, correspondendo ao *front* da *cuesta*, ou seja, ao topo da Escarpa Devoniana e início do Segundo Planalto Paranaense. Este setor ocupa uma área de 4,94 km², equivalentes a 3,68% da área da sub-bacia do rio Jotuba.

Tabela 4.6 – Hipsometria e declividade média da sub-bacia do rio Jotuba (ΣC_n = comprimento longitudinal das curvas de nível de cada setor (km); ΔH = equidistância entre as curvas de nível (km).

Setores	Intervalos altimétricos (m)	Área do setor (km ²)	% em relação à sub-bacia	ΣC_n (km)	ΔH (km)	Declividade média (%)
J1	918,6 – 950	23,64	17,61	655,05	0,005	13,86
J2	950 – 1.000	60,52	45,10	2.137,47	0,005	17,66
J3	1.000 – 1.050	33,40	24,89	953,18	0,005	14,27
J4	1.050 – 1.100	11,71	8,72	305,03	0,005	13,02
J5	1.100 – 1.145	4,94	3,68	79,24	0,005	8,02
Total	918,6 - 1.145	134,21	100	4.129,97	0,005	15,39

4.3.1.2 Declividade

Outro parâmetro de grande importância na análise do relevo é a declividade, uma vez que mantém uma relação direta com inúmeros processos hidrológicos e de

dinâmica externa como escoamento superficial, infiltração, erosão, acumulação, dentre outros.

Para a análise da declividade média foram considerados os mesmos setores altimétricos utilizados na análise hipsométrica. Assim, conhecendo-se a superfície, o comprimento longitudinal e a equidistância das curvas de nível de cada setor, pôde-se calcular a declividade média do mesmo utilizando a expressão (4.1) desenvolvida por Horton (ARAÚJO JÚNIOR *et al.*, 2002):

$$D = \left(\frac{\sum C_n \times \Delta H}{A} \right) \times 100 \quad (4.1)$$

onde:

- D = declividade média do setor (%);
- $\sum C_n$ = comprimento longitudinal das curvas de nível de cada setor (km);
- ΔH = equidistância entre as curvas de nível (km);
- A = área do setor altimétrico (km²).

Os dados indicam vertentes com aumento progressivo da declividade, cujos valores médios variam de 8,02% no compartimento com altitudes entre 1.100 m e 1.145 m (setor J5 - Tabela 4.6), a 17,66% no intervalo entre 950 m e 1.000 m (setor J2 - Tabela 4.6), evidenciando o predomínio de vertentes convexas entre as altitudes de 950 m e 1.145 m.

A presença de vertentes convexas é indicativa de fluxo laminar (RUHE, 1975; CASSETI, 2006), cuja velocidade aumenta progressivamente vertente abaixo de acordo com o aumento do comprimento da vertente e da declividade. Assim, o aumento da energia cinética do escoamento superficial, proporcional à velocidade do mesmo, traduz-se em intensidade crescente do poder erosivo deste fluxo, responsável pela profunda dissecação das vertentes. Casseti (2006) cita que em clima úmido, o grau de dissecação das vertentes, com tendência à elaboração de formas convexas, mantém estreita relação com a densidade de drenagem.

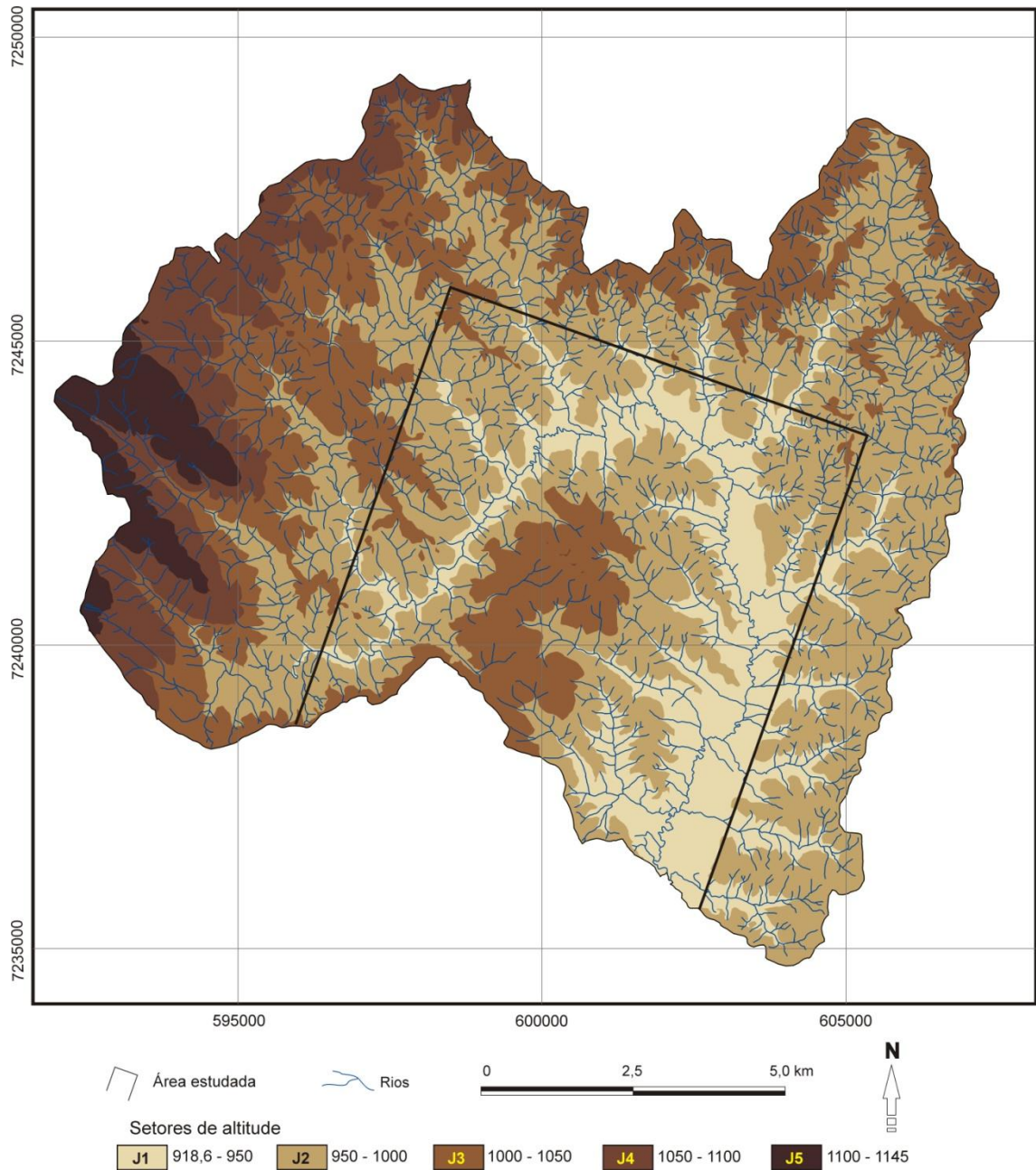


Figura 4.10 - Setores de altitude da sub-bacia do rio Jotuba.

O compartimento altimétrico de menor altitude, ou seja, entre 918,6 m e 950 m (setor J1 - Tabela 4.6), apresenta declividade média variando de 13,86% nas encostas periféricas ao Granito Serra do Carambeí e envolventes imediatas, até próximo de 0% nas planícies de inundação do rio Jotuba e de alguns de seus principais afluentes.

Devido à brusca redução da energia experimentada pelas correntes fluviais ao atingirem as porções mais rebaixadas do terreno, de superfície aproximadamente plana, a capacidade de transporte de sedimento destas correntes é reduzida

significativamente. Desta forma, partículas sedimentares grossas (seixos, grânulos e areias) sofrem rápida deposição, enquanto as mais finas (siltes e argilas) são mantidas em suspensão e transportadas a maiores distâncias, depositando-se ao longo da planície aluvial do rio Jotuba e na represa de Alagados.

Elementos traço liberados dos minerais hospedeiros durante o intemperismo químico, dentre os quais urânio e tório, podem formar complexos organometálicos ou ser adsorvidos/absorvidos em partículas de argila. Processos erosivos e fluxos plúvio-fluviais promoveriam a remoção e o transporte destes radionuclídeos complexados e/ou adsorvidos/absorvidos, os quais, dependendo das condições físico-químicas do ambiente (pH e Eh, principalmente), poderiam ser reconcentrados nos depósitos aluviais argilosos mais distais do rio Jotuba, bem como nos depósitos aluviais em franco desenvolvimento na represa de Alagados, visto que argilas e matéria orgânica atuam eficientemente na retenção destes radioelementos.

4.3.2 Sub-bacia de contribuição direta

Esta sub-bacia compõe o setor Sul da área de pesquisa e está situada entre as coordenadas 593.636 - 604.608 m e 7.227.228 - 7.239.842 m, do sistema UTM (Figura 4.11). Todos seus cursos de água fluem diretamente para a represa de Alagados, daí a denominação desta sub-bacia. Da mesma forma que a sub-bacia do rio Jotuba, seus recursos hídricos também contribuem para o abastecimento público da cidade de Ponta Grossa.

4.3.2.1 Hipsometria

A amplitude altimétrica total desta sub-bacia é de 201,4 m, ou seja, da cota da lâmina d'água da represa de Alagados (918,6 m), ao topo da Escarpa Devoniana no limite Sul da sub-bacia (1.120 m).

Para a análise hipsométrica da sub-bacia de contribuição direta, esta também foi compartimentada em cinco setores, acompanhando os intervalos altimétricos adotados na compartimentação da sub-bacia do rio Jotuba, à exceção do setor mais elevado, cujo intervalo foi de apenas 20 m (1.100 – 1.120 m) (Tabela 4.7; Figura 4.11):

- Setor C1 – 918,6 a 950 m (31,4 m);
- Setor C2 – 950 a 1.000 m (50 m);
- Setor C3 – 1.000 a 1.050 m (50 m);
- Setor C4 – 1.050 a 1.100 m (50 m);
- Setor C5 – 1.100 a 1.120 m (20 m).

O setor onde são verificadas as menores altitudes (setor C1 - Tabela 4.7) ocupa uma área de 31,13 km² (39,96% da área da sub-bacia), distribuída no entorno da represa de Alagados e nas calhas dos principais canais fluviais que deságuam na represa (Figura 4.11).

O setor com intervalo altimétrico entre 950 m e 1.000 m (setor C2 - Tabela 4.7) ocupa uma área de 31,54 km², equivalente a 40,49% da sub-bacia. Estes terrenos envolvem o setor de intervalo altimétrico imediatamente inferior, estendendo-se ao sopé da Escarpa Devoniana, a oeste e sudoeste, aos divisores de águas nordeste e leste, constituindo ainda a meia encosta do alto topográfico correspondente ao Granito Serra do Carambeí.

Os terrenos situados entre as altitudes de 1.000 m a 1.050 m (setor C3 - Tabela 4.7) ocupam 9,44 km², correspondentes a 12,12% da área da sub-bacia. Neste intervalo altimétrico estão incluídos os terrenos de maior declividade da sub-bacia, correspondentes à Escarpa Devoniana, ao divisor de águas norte e às porções mais elevadas do Granito Serra do Carambeí.

Altitudes entre 1.050 m e 1.100 m (setor C4 - Tabela 4.7) são encontradas nas porções oeste e sul, correspondendo ao *front* da *cuesta* devoniana que constitui a borda oriental da Bacia do Paraná. Ocupam uma área de 5,42 km² (6,96% da sub-bacia).

O setor de maior altitude (C5), com cotas entre 1.100 m e 1.120 m, está localizado no extremo sul da sub-bacia, correspondendo, também, ao *front* da *cuesta* do Arenito Furnas, borda oriental da Bacia do Paraná. Sua área de ocorrência é de apenas 0,37 km², equivalentes a 0,47% da área da sub-bacia de contribuição direta.

Tabela 4.7 – Hipsometria e declividade média da sub-bacia de contribuição direta.

Setores	Intervalos altimétricos (m)	Área do setor (km ²)	% em relação à sub-bacia	$\sum C_n$ (km)	ΔH (km)	Declividade média (%)
C1	918,6 – 950	31,13*	39,96*	998,65	0,005	16,04*
		23,66**	30,37**			21,10**
C2	950 – 1.000	31,54	40,49	1.015,59	0,005	16,10
C3	1.000 – 1.050	9,44	12,12	385,72	0,005	20,43
C4	1.050 – 1.100	5,42	6,96	155,45	0,005	14,34
C5	1.100 – 1.120	0,37	0,47	4,23	0,005	5,72
Total	918,6 - 1.120	77,90	100,00	2.559,64	0,005	16,43*
		70,43	90,41			18,17**

* incluindo a área ocupada pela represa de Alagados

** excluindo a área ocupada pela represa de Alagados

4.3.2.2 Declividade

Para o cálculo das declividades médias dos diversos setores altimétricos, e da sub-bacia de contribuição direta como um todo, os procedimentos adotados foram os mesmos utilizados na sub-bacia do rio Jotuba, sendo considerados a equidistância das curvas de nível, os comprimentos longitudinais das curvas de nível e as áreas dos setores altimétricos.

Os dados obtidos indicam valores crescentes de declividades médias entre os setores C1 e C3 (Tabela 4.7), as quais passam de 16,04% para 20,43%. Porém, se for desconsiderada a área ocupada pela represa de Alagados (7,47 km²), cuja superfície é plana, a declividade média do setor C1 sobe para 21,10%, indicando a existência generalizada de vertentes convexas neste setor, similar ao que ocorre na sub-bacia do rio Jotuba, o que é condizente com a distribuição das curvas de nível.

Entre os setores altimétricos C4 e C5 (Tabela 4.7) a declividade média sofre significativa redução, passando de 14,34% no intervalo C4 (1.050 - 1.100 m), para 5,72% no intervalo C5 (1.100 - 1.120 m).

Percebe-se, assim, em intervalos altimétricos distintos (setores C1 e C3, Tabela 4.7), a existência de dois sistemas de vertentes convexas, responsáveis, respectivamente, pela intensa dissecação das rochas graníticas do Complexo Cunhaporanga (e Serra do Carambeí), e areníticas da Formação Furnas.

De maneira similar ao que ocorre na sub-bacia do rio Jotuba, as correntes fluviais da sub-bacia de contribuição direta têm suas energias cinéticas reduzidas

bruscamente ao atingirem as porções mais rebaixadas do terreno, o que proporciona a deposição de grande parte da carga sedimentar grossa (areias, grânulos e seixos), mantendo em suspensão apenas as partículas finas (silte e argila) que, devido ao fluxo relativamente turbulento, são transportadas a maiores distâncias e depositadas nas planícies de inundação dos principais cursos de água e na represa de Alagados.

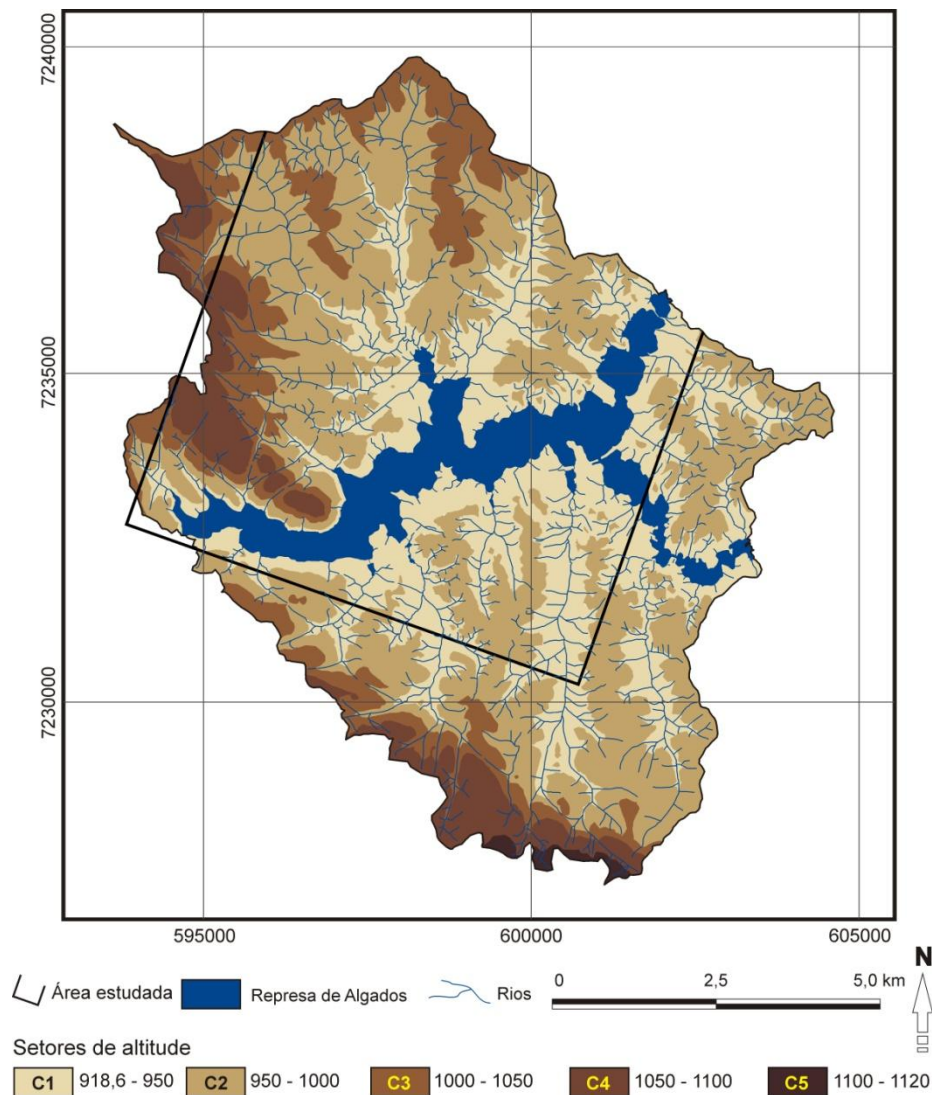


Figura 4.11 - Setores de altitude da sub-bacia de contribuição direta da represa.

A subdivisão da área de estudo em setores altimétricos, onde as porções excedentes à mesma foram eliminados, é mostrado na Figura 4.12 e, para fornecer uma visão mais detalhada das tipologias clinográficas da área de estudo, foi elaborado o mapa de declividade da área (Figura 4.13), importante ao zoneamento que se pretende realizar. Este foi confeccionado por meio de processamento digital

de cartas topográficas em escala 1:10.000 com curvas de nível eqüidistantes de 5 m (UEPG, 2001b), com utilização do aplicativo ArcView 3.2.

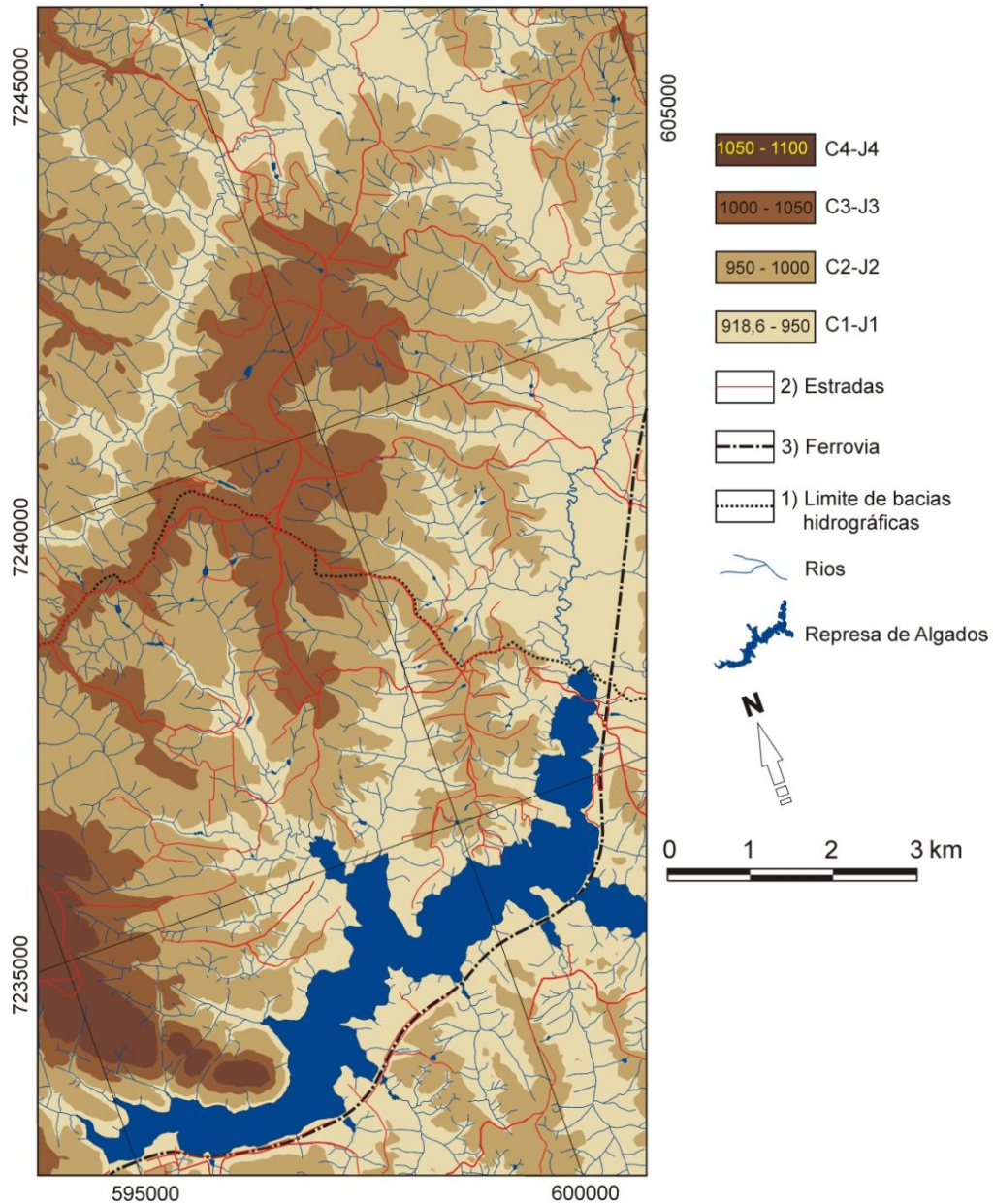


Figura 4.12 – Setores de altitudes da área de estudo.

As classes de declividades adotadas neste trabalho (Tabela 4.8) são as mesmas utilizadas pela EMBRAPA em levantamentos de solos (EMBRAPA, 2006), subdividindo-se a classe de declividade de 3% a 8% nos tipos “suave ondulado 1”, com declividade de 3% e 6%, e “suave ondulado 2”, com declividade de 6% a 8%, conforme trabalhos de Bognola *et al.* (2002, p.21) e Fasolo *et al.* (2002, p.28).

Tabela 4.8 – Classes de declividade utilizadas na confecção do mapa de declividade

Relevo	Classes de declividades (%)
Plano	0 - 3
Suave ondulado 1	3 - 6
Suave ondulado 2	6 - 8
Ondulado	8 - 20
Forte-ondulado	20 - 45
Montanhoso	45 - 75
Forte-montanhoso	>75 (não ocorre na área)

(Adaptado de BOGNOLA *et al.*, 2002; FASOLO *et al.*, 2002; EMBRAPA, 2006)

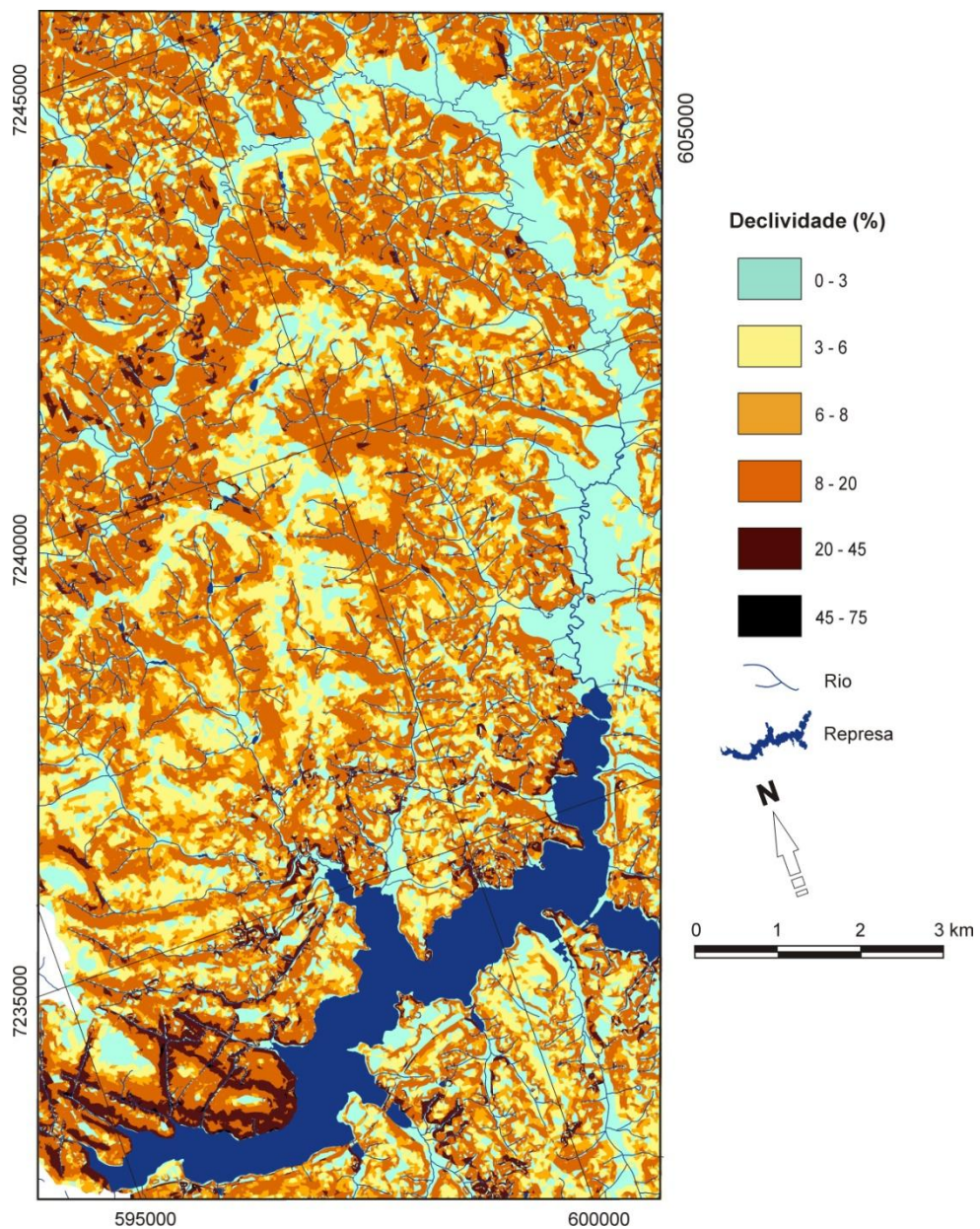


Figura 4.13 - Mapa de declividade da área de estudo.

4.4 Hidrografia

A interação de fatores físicos naturais como clima, litologias, composição mineral, tectônica, relevo, cobertura florística, manto de intemperismo, dentre outros, conferem um caráter perene à densa rede hidrográfica regional, principal responsável pelos processos de morfoesculturação da paisagem. Quanto às sub-bacias em que se insere a área em estudo, a totalidade de suas expressivas redes de drenagem deságua na represa de Alagados, formada pelo represamento do rio Pitangui. Portanto, todos os cursos d'água da sub-bacia do rio Jotuba e da sub-bacia de contribuição direta da represa são tributários das margens direita e esquerda do rio Pitangui que, por sua vez, é tributário da margem direita do rio Tibagi.

Para os estudos relacionados à rede hidrográfica da região de interesse foram utilizadas fotografias aéreas em escala 1:33.000, ortofotocartas em escala 1:10.000 e plantas planialtimétricas em escala 1:10.000 com curvas de nível eqüidistantes de 5 m (UEPG, 2001a,b,c). Tais estudos, desenvolvidos em plataforma *ArcView* 3.2, consistiram na delimitação das sub-bacias do rio Jotuba e de contribuição direta, determinação das respectivas áreas e perímetros, obtenção de dados altimétricos (altitudes máximas e mínimas), extração da rede de drenagem e hierarquização da rede hidrográfica, bem como determinação da quantidade e extensões dos canais fluviais. O tratamento matemático de tais dados permitiu a obtenção de diversos parâmetros morfométricos como hipsometria, declividade, áreas de drenagem, hierarquia de canais fluviais, padrão e densidade de drenagem, densidade de rios, dentre outros, que exercem forte controle na dispersão de radionuclídeos na área.

4.4.1 Análise das sub-bacias hidrográficas

4.4.1.1 Áreas de drenagem e perímetros

A área de drenagem da sub-bacia do rio Jotuba, com 134,20 km², e perímetro de 62,97 km, é constituída por 2.038 canais fluviais com comprimentos que variam de 0,031 a 17,74 km (Tabelas 4.9 e 4.10). Já a sub-bacia de contribuição direta, com área de drenagem de 77,90 km² e perímetro de 47,99 km, contém 1.046 canais com comprimentos variando de 0,020 a 3,941 km (Tabelas 4.9 e 4.11).

Tabela 4.9- Características morfométricas das sub-bacias do rio Jotuba e de contribuição direta. Amplitude altimétrica (m)

	Sub-bacia do rio Jotuba	Sub-bacia de contribuição direta	Sub-bacias Jotuba + contribuição direta
Perímetro (km)	62,97	47,99	81,59
Área (km ²)	134,20	77,90	212,10
Ampl. alt. (m)	226,40	201,40	226,40

4.4.1.2 Hierarquia dos canais fluviais

Devido às influências exercidas pelo substrato geológico (litologias e estruturas), formas de relevo, cobertura vegetal, solos e clima (principalmente precipitação), as correntes formadoras do sistema de drenagem natural da sub-bacia do rio Jotuba atingiram 6ª ordem, e as da bacia de contribuição direta atingiram 5ª ordem, de acordo com sistema de hierarquização proposto por Strahler (CHRISTOFOLETTI, 1980) (Tabelas 4.10, 4.11 e 4.12; Figuras 4.14 e 4.15).

Tal sistema de classificação tem por finalidade refletir o grau de ramificação dos canais fluviais de uma bacia hidrográfica que, em geral, tende a apresentar uma melhor drenagem quanto maior for a ordem de seus canais.

Tabela 4.10 - Classificação hierárquica, número de canais, comprimentos máximos, mínimos, médios e totais dos rios da sub-bacia do rio Jotuba.

Ordenamento dos canais	Número canais	Extensão (km)					Desvio padrão
		Mínima	Máxima	Média	Mediana	Total	
1ª ordem	1549	0,031	1,071	0,232	0,203	360,121	0,132
2ª ordem	382	0,021	2,098	0,345	0,274	131,777	0,291
3ª ordem	83	0,033	5,516	0,872	0,637	72,383	0,865
4ª ordem	18	0,158	5,896	2,088	1,616	37,584	1,620
5ª ordem	5	3,113	7,011	4,062	3,491	20,312	1,658
6ª ordem	1	17,740	17,740	17,740	17,740	17,740	0,00
Total	2038					639,917	

Tabela 4.11 - Classificação hierárquica, número de canais, comprimentos máximos, mínimos, médios e totais dos rios da sub-bacia de contribuição direta.

Ordenamento dos canais	Número canais	Extensão (km)					Desvio padrão
		Mínima	Máxima	Média	Mediana	Total	
1ª ordem	835	0,020	0,919	0,218	0,178	182,294	0,146
2ª ordem	168	0,032	1,931	0,387	0,317	64,978	0,296
3ª ordem	35	0,059	3,603	1,012	0,790	35,412	0,798
4ª ordem	7	0,623	3,941	2,401	2,515	16,804	1,412
5ª ordem	1	0,419	0,419	0,419	0,419	0,419	0,00
Total	1046					299,907	

Tabela 4.12 - Classificação hierárquica, número de canais, comprimentos máximos, mínimos, médios e totais dos rios das sub-bacias rio Jotuba e de contribuição direta.

Ordenamento dos canais	Número canais	Extensão (km)					Desvio padrão
		Mínima	Máxima	Média	Mediana	Total	
1ª ordem	2384	0,020	1,071	0,228	0,196	542,415	0,137
2ª ordem	550	0,021	2,098	0,358	0,280	196,754	0,301
3ª ordem	118	0,033	5,516	0,914	0,646	107,795	0,845
4ª ordem	25	0,158	5,896	2,176	1,673	54,389	1,542
5ª ordem	6	0,419	7,011	3,455	3,344	20,732	2,100
6ª ordem	1	17,740	17,740	17,740	17,74	17,740	0,00
Total	3084					939,825	

4.4.1.3 Características e comprimento do canal principal

A principal expressão hidrográfica das sub-bacias em que se localiza a área em pesquisa é o rio Jotuba, de 6ª ordem, cuja nascente, no extremo sudoeste da área (UTM: 592922 e 7241827), situa-se sobre rochas da Formação Furnas, próximo ao topo da Escarpa Devoniana, na cota aproximada de 1.103 m (Figuras 4.14, 4.15 e 4.16).

Com extensão de 30.290 m, o rio Jotuba apresenta um traçado peculiar. Os primeiros 4.050 m, trecho onde se verificam as maiores declividades, o fluxo se dá de NW para SE, até atingir a cota aproximada de 959 m (amplitude altimétrica local de 144 m). Entre esta cota e a de 940 m, devido à superimposição de fatores estruturais, o canal fluvial apresenta diversas anomalias de drenagem como “cotovelos”, junções em ângulo reto e trechos retilíneos alinhados, sendo a direção geral de fluxo de WSW para ENE. A partir da cota de 940 m o rio Jotuba sofre pequena deflexão à esquerda, passando a fluir de SW para NE até a porção norte

da área de pesquisa. Sofre então deflexão contínua à direita de cerca de 180° com direção geral de fluxo passando para NE-SW no seu trecho final, quando deságua na represa de Alagados, na cota aproximada de 918,6 (UEPG, 2002) (Figuras 4.14 e 4.18). Apesar da extensão total deste rio atingir 30.290 m (Figura 4.16), a extensão vetorial é de apenas 10.680 m na direção S59E, e a amplitude altimétrica total é de 184,4 m

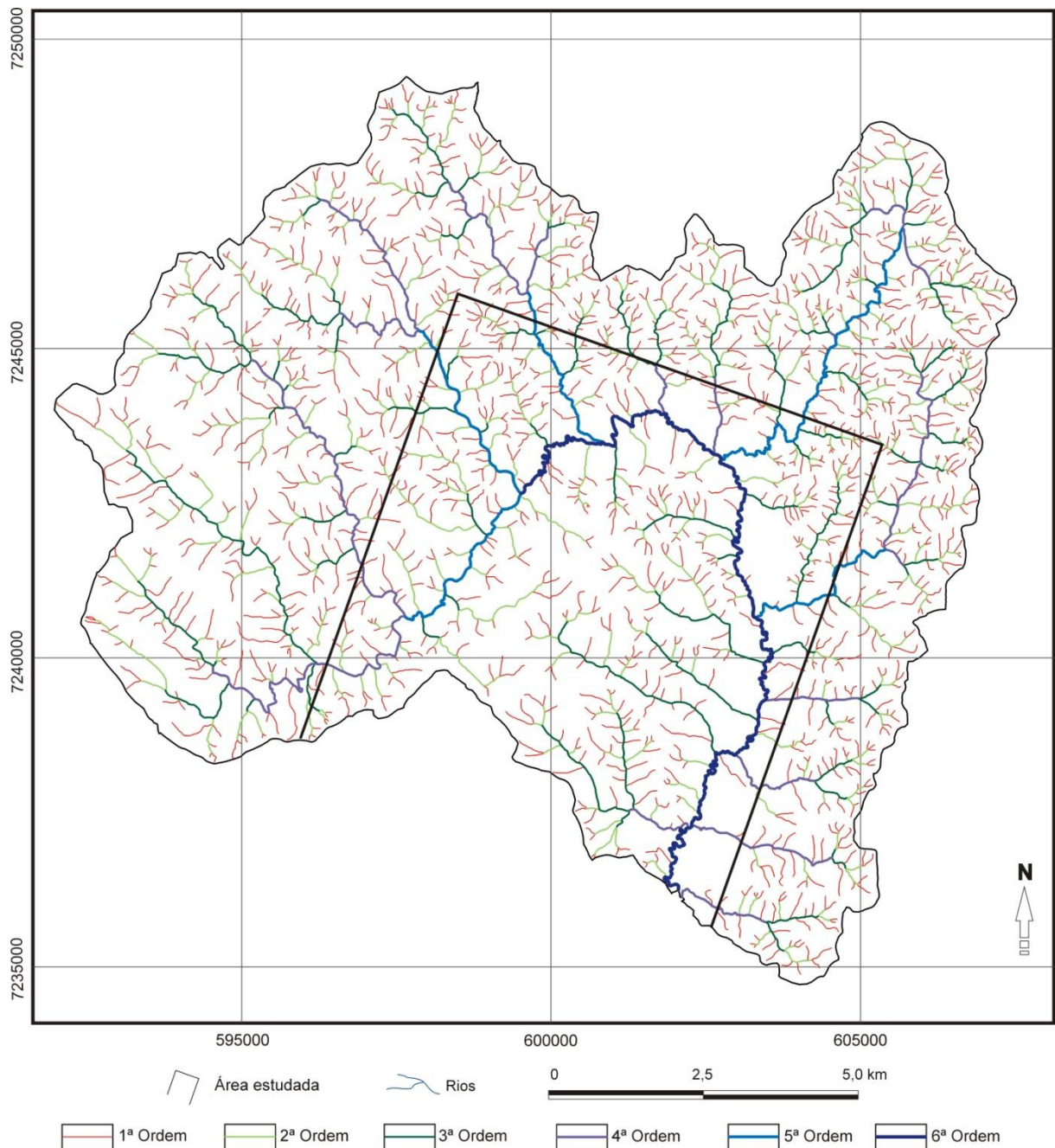


Figura 4.14 - Classificação hierárquica dos canais fluviais da sub-bacia do rio Jotuba.

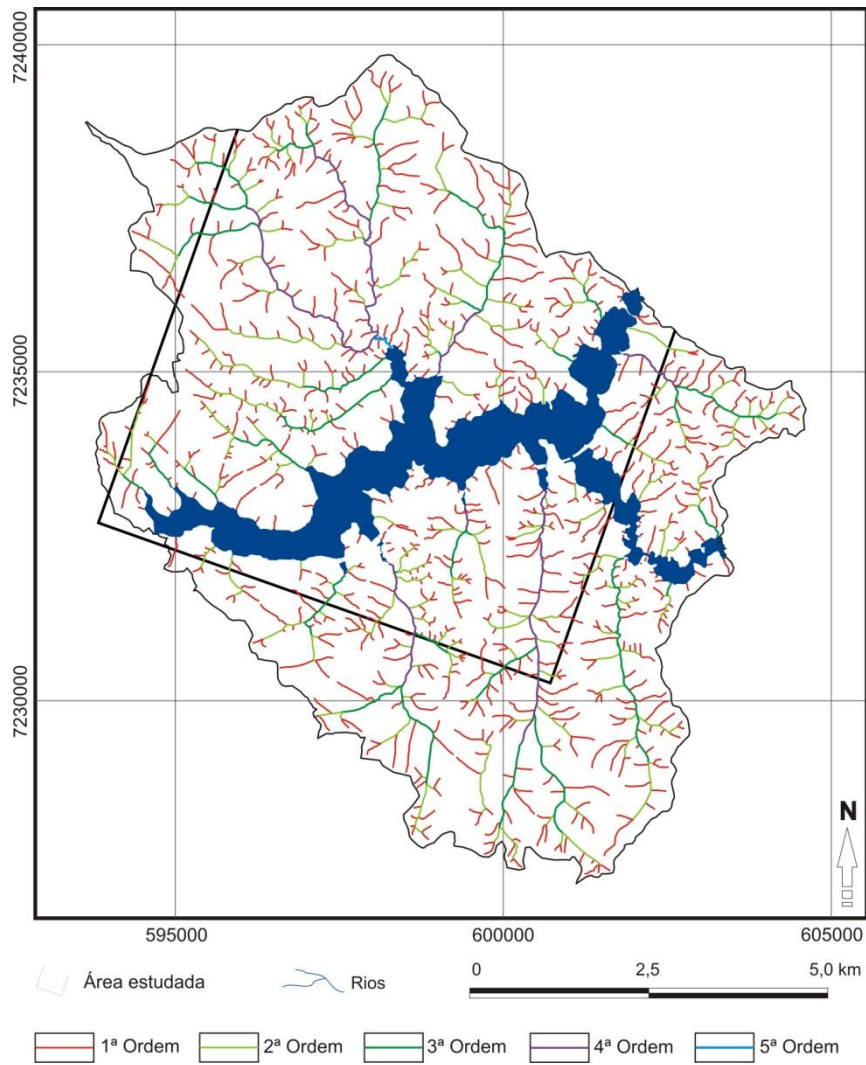


Figura 4.15 - Classificação hierárquica dos canais fluviais da sub-bacia de contribuição direta da represa.

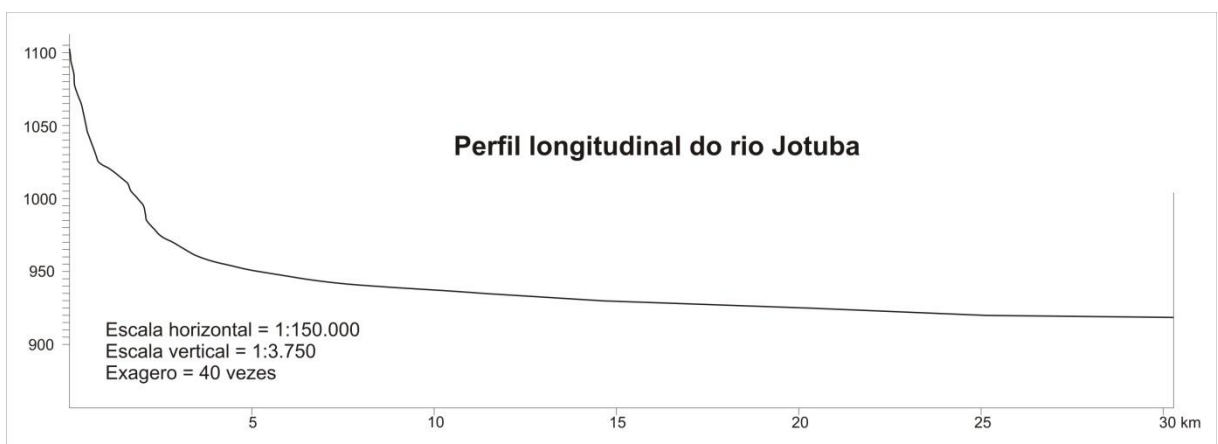


Figura 4.16 - Perfil longitudinal do rio Jotuba (vide localização na Figura 4.18).

4.4.1.4 Padrão de drenagem

A rede hidrográfica das sub-bacias do Jotuba e de contribuição direta apresenta distintos padrões de drenagem como subparalelos, sub-retangular, em treliça, dendrítico e subdendrítico. No extremo oeste da área em estudo, correspondente ao curso superior do arroio da Tapera Carambeí e a outros arroios sem denominações, predominam canais fluviais paralelos a subparalelos com ocorrência dos padrões em treliça e sub-retangular, ambos com nítida vinculação a lineamentos tectônicos NW-SE e NE-SW (Figuras 4.5, 4.14, 4.15 e 4.18). O forte controle estrutural favorece o avanço da decomposição química fazendo com que diversos canais fluviais tendam a se instalar nestas zonas de fraqueza originando, por erosão diferencial, vales retilíneos a sub-retilíneos, como os verificados principalmente a noroeste da área de pesquisa e no flanco sudeste do Granito Serra do Carambeí (Figura 4.18).

A disposição da rede de drenagem é influenciada ainda pelas características morfoesculturais da região, com destaque ao *stock* granítico Serra do Carambeí. Este corresponde a um alto topográfico alongado de direção SW-NE, delimitado, em grande parte, pelo vale do rio Jotuba, tendo apenas a porção sul-sudeste limitada pela represa de Alagados. Por se tratar de um corpo de formato aproximadamente elíptico e com altitudes máximas (940 a 1.045 m) alinhadas segundo o eixo maior, a rede de drenagem sobre o Granito Serra do Carambeí apresenta uma distribuição ligeiramente centrífuga em direção ao rio Jotuba (tropia multidirecional ordenada), com canais fluviais mais longos nas vertentes voltadas para sudoeste, sudeste e sul, e canais mais curtos nas vertentes voltadas para o norte e nordeste.

Quanto à rede de drenagem desenvolvida sobre as encaixantes do Granito Serra do Carambeí, esta possui uma distribuição de aparência radial centrípeta, com canais fluindo em direção ao vale do rio Jotuba. Os canais mais longos situam-se nas vertentes voltadas para sudeste, sudoeste e norte, enquanto nas vertentes voltadas para sul, oeste e nordeste os cursos de água são menos extensos. Tal característica evidencia uma nítida assimetria no vale do rio Jotuba, tanto no trecho que flui de sudoeste para nordeste (assimetria mais acentuada), quanto no trecho com fluxo de nordeste para sudoeste (assimetria menos acentuada). Portanto, essa assimetria, associada a diversas outras anomalias de drenagem como cotovelos, junções em ângulo reto, trechos retilíneos alinhados, além de formas de relevo que

lembram facetas triangulares bastante dissecadas e reafeiçoadas por processos intempéricos (Figura 4.17), verificadas na área de pesquisa, permitem supor provável vinculação a processos tectônicos recentes (SENA COSTA *et al.*, 1996; HIRUMA e RICCOMINI, 1999; HIRUMA *et al.*, 2001; NEVES *et al.*, 2003).

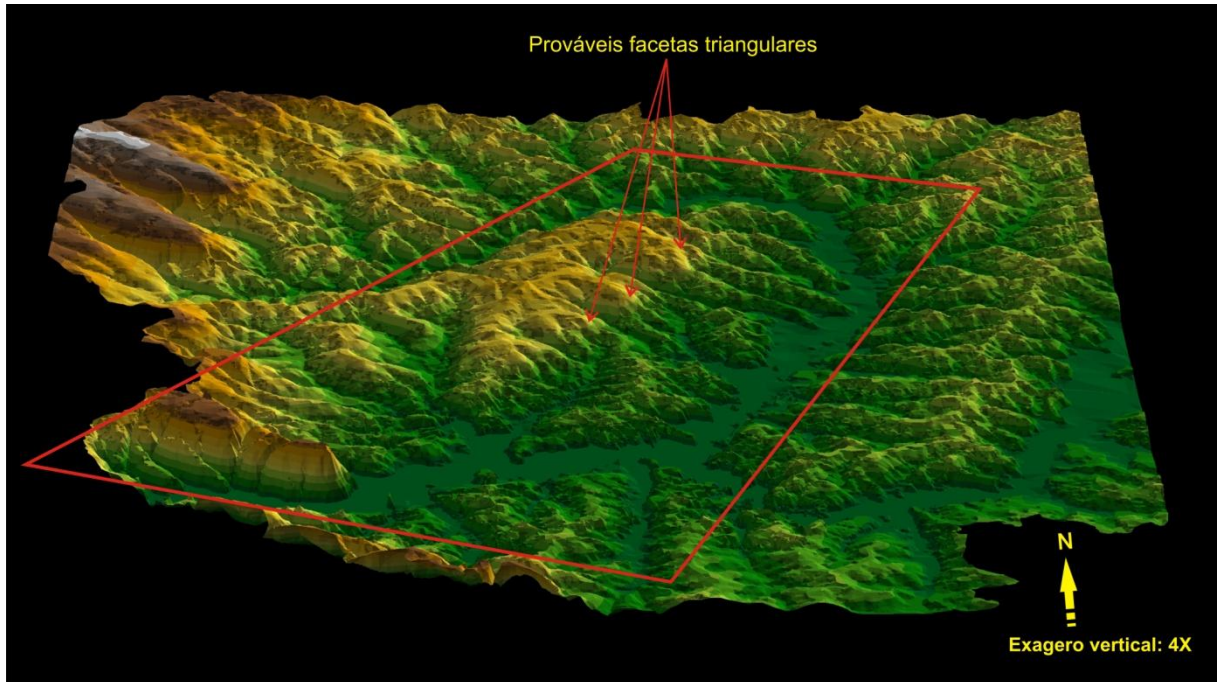


Figura 4.17 – Modelo digital de elevação com prováveis facetas triangulares bastante dissecadas por processos de dinâmica superficial.

4.4.1.5 Densidade de drenagem

A densidade de drenagem indica a extensão de canais fluviais, em unidades de comprimento (km), disponíveis para a drenagem de cada unidade equivalente de área da bacia (km²). Este índice tem um forte vínculo com os processos climáticos que influenciam os processos erosivos (dissecação) e o transporte de materiais originados pelo intemperismo.

Corresponde ao quociente entre o comprimento total dos canais fluviais de uma bacia e a área desta bacia hidrográfica (HORTON, 1945, *apud* CHRISTOFOLETTI, 1980) sendo expressa, matematicamente, pela equação (4.2):

$$Dd = \frac{L_t}{A} \quad (4.2)$$

onde D_d é a densidade de drenagem, L_t é o comprimento total dos canais e A é a área da bacia.

De acordo com esta equação e com os dados das Tabelas 4.9 e 4.10, a sub-bacia do rio Jotuba possui uma densidade de drenagem (D_d) de $4,77 \text{ km/km}^2$ e na sub-bacia de contribuição direta da represa (Tabelas 4.9 e 4.11) a densidade de drenagem (D_d) é de $3,85 \text{ km/km}^2$.

O maior valor de densidade de drenagem para a sub-bacia do rio Jotuba deve estar relacionado a uma menor área de ocorrência de rochas permeáveis, no caso, arenitos da Formação Furnas. O contrário, ou seja, maior área de exposição de rochas porosas da Formação Furnas, que favorecem a infiltração, pode contribuir para que a densidade de drenagem seja menor na sub-bacia de contribuição direta da represa.

As densidades de drenagem relativamente elevadas das sub-bacias em que se localiza a área de estudo, portanto, são condizentes com a natureza do substrato rochoso regional (predominantemente granítico) que, com exceção das zonas mais intensamente fraturadas, é pouco favorável à infiltração das águas de precipitação. Indicam, assim, que o escoamento superficial é elevado, implicando em intensa dissecação das vertentes, bem como em grande capacidade de transporte dos sedimentos gerados pelo intemperismo químico das rochas-fonte.

4.4.1.6 Densidade de rios

É a relação entre o número total de canais de escoamento (rios) e a área de uma bacia hidrográfica, sendo expressa pela seguinte equação (4.3) (HORTON, 1945, *apud* CHRISTOFOLETTI, 1980):

$$D_r = \frac{N}{A} \quad (4.3)$$

onde D_r é a densidade de rios, N corresponde ao número total de canais de escoamento da bacia e A é a área da bacia.

Como o ordenamento dos canais fluviais foi realizado de acordo com o método proposto por Strahler, o número de rios (N) considerado no presente estudo corresponde ao número de canais de 1ª ordem, visto que todo rio surge em uma

10,72 canais fluviais/km². Os altos valores encontrados para as densidades de rios das sub-bacias estudadas devem-se ao fato de que para a extração da rede hidrográfica foram utilizadas ortofotocartas em escala 1:10.000, onde foram considerados mesmo os menores talvegues, de escoamento de águas pluviais, pois desempenham um papel fundamental no entalhamento erosivo das vertentes e, assim, na mobilização, transporte e redeposição dos radionuclídeos presentes no manto de intemperismo.

4.4.1.7 Coeficiente de manutenção

Este parâmetro define a área mínima necessária para o desenvolvimento ou manutenção de um metro de canal de escoamento, correspondendo ao inverso da densidade de drenagem (Dd). Como no presente trabalho a densidade de drenagem está expressa em km de canais por km² de área da sub-bacia (km/km²), o inverso da densidade deve ser multiplicado por 1.000 para que o resultado obtido seja expresso em m²/m (m² de área da bacia necessário para a manutenção de um metro de canal).

Proposto por Schumm em 1956 (CHRISTOFOLETTI, 1980), este parâmetro é calculado pela seguinte expressão (4.4):

$$C_m = \frac{1}{D_d} \times 1000 \quad (4.4)$$

onde C_m é o coeficiente de manutenção e D_d é a densidade de drenagem.

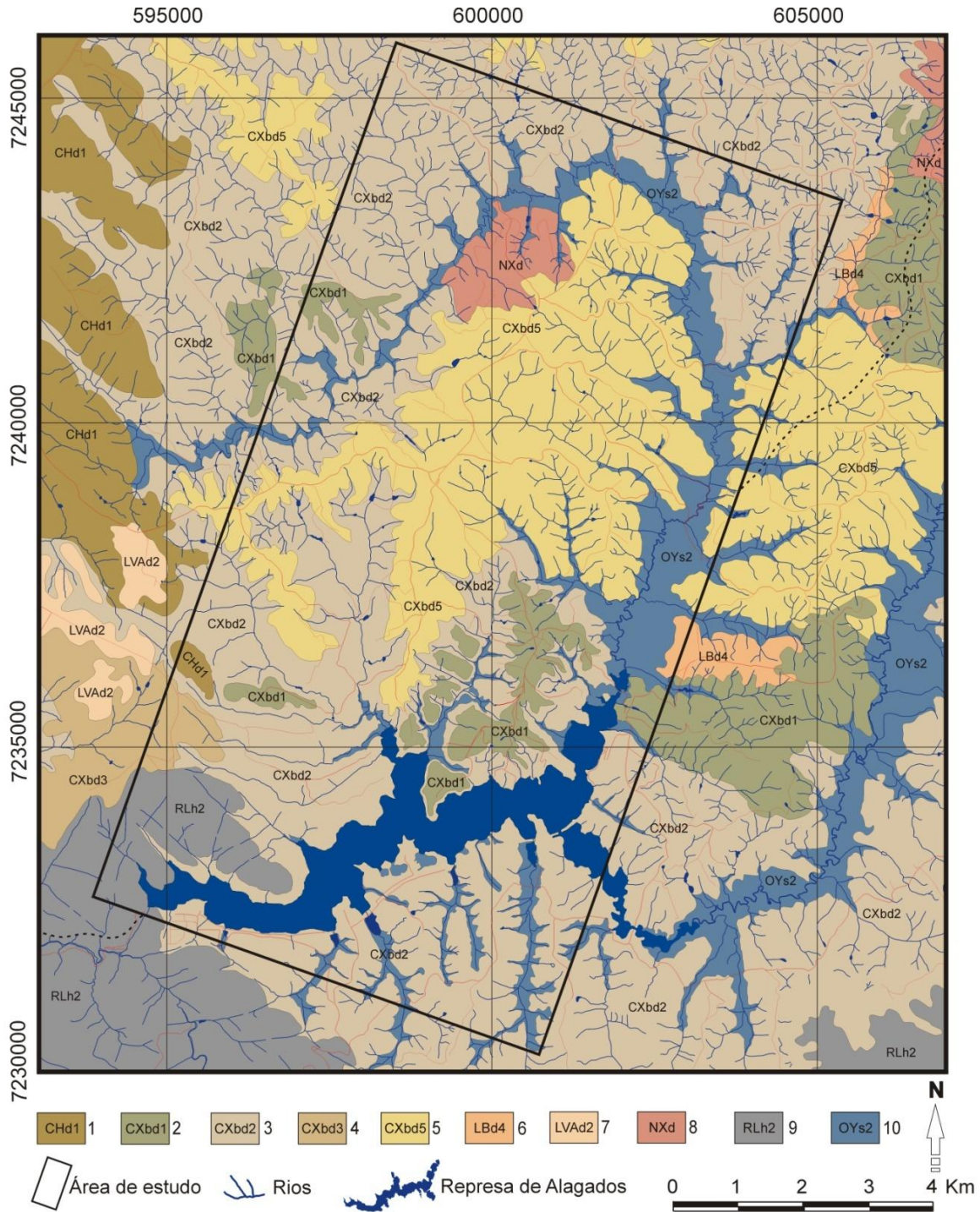
De acordo com esta fórmula, o coeficiente de manutenção da sub-bacia do rio Jotuba é de 209,64 m²/m e o da sub-bacia de contribuição direta da represa é de 259,74 m²/m. Ou seja, 209,64 m² de área são suficientes para manter um metro linear de canal fluvial ou de canal de escoamento na bem desenvolvida drenagem da sub-bacia do rio Jotuba, responsável pelo alto grau de dissecação da mesma, bem como pela maior frequência de solos pouco desenvolvidos (cambissolos e solos litólicos) e de afloramentos rochosos na área de ocorrência do Granito Serra do Carambeí típico.

4.5 Pedologia

De acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2006) e com base em estudos efetuados nos municípios de Carambeí e Castro - PR (BOGNOLA *et al.*, 2002; FASOLO *et al.*, 2002; EMBRAPA, 2007), são encontradas na região da área de estudo as seguintes classes de solos (Figura 4.19):

- CAMBISSOLO HÚMICO Distrófico léptico, Tb, textura média, fase campo subtropical, relevo suave ondulado 1 (CHd1);
- CAMBISSOLO HÁPLICO Distrófico típico, Tb, textura argilosa, fase campo subtropical, relevo ondulado 1(CXbd1);
- CAMBISSOLO HÁPLICO Distrófico típico, Tb, textura média e argilosa, fase campo e floresta subtropical, relevo forte ondulado e ondulado (CXbd2);
- CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico, textura média, fase campo subtropical úmido, relevo ondulado e forte ondulado (CXbd3);
- Associação de CAMBISSOLO HÁPLICO, Tb, relevo ondulado + LATOSSOLO BRUNO, relevo suave ondulado, ambos Distróficos típicos, textura argilosa, epieutróficos, fase campo subtropical (CXbd5);
- LATOSSOLO BRUNO Distrófico típico, textura argilosa, fase campo subtropical, relevo suave ondulado 2 (LBd4);
- LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico, textura média, fase campo subtropical, relevo suave ondulado 2 (LVAd2);
- Associação de NITOSSOLO HÁPLICO latossólico, relevo ondulado + CAMBISSOLO HÁPLICO típico, Tb, relevo forte ondulado, ambos Distróficos, textura argilosa, fase floresta subtropical (NXd);
- Associação de NEOSSOLO LITÓLICO Húmico típico, textura arenosa e média, fase campo e floresta subtropical + AFLORAMENTOS ROCHOSOS, ambos relevo montanhoso e escarpado (RLh2);
- Associação de ORGANOSSOLO MÉSICO Sáprico típico + GLEISSOLO MELÂNICO Distrófico hístico e típico, ambos fase campo e floresta subtropical de várzea, relevo plano (OYs2).

A fase relevo suave ondulado, com declividade de 3 e 8%, foi subdividida nos tipos suave ondulado 1, com declividade entre 3% e <6%, e suave ondulado 2, com declividade $\geq 6\%$ a $\leq 8\%$ (BOGNOLA *et al.*, 2002; FASOLO *et al.*, 2002).



- 1) CHd1 - CAMBISSOLO HÚMICO Distrófico léptico, Tb, textura média, fase campo subtropical, relevo suave ondulado;
- 2) CXbd1 - CAMBISSOLO HÁPLICO Distrófico típico, Tb, textura argilosa, fase campo subtropical, relevo ondulado;
- 3) CXbd2 - CAMBISSOLO HÁPLICO Distrófico típico, Tb, textura média e argilosa, fase campo e floresta subtropical, relevo forte ondulado e ondulado;
- 4) CXbd3 - CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico, textura média, fase campo subtropical úmido, relevo ondulado e forte ondulado;
- 5) CXbd5 - Associação de CAMBISSOLO HÁPLICO, Tb, relevo ondulado + LATOSSOLO BRUNO, relevo suave ondulado, ambos Distróficos típicos, textura argilosa, epieutróficos, fase campo subtropical;
- 6) LBd4 - LATOSSOLO BRUNO Distrófico típico, textura argilosa, fase campo subtropical, relevo suave ondulado 2;
- 7) LVAd2) LATOSSOLOVERMELHO-AMARELO Distróficotípico, textura média, fase campo subtropical, relevo suave ondulado;
- 8) NXd - Associação de NITOSSOLO HÁPLICO latossólico, relevo ondulado + CAMBISSOLO HÁPLICO típico, Tb, relevo forte ondulado, ambos Distróficos, textura argilosa, fase floresta subtropical;
- 9) RLh2 - Associação de NEOSSOLO LITÓLICO Húmico típico, textura arenosa e média, fase campo e floresta subtropical + AFLORAMENTOS ROCHOSOS, ambos relevo montanhoso e escarpado;
- 10) OYs2 - Associação de ORGANOSSOLO MÉSICO Sáprico típico + GLEISSOLO MELÂNICO Distrófico hístico e típico, ambos fase campo e floresta subtropical de várzea, relevo plano.

Figura 4.19 - Mapa de solos da região estudada (adaptado de BOGNOLA *et al.*, 2002; FASOLO *et al.*, 2002; EMBRAPA, 2007).

4.5.1 Cambissolos Háplicos e Húmicos

Sobre rochas da sequência devoniana, a decomposição dos arenitos da Formação Furnas origina solos de textura média, classificados como Cambissolos Húmicos (CHd1) e caracterizados pela presença de horizonte A Húmico (BOGNOLA *et al.*, 2002). Ocupa apenas 0,28 km² da área de pesquisa (Tabela 4.13), ocorrendo no extremo Sudoeste da mesma (Figura 4.20).

Nos terrenos graníticos da área de estudo predominam solos de textura argilosa a média, identificados como Cambissolos Háplicos (CXbd1, CXbd2 e CXbd3; Figura 4.20). São solos minerais rasos, moderadamente drenados, constituídos por um horizonte superficial A sobre um horizonte B incipiente.

Cambissolo Háptico Distrófico típico de textura argilosa (CXbd1) é de distribuição restrita, ocorrendo na forma de corpos isolados à noroeste e na região centro-sul da área de pesquisa, ocupando 4,53 km² (Tabela 4.13). Situam-se preferencialmente em topos de morros baixos, entre altitudes de 950 e 1000m (setores de altitudes C1 e J1), onde predominam terrenos com declividade entre 3 e 20% (suave ondulados a ondulados).

Os Cambissolos Hápticos Distróficos de textura média e argilosa (CXbd2) são de grande distribuição na região, desenvolvendo-se sobre terrenos de rochas graníticas do Complexo Granítico Cunhaporanga ao qual pertence o Granito Serra do Carambeí. Ao norte e a oeste da área esta classe de solo ocorre apenas sobre as encaixantes imediatas do Granito Serra do Carambeí e, a partir da porção mediana, em direção ao Sul da área de estudo, desenvolve-se também sobre este granito. Na área de estudo ocupam uma superfície de 46,87 km² (Tabela 4.13). Normalmente estão situados em meia-encostas de elevações (colinas e morros), restringindo-se a altitudes entre 918,60 e 1.050 m (setores C1-C3 e J1-J3). A declividade dos terrenos oscila entre 3 e cerca de 50%, com predominância da classe de 8 a 20%.

A classe de Cambissolo Háptico Distrófico de textura média (CXbd3) foi identificada apenas no extremo sudoeste da área, onde ocupa 0,99 km² (Tabela 4.13), constituindo o topo da Escarpa Devoniana e início do reverso da cuesta, em altitudes de 1.000 a 1.075 m (setores C3-C4). Predominam declividades entre 0 e 8%, porém, em locais restritos, pode atingir até cerca de 40%.

A distribuição dos Cambissolos, como unidades simples ou associados com Neossolos Litólicos, abrange terrenos de relevos planos a suave ondulados até

relevos ondulados a fortemente ondulados, incluindo encostas íngremes, como os que ocorrem no sopé do Morro Grande, na margem Norte da represa de Alagados.

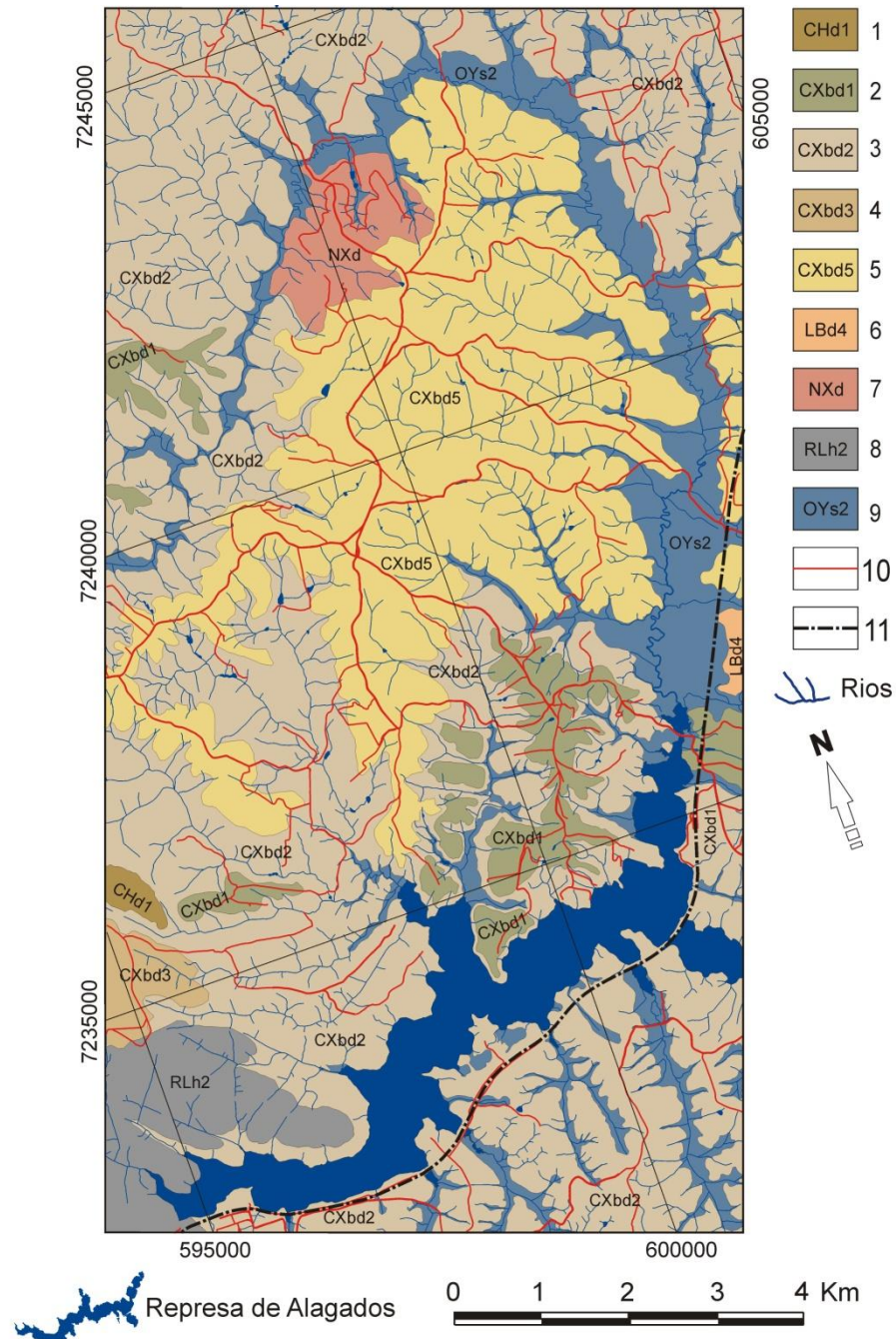
A declividade, a profundidade não muito expressiva e a presença significativa de silte, conferem a esses solos grau moderado a forte de erodibilidade. Tais fatores favorecem a remoção de radionuclídeos liberados durante a decomposição intempérica das rochas, os quais, adsorvidos aos argilominerais ou complexados pela matéria orgânica presente no horizonte A, são transportados às porções mais baixas dos terrenos acumulando-se temporariamente nos depósitos aluviais formados ao longo do rio Jotuba e na represa de Alagados.

4.5.2 - Associação Cambissolos Háplicos com Latossolo Bruno

Em toda a porção central e Norte do Granito Serra do Carambeí típico (alaskítico), onde afloramentos rochosos são mais freqüentes, predomina a associação de Cambissolo Háplico com Latossolo Bruno (CXbd5) (Figura 4.20). Esta associação de solos é encontrada desde as cotas mais baixas até as mais elevadas (setores C1-C3 e J1-J3), ocupando 25,15 km² da área de estudo (Tabela 4.13). A declividade varia de quase plana (topos de morros) até 12%.

Os Latossolos são solos minerais bem evoluídos, profundos e com teores elevados de óxidos e hidróxidos de ferro e de alumínio, bem como de argilominerais do grupo da caulinita, devido ao intenso processo de intemperização sofrido pelas rochas de origem (BOGNOLA *et al.*, 2002). A argila regularmente distribuída no perfil de solo, os baixos teores de silte e o alto grau de flocculação das argilas conferem a estes solos baixa mobilidade e alta estabilidade dos agregados.

Entretanto, o relevo local variando de suave ondulado a ondulado com presença de algumas vertentes íngremes, associado à elevada pluviosidade da região, favorecem o escoamento superficial das águas pluviais. Assim, apesar da baixa mobilidade e da estabilidade dos agregados destes solos, em locais de relevo com maior declividade o fluxo superficial mais volumoso, mais veloz e com maior energia cinética, torna-se um poderoso agente erosivo que remove parte do solo e do regolito que capeia o Granito Serra do Carambeí típico, razão pela qual os afloramentos graníticos são mais freqüentes nesta porção da área.



- 1) CHd1 - CAMBISSOLO HÚMICO Distrófico léptico, Tb, textura média, fase campo subtropical, relevo suave ondulado;
- 2) CXbd1- CAMBISSOLO HÁPLICO Distrófico típico, Tb, textura argilosa, fase campo subtropical, relevo ondulado;
- 3) CXbd2 - CAMBISSOLO HÁPLICO Distrófico típico, Tb, textura média e argilosa, fase campo e floresta subtropical, relevo forte ondulado e ondulado;
- 4) CXbd3 - CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico, textura média, fase campo subtropical úmido, relevo ondulado e forte ondulado;
- 5) CXbd5 - Associação de CAMBISSOLO HÁPLICO, Tb, relevo ondulado + LATOSSOLO BRUNO, relevo suave ondulado, ambos Distróficos típicos, textura argilosa, epieutróficos, fase campo subtropical;
- 6) LBd4 - LATOSSOLO BRUNO Distrófico típico, textura argilosa, fase campo subtropical, relevo suave ondulado 2;
- 7) NXd - Associação de NITOSSOLO HÁPLICO latossólico, relevo ondulado + CAMBISSOLO HÁPLICO típico, Tb, relevo forte ondulado, ambos Distróficos, textura argilosa, fase floresta subtropical;
- 8) RLh2 - Associação de NEOSSOLO LITÓLICO Húmico típico, textura arenosa e média, fase campo e floresta subtropical + AFLORAMENTOS ROCHOSOS, ambos relevo montanhoso e escarpado;
- 9) OYs2 - Associação de ORGANOSSOLO MÉSICO Sáprico típico + GLEISSOLO MELÂNICO Distrófico histórico e típico, ambos fase campo e floresta subtropical de várzea, relevo plano;
- 10) Estradas;
- 11) Ferrovia.

Figura 4.20 - Mapa de solos da área de estudo (adaptado de BOGNOLA *et al.*, 2002; FASOLO *et al.*, 2002; EMBRAPA, 2007).

Nos locais em que os processos erosivos são mais enérgicos, os radionuclídeos presentes no perfil de solo são removidos e posteriormente acumulados, de forma similar ao descrito para os Cambissolos Háplicos e Húmicos.

Nos locais menos suscetíveis à erosão, grande parte do tório e do urânio liberados durante o intemperismo fixa-se a oxi-hidróxidos de ferro por co-precipitação (WILFORD *et al.*, 1997), enquanto pequena parcela é levada em solução pela água do aquífero freático. Sob vigência de clima temperado, dados da literatura citam enriquecimento em tório nos horizontes mais profundos (HANSEN HUNTINGTON, 1969).

A biomobilização constitui processo significativo de transferência, para a superfície, de radionuclídeos acumulados nas porções mais inferiores dos horizontes de solo.

4.5.3 - Associação Organossolos Méssicos com Gleissolos Melânicos

Na área, a associação de Organossolos Méssicos com Gleissolos Melânicos (OYs2) é encontrada capeando os sedimentos areno-siltico-argilosos holocênicos acumulados nas amplas planícies de inundação que margeiam os principais rios da região, como o rio Jotuba (Figura 4.20). São solos pouco evoluídos, ricos em matéria orgânica com teores variáveis de material mineral, de cor preta a cinzenta, muito mal drenados, e que ocorrem em terrenos planos ou em depressões encharcadas, onde a declividade varia de 0 a 3 %. Na área de estudo, mais de 95% destes solos situam-se entre as altitudes de 918,60 e 950 m (setores C1 e J1).

Nos ambientes em que esses solos ocorrem predominam condições redutoras, favoráveis à retenção de radionuclídeos removidos por processos erosivos dos terrenos mais elevados, onde ocorrem outras classes de solos. Esta classe de solo ocupa uma superfície de 11,95 km² da área de estudo (Tabela 4.13)

4.5.4 - Neossolos Litólicos

Os Neossolos Litólicos (RLh2) são solos pouco evoluídos, rasos (no máximo 50 cm de espessura), sem horizonte B diagnóstico, em que o horizonte A está assentado diretamente sobre rocha ou sobre o horizonte C ou Cr. Sobre granitóides do embasamento Proterozóico, os Neossolos Litólicos, de ocorrência muito restrita e

não mapeáveis na escala do presente trabalho, são predominantemente de textura média ou argilosa, enquanto sobre os arenitos devonianos da Formação Furnas predomina a textura arenosa ou média. Por se tratar de solos rasos e ocorrer, predominantemente, em relevo forte ondulado a montanhoso, de uma forma geral são muito suscetíveis à erosão.

Na área de estudo estes solos desenvolvem-se principalmente sobre rochas arenosas da Formação Furnas, não constituindo foco de interesse desta pesquisa. Estão restritos ao extremo sudoeste da área, cobrindo 3,57 km² da mesma entre as altitudes de 918,6 a 1.090 m e declividade variado de 0 a mais de 50%.

4.5.5 - Associação Nitossolo Háplico com Cambissolo Háplico

A associação de Nitossolo Háplico com Cambissolo Háplico (Nxd) é de ocorrência restrita à porção centro norte da área, entre as altitudes de 935 e 1.010 m (porção mediana do setor J1 à base do setor J3), estendendo-se por 2,07 km² (Figura 4.20; Tabela 4.13). Esta associação de solos ocorre em terreno com declividade variando de 0 a 32% (plano a forte-ondulado), predominando, entretanto, a classe de 8 a 20% (ondulado), o que a torna mais suscetível aos processos erosivos.

Compreende solos minerais profundos, bem drenados e de coloração vermelha a brunada, que não se enquadram na definição de Nitossolo Vermelho. O horizonte B possui textura argilosa ou muito argilosa, estrutura em blocos subangulares, angulares ou prismáticos, moderada ou forte, com superfície dos agregados reluzente, relacionada à cerosidade e/ou superfície de compressão (FASOLO *et al.*, 2002). De forma similar ao que ocorre com os Cambissolos Háplicos com Latossolos Bruno, nos locais de maior declividade, onde os processos erosivos atuam com maior severidade, os radionuclídeos liberados da rocha fonte, juntamente com solo, são removidos do local de origem e acumulados nas planícies aluviais do rio Jotuba.

4.5.6 - Latossolo Bruno

Latossolo Bruno (LBd4) é uma classe pouco expressiva na região sendo encontrada em apenas 0,21% da área de estudo (Tabela 4.13), no limite leste da

mesma. Esta classe é constituída de solos minerais muito evoluídos e profundos, onde predominam a caulinita e óxidos de ferro e de alumínio. A argila regularmente distribuída ao longo do perfil, os baixos teores de silte e o alto grau de floculação das argilas são características típicas destes solos, responsáveis pela alta estabilidade dos agregados do solo. Tais características, associadas ao relevo suave ondulado, conferem a estes solos alta resistência à erosão.

Tabela 4.13 – Superfícies ocupadas pelas diversas classes de solos e pela represa de Alagados na área de estudo.

Classes de solos/represa de Alagados	km²	%
CHd1	0,28	0,27
CXbd1	4,53	4,43
CXbd2	46,87	45,86
CXbd3	0,99	0,97
CXbd5	25,15	24,61
LBd4	0,21	0,21
NXd	2,07	2,03
RLh2	3,57	3,49
OYs2	11,95	11,69
Represa de Alagados	6,58	6,44
Total	102,20	100,00

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 Análise e interpretação dos dados gamaespectrométricos

5.1.1 Gamaespectrometria terrestre

Os dados de gamaespectrometria terrestre mostraram alguns valores negativos para as concentrações de potássio, provavelmente devido a processos inadequados de calibração instrumental. Para a solução desse problema utilizou-se procedimento adotado por Ferreira *et al.* (2009, p. 62), atribuindo-se aos valores negativos ou nulos a concentração mínima de 0,1% de K. Esses dados, após as correções, foram agrupados em 8 classes de distribuição de frequência, conforme expressão (2.1) de Sturges (Tabela 5.1; Figura 5.1).

A matriz de correlação linear de Pearson elaborada com esses dados apresentou coeficientes de correlação positivos para a maioria dos parâmetros analisados (Tabela 5.2), verificando-se coeficientes negativos apenas nas correlações envolvendo a razão eTh/eU (Figura 5.2A a 5.2H).

A análise foi feita com os dados agrupados por setores de altitudes, unidades geológicas e classes de solos em que as medidas gamaespectrométricas terrestres foram tomadas (Tabelas 5.3, 5.4 e 5.5). Apesar desses radioelementos não constituírem depósitos minerais e apenas para fins comparativos, os coeficientes de dispersão foram confrontados com a “*Classificação dos depósitos minerais em função de sua regularidade*”, proposta por Maranhão (1985, p. 55) (Tabela 5.6).

Para a visualização da distribuição superficial dos dados referentes aos radionuclídeos e de parâmetros derivados dos mesmos, foram construídos mapas de contorno (isovalores) com utilização do aplicativo *Geosoft OASIS Montaj™*. A sobreposição desses mapas ao modelo digital de elevação possibilitou obter informações a respeito do comportamento dos radionuclídeos face às características geomorfológicas da área de estudo e, assim, entender os processos responsáveis pela movimentação (migração) e acumulação desses radioisótopos nos diversos compartimentos da área.

Tabela 5.1 - Distribuição de frequência de CT, K, eU, eTh, eTh/eU e DAR para as 132 estações de amostragem gamaespectrométrica terrestres da área de estudo (Conc.: concentração; Coef.: coeficiente; Freq.: frequência).

Classes	CT		K (%)		eU		eTh		eTh/eU		DAR	
	Conc. (ppm Ueq)	Freq.	Conc. (%)	Freq.	Conc. (ppm)	Freq.	Conc. (ppm)	Freq.	-	Freq.	μSv/ano	Freq.
1	4,20 - 13,77	18	0,10 - 0,85	80	0,60 - 2,92	18	2,40 - 12,38	9	0,53 - 3,32	18	466,43 - 694,80	8
2	13,77 - 23,35	35	0,85 - 1,60	12	2,92 - 5,25	52	12,38 - 22,35	31	3,32 - 6,11	49	694,80 - 923,97	33
3	23,35 - 32,92	39	1,60 - 2,35	2	5,25 - 7,57	28	22,35 - 32,32	29	6,11 - 8,89	49	923,97 - 1151,53	29
4	32,92 - 42,50	21	2,35 - 3,10	9	7,57 - 9,90	14	32,32 - 42,30	27	8,89 - 11,68	13	1151,53 - 1379,90	25
5	42,50 - 52,08	9	3,10 - 3,85	12	9,90 - 12,22	8	42,30 - 52,27	18	11,68 - 14,47	0	1379,90 - 1608,27	21
6	52,08 - 61,65	7	3,85 - 4,60	11	12,22 - 14,55	2	52,27 - 62,25	9	14,47 - 17,26	1	1608,27 - 1836,63	5
7	61,65 - 71,22	2	4,60 - 5,35	3	14,55 - 16,88	6	62,25 - 72,23	6	17,26 - 20,05	1	1836,63 - 2065,00	8
8	71,22 - 80,80	1	5,35 - 6,10	3	16,88 - 19,20	4	72,23 - 82,20	3	20,05 - 22,83	1	2065,00 - 2293,37	3
Total de estações		132		132		132		132		132		132
Conc. Máxima	80,80		6,10		19,20		82,20		22,83		2293,37	
Conc. Média	28,66		1,35		6,23		33,27		6,23		1173,53	
Mediana	26,15		0,30		5,10		30,80		6,05		1132,92	
Conc. mínima	4,20		0,10		0,60		2,40		0,53		466,43	
Desvio padrão	14,17		1,70		3,85		16,53		3,14		389,41	
Coef. Dispersão (Cd)	49,44		125,67		61,85		49,69		50,37		33,06	

Tabela 5.2 – Matriz de correlação de Pearson para os dados de gamaespectrometria terrestre (CT, K, eU, eTh, eTh/eU e DAR) (limite de confiança de 95%).

	CT (ppm Ueq)	K (%)	eU (ppm)	eTh (ppm)	eTh/eU	DAR (μSv/ano)
CT (ppm de Ueq)	1,00					
K (%)	0,56	1,00				
eU (ppm)	0,77	0,28	1,00			
eTh (ppm)	0,67	0,06	0,45	1,00		
eTh/eU	-0,13	-0,24	-0,46	0,32	1,00	
DAR (μSv/ano)	0,91	0,48	0,74	0,86	-0,01	1,00

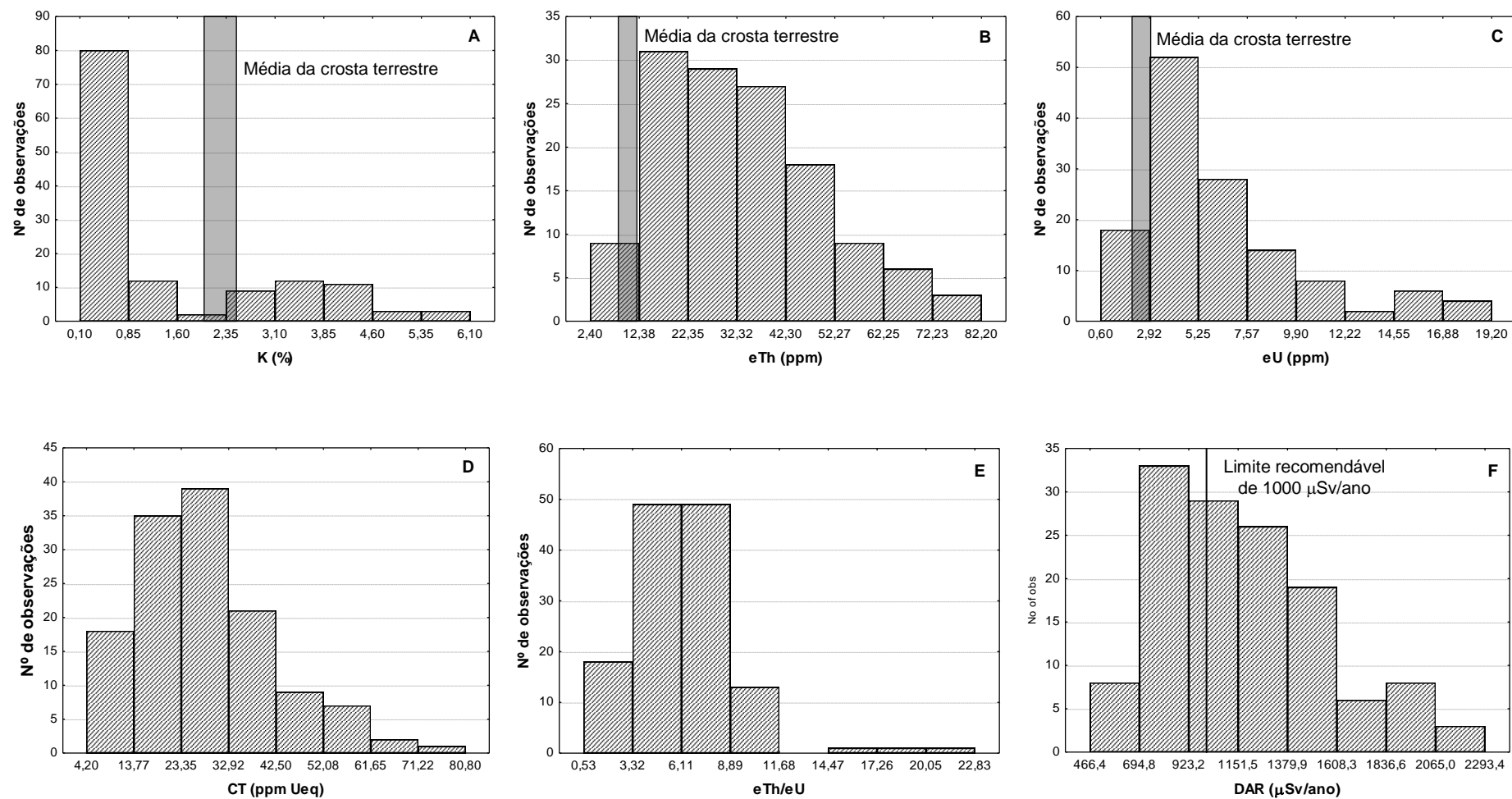


Figura 5.1 – Histogramas com as distribuições de freqüências das concentrações de K, eU, eTh e CT e valores de eTh/eU e DAR referentes ao levantamento gamaespectrométrico terrestre realizado na área de estudo.

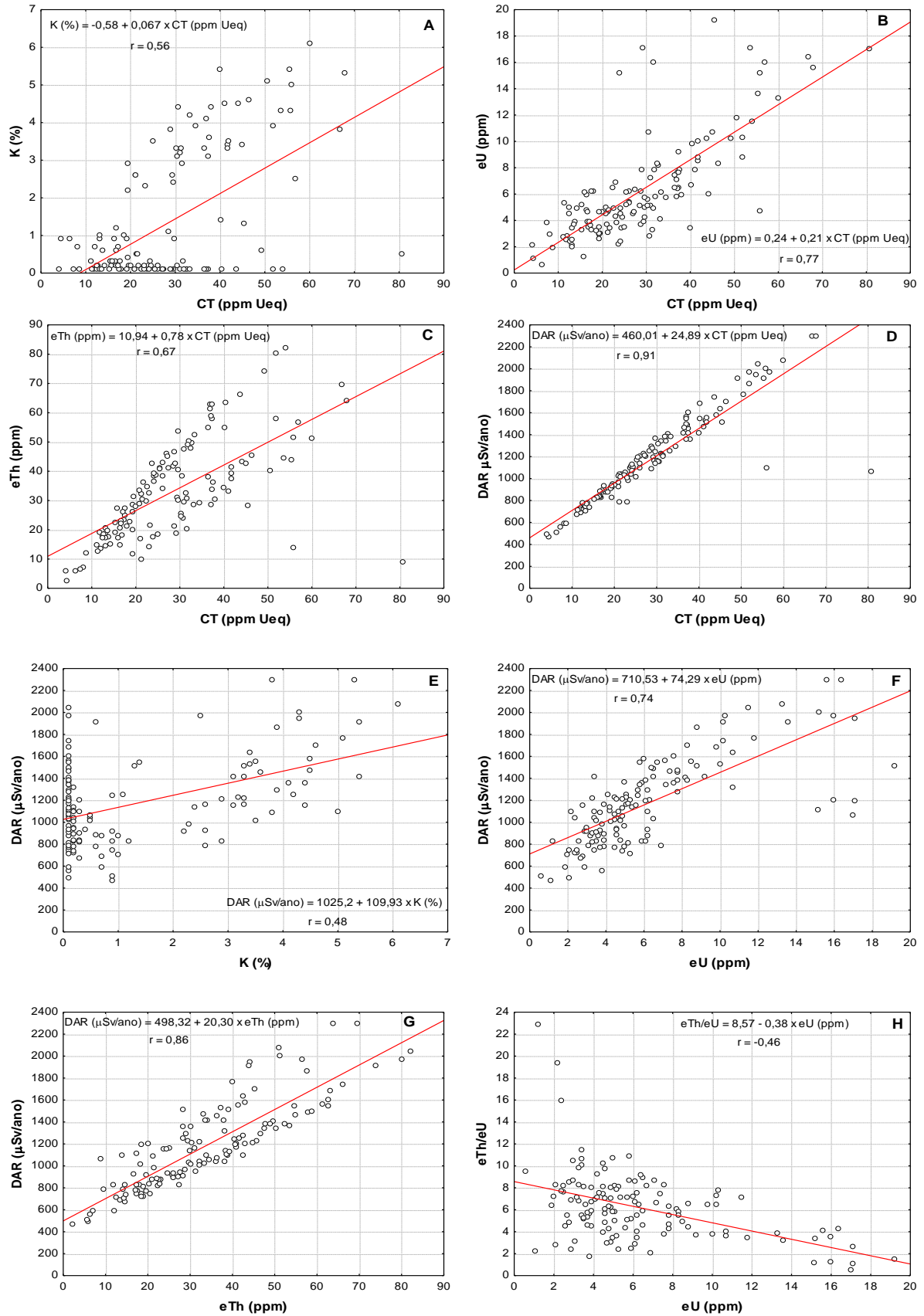


Figura 5.2 – Gráficos de correlação dos dados referentes ao levantamento gamaespectrométrico terrestre realizado na área de estudo.

Tabela 5.3 – Parâmetros estatísticos (CT, K, eU, eTh, eTh/eU e DAR) referentes aos dados de gamaespectrometria terrestre nos diversos litotipos ocorrentes na área de estudo.

Unidade geológica Densidade de pontos	Parâmetros estatísticos	CT (ppm Ueq)	K (%)	U (ppm)	eTh (ppm)	eTh/eU	DAR (μ Sv/ano)
Aluviões 9	Conc. máxima	21,40	2,90	6,10	32,20	8,24	1035,32
	Conc. média	17,60	0,81	3,88	22,03	6,03	870,55
	Mediana	17,70	0,30	3,50	20,40	6,83	878,66
	Conc. mínima	11,80	0,10	2,50	11,80	2,84	721,24
	Desvio padrão	2,78	1,01	1,21	6,26	1,95	85,36
	Coef. dispersão (%)	15,77	125,04	31,31	28,43	32,39	9,80
CGC – GSC Álcali- fedspato granitos 81	Conc. máxima	80,80	6,10	19,20	82,20	22,83	2293,37
	Conc. média	34,76	1,69	7,40	39,58	6,28	1342,16
	Mediana	31,70	0,20	6,20	39,00	6,29	1292,49
	Conc. mínima	7,40	0,10	1,20	6,40	0,53	557,02
	Desvio padrão	13,33	1,91	3,87	15,04	3,06	351,99
	Coef. dispersão (%)	38,36	112,49	52,30	38,00	48,69	26,23
CGC – GSC Fácies de borda 33	Conc. máxima	51,90	4,60	17,10	80,10	15,96	1971,38
	Conc. média	20,08	0,74	4,75	25,15	6,15	944,43
	Mediana	18,00	0,20	3,70	21,50	5,87	875,38
	Conc. mínima	4,20	0,10	1,10	2,40	1,09	466,43
	Desvio padrão	10,34	1,12	3,52	15,04	2,88	318,07
	Coef. dispersão (%)	51,52	152,07	73,98	59,81	46,75	33,68
CGC - Domínio Jotuba- Pitangui 9	Conc. máxima	31,60	2,90	5,90	42,60	19,36	1207,32
	Conc. média	16,33	1,02	3,46	17,46	6,23	798,79
	Mediana	14,20	0,70	3,10	14,70	4,46	779,09
	Conc. mínima	6,40	0,10	0,60	5,70	2,41	503,78
	Desvio padrão	8,02	1,02	1,62	11,90	5,42	225,78
	Coef. dispersão (%)	49,10	100,10	46,98	68,16	87,09	28,27

Tabela 5.4 – Parâmetros estatísticos (CT, K, eU, eTh, eTh/eU e DAR) referentes aos dados de gamaespectrometria terrestre nos diversos setores de altitude da área de estudo.

Intervalo altimétrico (m) Densidade de pontos	Parâmetros estatísticos	CT (ppm Ueq)	K (%)	U (ppm)	eTh (ppm)	eTh/eU	DAR (μ Sv/ano)
1000 - 1050 46	Conc. máxima	67,90	6,10	16,40	82,20	19,36	2293,37
	Conc. média	33,15	1,35	7,17	41,52	6,74	1339,23
	Mediana	29,35	0,20	6,15	40,85	6,65	1219,67
	Conc. mínima	11,30	0,10	2,20	12,60	1,26	671,94
	Desvio padrão	13,36	1,86	3,92	16,23	3,08	394,09
	Coef. Dispersão (%)	40,31	137,66	54,71	39,10	45,72	29,43
950 - 1000 50	Conc. máxima	80,80	5,40	19,20	80,10	22,83	1971,38
	Conc. média	28,53	1,40	6,13	30,71	6,34	1131,95
	Mediana	24,05	0,55	4,80	28,60	5,94	1058,64
	Conc. mínima	4,20	0,10	0,60	5,70	0,53	493,03
	Desvio padrão	15,92	1,69	4,27	16,14	3,73	389,98
	Coef. Dispersão (%)	55,81	120,89	69,64	52,55	58,82	34,45
918,6 - 950 36	Conc. máxima	52,00	4,50	17,10	57,80	9,76	1859,35
	Conc. média	23,13	1,28	5,18	26,29	5,41	1019,55
	Mediana	19,40	0,40	4,70	22,50	5,12	908,76
	Conc. mínima	4,50	0,10	1,10	2,40	1,09	466,43
	Desvio padrão	10,46	1,52	2,83	13,07	2,02	303,33
	Coef. Dispersão (%)	45,23	118,57	54,65	49,71	37,38	29,75

Tabela 5.5 – Parâmetros estatísticos (CT, K, eU, eTh, eTh/eU e DAR) referentes aos dados de gamaespectrometria terrestre nas diversas classes de solos da área de estudo.

Classes de solos – Densidade de pontos	Parâmetros estatísticos	CT (ppm Ueq)	K (%)	U (ppm)	eTh (ppm)	eTh/eU	DAR (μ Sv/ano)
NXd 5	Conc. máxima	66,90	3,80	17,00	82,20	7,15	2293,37
	Conc. média	31,06	0,92	11,12	36,28	3,13	1349,20
	Mediana	23,20	0,10	11,50	14,20	2,06	1064,64
	Conc. mínima	14,20	0,10	3,80	6,40	0,53	557,02
	Desvio padrão	18,81	1,45	5,18	32,69	2,34	693,02
	Coef. Dispersão (%)	60,56	157,42	46,55	90,11	74,71	51,37
CXbd5 65	Conc. máxima	80,80	6,10	19,20	74,00	19,36	2292,87
	Conc. média	31,40	1,39	6,67	37,48	6,60	1260,10
	Mediana	27,40	0,20	5,30	38,40	6,49	1196,83
	Conc. mínima	7,40	0,10	1,90	12,10	1,26	587,48
	Desvio padrão	14,86	1,87	3,93	14,61	2,97	364,97
	Coef. Dispersão (%)	47,32	134,44	58,91	39,00	44,96	28,96
CXbd2 46	Conc. máxima	56,00	5,40	17,10	80,10	22,83	1971,38
	Conc. média	26,82	1,56	6,03	31,09	5,94	1147,71
	Mediana	29,05	0,70	5,65	29,25	5,30	1176,80
	Conc. mínima	0,01	0,10	0,60	2,40	1,09	466,43
	Desvio padrão	12,67	1,63	3,46	16,61	3,59	371,88
	Coef. Dispersão (%)	47,22	104,79	57,35	53,44	60,41	32,40
CXbd1 7	Conc. máxima	18,60	1,00	4,60	27,80	8,63	939,89
	Conc. média	12,91	0,57	3,01	20,81	7,11	803,36
	Mediana	13,10	0,70	3,00	18,60	7,20	742,66
	Conc. mínima	4,20	0,10	2,00	14,40	5,47	699,43
	Desvio padrão	4,29	0,36	0,87	4,54	1,08	93,28
	Coef. Dispersão (%)	33,22	63,25	28,73	21,80	15,26	11,61
OYs2 9	Conc. máxima	36,60	2,90	6,10	32,20	8,24	1035,32
	Conc. média	23,44	0,81	3,88	22,03	6,03	870,55
	Mediana	19,40	0,30	3,50	20,40	6,83	878,66
	Conc. mínima	15,30	0,10	2,50	11,80	2,84	721,24
	Desvio padrão	7,64	0,96	1,14	5,91	1,84	80,47
	Coef. Dispersão (%)	32,58	117,89	29,52	26,81	30,54	9,24

Tabela 5.6 – Classes de distribuição dos radionuclídeos da área de estudo em função de sua regularidade. (Adaptado de MARANHÃO, 1985).

Classes de regularidade	Coefficiente de dispersão (%)
Regular	5 - 40
Irregular	40 - 100
Muito irregular	100 - 150
Extremamente irregular	>150

5.1.1.1 Potássio (K)

As concentrações de K (%) obtidas nas 132 estações de amostragem gamaespectrométrica terrestre da área de estudo variaram de 0,10% a 6,10%, com média de 1,35%, sendo que valores inferiores a 1,53% são predominantes, ocorrendo em 92 estações (69,7% das estações) (Tabela 5.1; Figura 5.2A).

Dentre os radioisótopos e parâmetros derivados da gamaespectrometria terrestre (razão eTh/eU e DAR), o K, no conjunto das observações, foi o que apresentou o maior coeficiente de dispersão (Cd = 125,67%), indicando que, de acordo com a classificação proposta por Maranhão (1985, *op. cit.*), a distribuição desse radionuclídeo na área de estudo é muito irregular (Tabela 5.6). Porém, a análise dos dados agrupados por classes de solos revelou que a distribuição mais homogênea de K ocorre nos Cambissolo Háplico Distrófico típico de textura argilosa (CXbd1), apesar de ainda classificada como irregular (Cd = 63,25%). A maior heterogeneidade de distribuição é verificada na fácies de borda do Granito Serra do Carambeí, classificada como extremamente irregular (Cd = 152,07%) (Tabelas 5.3, 5.4, 5.5 e 5.6).

O mapa de contorno de potássio terrestre sobreposto ao modelo digital de elevação (Figura 5.3) evidencia a existência de duas grandes concentrações deste radioelemento, respectivamente nas regiões norte e oeste-sudoeste da área de pesquisa, além de concentrações menores espalhadas pela mesma. Independente da extensão superficial, estas concentrações apresentam características em comum, relacionadas aos tipos de rochas, às classes de solos e às feições geomorfológicas dos locais em que são encontradas.

As maiores concentrações de K ocorrem nos álcali-feldspato granitos, que conta com 81 estações de amostragem. Neste compartimento lítico, onde se localiza a maior concentração absoluta de K (6,1%), a concentração média foi de 1,69% com coeficiente de dispersão de 112,49% (muito irregular). A menor média de K (0,74%) foi verificada na fácies de borda, onde foram realizadas 33 medições gamaespectrométricas terrestres (Tabelas 5.3, 5.4 e 5.8).

Com relação ao ambiente geomórfico, os maiores teores de K estão localizadas em meia-encostas e em alguns fundos de vale, predominantemente entre as cotas de 950 m a 1.000 m (setores de altitude C2 e J2, Figura 4.12) e de 1.000 m

a 1.050 m (setores de altitude C3 e J3, Figura 4.12), com valores médios de 1,40% e 1,35%, respectivamente.

Portanto, o aumento gradativo das concentrações de potássio das regiões de cotas mais elevadas para as de menores altitudes dos setores C2-C3 e J2-J3 indicam, tanto a lixiviação deste radioelemento do manto de intemperismo que capeia os topos de morros, devido à sua grande reatividade, quanto à remoção mecânica (erosiva) de parte do perfil de alteração que capeia as encostas devido à maior suscetibilidade aos processos erosivos verificada nestes locais de declividade mais acentuada que leva, conseqüentemente, à exposição do substrato rochoso. Assim, o material intemperizado, removido das regiões mais elevadas, é temporariamente acumulado nas porções mais inferiores das encostas, bem como nos fundos de vales das proximidades da região erodida (área fonte), sendo esta a provável razão das concentrações relativamente elevadas de K neste compartimento geomorfológico, conforme verificado no mapa de contorno de potássio (Figura 5.3).

Por outro lado, baixos teores de potássio são encontrados principalmente nos setores C1 e J1, onde a concentração média de K é de 1,28%, bem como nas porções mais elevadas e de menor declividade dos setores C3 e J3, correspondentes aos topos de morros, onde o manto de alteração é mais espesso e a lixiviação atua com mais eficiência, promovendo o empobrecimento em potássio.

Quanto ao comportamento deste radioisótopo frente aos tipos de solos, as maiores concentrações de K foram verificadas no domínio de Cambissolos Háplicos Distróficos de textura média e argilosa (CXbd2), com média de 1,56% em 46 estações de amostragem, nos solos da associação de Cambissolo Háplico com Latossolo Bruno (CXbd5), com média de 1,39% em 65 pontos de amostragem, e nos solos da associação de Nitossolo Háplico com Cambissolo Háplico (NXd), com média de 0,92% de K em 5 estações. Os coeficientes de dispersão para o potássio foram de 104,79% para os solos CXbd2, 134,44% para a associação CXbd5 e 157,42% para a associação NXd, caracterizando a distribuição muito irregular desse radioisótopo.

As menores concentrações de K foram verificadas nos Cambissolo Háplico Distrófico típico de textura argilosa (CXbd1) e na associação de Organossolos Méssicos com Gleissolos Melânicos (OYs2), com concentrações de 0,57% e 0,81% de potássio e coeficientes de dispersão de 63,25% e 117,89%, respectivamente,

indicando que esse elemento encontra-se distribuído de forma irregular a muito irregular sobre esses grupos de solos.

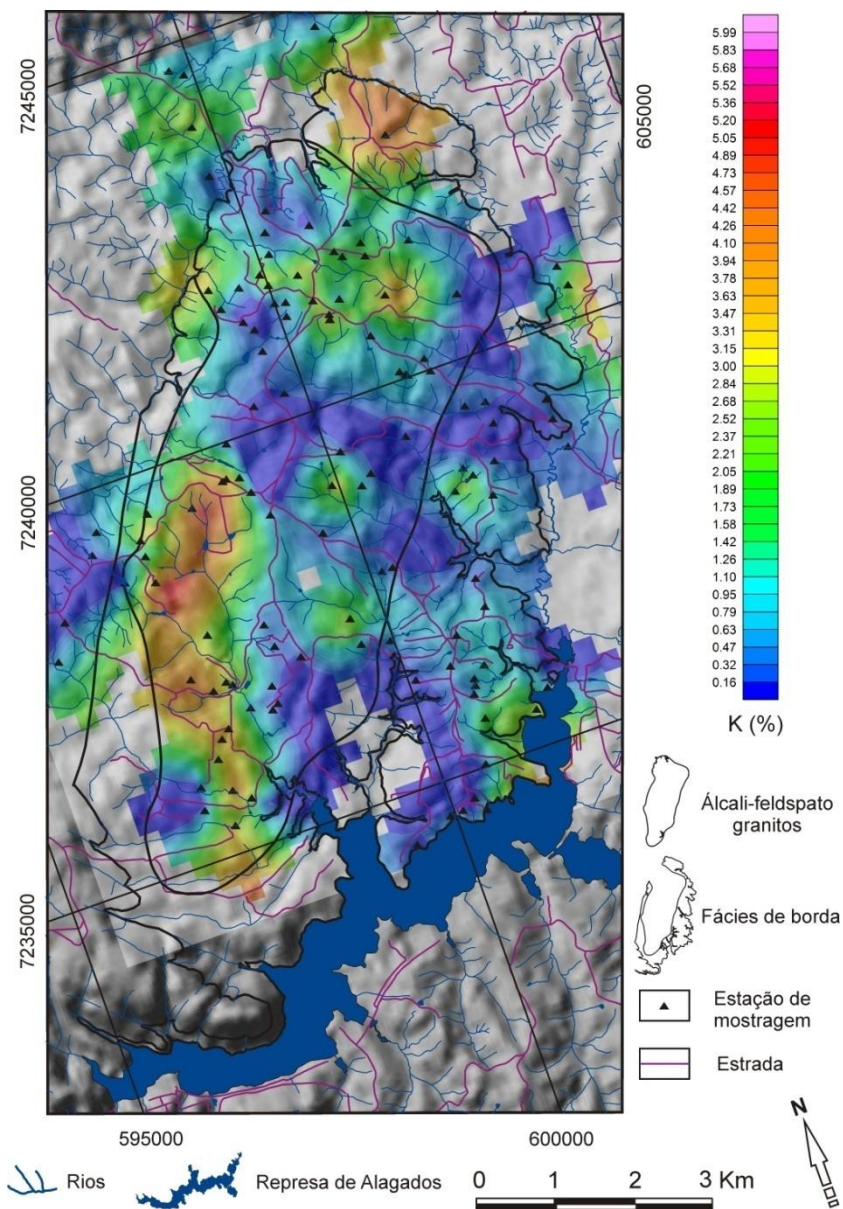


Figura 5.3 - Mapa de contorno de potássio sobreposto ao modelo digital de elevação - levantamento gamaespectrométrico terrestre.

5.1.1.2 Tório (eTh)

O tório é o radioisótopo mais abundante na área de pesquisa, com concentrações variando de 2,40 ppm a 82,20 ppm e média de 33,27 ppm para as 132 estações de amostragem. Concentrações mais elevadas, superiores a 12,38 ppm (próximo da média da crosta terrestre) são predominantes, ocorrendo em mais

de 93% dos locais amostrados (123 estações), conforme se depreende da Tabela 5.1 e da Figura 5.1B.

Com coeficiente de dispersão de 48,69% para a totalidade da área de estudo (132 estações), a distribuição do eTh é classificada como irregular, apesar de ser a mais regular dentre os radionuclídeos estudados.

No entanto, para os dados agrupados por unidades geológicas, setores altimétricos e classes de solos, os coeficientes de dispersão variam consideravelmente, com valores extremos oscilando entre 21,80% (regular) nos Cambissolo Háplico Distrófico típico de textura argilosa (CXbd1), e 90,11% (irregular) na associação de Nitossolo Háplico com Cambissolo Háplico (NXd) (Tabelas 5.3, 5.4 e 5.5).

Como se observa no mapa de contorno de tório referente ao levantamento gamaespectrométrico terrestre (Figura 5.4), esse radioisótopo ocorre principalmente nos álcali-feldspato granitos do Granito Serra do Carambeí, onde foram encontradas as maiores concentrações. Sobre esses litotipos foram posicionadas 81 estações de amostragem, das quais 79 com teores de eTh entre 12,60 ppm e 82,20 ppm e concentração média de 39,58 ppm (Tabela 5.3). O coeficiente de dispersão de 38,00% permite classificar esse radionuclídeo como sendo de distribuição regular nestas rochas. Na fácies de borda do Granito Serra do Carambeí, envolvente dos álcali-feldspato granitos, ainda são encontradas concentrações elevadas de tório, cujos valores variam entre 2,40 ppm e 80,10 ppm. Porém, a média de eTh dessas rochas (25,15 ppm) é cerca de 63% inferior à encontrada nos álcali-feldspato granitos e o coeficiente de dispersão de 59,81% indica que o tório está distribuído de forma irregular nas rochas da fácies de borda.

Granitóides do Domínio Jotuba-Pitangui do Complexo Granítico Cunhaporanga, encaixantes do Granito Serra do Carambeí, são os que apresentam menores concentrações de tório, com média de 17,46 ppm e coeficiente de dispersão de 68,16% (irregular).

Quanto aos depósitos aluviais, verifica-se que a concentração média de eTh, de 22,03 ppm, é ligeiramente inferior (cerca de 12%) à da fácies de borda. Nesse ambiente deposicional as concentrações variam de 11,80 ppm a 32,20 ppm e o coeficiente de dispersão é de 28,30%, caracterizando uma distribuição regular. Tal fato se deve, provavelmente, ao predomínio de materiais argilosos ricos em matéria

orgânica desse ambiente, os quais atuam como fixadores de eTh, tanto por processo de adsorção, quanto por complexação pela matéria orgânica.

Com relação à geomorfologia local, observa-se que as maiores concentrações de eTh são encontradas nas porções mais elevadas da área de estudo, entre as cotas de 1.000 m a 1.050 m (setores C3 e J3), onde os teores oscilam entre 12,60 ppm e 82,20 ppm, com média de 41,52 ppm e coeficiente de dispersão de 39,10%, indicando que o tório está regularmente disperso neste setor altimétrico (Tabela 5.4). Tais concentrações elevadas situam-se, preferencialmente, em topos de morros e nas porções mais elevadas de cabeceiras de drenagens (terço superior e médio das vertentes) da área de ocorrência de álcali-feldspato granitos, refletindo a baixa mobilidade desse radioisótopo possibilitando, em consequência, sua concentração no manto de intemperismo desse compartimento geomórfico. Devido à menor declividade deste compartimento C3-J3) os fluxos hídricos de superfície, em condições normais de precipitação, não teriam energias suficientes para iniciar grandes processos erosivos que pudessem promover a mobilização mecânica do tório incorporado no manto de alteração.

Considerando a baixa mobilidade deste elemento e que o mesmo geralmente se concentra nas argilas residuais ocorrentes no topo do perfil de alteração (QUEIROZ, 1975), é provável que as concentrações anômalas de tório, encontradas geralmente nos terços superiores e médios de encostas, tenham sido originadas por lentos movimentos de massa (rastejamentos), os quais, pela baixa taxa de deslocamento, não permitem que diferentes horizontes do manto de alteração sejam misturados. Assim, o tório liberado da rocha de origem durante o intemperismo e que se concentra nas argilas residuais das porções superiores do perfil de alteração, é mantido neste horizonte superior durante o deslocamento do manto de alteração encosta abaixo, o que se traduz em elevada resposta gamaespectrométrica terrestre.

Quanto aos solos, as maiores concentrações de tório são encontradas na associação de Cambissolo Háplico com Latossolo Bruno (CXbd5), com valores entre 12,10 ppm e 74,00 ppm, média de 37,48 ppm e coeficiente de dispersão de 39,00% (distribuição regular), bem como na associação de Nitossolo Háplico com Cambissolo Háplico (NXd), onde as concentrações variam de 6,40 ppm a 82,20 ppm, com média de 36,28 ppm e coeficiente de dispersão de 90,11% (distribuição irregular). Tais características indicam forte correlação entre concentrações elevadas

de tório e solos mais evoluídos que, por sua vez, está relacionada à baixa mobilidade desse radioisótopo em topos de morros com topografia pouco acidentada.

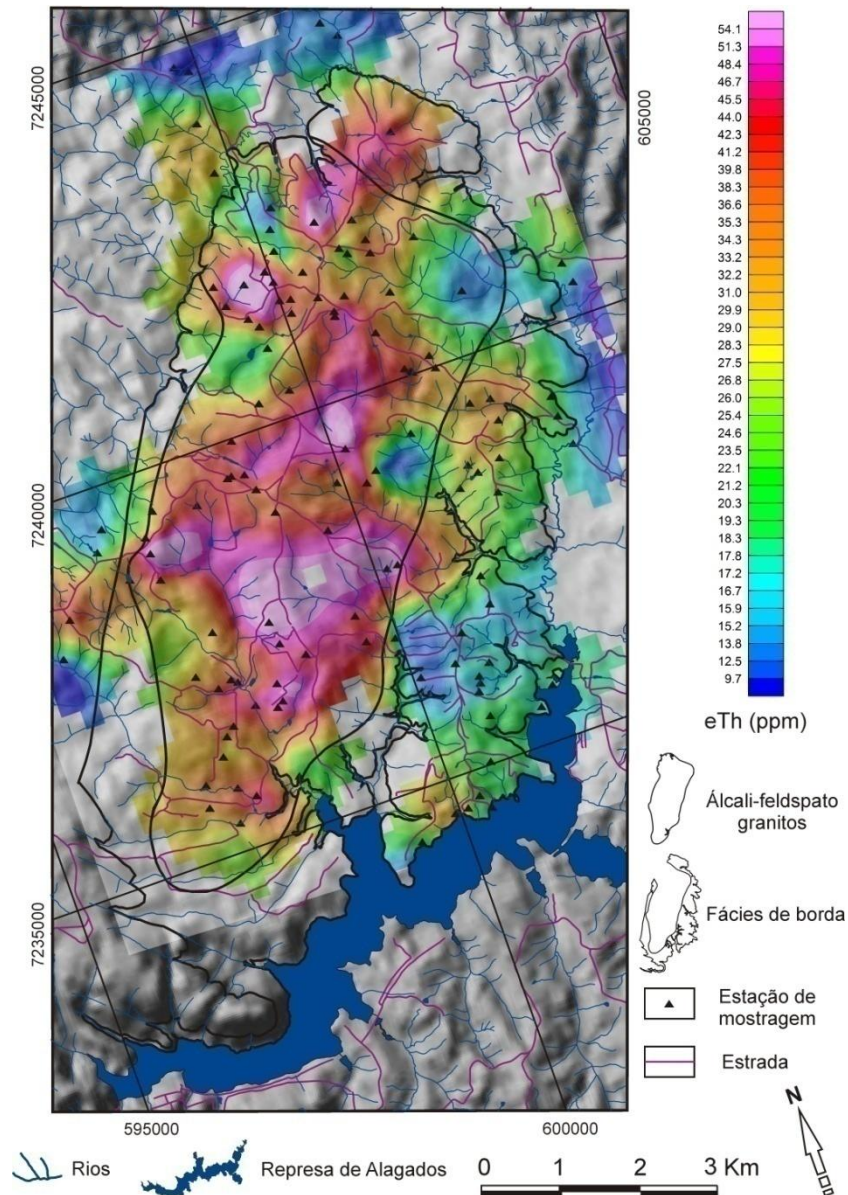


Figura 5.4 - Mapa de contorno de tório sobreposto a modelo digital de elevação - levantamento gamaespectrométrico terrestre.

As menores concentrações de tório são encontradas nos Cambissolo Háplico Distrófico típico de textura argilosa (CXbd1), com teores de 14,40 ppm a 27,80 ppm e média de 20,81 ppm, e na associação de Organossolo Méssico com Gleissolo Melânico (OYs2), com concentrações variando de 11,80 ppm a 32,20 ppm e média de 22,03 ppm, ou seja, praticamente os mesmos encontrados para os depósitos

aluviais. Os coeficientes de dispersão para o eTh são os menores verificados na área de estudo (21,80% para o CXbd1 e 26,81% para o OYs2), evidenciando uma grande homogeneidade (regularidade) na distribuição desse radionuclídeo nessas classes de solos.

Com relação aos Organossos e Gleissolos e respectivos depósitos aluviais aos quais estão relacionadas, os teores relativamente reduzidos de eTh , porém distribuídos com muita regularidade, devem-se principalmente às características geomorfológicas e hidrodinâmicas deste ambiente de deposição (planície aluvial), favoráveis à acumulação e à redistribuição de materiais particulados finos (argilominerais), aos quais o tório normalmente encontra-se adsorvido, que é removido das encostas pelos fluxos hídricos superficiais. Assim, em períodos de chuvas intensas, os fluxos hídricos superficiais, mais volumosos e com maior energia cinética, promovem a remoção e o transporte de quantidades significativas de materiais do manto de intemperismo e dos radionuclídeos que contêm.

Ao atingir a planície aluvial, a energia cinética do fluxo de superfície sofre uma redução brusca, propiciando a acumulação temporária de grande parte da carga sedimentar (e respectivos radionuclídeos) que estava sendo transportada, enquanto o restante dessa carga, juntamente com os radionuclídeos que contêm, é transportado pelas correntes fluviais, acumulando-se, geralmente de forma homogênea, ao longo das planícies aluviais.

Com a diminuição da precipitação, até o retorno aos níveis normais da região, o fluxo de superfície e respectivo poder erosivo são também reduzidos, o que se traduz em menor carga sedimentar sendo transportada. A partir de então, o grande volume de carga sedimentar previamente depositado passa a ser progressiva e seletivamente retrabalhado (removido) e homogeneizado pelas correntes fluviais, acumulando-se regularmente ao longo das planícies de inundação na forma de depósitos aluviais, os quais, por serem predominantemente argilosos, retêm por adsorção parte dos radioisótopos que estavam sendo transportados. Além disso, os compostos de tório, pouco solúveis em água e, em consequência, de baixa mobilidade, podem sofrer complexação pela matéria orgânica, abundante nesse ambiente (aluvial), auxiliando na fixação do eTh .

5.1.1.3 Urânio (eU)

Da mesma forma que o tório, o eU é de ampla distribuição na área de estudo, com teores variando de 0,60 ppm a 19,20 ppm (Figura 5.1C), e média geral (132 estações) de 6,23 ppm, ou seja, cerca de duas vezes superior à abundância média da crosta terrestre que oscila entre 2 e 3 ppm (DICKSON e SCOTT, 1997; WILFORD *et al.*, 1997; MINTY, 1997; IAEA, 2003a; BONOTTO, 2004).

Apesar da variabilidade nos teores de urânio, os quais, face ao coeficiente de dispersão de 61,85% para as 132 estações de amostragem gamaespectrométrica, são classificados como irregularmente distribuídos na área de estudo, o mapa de contorno para urânio referente ao levantamento gamaespectrométrico terrestre (Figura 5.5) evidencia a existência de três grandes zonas radioanômalas, situadas no extremo norte e nas regiões centro-sul e sudeste dos álcali-feldspato granitos (Granito Serra do Carambeí), além de diversas zonas menores, confirmando o caráter radioanômalo destas rochas. Portanto, quando agrupados por tipos de rochas, verifica-se que as maiores concentrações de urânio são encontradas, preferencialmente, nos álcali-feldspato granitos (Tabela 5.3), cujas concentrações absolutas oscilam entre 1,20 ppm e 19,20 ppm de eU. O teor médio nessas rochas é de 7,40 ppm de eU e o coeficiente de dispersão é de 52,30%, caracterizando uma distribuição irregular.

Na fácies de borda verifica-se que o urânio segue um padrão muito parecido ao verificado com o tório, visto que as concentrações de eU variam entre 1,10 ppm e 17,10 ppm, com média de 4,75 ppm, ou seja, 64% inferior à verificada nos álcali-feldspato granitos. O coeficiente de dispersão de 73,98% indica uma irregularidade crescente na distribuição do urânio em relação aos álcali-feldspato granitos.

As menores concentrações de urânio são encontradas nos granitóides do Domínio Jotuba-Pitangui - Complexo Granítico Cunhaporanga e nos depósitos aluviais que margeiam o rio Jotuba, com valores variando de 0,60 ppm a 5,90 ppm e de 2,50 ppm a 6,10 ppm, respectivamente. Nos granitóides, onde a amplitude das concentrações é maior (5,30 ppm), o teor médio de eU foi de 3,46 ppm, ou seja, levemente acima da concentração média da crosta terrestre, enquanto o coeficiente de dispersão atingiu 46,98% (distribuição irregular). Nos depósitos aluviais, com amplitude de apenas 3,60 ppm, a concentração média foi de 3,88 ppm, também pouco acima da média da crosta terrestre, com coeficiente de dispersão atingindo

31,31%, o que evidencia uma distribuição regular de urânio nesse ambiente de sedimentação. Tais características indicam que os principais processos responsáveis pela migração (distribuição) do urânio neste ambiente são similares aos do tório, com a diferença de que o eU, por ter maior mobilidade, pode ser parcialmente transportado em solução.

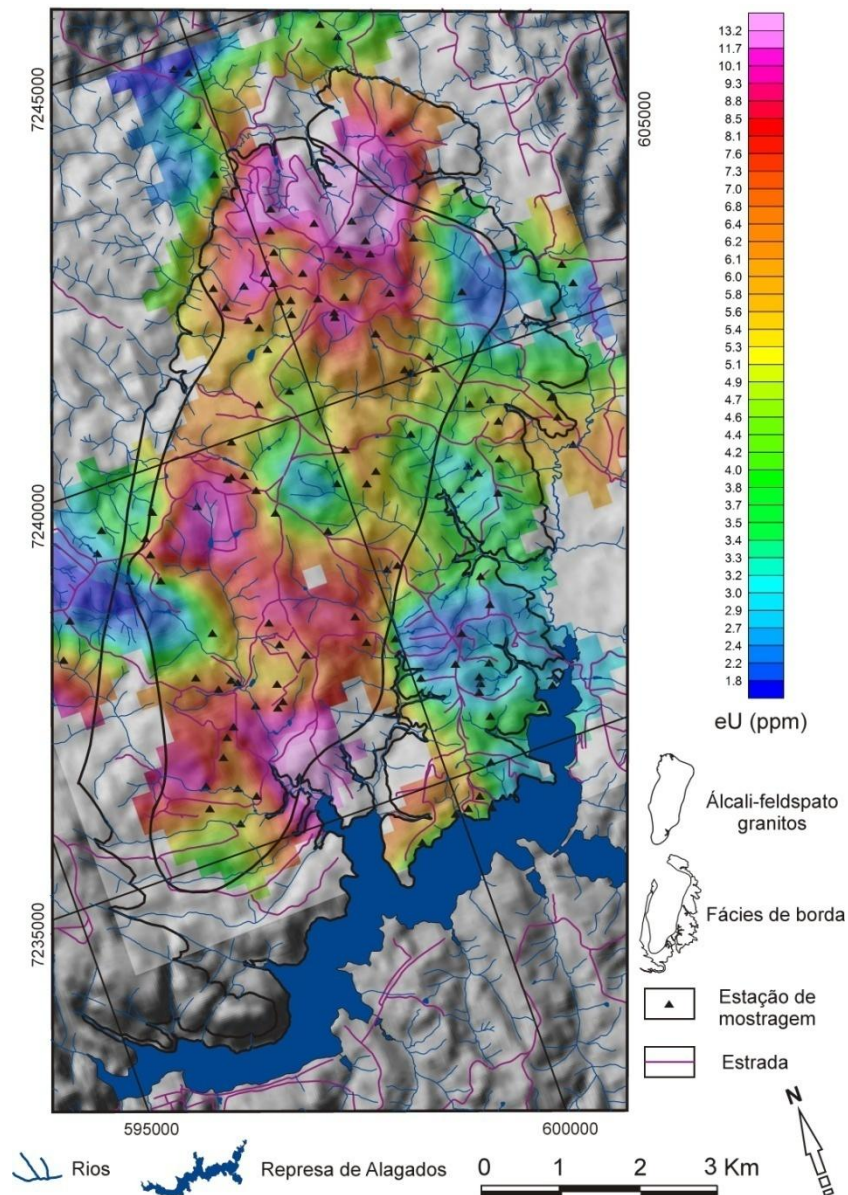


Figura 5.5 - Mapa de contorno de urânio sobreposto ao modelo digital de elevação - levantamento gamaespectrométrico terrestre.

A análise dos teores de urânio agrupados por intervalos altimétricos (Tabela 5.4) indica que a maior concentração média de eU (7,17 ppm) ocorre entre as altitudes de 1.000 m a 1.050 m (setores C3-J3) onde, em 46 estações de

amostragem, as concentrações absolutas situam-se entre 2,20 ppm e 16,40 ppm, com coeficiente de dispersão de 54,71%, caracterizando uma irregularidade não muito acentuada na distribuição desse radionuclídeo.

Nos setores altimétricos C2-J2 (altitudes entre 950 m e 1.000 m) a concentração média de eU é de 6,13 ppm, com valores absolutos variando entre 0,60 ppm e 19,20 ppm e coeficiente de dispersão de 69,64%, evidenciando um aumento na irregularidade de distribuição do urânio nesse compartimento altimétrico em relação aos setores C3-J3.

Entre as altitudes de 918,60 m e 950 m, ou seja, nos setores C1-J1, verifica-se a menor concentração média de eU, no valor de 5,18 ppm. As concentrações máxima e mínima são de 17,70 ppm e 1,10 ppm, respectivamente, e o coeficiente de dispersão de 54,65% é o menor entre todos os intervalos altimétricos, apesar de ser apenas 0,11% inferior ao do setor C3-J3 (1.000 m a 1.050 m).

Assim, a análise dos dados da Tabela 5.4 e a comparação destes com os mapas da Figura 4.12 (setores de altitude) e da Figura 5.5 (mapa de contorno para urânio), indicam que as zonas radioanômalas estão situadas predominantemente no terço superior de vertentes (cabeceiras de drenagens), provavelmente devido à menor espessura e lixiviação menos intensa do manto de alteração existente nessa porção das vertentes. Verifica-se então uma redução gradativa nos teores de urânio em direção às regiões de maior altitude (topos de morros) que, por apresentarem declividades menos acentuadas, favorecem a percolação de águas pluviais que lixiviam este elemento, cuja mobilidade é elevada, principalmente em ambiente oxidante. A partir do terço médio das vertentes em que estão localizadas as zonas radioanômalas, em direção aos fundos de vales, verifica-se novamente uma redução gradativa dos teores de urânio relacionada, provavelmente, ao acúmulo de materiais do manto de alteração removidos das porções mais superiores das vertentes, cujo urânio já havia sido parcialmente lixiviado.

Com relação aos solos, as maiores concentrações estão localizadas sobre a associação de Nitossolo Háplico com Cambissolo Háplico (Nxd), onde as concentrações de eU variam de 3,80 ppm a 17,00 ppm, com média de 11,12 ppm e coeficiente de dispersão de 46,55% (levemente irregular) (Tabela 5.5). Tal valor médio, que corresponde a cerca de quatro vezes a concentração média da crosta terrestre, evidencia a tendência do urânio de se concentrar em solos mais evoluídos

ou, ainda, de se combinar a oxi-hidróxidos de ferro e alumínio, cujos teores são relativamente elevados nesta associação de solos.

Na área de ocorrência da associação de Cambissolo Háplico com Latossolo Bruno (CXbd5) a concentração média é de 6,67 ppm de urânio, com valores absolutos situados entre 1,90 ppm e 19,20 ppm e coeficiente de dispersão de 58,91% (dispersão irregular). Concentrações similares são observadas nos Cambissolos Háplicos Distróficos de textura média e argilosa (CXbd2), com valores absolutos entre 0,60 ppm e 17,10 ppm, média de 6,03 ppm e coeficiente de dispersão de 57,38%.

As menores concentrações de urânio ocorrem nos Cambissolos Háplicos Distróficos típicos de textura argilosa (CXbd1), com média de 3,01 ppm de eU, valores absolutos entre 2,00 ppm e 4,60 ppm de eU, e coeficiente de dispersão de 28,73%, e na associação de Organossolos Méssicos com Gleissolos Melânicos (OYs2), com concentração média de 3,88 ppm, valores absolutos situados entre 2,50 ppm e 6,10 ppm de eU e o coeficiente de dispersão de 29,52%, indicando que nesses dois grupos de solos (CXbd1 e OYs2) o urânio encontra-se distribuído de forma regular.

5.1.1.4 Contagem total (CT)

O mapa de contorno de contagem total (Figura 5.6) possui uma grande semelhança com o mapa de contorno de urânio de forma que as mesmas características referentes aos tipos de rochas, setores altimétricos e classes de solos descritas para o eU podem ser aplicadas à contagem total. Tal semelhança é indicativa de que a radioatividade da área é fortemente influenciada (controlada) pelo ^{238}U e é expressa pelo elevado coeficiente de correlação positivo ($r = 0,77$) entre CT e concentração de eU (Tabela 5.2; Figura 5.2B), mostrando que na maioria dos pontos de amostragem, elevadas concentrações de urânio correspondem a elevados valores de contagem total e vice-versa.

Em comparação ao mapa de contorno de tório, verifica-se ainda um alto grau de semelhança entre este e o de contorno de CT, porém menor que a verificada em relação ao de urânio. O gráfico de correlação entre CT (ppm de Ueq) e eTh (ppm) (Figura 5.2C) mostra que os pontos estão dispostos segundo duas tendências,

existindo ainda dois pontos anômalos, o que reduz o coeficiente de correlação CT x eTh ($r = 0,67$). Porém, excluindo os dados anômalos e analisando os demais separadamente, segundo as duas tendências, o coeficiente de correlação CT x eTh para 87 estações de uma das tendência atinge 0,98 e, para as 43 estações da outra tendência chega a 0,94, evidenciando, também, o forte controle exercido pelo ^{232}Th na radioatividade da área de estudo (Tabela 5.2; Figura 5.2C).

A análise deste mapa destaca a existência de três grandes zonas radioanômalas situadas no extremo norte, na região centro-sul e ao sul dos álcali-feldspato granitos (Granito Serra do Carambeí), similar ao verificado no mapa de contorno de urânio, porém distinto do mapa de contorno de tório.

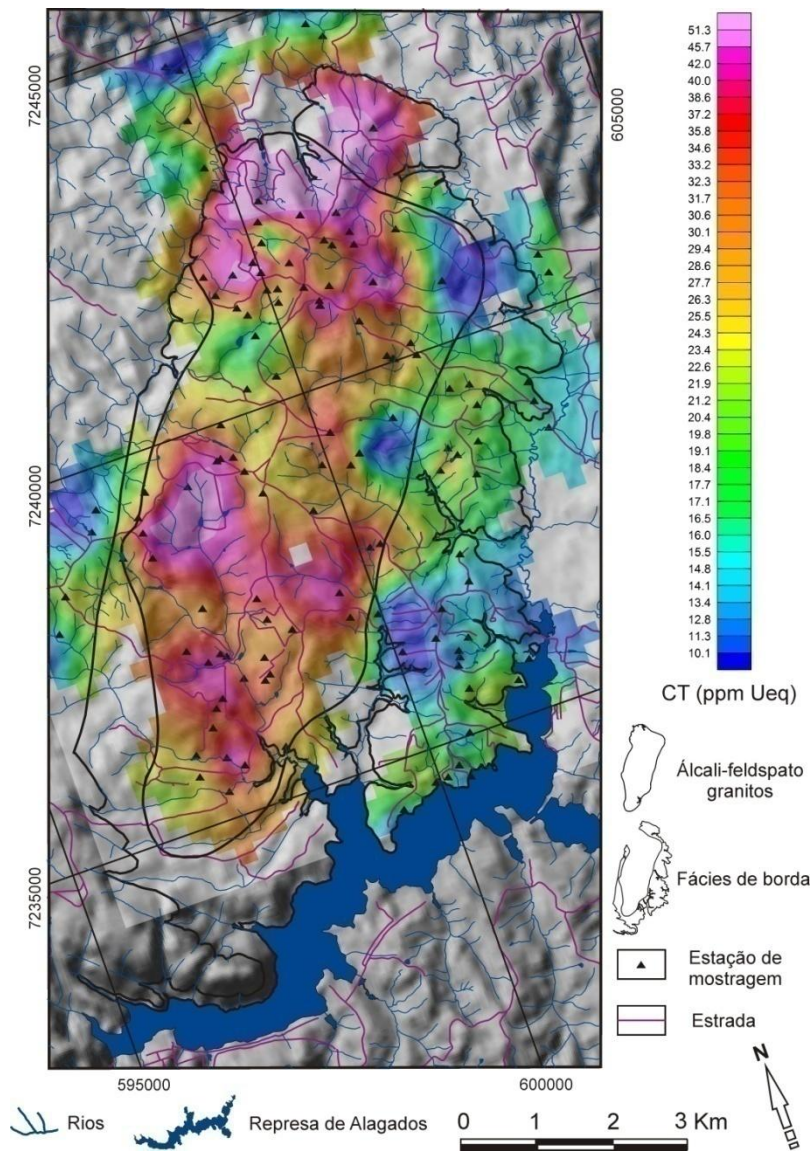


Figura 5.6 - Mapa de contorno de contagem total sobreposto ao modelo digital de elevação - levantamento gamaespectrométrico terrestre.

Apesar do mapa de contorno de contagem total exibir conjuntamente a dispersão dos radionuclídeos K, eTh e eU, verifica-se na área de estudo que a semelhança entre este e o mapa de contorno de K não é muito significativa. Isso se deve, em parte, à grande instabilidade química de minerais de potássio frente aos processos intempéricos, bem como à existência de prováveis relictos de uma antiga superfície de aplainamento na área de estudo e região, cuja formação exigiria intemperismo extremo que teria eliminado a quase totalidade do potássio.

Provável vestígio que corroborariam a existência de antiga superfície de aplainamento (provavelmente a Superfície do Alto Iguaçu) é a presença de gibbsita identificada por DRX em diversas amostras, principalmente nas porções mais elevadas e de menor declividade (topos de morros) da área de ocorrência dos álcali-feldspato granitos.

5.1.1.5 Razão eTh/eU

No presente estudo, a razão eTh/eU teve por finalidade destacar as relações entre intensidade do intemperismo e lixiviação de radionuclídeos, tendo-se em conta que, por apresentarem mobilidades distintas no ambiente natural, o tório, menos móvel, tende a se concentrar no perfil de alteração à medida que aumenta a intensidade do intemperismo, ocorrendo o inverso com o urânio que, pela maior mobilidade, tende a ser eliminado (lixiviado) do manto de alteração. Portanto, valores elevados da razão eTh/eU (superiores a 7), são indicativos de taxas elevadas de intemperismo, enquanto baixos valores (entre 2 e 7), indicam intemperismo não muito intenso ou mistura de materiais derivados de diferentes taxas de intemperismo (ADAMS e WEAVER, 1958).

A análise comparativa entre os mapas de contorno de urânio e da razão eTh/eU (Figuras 5.5 e 5.7) evidencia claramente o comportamento desses radionuclídeos, visto que as regiões que agrupam baixos valores da razão eTh/eU coincidem perfeitamente com as que apresentam concentrações mais elevadas de urânio, indicando que nesses locais o intemperismo não foi intenso o suficiente para que o urânio contido nos minerais primários fossem fortemente lixiviados, ou que o ^{238}U lixiviado acabou precipitando. Verifica-se ainda a perfeita coincidência entre

zonas com elevados valores de eTh/eU, atribuídas aos locais em que o intemperismo e/ou lixiviação foram mais intensos, e zonas empobrecidas em urânio (Figuras 5.5 e 5.7).

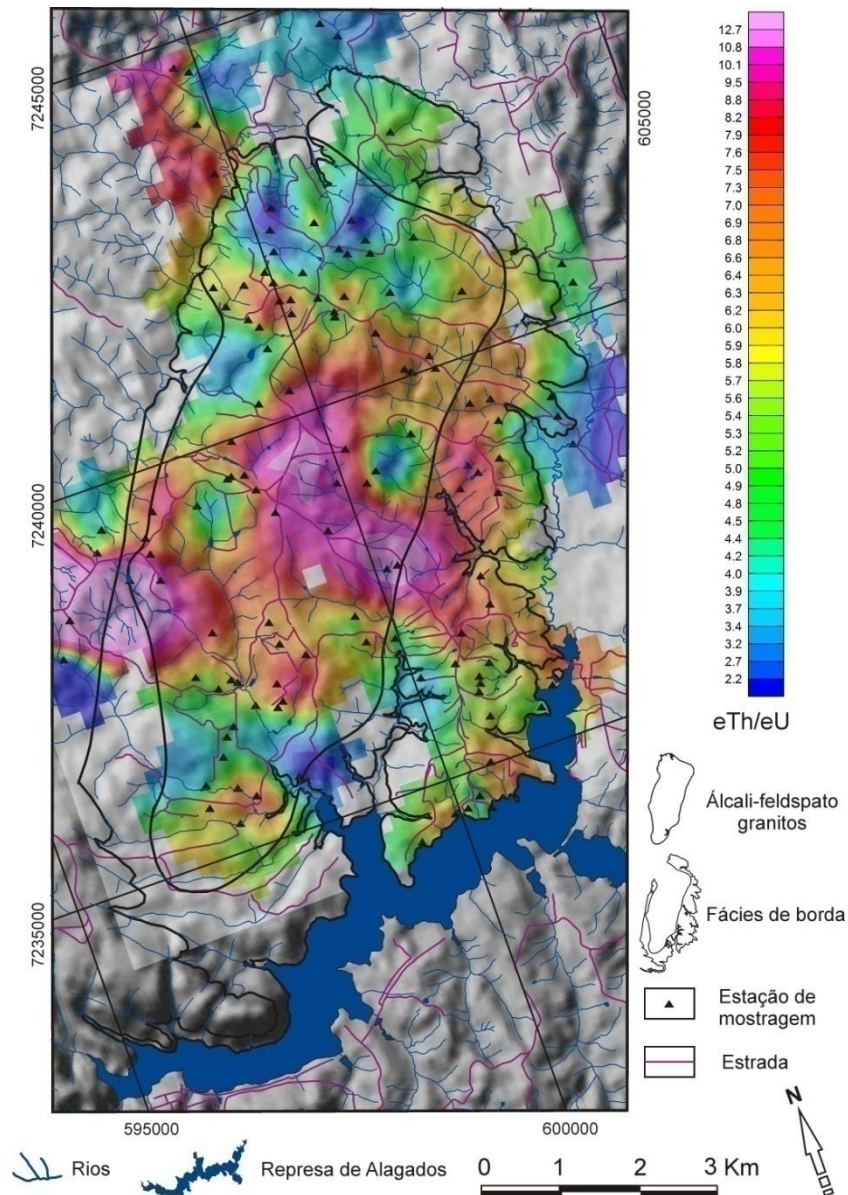


Figura 5.7 – Mapa de contorno da razão eTh/eU sobreposto ao modelo digital de elevação - levantamento gamaespectrométrico terrestre.

A análise quantitativa da razão eTh/eU mostra que, apesar dos valores absolutos situarem entre 0,53 e 22,83, as razões médias nos diferentes compartimentos líticos são similares, oscilando entre 6,03 e 6,28, respectivamente nos depósitos aluviais e nos álcali-feldspato granitos (Tabela 5.3) indicando, para os

granitóides, taxas de intemperismo e/ou de lixiviação variando de incipiente a intensa e, para os depósitos aluviais, mistura de materiais originados de diferentes taxas de intemperismo.

Por sua vez, os valores agrupados por intervalos altimétricos mostram uma redução progressiva da razão eTh/eU entre os terrenos mais elevados e os mais rebaixados, com valores médios de 6,74 no intervalo altimétrico de 1.000 m a 1.050 m (setores C3 e J3), de 6,34 no intervalo de 950 m a 1.000 m (setores C2 e J2) e de 5,41 no intervalo entre 918,6 m e 950 m (setores C1 e J1), relacionados a processos intempéricos mais acentuados nas porções mais elevadas e planas dos terrenos.

Com relação aos tipos de solos, a menor razão eTh/eU é verificada na associação de Nitossolo Háplico com Cambissolo Háplico (Nxd), com média de 3,13, enquanto nas demais classes de solos os valores mantêm-se muito próximos, com médias entre 5,94 nos Cambissolos Háplicos Distróficos de textura média e argilosa (CXbd2), a 7,11 nos Cambissolos Háplicos Distróficos típicos de textura argilosa (CXbd1). Os baixos valores da razão eTh/eU nos solos Nxd devem-se, provavelmente, ao elevado teor de ferro destes solos, visto que tanto o urânio quanto o tório liberados durante o intemperismo químico tendem a ser co-precipitados em óxidos de ferro (WILFORD *et al.*, 1997), o que aumentaria as concentrações relativas destes radionuclídeos, mantendo aproximadamente constante, e não muito elevada, a razão eTh/eU nesses solos.

Além de permitir estimar taxas de intemperismo, as concentrações de tório e de urânio poderiam, em teoria, auxiliar na interpretação e datação de eventos paleoclimáticos. Assim, considerando que ambientes redutores são encontrados, geralmente, em planícies aluviais e em depressões encharcadas, propícios à acumulação de materiais sedimentares argilosos ricos em matéria orgânica, tais ambientes atuam como fixadores de tório e urânio. Porém, a exposição subaérea e conseqüente dessecação desses depósitos sedimentares por ocasião de estiagens (Figura 3.5G) promoveriam, mesmo que temporariamente, alterações físico-químicas (pH, Eh, temperatura e outros) nesse ambiente que levariam, dentre outros fenômenos, à oxidação da matéria orgânica presente nas porções mais superiores desses depósitos. Em consequência, complexos organometálicos seriam rompidos, liberando o urânio e o tório previamente fixados durante a vigência de condições redutoras. Posteriormente, com o restabelecimento das condições hidrológicas normais, ou devido à ocorrência de cheias (Figura 3.5H), grande parte

do urânio liberado das porções mais superiores desses depósitos aluviais, por ser mais móvel que o tório, seria removida em solução, o que levaria à modificação (aumento) da razão eTh/eU nas porções superiores de depósitos aluviais submetidos a tais alterações climático-ambientais, enquanto nas porções mais inferiores desses depósitos, menos expostas a tais alterações, a razão eTh/eU seria menor.

Portanto, teoricamente, a razão eTh/eU , além de permitir estimar as diferentes taxas de intemperismo a que as rochas foram submetidas, poderia auxiliar na interpretação de regimes hidrológicos pretéritos, por meio da determinação das concentrações de tório e urânio (e respectivas razões) em testemunhos de sondagem extraídos de depósitos aluviais argilosos. Por outro lado, conhecendo-se a periodicidade e a sazonalidade do regime hidrológico de um determinado curso de água fluindo numa planície aluvial, as concentrações de tório e de urânio permitiriam (teoricamente) estabelecer a datação dos diversos eventos de cheias e vazantes deste rio.

5.1.1.6 Dose anual de radiação (DAR) ($\mu Sv/ano$)

A dose efetiva de radiação (denominada no presente trabalho de dose anual de radiação ou, simplesmente, DAR), é o Sievert (Sv), cuja unidade no sistema internacional o Joule por quilograma (J/kg). Para o cálculo da DAR a que a população local (indivíduo do público) está exposta, foram utilizadas as concentrações dos radionuclídeos K, eTh e eU obtidas no levantamento gamaespectrométricos terrestres efetuado na área de estudo, visto que o K e os radionuclídeos originados pelo decaimento do eTh e eU representam a principal fonte de radiação gama que afeta os seres humanos (NCRP, 1987; ATSDR, 1999; UNCEAR, 2000b; TAUHATA *et al.*, 2003). Tais radionuclídeos, presentes nas rochas e respectivos produtos de alteração, produzem um campo de radiação gama que atravessa a interface rocha/solo–ar, expondo os seres humanos e outros componentes da biota local aos efeitos danosos da radiação (UNCEAR, 2000c).

Portanto, a aplicação das concentrações dos radionuclídeos em estudo na equação (5.1), a seguir (GRASTY *et al.*, 1984), permitiu a quantificação da dose anual de radiação (DAR) expressa em $\mu Sv/ano$:

$$\text{DAR} = 320 + 52,56[\text{K} \times 1,505 + \text{eU} \times 0,625 + \text{eTh} \times 0,310] \quad (5.1)$$

onde: K representa a concentração de K (%); eU corresponde à concentração de U (ppm); eTh é a concentração de Th (ppm).

De acordo com órgãos reguladores (nacional e internacional), a exposição normal de indivíduos do público, ou seja, de indivíduos não expostos ocupacionalmente, deve ser restringida de tal forma que a dose efetiva (de corpo inteiro) seja limitada a 1.000 $\mu\text{Sv}/\text{ano}$ ou 1 mSv/ano (ICRP 1990; CNEN, 2005; BARBOSA e SOUZA NETO, 2005; ICRP, 2005; FERREIRA, 2007). No entanto, verifica-se que em 85 das 132 estações de amostragem terrestre, ou seja, em 64,4% das mesmas, este valor foi superado, chegando a atingir 2.293,37 $\mu\text{Sv}/\text{ano}$ (Tabela 5.1; Figura 5.1F). A DAR média das 132 estações da área em estudo atingiu 1.173,53 $\mu\text{Sv}/\text{ano}$, enquanto a média das 85 estações terrestres em que a dose máxima de radiação permitida (1.000 $\mu\text{Sv}/\text{ano}$) foi superada atingiu 1.386,53 $\mu\text{Sv}/\text{ano}$. Nas 47 estações restantes a DAR média foi de 788,64 $\mu\text{Sv}/\text{ano}$.

Do que se depreende da Tabela 5.1 e das Figuras 5.2F e 5.2G, a DAR é influenciada principalmente pelas elevadas concentrações de tório e de urânio ocorrentes na área de estudo, cujos coeficientes de correlação DAR x eTh e DAR x eU atingiram, respectivamente, 0,86 e 0,74, enquanto o K, com coeficiente de correlação de 0,48, influencia de forma menos significativa na DAR (Figura 5.2E). Assim, simulação em que as concentrações de K foram excluídas forneceu como valor médio de DAR 1.066,80 $\mu\text{Sv}/\text{ano}$ para as 132 estações de amostragem, ou seja, apenas 9,1% inferior ao valor real médio em que todas as concentrações de ^{40}K foram computadas. Outra simulação, desta vez excluindo-se as concentrações de urânio, resultou em DAR média de 969,04 $\mu\text{Sv}/\text{ano}$, ou seja, 17,4% inferior ao valor médio real. Já na simulação em que as concentrações de tório foram excluídas, a DAR média foi de 631,70 $\mu\text{Sv}/\text{ano}$, equivalente a apenas 46,2% da média real para as 132 estações de amostragem, onde todos os radionuclídeos em estudo foram considerados.

A forte influência que o tório e o urânio exercem na dose anual de radiação também é confirmada pela grande semelhança entre os mapas de contorno destes radionuclídeos (Figuras 5.4 e 5.5) e o mapa de contorno de DAR (Figura 5.8), cujas

zonas que apresentam valores relativamente elevados de DAR são praticamente as mesmas que agrupam concentrações elevadas de tório e urânio.

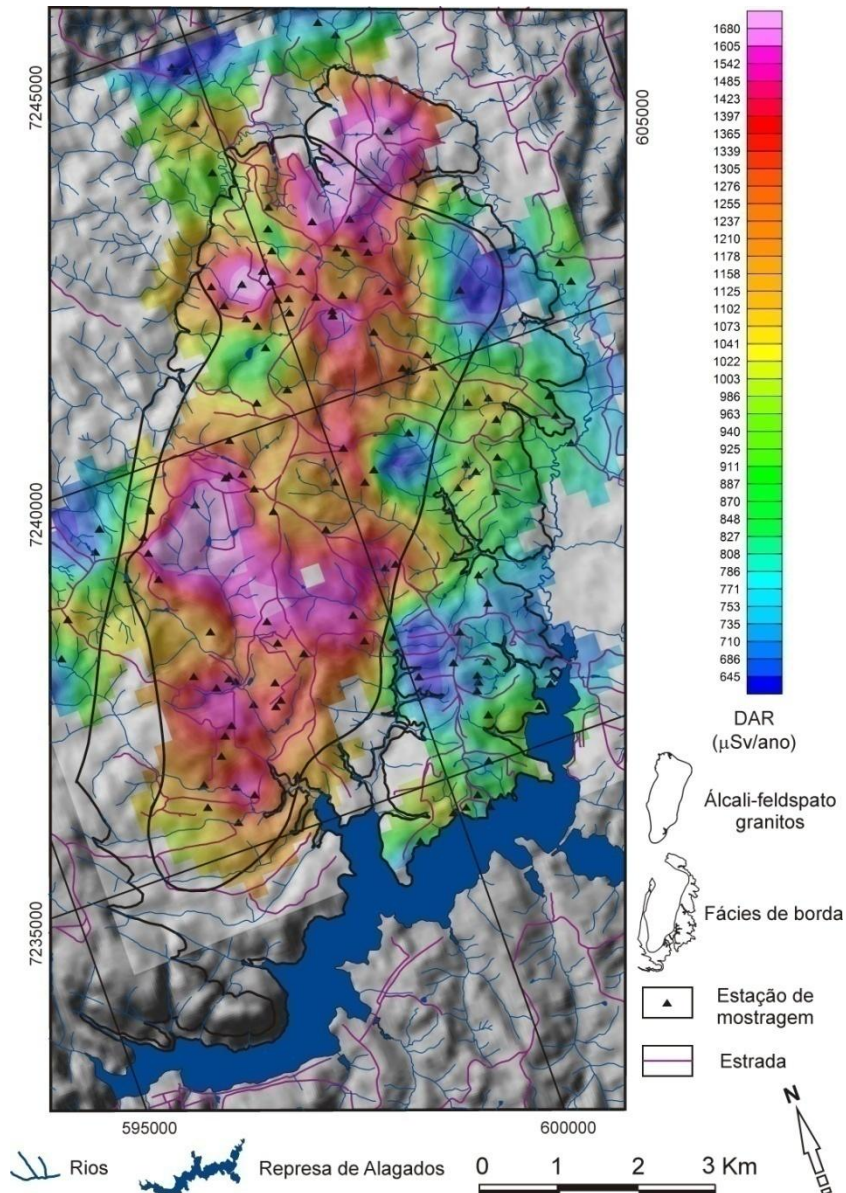


Figura 5.8 - Mapa de contorno de dose anual de radiação sobreposto ao modelo digital de elevação - levantamento gamaespectrométrico terrestre.

Elaborou-se ainda a imagem de composição ternária CMY (Figura 5.9), com a finalidade de integrar as concentrações de potássio, tório e urânio num único produto final. Nesta imagem, em que o K está associado à cor ciano (C), o eTh à magenta (M) e o eU à amarela (Y), áreas com elevadas concentrações desses radionuclídeos, ou seja, onde a radioatividade natural é mais elevada, são representadas por cores escuras (cinza a preta), enquanto cores claras indicam

radioatividade menos expressiva. Já as tonalidades róseas relacionam-se a altas concentrações de tório, tons amarelados indicam teores elevados de urânio, enquanto tonalidades intermediárias (misturas das cores primárias ciano, magenta e amarela) como esverdeadas, alaranjadas e azuladas indicam, respectivamente, misturas potássio-urânio, tório-urânio e tório-potássio (OLIVEIRA SILVA *et al.*, 2007). Esta imagem mostra a existência de algumas zonas radioanômalas ao norte e na região central da área de pesquisa.

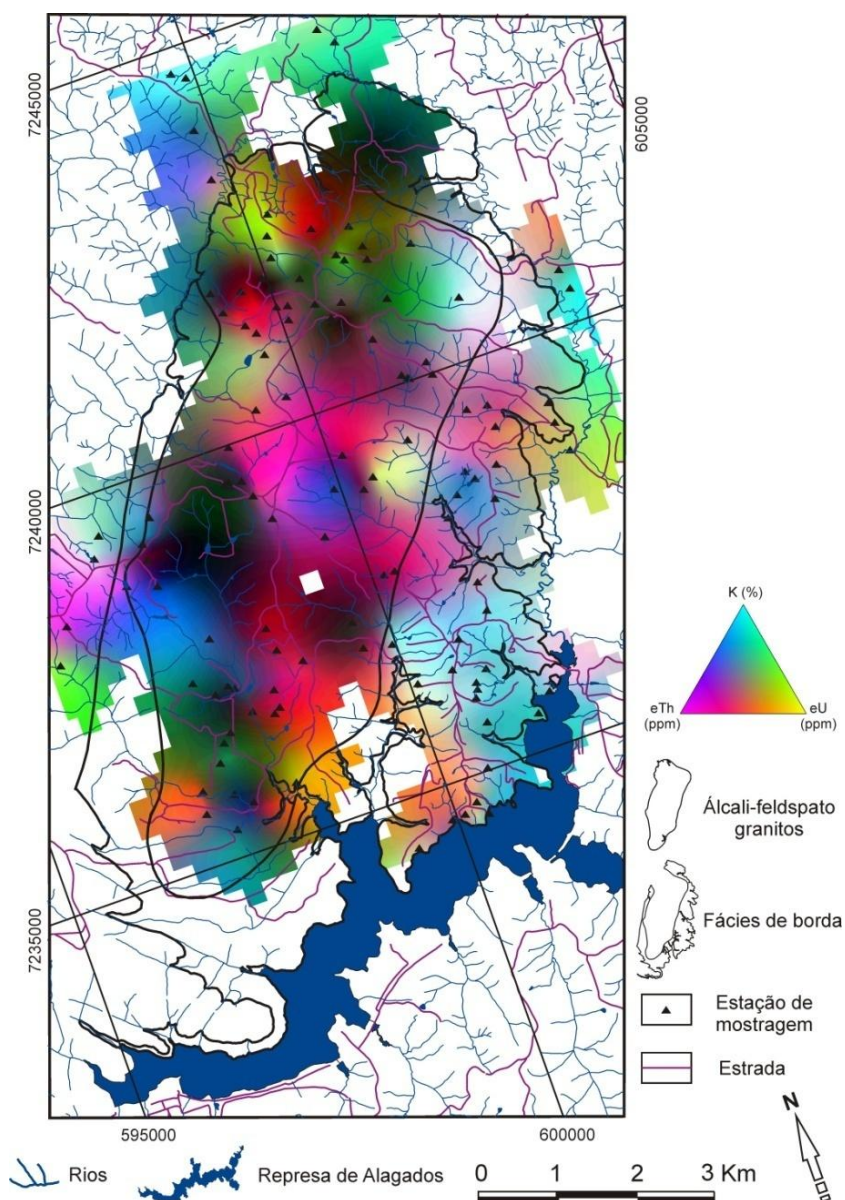


Figura 5.9 - Imagem da Composição Ternária CMY para K, eTh e eU - levantamento gamaespectrométrico terrestre.

A análise dos dados agrupados por litotipos, como era de se esperar, mostrou serem as áreas de ocorrência dos álcali-feldspato granitos as que concentram as maiores DAR, com valores absolutos entre 557,02 $\mu\text{Sv}/\text{ano}$ e 2.293,37 $\mu\text{Sv}/\text{ano}$ e média de 1.342,16 $\mu\text{Sv}/\text{ano}$. O coeficiente de dispersão de 26,23% caracteriza uma distribuição regular (homogênea) da DAR sobre estas rochas.

No domínio das rochas da fácies de borda a DAR oscila entre 466,43 $\mu\text{Sv}/\text{ano}$ e 1971,38 $\mu\text{Sv}/\text{ano}$, com média de 944,43 $\mu\text{Sv}/\text{ano}$ e coeficiente de dispersão de 33,68%. Tais valores, apesar de significativamente menores que os verificados nos álcali-feldspato granitos, ainda permanecem elevados, pelo fato de que em nove estações a DAR supera a dose recomendada (1.000 $\mu\text{Sv}/\text{ano}$).

A menor concentração média de DAR (798,79 $\mu\text{Sv}/\text{ano}$) é verificada nas rochas do Domínio Jotuba-Pitangui, com valores absolutos entre 503,78 $\mu\text{Sv}/\text{ano}$ e 1.207,32 $\mu\text{Sv}/\text{ano}$ e o coeficiente de dispersão é de 28,27%.

Nos depósitos aluviais, onde a DAR varia de 721,24 $\mu\text{Sv}/\text{ano}$ a 1.035,32 $\mu\text{Sv}/\text{ano}$ tendo como média 870,55 $\mu\text{Sv}/\text{ano}$ (Tabela 5.3), verifica-se o menor coeficiente de dispersão, de apenas 9,8% (distribuição regular), indicando que os materiais de alteração e respectivo conteúdo radioisotópico, removidos das porções mais elevadas dos terrenos (topos de morros) e das vertentes, são homogeneizados e redistribuídos neste ambiente deposicional pelas correntes fluviais.

Quanto aos aspectos geomorfológicos, verificam-se valores progressivamente decrescentes de DAR entre os setores de maior e de menor altitude, com médias de 1.339,23 $\mu\text{Sv}/\text{ano}$ nos setores C3-J3 (1.000 m a 1.050 m), 1.131,95 $\mu\text{Sv}/\text{ano}$ nos setores C2-J2 (950 m a 1.000 m) e de 1.019,55 $\mu\text{Sv}/\text{ano}$ nos setores C1-J1 (918,6 m a 950 m) (Tabela 5.4). Os coeficientes de dispersão nos diversos compartimentos altitudinais não apresentaram variações marcantes (29,43% a 34,45%), sendo similares ao verificado para a totalidade das estações (132) que foi de 33,06% (Tabela 5.4).

Com relação às classes de solos, os maiores valores de DAR são verificados nos solos mais evoluídos, ricos em ferro, representados na área de estudo pela associação de Nitossolo Háplico com Cambissolo Háplico (Nxd), onde a DAR, apesar de irregularmente distribuída ($C_d = 51,37\%$), apresentou a maior média da área de estudo (1.349,20 $\mu\text{Sv}/\text{ano}$), com valores absolutos situados entre 557,02

$\mu\text{Sv/ano}$ e 2,293,37 $\mu\text{Sv/ano}$ (Tabela 5.5). Os menores valores, entre 699,43 $\mu\text{Sv/ano}$ e 939,89 $\mu\text{Sv/ano}$, estão localizados nos Cambissolos Háplicos Distróficos típicos de textura argilosa (CXbd1), onde o valor médio foi de 803,36 $\mu\text{Sv/ano}$ e o coeficiente de dispersão foi de 11,61% (distribuição regular).

Na associação de Organossolos Méssicos com Gleissolos Melânicos (OYs2), onde os valores de DAR oscilam entre 721,24 $\mu\text{Sv/ano}$ e 1.035,32 $\mu\text{Sv/ano}$, tendo como média 870,55 $\mu\text{Sv/ano}$, verifica-se o menor coeficiente de dispersão da dose anual de radiação (9,24%), similar ao dos depósitos aluviais aos quais esta associação de solos está relacionada. Portanto, os processos responsáveis pela homogeneização e distribuição dos radionuclídeos aos quais a DAR está relacionada são os mesmos que atuam nos depósitos aluviais.

5.1.2 Aerogamaespectrometria

Conforme descrito no item 2.4 (Gamaespectrometria aérea e terrestre), os estudos referentes às características aerogamaespectrométricas da área foram realizados a partir de dados do Projeto Aerogeofísico Serra do Mar Sul - PSMS, reprocessados e transformados de contagem por segundo (cps) para % de K e ppm de eTh e eU (BARMP, 1997, *apud* FERREIRA *et al.*, 2001), cedidos pelo Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada - LPGA/UFPR.

Apesar das linhas de vôo apresentarem direções entre N27W e N33W e espaçamentos entre 500 m e 2.300 m, a maioria teve direção em torno de N30W e espaçamentos de 900 a 1.000m. A aquisição de dados aerogeofísicos sobre essas linhas que, na área de estudo somaram 81.700 m, foi efetuada, em média, a cada 69 m, totalizando 1.184 pontos de amostragem.

O processamento estatístico dos dados e a geração de mapas de contorno foram realizados seguindo os mesmos procedimentos utilizados na gamaespectrometria terrestre. Desta forma, o método de interpolação adotado na elaboração dos mapas foi o de curvatura mínima em células de 250 metros. Em função do número elevado de dados, estes foram agrupados em 11 classes de distribuição frequência, de acordo com a expressão (2.1) de Sturges (Tabela 5.7; Figura 5.10).

A matriz de correlação linear de Pearson, com exceção das interações envolvendo o K e a razão eTh/eU, apresentou coeficientes de correlação elevados e positivos, indicando a forte influência que o tório e urânio exercem, tanto na contagem total, quanto na DAR (Tabela 5.8; Figuras 5.11A,B,C,E,F,H). O coeficiente baixo e negativo para a interação entre o K x DAR (Tabela 5.8; Fig. 5.11D) pode estar relacionado a incorreções na fase de aquisição dos dados, conforme relatado por Silva & Mantovani (1994, p.122), as quais parecem não terem sido totalmente sanadas pelo processo de retrocalibração realizado por BARMP (1997). Quanto à correlação negativa ($r = -0,20$) entre eTh/eU e eU (Tabela 5.8; Fig. 5.11G) é compatível com ambiente submetido a taxas de intemperismo que variam de insipiente a intenso.

Com a finalidade de estimar o grau de regularidade da distribuição dos radioisótopos K (%), eTh (ppm), eU (ppm), da contagem total – CT ($\mu\text{R/h}$), da razão eTh/eU, bem como da dose anual de radiação – DAR ($\mu\text{Sv/ano}$) a que a população local está exposta nos diversos ambientes da área de estudo, procedeu-se o cálculo dos respectivos coeficientes de dispersão (Cd). Os dados (CT e concentrações de K, eTh, eU, eTh/eU e DAR) foram analisados em conjunto (Tabela 5.7) e agrupados por setores de altitudes, unidades geológicas e classes de solos (Tabelas 5.9, 5.10 e 5.11).

Tabela 5.7 - Distribuição de frequência de CT, concentrações de K, eU, e eTh e valores de Th/U e DAR referentes aos 1.184 pontos de tomada de dados aerogamaespectrométrica na área de estudo (Taxa exp.: taxa de exposição; Conc.: concentração; Coef.: coeficiente; Freq.: frequência).

Classes	CT		K (%)		eU		eTh		eTh/eU		DAR	
	Taxa exp. ($\mu\text{R/h}$)	Freq.	Conc. (%)	Freq.	Conc. (ppm)	Freq.	Conc. (ppm)	Freq.	-	Freq.	$\mu\text{Sv/ano}$	Freq.
1	0,62 – 1,94	38	0,00 – 0,16	132	0,09 – 1,21	42	3,14 – 10,02	67	1,93 – 5,38	587	403,16 – 551,00	57
2	1,94 – 3,27	67	0,16 – 0,32	247	1,21 – 2,34	77	10,02 – 16,90	438	5,38 – 8,83	562	551,00 – 698,84	199
3	3,27 – 4,59	559	0,32 – 0,47	305	2,34 – 3,46	502	16,90 – 23,79	417	8,83 – 12,28	22	698,84 – 846,68	608
4	4,59 – 5,91	303	0,47 – 0,63	188	3,46 – 4,58	352	23,79 – 30,67	112	12,28 – 15,73	3	846,68 – 994,52	145
5	5,91 – 7,24	87	0,63 – 0,79	127	4,58 – 5,71	78	30,67 – 37,55	65	15,73 – 19,19	4	994,52 – 1142,36	80
6	7,24 – 8,56	56	0,79 – 0,95	81	5,71 – 6,83	57	37,55 – 44,43	40	19,19 – 22,64	2	1142,36 – 1290,20	48
7	8,56 – 9,89	43	0,95 – 1,11	29	6,83 – 7,96	44	44,43 – 51,31	19	22,64 – 26,09	1	1290,20 – 1438,03	19
8	9,89 – 11,21	7	1,11 – 1,27	37	7,96 – 9,08	13	51,31 – 58,19	6	26,09 – 29,54	2	1438,03 – 1585,87	10
9	11,21 – 12,53	13	1,27 – 1,42	22	9,08 – 10,20	7	58,19 – 65,08	6	29,54 – 32,99	0	1585,87 – 1733,71	6
10	12,53 – 13,86	5	1,42 – 1,58	9	10,20 – 11,33	4	65,08 – 71,96	5	32,99 – 36,44	0	1733,71 – 1881,55	5
11	13,86 – 15,18	6	1,58 – 1,74	7	11,33 – 12,45	8	71,96 – 78,84	6	36,44 – 39,89	1	1881,55 – 2029,39	7
Total de estações		1184		1184		1184		1184		1184		1184
Conc. máxima	15,18		1,74		12,45		78,84		38,89		2029,39	
Conc. média	4,89		0,49		3,74		20,59		5,70		817,18	
Mediana	4,43		0,42		3,40		17,84		5,39		762,23	
Conc. mínima	0,62		0,00		0,09		3,14		1,93		403,16	
Desvio padrão	1,98		0,32		1,68		10,40		2,13		219,02	
Coef. dispersão	40,44		65,15		44,77		50,51		37,44		26,80	

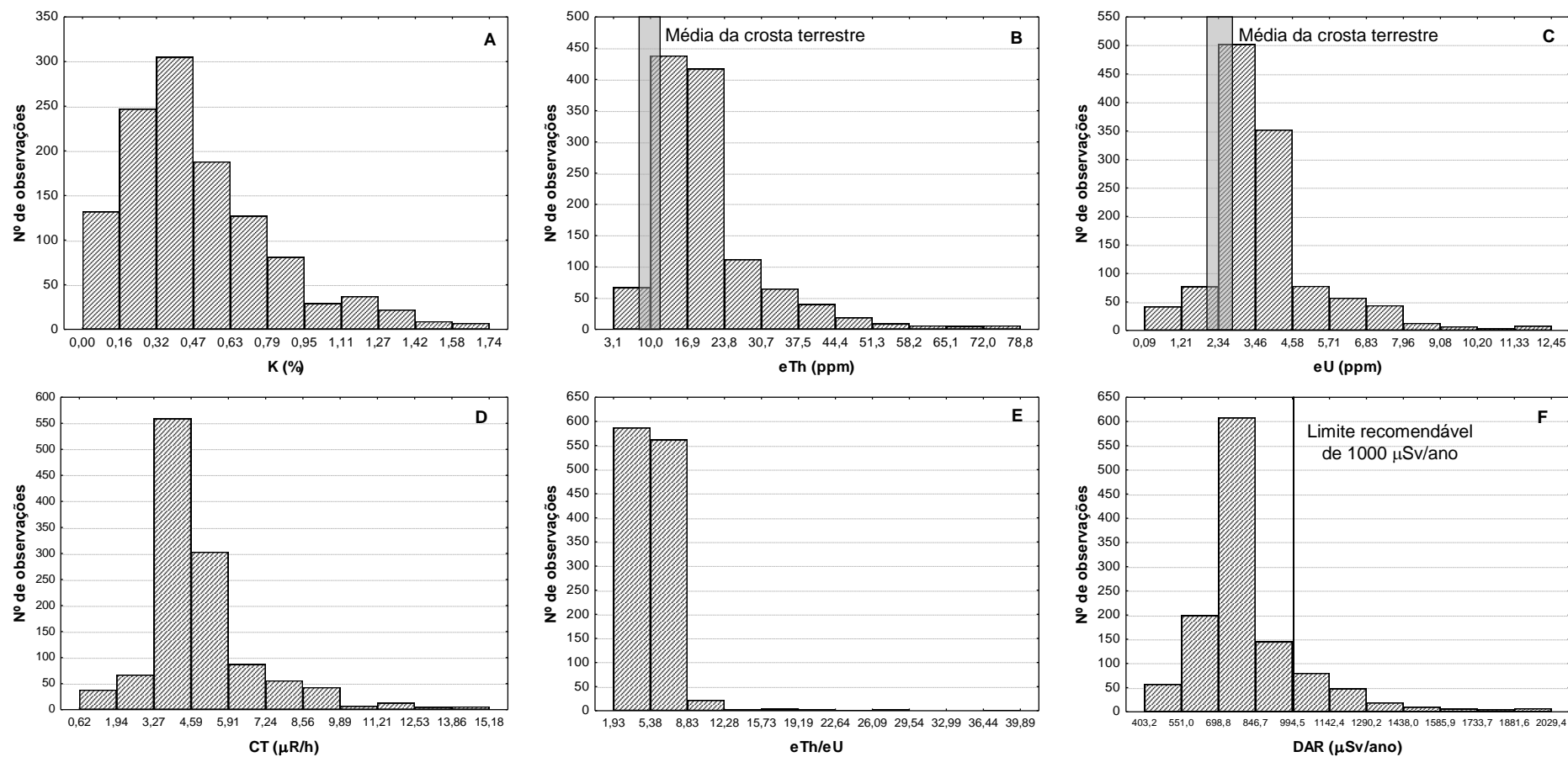


Figura 5.10 – Histogramas com as distribuições de freqüências das concentrações de K, eU, eTh e CT e valores de eTh/eU e DAR referentes ao levantamento aerogamaespectrométrico realizado na área de estudo.

Tabela 5.8 – Matriz de correlação de Pearson para os dados aerogamaespectrométricos (CT, K, eU, eTh, eTh/eU, DAR) (limite de confiança de 95%).

	CT ($\mu\text{R/h}$)	K (%)	eU (ppm)	eTh (ppm)	eTh/eU	DAR ($\mu\text{Sv/ano}$)
CT ($\mu\text{R/h}$)	1,00					
K (%)	0,03	1,00				
eU (ppm)	0,94	-0,08	1,00			
eTh (ppm)	0,96	-0,14	0,91	1,00		
eTh/eU	-0,06	-0,14	-0,20	0,05	1,00	
DAR ($\mu\text{Sv/ano}$)	0,98	-0,01	0,95	0,99	-0,03	1,00

Tabela 5.9 – Parâmetros estatísticos (CT, K, eU, eTh, eTh/eU e DAR) referentes aos dados aerogamaespectrométricos nos diversos litotipos ocorrentes na área de estudo.

Unidade geológica Densidade de pontos	Parâmetros estatísticos	CT ($\mu\text{R/h}$)	K (%)	eU (ppm)	eTh (ppm)	eTh/eU	DAR ($\mu\text{Sv/ano}$)
Aluviões 114	Conc. máxima	5,48	1,31	4,32	23,74	21,03	860,22
	Conc. média	3,82	0,49	2,90	15,16	5,64	701,10
	Mediana	3,89	0,48	3,00	15,99	5,34	709,34
	Conc. mínima	1,75	0,07	0,37	5,00	3,08	464,42
	Desvio padrão	0,81	0,25	0,89	3,92	2,21	90,99
	Coef. Dispersão (%)	21,15	51,12	30,66	25,86	39,11	12,98
Formação Furnas 33	Conc. máxima	4,17	0,45	3,15	18,20	7,14	724,04
	Conc. média	3,64	0,31	2,67	15,91	6,02	691,19
	Mediana	3,66	0,30	2,64	15,94	5,78	694,31
	Conc. mínima	3,09	0,17	2,20	14,55	5,16	663,01
	Desvio padrão	0,29	0,07	0,28	0,86	0,70	19,49
	Coef. Dispersão (%)	7,99	23,95	10,58	5,40	11,57	2,82
CGC – GSC Alcali-feldspato granitos 261	Conc. máxima	15,18	1,24	12,45	78,84	9,93	2029,39
	Conc. média	7,72	0,40	6,02	35,77	6,08	1131,93
	Mediana	7,22	0,37	5,71	31,76	5,96	1052,65
	Conc. mínima	4,63	0,00	3,04	20,76	3,95	841,95
	Desvio padrão	2,15	0,27	1,91	11,68	1,22	246,17
	Coef. Dispersão (%)	27,89	67,93	31,73	32,66	20,11	21,75
CGC – GSC Fácies de borda 279	Conc. máxima	6,70	1,17	5,87	25,56	29,07	977,43
	Conc. média	4,25	0,41	3,30	17,87	5,63	752,14
	Mediana	4,11	0,37	3,31	17,82	5,40	743,18
	Conc. mínima	1,11	0,01	0,15	4,36	3,58	431,56
	Desvio padrão	0,81	0,24	0,79	3,64	1,71	83,25
	Coef. Dispersão (%)	18,96	59,49	23,83	20,38	30,37	11,07
CGC - Domínio Jotuba-Pitangui 260	Conc. máxima	5,90	1,74	4,32	22,00	7,49	918,52
	Conc. média	4,43	0,81	3,28	16,29	5,03	757,73
	Mediana	4,45	0,79	3,24	16,15	4,93	757,34
	Conc. mínima	1,67	0,04	1,42	6,80	3,25	498,80
	Desvio padrão	0,59	0,37	0,55	2,93	0,91	60,72
	Coef. Dispersão (%)	13,22	45,02	16,71	18,01	18,13	8,01
CGC – Domínio Serra Abaixo-Alagados 171	Conc. máxima	5,18	1,16	4,24	23,77	21,69	837,59
	Conc. média	4,10	0,39	3,14	16,45	5,51	721,95
	Mediana	4,27	0,37	3,29	16,80	5,16	730,22
	Conc. mínima	1,14	0,06	0,36	4,43	3,06	452,65
	Desvio padrão	0,86	0,17	0,81	4,33	1,84	90,07
	Coef. Dispersão (%)	21,03	44,80	25,71	26,33	33,39	12,48

Tabela 5.10 – Parâmetros estatísticos (CT, K, eU, eTh, eTh/eU e DAR) referentes aos dados aerogamaespectrométricos nos diversos setores de altitude da área de estudo.

Intervalos altimétricos (m) – Densidade de pontos	Parâmetros estatísticos	CT (μR/h)	K (%)	eU (ppm)	eTh (ppm)	eTh/eU	DAR (μSv/ano)
1050 - 1090 8	Conc. máxima	4,17	0,45	2,55	18,20	7,14	724,04
	Conc. média	3,89	0,39	2,40	16,82	7,00	703,97
	Mediana	3,87	0,41	2,43	16,85	7,01	706,80
	Conc. mínima	3,66	0,30	2,22	15,39	6,84	678,69
	Desvio padrão	0,18	0,05	0,13	0,98	0,11	16,36
	Coef. Dispersão (%)	4,58	13,87	5,53	5,84	1,54	2,32
1000 – 1050 113	Conc. máxima	12,99	1,50	11,53	71,76	7,20	1864,47
	Conc. média	6,25	0,36	5,26	27,81	5,29	974,36
	Mediana	6,19	0,27	5,32	26,47	5,37	950,92
	Conc. mínima	3,24	0,01	2,51	12,91	3,64	650,67
	Desvio padrão	2,13	0,31	2,09	12,79	0,76	266,09
	Coef. Dispersão (%)	34,15	86,22	39,65	45,97	14,30	27,31
950 – 1000 551	Conc. máxima	15,18	1,74	12,45	78,84	9,93	2029,39
	Conc. média	5,48	0,57	4,12	23,16	5,58	877,80
	Mediana	4,83	0,51	3,67	19,07	5,39	799,75
	Conc. mínima	2,89	0,00	1,48	9,13	3,06	557,72
	Desvio padrão	2,08	0,34	1,70	11,38	1,15	231,97
	Coef. Dispersão (%)	37,90	60,54	41,33	49,11	20,65	26,43
918,6 – 950 446	Conc. máxima	11,77	1,73	10,26	63,04	29,07	1699,22
	Conc. média	4,14	0,46	3,17	17,00	5,64	737,80
	Mediana	4,12	0,41	3,23	16,54	5,35	734,78
	Conc. mínima	1,11	0,01	0,15	4,36	3,08	431,56
	Desvio padrão	1,24	0,28	1,02	5,90	2,06	127,84
	Coef. Dispersão (%)	29,85	61,24	32,19	34,71	36,47	17,33

Tabela 5.11 – Parâmetros estatísticos (CT, K, eU, eTh, eTh/eU e DAR) referentes aos dados aerogamaespectrométricos nas diversas classes de solos da área de estudo.

Classes de solos – Densidade de pontos	Parâmetros estatísticos	CT ($\mu\text{R/h}$)	K (%)	eU (ppm)	eTh (ppm)	eTh/eU	DAR ($\mu\text{Sv/ano}$)
NXd – 30	Conc. máxima	15,18	0,66	12,45	78,84	7,20	2029,39
	Conc. média	11,05	0,46	9,12	56,64	6,18	1578,59
	Mediana	11,36	0,48	9,37	59,26	6,26	1631,17
	Conc. mínima	5,60	0,16	4,27	24,20	4,91	922,14
	Desvio padrão	2,92	0,15	2,45	16,61	0,60	342,54
	Coef. Dispersão (%)	26,44	33,80	26,83	29,33	9,69	21,70
CXbd5 – 248	Conc. máxima	12,26	0,87	8,97	55,66	9,93	1526,04
	Concent. média	5,84	0,36	4,70	26,37	5,66	932,76
	Mediana	5,47	0,34	4,30	24,93	5,53	911,27
	Conc. mínima	2,78	0,01	2,14	9,18	3,59	566,77
	Desvio padrão	1,85	0,24	1,47	8,94	1,08	185,98
	Coef. Dispersão (%)	31,65	64,94	31,32	33,89	19,11	19,94
CXbd2 – 616	Conc. máxima	9,90	1,74	7,64	47,35	29,07	1335,11
	Conc. média	4,75	0,59	3,53	18,90	5,46	790,74
	Mediana	4,46	0,50	3,31	16,93	5,23	757,17
	Conc. mínima	1,11	0,00	0,15	4,36	3,06	431,56
	Desvio padrão	1,48	0,36	1,18	7,42	1,55	154,05
	Coef. Dispersão (%)	31,23	60,14	33,48	39,27	28,32	19,48
CXbd1 – 44	Conc. máxima	7,79	0,97	7,65	33,57	8,57	1129,35
	Conc. média	4,48	0,34	3,38	19,20	5,86	770,70
	Mediana	4,01	0,27	2,86	18,11	5,80	732,30
	Conc. mínima	3,39	0,02	1,86	10,30	4,39	585,31
	Desvio padrão	1,20	0,30	1,31	5,35	0,93	122,28
	Coef. Dispersão (%)	26,76	88,97	38,85	27,89	15,84	15,87
CHd1 6	Conc. máxima	4,17	0,44	2,55	18,20	7,14	724,04
	Conc. média	3,96	0,38	2,46	17,23	7,01	711,18
	Mediana	3,94	0,39	2,49	17,23	7,01	712,99
	Conc. mínima	3,77	0,30	2,29	16,22	6,89	694,31
	Desvio padrão	0,15	0,05	0,10	0,73	0,09	10,93
	Coef. Dispersão (%)	3,84	14,31	4,04	4,25	1,29	1,54
RLh2 17	Conc. máxima	3,78	0,34	3,15	16,29	6,89	715,47
	Conc. média	3,47	0,28	2,73	15,71	5,80	687,65
	Mediana	3,49	0,30	2,68	15,70	5,77	682,54
	Conc. mínima	3,09	0,17	2,20	15,16	5,16	663,01
	Desvio padrão	0,23	0,06	0,29	0,41	0,52	18,93
	Coef. Dispersão (%)	6,55	23,42	10,67	2,63	9,02	2,75
OYs2 – 157	Conc. máxima	11,77	1,31	10,26	63,04	21,69	1699,22
	Conc. média	3,95	0,47	3,03	16,09	5,71	718,55
	Mediana	4,00	0,45	3,06	16,52	5,35	729,84
	Conc. mínima	1,51	0,01	0,36	5,00	3,08	464,42
	Desvio padrão	1,02	0,24	1,03	5,53	2,34	119,51
	Coef. Dispersão (%)	25,84	50,91	34,16	34,38	41,03	16,63

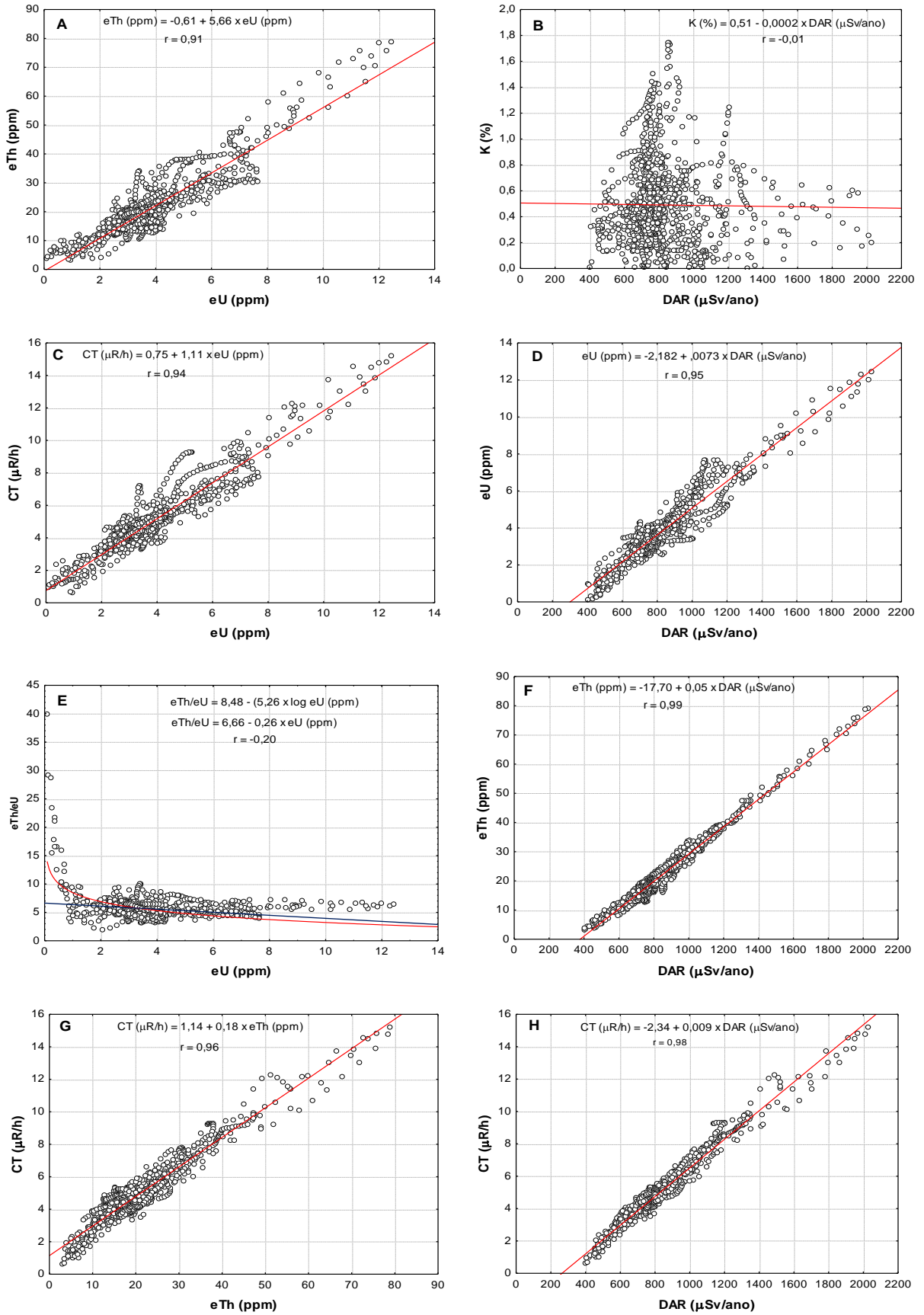


Figura 5.11 – Gráficos de correlação entre os dados referentes ao levantamento aerogamaespectrométrico realizado na área de estudo.

5.1.2.1 Potássio (K)

As concentrações de K referentes aos 1.184 pontos do levantamento aerogamaespectrométrico posicionados na área de estudo foram sensivelmente menores que as obtidas no levantamento terrestre, numa ordem de grandeza aproximada de 3,5 vezes (71%) entre as concentrações máximas (1,74% no levantamento aéreo e 6,10% no terrestre) e de 2,76 vezes (64%) entre as concentrações médias (0,49% no levantamento aéreo e 1,35% no terrestre). É provável que tais discrepâncias estejam relacionadas a incorreções na fase de aquisição dos dados “... *que interferem nas medidas radiométricas*” (SILVA e MANTOVANI, 1994, p.122), as quais não devem ter sido totalmente sanadas com o reprocessamento e as correções efetuadas em 1997, conforme referido no item 2.4.

Considerando que os radionuclídeos ^{40}K , ^{232}Th e ^{238}U são os principais responsáveis pela radioatividade natural (NCRP, 1987; ATSDR, 1999; UNCEAR, 2000b; TAUHATA *et al.*, 2003) e, conseqüentemente, pela radiação que atinge o homem, tais incorreções nos valores de K são mais evidentes quando se verifica que a correlação DAR x K resultou em coeficiente quase nulo ($r = -0,01$) indicando, equivocadamente, interferência insignificante deste radionuclídeo na dose anual de radiação (Tabela 5.8; Figura 5.11B). Além disso, simulação no cálculo da DAR constatou que, ao se desconsiderar as concentrações de K, os valores máximo, médio e mínimo da DAR sofrem reduções muito pequenas (0,78%, 4,75% e 5,38%, respectivamente), o que reforça ainda mais a suspeita de incorreções nas concentrações desse radionuclídeo.

O mapa de contorno de K referente à aerogamaespectrometria, sobreposto ao modelo digital de elevação (Figura 5.12), mostra baixos teores de K em toda a porção central e norte dos álcali-feldspato granitos, diferindo sensivelmente do observado na gamaespectrometria terrestre (Figura 5.3).

5.1.2.2 Tório (Th)

Da mesma forma que no levantamento terrestre, a aerogamaespectrometria evidencia ampla dispersão do tório na área de pesquisa, com concentrações entre 3,14 ppm e 78,84 ppm e coeficiente de dispersão de 50,51% (distribuição irregular), similares aos da gamaespectrometria terrestre. Porém, a média de 20,59 ppm nos

1.184 pontos de medição é cerca de 38% inferior à do levantamento terrestre. Concentrações mais elevadas, superiores à média da crosta terrestre (12 ppm), são predominantes, ocorrendo em mais de 90% dos casos, ou seja, em 1.069 pontos de aquisição de dados (Tabela 5.7; Figura 5.10B).

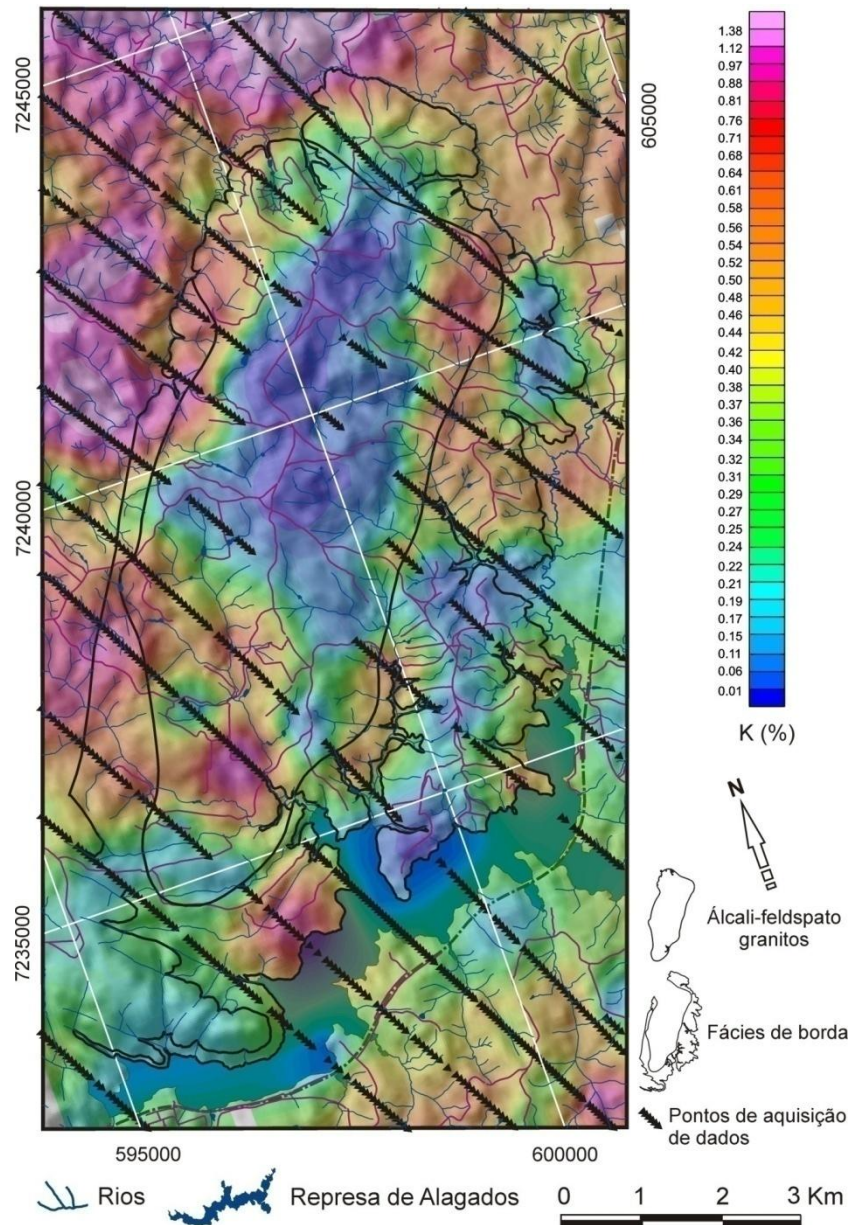


Figura 5.12 - Mapa de contorno de potássio sobreposto ao modelo digital de elevação - levantamento aerogamaespectrométrico.

O agrupamento desses dados por unidades geológicas, setores altimétricos e classes de solos (Tabelas 5.9, 5.10 e 5.11) permite visualizar compartimentos da área em que predominam processos de enriquecimento (fixação) ou que favorecem a eliminação do eTh. É o caso, por exemplo, dos álcali-feldspato granitos, onde são

encontradas as maiores concentrações deste radioisótopo, com valores absolutos de 20,76 ppm a 78,84 ppm e média de 35,77 ppm, caracterizando essas rochas como tipicamente radioanômalas em tório, visto que o teor médio de tório é cerca de três vezes superior à média da crosta.

Com exceção da Formação Furnas, nos demais compartimentos líticos da área de estudo verifica-se uma grande similaridade nas concentrações desse radionuclídeo. Os menores valores de eTh, entre 4,36 ppm e 6,80 ppm, ocorrem nas rochas da fácies de borda e do Domínio Jotuba-Pitangui, respectivamente. Concentrações médias de 15,16 ppm são encontradas nos depósitos aluviais e de 17,87 ppm na fácies de borda. As concentrações mais elevadas, entre 22,00 ppm e 25,56 ppm de eTh ocorrem, respectivamente, em rochas do Domínio Jotuba-Pitangui e da fácies de borda. Nestes litotipos, o eTh está distribuído de forma regular, visto que os coeficientes de dispersão variam de 18,01%, no Domínio Jotuba-Pitangui, a 26,33 no Domínio Serra Abaixo-Alagados. Os valores referentes aos depósitos aluviais da área são condizentes com processos de homogeneização e redistribuição do tório, conforme descrito no item 5.1.1.2.

Os arenitos da Formação Furnas são as rochas que apresentam a maior regularidade na distribuição do eTh, com coeficiente de dispersão de apenas 5,40%, condicionada pelos valores muito próximos entre concentração mínima, média e máxima (respectivamente de 14,55 ppm, 15,91 ppm e 18,20 ppm). Tais valores, relativamente elevados para arenitos, cuja média é de cerca de 12 ppm (DICKSON e SCOTT, 1997), poderiam estar relacionados à acumulação deste radionuclídeo em lentes de siltitos argilosos micáceos ou como resistatos, na forma de material detrítico, compondo a assembléia de minerais pesados deste arenito.

De acordo com o mapa de contorno de tório referente ao levantamento aerogamaespectrométrico, sobreposto ao modelo digital de elevação (Figura 5.13), são verificadas três zonas radioanômalas em tório, situadas no extremo norte, no centro-leste e no sudeste dos álcali-feldspato granitos.

A menor mobilidade geoquímica do tório é fator decisivo que condiciona a ocorrência de altas concentrações deste radioelemento nas porções mais elevadas dos terrenos ocupados por álcali-feldspato granitos, da mesma forma que o descrito no levantamento gamaespectrométrico terrestre. A análise estatística dos dados agrupados por setores altimétricos (Tabela 5.10), confrontada com a análise visual do mapa de contorno de tório sobreposto ao modelo digital de elevação (Figura

5.13), não deixa dúvida quanto a esse comportamento. A distribuição dos valores de eTh segue o mesmo padrão observado no levantamento gamaespectrométrico terrestre, com concentrações médias de tório decrescentes entre os setores C3-J3 (1.000 m a 1.050 m) e C1-J1 (918,6 m a 950 m), conforme se depreende da Tabela 5.10.

No setor C4-J4, onde ocorrem arenitos da Formação Furnas (não abrangido no levantamento terrestre), as concentrações máxima, média e mínima de tório são muito próximas (18,20 ppm, 16,82 ppm e 15,39 ppm, respectivamente), evidenciando uma distribuição muito regular do eTh (coeficiente de dispersão de 5,84%) nesses arenitos, cujos motivos seriam os mesmos descritos anteriormente (dados agrupados por tipos de rochas - Formação Furnas).

Conforme o mapa de contorno de tório, verifica-se que as maiores concentrações de tório nas proximidades do reservatório de Alagados restringem-se à região central da sua margem sul, onde depósitos coluviais que formam suas barrancas chegam a atingir mais de 5 m de espessura. É provável que tais concentrações se devam ao tório presente em minerais resistatos contidos nos arenitos da Formação Furnas e que foram liberados pelo recuo erosivo da Escarpa Devoniana.

Desta forma, a carga sedimentar e respectivo conteúdo de tório detrítico originados desse recuo seriam retrabalhados na “superfície de lavagem” compreendida entre a margem da represa e a escarpa, o que promoveria a segregação granulométrica destes materiais. As partículas mais finas contendo tório (minerais resistatos), após transporte pelos fluxos hídricos superficiais, atingiriam as margens do reservatório, elevando as concentrações de eTh nesses locais. A desagregação e retrabalhamento por ação de ondas do colúvio que forma as barrancas do reservatório (Figura 3.5D), também podem contribuir para a elevação dos teores de tório nestes locais, visto que em tal processo a matriz argilosa seria removida, restando o tório particulado que se depositaria ao longo das margens da represa.

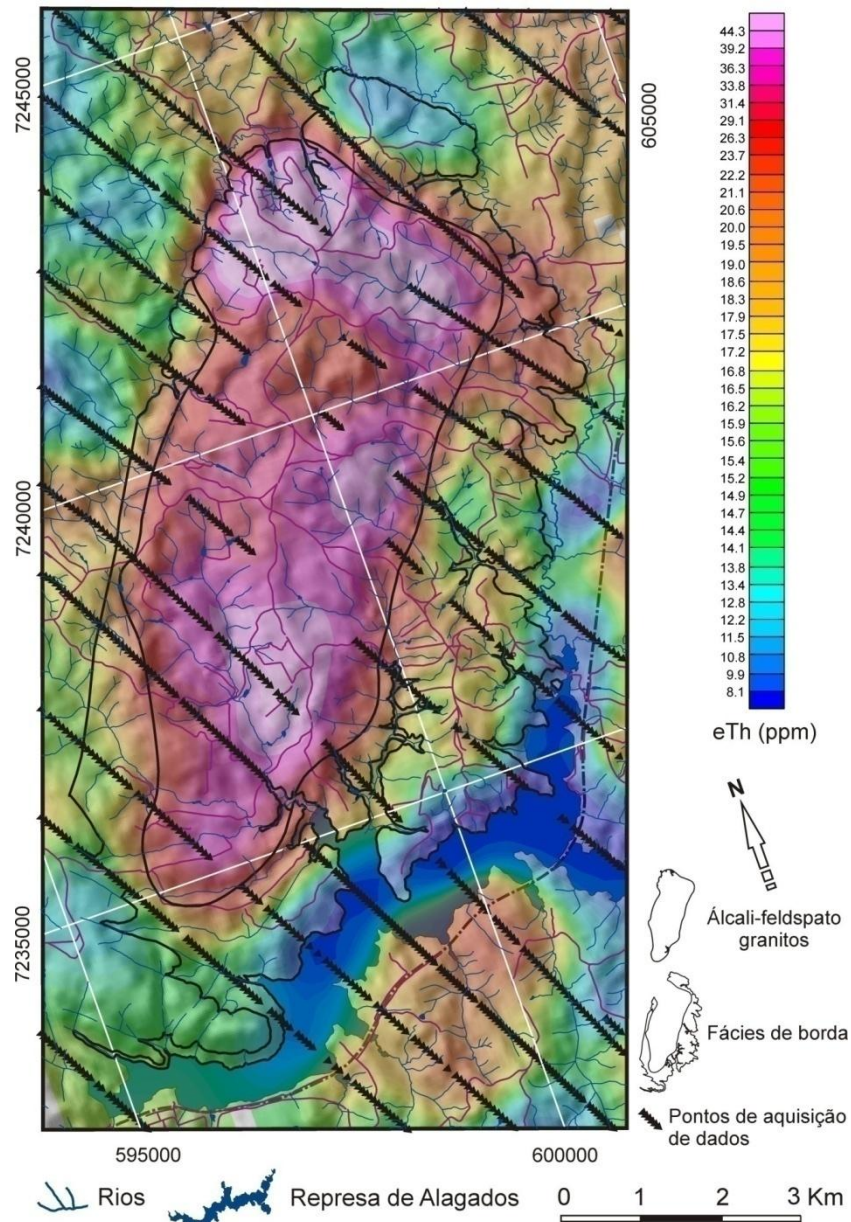


Figura 5.13 - Mapa de contorno de tório sobreposto ao modelo digital de elevação - levantamento aerogamaespectrométrico.

Com relação aos solos, verifica-se que os dados da aerogamaespectrometria são similares aos do levantamento gamaespectrométrico terrestre, com as maiores concentrações de tório ocorrendo na associação de Cambissolo Háplico com Latossolo Bruno (CXbd5) e na associação de Nitossolo Háplico com Cambissolo Háplico (NXd). Verifica-se, no entanto, uma inversão em relação ao levantamento terrestre, sendo os solos NXd, no levantamento aerogamaespectrométrico, os mais enriquecidos em tório (concentração média de 56,64 ppm de eTh), enquanto os solos CXbd5 (média de 26,37 ppm de eTh) apresentam à segunda maior concentração média. Conforme descrito no item referente ao levantamento

gamaespectrométrico terrestre, essas características reforçam a forte correlação entre concentrações elevadas de tório e solos mais evoluídos, bem como a baixa mobilidade desse radioisótopo em terrenos de topografia pouco acidentada.

As demais classes e associações de solos possuem concentrações médias de tório muito parecidas, entre 15,71 ppm nos Neossolos Litólicos (RLh2) e 19,20 ppm nos Cambissolo Háplico Distrófico típico de textura argilosa (CXbd1), e valores absolutos entre 4,36 ppm nos Cambissolos Háplicos Distróficos de textura média e argilosa (CXbd2) e 63,04 ppm nos Organossolos Méssicos com Gleissolos Melânicos (OYs2).

Apesar da amplitude aparentemente elevada entre as concentrações máximas e mínimas, este radioelemento está distribuído de forma regular, visto que os coeficientes de dispersão variam de 2,63% (RLh2) a 39,27% (CXb2). Os processos responsáveis pela distribuição do tório são os mesmos descritos no item 5.1.1.2, referente ao levantamento gamaespectrométrico terrestre.

5.1.2.3 Urânio (eU)

Em relação à gamaespectrometria terrestre (Tabela 5.1) e aos ensaios radioquímicos (Tabelas 5.12 e 5.13), as concentrações de urânio obtidas no levantamento aerogamaespectrométrico (Tabela 5.7) são significativamente menores, com concentração máxima cerca de 35% inferior à do levantamento terrestre e 17% inferior à dos ensaios radioquímicos. O mesmo ocorre com a concentração média que é cerca de 40% inferior à do levantamento terrestre e 18% menor que a dos ensaios radioquímicos, bem como com a concentração mínima que é 85% e 70% inferior às do levantamento terrestre e dos ensaios radioquímicos, respectivamente.

Independente dessas diferenças, as maiores concentrações de urânio ocorrem nos álcali-feldspato granitos, com valores absolutos entre 3,04 ppm e 12,45 ppm e média de 6,02 ppm, ou seja, cerca de 2 a 3 vezes superior a média da crosta terrestre. Nos demais compartimentos rochosos da área as concentrações absolutas mostraram pequenas variações situando-se entre 0,15 ppm e 5,87 ppm na fácies de borda, enquanto a média mínima é verificada na Formação Furnas, com 2,67 ppm, e a média máxima na fácies de borda, com 3,3 ppm.

O mapa de contorno de urânio sobreposto ao modelo digital de elevação (Figura 5.14), mostra-se muito semelhante ao de tório (Fig. 5.13). No entanto, a grande zona enriquecida em tório do extremo norte dos álcali-feldspato granitos sofre um estrangulamento, passando a constituir, no mapa de contorno de urânio, duas zonas isoladas enriquecidas em urânio. Observa-se ainda a coalescência das áreas com concentrações mais elevadas em tório das regiões centro-leste e sudeste dos álcali-feldspato granitos que, no mapa de contorno de urânio, passam a constituir área única com pequeno deslocamento para sul. Por fim, ocorre uma pequena área com maior resposta para eU no extremo sul dos álcali-feldspato granitos.

Quanto ao eU agrupado por setores altimétricos (Tabela 5.10), verifica-se uma redução progressiva nas concentrações médias entre os setores C3-J3 (1000-1050 m) e C1-J1 (918,6-950 m), com valores entre 5,26 ppm e 3,17 ppm, respectivamente. Na sequência têm-se os setores C4-J4 (1050-1100 m), correspondentes à área de ocorrência da Formação Furnas, com média de 2,40 ppm de eU.

A distribuição do urânio nas proximidades do reservatório de Alagados apresenta o mesmo comportamento que o verificado para o tório, ou seja, as maiores concentrações estão localizadas na margem sul da porção central do reservatório. No entanto, deve-se salientar que, pela maior mobilidade, é provável que estas concentrações devam-se ao transporte em solução do urânio previamente depositado na “planície de lavagem” situada entre a margem sul do reservatório e a Escarpa Devoniana, conforme descrito para o tório.

Quanto ao comportamento do urânio em relação aos solos (Tabela 5.11), verifica-se, mais uma vez, a concordância entre os dados referentes ao levantamento terrestre e os da aerogamaespectrometria. Portanto, as maiores concentrações de eU provenientes do levantamento aéreo estão localizadas na associação de Nitossolo Háplico com Cambissolo Háplico (Nxd), as quais variam de 4,27 ppm a 12,45 ppm, com média de 9,12 ppm. Porém, o coeficiente de dispersão mostrou-se menor (26,83%), provavelmente devido ao maior número e à maior regularidade na obtenção dos dados do levantamento aéreo.

Os demais grupos e classes de solos tiveram concentrações absolutas entre 0,15 ppm nos Cambissolos Háplicos Distróficos de textura média e argilosa (CXbd2) e 10,26 ppm nos Organossolos Méssicos com Gleissolos Melânicos (OYs2), e

concentrações médias entre 2,46 ppm nos Cambissolos Húmicos (CHd1) e 4,70 ppm na associação de Cambissolo Háplico com Latossolo Bruno (CXbd5).

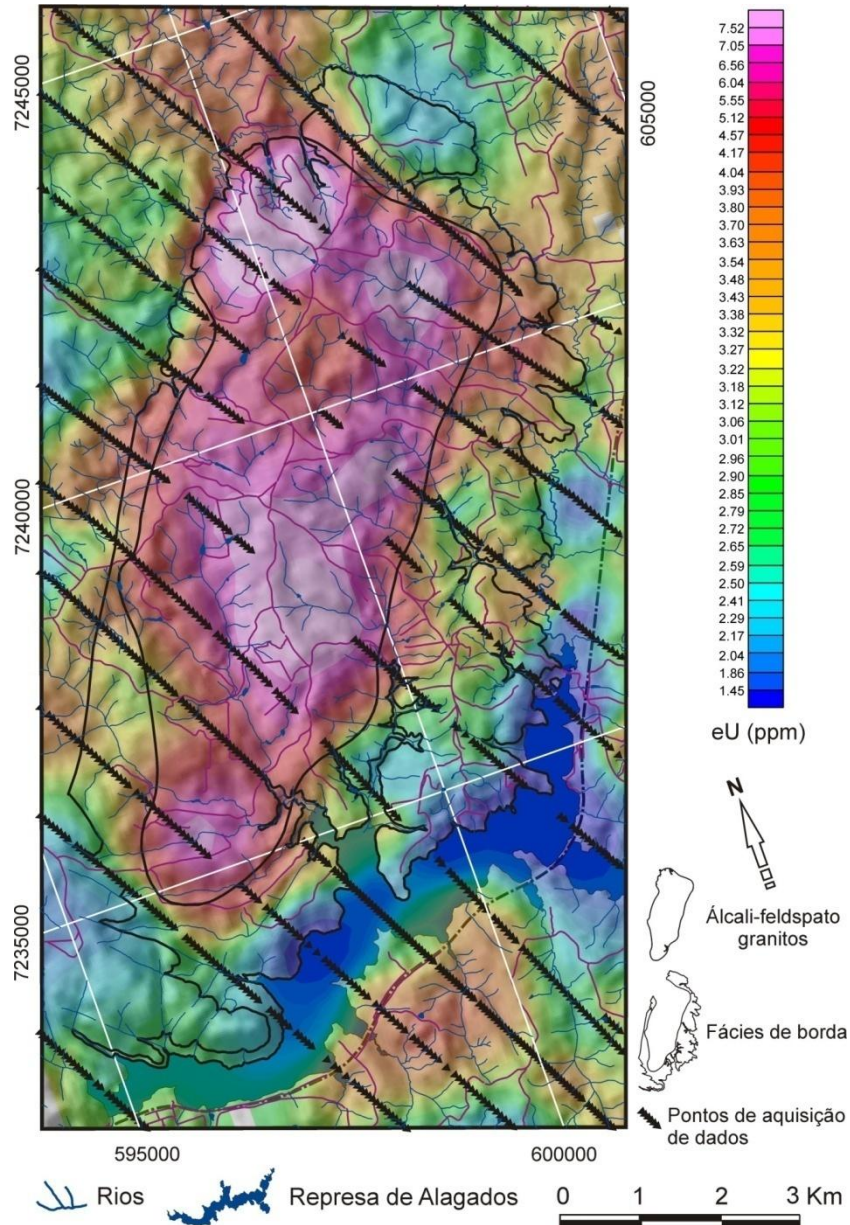


Figura 5.14 - Mapa de contorno de urânio sobreposto ao modelo digital de elevação - levantamento aerogamaespectrométrico.

5.1.2.4 Contagem total (CT)

Os dados de contagem total (CT) da aerogamaespectrometria estão expressos em $\mu\text{R/h}$ (BARMP, 1997), antiga unidade de medida de taxa de exposição.

Como a contagem total abrange a totalidade do espectro da radiação gama utilizados em levantamentos gamaespectrométricos, com energias de 0,4 MeV a 2,81 MeV, incorreções na aquisição de dados referentes ao K, como exposto no item 5.1.2.1, implicariam em valores incorretos de contagem total e, portanto, de taxas de exposição. Tal fato pode ser confirmado comparando-se os valores de contagem total da aerogamaespectrometria convertidos de $\mu\text{R/h}$ para $\mu\text{Sv/ano}$ (Tabela 5.12).

Considerando que $1\mu\text{R/h}$ equivale a $0,01\mu\text{Sv/h}$ (ANDREUCCI, 2001; LNMRI, 2002), a conversão de taxa de exposição ($\mu\text{R/h}$) para DAR ($\mu\text{Sv/ano}$) foi efetuada por meio da Equação (5.2):

$$\text{DAR-CT } (\mu\text{Sv/ano}) = 8760 \times \frac{\text{CT } (\mu\text{R/h})}{100} \quad (5.2)$$

onde DAR-CT corresponde à DAR calculada a partir da contagem total - CT ($\mu\text{R/h}$), e 8760 é o número de horas em um ano.

Tal conversão resultou em DAR-CT variando de $54,31 \mu\text{Sv/ano}$ a $1329,77 \mu\text{Sv/ano}$, equivalentes, respectivamente, a 13,5% e a 65,5% dos valores mínimo e máximo obtidos pela Equação (5.1) de Grasty *et al.* (1984) (Tabela 5.12), enquanto a DAR-CT média, no valor de $428,31 \mu\text{Sv/ano}$, foi 47,6% inferior.

Tabela 5.12 - Distribuição de frequência de CT, DAR-CT e de DAR calculada de acordo com a Eq. (5.1) de Grasty *et al.* (1984) (DAR-Grasty) - levantamento aerogamaespectrométrico da área de estudo (Coef. disp.: coeficiente de dispersão; Freq.: frequência).

Classes	CT		DAR-CT		DAR (Grasty)	
	$\mu\text{R/h}$	Freq.	$\mu\text{Sv/ano}$	Freq.	$\mu\text{Sv/ano}$	Freq.
1	0,62 – 1,94	38	54,3 – 170,3	38	403,16 – 551,00	57
2	1,94 – 3,27	67	170,3 – 286,2	67	551,00 – 698,84	199
3	3,27 – 4,59	559	286,2 – 402,2	559	698,84 – 846,68	608
4	4,59 – 5,91	303	402,2 – 518,1	303	846,68 – 994,52	145
5	5,91 – 7,24	87	518,1 – 634,1	87	994,52 – 1142,36	80
6	7,24 – 8,56	56	634,1 – 750,0	56	1142,36 – 1290,20	48
7	8,56 – 9,89	43	750,0 – 866,0	43	1290,20 – 1438,03	19
8	9,89 – 11,21	7	866,0 – 981,9	7	1438,03 – 1585,87	10
9	11,21 – 12,53	13	981,9 – 1079,9	13	1585,87 – 1733,71	6
10	12,53 – 13,86	5	1079,9 – 1213,8	5	1733,71 – 1881,55	5
11	13,86 – 15,18	6	1213,8 – 1329,8	6	1881,55 – 2029,39	7
Total de estações		1184		1184		1184
Máximo	15,18		1329,8		2029,39	
Média	4,89		428,31		817,18	
Mínimo	0,62		54,31		403,16	
Desvio padrão	1,98		173,21		219,02	
Coef. disp.	40,44		40,44		26,80	

O mapa de contorno de CT ($\mu\text{R/h}$) sobreposto ao modelo digital de elevação (Fig. 5.15), obviamente idêntico ao de DAR-CT ($\mu\text{Sv/ano}$), mostra uma similaridade muito grande ao mapa de contorno de DAR (Fig. 5.17) elaborado com os dados obtidos pela equação (5.1) (Tab. 5.12), mantendo certa proporcionalidade entre os respectivos valores.

Portanto, os baixos valores de DAR-CT em relação aos obtidos pela equação (5.1) também indicam incorreções na fase de aquisição dos dados, ou de aplicação de fatores inadequados de correção e de transformações dos dados primários.

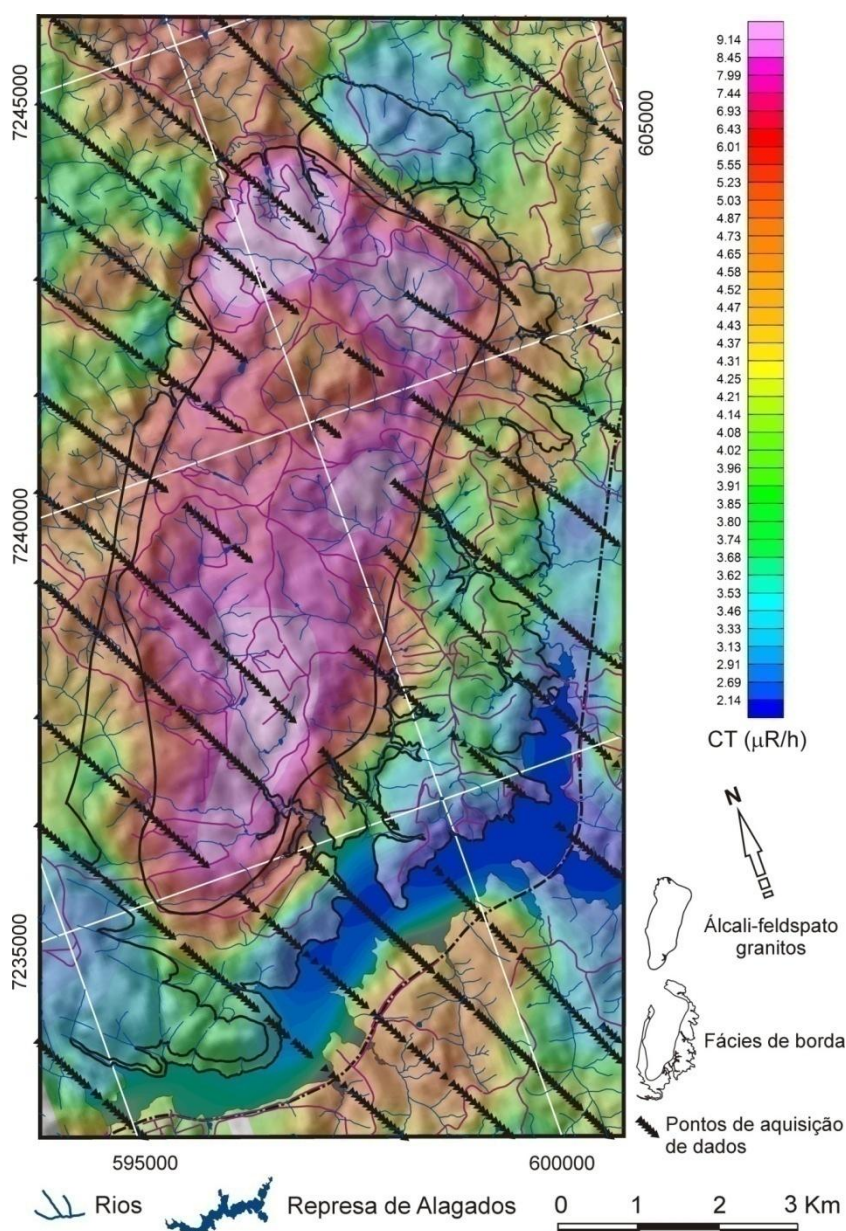


Figura 5.15 - Mapa de contorno de contagem total (CT) sobreposto ao modelo digital de elevação - levantamento aerogamaespectrométrico.

5.1.2.5 Razão eTh/eU

A análise da razão eTh/eU referente à aerogamaespectrometria teve a mesma finalidade que a descrita para o levantamento gamaespectrométrico terrestre, ou seja, destacar as relações entre intensidade do intemperismo e lixiviação de radionuclídeos.

Comparando-se os mapas de contorno de urânio e da razão eTh/eU (Figuras 5.14 e 5.16, respectivamente) verifica-se que os mesmos são complementares, ou seja, regiões que agrupam baixos valores de razão eTh/eU ocupam, aproximadamente, regiões equivalentes do mapa de contorno de urânio em que foram encontradas altas concentrações de urânio. Tal característica indica que nessas regiões o intemperismo foi pouco intenso, permitindo que boa parte do urânio permanecesse no sítio de origem. O inverso também é verdadeiro, visto que zonas com elevados valores de eTh/eU, atribuídas aos locais em que o intemperismo e/ou lixiviação foram mais intensos, são aproximadamente coincidentes com zonas empobrecidas em urânio.

Os valores de razão eTh/eU da aerogamaespectrometria situam-se entre 1,93 e 38,89, com média de 5,7. Verifica-se, no entanto, que a maioria absoluta (cerca de 78%) situa-se entre 1,93 e 12,28 (Tabela 5.7; Figura 5.10E). Elevados valores de eTh/eU devem-se provavelmente às baixas concentrações de eU obtidas na aerogamaespectrometria, conforme discutido no item 5.1.2.3.

Os dados agrupados por compartimentos líticos apresentam médias de eTh/eU muito próximas, variando de 5,03 nas rochas do Domínio Jotuba-Pitangui, a 6,08 nos álcali-feldspato granitos (Tabela 5.9), ou seja, taxas de intemperismo e/ou de lixiviação variando de incipiente a intensa, bem como mistura de materiais originados de diferentes taxas de intemperismo.

Agrupados por intervalos altimétricos, percebe-se que o intervalo de maior altitude (1.050 m e 1.100 m - setores C4-J4), onde afloram arenitos da Formação Furnas, apresenta o maior valor médio de eTh/eU (7,00), o que pode indicar baixos teores originais de eU e/ou processos intensos de lixiviação do urânio eventualmente contido nessas rochas, devido a fatores como grandes porosidade e permeabilidade destas rochas, condições climáticas favoráveis (precipitação), dentre outros.

Com relação aos tipos de solos, a menor razão eTh/eU é verificada na associação de Nitossolo Háplico com Cambissolo Háplico (Nxd), com média de 3,13, enquanto nas demais classes de solos os valores mantêm-se muito próximos, com médias entre 5,94 nos Cambissolos Háplicos Distróficos de textura média e argilosa (CXbd2), a 7,11 nos Cambissolos Háplicos Distróficos típicos de textura argilosa (CXbd1). Os baixos valores da razão eTh/eU nos solos Nxd (média de 3,13), devem-se ao elevado teor de ferro destes solos que, ao fixar por co-precipitação tanto o urânio quanto o tório (WILFORD *et al.*, 1997), mantém aproximadamente constante e não muito elevada a razão eTh/eU.

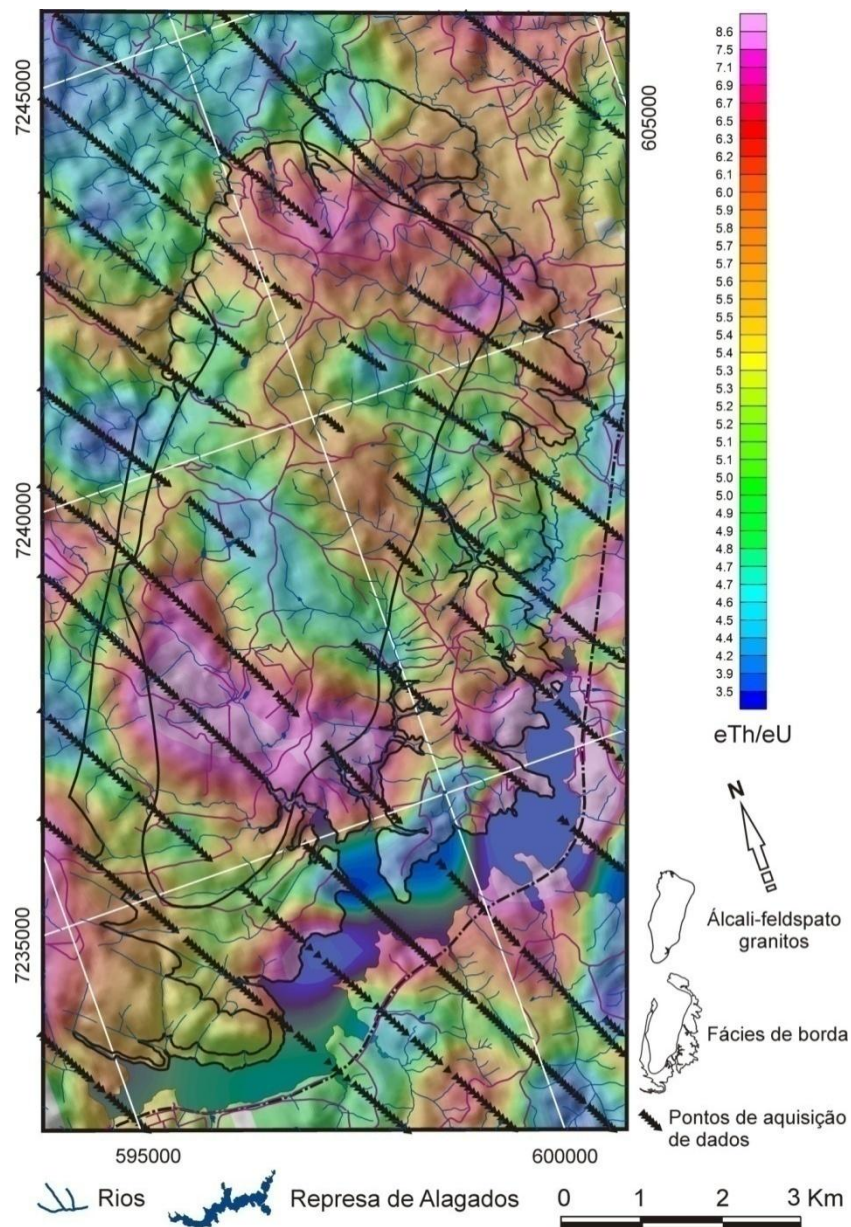


Figura 5.16 - Mapa de contorno de razão eTh/eU sobreposto ao modelo digital de elevação - levantamento aerogamaespectrométrico.

5.1.2.6 Dose anual de radiação (DAR - $\mu\text{Sv/ano}$)

Conforme exposto no item 5.1.2.1, as concentrações de K referentes ao levantamento aerogamaespectrométrico são muito inferiores às obtidas na gamaespectrometria terrestre, o mesmo ocorrendo com o urânio (item 5.1.2.3). Considerando que o K e os radionuclídeos originados pelo decaimento do eU e do eTh representam as principais fontes de radiação gama que afetam os seres humanos (NCRP, 1987; ATSDR, 1999; UNCEAR, 2000b; TAUHATA *et al.*, 2003), menores teores (incorretos?) de K e de eU implicarão, necessariamente, em doses anuais de radiação (DAR) inferiores às reais. Mesmo assim, procedeu-se o cálculo das DAR por meio da expressão (5.1) de Grasty *et al.* (1984), não se descartando a possibilidade de que estas mesmas sejam inferiores às DAR reais a que as populações da área de estudo estão submetidas.

Em função de prováveis incorreções nos valores das concentrações de K, o coeficiente de correlação entre este radionuclídeo e a DAR foi praticamente nulo ($r = -0,01$), conforme se depreende da Tabela 5.8 e da Figura 5.11B. No caso do urânio, apesar de suas concentrações serem, provavelmente, inferiores às reais, verifica-se que a DAR é fortemente influenciada por esse radioisótopo, visto que o coeficiente de correlação eU x DAR foi positivo e muito próximo da unidade ($r = 0,95$), (Tabela 5.8; Figura 5.11D). No entanto, a maior influência na DAR é exercida pelo tório, cujo coeficiente de correlação eTh x DAR atingiu 0,99 (Tabela 5.8; Figura 5.11F).

A extrema semelhança entre os mapas de contorno de tório (Figura 5.12) e de DAR (Figura 5.17) confirma a forte influência que esse radionuclídeo exerce na radiação ambiental. Com relação ao mapa de contorno de urânio (Figura 5.14) essa semelhança ainda é grande, porém menos acentuada devido às menores concentrações de eU fornecidas pela aerogamaespectrometria.

Apesar das baixas concentrações de K em comparação às obtidas no levantamento gamaespectrométrico terrestre e nos ensaios radioquímicos, elaborou-se a imagem ternária CMY referentes ao levantamento aerogamaespectrométrico, visto que o mesmo, pela maior abrangência e maior homogeneidade na aquisição de dados ao longo de toda a área de pesquisa, mostra algumas características importantes relacionadas aos conteúdos de tório e urânio (Figura 5.18).

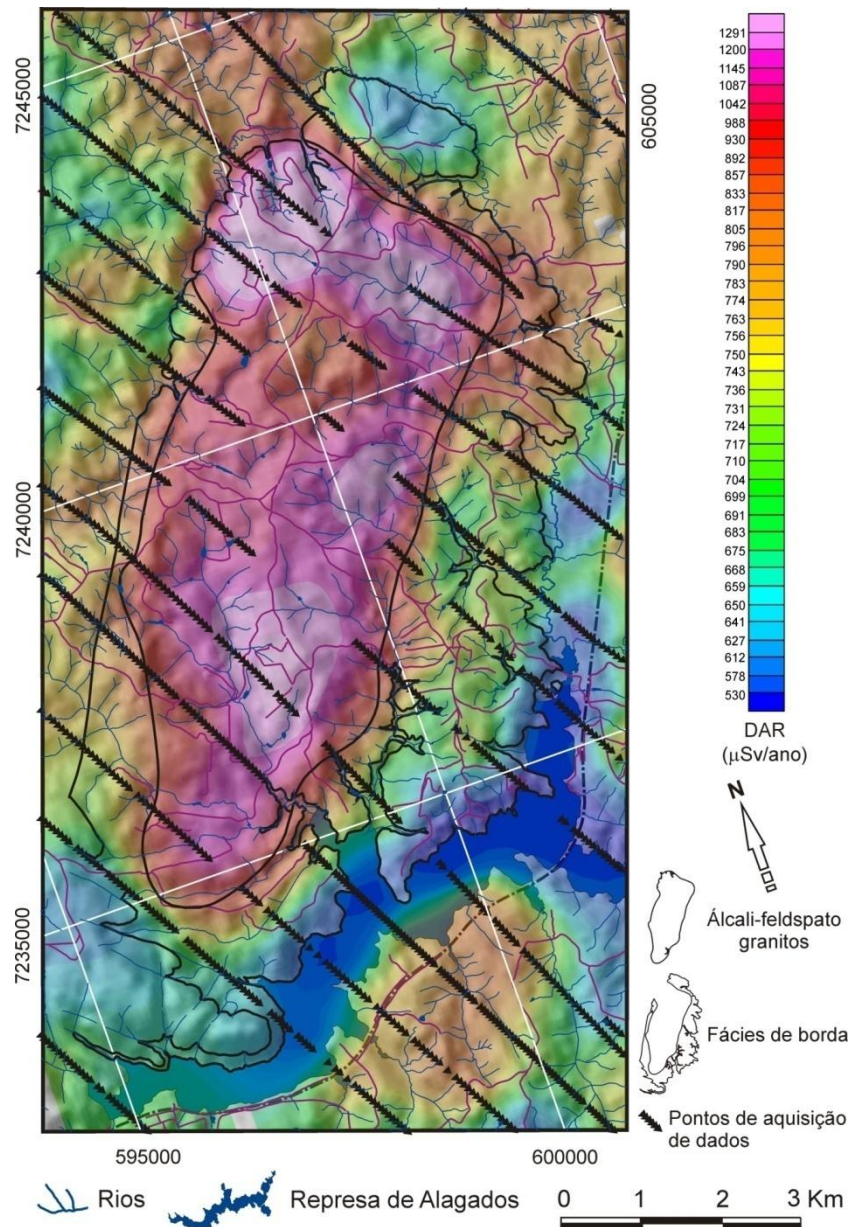


Figura 5.17 - Mapa de contorno de dose anual de radiação (DAR) sobreposto ao modelo digital de elevação - levantamento aerogamaespectrométrico.

A imagem ternária destaca, de imediato, o caráter radioanômalo dos álcali-feldspato granitos, representados predominantemente pela cor vermelha, correspondente a mistura de tório e urânio, diferenciando-as dos demais litotipos regionais. Outra característica observada são as manchas pretas localizadas nas regiões nordeste, noroeste e centro-sul dos álcali-feldspato granitos, que indicam zonas com radioatividade ambiental elevada e, portanto, onde as populações estariam submetidas às maiores doses anuais de radiação na área de estudo. Por fim, a imagem ternária auxiliou na delimitação mais precisa do contato entre os álcali-feldspato granitos e a fácies de borda.

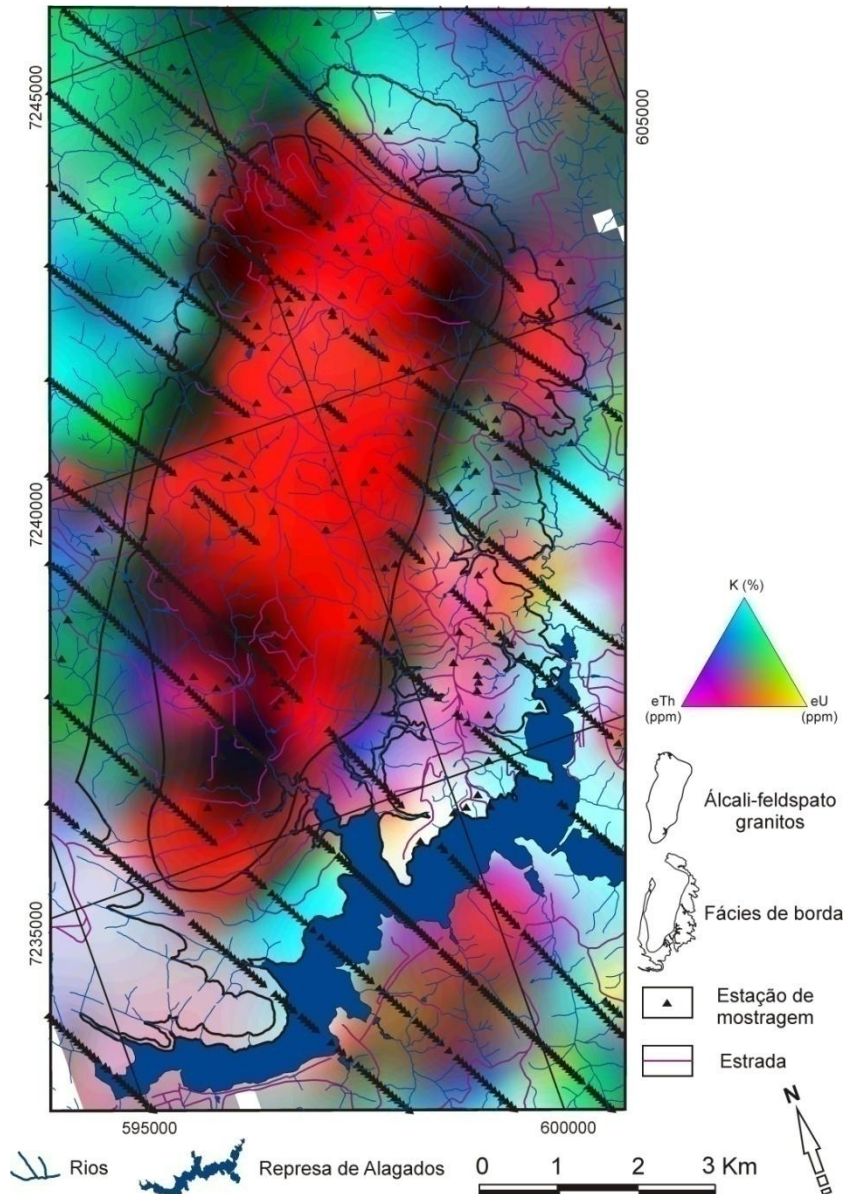


Figura 5.18 - Imagem de composição ternária CMY para K, eTh e eU sobreposta ao modelo digital de elevação - levantamento aerogamaespectrométrico.

Quanto à análise estatística dos dados (1.184 pontos), em termos gerais, os valores de DAR estendem-se de 403,16 $\mu\text{Sv}/\text{ano}$ a 2.029,39 $\mu\text{Sv}/\text{ano}$, tendo como média 817,18 $\mu\text{Sv}/\text{ano}$. Valores inferiores ao limite máximo recomendado (1.000 $\mu\text{Sv}/\text{ano}$) são predominantes, ocorrendo em mais de 85% dos casos (Tabela 5.7; Figura 5.10F).

Por se tratar de uma unidade tipicamente radioanômala, os maiores valores de DAR são encontrados no domínio dos álcali-feldspato granitos, onde estão

regularmente distribuídos ($C_d = 21,75\%$). Os valores absolutos variam de 841,95 $\mu\text{Sv/ano}$ a 2.029,39 $\mu\text{Sv/ano}$, com média de 1.131,93 $\mu\text{Sv/ano}$. O mapa de DAR sobreposto ao modelo digital de elevação mostra três zonas com valores elevados de DAR, superiores ao limite estabelecido de 1.000 $\mu\text{Sv/ano}$, localizadas em toda a porção norte, no centro-leste e a sudeste dessas rochas.

Nos demais litotipos os valores máximo e mínimo de DAR são de 431,56 $\mu\text{Sv/ano}$ e de 977,43 $\mu\text{Sv/ano}$, ambos na fácies de borda, enquanto os valores médios variam de 691,19 $\mu\text{Sv/ano}$ a 757,73 $\mu\text{Sv/ano}$, o que demonstra uma grande regularidade na distribuição da DAR nas rochas do entorno dos álcali-feldspato granitos.

O agrupamento dos valores de DAR por compartimentos altimétricos (Tabela 5.10) mostra um aumento progressivo nas médias de DAR entre os setores C1-J1 (918,6-1050 m) e C3-J3 (1000-1050 m), as quais variam de 737,80 $\mu\text{Sv/ano}$ a 974,36 $\mu\text{Sv/ano}$, respectivamente. Nos setores C4-J4 (1050-1100 m), em que afloram arenitos da Formação Furnas, a DAR média é de 703,97 $\mu\text{Sv/ano}$, muito próxima dos valores mínimo e máximo que são de 678,69 $\mu\text{Sv/ano}$ e 724,04 $\mu\text{Sv/ano}$, respectivamente, evidenciando a extrema regularidade na distribuição da radioatividade ambiental sobre esta formação.

Quanto à compartimentação por grupos e classes de solos (Tabela 5.11), os maiores valores de DAR, entre 922,14 $\mu\text{Sv/ano}$ e 2.029,39 $\mu\text{Sv/ano}$ e média de 1.578,59 $\mu\text{Sv/ano}$, são encontrados na associação de Nitossolo Háplico com Cambissolo Háplico (Nxd), mostrando que solos mais evoluídos e ricos em ferro favorecem a fixação de radionuclídeos. Tal fato pode ser confirmado pelos valores relativamente elevados de DAR obtidos para a associação de Cambissolo Háplico com Latossolo Bruno (CXbd5), os quais variam de 566,77 $\mu\text{Sv/ano}$ a 1.526,04 $\mu\text{Sv/ano}$ e apresentam como média 932,76 $\mu\text{Sv/ano}$. Nas demais classes de solos os valores médios de DAR foram inferiores a 800 $\mu\text{Sv/ano}$.

5.2 Análise e interpretação dos dados de ensaios laboratoriais

5.2.1 Ensaios radioquímicos

Visando um melhor conhecimento a respeito da radioatividade natural existente na área de estudo, bem como comparar resultados provenientes de diferentes fontes (gamaespectrometria terrestre e aérea), 61 amostras de rochas, de materiais do perfil de alteração e de depósitos aluviais, coletadas principalmente na área de abrangência do Granito Serra do Carambeí foram submetidas a ensaios radioquímicos por ativação neutrônica para determinação das concentrações de ^{40}K , eTh e eU.

Nos casos do ^{232}Th e do ^{238}U as concentrações foram originalmente expressas em mg/kg, não necessitando qualquer transformação por serem equivalente a ppm (parte por milhão). Já no caso do ^{40}K , os resultados foram expressos na forma de atividade específica (Bq/kg), de maneira que a conversão para concentração foi efetuada considerando 313 Bq/kg de ^{40}K equivalentes a 1% de K (IAEA, 2003a).

Em diversas amostras analisadas verificaram-se concentração de ^{238}U e atividades específicas de ^{40}K inferiores ao limite de detecção do método analítico utilizado, respectivamente de 0,5 ppm e de 1,5 Bq/kg. Considerando que é praticamente nula a probabilidade de que tais valores reduzam-se imediatamente do “limite de detecção” para zero, aos mesmos foram atribuídos, apenas para efeitos de cálculo, o equivalente a 25% do limite de detecção. Desta forma, às concentrações de ^{238}U referidas como <0,5 mg/kg atribui-se o valor 0,125 ppm de ^{238}U e, às atividades específicas de ^{40}K indicadas como <1,5 Bq/kg atribuiu-se o valor 0,375 Bq/kg de ^{40}K que, convertida para K, passaram a 0,001% de K (Tabela 5.13).

Para uma melhor visualização da forma como os radionuclídeos estão distribuídos na área de estudo, as concentrações obtidas nos 61 ensaios foram agrupadas em sete classes de distribuição de frequência, definidas de acordo com a expressão de Sturges (2.1), como mostradas na Tabela 5.14 e ilustradas nos histogramas da Figura 5.19. Procedeu-se ainda a discriminação dos dados em dois grupos: um referente a 17 amostras de rochas, distribuídas em 5 classes de frequência (Tabela 5.15) e outro, englobando 44 amostras de materiais do manto de

alteração e de depósitos aluviais, agrupados em 6 classes de frequência (Tabela 5.16).

Tabela 5.13 – Concentrações de K, ^{232}Th e ^{238}U - ensaios radioquímicos realizados em amostras coletadas na área de estudo (M: manto de alteração; R: rocha; RI: rocha intemperizada; A: aluvião). Em destaque, valores abaixo do limite de detecção.

Amostra	K (%)	^{232}Th (ppm)	^{238}U (ppm)
AM-01 – M	0,44	19,00	5,20
AM-02 – M	0,06	15,00	0,125
AM-03 – M	0,001	52,00	8,30
AM-04 – M	0,18	36,00	0,125
AM-05 – M	0,05	24,00	0,125
AM-06 – M	0,07	21,00	9,80
AM-06A – R	5,10	19,00	4,60
AM-07 – M	0,24	25,00	0,125
AM-07A – M	0,47	26,00	5,30
AM-08 – M	3,52	39,00	9,20
AM-09 – M	0,44	45,00	7,40
AM-10 – M	0,09	48,00	2,50
AM-11 – M	0,01	7,40	0,125
AM-12 – R	3,93	25,00	7,00
AM-13 – M	0,08	31,00	0,125
AM-14 – M	0,06	38,00	0,125
AM-15 – M	0,05	42,00	0,125
AM-16 – M	0,14	85,00	12,00
AM-17 – R	0,001	23,00	0,125
AM-18 – M	0,05	27,00	0,125
AM-19 – R	3,66	21,00	15,00
AM-19A – R	3,79	16,00	5,50
AM-19B – R	3,59	48,00	5,10
AM-20 – M	0,22	32,00	5,40
AM-21 – M	0,16	32,00	5,10
AM-22 – M	0,07	37,00	5,50
AM-23 – RI	0,07	29,00	9,70
AM-24 – M	0,21	36,00	5,40
AM-25 – M	0,06	45,00	6,60
AM-25A – M	0,04	40,00	5,00
AM-26 – M	0,07	29,00	6,30

Amostra	K (%)	^{232}Th (ppm)	^{238}U (ppm)
AM-26A – R	3,76	26,00	3,70
AM-27 – M	0,001	14,00	3,10
AM-28 – M	0,001	18,00	4,00
AM-29 – M	0,05	10,30	3,10
AM-30 – M	0,30	19,00	3,20
AM-31 – M	0,28	27,00	3,50
AM-32 – M	0,23	22,00	3,00
AM-33 – M	0,51	4,70	0,125
AM-34 – R	3,40	37,00	8,00
AM-35 – A	0,46	24,00	3,80
AM-36 – M	0,17	29,00	4,90
AM-37 – M	0,30	23,00	3,70
AM-38 – M	0,13	26,00	5,40
AM-39 – R	3,81	33,00	0,125
AM-40 – R	3,99	33,00	4,60
AM-41 – R	3,52	39,00	9,10
AM-41A – R	0,16	1,10	0,125
AM-42 – M	0,19	85,00	9,10
AM-43 – M	0,10	49,00	7,60
AM-44 – R	0,08	1,80	0,40
AM-45 – M	0,23	30,00	5,30
AM-46 – A	2,31	16,00	3,10
AM-47 – M	0,14	18,00	5,00
AM-48 – R	4,52	36,00	6,30
AM-49 – M	0,39	22,00	3,70
AM-50 – R	3,48	20,00	5,00
AM-51 – M	0,15	24,00	4,20
AM-52 – M	0,14	47,00	4,30
AM-53 – M	0,58	24,00	5,20
AM-55 – R	2,89	29,00	5,60

Tabela 5.14 - Distribuição de frequência de K, ^{238}U , ^{232}Th , $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ e DAR referentes aos 61 ensaios radioquímicos realizados em amostras de rochas e de coberturas cenozóicas coletadas na área de estudo (Conc.: concentração; Coef.: coeficiente; Freq.: frequência).

Classes	K (%)		^{238}U		^{232}Th		$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$		DAR	
	Conc. (%)	Freq.	Conc. (ppm)	Freq.	Conc. (ppm)	Freq.	-	Freq.	$\mu\text{Sv/ano}$	Freq.
1	0,001 - 0,73	46	0,125 – 2,25	14	1,10 – 13,09	5	1,40 – 49,20	50	354,69 – 605,48	6
2	0,73 - 1,46	0	2,25 – 4,38	14	13,09 – 25,07	22	49,20 – 97,00	1	605,48 – 856,27	13
3	1,46 - 2,19	0	4,38 – 6,50	20	25,07 – 37,06	20	97,00 – 144,80	1	856,27 – 1107,06	19
4	2,19 - 2,91	2	6,50 – 8,63	6	37,06 – 49,04	11	144,80 – 192,60	2	1107,06 – 1357,87	13
5	2,91 - 3,64	5	8,63 – 10,75	5	49,04 – 61,03	1	192,60 – 240,40	2	1357,85 – 1608,65	8
6	3,64 - 4,37	6	10,75 – 12,88	1	61,03 – 73,01	0	240,40 – 288,20	3	1608,65 – 1859,44	0
7	4,37 - 5,10	2	12,88 – 15,00	1	73,01 – 85,00	2	288,20 – 336,00	2	1859,44 – 2110,23	2
Total de ensaios		61		61		61		61		61
Conc. Máxima	5,10		15,00		85,00		336,00		2110,23	
Conc. Média	1,04		4,52		29,51		44,87		1031,15	
Mediana	0,19		4,90		27,00		6,22		1001,11	
Conc. mínima	0,001		0,125		1,10		1,40		354,69	
Desvio padrão	1,56		3,27		15,50		89,01		348,75	
Coef. Dispersão (Cd)	150,67		72,37		52,52		198,37		33,82	

Tabela 5.15 - Distribuição de frequência de K, ^{238}U , ^{232}Th , $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ e DAR referentes a 17 ensaios radioquímicos realizados em amostras de rochas da área de estudo (Conc.: concentração; Coef.: coeficiente; Freq.: frequência).

Classes	K (%)		^{238}U		^{232}Th		$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$		DAR	
	Conc. (%)	Freq.	Conc. (ppm)	Freq.	Conc. (ppm)	Freq.	-	Freq.	$\mu\text{Sv/ano}$	Freq.
1	0,001 - 1,02	4	0,125 – 3,10	4	1,10 – 10,48	2	1,40 – 53,92	15	354,69 – 594,47	2
2	1,02 - 2,04	0	3,10 – 6,08	7	10,48 – 19,86	2	53,92 – 106,44	0	594,47 – 834,25	1
3	2,04 – 3,06	1	6,08 – 9,05	3	19,86 – 29,24	7	106,44 – 158,96	0	834,25 – 1074,04	7
4	3,06 – 4,08	10	9,05 – 12,03	2	29,24 – 38,62	4	158,96 – 211,48	1	1074,04 – 1313,82	6
5	4,08 – 5,10	2	12,03 – 15,00	1	36,62 – 18,00	2	211,48 – 264,00	1	1313,82 – 1553,61	1
Total de ensaios		17		17		17		17		17
Conc. Máxima	5,10		15,00		48,00		264,00		1553,61	
Conc. Média	2,93		5,29		25,70		30,81		1144,11	
Mediana	3,59		5,10		26,00		4,63		1184,11	
Conc. mínima	0,001		0,125		1,10		1,40		354,69	
Desvio padrão	1,70		3,93		12,28		74,11		362,27	
Coef. Dispersão (Cd)	57,91		74,27		47,80		240,55		31,66	

Tabela 5.16 - Distribuição de frequência de K, ^{238}U , ^{232}Th , $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ e DAR referentes a 44 ensaios radioquímicos realizados em amostras de coberturas cenozóicas coletadas na área de estudo (Conc.: concentração; Coef.: coeficiente; Freq.: frequência).

Classes	K (%)		^{238}U		^{232}Th		$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$		DAR	
	Conc. (%)	Freq.	Conc. (ppm)	Freq.	Conc. (ppm)	Freq.	-	Freq.	$\mu\text{Sv/ano}$	Freq.
1	0,001 – 0,59	42	0,125 – 2,10	10	4,70 – 18,08	8	2,14 – 57,79	35	441,03 – 719,23	6
2	0,59 – 1,17	0	2,10 – 4,08	11	18,08 – 31,47	19	57,79 – 113,43	1	719,23 – 997,43	21
3	1,17 – 1,76	0	4,08 – 6,06	14	31,47 – 44,85	9	113,43 – 169,07	1	997,43 – 1275,63	11
4	1,76 – 2,35	1	6,06 – 8,04	4	44,85 – 58,23	6	169,07 – 224,71	3	1275,63 – 1553,83	4
5	2,35 – 2,93	0	8,04 – 10,02	4	58,23 – 71,62	0	224,71 – 280,36	1	1553,83 – 1832,03	0
6	2,93 – 3,52	1	10,02 – 12,00	1	71,62 – 85,00	2	280,36 – 336,00	3	1832,03 – 2110,23	2
Total de ensaios		44		44		44		44		44
Conc. Máxima	3,52		12,00		85,00		336,00		2110,23	
Conc. Média	0,31		4,21		30,99		50,30		987,50	
Mediana	0,15		4,25		27,00		6,30		929,53	
Conc. mínima	0,001		0,125		4,70		2,14		441,03	
Desvio padrão	0,61		2,97		16,47		94,36		337,48	
Coef. Dispersão (Cd)	199,56		70,46		53,14		187,58		34,17	

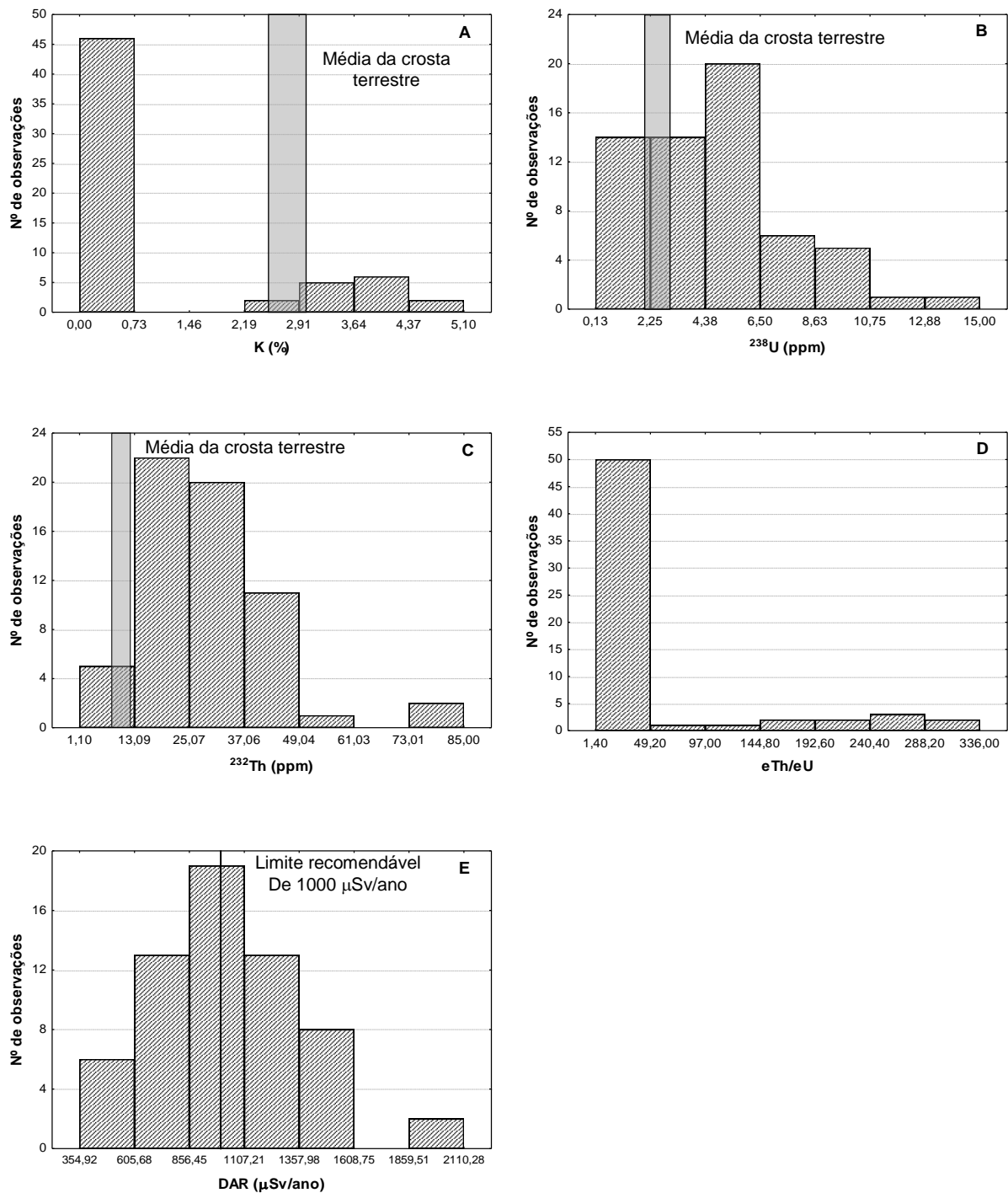


Figura 5.19 - Histogramas com as distribuições de freqüências das concentrações de K, ^{238}U e ^{232}Th e valores de $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ e DAR referentes aos ensaios radioquímicos realizados em 61 amostras (rochas, materiais do manto de alteração e depósitos aluviais) da área.

As concentrações de radionuclídeos obtidos nos ensaios radioquímicos (61 amostras), agrupadas de acordo com a unidade geológica a que pertencem, seguem um padrão similar ao verificado na gamaespectrometria terrestre, mostrando que os álcali-feldspato granitos são as rochas mais enriquecidas em ^{238}U e ^{232}Th da área,

com teores máximos de 15,00 ppm e 85,00 ppm e concentrações médias de 4,90 ppm e 32,98 ppm, respectivamente (Tabela 5.17).

Agrupadas por setores altimétricos (Tabela 5.18), constata-se que os setores C2-J2 (950 – 1000 m) são os que apresentam a maior concentração média de ^{238}U (4,82 ppm), seguido pelos setores C1-J1 (918,6 – 950 m), com 4,48 ppm, e pelos setores C3-J3 (1000 – 1050 m), com 4,00 ppm, diferindo do observado no levantamento gamaespectrométrico terrestre, onde as concentrações médias decrescem dos setores de maior para os de menor altitude. A explicação para tal fato seria, provavelmente, a insuficiência de amostras analisadas face à maior heterogeneidade na distribuição desse radioisótopo. No caso do tório, de distribuição mais homogênea, o comportamento é idêntico ao do levantamento gamaespectrométrico terrestre, ou seja, os valores decrescem das cotas mais elevadas para as mais baixas.

Quanto à distribuição por tipos de solos (Tabela 5.19), elevadas concentrações de urânio e de tório são verificadas na associação de Nitossolo Háplico com Cambissolo Háplico (Nxd), e na associação de Cambissolo Háplico com Latossolo Bruno (CXbd5), certamente por serem os mais evoluídos, conforme descrito anteriormente.

Os maiores valores de dose anual de radiação (DAR) são verificados no domínio dos álcali-feldspato granitos, entre as altitudes de 950 m a 1050 m (setores C2-J2 e C3-J3), onde ocorrem solos com maiores teores de ferro, ou seja, Nitossolo Háplico com Cambissolo Háplico (Nxd) e Cambissolo Háplico com Latossolo Bruno (CXbd5) (Tabelas 5.17, 5.18 e 5.19).

Os mapas de contorno mostram concentrações mais elevadas de K principalmente na porção leste dos álcali-feldspato granitos (Figura 5.20A), enquanto maiores valores de ^{238}U são encontrados nas bordas centro-oeste, nordeste e centro-este destes granitos (Figura 5.20B). Os mapas de contorno de ^{232}Th e de DAR são similares ao de ^{238}U , com maiores concentrações também nas bordas centro-oeste, nordeste e centro-este destes granitos (Figura 5.21A e 5.21B).

Tabela 5.17 – Parâmetros estatísticos (K, ^{238}U , ^{232}Th , $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ e DAR) referentes aos dados radioquímicos nas diversas unidades geológicas ocorrentes na área de estudo.

Unidade geológica Densidade de pontos	Parâmetros estatísticos	K (%)	^{238}U (ppm)	^{232}Th (ppm)	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	DAR ($\mu\text{Sv/ano}$)
Aluviões 2	Conc. máxima	2,31	3,80	24,00	6,32	872,26
	Conc. média	1,38	3,45	20,00	5,74	868,76
	Mediana	1,38	3,45	20,00	5,74	868,76
	Conc. mínima	0,46	3,10	16,00	5,16	865,26
	Desvio padrão	1,31	0,49	5,66	0,82	4,95
	Coef. Dispersão (%)	94,44	14,35	28,28	14,23	0,57
GSC Álcali-fedspato granitos 46	Conc. máxima	5,10	15,00	85,00	336,00	2110,23
	Conc. média	1,26	4,90	32,98	54,56	1117,79
	Mediana	0,18	5,25	31,50	6,36	1104,87
	Conc. mínima	0,001	0,125	1,10	1,40	354,92
	Desvio padrão	1,72	3,60	16,05	99,45	353,05
	Coef. Dispersão (%)	136,65	73,39	48,66	182,29	31,58
GSC Fácies de borda 12	Conc. máxima	0,51	5,00	29,00	120,00	967,13
	Conc. média	0,18	3,16	18,67	17,70	742,60
	Mediana	0,16	3,35	18,5	5,93	773,68
	Conc. mínima	0,001	0,125	4,70	3,32	440,87
	Desvio padrão	0,15	1,57	6,98	33,54	151,78
	Coef. Dispersão (%)	81,18	49,60	37,39	189,52	20,44
CGC - Domínio Jotuba- Pitangui - 1	Concentração	0,441	5,20	19,00	3,65	835,27

Tabela 5.18 – Parâmetros estatísticos (K, ^{238}U , ^{232}Th , $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ e DAR) referentes aos dados radioquímicos nos diversos setores de altitude da área de estudo.

Intervalos altimétricos (m) Densidade de pontos	Parâmetros estatísticos	K (%)	^{238}U (ppm)	^{232}Th (ppm)	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	DAR ($\mu\text{Sv/ano}$)
1000 - 1050 19	Conc. máxima	3,81	12,00	85,00	336,00	2110,28
	Conc. média	0,67	4,00	34,08	85,41	1059,79
	Mediana	0,14	5,00	32,00	8,80	1035,97
	Conc. mínima	0,01	<0,125	1,10	2,99	354,92
	Desvio padrão	1,29	3,87	21,34	120,88	444,63
	Coef. Dispersão (%)	192,25	96,70	62,62	141,53	41,95
950 - 1000 33	Conc. máxima	4,52	15,00	52,00	288,00	1553,44
	Conc. média	1,17	4,82	28,78	26,55	1040,22
	Mediana	0,23	5,00	26,00	6,08	1005,28
	Conc. mínima	<0,001	<0,125	1,80	1,40	368,79
	Desvio padrão	1,65	3,11	12,67	64,50	324,95
	Coef. Dispersão (%)	140,77	64,51	44,01	242,96	31,24
918,6 - 950 9	Conc. máxima	5,10	9,80	29,00	50,00	1205,44
	Conc. média	1,30	4,48	22,56	9,81	937,71
	Mediana	0,46	4,60	24,00	5,16	954,89
	Conc. mínima	<0,001	<0,125	14,00	2,14	650,04
	Desvio padrão	1,77	2,59	5,41	15,12	181,48
	Coef. Dispersão (%)	135,69	57,80	23,99	154,16	19,35

Tabela 5.19 – Parâmetros estatísticos (K, ^{238}U , ^{232}Th , $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ e DAR) referentes aos dados radioquímicos nas diversas classes de solos da área de estudo.

Classes de solos Densidade de pontos	Parâmetros estatísticos	K (%)	^{238}U (ppm)	^{232}Th (ppm)	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	DAR ($\mu\text{Sv/ano}$)
NXd 4	Conc. máxima	0,23	9,10	85,00	9,34	2018,80
	Conc. média	0,15	5,60	41,45	6,49	1191,21
	Mediana	0,14	6,45	39,50	6,05	1188,62
	Conc. mínima	0,08	0,40	1,80	4,50	368,79
	Desvio padrão	0,07	3,80	34,91	2,06	690,76
	Coef. Dispersão (%)	48,52	67,90	84,23	31,81	57,99
CXbd5 32	Conc. máxima	4,52	12,00	85,00	336,00	2110,28
	Conc. média	0,84	4,28	30,98	61,73	1031,86
	Mediana	0,15	5,00	29,00	6,47	1009,01
	Conc. mínima	<0,001	<0,125	1,10	2,99	354,92
	Desvio padrão	1,47	3,14	14,71	108,21	326,02
	Coef. Dispersão (%)	174,65	73,33	47,48	175,28	31,60
CXbd2 17	Conc. máxima	5,10	15,00	48,00	200,00	1553,44
	Conc. média	1,65	5,07	27,84	38,64	1071,05
	Mediana	0,44	5,10	25,00	5,18	1060,85
	Conc. mínima	<0,001	<0,125	10,30	1,40	593,96
	Desvio padrão	1,89	3,80	11,56	73,34	311,79
	Coef. Dispersão (%)	114,39	75,01	41,52	189,78	29,11
CXbd1 6	Conc. máxima	3,52	9,20	39,00	37,60	1536,43
	Conc. média	0,81	3,84	21,62	11,22	862,15
	Mediana	0,29	3,35	20,50	6,64	776,83
	Conc. mínima	<0,001	<0,125	4,70	4,24	440,87
	Desvio padrão	1,34	2,96	11,29	13,00	363,97
	Coef. Dispersão (%)	166,04	77,12	52,23	115,86	42,22
OYs2 2	Conc. máxima	2,31	3,80	24,00	6,32	872,27
	Conc. média	1,38	3,45	20,00	5,74	868,76
	Mediana	1,38	3,45	20,00	5,74	868,76
	Conc. mínima	0,46	3,10	16,00	5,16	865,25
	Desvio padrão	1,31	0,49	5,66	0,82	4,96
	Coef. Dispersão (%)	94,44	14,35	28,28	14,23	0,57

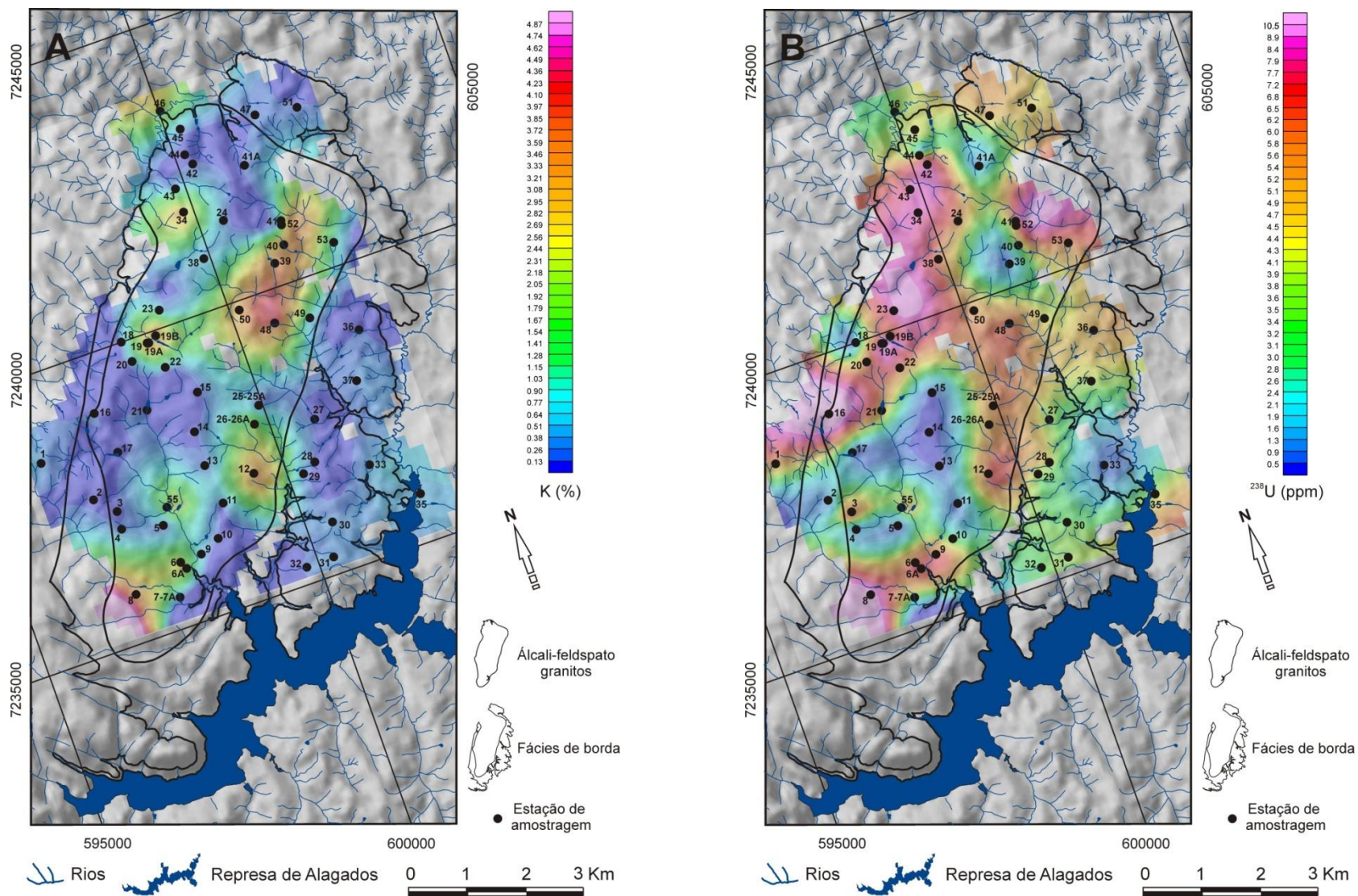


Figura 5.20 – A) Mapa de contorno de potássio sobreposto ao modelo digital de elevação; B) Mapa de contorno de urânio sobreposto ao modelo digital de elevação – ensaios radioquímicos.

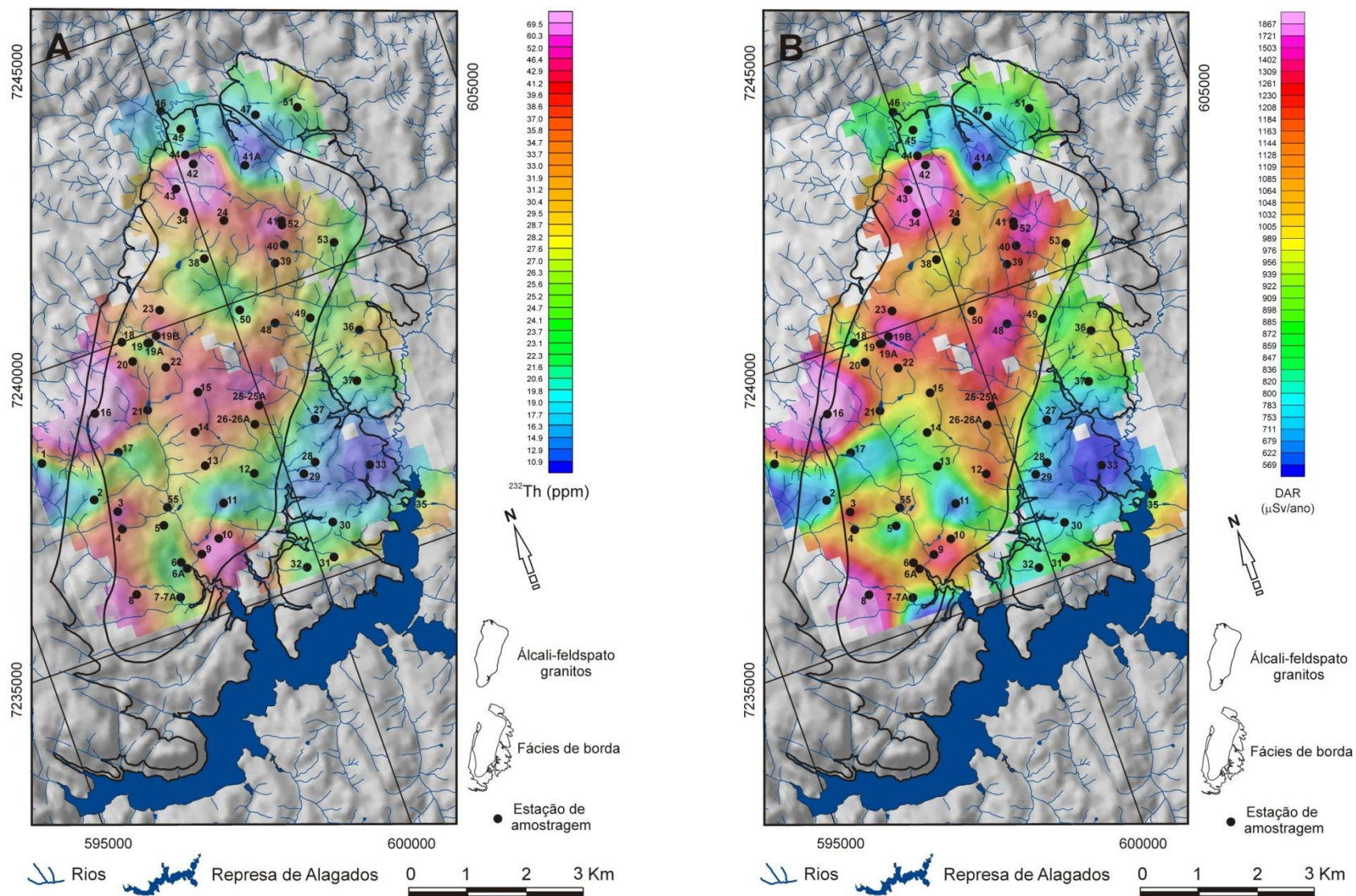


Figura 5.21 – A) Mapa de contorno de tório sobreposto ao modelo digital de elevação; B) Mapa de contorno de DAR sobreposto ao modelo digital de elevação – ensaios radioquímicos.

A discriminação dos dados radioquímicos em dois grupos (Tabelas 5.15 e 5.16) indica que em amostras de rochas o potássio tem uma distribuição mais regular (coeficiente de dispersão de 57,91%), com teores variando de 0,001% a 5,10% e mediana de 3,59%. Por outro lado, em amostras provenientes do manto de alteração e de depósitos aluviais os teores de K são sensivelmente menores, com média de 0,31%, mediana de 0,15% e distribuição muito irregular (199,56%) (Tabela 5.16), indicando a grande instabilidade de minerais de potássio frente aos processos intempéricos atuantes na região.

Com relação ao ^{238}U , as concentrações em amostras do perfil de alteração e de depósitos aluviais (Tabela 5.15) foram cerca de 20% inferiores às obtidas em amostras de rochas (Tabela 5.16), indicando que o tempo e os processos supergênicos atuantes não foram suficientes para a lixiviação de grande parte do urânio solúvel liberado pela decomposição da rocha matriz que, segundo Pinto-Coelho (1986, p. 199), situa-se em torno de 57% em rochas de superfície.

O comportamento do tório indica uma leve tendência de acumulação no manto de alteração, em relação às amostras de rocha, certamente devido à baixa mobilidade deste radioelemento. As concentrações que, nas rochas variam de 1,10 ppm a 48,00 ppm, com média de 25,70 ppm e mediana de 26,00 ppm, encontram-se entre 4,70 ppm e 85,00 ppm, com média de 30,99 ppm e mediana de 27,00 ppm nos materiais do manto de alteração.

Quanto à razão $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$, observa-se que os valores mais elevados estão relacionados às baixas concentrações naturais de ^{238}U verificadas em algumas amostras, não evidenciando qualquer vínculo a processos intempéricos. Assim, rochas sãs, com baixas concentrações naturais de ^{238}U e elevadas de ^{232}Th e, conseqüentemente, com razão $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ elevada, experimentam um aumento ainda maior nessa razão ao serem afetadas por processos supergênicos, devido à maior mobilidade do urânio em relação ao tório.

As concentrações de K, ^{232}Th e ^{238}U obtidas nos ensaios radioquímicos foram semelhantes às do levantamento gamaespectrométrico terrestre, no entanto, são sensivelmente maiores que as do levantamento aerogamaespectrométrico, principalmente em relação ao K, conforme mostrado na Figura 5.22.

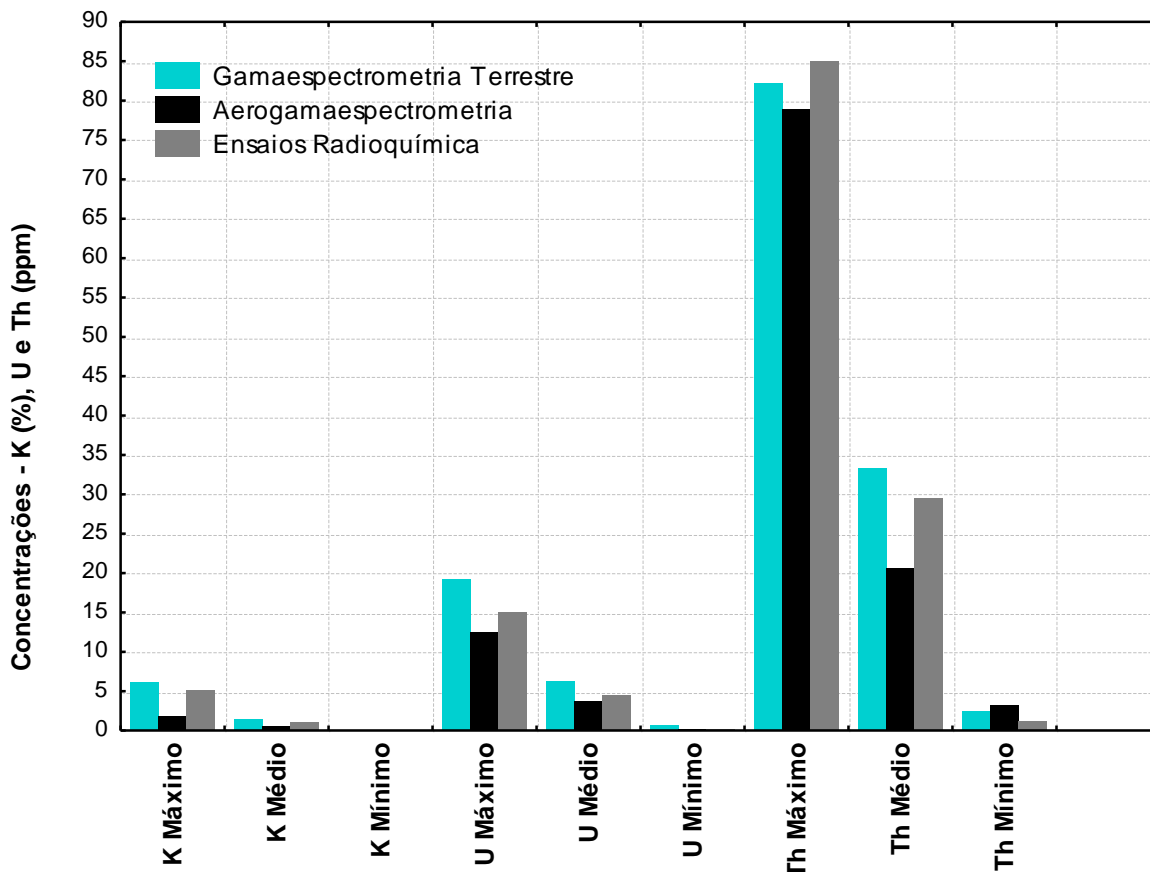


Figura 5.22 – Concentrações máximas, médias e mínimas dos radionuclídeos K, eTh e eU, referentes aos levantamentos gamaespectrométricos terrestre e aéreo e aos ensaios radioquímicos.

5.2.2 Difratometria de raios X (DRX)

Os ensaios por difratometria de raios X em amostras totais de rochas, de materiais do manto de alteração e de depósitos aluviais foram realizados no Laboratório de Análise de Minerais e Rochas – LAMIR/UFPR.

A interpretação dos difratogramas foi efetuada com utilização do aplicativo *X'Pert High Score*, procedendo-se ainda, no caso de materiais do manto de alteração e de depósitos aluviais, a comparação desses dados aos da literatura (BRINDLEY e BROWN, 1984; GOMES, 1988; SOUZA SANTOS, 1989), o que possibilitou a identificação dos principais minerais presentes nas amostras.

A finalidade desses ensaios foi identificar o conteúdo mineral qualitativo de rochas e de produtos de alteração e, assim, estabelecer correlações entre os mesmos e com concentração dos radionuclídeos em estudo.

Os difratogramas referentes às amostras de produtos de alteração (manto de intemperismo e depósitos aluviais) evidenciaram a presença de quartzo e de minerais do grupo da caulinita em todas as amostras analisadas e de óxido e hidróxido de ferro (goethita, hematita e magnetita) na maioria das amostras, conforme relacionados na Tabela 5.20, cujas abreviaturas são as seguintes: Qtz: quartzo; Kao: caulinita; Hem: hematita; Goe: goethita; Mag: magnetita; Gib: gibbsita; Ana: anatásio; Rut: rutilo; Alb: albita; Mic: microclínio; Ort: ortoclásio; Zir: zircão; Mon: montmorilonita; Clo: clorita; Bio: biotita; Non: nontronita; Hor: hornblenda; Cor: coríndon; Mus: muscovita.

Foram verificados ainda picos típicos da gibbsita relacionada a uma provável superfície de aplainamento (Superfície do Alto Iguaçu), cujo intemperismo severo, responsável pela sua origem, teria eliminado grande parte dos minerais mais solúveis, restando um capeamento rico em óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio, dentre os quais, a gibbsita, a goethita, a hematita e a magnetita.

Outro mineral comum no manto de intemperismo e nos depósitos aluviais, identificado por DRX em diversas amostras, é a illita, cuja origem pode estar relacionada a processos intempéricos mais recentes e de menor intensidade (bissialitização), não suficiente para a eliminação total das bases e da sílica.

Os constituintes minerais principais de rochas são a parcialmente intemperizadas são o quartzo e minerais do grupo dos feldspatos como a albita, o microclínio e a andesina, estes relacionados aos maiores teores de Na_2O , de K_2O e de CaO , respectivamente, obtidos nos ensaios por EFRX.

5.2.3 Espectrometria por fluorescência de raios X (EFRX)

A determinação da composição química quantitativa de rochas e de materiais de alteração coletadas na área de estudo foi efetuada por espectrometria por fluorescência de raios X (EFRX) no Laboratório de Análise de Minerais e Rochas – LAMIR/UFPR. Foram analisadas 61 amostras com dosagem dos seguintes óxidos, além da perda ao fogo (P.F.): SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, todos expressos em percentagem.

Os ensaios mostraram teores significativos de SiO₂ e de Al₂O₃ na maioria das amostras, bem como elevados teores de Fe₂O₃ (Tabela 5.21) sugerindo que o Fe, além de ocorrer na forma de óxidos (goethita, hematita e magnetita), confirmado por DRX, pode estar incorporado na estrutura cristalina de minerais argilosos.

Seguindo o mesmo procedimento adotado para os ensaios radioquímicos, os dados dos ensaios químicos foram agrupados em sete classes de distribuição de frequência a fim de permitir um rápido entendimento da forma como os diversos óxidos estão distribuídos na área (Tabela 5.22).

Por se tratar principalmente de rochas graníticas e respectivos produtos de alteração, os teores de SiO₂ situam-se entre 34,71% e 95,88%, com média de 64,64% (Tabela 5.22). Deve-se deixar claro, no entanto, que os teores mais elevados de sílica, acima de 90%, referem-se a amostras de quartzo de veios (AM 41A e AM 44), enquanto os menores correspondem a amostras ricas em ferro, conforme se depreende do forte coeficiente de correlação linear negativo ($r = -0,82$) entre SiO₂ e Fe₂O₃ (Tabela 5.23). Com o Al₂O₃, que ocorre com teores entre 3,57% e 34,11% (média de 18,36%), verifica-se o inverso, ou seja, seus teores são diretamente proporcionais aos de Fe₂O₃ ($r = 0,53$).

Quanto ao comportamento dos parâmetros químicos frente às concentrações de K, ²³²Th e ²³⁸U dos ensaios radioquímicos, verifica-se que apenas o K apresenta correlações médias a fortes (positivas e negativas) com alguns dos parâmetros dos ensaios químicos, conforme coeficientes de correlação de Pearson (Tabela 5.23).

No gráfico de correlação K x K₂O ($r = 0,85$; Figura 5.23A) observam-se dois agrupamentos distintos de pontos: um com baixos valores de K e de K₂O, referentes aos materiais do manto de alteração e outro, com valores mais elevados, relacionados às amostras de rochas sãs, o que demonstra a consistência dos dados dos ensaios químicos e radioquímicos, visto que apenas cinco amostras, de um total de 61, apresentaram valores anômalos, que as excluem dos referidos

agrupamentos. Comportamento semelhante é verificado quando se estabelece a correlação entre K e Na₂O ($r = 0,82$) em que concentrações mais elevadas de K correspondem a teores também mais elevados de Na₂O, relacionados às rochas sãs. Estas, ao serem intemperizadas, sofrem perdas consideráveis de potássio e de sódio por lixiviação, originando um agrupamento de pontos na região de baixos teores desses elementos (Figura 5.23B).

Em relação ao Al₂O₃, o K possui um comportamento inverso ($r = -0,40$), com tendência de redução nas concentrações de potássio na medida em que aumenta a de alumínio (Figura 5.23C). Isso indica que com a intensificação do intemperismo, aumenta o teor relativo de Al₂O₃ ocorrendo, ainda, a incorporação de água pelos minerais neoformados (caulinita) e a perda de bases, dentre as quais o K, o que pode ser confirmado pelo gráfico da Figura 5.23D, que evidencia a redução nas concentrações de potássio (por lixiviação), conforme aumenta a perda ao fogo. Tal constatação é compatível com solos jovens (pouco evoluídos) como os Cambissolos da área de estudo (excluindo-se as associações com Nitossolos e Latossolos), os quais, pela condição de serem pouco evoluídos, ainda estariam atuando como fonte de compostos mais solúveis, dentre os quais o K, com incorporação incipiente de ²³⁸U (Figura 5.23E) e de ²³²Th, provavelmente por adsorção nos argilominerais neoformados.

Os baixos teores de P₂O₅ nas amostras analisadas, bem como as correlações negativas e fracas com o K, o eTh e o eU (Figuras 5.23F, 5.23G e 5.23H), podem indicar que a radiação natural da área não é influenciada por fertilizantes fosfatados.

Tabela 5.21 – Composição química percentual e concentração de radionuclídeos de amostras de rochas (sãs: R; intemperizadas: RI; VC: veio de quartzo), manto de alteração (M) e de depósitos aluviais (A) da área estudada.

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	P.F.	⁴⁰ K (%)	²³² Th (ppm)	²³⁸ U (ppm)
AM-01 – M	65,18	1,06	17,01	5,78	0,07	0,26	0,03	0,06	0,46	0,12	10,33	0,44	19,00	5,20
AM-02 – M	82,24	0,53	8,65	3,21	< 0,01	0,13	0,02	0,11	0,08	0,09	5,46	0,06	15,00	<0,125
AM-03 – M	56,74	0,67	22,07	5,37	0,06	0,08	0,02	0,05	0,11	0,07	15,28	<0,001	52,00	8,30
AM-04 – M	64,22	0,42	18,62	3,70	0,04	0,10	0,04	0,07	0,24	0,05	12,61	0,18	36,00	<0,125
AM-05 – M	51,75	1,90	21,00	12,10	0,20	0,11	0,04	0,02	0,07	0,09	13,26	0,05	24,00	<0,125
AM-06 – M	50,65	2,52	19,44	13,42	0,21	0,14	0,03	0,03	0,09	0,20	13,76	0,07	21,00	9,80
AM-06A – R	74,40	0,08	14,86	1,14	< 0,01	0,07	0,02	2,58	4,96	< 0,01	2,47	5,10	19,00	4,60
AM-07 – M	67,20	1,22	15,88	4,49	0,03	0,17	0,02	0,08	0,30	0,07	11,10	0,24	25,00	<0,125
AM-07A – M	59,67	1,67	22,47	5,37	0,05	0,23	0,01	0,03	0,59	0,06	10,41	0,47	26,00	5,30
AM-08 – M	68,10	0,45	16,68	4,12	0,03	0,09	0,02	0,07	0,08	0,05	10,84	3,52	39,00	9,20
AM-09 – M	68,42	0,32	17,58	3,16	0,01	0,11	0,04	0,08	0,54	0,04	10,20	0,44	45,00	7,40
AM-10 – M	58,73	0,78	21,50	5,80	0,07	0,09	0,02	0,06	0,14	0,06	13,28	0,09	48,00	2,50
AM-11 – M	60,69	0,48	22,17	4,21	0,05	0,05	0,01	0,05	0,07	0,05	12,69	0,01	7,40	<0,125
AM-12 – R	76,58	0,10	13,35	1,20	< 0,01	0,08	0,05	4,04	4,67	< 0,01	0,45	3,93	25,00	7,00
AM-13 – M	64,66	0,57	19,02	4,56	0,04	0,08	0,03	0,05	0,09	0,09	11,36	0,08	31,00	<0,125
AM-14 – M	65,74	0,52	19,90	4,01	0,03	0,07	0,01	0,05	0,08	0,04	10,12	0,06	38,00	<0,125
AM-15 – M	62,95	0,40	22,52	3,65	0,03	0,05	0,01	0,04	0,07	0,03	10,75	0,05	42,00	<0,125
AM-16 – M	57,75	0,93	22,70	6,06	0,08	0,12	0,01	0,04	0,17	0,07	12,65	0,14	85,00	12,00
AM-17 – R	76,26	0,12	13,12	1,43	< 0,01	0,10	0,03	3,97	4,65	< 0,01	0,84	<0,001	23,00	<0,125
AM-18 – M	74,48	0,32	14,49	2,84	< 0,01	0,08	0,01	0,08	0,06	0,03	8,07	0,05	27,00	<0,125
AM-19 – R	74,86	0,09	14,52	1,84	< 0,01	0,19	0,29	3,87	4,28	< 0,01	0,58	3,66	21,00	15,00
AM-19A – R	76,24	0,09	13,44	1,20	< 0,01	0,12	0,33	5,00	3,72	< 0,01	0,41	3,79	16,00	5,50
AM-19B – R	75,84	0,11	13,16	1,57	0,02	0,13	0,43	4,57	4,18	< 0,01	0,49	3,59	48,00	5,10
AM-20 – M	67,26	0,59	17,25	4,00	0,04	0,12	0,02	0,10	0,58	0,06	10,43	0,22	32,00	5,40
AM-21 – M	69,32	0,26	19,02	3,10	0,01	0,12	0,03	0,06	0,20	0,02	8,42	0,16	32,00	5,10
AM-22 – M	63,25	0,76	20,24	5,00	0,04	0,08	0,01	0,04	0,08	0,06	10,87	0,07	37,00	5,50
AM-23 – RI	48,16	0,12	34,11	1,66	0,04	< 0,01	0,01	< 0,01	0,11	0,01	16,38	0,07	29,00	9,70
AM-24 – M	67,17	0,79	17,25	3,40	0,01	0,13	0,02	0,10	0,27	0,06	11,32	0,21	36,00	5,40
AM-25 – M	63,21	0,61	20,69	4,39	0,04	0,07	0,01	0,05	0,07	0,04	11,40	0,06	45,00	6,60
AM-25A – M	60,76	0,52	23,42	3,96	0,04	0,04	0,01	0,02	0,05	0,03	11,68	0,04	40,00	5,00
AM-26 – M	68,31	0,96	16,35	5,05	0,04	0,09	0,01	0,07	0,09	0,04	9,53	0,07	29,00	6,30
AM-26A – R	76,54	0,13	12,33	2,48	< 0,01	0,08	0,04	3,59	4,45	< 0,01	0,92	3,76	26,00	3,70
AM-27 – M	58,65	1,31	21,26	7,02	0,10	0,51	0,02	0,09	2,14	0,15	9,22	<0,001	14,00	3,10
AM-28 – M	61,23	1,07	22,61	5,25	0,05	0,32	0,01	0,06	0,65	0,05	9,27	<0,001	18,00	4,00
AM-29 – M	34,71	3,73	23,52	24,05	0,53	0,14	0,01	< 0,01	0,06	0,23	13,58	0,05	10,30	3,10
AM-30 – M	57,34	1,64	22,27	7,64	0,10	0,19	0,01	0,03	0,33	0,08	10,90	0,30	19,00	3,20
AM-31 – M	58,98	1,11	22,23	5,68	0,08	0,13	0,01	0,04	0,31	0,06	11,84	0,28	27,00	3,50
AM-32 – M	45,78	1,52	26,93	8,70	0,15	0,11	0,01	< 0,01	0,26	0,08	17,03	0,23	22,00	3,00
AM-33 – M	37,8	2,90	23,8	17,4	0,2	0,2	< 0,01	< 0,01	0,40	0,20	16,9	0,51	4,70	<0,125
AM-34 – R	76,26	0,09	13,02	1,55	< 0,01	0,07	0,02	3,35	4,32	< 0,01	1,93	3,40	37,00	8,00
AM-35 – A	51,6	2,00	26,8	5,80	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,50	0,10	13,0	0,46	24,00	3,80
AM-36 – M	57,92	1,58	22,04	7,10	0,10	0,09	0,01	0,03	0,18	0,07	11,43	0,17	29,00	4,90
AM-37 – M	57,04	10,09	18,99	0,03	0,11	0,31	0,21	1,72	0,01	0,12	11,89	0,30	23,00	3,70
AM-38 – M	45,57	2,63	23,51	12,79	0,22	0,13	0,03	0,01	0,15	0,15	15,31	0,13	26,00	5,40
AM-39 – R	76,46	0,09	13,25	1,10	< 0,01	0,08	0,04	3,96	4,49	0,03	1,10	3,81	33,00	<0,125
AM-40 – R	74,09	0,08	15,48	1,25	< 0,01	0,12	0,28	4,18	4,36	< 0,01	0,67	3,99	33,00	4,60
AM-41 – R	76,74	0,08	13,21	0,88	< 0,01	0,08	0,24	4,57	4,22	< 0,01	0,55	3,52	39,00	9,10
AM-41A – R	95,88	0,02	3,57	0,12	< 0,01	0,13	0,05	0,21	0,17	< 0,01	0,44	0,16	1,10	<0,125
AM-42 – M	62,92	0,37	22,34	3,68	0,02	0,07	0,01	0,05	0,25	< 0,01	10,84	0,19	85,00	9,10
AM-43 – M	71,45	0,44	15,11	3,12	0,01	0,11	0,02	0,06	0,13	0,05	10,09	0,10	49,00	7,60
AM-44 – R	95,03	0,03	4,49	0,12	< 0,01	0,14	0,07	0,21	0,09	< 0,01	0,41	0,08	1,80	0,40
AM-45 – M	70,96	1,89	12,40	4,13	0,02	0,30	0,12	0,59	2,69	0,15	7,28	0,23	30,00	5,30
AM-46 – A	50,62	1,73	25,59	8,73	0,14	0,10	0,01	0,01	0,27	0,11	13,23	2,31	16,00	3,10
AM-47 – M	38,03	4,33	22,83	17,82	0,31	0,15	0,02	< 0,01	0,09	0,19	16,73	0,14	18,00	5,00
AM-48 – R	76,32	0,07	13,20	1,25	< 0,01	0,07	0,02	2,69	5,15	< 0,01	1,80	4,52	36,00	6,30
AM-49 – M	53,41	1,59	23,71	8,87	0,13	0,23	0,02	0,03	0,42	0,11	11,99	0,39	22,00	3,70
AM-50 – R	74,98	0,09	14,60	1,43	< 0,01	0,11	0,23	4,58	4,05	< 0,01	0,50	3,48	20,00	5,00
AM-51 – M	48,92	1,60	24,93	8,59	0,14	0,12	0,02	0,02	0,21	0,10	15,87	0,15	24,00	4,20
AM-52 – M	73,99	0,36	14,48	2,39	< 0,01	0,09	0,01	0,08	0,17	0,03	8,91	0,14	47,00	4,30
AM-53 – M	67,51	0,83	14,73	4,43	0,03	0,14	0,10	0,31	0,78	0,08	11,51	0,58	24,00	5,20
AM-55 – R	75,41	0,10	14,50	1,00	< 0,01	0,13	0,01	0,93	4,09	0,01	4,38	2,89	29,00	5,60

Tabela 5.22 - Distribuição de frequência de dados de ensaios químicos realizados em amostras coletadas na área de estudo.

Classes	SiO ₂ (%)	Freq.	Al ₂ O ₃ (%)	Freq.	TiO ₂ (%)	Freq.	Fe ₂ O ₃ (%)	Freq.	CaO (%)	Freq.	MgO (%)	Freq.
1	34,71 – 43,45	3	3,57 – 7,93	2	0,02 – 1,46	45	0,03 – 3,46	25	<0,01 – 0,06	51	<0,01 – 0,08	11
2	43,45 – 52,19	8	7,93 – 12,30	1	1,46 – 2,90	12	3,46 – 6,89	23	0,06 – 0,12	3	0,08 – 0,15	38
3	52,19 – 60,93	12	12,30 – 16,66	21	2,90 – 4,34	3	6,89 – 10,32	7	0,12 – 0,19	0	0,15 – 0,22	5
4	60,93 – 69,66	17	16,66 – 21,02	14	4,34 – 5,77	0	10,32 – 13,76	3	0,19 – 0,25	3	0,22 – 0,29	3
5	69,66 – 78,40	18	21,02 – 25,38	19	5,77 – 7,21	0	13,76 – 17,19	0	0,25 – 0,31	2	0,29 – 0,37	3
6	78,40 – 87,14	1	25,38 – 29,75	3	7,21 – 8,65	0	17,19 – 20,62	2	0,31 – 0,37	1	0,37 – 0,44	0
7	87,14 – 95,88	2	29,75 – 34,11	1	8,65 – 10,09	1	20,62 – 24,05	1	0,37 – 0,43	1	0,44 – 0,51	1
Total de ensaios		61		61		61		61		61		61
Teor máximo	95,88		34,11		10,09		24,05		0,43		0,51	
Teor médio	64,64		18,36		1,04		5,00		0,06		0,13	
Teor mínimo	34,71		3,57		0,02		0,03		0,01		0,04	
Desvio padrão	12,37		5,43		1,50		4,56		0,09		0,08	
Coef. Dispersão	19,14		29,56		143,99		91,09		163,69		60,71	

Classes	K ₂ O (%)	Freq.	Na ₂ O (%)	Freq.	MnO (%)	Freq.	P ₂ O ₅ (%)	Freq.	P.F. (%)	Freq.
1	0,01 – 0,74	44	<0,01 – 0,72	46	<0,01 – 0,08	45	<0,01 – 0,04	23	0,41 – 2,78	15
2	0,74 – 1,48	1	0,72 – 1,43	1	0,08 – 0,15	10	0,04 – 0,07	15	2,78 – 5,16	1
3	1,48 – 2,21	1	1,43 – 2,14	1	0,15 – 0,23	4	0,07 – 0,10	12	5,16 – 7,53	2
4	2,21 – 2,95	1	2,14 – 2,86	2	0,23 – 0,30	0	0,10 – 0,13	4	7,53 – 9,91	6
5	2,95 – 3,68	0	2,86 – 3,57	1	0,30 – 0,38	1	0,13 – 0,17	3	9,91 – 12,28	21
6	3,68 – 4,42	8	3,57 – 4,29	6	0,38 – 0,45	0	0,17 – 0,20	1	12,28 – 14,66	9
7	4,42 – 5,15	6	4,29 – 5,00	4	0,45 – 0,53	1	0,20 – 0,23	3	14,66 – 17,03	7
Total de ensaios		61		61		61		61		61
Teor máximo	5,15		5,00		0,53		0,23		17,03	
Teor médio	1,25		1,03		0,09		0,08		8,97	
Teor mínimo	0,01		0,01		0,01		0,01		0,41	
Desvio padrão	1,79		1,68		0,10		0,05		5,23	
Coef. Dispersão	142,70		162,18		110,58		65,56		58,33	

Tabela 5.23 – Matriz de correlação de Pearson para os dados de ensaios químicos e radioquímicos das 61 amostras coletadas na área de estudo (limite de confiança de 95%).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	P.F.	K	²³⁸ U	²³² Th
SiO ₂	1,00													
Al ₂ O ₃	-0,89	1,00												
TiO ₂	-0,56	0,32	1,00											
Fe ₂ O ₃	-0,82	0,53	0,46	1,00										
CaO	0,33	-0,36	0,00	-0,32	1,00									
MgO	-0,11	-0,04	0,41	0,17	0,12	1,00								
K ₂ O	0,49	-0,48	-0,34	-0,43	0,51	-0,02	1,00							
Na ₂ O	0,49	-0,48	-0,23	-0,45	0,72	-0,10	0,91	1,00						
MnO	-0,78	0,48	0,59	0,94	-0,20	0,20	-0,37	-0,34	1,00					
P ₂ O ₅	-0,74	0,43	0,66	0,85	-0,28	0,44	-0,47	-0,50	0,81	1,00				
P.F.	-0,86	0,81	0,46	0,65	-0,54	0,04	-0,81	-0,81	0,56	0,66	1,00			
K	0,43	-0,40	-0,30	-0,38	0,52	-0,17	0,85	0,82	-0,32	-0,47	-0,70	1,00		
²³⁸ U	-0,03	0,11	-0,09	-0,10	0,23	-0,05	0,19	0,19	-0,08	-0,13	-0,04	0,28	1,00	
²³² Th	0,02	0,15	-0,22	-0,23	-0,03	-0,31	-0,04	-0,03	-0,26	-0,29	0,10	-0,02	0,46	1,00

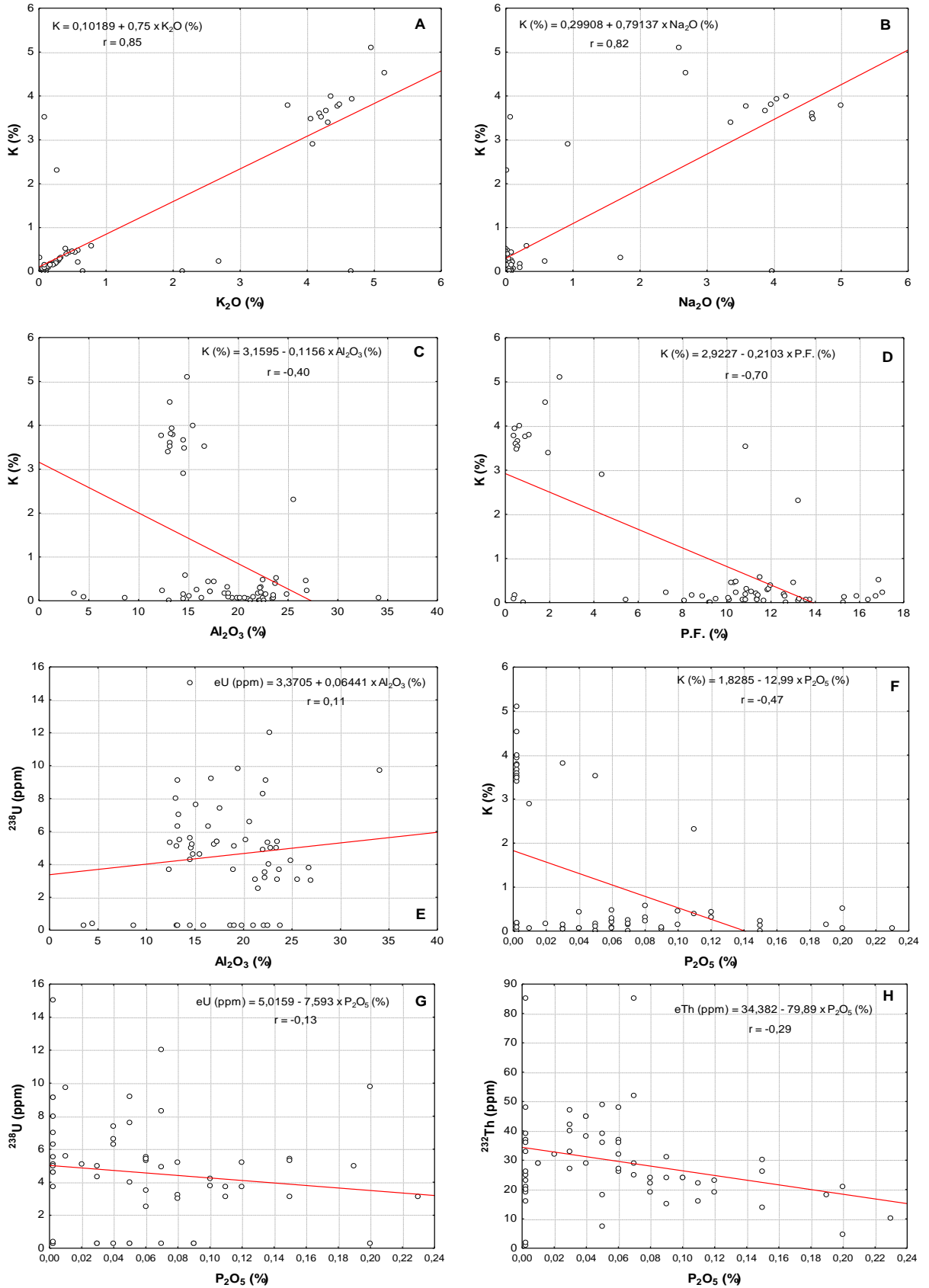


Figura 5.23 - Gráficos de correlações entre dados de ensaios radioquímicos e de ensaios químicos de amostras da área de pesquisa.

5.2.4 Análises granulométricas

Ensaio granulométrico realizados em 42 amostras de materiais provenientes do manto de alteração e de depósitos aluviais tiveram por finalidade verificar alguma correlação entre tamanho de partícula e concentração de radionuclídeos, conforme referido na literatura (REBELLO, 2000; BECEGATO, 2005; BECEGATO e FERREIRA, 2005).

As coberturas cenozóicas da área são constituídas por materiais com granulometrias variáveis em que a partícula mais grossa (grânulo/areia) são predominantes em 20 das 42 amostras analisadas. Na sequência tem-se o intervalo silte, predominante em 18 amostras e a granulação argila que ocorre em maiores percentuais em apenas 4 amostras (Tabela 5.24). Assim, a plotagem dos dados granulométricos no diagrama triangular para classificação de depósitos sedimentares recentes (Figura 5.24) mostra que os capeamentos intempéricos e os depósitos aluviais em estudo são constituídos por areias silticas (17 amostras), siltes areno-argilosos (8), siltes argilosos (6), siltes arenosos (4), areias siltico-argilosas (3), argilas siltico-arenosas (3) e argilas silticas (1 amostra).

Apesar da fração grânulo/areia predominar no maior número de amostras, e pelo fato de terem sido analisadas alíquotas de 100 g de cada amostra, o intervalo granulométrico mais representativo dos materiais inconsolidados da área é o silte, com média de 39,11% em peso, equivalentes a uma média de 39,11 g de silte por amostra (Tabela 5.26). O coeficiente de dispersão de 19,88% indica que partículas na granulação silte encontram-se distribuídas regularmente na área pesquisada, com valores absolutos situados entre 18,27% e 55,08% em peso. Quanto ao intervalo grânulo/areia, com valores absolutos entre 3,08% e 74,37% em peso e média de 37,57% em peso, a distribuição é irregular ($C_d = 43,02\%$). A granulação argila é a que ocorre em menor quantidade, com média de 23,36% em peso (média de 23,36 g por amostra) e valores absolutos entre 7,36% e 47,30% em peso. Com coeficiente de dispersão de 49,94%, é a classe granulométrica de distribuição mais irregular na área pesquisada.

Tabela 5.24 – Composição granulométrica percentual de amostras coletadas no manto de alteração (M) e em depósitos aluviais (A) da área de estudo.

Amostra	Areia/ grânulo	Silte	Argila
AM 01 – M	30,86	39,45	29,70
AM 02 – M	60,05	30,90	9,06
AM 03 – M	42,19	45,16	12,65
AM 04 – M	48,36	37,60	14,04
AM 05 – M	34,35	46,03	19,62
AM 06 – M	30,68	42,70	26,62
AM 07 – M	43,42	43,43	13,15
AM 07A – M	17,94	52,01	30,05
AM 08 – M	55,22	33,99	10,79
AM 09 – M	52,38	30,99	16,63
AM 10 – M	44,18	42,30	13,52
AM 11 – M	49,84	36,93	13,23
AM 13 – M	45,49	40,63	13,88
AM 14 – M	50,00	28,50	21,50
AM 15 – M	46,04	32,95	21,01
AM 16 – M	24,09	39,01	36,90
AM 18 – M	58,23	26,06	15,72
AM 20 – M	50,04	38,18	11,79
AM 21 – M	44,54	30,39	25,07
AM 22 – M	41,91	44,75	13,33
AM 24 – M	47,35	41,22	11,43
AM 25 – M	44,85	37,78	17,37
AM 25A – M	52,73	34,23	13,04
AM 27 – M	30,05	48,43	21,52
AM 28 – M	26,21	39,17	34,61
AM 29 – M	13,78	43,00	43,22
AM 30 – M	27,51	32,43	40,07
AM 31 – M	29,17	34,07	36,76
AM 32 – M	18,72	42,51	38,77
AM 33 – M	3,08	49,62	47,30
AM 35 – A	6,50	46,70	46,80
AM 36 – M	27,41	42,06	30,53
AM 37 – M	27,67	40,35	31,98
AM 38 – M	30,33	50,35	19,32
AM 43 – M	53,27	34,95	11,79
AM 45 – M	23,49	44,39	32,12
AM 46 – A	59,98	28,52	11,50
AM 47 – M	19,75	55,08	25,17
AM 49 – M	20,15	35,15	44,71
AM 51 – M	16,61	51,25	32,14
AM 52 – M	74,37	18,27	7,36
AM 53 – M	53,40	31,35	15,25
Máximo	74,37	55,08	47,30
Média	37,53	39,11	23,36
Mínimo	3,08	18,27	7,36
Desvio padrão	16,15	7,78	11,67
Coef. dispersão	43,02	19,88	49,94

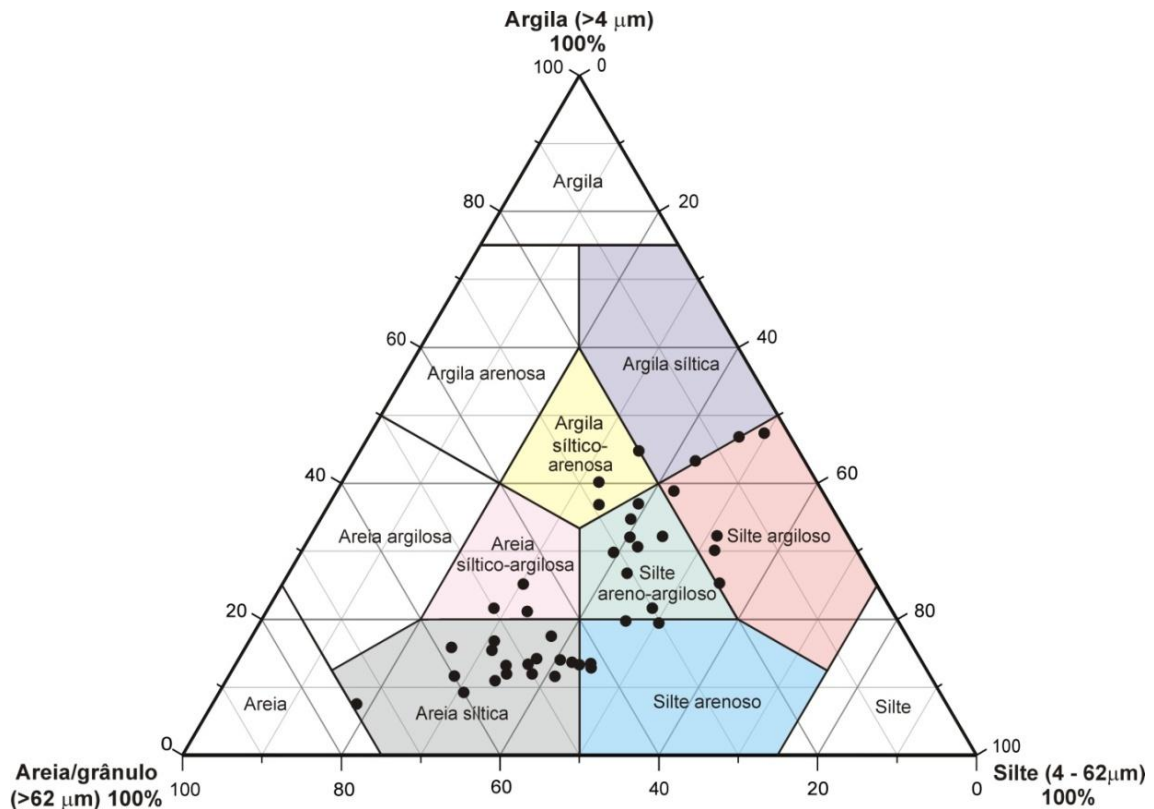


Figura 5.24 – Diagrama triangular com a classificação dos materiais do manto de alteração e de depósitos aluviais da área de estudo (MENDES *et al.*, 1972).

A análise e interpretação do comportamento dos radionuclídeos K, ^{238}U e ^{232}Th em função dos diferentes intervalos granulométricos foi efetuada com auxílio da matriz de correlação de Pearson. Porém, considerando que depósitos inconsolidados (manto de intemperismo e depósitos aluviais), em geral encontram-se parcialmente exauridos em potássio, na elaboração da matriz de correlação (Tabela 5.25) foram consideradas 40 amostras, suprimindo-se os maiores teores deste elemento, referentes às amostras AM 08, com 3,52% de K e AM 46, com 2,31%.

Portanto, o coeficiente de correlação negativo (-0,34) entre o K e partículas na fração grânulo/areia estaria relacionado à natureza desses materiais (principalmente quartzosos) e à maior permeabilidade dos mesmos que favoreceria a percolação de água e, em consequência, a lixiviação de grande parte do potássio contido nesses materiais (Fig. 5.25A).

O coeficiente de correlação positivo (0,43) entre o K e a fração argila (Tabela 5.25) é indicativo de que parte do potássio estaria incorporada na estrutura de argilominerais (provavelmente ilita), podendo ainda estar relacionado à presença de

feldspato-K finamente dividido, em vias de decomposição (Figura 5.25B).

No caso do tório, o coeficiente de correção positivo ($r = 0,37$) entre ^{232}Th e materiais sedimentares grossos (grânulo/areia) (Figura 5.25C) permite supor que esse radionuclídeo ocorre tanto como espécie mineral (resistato), quanto combinado a silicatos (zircão?), visto que o coeficiente de correlação entre o ^{232}Th e o SiO_2 foi de 0,34 (Figura 5.25D). Os coeficientes de correlação negativos entre tório e a classe silte (-0,28) e entre tório e argila (-0,32) também são indicativos da presença do tório como espécie mineral ou combinado a silicatos, visto a tendência de aumento nas concentrações de ^{232}Th à medida que diminuem as percentagens de silte e de argila e, em consequência, aumenta a quantidade de partículas mais grossas.

Verificou-se ainda, em amostras de coberturas cenozóicas, que a correlação entre o ^{232}Th e o Fe_2O_3 é negativa e de média intensidade ($r = -0,42$), conforme mostrado na Tabela 5.25. Como em locais menos suscetíveis à erosão grande parte do tório e do urânio liberados durante o intemperismo fixa-se a oxi-hidróxidos de ferro por co-precipitação (WILFORD *et al.*, 1997), é provável que parte desses radionuclídeos tenha migrado para horizontes mais inferiores do perfil de alteração, de maneira semelhante ao que ocorre em regiões de clima temperado (HANSEN e HUNTINGTON, 1969). Assim, como as amostras da área de estudo foram coletadas até uma profundidade máxima de 25 cm a fim de que os dados radioquímicos pudessem ser correlacionados aos da gamaespectrometria, estas teriam ficado restritas ao horizonte mais exaurido nesses radionuclídeos.

Com relação ao urânio, além da possível migração para horizontes pedológicos inferiores, as correlações muito fracas com as diversas classes granulométricas poderiam estar relacionadas ainda à grande mobilidade deste elemento que favorece a lixiviação do mesmo pela percolação e escoamento superficial de águas pluviais, relativamente elevada da região.

Tabela 5.25 – Matriz de correlação de Pearson – dados de ensaios radioquímicos, granulométricos (%), químicos e matéria orgânica (M.O.) (%) de 40 amostras de materias do manto de alteração e de depósitos aluviais da área de estudo (limite de confiança de 95%).

	K (%)	²³⁸ U (ppm)	²³² Th (ppm)	²³² Th/ ²³⁸ U	Grânulo/ Areia	Silte	Argila	M.O.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	Cao	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	P.F.	
K (%)	1,00																			
²³⁸ U (ppm)	0,08	1,00																		
²³² Th (ppm)	-0,19	0,53	1,00																	
²³² Th/ ²³⁸ U	-0,28	-0,66	0,08	1,00																
Grânulo /areia	-0,34	-0,09	0,37	0,35	1,00															
Silte	0,06	0,11	-0,28	-0,26	-0,72	1,00														
Argila	0,43	0,05	-0,32	-0,31	-0,89	0,31	1,00													
M.O.	-0,04	0,09	0,10	0,04	-0,11	0,40	-0,12	1,00												
SiO ₂	-0,09	-0,06	0,34	0,29	0,83	-0,70	-0,66	-0,36	1,00											
Al ₂ O ₃	0,03	0,08	-0,09	-0,23	-0,75	0,55	0,66	0,28	-0,79	1,00										
TiO ₂	0,19	0,01	-0,33	-0,24	-0,49	0,38	0,41	0,11	-0,51	0,22	1,00									
Fe ₂ O ₃	0,00	0,01	-0,42	-0,21	-0,63	0,54	0,50	0,18	-0,85	0,46	0,32	1,00								
Cao	0,26	0,03	-0,08	-0,06	0,05	-0,03	-0,05	0,07	0,05	-0,24	0,70	-0,24	1,00							
MgO	0,15	0,01	-0,38	-0,28	-0,33	0,26	0,28	-0,34	-0,12	-0,01	0,37	0,10	0,30	1,00						
K ₂ O	0,24	0,03	-0,24	-0,24	-0,17	0,17	0,12	-0,13	0,03	0,04	-0,10	-0,04	-0,02	0,72	1,00					
Na ₂ O	0,17	-0,01	-0,06	-0,07	0,01	-0,06	0,03	-0,05	0,07	-0,18	0,77	-0,30	0,93	0,32	-0,06	1,00				
MnO	-0,08	0,02	-0,40	-0,22	-0,59	0,49	0,47	0,19	-0,84	0,43	0,51	0,93	0,00	0,17	-0,10	-0,04	1,00			
P ₂ O ₅	0,13	0,05	-0,53	-0,29	-0,64	0,59	0,47	0,21	-0,74	0,27	0,58	0,84	0,11	0,38	0,14	0,06	0,83	1,00		
P.F.	0,12	0,12	-0,10	-0,21	-0,60	0,65	0,39	0,63	-0,85	0,70	0,35	0,62	-0,01	-0,15	-0,19	-0,08	0,59	0,52	1,00	

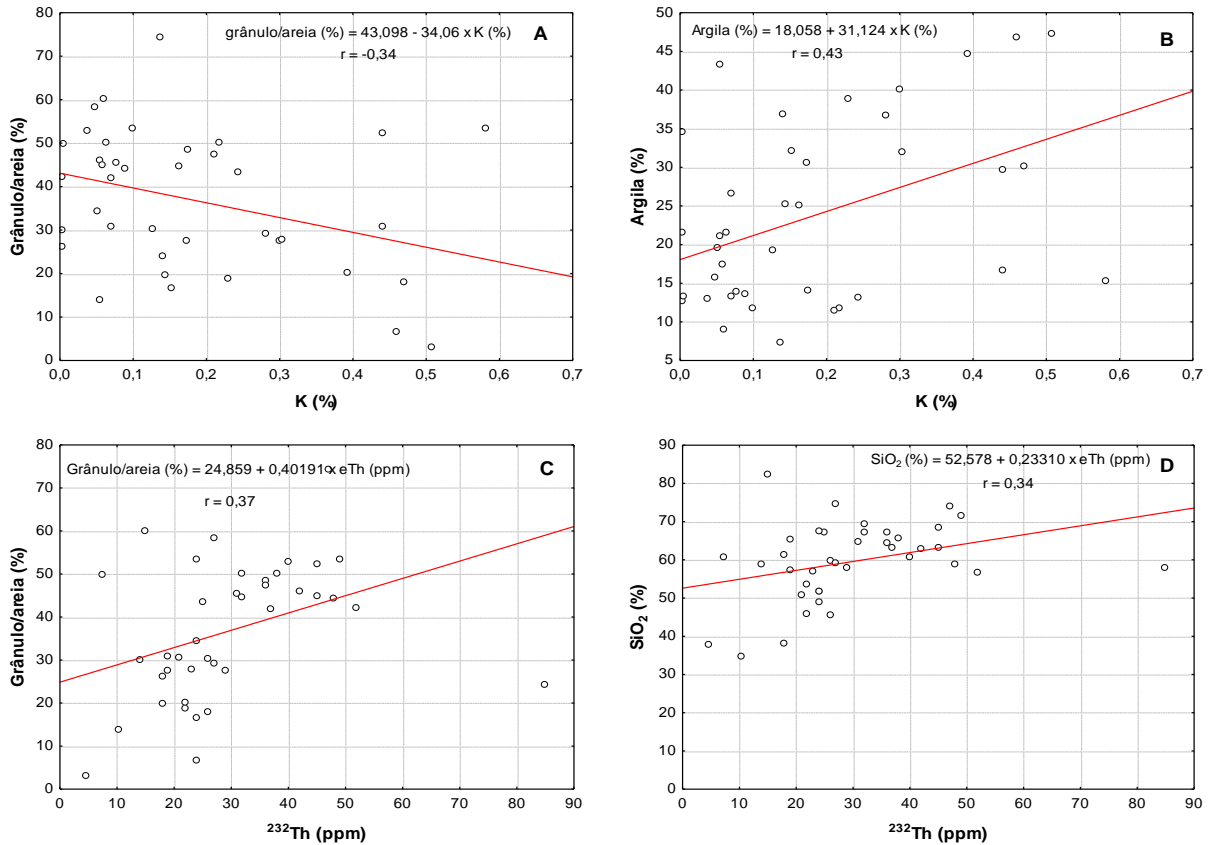


Figura 5.25 - Correlações entre concentrações de radionuclídeos obtidos nos ensaios radioquímicos e dados de ensaios granulométricos e químicos de amostras da área de pesquisa.

5.2.5 Análises físico-químicas e radioquímicas de água

Foram coletadas 16 amostras em cursos de água, nascentes, poços e na tomada de água da represa de Alagados, das quais uma no ponto em que o rio Pitanguí deságua na represa de Alagados (amostra 15), fora da área de pesquisa (Figura 5.26). Estas foram submetidas a ensaios físico-químicos e radioquímicos com a finalidade de verificar suas qualidade, em termos de potabilidade, bem como identificar parâmetros relacionados aos processos de lixiviação e/ou acumulação dos radionuclídeos responsáveis pelo caráter radioanômalo dos álcali-feldspato granitos do Granito Serra do Carambeí. No entanto, os resultados dos ensaios radioquímicos mostraram-se infrutíferos pelo fato de que em todas as amostras a atividade específica do tório foi inferior ao limite de detecção de $0,02 \text{ Bq.L}^{-1}$, e em apenas três amostras a atividade do urânio foi superior ao limite de detecção de $0,01 \text{ Bq.L}^{-1}$.

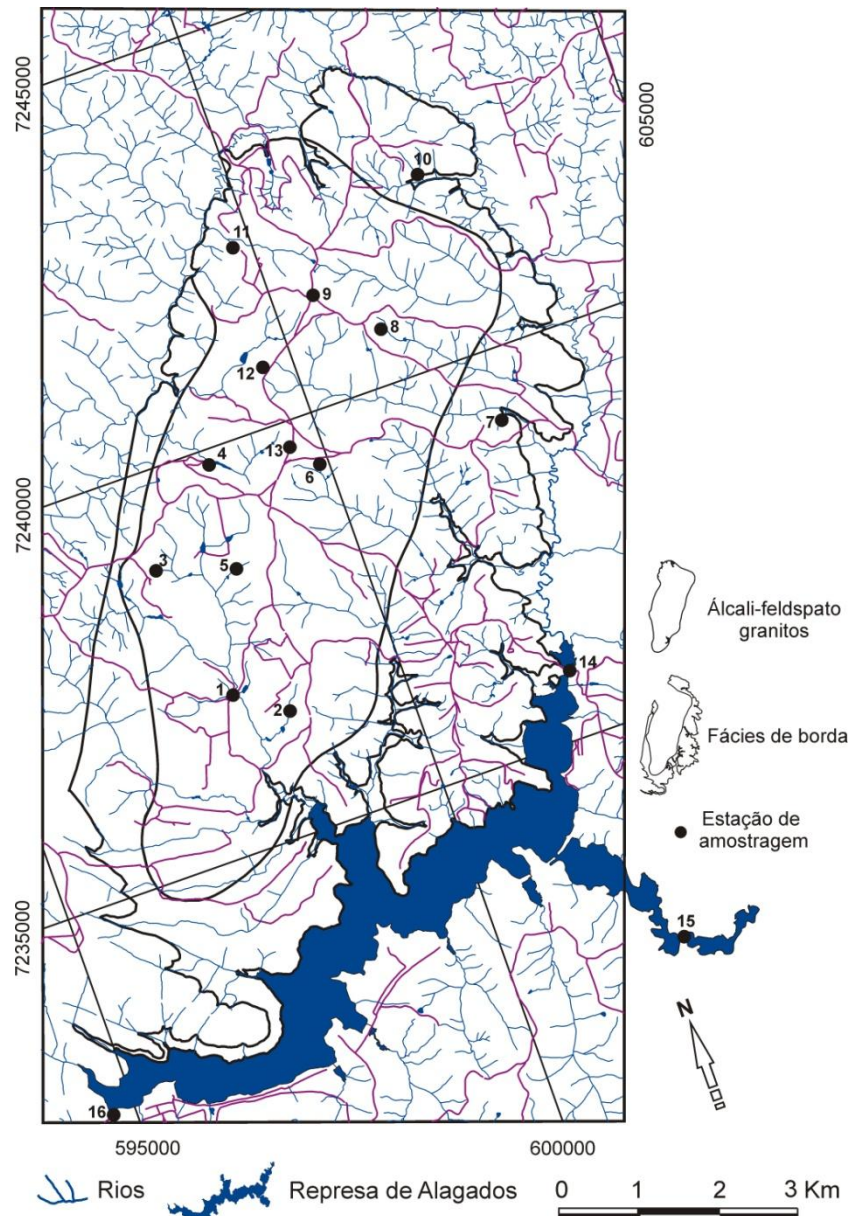


Figura 5.26 – Mapa de localização das estações de amostragem de água na área de estudo.

Os resultados dos ensaios físico-químicos, com concentrações iônicas expressas em mg/L, encontram-se relacionados na Tabela 5.26. Como a maioria das concentrações de NO_2^- e todas as de SO_4^{2-} e de CO_3^- ficaram abaixo do limite de detecção, estes íons não foram considerados no presente trabalho.

A qualidade dos dados analíticos pode ser verificada com fundamento no princípio de que em águas neutras a soma dos cátions (+) e dos ânions (-) é nula. A diferença de balanço iônico (DBI), que permite verificar a consistências de tais dados, pode ser calculada pela seguinte expressão (5.3) (LLOYD e HEATHCOTE, 1985), em que cátions e ânions são expressos em meq/L:

$$\text{DBI (\%)} = \left(\frac{\sum \text{Cátions} - \sum \text{Ânions}}{\sum \text{Cátions} + \sum \text{Ânions}} \right) \times 100 \quad (5.3)$$

A análise da Tabela 5.26 mostra concentrações iônicas em geral reduzidas, o que pode, possivelmente, indicar diluição das águas devido às intensas e prolongadas chuvas ocorridas em dezembro de 2009, época em que as amostras foram coletadas. Essas águas apresentam pH entre 4,41 e 8,86 (média de 7,08), porém, na maioria das amostras (12 amostras) foram observados pH levemente alcalinos, com provável vinculação ao domínio do íon HCO_3^- , cujas concentrações oscilam entre 4,93 mg/L e 113 mg/L, com média de 33,22 mg/L.

A forte correlação entre o HCO_3^- e Ca^{2+} e entre HCO_3^- e Mg^{2+} (0,90 e 0,72, respectivamente) pode indicar um enriquecimento das águas superficiais e subterrâneas nesses íons devido ao ataque de minerais constituintes de granitos e de diabásio da área. A presença de Mg^{2+} pode estar relacionada ao ataque químico do diabásio que ocorre na forma de inúmeros diques em toda a área de pesquisa. Também não se pode descartar possível participação da prática de calagem, aplicada na correção de solos ácidos, como um dos processos que introduz íons Ca^{2+} e Mg^{2+} nas águas superficiais e subterrâneas da área, visto que atividades agrícolas e pecuárias são intensivas em toda região de abrangência do Granito Serra do Carambeí.

Quanto ao Na^+ e o K^+ presentes nas águas analisadas, a principal fonte são as rochas graníticas da área, constituídos em grande parte por minerais contendo sódio e potássio como microclínio e albita.

Merece destaque as baixas concentrações do íon SO_4^{2-} , todas inferiores ao limite de detecção, bem como alguns teores elevados de NO_3^- , com destaque para a amostra AM 13, cuja concentração de 46,85 mg/L, torna-a imprópria ao consumo humano. De acordo com dados da literatura (HEM, 1985; CUSTÓDIO e LLAMAS, 2001), teores elevados de NO_3^- podem estar relacionados tanto à adubação química, quanto à contaminação por dejetos humanos e animais, sendo que ambas as situações parecem ocorrer na área de estudo. As maiores concentrações de NO_3^- , correspondentes às amostras AM 5, AM 6, AM 7 e AM 13 (Tabela 5.26), foram coletadas em nascente e poços localizados nas proximidades de fossa negra ou de currais e instalações para ordenha de gado bovino que concentram grande número

de animais em pequeno espaço. A amostra de água AM 7 foi coletada num poço situado a menos de 10 metros de uma fossa negra, enquanto as demais amostras com alto nitrato foram coletadas em nascente e em poços situados entre 20 m e 50 m de currais e locais de ordenha, com grande acúmulo de estrume e urina de gado bovino.

O flúor ocorre em concentrações muito baixas, com exceção da amostra AM 4, onde foi registrado o valor de 4,9 mg/L. É provável que essa concentração elevada esteja relacionada à fluorita, ocorrente disseminada nos granitos da Pedreira Genaro (local de coleta da amostra AM 4) na forma de pequenos cristais arroxeados.

A classificação hidroquímica dos diferentes grupos de águas, com relação aos íons dominantes, expressos em meq/L (Tabela 5.27), foi efetuada com utilização do diagrama de Piper (1944). Porém, dadas as baixas concentrações de SO_4^- e relativamente elevadas de NO_3^- , procedeu-se, apenas para a discriminação das amostras com teores mais elevados de NO_3^- e não com a pretensão de se criar uma nova classe de água, à substituição do íon sulfato do diagrama de Piper da classificação de Custódio e Llamas (2001), pelo íon nitrato. Assim, neste trabalho, as águas com elevados teores de NO_3^- foram denominadas de “*organo-nitratadas*”, com a conotação de água contaminada por compostos orgânicos (dejetos animais e humanos), diferenciando-as do “tipo nitratado” referido no inciso VII do artigo 35 do Código de Águas Minerais, cujo NO_3^- é de origem mineral (BRASIL, 1945).

Portanto, a plotagem das concentrações iônicas no diagrama de Piper modificado (Figura 5.27), identificou o predomínio de águas bicarbonatadas e organo-nitratadas nas amostras analisadas. As relações entre os diversos íons são destacadas nos diagramas de Stiff modificados, nos quais as concentrações de SO_4^{2-} foram substituídas por NO_3^- (Figura 5.28).

De acordo a Portaria nº 518/2004 do Ministério da Saúde (BRASIL, 2005), das 16 amostras de água analisadas, nove não estão em conformidade com padrões de potabilidade para consumo humano por superar os valores máximos permitidos, as quais estão relacionadas na Tabela 5.28.

Tabela 5.26 – Concentrações iônicas (mg/L) de amostras de águas de nascentes, poços e rios da área de estudo.

Amostra	Local de coleta	T. °C água	T. °C amb.	pH	SDT	CE $\mu\text{S/cm}$	HCO_3^-	CO_2	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	PO_4^{3-}	NO_2^-	F	SiO_2	Fe	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Mn
1	Rio	19,80	16,60	7,00	50,00	42,90	29,11	3,00	2,69	<1,0	4,38	0,11	0,25	0,05	12,90	1,26	6,27	0,97	2,25	3,05	0,04
2	Nascente	19,30	17,40	7,53	44,00	40,00	32,56	10,30	4,53	<1,0	0,04	0,14	<0,01	0,12	7,00	1,28	2,89	0,68	6,98	1,95	0,01
3	Nascente	19,90	17,50	7,39	31,00	37,10	15,30	22,00	3,61	<1,0	2,12	0,03	0,05	0,06	7,20	0,14	5,31	0,29	2,35	1,25	0,04
4	Nascente	19,30	19,30	7,85	81,00	118,40	48,84	3,70	1,02	<1,0	3,71	<0,03	<0,01	4,9	16,60	0,09	14,47	0,97	7,70	2,60	0,1
5	Nascente	18,60	19,70	4,88	49,00	56,50	13,32	3,70	4,32	<1,0	15,38	<0,03	<0,01	0,11	10,00	<0,01	4,34	1,17	2,30	2,95	0,01
6	Poço	16,40	20,70	5,52	37,00	39,60	6,42	24,20	4,32	<1,0	12,82	<0,03	<0,01	0,08	7,00	0,01	3,54	0,78	2,55	2,40	0,04
7	Poço	18,90	23,60	7,72	87,00	95,20	31,08	13,20	8,84	<1,0	19,62	0,25	<0,01	0,09	19,90	<0,01	9,33	0,78	6,45	3,15	0,02
8	Nascente	15,40	25,40	7,19	20,00	11,30	11,02	30,80	1,22	<1,0	0,44	<0,03	<0,01	<0,01	7,90	0,02	1,77	0,19	1,25	0,95	<0,01
9	Poço	24,30	24,50	7,87	133,00	173,70	113,00	29,30	5,54	<1,0	0,22	0,14	<0,01	0,23	21,20	1,82	25,89	2,82	5,50	4,15	0,12
10	Poço	17,60	23,60	8,06	97,00	95,50	54,76	33,00	2,18	<1,0	5,13	0,24	<0,01	0,12	34,30	<0,01	10,77	1,65	6,45	3,35	<0,01
11	Nascente	17,80	23,90	7,34	45,00	15,60	18,75	13,20	9,21	<1,0	1,50	<0,03	<0,01	0,08	12,30	<0,01	4,50	0,68	3,90	1,68	<0,01
12	Nascente	21,40	25,40	7,39	24,00	19,90	15,30	16,10	1,93	<1,0	1,24	0,17	<0,01	<0,01	6,20	1,16	2,89	0,88	0,79	0,75	0,02
13	Poço	21,60	24,20	4,41	79,00	140,80	4,93	18,30	2,80	<1,0	46,85	<0,03	<0,01	<0,01	4,20	<0,01	5,15	1,94	11,60	4,40	0,17
14	Foz Jotuba	19,00	26,10	7,57	63,00	52,70	42,92	5,90	2,80	<1,0	1,86	0,24	<0,01	0,11	18,10	2,24	5,15	1,85	4,75	2,65	0,07
15	Foz Pitangui	22,00	27,10	7,81	73,00	67,60	59,21	5,90	1,17	<1,0	0,35	0,24	<0,01	0,07	18,80	1,38	8,84	2,33	3,75	2,05	0,01
16	Represa	23,30	24,20	7,77	50,00	50,90	35,03	4,40	2,44	<1,0	0,22	0,13	<0,01	0,10	12,80	1,27	5,95	1,46	2,10	3,35	0,01
Máxima		24,30	27,10	8,06	133,00	173,70	113,00	33,00	9,21	-	46,85	0,25	0,25	4,90	34,30	2,24	25,89	2,82	11,60	4,40	0,17
Média		19,66	22,45	7,08	60,19	66,11	33,22	14,81	3,66	-	7,24	0,17	-	0,47	13,53	0,97	7,32	1,22	4,42	2,54	0,05
Mínima		15,40	16,60	4,41	20,00	11,30	4,93	3,00	1,02	-	0,04	<0,03	<0,01	<0,05	4,20	0,01	1,77	0,19	0,79	0,75	0,01
Desvio padrão		2,39	3,39	1,12	29,97	46,59	27,24	10,42	2,46	-	12,15	0,07	-	1,33	7,75	0,78	5,95	0,73	2,88	1,06	0,05
Coefic. de dispersão		12,18	15,09	15,78	49,80	70,48	81,98	70,36	67,23		167,71	43,07	-	293,53	57,32	80,50	81,39	60,44	65,28	41,78	99,61

Tabela 5.27– Concentrações iônicas (meq/L) de amostras de águas de nascentes, poços e rios da área de estudo.

Amostra	Local de coleta	pH	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	DBI (%)
1	Rio	7,00	0,4771	0,0759	0,0706	0,3129	0,0798	0,0979	0,0780	-1,22
2	Nascente	7,53	0,5336	0,1278	0,0006	0,1442	0,0560	0,3036	0,0499	-5,80
3	Nascente	7,39	0,2507	0,1018	0,0342	0,2650	0,0239	0,1022	0,0320	4,68
4	Nascente	7,85	0,8004	0,0288	0,0598	0,7221	0,0798	0,3349	0,0665	2,68
5	Nascente	4,88	0,2183	0,1219	0,2480	0,2166	0,0963	0,1000	0,0755	-9,72
6	Poço	5,52	0,1052	0,1219	0,2068	0,1766	0,0642	0,1109	0,0614	-2,71
7	Poço	7,72	0,5094	0,2493	0,3164	0,4656	0,0642	0,2806	0,0806	-9,98
8	Nascente	7,19	0,1806	0,0344	0,0071	0,0883	0,0156	0,0544	0,0243	-9,56
9	Poço	7,87	1,8519	0,1563	0,0035	1,2919	0,2321	0,2392	0,1061	-2,28
10	Poço	8,06	0,8975	0,0615	0,0827	0,5374	0,1358	0,2806	0,0857	-0,84
11	Nascente	7,34	0,3073	0,2598	0,0242	0,2246	0,0560	0,1696	0,0430	-9,40
12	Nascente	7,39	0,2507	0,0544	0,0200	0,1442	0,0724	0,0344	0,0192	-2,98
13	Poço	4,41	0,0808	0,0790	0,7556	0,2570	0,1596	0,5046	0,1125	6,37
14	Foz Jotuba	7,57	0,7034	0,0790	0,0300	0,2570	0,1522	0,2066	0,0678	-3,82
15	Foz Pitangui	7,81	0,9704	0,0330	0,0056	0,4411	0,1917	0,1631	0,0524	-6,44
16	Represa	7,77	0,5741	0,0688	0,0035	0,2969	0,1201	0,0913	0,0857	-1,29
Máxima		8,06	1,8519	0,2598	0,7556	1,2919	0,2321	0,5046	0,1125	6,37
Média		7,08	0,5445	0,1033	0,1168	0,3651	0,1000	0,1921	0,0650	-3,27
Mínima		4,41	0,0808	0,0288	0,0006	0,0883	0,0156	0,0344	0,0192	-9,98
Desvio padrão		1,12	0,4464	0,0695	0,1959	0,2971	0,0604	0,1254	0,0272	5,08
Coefic. de dispersão		15,78	81,9807	67,2333	167,7062	81,3866	60,4394	65,2773	41,7771	

Tabela 5.28 – Amostras em desconformidade com padrões de potabilidade da água para consumo humano.

MOSTRA	Padrões ultrapassados					
	Turbidez	Cor	Ferro	Fluoreto	Manganês	Nitrato
AM 01						
AM 02						
AM 04						
AM 09						
AM 12						
AM 13						
AM 14						
AM 15						
AM 16						

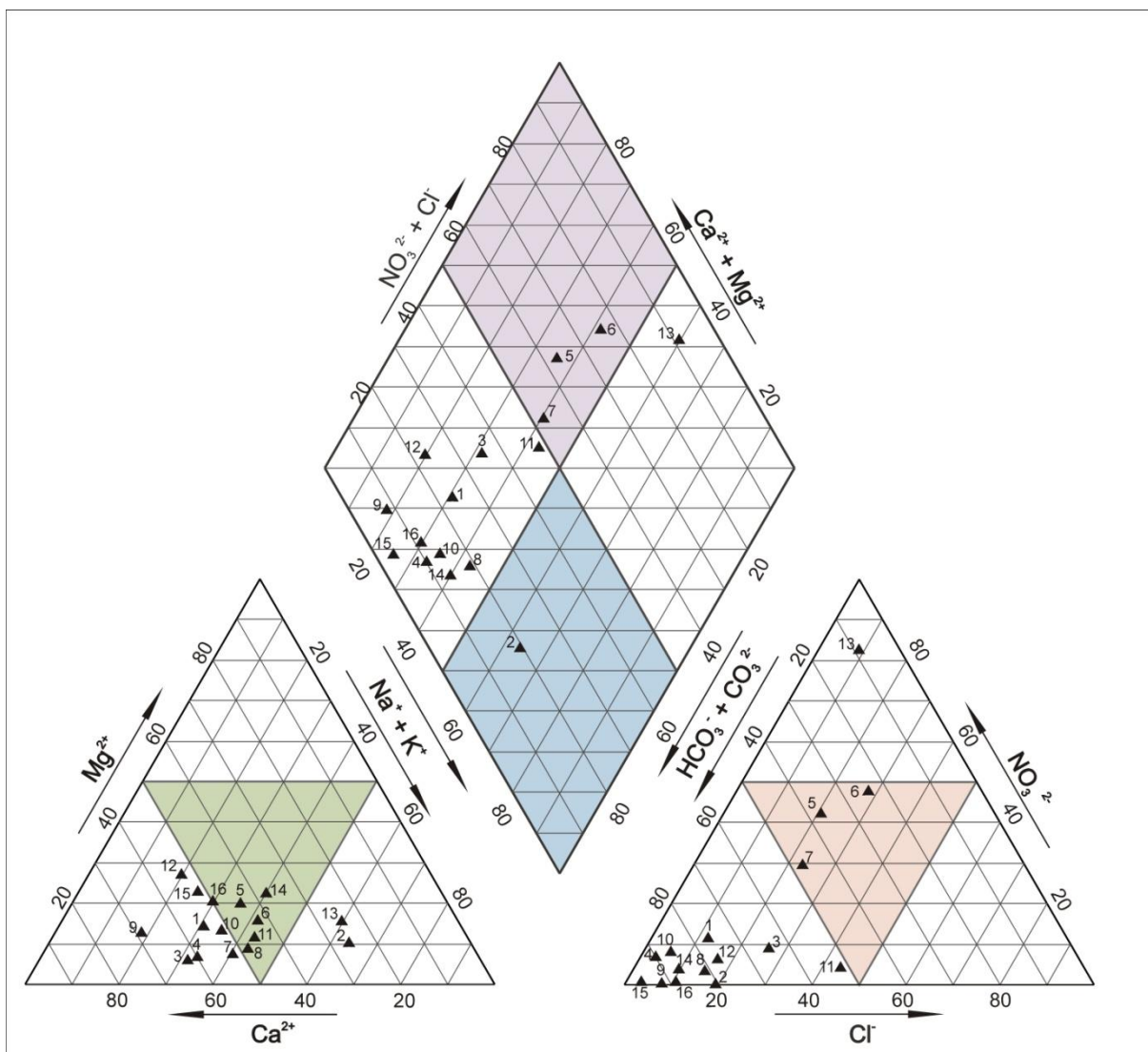


Figura 5.27 – Diagrama de Piper com a classificação das águas da área de estudo de acordo com o íon dominante (modificado de CUSTÓDIO E LLAMAS, 2001).

Merece destaque, ainda, a atividade específica do ^{238}U na amostra AM 11, de 0,8 Bq/L, equivalente a uma concentração de urânio de 64,78 $\mu\text{g/L}$, que supera em mais de três vezes a concentração máxima estabelecida pela resolução CONAMA nº 357, de 17 de março de 2005 (BRASIL, 2008) e pela Agência de Proteção Ambiental Norte Americana (Environmental Protection Agency - EPA), que é de 20 $\mu\text{g/L}$ (HAKONSON-HAYES *et al.*, 2002). Essa água provém de uma nascente e é utilizada para consumo humano pelos moradores locais e para a dessedentação de animais.

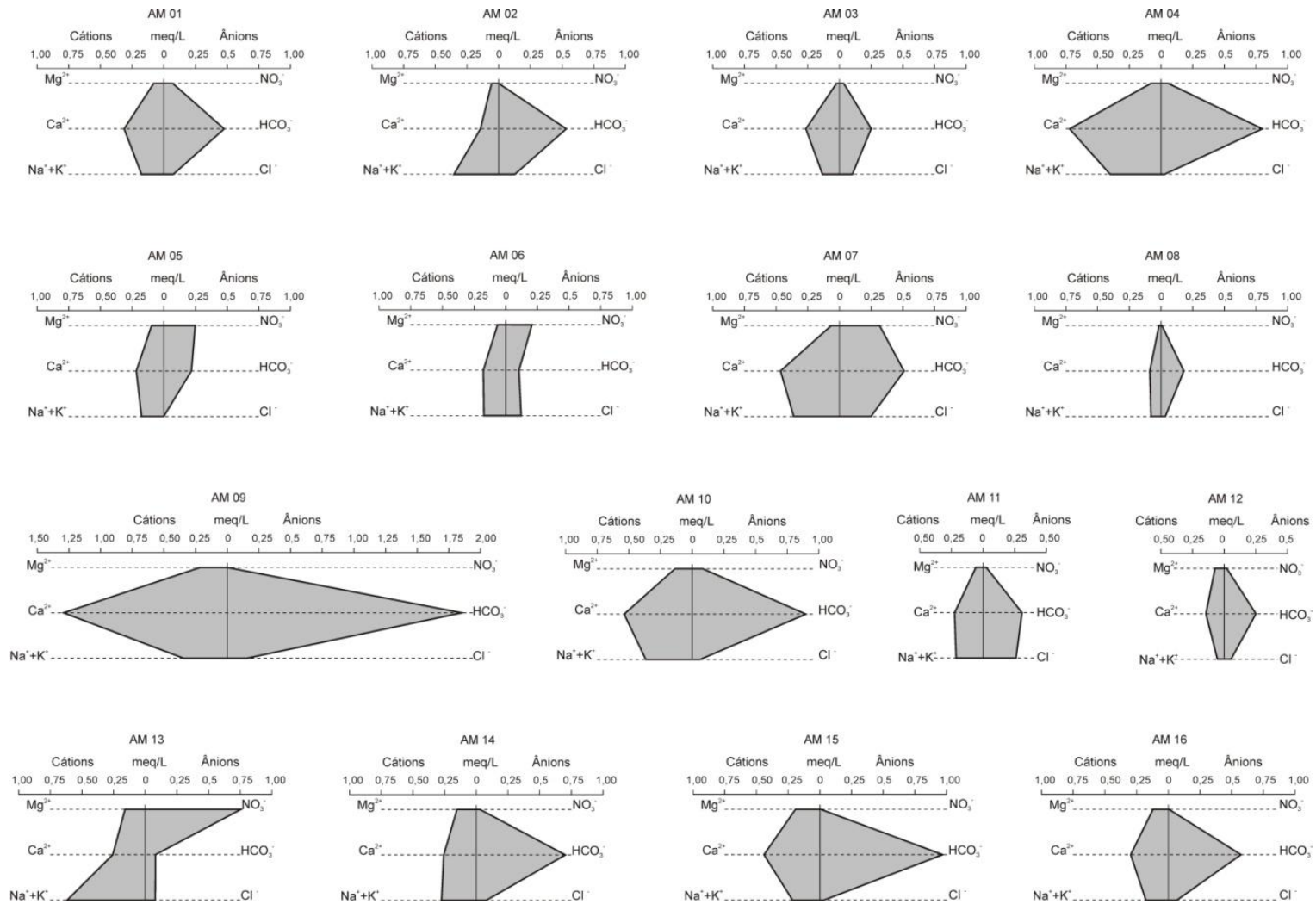


Figura 5.28 – Diagramas de Stiff com as concentrações dos íons expressas em meq/L (modificado de CUSTÓDIO e LLAMAS, 2001).

5.2.6 Cor e matéria orgânica

As cores dos materiais provenientes do manto de alteração e de depósitos aluviais, determinadas por meio de carta padronizada de cores de rochas (Rock-Color Chart), bem como o teor de matéria orgânica desses materiais, não possibilitaram estabelecer quaisquer correlações entre estes parâmetros e as concentrações de K, ^{232}Th e ^{238}U . Provavelmente, o método utilizado para a determinação da matéria orgânica presente nos materiais provenientes do manto de alteração e de depósitos aluviais não foi o mais adequado.

6 USO E OCUPAÇÃO DO SOLO E ZONEAMENTO AMBIENTAL

Com superfície de 102,2 km², a área de estudo abrange parcialmente os municípios de Carambeí (68,0 km²), Ponta Grossa (24,9 km²) e Castro (9,3 km²).

Considerando que as rochas portadoras das maiores concentrações de radionuclídeos da área são os álcali-feldspato granitos e que mais de 95% destas situam-se no município de Carambeí, a caracterização do uso e ocupação do solo, no presente estudo, fará referência apenas a este município.

O histórico da ocupação regional retrocede ao século XVIII, época em que Pedro Taques de Almeida obtém do Reino de Portugal as sesmarias abrangendo terras em que atualmente está situado o município de Carambeí, incluindo a região em que se localiza a área de estudo. Estas sesmarias, escassamente povoadas, foram divididas em grandes fazendas, dentre as quais as fazendas *Carambehy* e *Pilatus*, para a criação extensiva de gado (VEIGA LOPES, 2004). No final do período imperial, a população local mostra sinais de crescimento, visto que em 1880 a comunidade de Catanduva de Fora, centro da área de estudo, já contava com uma igreja católica, a primeira construída no município de Carambeí.

A colonização efetiva da região teve início entre os últimos anos do Século XIX e os primeiros do Século XX, com a implantação da ferrovia de ligação entre São Paulo e o Rio Grande do Sul pela companhia inglesa *Brazilian Railway Company* (PMC, 2007).

Além das terras destinadas à ferrovia, a companhia adquire as fazendas Carambeí e Pilatus, loteando-as em propriedades menores que foram oferecidas para imigrantes de etnia alemã, recém-chegados ao Brasil, para a implantação de estabelecimentos de pecuária leiteira. Imigrantes holandeses estabelecidos em Gonçalves Junior, município de Irati, são atraídos por essa iniciativa, com primeiro re-imigrante, Leendert Verschoor, assinando seu contrato em 04/04/1911, data que é considerada a de fundação da colonização holandesa em Carambeí (PMC, 2007). A partir dessa data, outros re-imigrantes de etnia holandesa saíram de Gonçalves Junior e imigrantes provindos diretamente da Holanda fixaram-se em Carambeí, dedicando-se à produção de leite e derivados criando, em 1925, a “Sociedade Cooperativa Holandesa de Laticínios”, primeira cooperativa de produção agropecuária do Brasil.

A ocupação mais recente, a partir de 1960, no entanto, deve-se ao fato da área estar situada a cerca de 10 km de uma das maiores cooperativas

agroindustriais do país que, há décadas, tem atraído a atenção de proprietários locais que vêm na cooperativa uma forma segura de garantir a comercialização de suas safras. Com isso, as atividades agrícolas e pecuárias foram se intensificando, transformando a região num grande centro produtor, com destaque aos setores de pecuária leiteira, produção e abate de aves e suínos, além de produção de grãos como soja, milho, trigo feijão e aveia.

Incorporando terrenos e populações dos municípios vizinhos (Ponta Grossa e Castro), Carambeí, até então distrito de Castro, é constituído município em 01 de janeiro de 1997, com área territorial de 645,422 km². O censo de 2000 apontou para o município uma população de 14.860 habitantes, sendo de 10.494 a população urbana e de 4.366 a rural (IPARDES, 2010). De acordo com o Plano Diretor Municipal de Carambeí (PMC, 2007), o setor censitário que abrange a área de estudo, com superfície aproximada de 100 km², contava com uma população fixa de 1.208 habitantes, segundo o censo de 2000. Como cerca de 68 km² da área de estudo pertence a esse setor censitário, estima-se que no ano de 2000 sua população era de 821 habitantes, distribuída quase que exclusivamente na área de ocorrência do Granito Serra do Carambeí.

De acordo com o último censo, Carambeí registrou uma taxa de crescimento populacional muito superior à média do Estado do Paraná, passando para uma população de 18.950 habitantes em 2010 (IBGE, 2010), provavelmente em função de políticas de desenvolvimento adotadas pela administração municipal.

Considerando que a atividade rural da região encontra-se consolidada, é de se esperar que a população da área de estudo tenha se mantido constante (em torno de 820 habitantes), não registrando crescimento negativo como esperado para a maioria dos municípios paranaenses. No entanto, esta estimativa bastante conservadora, certamente será superada, visto que o número de matrículas nas duas escolas situadas na localidade de Limpo Grande, região sudeste da área de estudo somou, em 2006, 329 alunos (PMC, 2007): a Escola Municipal de Campo Limpo, que oferece Educação infantil, Educação fundamental (1^a a 4^a séries) e Educação especial, teve 217 matrículas, e a Escola Estadual Darlene de Jesus Pissaia Moreira, que oferece Ensino fundamental de 5^a a 8^a séries, teve 112 matrículas.

Quanto aos aspectos relacionados à saúde, Carambeí não possui hospital, de forma que as pessoas que recorrem ao sistema público recebem os primeiros

atendimentos em um dos cinco postos de saúde instalados no município, dos quais um está situado em Catanduva de Fora, região central da área de estudo. Casos de maior gravidade, que necessitam de maiores cuidados, são encaminhados a Ponta Grossa, distante 21 km de Carambeí. O número de óbitos verificados em Carambeí em 2008, de acordo com os tipos de doenças, está relacionado na Tabela 6.1.

Tabela 6.1 – Óbitos segundo tipos de doenças verificados em Carambeí em 2008.

Tipos de doenças (CID10)	Total de óbitos
Infecciosas e parasitárias	1
Neoplasias (tumores)	17
Endócrinas, nutricionais e metabólicas	4
Transtornos mentais e comportamentais	1
Do aparelho circulatório	15
Do aparelho respiratório	9
Do aparelho digestivo	1
Do sistema osteomuscular e tecido conjuntivo	1
Do aparelho geniturinário	1
Afecções originadas no período perinatal	14
Mal formação congênita, deformação, anomalias cromossômicas	11
Sintomas, sinais e achados anormais	13
Causas externas -	10

Fonte: IPARDES, 2010.

NOTA: CID10 - Classificação Estatística Internacional de Doenças e Problemas Relacionados à Saúde, 10ª Revisão Internacional de Doenças.

Conforme anteriormente referido, as atividades predominantes na área são a agricultura e a pecuária, como pode ser verificado nas Tabelas 6.2, 6.3 e 6.4 (IPARDES, 2010), cuja expansão vem provocando a substituição das matas por áreas de lavouras e pastagens.

A produção agrícola, muito desenvolvida e com grande produtividade na região, tem no plantio direto, técnica desenvolvida no município de Carambeí, um de seus principais aliados (UEPG, 2002).

Tabela 6.2 – Efetivo de pecuária e aves no município de Carambeí - 2008

Efetivos	Número
Rebanho de bovinos	29.182
Rebanho de equinos	1.047
Galináceos (galinhas, galos, frangos(as) e pintos)	860.000
Rebanho de ovinos	1.467
Rebanho de suínos	40.660
Rebanho de vacas ordenhadas	16.972

Fonte: IAPAR, 2010

Tabela 6.3 - Produção de origem animal no município de Carambeí - 2008

Produto	Produção	Unidade
Leite	81.360	Mil litros
Mel de abelha	12.600	kg
Ovos de galinha	5.866	Mil dúzias

Fonte: IAPAR, 2010

Tabela 6.4 – Área colhida, produção, rendimento médio da produção agrícola no município de Carambeí - 2008

Produto	Área colhida (ha)	Produção (t)	Rendimento média (t/ha)
Aveia	1.500	2.700	1,800
Cevada	300	960	3,200
Feijão	3.800	9.260	2,437
Mandioca	20	300	15,000
Milho	10.000	87.000	8,700
Soja	16.500	51.975	3,150
Sorgo	366	2.173	5,937
Trigo	7.000	23.100	3,300

Fonte: IAPAR, 2010

O mapa de uso e ocupação do solo (Figura 6.1) foi elaborado a partir de fotografias aéreas em escala 1:33.000 de 2001 (UEPG, 2001a), plantas planialtimétricas georreferenciadas, em escala 1:10.000 e curvas de nível equidistantes de 5 m (UEPG 2001b), ortofotocartas coloridas georreferenciadas em escala 1:10.000 (UEPG, 2001c) e imagem de satélite, cena 157/128, bandas 2B, 3R e 4G do satélite CBERS-2B de 29/08/2009 (INPE, 2009). Utilizando o aplicativo *ArcView 3.2*, foram delimitadas, manualmente, as diversas unidades de cada uma das nove classes de uso e ocupação do solo estabelecidas para este trabalho.

Visando maior precisão nos resultados, foram efetuados trabalhos de reambulação, para checagem de algumas informações. Os dados referentes às superfícies de cada uma das classes de uso e ocupação do solo estão relacionados na Tabela 6.5.

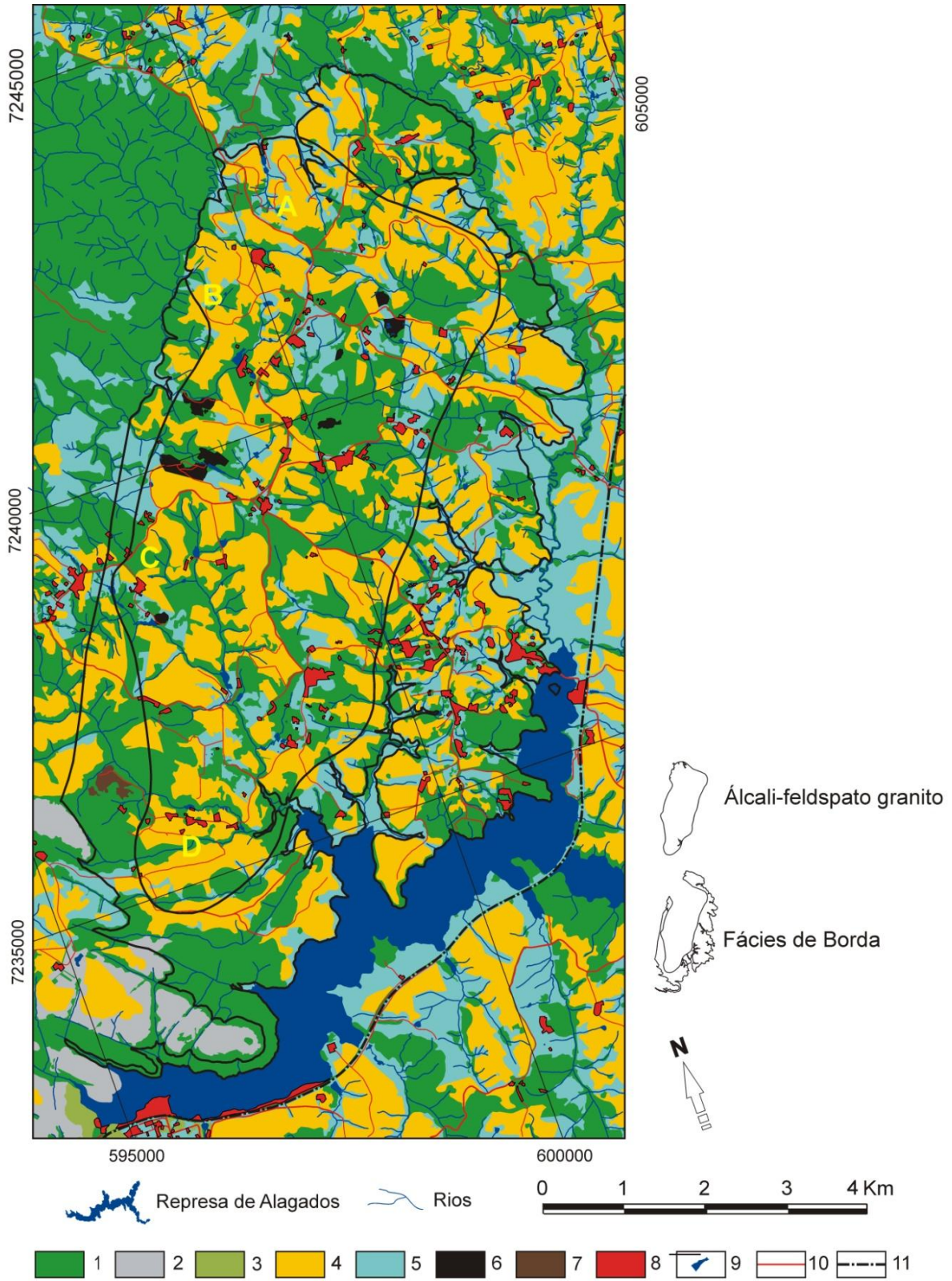
Atualmente as áreas de cultura ocupam 31,05 km² da área de pesquisa, distribuídas em 213 unidades contínuas de produção, abrangendo, na maioria das vezes, mais de uma propriedade. Geralmente ocupam terrenos de topografia mais suave, o que permite a mecanização, conforme se verifica no mapa de uso e ocupação (Figura 6.1).

No tocante à pecuária, segunda atividade em extensão superficial, com quase 21 km² na área de pesquisa, é praticada principalmente por pequenos proprietários, totalizando mais de 300 unidades produtivas, algumas abrangendo mais de uma propriedade. Esta classe de ocupação do solo inclui campos úmidos/pastagens e campos rochosos.

Tabela 6.5 – Classes de uso do solo e respectivas extensões superficiais na área de pesquisa

Classe de uso	Número de unidades	Área (km²)	Relação com a área de pesquisa (%)
Matas	-	40,89	40,008
Campos rochosos	8	2,08	2,036
Reflorestamentos	10	0,232	0,227
Áreas de cultivo	213	31,04	30,377
Campos úmidos/pastagens	316	18,82	18,411
Pedreiras/saibreiras	8	0,34	0,329
Desmatamentos recentes	2	0,10	0,094
Vilas rurais/edificações	247	1,72	1,692
Represa de Alagados/lagos	112	6,98	6,826
Total	916	102,20	100,000

A área de estudo conta com uma população fixa bastante expressiva para os padrões rurais (cerca de 820 habitantes, segundo o censo de 2000), tendo-se identificado um total de 247 núcleos com edificações, muitos dos quais contendo várias residências e/ou edificações diversas como silos, galpões de criação de aves e suínos, dentre outros (Figura 6.1). A maior concentração destes núcleos edificados está situada sobre os álcali-feldspato granitos, onde se verificam as maiores doses anuais de radiação (DAR).



1) Mata secundária; 2) Campo rochoso; 3) Reflorestamento; 4) Agricultura; 5) Campo úmido/pastagem; 6) Pedreira/saibreira; 7) Desmatamento recente; 8) Vila rural/edificação; 9) Lagoa/tanque; 10) Estrada; 11) Ferrovia.

Figura 6.1 – Mapa de uso e ocupação do solo.

Foram identificadas, ainda, três pedreiras, das quais duas inativas e cinco saibreiras, todas desativadas (abandonadas). Estas, pelo fato de estarem abandonadas, constituem focos de degradação ambiental e de dispersão, por meio de processos erosivos, de material particulado do perfil de alteração (certamente contendo radionuclídeos) que é transportado aos fundos de vales e à represa de Alagados.

Concomitante ao avanço da agricultura e da pecuária, a densa vegetação primitiva foi gradativamente substituída por pastagens e áreas de culturas, restando atualmente matas secundárias em estágios diferenciados de regeneração, normalmente situados em locais menos propícios às atividades agropastoris, como os localizados a noroeste da área de pesquisa e ao longo da Escarpa Devoniana. Apesar dessa expansão agrícola e pecuária, restam ainda mais de 40 km² de matas na área de estudo.

A vegetação da área e região pertence a zonas fitoecológicas distintas: Floresta Ombrófila Mista Montana, no Primeiro Planalto e Estepe Gramíneo-lenhosa, no Segundo Planalto (VELOSO *et al.*, 1991).

De acordo com estudos realizados na bacia de Alagados, a vegetação local compreende cinco unidades fitofisionômicas (UEPG, 2002; UEPG, 2003), a seguir descritas: áreas de formação pioneira, áreas campestres, áreas florestadas pioneiras e floresta secundária, reflorestamentos/grupos exóticos e mata primária.

As extensas várzeas que margeiam o rio Jotuba e outros grandes rios da região correspondem às áreas de formação pioneira onde são encontradas espécies como esfagno, licopódio, corticeira-do-banhado, branquinho, bugreiro, juvevê, canela-fedida, sempre-vivas, dentre outras.

Nos campos rochosos, com abundante insolação e ventos frequentes ocorrem principalmente bromélias, notocactos, orquídeas e capim-colchão.

As áreas florestadas pioneiras incluem núcleos de capões, capoeiras/capoeirinhas e floresta secundária. Nos núcleos de capões ocorrem principalmente branquinho, cambuí, bugreiro, guamirim, espinheira-santa. Nas capoeiras e capoeirinhas as espécies principais são as vassouras, uvaranas, aroeira, pata-de-vaca e mamica-de-porca. As florestas secundárias são representadas pela Floresta Ombrófila Mista, onde ocorrem espécies como pinheiro-do-paraná, vassouras, juvevê, carvalho, carobas, dentre outras, e por Matas

Ripárias onde ocorrem espécies como xaxins, bromélias, branquinho-do-brejo, guamirim-de-facho, bugreiro, canelas, aroeiras, açoita-cavalo e angico.

Os reflorestamentos, reduzidos em número e em superfícies ocupadas, são constituídos principalmente por pinus, além de alguns com bracatingas e com eucaliptos. Estão localizados principalmente na região sudoeste da área de pesquisa, nas proximidades da barragem da represa de Alagados.

Como se percebe, a área em estudo é utilizada de forma intensiva, contando com centenas de propriedades rurais que empregam e/ou mantêm como fixa uma população de milhares de pessoas. A produção variada, incluindo grãos, aves (perus, principalmente), suínos, gado de corte, leite, dentre outros, em quantidades significativas, expõe um grande segmento da cadeia alimentar, e respectivo pessoal responsável pela sua produção, aos potenciais riscos relacionados à assinatura radioquímica do Granito Serra do Carambeí.

Definida a distribuição dos radionuclídeos e respectivas doses anuais de radiação face aos diferentes usos e ocupação dos terrenos da área de estudo, procedeu-se a integração e cruzamento das diversas informações obtidas.

Informações de trabalhos anteriores somadas às obtidas durante o desenvolvimento da presente pesquisa permitiram traçar um panorama bastante preciso quanto à distribuição dos radionuclídeos urânio, tório e potássio, os quais, concentrando-se essencialmente nos álcali-feldspato granitos, confirmando o caráter radioanômalo do Granito Serra do Carambeí.

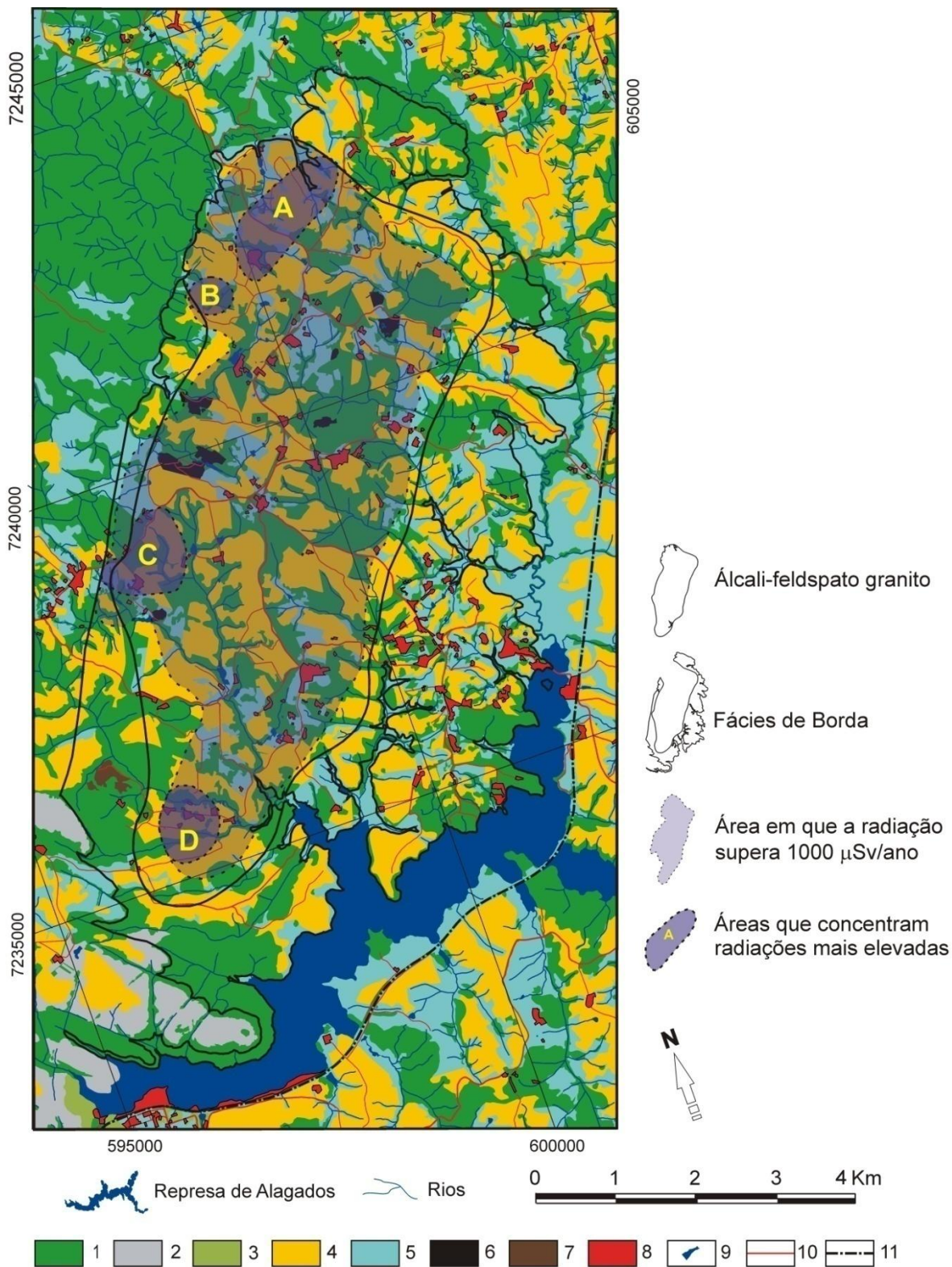
A agregação de dados obtidos em ensaios laboratoriais (radioquímicos, químicos, mineralógicos, dentre outros) e de informações derivadas da análise e interpretação de aspectos geológicos, geomorfológicos, pedológicos e hidrográficos permitiu entender o comportamento desses radioisótopos nos diversos compartimentos ambientais da área.

As informações fornecidas pelos mapas de contorno dos diversos radionuclídeos e de dose anual de radiação (DAR) e pelas imagens ternárias CMY referentes aos diferentes levantamentos constituiu a base para o zoneamento radioambiental da área de estudo, na medida em que destacam os diferentes níveis de radiação ocorrentes na área. Portanto, o cruzamento das informações contidas nestes mapas e imagens permitiu a delimitação de quatro zonas com elevados níveis de radiação natural, onde a dose anual de radiação (DAR) supera 2.000 $\mu\text{Sv}/\text{ano}$, podendo representar algum risco às populações locais. Tais zonas,

restritas à borda oeste dos álcali-feldspato granitos, ocupam as regiões noroeste (A e B), centro-nordeste (C) e extremo sul (D) destes granitos, conforme pode ser verificado na Figura 6.2.

As informações dos mapas de contorno de DAR referentes aos levantamentos gamaespectrométricos aéreo e terrestre permitiram definir os locais em que os níveis de radiação superam o limite estabelecido de 1.000 $\mu\text{Sv}/\text{ano}$ para a população em geral. Como se percebe da Figura 6.2, a quase totalidade da área de ocorrência dos álcali-feldspato granitos supera este valor.

Face às diferentes classes de uso do solo e à irregularidade na distribuição da população fixa ao longo da área de estudo, procedeu-se o cruzamento das informações referentes às áreas com níveis mais elevados de radiação (áreas A, B, C e D) com o mapa de uso e ocupação do solo. Os resultados obtidos mostram que apenas a área B não possui edificações (casas, galpões), enquanto as outras, por conterem núcleos rurais ou casas isoladas, são indicativas de que um número razoável de pessoas pode estar recebendo, de forma continuada, doses de radiação acima do limite máximo estabelecido (1.000 $\mu\text{Sv}/\text{ano}$). Como essas áreas são ocupadas principalmente por lavouras, matas e pastagens, é provável que haja incorporação de radionuclídeos nos produtos agrícolas e pecuários provenientes das mesmas em níveis que podem superar os limites recomendados. Porém, por não constituir o foco da presente pesquisa, tais aspectos não foram abordados neste trabalho.



1) Mata secundária; 2) Campo rochoso; 3) Reflorestamento; 4) Agricultura; 5) Campo úmido/pastagem; 6) Pedreira/saibreira; 7) Desmatamento recente; 8) Vila rural/edificação; 9) Lagoa/tanque; 10) Estrada; 11) Ferrovia.

Figura 6.2 – Mapa de uso do solo com localização das áreas que concentram maiores valores de dose anual de radiação e da área em que a DAR supera 1.000 $\mu\text{Sv/ano}$.

7 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A revisão de estudos anteriores relacionados à geologia local, bem como a análise e interpretação de dados gamaespectrométricos aéreos, terrestres e radioquímicos confirmaram as características radioanômalas atribuídas aos álcali-feldspato granitos, corpo central do Granito Serra do Carambeí.

Os dados referentes à aerogamaespectrometria mostraram diferenças marcantes em relação aos da gamaespectrometria terrestre e de ensaios radioquímicos de forma que seria recomendável se proceder uma revisão dos cálculos de ajustes, principalmente dos valores de K e de eU.

A brusca variação nas concentrações de eTh e de eU permitiu definir com maior precisão o contato entre os álcali-feldspato granitos, corpo central e tipicamente alasquítico, e rochas envolventes, pertencentes à fácies de borda do Granito Serra do Carambeí.

De acordo com dados radioquímicos de amostras da área de estudo, os radionuclídeos naturais K, ^{238}U e ^{232}Th estão distribuídos de forma irregular e esta irregularidade é inversamente proporcional às respectivas concentrações. Assim, o tório, que ocorre em maiores concentrações, é o radionuclídeo melhor distribuído na área, enquanto o potássio, que teve as menores concentrações, é o que apresenta distribuição mais irregular.

Quanto ao comportamento dos radionuclídeos em materiais de diferentes granulometrias, verificou-se que apenas o potássio e o tório permitiram estabelecer alguma correlação, verificando-se a tendência de baixos teores de K em matérias de granulação grossa e de aumento dos teores em materiais mais argilosos. Neste caso, não se descarta a possibilidade de que parte do potássio esteja incorporada à illita. O inverso ocorre com o tório, cujos maiores teores são verificados em materiais sedimentares grossos (grânulo/areia), indicando que este radionuclídeo ocorre como espécie mineral (resistato) e/ou combinado a silicatos.

Elevadas concentrações de tório e urânio convertidas em dose anual de radiação (DAR), indicaram níveis de radiação natural relativamente elevados, principalmente na área de ocorrência dos álcali-feldspato granitos onde, de maneira generalizada, o limite máximo de 1.000 $\mu\text{Sv}/\text{ano}$ é ultrapassado.

As maiores concentrações de radioisótopos, no entanto, são encontradas no extremo norte e na porção sul dos álcali-feldspato granito, correspondendo aos locais com maior intensidade de radiação natural.

Considerando que a intensidade da radiação natural é proporcional às concentrações de K, eTh e eU, nos locais em que foram verificadas as maiores DAR que, em alguns casos ultrapassam 2.000 $\mu\text{Sv}/\text{ano}$, a inalação ou ingestão de materiais particulados (poeiras) pode representar um risco às populações fixas ou que desempenham atividades continuadas nesses locais.

Em consequência da ingestão ou inalação de radionuclídeos, órgãos internos, em especial os pulmões, passam a ser direta e continuamente irradiados pelas partículas α e β emitidas pelos mesmos, constituindo um forte fator de indução de câncer de pulmão (NEVES *et al.*, 1996).

É recomendável, pois, a continuidade dos estudos para detalhamento destas áreas face aos riscos associados, visto que as mesmas, além de contarem com uma população fixa e/ou funcional bastante expressiva, são utilizadas principalmente para fins agrícolas e pecuários, podendo representar um vetor de dispersão de radionuclídeos via cadeia alimentar.

Em se comprovando a ocorrência de níveis muito elevados de radiação, as áreas mais críticas poderiam ser convertidas em áreas de preservação por meio de revegetação com espécies menos atrativas à vida silvestre como forma de minimizar os efeitos da radiação ionizante na biota local.

Dadas as condições climáticas regionais, as rochas da área em estudo, pertencentes em sua maioria ao Granito Serra do Carambeí, são muito suscetíveis aos processos de intemperismo químico, responsáveis pela liberação dos radionuclídeos contidos nos minerais hospedeiros que, devido ao ambiente quente e úmido, são lixiviados para as porções mais inferiores do perfil de alteração.

A acentuada capacidade de dissecação dos canais fluviais da área de ocorrência deste granito radioanômalo, somada ao grande poder de transporte destes canais, indicados pelas altas densidades de drenagem, são os principais responsáveis pela remoção e transporte (mobilização) dos radionuclídeos liberados pelo intemperismo. Estes, adsorvidos nos materiais argilosos ou como complexos organometálicos, são redistribuídos nos diversos compartimentos ambientais da área de estudo, como as planícies aluviais do rio Jotuba e a represa de Alagados que retêm parte dos materiais particulados finos.

Quanto ao comportamento dos radionuclídeos em materiais de diferentes granulometrias, verificou-se que apenas o potássio e o tório permitiram estabelecer alguma correlação, com tendência de baixos teores de K em materiais de

granulação grossa e de aumento dos teores em materiais mais argilosos, não se descartando a possibilidade de que parte do potássio esteja incorporada à illita. O inverso ocorre com o tório, cujos maiores teores são verificados em materiais sedimentares grossos (grânulo/areia), indicando a possibilidade de que este radioisótopo ocorra como espécie mineral (resistato) e/ou combinado a silicatos.

Considerando que parte dos radionuclídeos concentrados supergenicamente no perfil de alteração é redistribuída, podendo ser reacumulada nos depósitos aluviais do rio Jotuba, eventual utilização futura desses materiais argilosos como matéria prima na indústria cerâmica (blocos estruturais, pisos, telhas, e outras) deverá ser precedida de minucioso estudo quanto ao conteúdo radioisotópico de tais materiais, evitando assim a dispersão de radionuclídeos e a exposição desnecessária da população aos riscos da radiação ionizante. Procedimento similar deve ser estendido às pedreiras, cuja matéria prima produzida, o agregado (pedrisco e brita), é largamente utilizado na indústria da construção civil.

Como forma de reduzir o transporte mecânico de radionuclídeos aos cursos de água e à represa de Alagados, torna-se essencial o controle de processos erosivos, de ocorrência generalizada na área de estudo. Estes ocorrem ao longo de estradas, em áreas de lavoura (apesar da prática de plantio direto) e, mais intensamente, em antigas saibreiras abandonadas e sem os devidos cuidados ambientais.

A recomposição da vegetação ripária contribuiria para a retenção de material particulado, reduzindo os riscos de dispersão de radionuclídeos transportados mecanicamente por movimentos de massa e pelos fluxos pluviais.

A execução de corte dos terrenos (terraplanagem) em estradas e para a implantação de galpões de criação de aves e suínos e outras edificações, podem expor os radionuclídeos eventualmente acumulados nas porções mais inferiores do perfil de alteração, o que aumentaria a radioatividade natural e os riscos associados nesses locais.

É recomendável, ainda, proceder uma campanha sistemática de coleta e análise de águas da área de estudo, tendo em vista a ocorrência de concentração elevada de ^{238}U na amostra AM 11, de 64,78 $\mu\text{g/L}$, a qual supera em mais de três vezes o máximo estabelecido pela Resolução CONAMA nº 357, de 17 de março de 2005.

8 REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A. N.; BIGARELLA, J. J.; SALAMUNI, R. Origem e ambiente de deposição da Bacia de Curitiba. **Boletim Paranaense de Geografia**. Curitiba, n. 4-5, p.71-81, 1961.
- ACOSTA, V.; COWAN, C. L.; GRAHAM, B. J. **Curso de física moderna**. México: HARLA, 1975.
- ADAMS, J. A. S. e WEAVER, C. E. Thorium-to-uranium ratios as indicators of sedimentary processes: example of the concept of geochemical facies. **Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.** n. 42, p. 387-430, 1958.
- ANDREUCCI, R. Proteção radiológica / Aspectos industriais. Andeucci, Assessoria e Serviços Técnicos Ltda. São Paulo, 2003.
- APHA - **Standard methods for the examination of water and wastewater**. 19 ed. Washington: American Public Health Association, 1995.
- ARAÚJO JÚNIOR, A. A.; CAMPOS, S.; XAVIER de BARROS, Z.; CARDOSO, L. G. Diagnóstico físico conservacionista de 10 microbacias do rio Capivara – Botucatu (SP), visando o uso racional do solo. **Revista Irriga**, v. 7, n. 2, p. 106-121, 2002.
- ARIOLI, E. E. Geologia do Grupo Castro na Folha SG. 22-D-IV-4. In: SIMPÓSIO SUL-BRSILEIRO DE GEOLOGIA, 3., 1981, Curitiba. **Atas...** Curitiba: SBGeo/Núcleo Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, p. 185-200, 1981.
- ARMELIN, M. J. A. **Aplicação do método de análise por ativação por contagem de nêutrons retardados de fissão para a determinação de alguns núclídeos fissionáveis**. 1984. 138 p. Tese (Doutorado em Tecnologia Nuclear) – Universidade de São Paulo – USP. São Paulo, 1984.
- ASSINE, M. L. **Aspectos da estratigrafia das seqüências précarboníferas da Bacia do Paraná no Brasil**. 1996. 207p Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo - USP. São Paulo, 1996.
- ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS - ABNT. **NBR 5734**: peneiras para ensaio, com telas de tecido metálico. Rio de Janeiro, 1988.
- ATSDR - Agency for Toxic Substances and Disease Registry. **Toxicological profile for ionizing radiation**. Atlanta, 1999. 395p.
- BARBA, A.; BELTRÁN, V.; FELIU, C.; GARCÍA, J.; GINÉS, F.; SÁNCHEZ, E.; SANZ, V. **Materias primas para la fabricación de soportes de baldosas cerâmicas**. España: AICE, 1997.
- BARBOSA, C. T. P.; SOUZA NETO, J. A. Distribuição geoquímica de K-U-Th, geofísica e mapeamento geológico aplicados ao zoneamento de áreas com radiação natural anômala: exemplo do depósito de U-ETR de São José de Espinharas (PB). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 10., e SIMPÓSIO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DO MERCOSUL, 2., 2005, Porto de Galinhas. **Anais...** São Paulo: SBGq, 2005.
- BARMP. 1997. Brazil Airborne Radiometric Mapping Project. Paterson, Grant & Watson Limited (PGW), Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) and Geological Survey of Canada (GSC), Rio de Janeiro, 18p.

BECEGATO, V. A. **Aplicação de técnicas geofísicas e geoquímicas em duas glebas agrícolas do noroeste do Estado do Paraná e suas relações com fertilizantes fosfatados**. 2005, 198p. Tese (Doutorado em Geologia Ambiental) - Universidade Federal do Paraná - UFPR, Curitiba, 2005.

BECEGATO, V. A.; FERREIRA, F. J. F. Gamaespectrometria, resistividade elétrica e susceptibilidade magnética de solos agrícolas no noroeste do Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geofísica**, v.23, n.4, p.371-405, 2005.

BEA, F. Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths: implications for the chemistry of crustal melts. **Journal of Petrology**, v. 37, p. 521-552, 1996.

BERGAMASCHI, S. **Análise Estratigráfica do Siluro-Devoniano (Formações Furnas e Ponta Grossa) da Sub-Bacia de Apucarana, Bacia do Paraná, Brasil**. 1999. 167p. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo - USP. São Paulo, 1999.

BIGARELLA, J. J.; SALAMUNI, R.; MARQUES FILHO, P. L. Estruturas e texturas da Formação Furnas e sua significação paleogeográfica. **Boletim da UFPR**. Curitiba, n. 18, 1966. 114p.

BIGARELLA, J. J. **Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais e Subtropicais**. Florianópolis: Ed. Da UFSC, 2003, v. 3, p. 877-1436.

BOGNOLA, I.A.; POTTER, R.O.; CARVALHO, A.P.; FASOLO, P.J.; BHERING, S.B.; MARTORANO, L.G. Caracterização dos solos do município de Carambeí, PR. EMBRAPA/CNPS. **Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento**. Rio de Janeiro, n. 8. 2002. Disponível em: <<http://www.cnps.embrapa.br/solosbr/publicacao.html>>. Acesso em 15/02/2009.

BONACIN, E. A.; MORO, R. P. X.; SOARES, P. C. Tectônica da Bacia Ordoviciano de Castro - Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, n. 42, p. 59-72, 1994.

BONOTTO, D. M. **Radioatividade nas águas: da Inglaterra ao Guarani**. São Paulo: Editora UNESP, 2004.

BONOTTO, D. M.; SILVEIRA, E. G. **Geoquímica do urânio aplicada a águas minerais**. São Paulo: Editora UNESP, 2006.

BORGHI, L. A Formação Furnas revisada no bordo leste da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SUL-AMERICANO DO SILURO-DEVONIANO, 1996, Ponta Grossa, **Anais...** Ponta Grossa: PMPG-UEPG-UFPR, p. 13-28, 1996.

BOYLE, R.W. **Geochemical prospecting for thorium and uranium deposits**. Amsterdam: Elsevier, 1982. 498 p. (Developments in Economic Geology, 16).

BRASIL. **Código de Águas Minerais - Decreto-Lei nº 7.841 de 08/08/1945**. Disponível em: <http://www.dnpm-pe.gov.br/Legisla/cam_00.php>. Acesso em 10/03/2010.

BRASIL. Ministério da Saúde. Portaria MS n.º 518/2004/Ministério da Saúde, Secretaria de Vigilância em Saúde, Coordenação- Geral de Vigilância em Saúde Ambiental – Brasília: Editora do Ministério da Saúde, 2005. 28 p. – (Série E. Legislação em Saúde).

BRASIL. **Legislação Ambiental Básica**. Consultoria. Jurídica. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, UNESCO, 2008, 350 p.

BRIGGS IC. Machine contouring using minimum curvature. **Geophysics**, v. 39, n. 1, p. 39-48, 1974.

BRINDLEY, G.W.; BROWN, G. ed. **Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification**. London: Mineralogical Society, 495 p. 1980.

BSG – BRITISH GEOLOGICAL SURVEY. **Regional geochemistry of the East Grampians Area**. Londres: Keyworth, Notttingham, 1991. 95p.

CAMBARDELLA, C. A.; GAJDA , A. M.; DORAN, J. W.; WIENHOLD, B. J.; KETTLER, T.A. Estimation of particulate and total organic matter by weight loss-on-ignition. *In*: LAL, R.; KIMBLE, J.M.; FOLLET, R.F. & STEWART, B.A. (ed.). Assessment methods for soil carbon. **Advances in Soil Science**. Boca Raton, CRC Press, p.349-359. 2001.

CASSETI, V. **Geomorfologia**. Disponível em: <<http://www.funape.org.br/geomorfologia/>> Acesso em: 05/07/2006.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2. ed. São Paulo: Edgard Blücher,1980, 188p.

CNEN - Comissão Nacional de Energia Nuclear. **Diretrizes básicas de proteção radiológica**. Resolução nº 27, jan. 2005. Disponível em: <<http://www.cnem.gov.br/seguranca/normas/mostra-norma.asp?op=301>>. Acesso em: 07/02/2009.

COMBS, S.M. & NATHAN, M.V. Soil organic matter. *In*: BROWN, J.R., ed. North Central Regional Res. Publ. n. 221 (revised). Recommended chemical soil test procedures for the North Central Region. Missouri Agricultural Experiment Station SB 1001, p.53-58, 1998.

CORDANI, U. G.; BASEI, M. A. S.; SIGA JUNIOR, O.; NUTMAN, A. Idades U-Pb (SHRIMP) de rochas vulcânicas das bacias de Campo Alegre, Itajaí e Castro (SC e PR). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**. São Paulo, v. 71, n. 4, p. 835, 1999.

CUSTÓDIO, E.; LLAMAS, M.R. 2001. **Hidrología subterránea**. 2 ed. Barcelona, OMEGA. v.1-2, 2001.

CPRM - Serviço Geológico do Brasil. **Manual técnico da área de geoquímica - versão 5.0**. 2003. Disponível em <http://www.moodle.ufba.br/file.php/8828/GEO_158/Aula_09_Geo_158_Geog/artigos_geog/manualgeoquimica.pdf> Acesso em: 17/09/2009.

DICKSON, B. L.; SCOTT, K. M. Interpretation of aerial gamma-ray surveys - adding the geochemical factors. **AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics**. Austrália, v. 17, n. 2, p. 187-200. 1997.

DOE - Department of Energy, USA. **Radiation Protection Competency. 1.1**. Revision 1. 1997. Disponível em: <<http://www.orau.gov/tdd/QualPrgm/learningmaterials/RadiationProtection/rp11.pdf>> Acesso em: 20/08/2008.

DUTRA, C. V. e GOMES, C. B. A fluorescência de raios X na geologia. *In*: C.B. Gomes (Ed.) **Técnicas analíticas instrumentais aplicadas à geologia**. Ed. Edgard Blücher Ltda., p. 84-120.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 2º ed. Brasília: Embrapa Serviço de Produção de Informação, 2006. 306 p.

EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Mapa de solos do Estado do Paraná. EMBRAPA/SOLOS. **Documentos**. Rio de Janeiro, n. 96. 2007. Disponível em: <<http://www.cnps.embrapa.br/solosbr/publicacao.html>>. Acesso em 15/02/2009.

ESCOSTEGUY, P.A.; GALLIASSI, K.; CERETTA, C. A. Determinação de matéria orgânica do solo pela perda de massa por ignição, em amostras do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, v. 31, p. 47-255, 2007.

EVANS, R. D. **The atomic nucleus**. New Delhi: Tata McGraw-Hill Publishing Company Ltd., 1955. 972p.

FASOLO, P. J.; CARVALHO, A. P.; POTTER, R. O.; BOGNOLA, I. A.; BHERING, S. B.; MARTORANO, L. G. Caracterização dos solos do município de Castro, PR. EMBRAPA/CNPS. **Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento**. Rio de Janeiro, n. 9. 2002. Disponível em: <<http://www.cnps.embrapa.br/solosbr/publicacao.html>>. Acesso em 15/02/2009.

FERREIRA, F. J. F.; RIFFEL, S. B.; FORLIN, M.; GUIMARÃES, G. B. Gamaespectrometria do Granito Serra do Carambeí-PR. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 7., 2001, Salvador. **Anais...** Salvador: SBF, 2001.

FERREIRA, F.J.F.; SOUZA, J.L. Gamaespectrometria – fundamentos, geoquímica e distribuição dos radioelementos em rochas e solos. UFPR, Departamento de Geologia. Curitiba, 2002.

FERREIRA, F. J. F.; FORNAZZARI NETO, L.; GUIMARÃES, G. B.; ULBRICH, H. H. G. J. Contrastes gamaespectrométricos (K,eTh,eU) dos complexos graníticos Cunhaporanga e Três Córregos-PR: análise dos dados do BARMP (Brazil Airborne Radiometric Mapping Project). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 10., e SIMPÓSIO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DO MERCOSUL, 2., 2005, Porto de Galinhas. **Anais...** São Paulo: SBF, 2005.

FERREIRA, F. J. F. - Curso de Graduação em Geologia - Disciplina Geofísica Aplicada I - Exercício de gamaespectrometria. 2007. Disponível em: <www.geologia.ufpr.br/graduacao/geofisica2007/exerciogama1.doc>. Acesso em: 16/11/2008.

FORMOSO, M.L.L. (1984) Difratometria de raios X. In: C.B. Gomes (Ed.) **Técnicas analíticas instrumentais aplicadas à geologia**. Ed. Edgard Blücher Ltda., p. 1-43.

FUCK, R. A.; MARINI, O. J.; TREIN, E. Contribuição ao estudo das rochas graníticas do Estado do Paraná. In: BIGARELLA, J. J.; SALAMUNI, R.; PINTO, V. M. (eds.), 1967. Geologia do Pré-Devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 23/25, p. 183-219, 1967.

GOMES, C. F. **Argilas: o que são e para que servem**. Lisboa: Calouste Gulbenkian, 457 p. 1988.

GRASTY, R.L.; CARSON, J.M.; CHARBONNEAU, B.W.; HOLMAN, P.B. 1984. Natural background radiation in Canada. **Geological Survey of Canada Bulletin**, 360, 39p.

GSC₁ - GEOLOGICAL SURVEY OF CANADA. **Radiation Geophysics**: practical theory. Disponível em: <http://gsc.nrcan.gc.ca/gamma/theory_e.php> Acesso em: 24/06/2008.

Guerra, P. A. G. **Geoestatística operacional**. Brasília: Departamento Nacional de Produção Mineral, 1988. 145 p.

GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (org.). **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 2. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1995.

GUIMARÃES, G. B. **As rochas granitóides do Complexo Granítico Cunhaporanga, Paraná: aspectos geológicos, geofísicos, geoquímicos e mineralógicos**. 2000, 230p. Tese (Doutorado em Geociência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo - USP. São Paulo, 2000.

GUIMARÃES, G. B.; FERREIRA, F. J. F.; ULBRICH, H. H. G. J.; FORLIN, M., The Aero-geophysical Project Serra do Mar Sul in the region of the Cunhaporanga Granitic Complex, Paraná, Southern Brazil: analysis of the gamma-ray spectrometric survey. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 19, n. 1, p. 3-18, 2001.

GUNN, P. J.; MINTY, B. R. S.; MILLIGAN, P. R. The Airborne Gamma-Ray Spectrometric Response Over Arid Australian Terranes. In: GUBINS, A. G. (Ed.). **Proceedings of Exploration 97: Fourth Decennial International Conference on Mineral Exploration**. Australia, p.733-740, 1997.

HAKONSON-HAYES, A. C.; FRESQUEZ, P. R.; WHICKER, F. W. Assessing potential risks from exposure to natural uranium in well water. **Journal of Environmental Radioactivity**, v. 59, p. 29-40, 2002.

HANSEN, R. O. e HUNTINGTON, G. L. Thorium movements in morainal soils of the High Sierra, California. **Soil Science**, v. 108, n.4, p.257-265, 1969.

HEM, J. D. **Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water**. 3 ed. USGS. USA, 1985, 272p.

HIRUMA, S. T.; RICCOMINI, C.; MODENESI-GAUTTIERI, M. C. Neotectônica no Planalto de Campos do Jordão, SP. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, v.31, n.3, p.375-384, 2001.

HIRUMA, S. T. e RICCOMINI, C. Análise morfométrica em neotectônica: o exemplo de Planalto de Campos do Jordão, SP. **Revista do Instituto Geológico – IG**. São Paulo, v.20, n.1-2, p.5-19, 1999.

HOFMANN, V. e HAACKE, H.. Ermittung des gehaltes an kaolinit und glimmer in einem ton oder kaolin. **Ber. Deutsch Keram. Ges.**, v. 39, n. 41, 1962.

HORTON, R. E. Derivation of runoff from rainfall data. Discussion. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v. 77, n. 2, p. 369-375, 1914.

HOWARD, R. A. **Nuclear physics**. Wadsworth Publishing Company, Inc. Belmont, Calif., 1963. 578p.

IAEA - International Atomic Energy Agency. **Practical aspects of operating a neutron activation analysis laboratory**. Vienna: IAEA-TECDOC-564, 1990. 250p.

IAEA - International Atomic Energy Agency. **Airborne Gamma Ray Spectrometer Surveying**. Vienna: IAEA-TECREP-323, 1991.

IAEA - International Atomic Energy Agency. **Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data**. Vienna: IAEA-TECDOC-1363, 2003a. 173p.

IAEA - International Atomic Energy Agency. **Nuclear analytical techniques in archaeological investigations**. Vienna: IAEA-TECREP-416, 2003b. 192p.

IAPAR - Instituto Agronômico do Paraná. **Cartas climáticas do Paraná**. Londrina: IAPAR, 1 CD-ROM. Versão 1.0. 2000.

IAPAR - Instituto Agronômico do Paraná. **Médias históricas de Ponta Grossa**. Disponível em: <http://www.iapar.br/arquivos/Image/monitoramento/Medias_Historicas/Ponta_Grossa.htm>. Acesso em: 07/02/2009.

IAPAR- Instituto Agronômico do Paraná. **Cartas climáticas do Paraná**. 2000. Disponível em: <http://www.iapar.br/Sma/Cartas_Climaticas/Classificacao_Climatica.htm> Acesso em: 19/10/2006.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Dados do Censo 2010 publicados no Diário Oficial da União do dia 04/11/2010**. Disponível em: <http://www.censo2010.ibge.gov.br/dados_divulgados/index.php>. Acesso em 05/11/2010.

INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. **Catálogo de Imagens**. São José dos Campos: INPE. Disponível em: <<http://www.dgi.inpe.br/CDSR>> Acesso em: 03/10/2009.

IPARDES. **Caderno Estatístico - Município de Carambeí**. Curitiba: IparDES, 2010

ICRP 1990. Recommendations of the International Commission on Radiological Protection. International Commission on Radiological Protection, ICRP Publication 60, Pergamon Press, Oxford.

ICRP 2005. Recommendations of the International Commission on Radiological Protection. Draft for consultation. Disponível em: <http://www.icrp.org/docs/2005_recs_CONSULTATION_Draft1a.pdf>. Acesso em 18/03/2009.

IVANOVICH, M. e HARMON, R. S. (ed.). Uranium series disequilibrium: applications to environmental problems. Clarendon Press, Oxford, 1982.

KANNAN, V.; RAJAN, M. P.; IYENGAR, M. A. R.; RAMESH, R. Distribution of natural and anthropogenic radionuclides in soil and beach sand samples of Kalpakkam (India) using hyper pure germanium (HPGe) gamma ray spectrometry. **Applied Radiation and Isotopes**, v. 57, n. 1, p. 109-119, 2002.

KETCHAM, R. A. An improved method for determination of heat production with gamma-ray scintillation spectrometry. **Chemical Geology**, v. 130, n. 3-4, p.175-194, 1996.

KONEN, M. E.; JACOBS, P. M.; BURRAS, C. L.; TALAGA, B. J.; MASON, J. A. Equations for predicting soil organic carbon using loss-on-ignition for North Central U.S. Soils. **Soil Sci. Soc. Am. J.** v. 66, n. 6, p.1878-1881, 2002.

LANDIM, P. M. B. Introdução aos métodos de estimação espacial para confecção de mapas. UNESPE/Campus de Rio Claro, 2000. Disponível em:

<<http://www.rlc.fao.org/es/prioridades/transfron/sig/pdf/interpo.pdf>>. Acesso em: 26/07/2009.

LANGE, F. W.; PETRI, S. The Devonian of Paraná Basin. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, v. 21/22, p.5-55, 1967.

LENKA, P.; JHA, S. K.; GOTHANKAR, S.; TRIPATHI, R. M.; PURANIK, V. D. Suitable gamma energy for gamma-spectrometric determination of ^{238}U in surface soil samples of a high rainfall area in India. **Journal of Environmental Radioactivity**, v. 100, n. 6, p. 509-514, 2009.

LLOYD, J.W.; HEATHCOTE, J.A. **Natural Inorganic hydrochemistry in relation to groundwater**. Clarendon Press. Oxford. 1985, 296p.

LUKAS, T. C.; LOUGHNAN, F. C.; EADES, J. L. Origin of bauxite at Eufaula, Alabama, USA. **Clay Minerals**, v. 18, p. 127-138, 1985.

MAACK, R. 1947. Breves notícias sobre a Geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**, vol. II, p. 66-154.

MAACK, R. **Geografia física do Estado do Paraná**. 2. ed. Rio de Janeiro: Livraria José Olympio Editora, Curitiba: Secretaria da Cultura e do Esporte do Governo do Estado do Paraná, 1981. 450p.

MARANHÃO, R. J. L. **Introdução à Pesquisa Mineral**. Fortaleza: BNB, ETENE, 3ª ed., 1985. 752p.

MENDES, J. C.; BIGARELLA, J. J.; SALAMUNI, R. **Estratigrafia e sedimentologia**. Brasília: Instituto Nacional do Livro – MEC, 1972.

MENEZES, M. A. B. C.; JACIMOVIĆ. R. Optimised k_0 -instrumental neutron activation method using the TRIGA MARK I IPR-R1 reactor at CDTN/CNEN, Belo Horizonte, Brazil. **Nuclear Instruments and Methods in Physics Research A**, v. 564, n. 2, p. 707-715, 2006.

MENEZES, M. A. B. C.; SABINO, C. V. S. Thorium: determination by CDTN, Brazil. In: Radiochemical Conference, 13., 1998, **Czechoslovak Journal of Physics**. Mariánské Lázně. Proceedings..., v. 49, pt.1, p. 359-365, 1999.

MILANI, E. J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental**. 1997. 2 v. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 1997.

MILANI, E.J.; MELO, J. H. G.; SOUZA, P. A. de.; FERNANDES, L. A.; FRANÇA, A. B. 2007, Bacia do Paraná. In: Cartas Estratigráficas. **Boletim de Geociências da Petrobrás** v.15. n.2, p.265-287.

MINEROPAR - Minerais do Paraná S.A. **Mapa Geológico do Estado do Paraná - Escala 1:650.000**. Curitiba, 1 mapa colorido de 48 x 109 cm, 1989.

MINEROPAR – Minerais do Paraná S.A. Geoquímica de solos – Horizonte B: Relatório final de projeto. Curitiba: Mineropar, 2005.

MINEROPAR – Minerais do Paraná S.A. **Folha Ponta Grossa - Escala 1:250.000**. 2. ed. Software de Geoprocessamento: ArcView 3. 2006a.

MINEROPAR – Minerais do Paraná S.A. **Folha Telêmaco Borba** - Escala 1:250.000. 2. ed. Software de Geoprocessamento: ArcView 3. 2006b.

MINEROPAR - Minerais do Paraná. **Atlas geomorfológico do Estado do Paraná**: escala base 1:250.000, modelos reduzidos 1:650.000. Curitiba: MINEROPAR/UFPR, 2006c. 63p.

MINTY, B. R. S. Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry. **AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics**. v. 17, n. 2, p. 39-50, 1997.

MIRANDA, C.R. **Radiações ionizantes**: aplicações e cuidados. Disponível em: <<http://www.segurancaetrabalho.com.br/download/rad-ioniz-cuidados.pdf>> Acesso em: 25/05/2009.

MORO, R. P. X. **A Bacia Ordoviciano do Grupo Castro**. 1993. 157p. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho. Rio Claro, 1993.

MORO, R. P. X.; BONACIM, E. A.; SOARES, P. C. Geologia da Bacia de Castro-PR. **Boletim Paranaense de Geociências**. Curitiba, n. 42, p. 43-58. 1994.

MORO, R. P. X.; BONACIM, E. A.; SOARES, P. C. Geologia da Bacia de Castro-PR. **Boletim Paranaense de Geociências**. Curitiba, n. 42, p. 43-58, 1994.

MOUSINHO, M.R. e BIGARELLA, J.J. Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvios e várzeas. **Boletim Paranaense de Geografia**. Curitiba, n. 16/17, p. 43-84, 1965.

MÜLLER-LEMANS, H; van DORP, F. Bioturbation as a Mechanism for Radionuclide Transport in Soil: Relevance of Earthworms. **J. Environ. Radioactivity**, n. 1, v. 31 p. 7-20, 1996.

NAHON, D.; TARDY, Y, The ferruginous laterites. In: BUTT, C. R. M.; ZEEGERS, H. (eds.). *Regolith Exploration Geochemistry in Tropical and Subtropical Terrains*. **Handbook of Exploration Geochemistry**, Amsterdam: Elsevier, v. 4, p. 41-55, 1992.

NAVARRO, J. E. E.; FUSTER, M. M.; SANTOS, S. M. La difracción de raios x aplicada a las materias primas ceramicas. **Carámica Información**. Castellón, n. 43, p.646-652, 1977.

NCRP. 1987. **Ionizing radiation exposure of the population of the United States**. National Council on Radiation Protection and Measurements. NCRP Report n.93, 69p.

NEVES, M. A.; MORALES, N.; BORGES, M. da S.; EBERT, H. D. Compartimentação morfotectônica da região de Jundiá (SP). **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, v.33, n.2, p.167-176, 2003.

NEVES, L. J. P. F.; PEREIRA, A.J.S.C.; GODINHPO, M.M.; DIAS, J.M. A radioatividade das rochas como um factor de risco ambiental no território continental português: uma síntese. In: Conferência Nacional Sobre a Qualidade do Ambiente, V., 1996. Ed.: BORREGO, C.; COELHO, C.; ARROJA, L.; BOIA, C.; FIGUEIREDO, E. Portugal, 1996, v1, p. 641-650.

NORTHFLEET A. A.; MEDEIROS R. A.; MÜHLMANN, H. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. **Boletim Técnico da PETROBRÁS**, v. 12, n. 3, p. 291-346, 1969.

OLIVEIRA, E. P. Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná. Serv. Geol. Mineral. Brasil. Monografia 6, Rio de Janeiro, 1927, 172 p.

OLIVEIRA, J. de. **Determinação dos níveis de radioatividade natural em águas utilizadas para abastecimento público no Estado de São Paulo**. 1998, 159p. v.1. Tese (Doutorado em Tecnologia Nuclear) - Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, Universidade de São Paulo - USP. São Paulo, 1998.

PAULING, L. **Química General: uma introducción a la química descriptiva y a la moderna teoría química**. Alonso, J. I. F. (trad). 4ª ed. Madrid: Aguilar, 1958.

PMC – PREFEITURA MUNICIPAL DE CARAMBEÍ. **Plano Diretor Municipal**. Carambeí, 2007.

PELTIER, L. C., 1950. The geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology. **Annals of the Association of American Geographers**, v. 40, n. 3, p. 214– 236, 1950.

PETERSON, R. S. **Experimental γ ray spectroscopy and investigations of environmental radioactivity**. Tennessee: Spectrum Techniques, 1996.

PINTO-COELHO, C. V. **O Granito Serra do Carambeí – PR e as anomalias uraníferas associadas**. 1986. 309p. Tese de Mestrado, Departamento de Geociências, Universidade de Brasília - UnB. Brasília, 1986.

PINTO-COELHO, C. V. Petrografia e petroquímica do Granito Serra do Carambeí – Paraná. In: SIMPÓSIO SUL-BRSILEIRO DE GEOLOGIA, 3., 1987, Curitiba. **Atas...** Curitiba: SBGeo/Núcleo Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, p. 551-570. 1987.

PINTO-COELHO, C. V.; SIEDLECKI, K. N. Distribuição de elementos radioativos no Granito Serra do Carambeí, Paraná, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 18, n. 4, p. 433-440, 1988.

PIPER, A.M. 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. **Am. Geoph. Union Trans.**, v. 25, p. 914-923.

PLAISANCE, G. e CAILLEUX, A. **Dictionnaire de sols**. Paris: La Maison Rustique, 1958.

PRAZERES FILHO, H. J.; HARARA, O. M. M.; BASEI, M. A. S.; PASSARELLI, C. R.; SIGA JUNIOR, O. Litogeoquímica, Geocronologia U-Pb e Geologia Isotópica (Sr-Nd-Pb) das rochas graníticas dos batólitos Cunhaporanga e Três Córregos, na porção sul do Cinturão Ribeira, Estado do Paraná. **Revista do Instituto de Geociências USP. Série Científica**. v. 3, p. 51-70, 2003.

QUEIROZ, F. C. P. **Distribuição da radioatividade natural no perfil de um podzol tropical e suas implicações genéticas**. 1975. 60p. Tese de Mestrado, Universidade Federal da Bahia - UFBA. Salvador, 1975.

RADAMBRASIL – Projeto Radambrasil. **Mosaico semicontrolado de radar – Folha SG.22-X-C, escala 1:250.000**. Rio de Janeiro: Departamento Nacional da Produção Mineral. 1976.

RADAMBRASIL – Projeto Radambrasil. **Mosaico semicontrolado de radar – Folha SG.22-X-A, escala 1:250.000**. Rio de Janeiro: Departamento Nacional da Produção Mineral. 1976.

Radiological Health Handbook. US Department of Health, Education, and Welfare, Public Health Service, Food and Drug Administration, Bureau of Radiological Health, Rockville, MD. Washington, DC: U.S. Government Printing Office; Jan 1970, 464 p.

REBELO, A. M. A. **Processos supergênicos na distribuição de radônio em paisagens tropicais úmidas**. 2000. 210 p. Tese de Doutorado, Departamento de Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná - UFPR. Curitiba, 2000.

REBELO, A. M. A.; BITTENCOURT, A. V. L.; MANTOVANI, L. E. Anomalias geoquímicas de U e de Th, solos residuais e geoformas em paisagens tropicais úmidas sobre granito. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 51, p. 33-44, 2002.

REIS NETO, J. M.; MORO, R. P. X.; SIGA JUNIOR, O. Grupo Castro: idade e implicações tectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. 1994. Camboriú. **Boletim de Resumos Expandidos**. Camboriú, v. 2, p. 394-395, 1994.

RIFFEL, S. B. **Gamaespectrometria do Granito Serra do Carambeí-PR**. 2000. Relatório de Iniciação Científica. (Graduação em Geologia) - Universidade Federal do Paraná - UFPR; Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq. Orientador: Francisco José Fonseca Ferreira, 2000.

RIFFEL, S. B.; FERREIRA, F. J. F.; FORLIN, M.; GUIMARÃES, G. B. Aplicação da Gamaespectrometria (K, eTh, eU) na Caracterização do Granito Serra do Carambeí-PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 8., e SIMPÓSIO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DO MERCOSUL, 1., 2001, Curitiba. **Anais...** Curitiba: SBGq, 2001.

RIFFEL, S. B. **Gamaespectrometria, Aeromagnetometria e Susceptibilidade Magnética do Granito Serra do Carambeí-PR**. 2001. Relatório de Iniciação Científica (Graduação em Geologia) - Universidade Federal do Paraná – UFPR; Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq. Orientador: Francisco José Fonseca Ferreira, 2001.

ROSA FILHO, E. F.; BITTENCOURT, A. V. L.; HINDI, E. H.; ARAVENA, R. Caracterização hidroquímica do Aquífero Guarani na porção centro-norte do Estado do Paraná, Brasil. **Águas Subterrâneas**, v. 19, n. 1, p. 87-94, 2005.

ROSS, J. L. S. **Estudo e cartografia geomorfológica da Província Serrana de Mato Grosso**. Tese (Doutorado) FFLCH USP - São Paulo, 1987

RUDNICK, R.; GAO, S. Composition of the continental crust. In: HOLLAND, H. D. & TUREKIAN, K. K. (Ex. ed.): *Treatise on geochemistry: The crust*. Oxford: Elsevier, p.1-64, v.3, 2005.

RUHE, R.V. Background and preparation. In. *Geomorphology – geomorphic process and surficial geology*. Boston, Massachusetts: Houghton Mifflin, 246p. 1975.

SCAFF, L. A. M. **Bases físicas da radiologia: diagnóstico e terapia**. São Paulo: SARVIER, 1979.

SCHNEIDER, R. L.; MÜHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: SBGeo, v. 1, p. 41-65, 1974.

SCHUMM, S. A. Evolution of drainage system and slopes in badlands of Perth Amboy. **Geological Society of America Bulletin**. v. 67, p. 597-646, 1956.

SENA COSTA, J. B.; BEMERGUY, R. L.; HASUI, Y.; BORGES, M. da S.; FERREIRA JÚNIOR, C. R. P.; BEZERRA, P. É. L.; COSTA, M. L.; FERNANDES, J. M. G. Neotectônica da região amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. **GEONOMOS**. Belo Horizonte, v.4, n.2, p.23-44, 1996.

SGE - Serviço Geográfico do Exército. **Folha topográfica Itaiacoca**. Brasil - Escala: 1:50.000. 1 mapa colorido de 72 x 61 cm, 1959.

SGE - Serviço Geográfico do Exército. **Folha topográfica Abapã**. Brasil - Escala: 1:50.000. 1 mapa colorido de 73 x 61 cm, 1960.

SGE - Serviço Geográfico do Exército. **Folha topográfica Castro**. Brasil - Escala: 1:100.000. 1 mapa colorido de 75 x 59 cm, 1964.

SGE - Serviço Geográfico do Exército. **Folha topográfica de Ponta Grossa**. Brasil - Escala: 1:50.000. 1 mapa colorido de 73 x 58 cm, 1980.

SILVA, D. C. da e MANTOVANI, M. S. M. 1994. Projeto aerogeofísico Serra do Mar Sul: uma abordagem semi-quantitativa. **Revista Brasileira de Geociências**, v.24, n.2, p.120-127.

SOUZA SANTOS, P. **Ciência e tecnologia de argilas**. São Paulo: Edgard Blücher, 408 p. 1989

SRTM. 2003. Shuttle Radar Topography Mission. Disponível em: <<http://seamless.usgs.gov/>>. Acesso em: 20 setembro de 2007.

STRAHLER, A. N. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. **Geol. Soc. America Bulletin**, n. 63, p. 1117-1142, 1952.

SUGUIO, K. **Rochas sedimentares: propriedades, gênese, importância econômica**. 1. reimp. São Paulo: Edgard Blücher, 1982.

SUMMERFIELD, M. A. **Global geomorphology**. NY: John Wiley & Sons, 1991. 245p.

TAUHATA, L.; SALATI, I. P. A.; DI PRINZIO, R.; DI PRINZIO, A. R.. **Radioproteção e dosimetria: fundamentos**. 5. ed. Rio de Janeiro: IRD/CNEN, 2003. 263p.

THOMAS, M. F. **Geomorphology in the tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes**. NY: John Wiley & Sons, 1994, 460p.

TREIN, E.; FUCK, R. A. O Grupo Castro. In: BIGARELLA, J. J.; SALAMUNI, R.; PINTO, V. M. (eds.), 1967. Geologia do Pré-Devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 23/25, p. 257-305, 1967.

TUPYNAMBA, G.A.C. **Análise de rotina de urânio e tório pelo método dos neutrons retardados**. 1969. 95 p. Dissertação (Mestrado em Ciências e Técnicas Nucleares) – Universidade Federal de Minas Gerais – UFMG. Belo Horizonte, 1969.

TURNER, S. P.; REGELORES, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic:

high precision 40 Ar – 39 Ar geochronology. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, V. 121, p. 333-348, 1994.

UEL – UNIVERSIDADE DE LONDRINA. 2007. **Metodologia de EDXRF e aplicações com um sistema portátil**. Londrina: Laboratório de Física Nuclear Aplicada – Departamento de Física/CCE. Disponível em: <<http://www.fisica.uel.br/gfna/metodoedxrf.pdf>>. Acesso em: 06/10/2009.

UEPG - UNIVERSIDADE ESTADUAL DE PONTA GROSSA. 2001a. *Cobertura aerofotogramétrica da bacia hidrográfica do manancial Alagados em escala 1:33.000*. Curitiba, ENGEFOTO.

UEPG - UNIVERSIDADE ESTADUAL DE PONTA GROSSA. 2001b. *Folhas planialtimétricas digitais da bacia hidrográfica do manancial Alagados em escala 1:10.000*. Curitiba, ENGEFOTO.

UEPG - UNIVERSIDADE ESTADUAL DE PONTA GROSSA. 2001c. *Ortofotocartas digitais da bacia hidrográfica do manancial Alagados em escala 1:10.000*. Curitiba, ENGEFOTO.

UEPG - UNIVERSIDADE ESTADUAL DE PONTA GROSSA. **Bacia hidrográfica do manancial Alagados**. Ponta Grossa: UEPG/NUCLEAM - Núcleo de Estudos em Meio Ambiente. Convênio: UEPG/COPEL/SANEPAR/ALL/IAP, 2003. 90p.

UEPG - UNIVERSIDADE ESTADUAL DE PONTA GROSSA. **Bacia hidrográfica do manancial Alagados: programa para recuperação ambiental**. Ponta Grossa: UEPG/NUCLEAM - Núcleo de Estudos em Meio Ambiente. Convênio: UEPG/COPEL/SANEPAR/ALL/IAP, meio digital - 6 CD's, em formato PDF, AutoCad R 14 (dwg e plt), 2002.

ULBRICH, H. H. G. J.; ULBRICH, M. N. C.; FERREIRA, F. J. F.; ALVES, L. S.; GUIMARÃES, G. B.; FRUCHTING, A. Levantamentos gamaespectrométricos em granitos diferenciados. I: revisão da metodologia e do comportamento geoquímico dos elementos K, Th e U. **Revista do Instituto de Geociências USP. Série Científica**. São Paulo, v. 9, n. 1, p. 33-53, 2009.

UNSCEAR - United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation. 1993. **Sources and effects of ionising radiation**. Report to the General Assembly with Scientific Annexes. United Nations, New York, 1993.

UNSCEAR - United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation. **Sources and effects of ionizing radiation**. United Nations, New York, UNSCEAR Report, v. I, 2000a.

UNSCEAR - United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation. **Sources and effects of ionizing radiation**. United Nations, New York, UNSCEAR Report, v. I, annex B, 2000b.

UNSCEAR - United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation. **Sources and effects of ionizing radiation**. United Nations, New York, UNSCEAR Report, v. I, annex A, 2000c.

VASCONCELLOS, E. M. G.; PETERSOHN, E.; MENDES, I. S. Rochas vulcanoclásticas do Grupo Castro, PR: roteiro geológico. In: SIMPÓSIO DE ROTEIROS GEOLÓGICOS DO PARANÁ, 1., 2002, Ponta Grossa. **Guia...** Ponta Grossa: SBGeo/Núcleo do Paraná. p. 27-34, 2002.

VEIGA LOPES, J. C. **Fazendas e Sítios de Castro e Carambé.** Curitiba: Torre de Papel, 2004.

VELOSO, H.P.; RANGEL FILHO, ROSA, A.L.; LIMA, J.C.A. **Classificação da vegetação brasileira, adaptada a um sistema universal.** Rio de Janeiro: IBGE, 1991.

WILFORD, J.R.; BIERWIRTH, P.N.; CRAIG, M.A. Application of airborne gamma-ray spectrometry in soil/regolith mapping and applied geomorphology. **AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics**, v. 17, p. 201-216, 1997.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A.. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, 1987, Curitiba. **Atas...**, Curitiba: SBGeo, v. 1, p. 441-477, 1987.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J., MARQUES, A.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A. Bacia do Paraná. In: GABAGLIA, G. P. R.; MILANI, E. J. (Coords). **Origem e evolução de bacias sedimentares.** Rio de Janeiro, p.135-168, 1990.