

Trabalho de Formatura
Curso de Graduação em Geologia

Gamaespectrometria terrestre aplicada as rochas vulcânicas da Província Magmática do
Paraná

Daniel Kenzi Kanashiro

Prof(a).Dr Antonio José Ranalli Nardy

Rio Claro (SP)

2016

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

DANIEL KENZI KANASHIRO

GAMASPECTROMETRIA TERRESTRE APLICADA
AS ROCHAS VULCÂNICAS DA PROVÍNCIA MAGMÁTICA
DO PARANÁ.

Trabalho de conclusão de curso
apresentado ao Instituto de Geociências e
Ciências Exatas - Câmpus de Rio Claro,
da Universidade Estadual Paulista Júlio
de Mesquita Filho, para obtenção do grau
de Geólogo.

Rio Claro - SP

2016

DANIEL KENZI KANASHIRO

GAMASPECTROMETRIA TERRESTRE APLICADA AS
ROCHAS VULCÂNICAS DA PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO
PARANÁ.

Trabalho de conclusão de curso
apresentado ao Instituto de Geociências e
Ciências Exatas - Câmpus de Rio Claro,
da Universidade Estadual Paulista Júlio
de Mesquita Filho, para obtenção do grau
de Geólogo.

Comissão Examinadora

_____ (orientador)

Rio Claro, ____ de _____ de _____.

Assinatura do(a) aluno(a)

assinatura do(a) orientador(a)

552.1 Kanashiro, Daniel Kenzi
K16g Gamaespectrometria terrestre aplicada as rochas
vulcânicas da Província Magmática do Paraná / Daniel Kenzi
Kanashiro. - Rio Claro, 2016
66 f. : il., figs., gráfs., tabs., fots., mapas

Trabalho de conclusão de curso (Geologia) -
Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e
Ciências Exatas
Orientador: Antonio José Ranalli Nardy

1. Rochas ígneas. 2. Formação Serra Geral. 3. Membro
Palmas e Chapecó. I. Título.

RESUMO

A Província Magmática do Paraná (PMP), objeto de estudo deste trabalho, foi um dos maiores vulcanismos continentais decorrente do cretáceo inferior, cobrindo áreas da ordem de 2 Mkm². No Brasil, essa província é composta por três tipos de rochas vulcânicas. O primeiro tipo, que predomina na PMP, é composto por basaltos de origem toleítica. O segundo tipo ocorre em volumes subordinados na província e é composto por rochas de natureza intermediária, representados por andesitos com afinidade toleítica. O terceiro tipo, que é o menos abundante é composto por rochas de natureza ácida (riodacitos-riolitos) e são classificadas em dois grupos principais: As rochas afíticas do tipo Palmas (ATP) e as rochas porfíricas do tipo Chapecó (ATC).

Apesar da extensa literatura acerca dos litótipos da PMP, ainda há diversos aspectos problemáticos acerca do empilhamento estratigráfico e relação evolutiva entre os termos básicos, intermediários e ácidos da província.

Assim, o principal objetivo deste trabalho é utilizar dados gamaespectrométricos obtidos em campo com o intuito de averiguar o potencial desse método na diferenciação dos principais tipos de rochas vulcânicas que constituem a PMP. Para isso, será realizada a associação desses dados gamaespectrométricos com dados de campo, petrografia e análise química, a fim de identificar padrões que possam ser usados futuramente para facilitar na identificação e mapeamento dos litótipos da PMP em campo.

Palavras-Chave: Província Magmática do Paraná. Formação Serra Geral.
Gamaespectrometria terrestre. Membro Palmas e Chapecó.

ABSTRACT

The Magmatic Province of Parana (PMP), scope of this work, was one of the biggest continental volcanic floods during the lower cretaceous, covering areas around 2Mkm². In Brazil, this province is composed by three types of volcanic rocks. The first one, majority in the province, is composed by tholeiitic basalt. The second type, with subordinate volumes in the province is composed by andesitic rocks with tholeiitic affinity. The last type and the least common is composed by acidic rocks (rhyodacite-rhyolite) and are classified into two groups: The afitic rocks of Palmas type (ATP) and the porphyritic rocks of Chapecó type (ATC).

Although the extensive literature about the lithotypes of PMP, there's still many problems about the understanding of the stratigraphic stacking and the evolutive relations between the basic, intermediate and acidic types of the province.

Therefore, the main objective of this work consists in the use of in-situ gamma spectrometry data to find out the potential of this method in the differentiation of the main volcanic rock types of PMP. For this, an association of this gamma spectrometric data with chemical analysis and petrography will be compared to identify patterns that could be used in the future to facilitate the identification and mapping of these volcanic rocks in field work.

Keywords: Magmatic Province of Paraná. Serra Geral Formation. In-situ Gamma spectrometry. Palmas and Chapecó members.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Apresentação.....	1
1.2. Geologia Regional	3
1.2.1. Bacia do Paraná	3
1.2.2. Província Magmática do Paraná	4
1.2.3. Rochas vulcânicas básicas e intermediárias	7
1.2.4. Rochas vulcânicas ácidas.....	8
1.3. Localização dos pontos amostrados.....	9
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	11
2.1. Radiação natural	11
2.2. Gamaespectrometria terrestre (in-situ)	14
2.3. Mobilidade, rochas e minerais dos radioelementos naturais	19
2.3.1. Potássio.....	19
2.3.2. Urânio	19
2.3.3. Tório	19
2.4. Radioelementos em rochas ígneas	20
3. METODOLOGIA.....	22
3.1. Dados de campo.....	22
3.2. Cintilometria laboratorial.....	24
3.3. Análises químicas	25
3.4. Análises petrográficas.....	25
3.5. Aquisição do banco de dados geoquímicos	26
3.6. Processamento dos dados.....	26
4. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA	27
4.1. Basaltos e andesitos	27
4.2. Rochas Ácidas do tipo Chapecó	27
4.3. Rochas Ácidas do tipo Palmas.....	30
5. PETROGRAFIA.....	33
5.1. Basaltos e andesitos	33
5.2. Rochas ácidas do tipo Palmas	33
5.3. Rochas ácidas do tipo Chapecó.....	35

6. RESULTADOS	37
6.1. Dados geoquímicos (Melfi, Piccirillo e Nardy, 1988)	37
6.1.1. Radioelementos e taxa de exposição vs. Sílica.....	38
6.2. Dados de campo (Nardy et al. 2014)	40
6.2.1. Comparação entre taxa de exposição calculada e taxa de exposição do RS-23041	
6.2.2. Radioelementos e taxa de exposição vs sílica	42
6.2.2.1. Basaltos e Andesitos	42
6.2.2.2. Membro Palmas (ATP)	44
6.2.2.3. Membro Chapecó (ATC)	46
6.3. Gamaespectrometria laboratorial	48
7. DISCUSSÃO	52
8. CONCLUSÃO.....	60
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	61

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. 1.- Localização e forma da Bacia do Paraná (em verde).....	3
Figura 1. 2.- Mapa litoestratigráfico da Formação Serra Geral.....	6
Figura 1. 3.- Localização da área de estudo com distribuição dos afloramento visitados.....	10
Figura 2. 1.- Espectros de radiação gama com janelas energéticas típicas para os radioelementos naturais em gamaespectrômetros portáteis (LOVBORG, L.; MOSE, E., 1987).	16
Figura 2. 2.- Variação dos teores de radioelementos (K, U e Th) de rochas ígneas em relação ao aumento de teor de sílica.	21
Figura 3. 1.- (a) Gamaespectrômetro portátil modelo RS-230 e; (b) seu modo de utilização no campo. Observar que a leitura foi feita com o equipamento em contato com uma superfície plana do estudado.	23
Figura 4. 1.- Rocha do tipo Chapecó mostrando natureza porfirítica, com macrofenocristais eudrais de plagioclásio.....	28
Figura 4. 2.- Bandamento em rocha do tipo ATC, representado por lentes escuras vítreas (fiammes?) em meio a material mais claro microcristalino/devitrificado.	29
Figura 4.3.- Rocha do tipo ATC apresentando estrutura bandada, com alternância de bandas claras e bandas escuras.	29
Figura 4. 4. Afloramento típico de rocha do tipo ATC, mostrando disjunção em lajes, comuns na base do derrame.	29
Figura 4. 5.- Estilos de juntas desenvolvidas em rochas ATP: (A) Juntas horizontais e verticais espaçadas; (B) Juntas inclinadas; (C) Juntas horizontais.....	30
Figura 4. 6.- Bandamento ígneo em rochas ATP em afloramento próximo a Garibaldi (RS).	31
Figura 4. 7.- (a) banda de fluxo rompida (seta); (b e c) blocos com presença de brechas.	32
Figura 5. 1.- Fotomicrografia de rocha ácida do tipo Palmas mostrando aspecto afírico e textura sal-e-pimenta.	34

Figura 5. 2. - Fotomicrografias de rochas ATP mostrando: (A) Clastos vítreos e; (B) Material apresentando devitrificação.	34
Figura 5. 3.- Fotomicrografia com nicóis cruzados de rocha do tipo Chapecó, com textura vitrofirica, fenocristais de plagioclásio (localização da amostra: Pinhão - PR).	36
Figura 6. 1.- (a) diagrama TAS e; (b) Diagrama R1/R2 dos dados geoquímicos de MELFI, PICCIRILLO E NARDY (1988).	37
Figura 6. 2.- Diagramas e estatísticas relativas aos dados de Melfi, Piccirillo e Nardy (1988) - (a) SiO ₂ vs. K ;(b) SiO ₂ vs. eTh.; (c) SiO ₂ vs. eU; (d) SiO ₂ vs. Taxa de exposição.	39
Figura 6. 3.- (a) diagrama TAS e; (b) Diagrama R1/R2 das amostras coletadas de NARDY et al. (2014).	40
Figura 6. 4.- Diagrama comparativo entre a taxa de exposição calculada e RS-230.	41
Figura 6. 5.- Diagramas e estatísticas relativas as amostras de basalto e andesito de campo - (a) SiO ₂ vs. K ;(b) SiO ₂ vs. eTh.; (c) SiO ₂ vs. eU; (d) SiO ₂ vs. Taxa de exposição.	43
Figura 6. 6.- Diagramas e estatísticas relativas as amostras ATP de campo - (a) SiO ₂ vs. K ;(b) SiO ₂ vs. eTh.; (c) SiO ₂ vs. eU; (d) SiO ₂ vs. Taxa de exposição.	45
Figura 6. 7.- Diagramas e estatísticas relativas as amostras ATC de campo - (a) SiO ₂ vs. K ;(b) SiO ₂ vs. eTh.; (c) SiO ₂ vs. eU; (d) SiO ₂ vs. Taxa de exposição.	47
Figura 6. 8. - Diagramas relativos a gamaespectrometria laboratorial dos basaltos e andesitos - (a) SiO ₂ vs. K ;(b) SiO ₂ vs. eTh.; (c) SiO ₂ vs. eU; (d) SiO ₂ vs. Taxa de exposição.	49
Figura 6. 9.- Diagramas relativos a gamaespectrometria laboratorial das rochas ATP - (a) SiO ₂ vs. K ;(b) SiO ₂ vs. eTh.; (c) SiO ₂ vs. eU; (d) SiO ₂ vs. Taxa de exposição.	50
Figura 6. 10.- Diagramas relativos a gamaespectrometria laboratorial das rochas ATC - (a) SiO ₂ vs. K ;(b) SiO ₂ vs. eTh.; (c) SiO ₂ vs. eU; (d) SiO ₂ vs. Taxa de exposição.	51
Figura 7. 1.- Taxa de exposição vs. SiO ₂ para os dados de campo e dados geoquímicos de MELFI; PICCIRILLO; NARDY (1988).	52
Figura 7. 2. - Diagrama de caixas do elemento Tório em função dos principais teores de sílica.	54
Figura 7. 3.- Diagrama de caixas do elemento Tório em função dos principais teores de sílica.	55

Figura 7. 4. - Diagrama de caixas do elemento Tório em função dos principais teores de sílica.	56
Figura 7. 5.- Diagrama de caixas do elemento Tório em função dos principais teores de sílica.	57
Figura 7. 6.- Diagramas comparativos entre os dados gamaespectrométricos de urânio, tório, potássio e taxa de exposição, com suas respectivas estatísticas.	58

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 2.1.- Principais fontes de erros na medição gamaespectrométrica.....	22
Tabela 2.2.- Parâmetros limite para os principais tempos de contagem em gamaespectrometria terrestre.	23
Tabela 6.6.- Estatística descritiva da gamaespectrometria laboratorial das amostras de NARDY et al. (2014).	52

1. INTRODUÇÃO

1.1.Apresentação

A Província magmática do Paraná (PMP) foi resultado de um intenso vulcanismo continental que ocorreu durante o Cretáceo inferior, precedendo a separação do Gondwana e a formação da porção sul do oceano Atlântico.

No Brasil, os derrames da PMP são compostos por três tipos de rochas vulcânicas. O primeiro tipo, majoritário (90% do volume total), é representado pelos basaltos de origem toleítica, que apresentam características marcantes como textura intergranular, natureza hipocristalina ou hipohialinas e cor preta a cinza escura (MELFI; PICCIRILLO; NARDY, 1988). O segundo tipo ocorre em volumes subordinados na província (cerca de 7,5%) e é composto por rochas de natureza intermediária, representados por andesitos com afinidade toleítica, com características macroscópicas bem semelhantes aos basaltos toleíticos (coloração escura e textura afírica a subafírica). Os 2,5% restantes do volume da província ocorre como rochas de natureza ácida (riodacitos-riolitos) e são classificadas em dois grupos principais: As rochas afíticas do tipo Palmas (ATP) e as rochas porfiríticas do tipo Chapecó (ATC) (MELFI; PICCIRILLO; NARDY, 1988).

Os Membros Palmas e Chapecó chegam a recobrir juntas uma área de 63.000 km², distribuídas principalmente pelos estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul (NARDY et al., 2003; NARDY; MACHADO; OLIVEIRA, 2008), o que corresponde a 14.500 km³.

Porém, este valor é, pelo menos, três vezes maior do que aquele estimado para o depósito do Fish Canyon Tuff (27,8 Ma), no Colorado, EUA (LIPMAN; DUNGAN; BACHMANN, 1997), considerado o maior evento vulcânico de rochas ácidas de natureza explosiva conhecido na superfície do planeta.

Deve-se ainda considerar que estas rochas ácidas ocorrem também na porção ocidental do continente africano. Na Namíbia, na Bacia do Etendeka, região de Sarusas ocorre rochas do tipo Chapecó, bem como na porção sul de Angola, nas bacias Cuanza e Namibe. As rochas do tipo Palmas também são observadas na Bacia do Etendeka, na região de Tafelberg.

Como estas rochas ácidas estão intimamente associadas aos basaltos da província do Paraná-Etendeka, e por estarem distribuídas próximas às atuais linhas costeiras dos continentes sul-americano e africano, sua gênese pode estar associada à separação do Gondwana.

1.2. Objetivos

Uma das problemáticas que o presente trabalho procura resolver é a dificuldade do reconhecimento em campo entre rochas ácidas, basaltos e andesitos (em especial entre as rochas ácidas do tipo Palmas, andesitos e os basaltos), que resulta em incertezas na sua identificação. Assim, o principal objetivo é utilizar dados de gamaespectrometria terrestre (de campo) com o intuito de averiguar o potencial desse método na identificação dos principais tipos de rochas vulcânicas que constituem a PMP. Para isso foi realizada a associação de dados petrográficos e geoquímicos com a gamaespectrometria e espera-se no fim desse trabalho identificar valores que futuramente possam ser utilizados para mapear derrames distintos na PMP.

1.2. Geologia Regional

1.2.1. Bacia do Paraná

A área de estudo situa-se sob a bacia do Paraná e é representada por uma sinéclise intracratônica de grande extensão, que ocupa uma área de aproximadamente 1,5 milhões de quilômetros quadrados (ZALÁN et al., 1987). É composta por um pacote sedimentar-magmático, com espessura total em torno dos seis quilômetros (MILANI, 1997).

A forma da bacia é oval, com eixo maior na direção N-S. Seu contorno atual foi afetado por eventos geotectônicos ocorridos durante o Cenozoico Médio, que gerou contatos erosivos (MILANI, 1997).

No Brasil, a Bacia do Paraná recobre grande parte dos estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina, Paraná e São Paulo, além das regiões sudeste do Mato Grosso do Sul, a porção meridional dos estados de Mato Grosso e Goiás e o a região sudoeste de Minas Gerais (figura 1.1.).



Figura 1. 1- Localização e forma da Bacia do Paraná (em verde)

Fonte: Siqueira (2011).

De acordo com Milani (2007), o registro estratigráfico marca seis unidades de Superseqüências limitadas por discordâncias erosivas e pausas na sedimentação: Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Neocarbonífero-Neopermiano), Gondwana II (Meso-Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo).

No Eocretáceo, verificou-se expressivos derrames magmáticos, representados pela Formação Serra Geral, que segundo Peate, Hawkesworth e Mantovani (1992) é dominada em termos petrológicos por basaltos toleíticos e andesitos basálticos, ocorrendo quantidades subordinadas de riolitos e riodacitos. O contato entre as formações Botucatu e Serra Geral é concordante e marcado na base do primeiro derrame vulcânico (ASSINE; PIRANHA; CARNEIRO, 2004). Camadas do topo da Formação Botucatu recorrem entre as camadas inferiores dos basaltos da Formação Serra Geral, mostrando que os primeiros derrames de lavas foram contemporâneos à deposição das areias eólicas do deserto Botucatu.

1.2.2. Província Mágica do Paraná

Durante o Mesozóico, o supercontinente Gondwana foi palco de intensa atividade magmática, resultando em extensos derrames em algumas regiões desse continente. Posteriormente, por processos distensivos da litosfera, deu-se a separação continental com o aparecimento de novas bacias oceânicas. Dentre estas regiões destacam-se as províncias magmáticas do Karoo (no sul do continente africano) e a de Ferrar (compreendendo parte dos continentes da Antártica, Tasmânia e Austrália) cujos magmatismos Jurássicos precederam a formação do Oceano Índico, enquanto que as províncias magmáticas Cretáceas do Paraná (América do Sul) e do Etendeka (África) antecederam a formação da porção sul do Oceano Atlântico.

Todas essas províncias são consideradas regiões de grande acúmulo de magma, ou LIP's (Large Igneous Provinces), e também possuem certas características comuns, como a predominância de basaltos toleíticos que cobrem superfícies que extrapolam 1 Mkm², em depósitos que podem atingir 1 Mkm³, acumulados em curto período de tempo. Soleiras e diques de diabásio com composição similar à das rochas extrusivas são numerosos e extrapolam os limites da superfície das bacias sedimentares envolvidas nessas províncias. Destaca-se também a presença de rochas efusivas de natureza félsica como riodacitos, riolitos e quartzos latitos, que

se associam aos basaltos nas fases finais do vulcanismo. Ao contrário do que se poderia supor, os depósitos de rochas ácidas cobrem grandes superfícies e são quimicamente homogêneos ao longo de sua extensão. Dentre as LIP's observadas em crosta continental, a província do Paraná-Etendeka é a mais expressiva delas, estimando-se que cubra uma área da ordem de 2 Mkm^2 , e um volume de 1 Mkm^3 (MELFI; PICCIRILLO; NARDY, 1988; PEATE, 1997 e BRYAN et al., 2010). Desta província parece também fazer parte os derrames associados às bacias de Cuanza e Namibe localizadas na costa oeste de Angola. Entretanto, o imenso volume de magma produzido neste período na província não se distribuiu igualmente entre os dois continentes. No africano, em especial na região do Etendeka, estima-se terem recoberto uma área aproximada de $0,8 \text{ Mkm}^2$ acumulados em uma pilha de até 1 km de espessura (EWART et al., 1998, 2004b). No continente sul-americano, na Província Magmática do Paraná, estima-se que estão 95% de todo o volume de magma produzido, que se estendeu por cerca de $1,2 \text{ Mkm}^2$ (MELFI; PICCIRILLO; NARDY, 1988). Atualmente esse magma recobre uma área de $0,9 \text{ Mkm}^2$ remanescentes do expressivo processo erosivo que foi submetida a Plataforma Sul-Americana (GALLAGHER; HAWKESWORTH; MANTOVANI, 1994). Porém, este restante recobre praticamente 75% da superfície da Bacia do Paraná, em sequências de 650 m de espessura média, resultando um volume da ordem de $0,45 \text{ Mkm}^3$ (FRANK; MÁRCIA; MILTON, 2009).

As rochas vulcânicas da Província Magmática do Paraná possuem idades variando entre 133,6 e 131,5 Ma em sua porção norte e de 134,6 e 134,1 Ma na porção sul (RENNE et al., 1992, 1996a,b; TURNER et al., 1994; ERNESTO et al., 1999, 2002; MINCATO; ENZWEILER; SCHRANK, 2003; THIEDE; VASCONCELOS, 2010; PINTO; VITER; HARTMANN, 2011 e JANASI; FREITAS; HEARMAN, 2011), o que fornece um intervalo de duração do vulcanismo da ordem de 3 Ma, compatível com os dados paleomagnéticos reunidos em Marques e Ernesto (2004). Estas idades são praticamente as mesmas das rochas vulcânicas observadas na região do Etendeka ($131,7 \pm 0,7 \text{ Ma}$ e $132,3 \pm 0,7 \text{ Ma}$, Renne et al., 1996) e da bacia de Cuanza ($131,9 \pm 1,6 \text{ Ma}$ e $131,6 \pm 1,4 \text{ Ma}$; MARZOLI et al., 1999).

A Província Magmática do Paraná é constituída principalmente por rochas vulcânicas da Formação Serra Geral. Sua distribuição pode ser observada no mapa litoestratigráfico da figura 1.2:

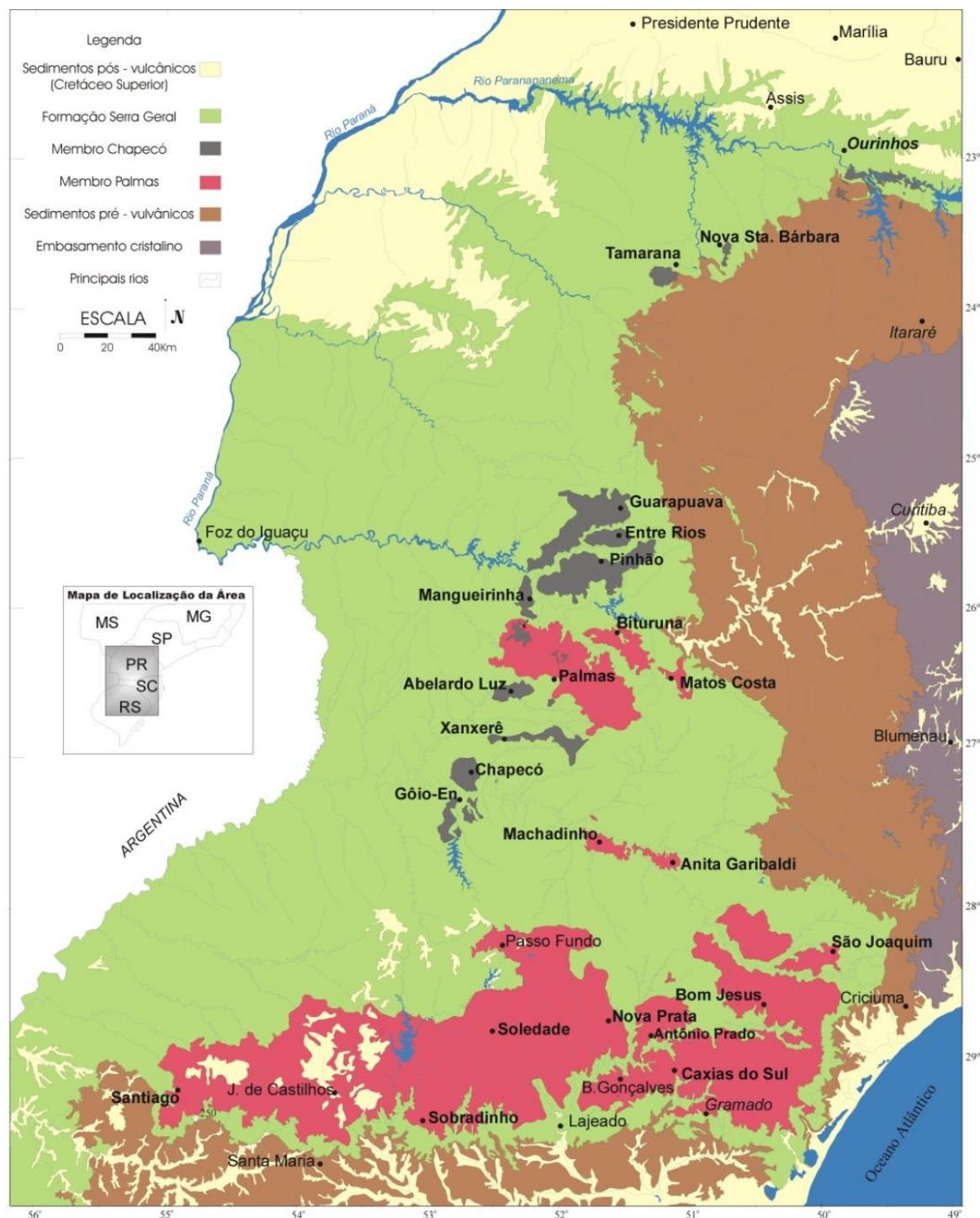


Figura 1. 2.- Mapa litoestratigráfico da Formação Serra Geral.

Fonte: Nardy et al. (2002).

1.2.3. Rochas vulcânicas básicas e intermediárias

Macroscopicamente os basaltos e andesitos da Formação Serra Geral são idênticos, e possuem geralmente coloração cinza escura a negra, com textura maciça ou vesicular, além de granulação variando de média a grossa, com presença marcante de textura intergranular. Apresentam a mesma mineralogia e caráter toleítico. Segundo Bellieni et al. (1984), essas rochas podem ser consideradas cogenéticas.

De acordo com Melfi, Piccirillo e Nardy (1988), os basaltos ($\text{SiO}_2 < 53 \text{ wt\%}$) possuem fenocristais abaixo de 5% de seu volume total. Esses fenocristais podem ser de augita, plagioclásio, pigeonita, magnetita titanífera e olivinas (menos comum). A matriz desses basaltos é de plagioclásio, augita, pigeonita magnetita titanífera e ilmenita.

Entre as rochas básicas, há uma divisão em dois grupos, denominada alto titânio e baixo titânio. Essa classificação, realizada por Peate, Hawkesworth e Mantovani (1992), separa esses grupos por geoquímica das rochas, baseado na concentração de titânio (teores maiores ou menores que 2% de TiO_2) e elementos traços incompatíveis.

O grupo das rochas básicas de alto titânio é subdividida em três subtipos: Urubici ($\text{TiO}_2 > 3,3\%$, $\text{Sr} > 550\text{ppm}$; $\text{Ti/Y} > 500$ e $\text{Zr/Y} > 6,5$); Subtipo Pitanga ($\text{TiO}_2 > 2,9\%$, $\text{Sr} > 350\text{ppm}$; $\text{Ti/Y} > 350$ e $\text{Zr/Y} > 5,5$); e subtipo Paranapanema ($1,7\% < \text{TiO}_2 < 3,2\%$, $200\text{ppm} < \text{Sr} < 450\text{ppm}$; $\text{Ti/Y} > 330$ e $4\% < \text{Zr/Y} < 7$).

O grupo baixo titânio é subdividido em 3 subgrupos: Gramado ($0,75\% < \text{TiO}_2 < 1,9\%$, $140\text{ppm} < \text{Sr} < 450\text{ppm}$; $\text{Ti/Y} < 300$ e $3,5 < \text{Zr/Y} < 6,5$); Subtipo Esmeralda ($1,1\% < \text{TiO}_2 < 2,3\%$, $\text{Sr} < 250\text{ppm}$; $\text{Ti/Y} < 330$ e $2 < \text{Zr/Y} < 5$) e subtipo Ribeira ($1,5\% < \text{TiO}_2 < 2,3\%$, $200\text{ppm} < \text{Sr} < 3750\text{ppm}$; $\text{Ti/Y} < 300$ e $3,5 < \text{Zr/Y} < 7$).

Os basaltos de baixo e alto titânio encontram-se em porções distintas da Província magmática do Paraná. De acordo com Melfi, Piccirillo e Nardy (1988), os basaltos de baixo titânio predominam na região sul da província, enquanto os basaltos de alto titânio se concentram na região norte da província. É comum a ocorrência de sequências de lavas mistas (mistura de lavas de alto e baixo titânio) na porção central da província, que adquire teores intermediários de TiO_2 e incompatíveis.

Os andesitos ($\text{SiO}_2 = 53\text{-}63 \text{ wt\%}$), semelhantes aos basaltos toleíticos, também contém fenocristais e/ou microfenicristais de augita, pigeonita, plagioclásio e magnetita titanífera, com matriz composta de plagioclásio, augita, pigeonita, magnetita titanífera, ilmenita e quartzo.

Em geral as rochas de baixo titânio englobam praticamente todo o volume de rochas intermediárias, enquanto nos basaltos de alto titânio não há associação com termos intermediários (MELFI; PICCIRILLO; NARDY, 1988).

1.2.4. Rochas vulcânicas ácidas

As rochas vulcânicas ácidas da PMP são denominadas de Palmas (ATP) e Chapecó (ATC), sendo as do primeiro grupo maciças e afíricas e as do segundo, porfíricas.

As rochas vulcânicas riodacíticas-riolíticas do tipo palmas são representadas por rochas afíricas levemente porfíricas, com fenocristais e microfenocristais perfazendo 3 a 5% do material. Esses fenocristais são representados por plagioclásio, augita, pigeonita, ortopiroxênio e magnetita titanífera. Sua matriz é composta por quartzo, alcali-feldspatos e frequente presença de intecrescimento granofítico (MELFI; PICCIRILLO; NARDY, 1988).

As rochas vulcânicas ácidas do membro Chapeco são facilmente diferenciadas do membro Palmas pelo seu caráter porfírico (> 5-10% de fenocristais). Além disso possuem fenocristais e microfenocristais de plagioclásio, augita, pigeonita e magnetita titanífera. Macrofenocristais (2-10mm) de plagioclásio e augita podem estar presentes, e quando ocorrem é comum processos de reabsorção, elevando a concentração de anortita. Sua matriz é composta por quartzo, alcali-feldspato, plagioclásio, piroxênio, magnetita titanífera e ilmenita (MELFI; PICCIRILLO; NARDY, 1988).

Do ponto de vista geoquímico, as rochas vulcânicas ácidas do tipo Chapecó são enriquecidas em Ba, Nb, La, Ce, Zr, P, Nd, Y, Yb, Lu e K e empobrecidas em Rb, Th e U se comparado com as do tipo Palmas. Além disso, as rochas do tipo Palmas são representadas por cinco subtipos distintos: Santa Maria, Anita Garibaldi, Caxias do Sul, Salto do Jacuí e Clevelândia. Por sua vez, as do tipo Chapecó são divididas em três subtipos denominados Guarapuava, Ourinhos e Tamarana, (PEATE; HAWKESWORTH; MANTOVANI, 1992; GARLAND; HAWKESWORTH; MANTOVANI, 1995 e NARDY; MACHADO; OLIVEIRA, 2008). Estes magmas-tipo observados na PMP encontram seus correspondentes no Etendeka (MARSH et al., 2001).

As rochas do tipo Palmas são mais pobres em titânio e são geralmente associadas com basaltos de baixo titânio. Já as rochas do tipo Chapecó possuem teores maiores de titânio e estão associados com basaltos de alto titânio (BELLINI ET AL., 1985b).

1.3. Localização dos pontos amostrados

A área de estudo está inserida na Formação Serra Geral da PMP, que cobre boa parte do sudeste brasileiro. De acordo com Melfi, Piccirillo e Nardy (1988) a PMP pode ser subdividida geoquimicamente em três porções principais: sul, central e norte. A região sul está abaixo do lineamento rio Uruguai e as partes inferiores das suítes vulcânicas são compostas principalmente de magmas básicos (basaltos toleíticos e basaltos andesíticos), enquanto as porções superiores são amplamente representados por magmas ácidos (riodacitos e riolitos, tipo Palmas). O vulcanismo ácido parece estar concentrado nas porções mais leste dessa porção, e atingem sua espessura máxima (400m) em direção as áreas mais a sudeste (MELFI; PICCIRILLO; NARDY, 1988).

A porção norte da província está ao norte do lineamento rio Piquiri e é composta por lavas básicas com sobreposição de raros derrames ácidos (principalmente riodacitos do tipo Chapecó) em sua porção mais a sudeste

A região central está localizada entre os lineamentos dos rios Uruguai e Piquiri e normalmente possui suítes vulcânicas de composição transicional entre a porção sul e norte. As suítes magmáticas que incluem vulcânicas acidas do Palmas e Chapecó nessa porção são encontradas em áreas relativamente restritas, podendo estar sobrepostas por fluxos de lava toleítica (MELFI; PICCIRILLO; NARDY, 1988).

. Os afloramentos visitados compreendem todas essas porções e estão inseridas nos estados de São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul (figura 1.3.).

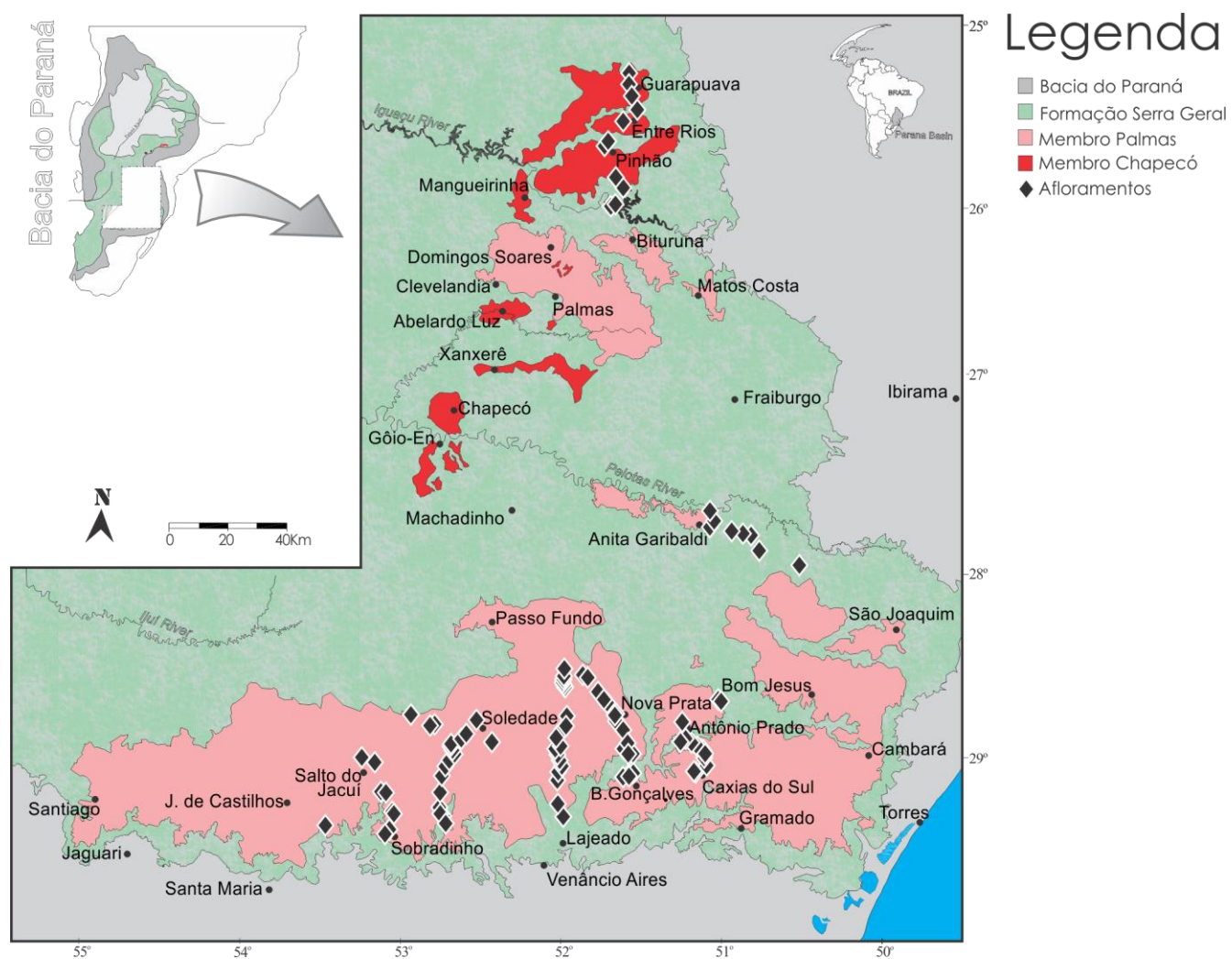


Figura 1. 3.- Localização da área de estudo com distribuição dos afloramentos visitados.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1. Radiação natural

O processo de radioatividade natural ocorre no decaimento espontâneo de átomos de certos isótopos instáveis, que liberam energia no momento de sua desintegração para a formação de outros isótopos.

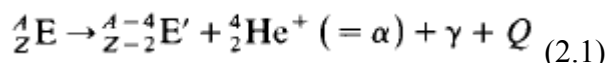
Decaimentos radioativos ocorrem em séries (ou cadeias) a partir de um isótopo inicial (elemento-pai), que vai decaindo em elementos-filho, também radioativos. Essas séries de decaimento terminam sempre em um átomo estável (IAEA, 2003). Em um sistema fechado, com uma concentração inicial do elemento-pai, o número de átomos de elementos filho e suas respectivas atividades crescem gradualmente até que o equilíbrio radioativo das séries de desintegração seja alcançado.

O decaimento radioativo é de natureza estocástica, independe de outros processos radioativos e não possui tempo de decaimento constante. Para um grande número de distribuições aleatórias de desintegração atômica de um radionuclídeo, a frequência estatística do decaimento radioativo é geralmente dada por uma distribuição de Poisson (IAEA, 2003).

Durante o decaimento, o material atinge equilíbrio radioativo quando a taxa de desintegração é o mesmo para todos os membros da série e quando a relação do número de átomos (N) de cada membro com outro membro presente no decaimento no sistema é inversamente proporcional à relação de suas respectivas constantes de decaimento (λ).

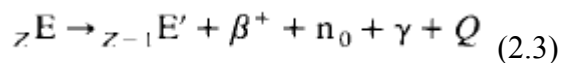
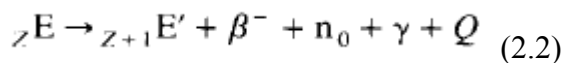
Dentro do processo de decaimento radioativo ocorre a liberação espontânea de três tipos de radiação. O primeiro tipo de radiação é decorrente da emissão de uma partícula alfa (α), no qual o decaimento radioativo é acompanhado pela liberação de uma partícula carregada positivamente, composta por dois nêutrons e dois prótons (idêntico a um átomo de hélio). Essa partícula possui baixo poder de penetração e a condições de temperatura e pressão penetra apenas algumas dezenas de μm na maioria dos materiais encontrados da terra (IAEA 1990).

A emissão dessa partícula alfa altera um elemento de número atômico Z para outro com número atômico $Z - 2$, e também diminui o número de massa de A para $A - 4$. Existe também uma energia adicional liberada (Q) durante o decaimento. A radiação alfa pode ser resumida conforme a seguinte relação (SERRA, O. E., 1984):



Como pode ser observado na relação acima, associado à emissão da partícula α pode haver a liberação de outro tipo de radiação, representado pela emissão de fótons (γ), que serão descritos mais detalhadamente no decorrer deste capítulo. A liberação dos fótons depende do excedente energético resultante da radiação α .

O segundo tipo de radiação é representado pela emissão de partículas beta (β), que pode ser negativamente carregado (idêntico a um elétron negativamente carregado) ou positivamente carregado, chamado de pósitron (IAEA, 1990). Durante a emissão da partícula beta um elemento de número atômico Z pode se tornar um elemento de número atômico $Z+1$ ou $Z-1$ (SERRA, O. E., 1984):



Além da liberação de neutrinos (n_0), há produção de um excedente energético (Q) e a possibilidade da liberação de fótons γ , semelhante ao processo de radiação alfa.

A partícula beta possui um poder de penetração maior do que a partícula alfa e sua penetração depende da energia cinética do elétron/pósitron.

O terceiro tipo de radiação é a emissão de raios gama (γ), que pode ser considerada uma partícula de fóton ou uma onda eletromagnética, similar à luz visível e raios-X, possuindo comprimentos de onda na ordem de 10^{-9} a 10^{-11} cm e com frequências equivalentes a $10^{19} \sim 10^{21}$ Hz (IAEA 1990).

A emissão gama corresponde, no núcleo, a uma transição de um estado energético de maior para outro de menor energia, com a emissão de um fóton de energia $h\nu$, igual à diferença entre o estado energético inicial e final.

A energia expressa pela radiação gama é em elétron volt (eV), que é a energia necessária para uma partícula ficar eletricamente carregada quando é acelerada a um potencial de 1 volt (ou 1.602×10^{-19} joules). O valor de 1eV é associado pela constante de Planck como um fóton de $\lambda = 1.239 \mu\text{m}$. Então para valores de 1 MeV, λ é igual a $0.0124 \text{ \AA}$. Para radiação gama a energia está na ordem de KeV (10^3 eV) ou MeV (10^6 eV).

De modo geral, como observado nas relações acima (2.1;2.2;2.3), as emissões de partículas alfa, beta e gama são simultâneos, já que a radiação γ depende do excedente de

energia no átomo após a emissão de partículas α e β . Como a radiação gama possui um poder de penetração muito maior que as partículas alfa e beta e não apresenta carga elétrica (ignora desvios de campos elétricos e/ou magnéticos), é utilizada como base para importantes técnicas geofísicas (IAEA 2003).

Em relação aos radioelementos naturais, deve se ter em mente quase todos os átomos, sejam eles estáveis ou não, foram formados em condições extremamente altas de temperatura e pressão (época de formação do planeta). Como as condições naturais da terra atualmente não permitem a formação de novos átomos, os isótopos que sobraram possuem tempo de decaimento equiparável ou maior com a idade de formação do planeta. Apesar de muitos elementos na natureza possuírem longo tempo de vida e ocorrerem como isótopos, apenas urânio, tório e potássio produzem raios gama em suficiente energia e intensidade para serem detectados pelos equipamentos gamaespectrométricos.

O elemento potássio, que possui valor médio de 2,5% da composição da crosta, pode ocorrer como isótopo radioativo ^{40}K , correspondendo a 0,012% do potássio estável ^{39}K (RIBEIRO; MANTOVANI; LOURO, 2014). Desde que ^{40}K ocorra como uma proporção fixa de ^{39}K no ambiente natural, esses raios gama podem ser usados para estimar o montante total de ^{39}K presente. A meia vida de ^{40}K é de 1.3×10^9 anos.

O urânio compõe em torno de 3 ppm da crosta, apresentando radioisótopos naturais ^{238}U e ^{235}U . Como a abundância do ^{238}U (99.28%) é muito maior do que o ^{235}U (0.71%), o último é desconsiderado na gamaespectrometria. A série de decaimento do ^{238}U termina no isótopo estável ^{206}Pb e sua meia-vida do ^{238}U é de 4.46×10^9 anos (SERRA, O. E., 1984).

O Tório (12 ppm da composição da crosta terrestre) possui ocorrências naturais do radioisótopo ^{232}Th , que dá origem a cadeia de decaimento que termina no isótopo estável ^{208}Pb . A meia vida de ^{232}Th é de 1.39×10^{10} anos.

Na natureza, é comum ocorrer desequilíbrio radioativo, resultado da remoção de um ou mais produtos de uma série de decaimento. No tório e potássio raramente ocorre desequilíbrio, mas há problemas na série do urânio, podendo ocorrer lixiviação de um dos membros da série de decaimento, ou a saída de um elemento do sistema devido a sua mobilidade química (IAEA 2003). Dependendo da meia-vida dos radioisótopos envolvidos, pode demorar até milhões de anos para se restaurar o seu equilíbrio radioativo.

Além do desequilíbrio radioativo, os raios gama emitidos em energias mais discretas podem ser degradados por produção de pares na formação e o cristal do detector, se a energia

gama for maior que 1.02 MeV e pelo efeito Compton resultante da interação do fóton com a matéria (SERRA, O. E., 1984).

Estimativas da concentração do urânio são usualmente denotados como "urânio equivalente" (eU), por serem baseadas na suposição de uma condição de equilíbrio. Thorio também é usualmente denotado como "thorio equivalente" (eTh), apesar de sua série de decaimento estar quase sempre em equilíbrio (IEAE 1990). O potássio, que é medido diretamente do decaimento de ^{39}K , é caracterizado como um valor equivalente.

2.2. Gamaespectrometria terrestre (in-situ)

De acordo com o guia de mapeamento de radioelementos da agência internacional de energia atômica (IEAE 2003), A estimativa da concentração de potássio em rochas e solos por gamaespectrometria ocorre pela detecção de raios gamas de 1,46MeV emitido pelo decaimento de ^{40}K para ^{40}Ar . Como ^{40}K ocorre na natureza a uma taxa fixa em relação a outros isotopos não radioativos de potássio, a sua estimativa é direta, e os resultados são reportados em %K. Já a estimativa para concentração de urânio (em ppm) é indireta e ocorre por detecção de raios gama de 1,76MeV do ^{214}Bi , que é um elemento filho produto da cadeia de desintegração do ^{238}U . Similarmente ao urânio, a estimativa para tório, em ppm, é realizada na detecção de raios gamas com 2,61MeV do ^{208}Ti , que é um elemento-filho da série de decaimento do ^{232}Th .

Os gamaespectrômetros modernos gravam de 256 a 1024 canais de informação em um intervalo energético de 0 a 3 MeV. Esses gamaespectrômetros portáteis são compostos pelo detector de raios gama, que no caso deste trabalho é um cristal de germanato de bismuto (BGO) e pelo instrumento de gravação do qual define a janela espectrométrica dos radioelementos e exibe a contagem.

Cada canal registra os raios gama de acordo com seu intervalo energético, que no caso do aparelho utilizado deste trabalho (RS-230), tem uma amplitude energética de 2.9 KeV por canal, totalizando 1024 canais e uma amplitude energética total que varia de 30 KeV a 3 MeV (TURUNEN, P., 2008). Além da medição da concentração de K, eU e eTh, os gamaespectrômetros medem também a contagem total de raios gamas, que dependem da concentração e volume da fonte, da eficiência do detector, e do limite energético do instrumento. A contagem total pode ser dada em CPS (contagem por segundo), que é relativo ao equipamento utilizado, ou em taxa de exposição, que independe do aparelho. Neste trabalho, parte dos dados foram coletados em CPS e a outra parte foi medido em taxa de exposição. Para homogeneizar os dados, os dados em CPS foram convertidos para essa taxa de exposição, que

é definida como a energia transmitida pela radiação para uma unidade de massa de matéria irradiada ($\mu\text{R/h}$). Para a conversão de valores, foi utilizado o cálculo do canal de contagem total (em $\mu\text{R/h}$), utilizando a concentração dos radioelementos medidos pelo gamaespectrômetro, de acordo com a seguinte fórmula (IAEA 1991):

$$E = 1,505.K + 0,653.eU + 0,287.eTh \quad (2.4)$$

De acordo com Lovborg, L.; Mose, E., (1987), as incertezas estatísticas, inerentes aos processos de decaimento radioativo, são levadas em consideração durante a medição do aparelho. Se a contagem em um gamaespectrometro portátil é repetida diversas vezes em sucessão, com a instrumentação se mantendo na mesma posição da superfície, o número de contagens gravado em cada janela energética irá variar dentro de certos limites. Tal fenômeno estatístico está associado com a natureza randômica dos eventos de decaimento nuclear e raios cósmicos produzidos. A incerteza estatística resultante de uma medição radiométrica é convenientemente descrito como um desvio padrão. Essa variação é calculada pelo valor do desvio quadrático médio de repetidas observações de seus valores médios. No entanto não é prático calcular esse desvio para cada ponto em campo, então a solução é calcular esse desvio teoricamente. Para isso, as taxas de contagem realizadas pelo aparelho (contagens por segundo) nas janelas energéticas do tório (2.32 MeV), urânio (1.76 MeV) e potássio (1.46 MeV) são associadas a desvios padrões teóricos que representam as diversas alterações do valor final decorrentes de uma medição gamaespectrométrica in situ (figura 2.1.).

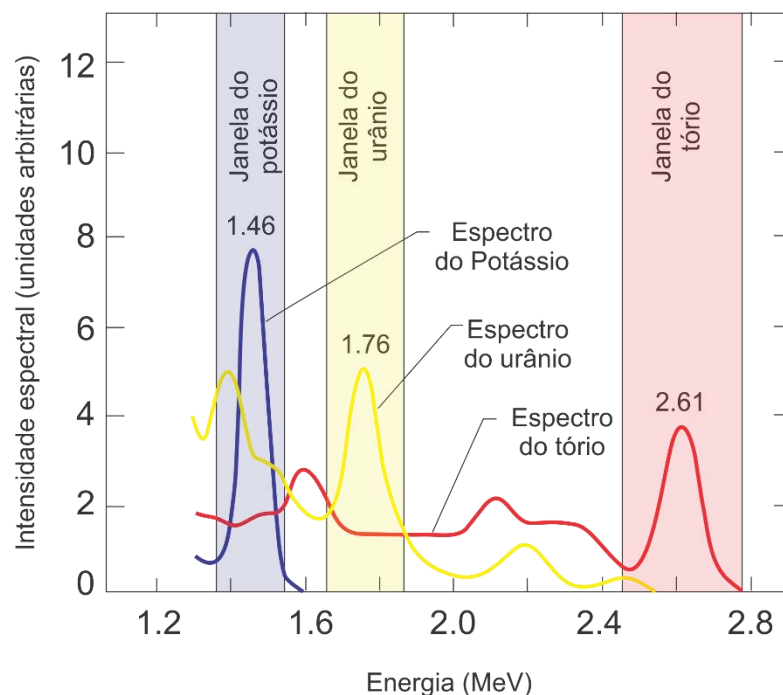


Figura 2. 1.- Espectros de radiação gama com janelas energéticas típicas para os radioelementos naturais em gamaespectrômetros portáteis (LOVBORG, L.; MOSE, E., 1987).

Esse desvio padrão é regido pelo “background” radioativo e pela influência das contagens medidas das janelas energéticas vizinhas. Um desvio padrão de potássio, por exemplo, não depende somente da contagem da própria janela energética do potássio, sendo afetado pela contagem mista de urânio e tório que interceptam essa janela. O background radioativo, que também influencia na contagem, é composto principalmente por raios cósmicos, escape de gás radônio e traços de radioatividade em materiais que compõem o equipamento fotomultiplicador. O valor de background pode ser determinado por medições de um grande corpo d’água por um período de tempo, podendo ser 10 minutos ou mais (LOVBORG, L.; MOSE, E., 1987). As fontes de erros podem ser resumidas na tabela 2.1. de acordo com sua frequência de erro no método.

FONTE DE ERROS	%
- Situação radioativa não é adequadamente bem descrita pelo modelo matemático utilizado (falta de um modelo apropriado) - Obstáculos como construções, paredes - Superfícies irregulares (gramado ou rodovias) - Rugosidade na superfície da rocha ou solo (se não considerado no modelo)	10 a 50%
- Falhas no arranjo experimental em campo	10 a 20%
- Erros de calibração em medições in-situ	15 a 20%
- Erros humanos (erro de digitação)	>10%
- Erros estatísticos	5 a 10%
- Constantes nucleares utilizados	1 a 5%

Tabela 2.1. - Principais fontes de erros na medição gamaespectrométrica.

Fonte: (IAEA 2007).

O limite de detecção de um radioelemento em um gamaespectrômetro portátil é a menor concentração que o valor de medição líquida (subtração da contagem total pela interferência de janelas energéticas e background) difere de zero. A determinação do limite correspondente é definida como a concentração que pode ser medida em uma precisão de no mínimo 10% se comparados com valores geoquímicos. O cálculo desses parâmetros é interessante quando as concentrações de radioelementos são pequenas, e quando o há uma alta interferência radiométrica.

De acordo com Lovborg, L.; Mose, E., (1987), as contagens realizadas por gamaespectrômetros portáteis duram entre 1 e 10 minutos, sendo que no caso do urânio os tempos de contagem de 1,2,4 e 10 minutos resultam em concentrações de urânio equivalente (eU) de 10 a 13, 5 a 7, ~3 e ~1.5 ppm eU, respectivamente (tabela 2.2.). Para cada tempo de contagem é esperado uma precisão em torno de 10%. Apesar desse trabalho tabelar os principais

tempos de contagem, ele serve apenas como um guia básico para o tempo de contagem, já que os materiais e condições de estudo podem variar muito. No caso das medições realizadas no artigo de Nardy et al. (2014) o tempo de contagem de 1 minuto foi o suficiente para uma coleta de dados relativamente confiável (aprox. 10% de precisão).

Tempos de contagem que produzem limites de detecção aceitáveis e limites de determinação na medição das concentrações de urânio				
Tempo de contagem (minutos)	Concentração da interferência de tório (ppm eU)	Valor típico do ensaio de urânio (ppm eU)	Limite de detecção do urânio (ppm eU)	Limite da determinação de urânio (ppm eU)
1	40	10-13	3.0	11
2	20	5-7	1.5	6
4	10	~3	0.8	3
10	5	~1.5	0.4	1.5

Tabela 2.2. - Parâmetros limite para os principais tempos de contagem em gamaespectrometria terrestre.

Fonte: (LOVBORG, L.; MOSE, E., 1987).

2.3. Mobilidade, rochas e minerais dos radioelementos naturais

2.3.1. Potássio

O elemento potássio é encontrado principalmente em minerais como feldspatos álcali-potássicos e micas, além de minerais de menor abundância que ocorrem de modo secundário.

Durante os processos de alteração, alguns silicatos como feldspatos sofrem dissolução completa, liberando potássio na forma iônica que é transportado na forma de solução geralmente para rios e posteriormente oceanos.

Esse potássio em solução pode ser adsorvido na superfície de argilas, ou absorvidos por plantas, reaparecendo em complexo orgânicos insolúveis (SERRA, O. E., 1984).

2.3.2. Urânio

O elemento urânio se concentra principalmente em minerais de rochas ígneas ácidas, cristalizando nas fases finais do magma devido a sua baixa compatibilidade química. A dissolução dos minerais portadores de urânio de modo geral aumenta quando há predominância de água rica em ácidos orgânicos. Esse elemento apresenta valores de solubilidade significativos e o principal mecanismo de transporte é a solução, podendo ocorrer de modo secundário processos de suspensão (SERRA, O. E., 1984)

Quando em solução, o urânio percorre curtas distâncias, sendo carregado por rios superficiais ou subterrâneos como carbonatos complexos e sulfatos. Já em processos de suspensão o transporte ocorre por grandes distâncias, pois o urânio entra por substituição em íons metálicos de minerais resistentes como zircônio, monazita, xenotimo, titanita, etc. O urânio em solução permanece na forma de íons tetravalentes (U^{4+}) e hexavalentes (U^{6+}), sendo que os íons tetravalentes possuem tendência a oxidar, assumindo formando UO_4 e U_2O_7 (hexavalentes). Como consequência dessa oxidação, U^{4+} é achado apenas em ambientes redutores como águas quentes sulfurosas (SERRA, O. E., 1984)

2.3.3. Tório

O elemento tório é encontrado principalmente em rochas ígneas ácidas e intermediárias, apresentando baixa compatibilidade química e cristalizando nas fases finais do magma (de modo semelhante ao urânio). A alteração e lixiviamento das rochas podem remover cerca de

90% do tório presente nos minerais que o possuem. Apesar disso, o tório é extremamente insolúvel, resultando em boa estabilidade para os minerais com tório. Consequentemente, o principal mecanismo de transporte do tório é a suspensão, sendo um constituinte comum da fração detrítica dos sedimentos. Quando ocorre a solubilidade do tório (muito raro), há adsorção do elemento por minerais argilosos ou formação de produtos secundários resultantes da hidrólise com os minerais que possuem tório (SERRA, O. E., 1984).

2.4. Radioelementos em rochas ígneas

Em relação à gamaespectrometria em rochas ígneas, trabalhos como de Dickson e Scott (1997) mostram que a concentração de radioelementos aumenta de acordo com o incremento do teor de sílica nas rochas (figura 2.2.). Ou seja, nas rochas félsicas haverá maior concentração de radioelementos do que em rochas básicas e ultrabásicas. Apesar da diferença do teor de potássio ser da magnitude de quatro ordens em relação ao tório e urânio, esses elementos mostram um aumento de concentração com o incremento de sílica nas rochas.). Segundo esses autores, o tório geralmente apresenta um crescimento maior do número de contagens em função do teor de sílica comparativamente ao urânio, o que torna possível a utilização de razões como Th/U (SERRA, O.E., 1984) para investigar o grau de diferenciação dentro de uma suíte ígnea.

Espera-se que durante o desenvolvimento do trabalho seja possível encontrar esse padrão típico de rochas ígneas, evidenciando de forma mais detalhada a relação entre o enriquecimento de sílica dos litótipos do vulcanismo da PMP e o aumento dos teores de potássio, urânio e tório em suas respectivas taxas.

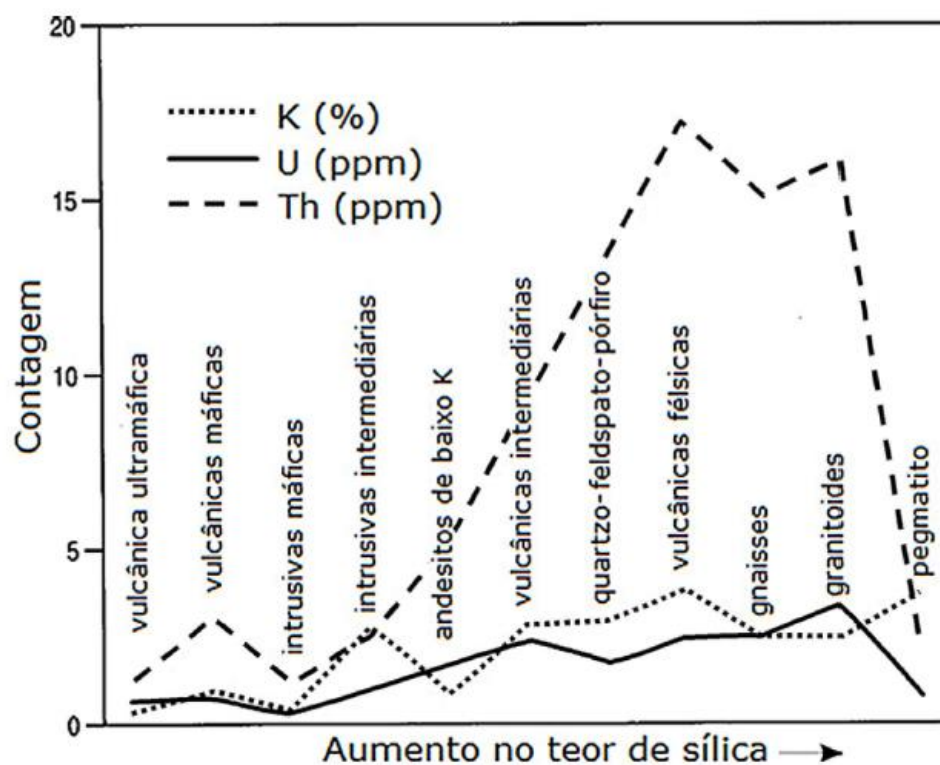


Figura 2. 2.- Variação dos teores de radioelementos (K, U e Th) de rochas ígneas em relação ao aumento de teor de sílica.

Fonte: Dickson e Scott (1997).

3. METODOLOGIA

3.1 Dados de campo

Os dados de campo foram compilados do artigo Nardy et al. (2014), no qual foram realizadas duas campanhas de campo, uma ao final de 2013 e outra no início de 2014, com cerca de 10 dias cada, para a coleta de amostras e medidas de gamaespectrometria. Além disso foram levadas em consideração as descrições realizadas pelo orientador em trabalhos anteriores, para definir melhor características petrográficas e geoquímicas dos litótipos estudados.

Para a coleta de dados foi utilizado um gamaespectrometro portátil RS-230 Super Spec (Radiator Solutions, Inc., Canada) com detector cintilométrico de 103 cm³ de germanato de bisumito, do qual a sensibilidade chega a aproximadamente 80% dos cristais usados de 350 cm³ de Ni(Ti). A intensidade da radiação gama emitido pela rocha é recebido pelo detector cintilométrico e decresce rapidamente com o aumento da distância do detector devido a absorção dos fótons pelo material rochoso. Aproximadamente 90% dos fótons que entram nos detectores cintilométricos provém da circunferência rochosa localizada em frente ao detector. No caso do RS-230, o corpo rochoso deve possuir um diâmetro variando de 50 a 90cm e profundidade variando de 15 a 35 cm, respectivamente. (SIMICEK, D.; BÁBEK, O.; LEICHMANN, J., 2012). A medida de cada ponto foi realizada em uma superfície plana, de modo que o aparelho se encontre perpendicular à superfície e em contato com a rocha (figura 3.1.). O tempo de contagem para cada ponto foi de 60s, suficiente para coleta de valores suficientemente confiáveis (cerca de 10% de precisão).



Figura 3. 1.- (a) Gamaespectrômetro portátil modelo RS-230 e; (b) seu modo de utilização no campo. Observar que a leitura foi feita com o equipamento em contato com uma superfície plana do estudado.

O erro combinado devido a condições ambientais, instrumentação e repetição na medição foi estimado para ser menor do que aproximadamente 7,5% para potássio, urânio e tório (SIMICEK, D.; BÁBEK, O.; LEICHMANN, J., 2012). O equipamento foi devidamente calibrado para os canais K_2O (em %), U (ppm), Th(ppm) e contagem total (em $\mu R/h$). O gamaespectrometro foi calibrado no local de fabricação, possuindo certificado de referência internacional de materiais (CRM) do serviço geológico canadense e da agência internacional de energia atômica (IAAE). O aparelho detecta apenas valores superiores a 0,1% no potássio e 0.4 ppm no urânio e tório (ARETZ, M, 2010).

De cada afloramento foram realizadas cerca de três leituras em pontos distintos, dependendo da extensão de cada uma dessas exposições. Em afloramentos mais extensos (pedreiras, por exemplo), o número de medidas foi maior. Da maioria dos afloramentos mensurados foram também coletadas amostras para análises químicas de elementos maiores e traços. No total foram coletadas 149 amostras e realizadas 316 medidas de cintilação gama. Vale ressaltar que as amostras foram coletadas em pontos distintos das medidas gamaespectrométricas realizadas, resultando em uma menor correlação desses dados devido a variação espacial da coleta entre os dados. Outro aspecto a ser considerado é o nível de alteração das rochas avaliadas, que poderiam estar mais alteradas em alguns pontos, resultando também numa maior variação dos valores medidos.

3.2. Cintilometria laboratorial

Para a análise dos radioelementos em laboratório, foi quantificado a atividade do ^{238}U , ^{232}Th e ^{40}K em 89 amostras. Para isso, foi utilizado um detector de cintilação de NaI(Tl). Esse cristal de NaI(Tl) foi calibrado para a leitura em atividade com padrões adquiridos do NBL (New Brunswick Laboratory - United State Departament of Energy) e com KCl (PA), de acordo com o procedimento descrito por Duarte (1997). Junto com o detector, o equipamento possui um pré-amplificador, um analisador multicanal (1024-4096 canais), um suporte estabilizador de alta voltagem, uma unidade de exibição de dados e uma unidade de gravação de dados.

As amostras foram moídas, com granulometria inferior a 200 mesh, e acondicionadas em placas de petri (62 mm de diâmetro e 23 mm de altura) e seladas durante quatro semanas para atingir equilíbrio radioativo entre o ^{226}Ra e seus descendentes de curta meia-vida. As amostras e o detector são colocados próximos a uma distância de 6 a 10 cm de um protetor de chumbo para reduzir a radiação de background. Uma placa de bronze de 5 mm é instalada dentro do protetor de chumbo para minimizar o efeito da indução de raios-X no protetor de chumbo.

A atividade do ^{232}Th foi determinado em sua janela energética típica de emissão de raios gama liberado pelo seu elemento-filho ^{214}Bi (2.62MeV); o ^{40}K foi mensurado diretamente do seu decaimento (1.46MeV); e o urânio foi medido pela detecção de raios gama com energia 1,76MeV, liberado pelo elemento ^{214}Bi , que é um elemento filho produto da cadeia de desintegração do ^{238}U .

Para a estimativa da dose de radiação gama dos radionuclídeos, foi utilizado o R_{eq} , que é definido como (BERETKA; MATHEW, 1985):

$$R_{\text{eq}} = A_{\text{Ra}} + 1,43A_{\text{Th}} + 0,077A_{\text{K}}$$

Onde: A_{Ra} , A_{Th} e A_{K} são as atividades de ^{226}Ra , ^{232}Th e ^{40}K em Bq/Kg, respectivamente.

Após o cálculo da estimativa da radiação gama, o resultado foi convertido para “taxa de exposição” E (Exposure Rate), utilizando a fórmula da agência internacional de energia atômica (IAEA 1991) citada anteriormente.

3.3. Análises químicas

Para os dados geoquímicos foram realizadas análises químicas das amostras coletadas no trabalho de Nardy et al. (2014), por meio de fluorescência de raios X dos elementos maiores, (SiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$, MgO , CaO , Na_2O , K_2O), menores (TiO_2 , MnO , P_2O_5), traços (Cr, Cu, Ni, Zn, Ba, Rb, Sr, La, Ce, Zr, Y, Nb), além da perda ao fogo ou LOI (loss of ignition), empregando-se pastilhas de pó fundido em meio borato, para elementos maiores e menores e prensadas, para elementos traços. As análises foram realizadas no Laboratório de Geoquímica do Departamento de Petrologia e Metalogenia da UNESP, campus Rio Claro (SP).

3.4. Análises petrográficas

As lâminas petrográficas e suas respectivas análises utilizadas neste trabalho também foram baseadas no artigo de Nardy et al. (2014), que foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Departamento de Petrologia e Metalogenia da UNESP, campus Rio Claro (SP). Por meio de microscopia óptica convencional dados referentes mineralogia dos litótipos foram coletados. Algumas lâminas foram fotografadas a fim de caracterizar visualmente a variação das rochas; esta parte do trabalho foi realizada no Laboratório de Microscopia do Departamento de Petrologia e Metalogenia da UNESP, campus Rio Claro (SP), por meio do “Microscópio de Aquisição de Imagens Leica”.

As análises foram utilizadas de forma a auxiliar neste trabalho, para caracterizar a mineralogia dos principais tipos de rochas da Formação Serra Geral. Com essas informações houve um maior entendimento das relações geoquímicas e gamaespectrométricas.

3.5.Aquisição do banco de dados geoquímicos

Para uma análise mais completa dos dados cintilométricos, foi compilado um conjunto de dados geoquímicos do trabalho de Melfi, Piccirillo e Nardy (1988), referentes às principais litologias da PMP. O resultado de cerca de 160 amostras de rochas frescas com valores de elementos maiores e traços foram adquiridos em tabelas de formato Excel. Essas amostras foram coletadas em pontos distintos do trabalho de Nardy et al. 2014, servindo como uma base de valores mais confiáveis para balizar os dados gamaespectrométricos.

3.6.Processamento dos dados

Para o processamento de dados, transferiu-se as medidas gamaespectrométricas adquiridas em campo (armazenados no aparelho RS-230) para o computador no programa RSAnalyst, que é fornecido pelo fabricante do aparelho (Radiation Solutions Inc.). Esses dados foram posteriormente convertidos para o formato excel, para facilitar na organização e tratamento das medidas. Houve inicialmente uma filtragem de dados, eliminando valores muito distantes das médias gerais das medições. Esses “ruídos” foram desconsiderados por representarem interferências, como alterações no equipamento, influência da radiação do ambiente ou nível de alteração das rochas.

Após o refinamento, dados referentes a 149 amostras serviram como base para a construção dos diagramas deste trabalho.

Depois disso associou-se dados gamaespectrométricos com as análises químicas, permitindo assim delimitar os principais intervalos de teor de sílica, em função da concentração de urânio, tório, potássio e taxa de exposição. Essas análises químicas também foram tratadas para evitar possíveis erros de concentração de determinado elemento.

No programa Origin Pro 8.6, foram construídos diagramas de radioelementos vs. sílica e boxplots, a fim de unir os dados geoquímicos e gamaespectrométricos de modo comparativo e esquemático, para facilitar a visualização de possíveis relações e diferenças entre os tipos e subtipos da Formação Serra Geral.

Um mapa de localização das amostras foi confeccionado de acordo com os valores das latitudes e longitudes dos pontos gravados no gamaespectrômetro portátil. Esses dados foram

plotados no programa Arcgis, permitindo saber a localização exata dos pontos onde as amostras foram coletadas.

4. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA

4.1. Basaltos e andesitos

Em relação aos basaltos e andesitos, os derrames de natureza básica foram identificados em campo pela sua natureza hipocristalina em afloramentos predominantemente maciços onde dominavam juntas verticais.

De acordo com Nardy et al. (2014), as rochas de caráter intermediário são as mais problemáticas de se reconhecer, e dependendo da concentração de sílica, podem assemelhar-se a basaltos ou às rochas de composição ácida do tipo Palmas. Para facilitar a identificação desses andesitos, esses autores utilizaram os perfis estudados durante o trabalho de campo e geoquímicas preliminares, para balizar o reconhecimento dessas rochas em campo. Essas rochas possuem natureza afírica e coloração cinza clara, mas não exibem características típicas de rochas ATP como bandamento ígneo, disjunção em lajes e textura sal-e-pimenta.

4.2. Rochas Ácidas do tipo Chapecó

De acordo com Nardy et al. (2014), as rochas ácidas do tipo Chapecó foram reconhecidas pelo seu caráter porfirítico (figura 4.1.) e pelo bandamento ígneo (figura 4.2. e 4.3.). Além disso, as rochas do tipo ATC são comumente hemihialinas a hipohialinas, apresentando também, localmente, textura granofírica.

Devido a sua composição, esse tipo de rocha ocorre em platôs cobertos por uma camada de solo espessa e vegetação abundante, o que não ocorre nas rochas ácidas do tipo ATP. Estão sobre os arenitos eólicos da Formação Botucatu (região de Piraju-Ourinhos - SP) e rochas ácidas do tipo Palmas (regiões de Campina da Alegria – PR). Além disso, é bem comum sua presença sobre basaltos (NARDY et al., 2014).



Figura 4. 1.- Rocha do tipo Chapecó mostrando natureza porfirítica, com macrofenocristais euedrais de plagioclásio.

Fonte: Nardy et al. (2014).

É comum a presença de bandamento ígneo, com bandas claras, com maior grau de cristalinidade, alternadas a bandas escuras, mais vítreas. Normalmente esse bandamento não é homogêneo e não apresenta continuidade (NARDY et al., 2014). Observa-se também disjunção em lajes pouco desenvolvidas como as dos afloramentos das rochas do tipo ATP (figura 4.4).

O bandamento de fluxo é comum tanto nas rochas ATC como nas ATP. Em algumas unidades de ATP ele se mostra quase contínuo, horizontal a subhorizontal, podendo ter terminações em cunha, mas também pode estar dobrado. É marcado pela intercalação de bandas claras, formadas por material cristalino ou devitrificado (quartzo e feldspato), e escuras, material vítreo. Nas rochas ATC, em alguns locais, as bandas escuras apresentam formas de lentes, caracterizando possivelmente, fiammes. (NARDY et al., 2014).



Figura 4. 2.- Bandamento em rocha do tipo ATC, representado por lentes escuras vítreas (fiammes?) em meio a material mais claro microcristalino/devitrificado.

Fonte: Nardy et al. (2014).



Figura 4.3.- Rocha do tipo ATC apresentando estrutura bandada, com alternância de bandas claras e bandas escuras.



Figura 4. 4. Afloramento típico de rocha do tipo ATC, mostrando disjunção em lajes, comuns na base do derrame.

Fonte: Nardy et al. (2014)

4.3. Rochas Ácidas do tipo Palmas

De acordo com (NARDY et al. 2014), as rochas ácidas do tipo Palmas são caracterizadas pela disjunção em lajes, textura sal-e-pimenta, caráter afírico e natureza hipocristalina. A principal estrutura nos afloramentos destas rochas é a disjunção em lajes horizontal, com alguns casos de atitudes variáveis, devido a estruturas geradas por fluxo de material em superfície mais ou menos plana e /ou lisa. Essas camadas podem atingir até 60cm de espessura, com presença local de dobras isoclinais, indicando esforços resultantes do fluxo da lava na superfície do terreno.

Além da disjunção em lajes, há presença de juntas verticais, desenvolvidas provavelmente pela contração do corpo em resfriamento (figura 4.5.), características das zonas centrais de depósitos espessos (Bonnichsen & Kauffman, 1987). Em alguns níveis elas se intersectam com as horizontais, dispondo a rocha em blocos de diversos tamanhos, dependendo do seu espaçamento (NARDY et al., 2014).

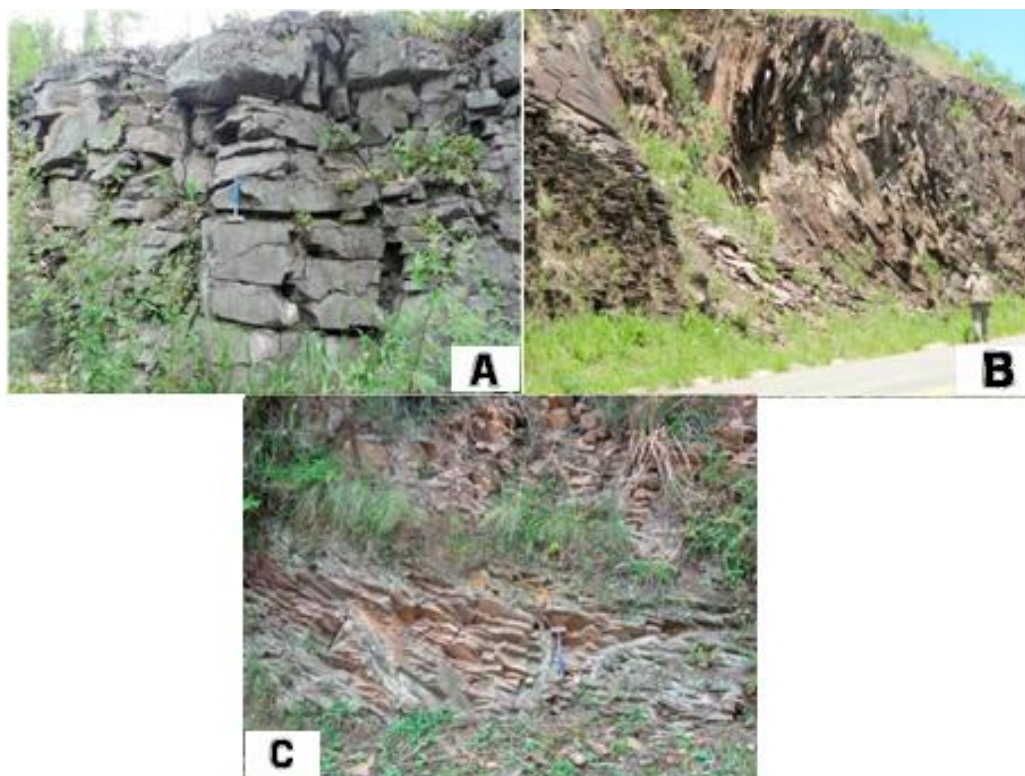


Figura 4. 5.- Estilos de juntas desenvolvidas em rochas ATP: (A) juntas horizontais e verticais espaçadas; (B) juntas inclinadas; (C) juntas horizontais.

Fonte: Fonte: Nardy et al. (2014)

Outra estrutura frequente é o bandamento, com camadas claras alternando-se às escuras. As bandas claras apresentam um grau de cristalinidade superior ao das escuras, que é mais vítrea (Foto 4.6.).

Além disso, as rochas ATP assentam-se em basaltos da Formação Serra Geral, em contato concordante e abrupto, que apresentam forte estrutura amigdaloidal, ou com disjunção em lajes levemente ondulada e geralmente muito alterada (NARDY et al. ,2014).

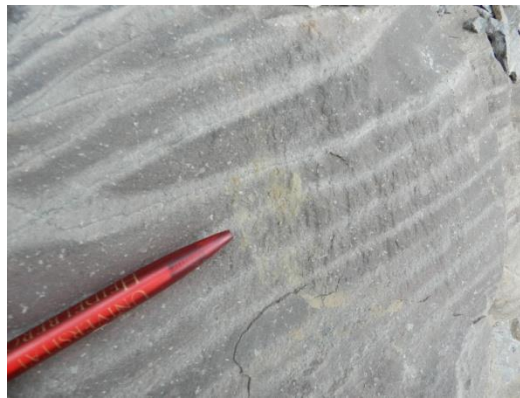


Figura 4. 6.- Bandamento ígneo em rochas ATP em afloramento próximo a Garibaldi (RS).

Fonte: Nardy et al. (2014).

Há presença também de brechas autoclásticas que ocorrem nas rochas ATP, apresentando coloração vermelha, estando intercaladas em rochas afaníticas de coloração cinza. Estas brechas estão alteradas a muito alteradas, apresentando coloração vermelha, verde ou amarelada (Figura 4.7). A estrutura pode ser de clasto suportadas ou apresentar matriz de material muito fino, vítreo a criptocristalino. Alguns fenocristais de plagioclásio se apresentam quebrados, com feições de reação com o líquido (textura em peneira/sieve) e formando glomerocristais. (NARDY et al., 2014).

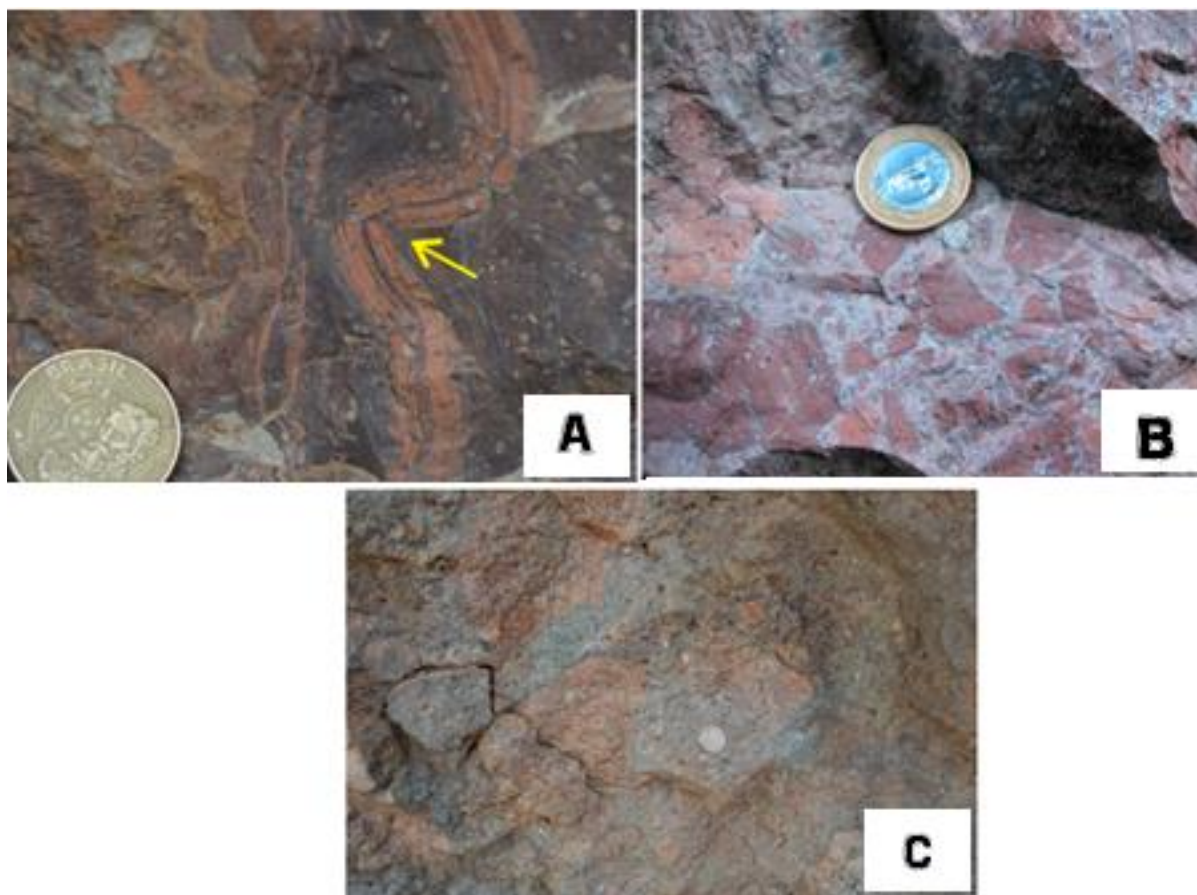


Figura 4. 7.- (a) banda de fluxo rompida (seta); (b e c) blocos com presença de brechas.

Fonte: Nardy et al. (2014).

5. PETROGRAFIA

5.1. Basaltos e andesitos

Nas lâminas confeccionadas a partir das amostras do trabalho de Nardy et al. (2014), pode-se observar que os basaltos e andesito são constituídos essencialmente por 30 a 50% de plagioclásio (andesina-labradorita), 20 a 35% de piroxênio (augita e pigeonita), e de 5 a 15% de minerais opacos (magnetita e ilmenita).

São mesocráticas, podendo ser melanocrática, com coloração cinza á negra e granulação densa á media. Seu grau de visibilidade varia entre hipovítrea à hipocristalina. É possível observar uma relação entre a quantidade de matriz vítrea presente nos basaltos e sua cor, no qual a coloração fica mais escura com o aumento de teor dessa matriz vítrea.

A textura principal é a intergranular, com cristais euédricos e ripiformes de plagioclásio, que constituem uma malha com interstícios de cristais de clinopiroxênio e magnetita. É também comum a ocorrência de basaltos com textura hialofítica, com massa contínua de material vítreo, englobando cristais muito finos de plagioclásio ripiforme, além de cristais granulares ou aciculares de piroxênio e magnetita (NARDY et al., 2014).

Os minerais primários acessórios são compostos por olivina, apatita e o quartzo, chegando a representar até 3% dos minerais presentes na rocha. Ocorrem também, minerais secundários, que preenchem amígdalas e fraturas, como é o caso do quartzo, da calcita e da zeólita (NARDY et al., 2014).

5.2. Rochas ácidas do tipo Palmas

De acordo com os trabalhos de campo de Nardy et al. (2014) e descrições gerais de trabalhos anteriores do orientador, essas rochas possuem coloração cinza clara, podendo variar para vermelho-acastanhada, estrutura afírica, textura hipo a holohialina com marcante aspecto sal-e-pimenta (Foto 5.1.). Sua mineralogia essencial é de microfenocristais (granulação inferior a 0,2 mm) de plagioclásio (labradorita), que chega a constituir até 16% do volume total da rocha, 11% de augita, 3% de pigeonita, 5% de magnetita e menos de 1% de apatita. A matriz é basicamente material semivítreo, compondo 63% do volume da rocha, possuindo coloração castanha escura devido ao intenso intercrescimento de microlitos de quartzo e feldspato alcalino na forma de textura granofírica. Quando holohialinas (pichestones), essas rochas mostram coloração negra e fratura conchoidal proeminente.

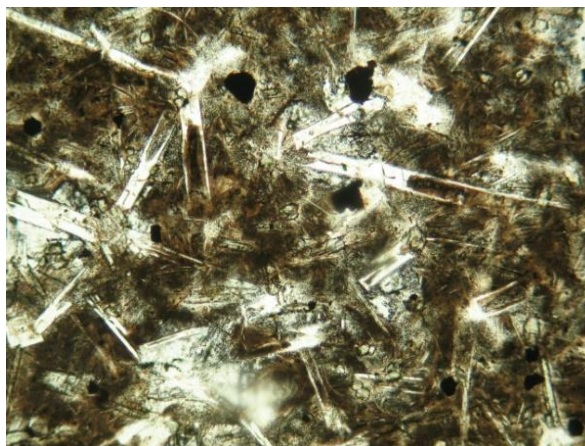


Figura 5. 1.- Fotomicrografia de rocha ácida do tipo Palmas mostrando aspecto afírico e textura sal-e-pimenta.

Fonte: Nardy et al. (2014)

As estruturas das rochas ATP são resultantes do resfriamento rápido das rochas que também possuem zoneamento em alguns fenocristais, em especial aqueles de plagioclásio, onde também se observam estruturas do tipo embaimento e peneira resultado do desequilíbrio entre os cristais e a matriz líquida. A matriz vítrea apresenta clastos vítreos (figura 5.2.a) e material devitrificado (figura 5.2.b) (NARDY et al., 2014).

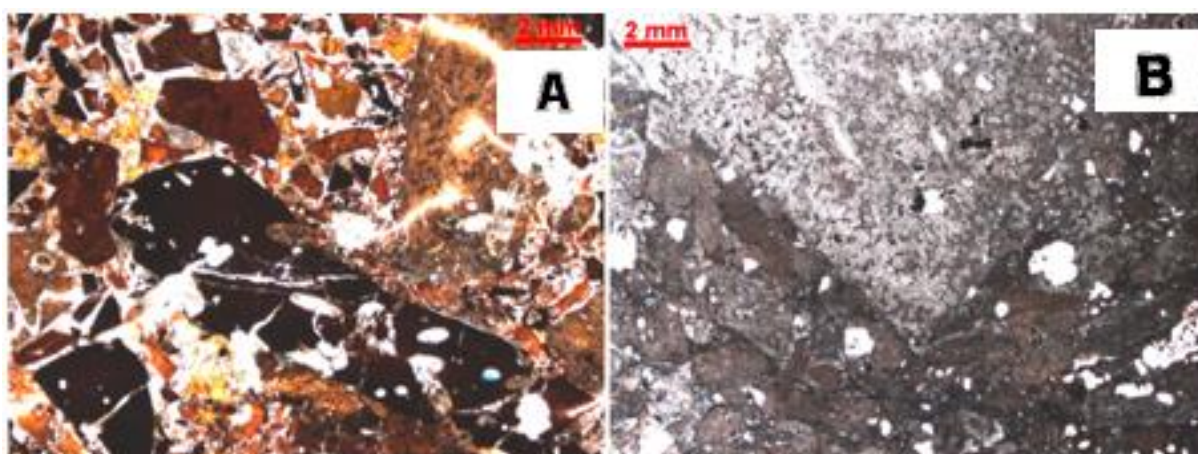


Figura 5. 2. - Fotomicrografias de rochas ATP mostrando: (A) Clastos vítreos e; (B) Material apresentando devitrificação.

Fonte: Nardy et al. (2014)

Por ser de natureza amorfa, encontram-se geralmente totalmente intemperizadas, com coloração acastanhada, lembrando depósitos de natureza sedimentar, salpicados de vesículas e amígdalas com até 10 mm de comprimento, normalmente preenchidas por quartzo (NARDY et al., 2014).

5.3.Rochas ácidas do tipo Chapecó

Essas rochas possuem principalmente textura porfírica, onde cerca de 24% de fenocristais de plagioclásio com até 2 cm de comprimento são imersos em matriz afanítica de coloração cinza clara (figura 5.3.) quando fresca e acastanhada quando alterada (NARDY et al., 2014). Esses fenocristais possuem forma de microfenocristais, eudrais a subedrais, muitos deles mostrando composição zonada, com bordas levemente corroídas pela matriz, que muitas vezes invadem esses cristais, resultando em estruturas de embaçamento (NARDY et al., 2014). A mineralogia é basicamente fenocristais euhedrais de andesina imersos em matriz constituída fundamentalmente por 4,5 % de augita, 2,2% de pigeonita, 3,7% de magnetita e 1,7% de apatita envoltos por uma trama de quartzo e feldspato alcalino em arranjo felsítico, localmente granofírico, imprimindo à rocha textura vitrofírica (NARDY; MACHADO; OLIVEIRA, 2008). Um detalhe interessante é que dentro dos subtipos do tipo Chapecó, há uma leve diferença entre o subtipo Ourinhos e Guarapuava, sendo o primeiro mais fracamente porfírico que o segundo, com cerca de 6% de fenocristais de plagioclásio (NARDY et al., 2014). Na matriz do tipo Palmas os cristais de plagioclásio evidenciam características de resfriamento rápido, apresentando cristais esqueléticos com terminação em “cauda-de-andorinha” e /ou com o interior oco.



Figura 5. 3.- Fotomicrografia com nicóis cruzados de rocha do tipo Chapecó, com textura vitrofírica, fenocristais de plagioclásio (localização da amostra: Pinhão - PR).

Fonte: Nardy et al. (2014)

6. RESULTADOS

6.1. Dados geoquímicos (Melfi, Piccirillo e Nardy, 1988)

Foram classificados os principais litótipos do conjunto dos 160 dados geoquímicos em diagramas Total-Alcali vs. Sílica (figura 6.1a) e R1/R2 (figura 6.1b). Esses gráficos ilustram que as amostras de natureza básica e intermediária se concentram predominantemente no campo dos basaltos, andesitos basálticos e andesitos. Já as amostras de natureza ácida se concentram no campo dos riólitos, dacitos, riodacitos e traqui-dacitos.

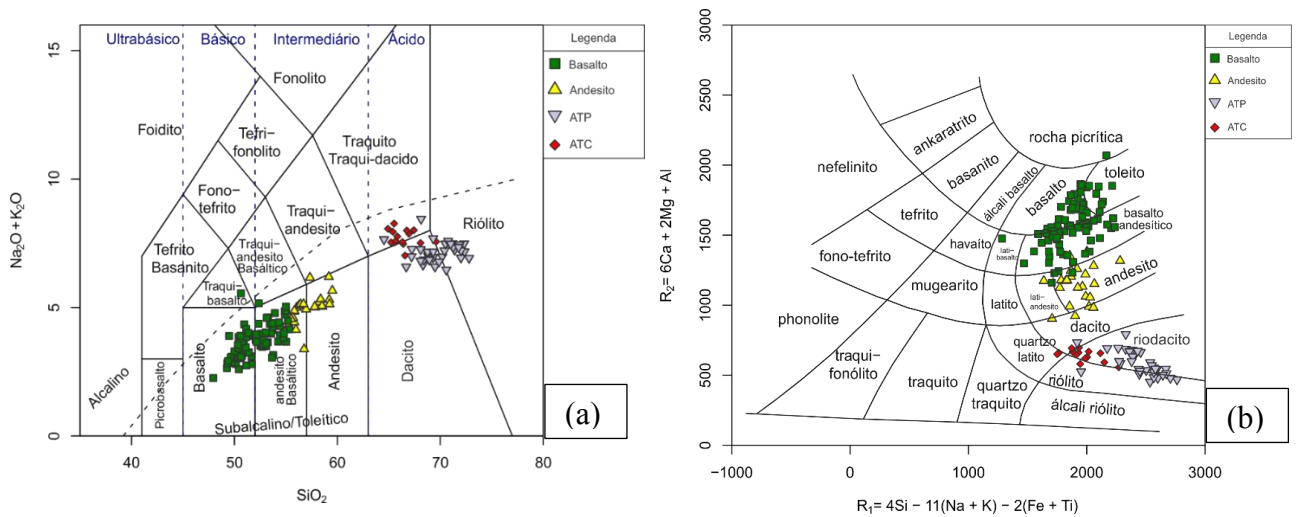


Figura 6. 1.- (a) diagrama TAS e; (b) Diagrama R1/R2 dos dados geoquímicos de MELFI, PICCIRILLO E NARDY (1988).

6.1.1. Radioelementos e taxa de exposição vs. Sílica

A figura 6.2 mostra o comportamento dos radioelementos e da taxa de exposição de acordo com o teor de sílica. Com a estatística dos dados geoquímicos, adquiriu-se o valor médio das medidas de cada conjunto de rochas com seus respectivos desvios padrões. De modo geral houve aumento dos teores de radioelementos e consequentemente da taxa de exposição com o aumento de teor de sílica, devido ao enriquecimento dos membros mais ácidos por elementos mais incompatíveis durante a cristalização do magma. No caso do potássio, esse processo de enriquecimento é ilustrado inicialmente pelo valor médio do basalto, com $0.46 \pm 0.18\%$. Esse valor enriquece para valores médios de $1.73 \pm 0.23\%$ de K, que são referentes às rochas do membro Palmas. Paralelo ao potássio, os elementos urânio e tório apresentam esse enriquecimento nos valores médios, que no caso do urânio vai de 0.73 ± 0.48 ppm (basaltos) até 4.7 ± 0.86 ppm (rochas do membro Palmas). Para o tório os valores variam de 3.2 ± 1.41 ppm (basaltos) até 14.7 ± 1.86 ppm (rochas ATP). No caso da taxa de exposição, os valores variam de 2 ± 0.89 $\mu\text{R/h}$ (basaltos) até 9.8 ± 1.23 $\mu\text{R/h}$ (rochas ATP).

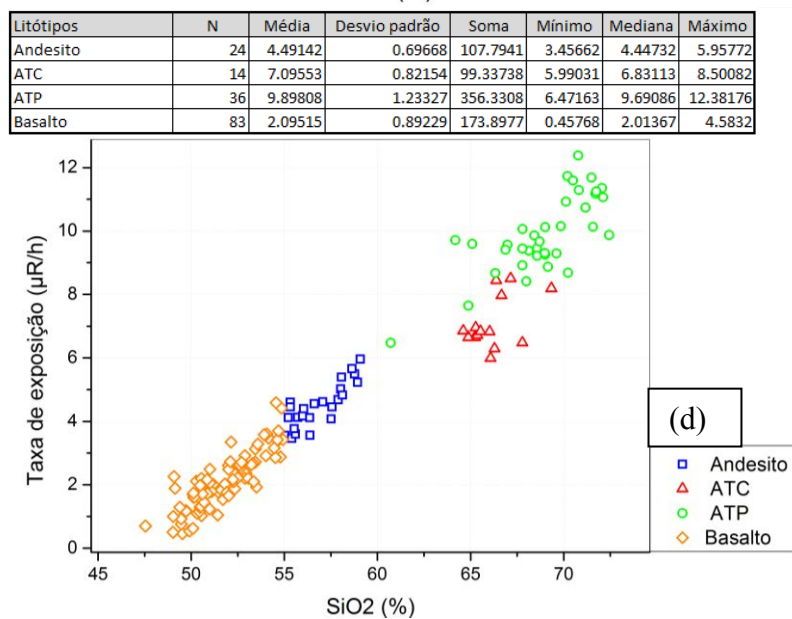
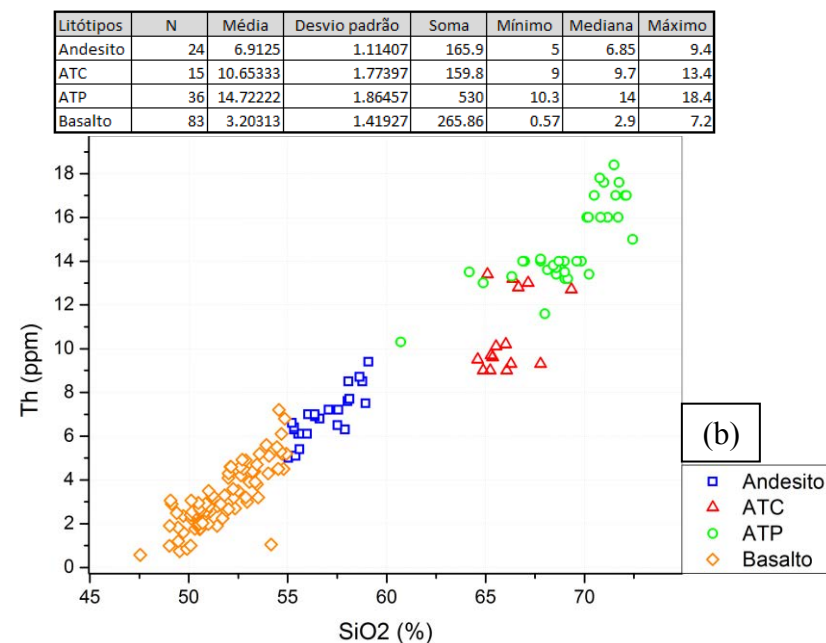
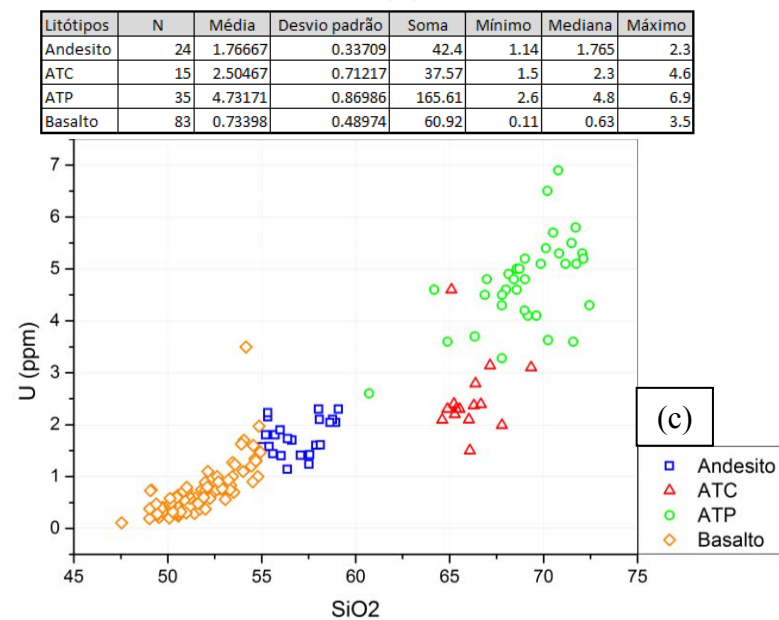
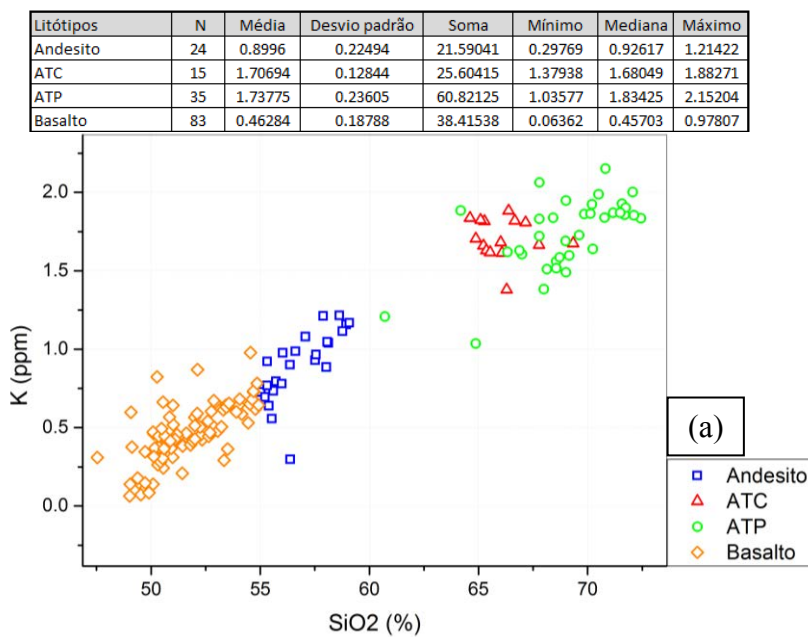


Figura 6. 2.- Diagramas e estatísticas relativas aos dados de Melfi, Piccirillo e Nardy (1988) - (a) SiO₂ vs. K ;(b) SiO₂ vs. eTh.; (c) SiO₂ vs. eU; (d) SiO₂ vs. Taxa de exposição.

6.2.Dados de campo (Nardy et al. 2014)

De modo semelhante a análise dos dados geoquímicos de Melfi, Piccirillo e Nardy (1988), as amostras de campo também foram plotadas nos diagramas TAS e R1/R2, permitindo assim ter uma comparação entre da natureza desses dois conjuntos de dados. Nas figuras 6.3 (a) e (b), esses diagramas mostram o mesmo padrão encontrado nos diagramas TAS e R1/R2 dos dados geoquímico de Melfi, Piccirillo e Nardy (1988), no qual os pontos se concentram principalmente nos campos de basaltos toleíticos, basaltos andesíticos, andesitos, riolitos, dacitos, riodacitos e traque-dacitos.

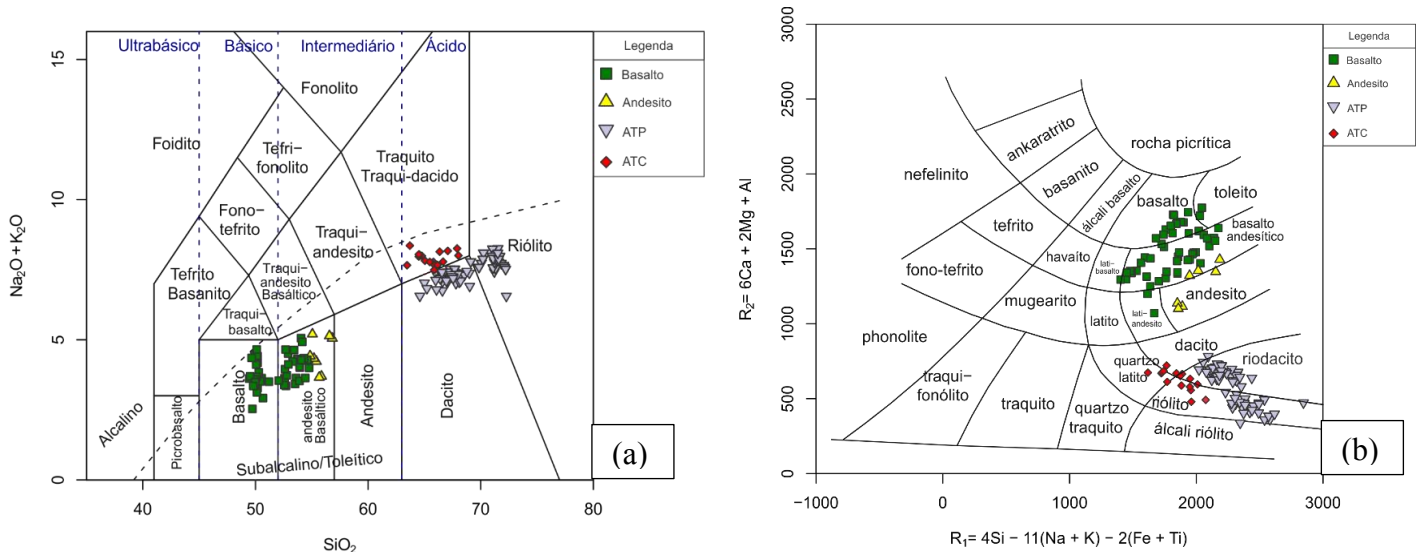


Figura 6. 3.- (a) diagrama TAS e; (b) Diagrama R1/R2 das amostras coletadas de NARDY et al. (2014).

6.2.1. Comparação entre taxa de exposição calculada e taxa de exposição do RS-230

Como dito anteriormente no capítulo de metodologia, para os dados gamaespectrométricos de campo, a taxa de exposição foi considerada como unidade de medida ao invés da contagem por segundo (que depende do aparelho). Porém, como parte dos dados foram calculados de acordo com a fórmula do trabalho da IAEA (1991), houve uma comparação entre a taxa de exposição medido pelo aparelho RS-230 e a taxa de exposição calculada para esses mesmos dados. O resultado pode ser visto na figura 6.4., mostrando que praticamente todos os pontos são correlatos, com um valor de regressão linear de 0.96, que é quase perfeito. Os pontos anômalos no diagrama podem indicar erros na medição da taxa de exposição, já que fatores como rugosidade do material, background ou descalibração momentânea do aparelho dão resultados destoantes do que o esperado para o cálculo da taxa de exposição. Outro fator a ser considerado é a janela espectral da taxa de exposição, que abrange os intervalos de urânio, potássio e tório, dando um espaço maior de imprecisão na leitura do gamaespectrômetro para este canal.

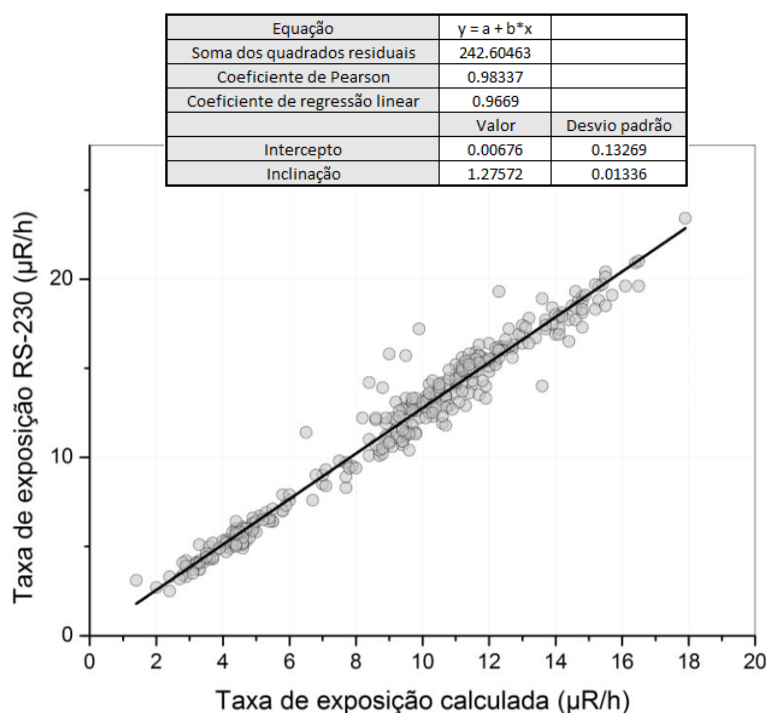


Figura 6. 4.- Diagrama comparativo entre a taxa de exposição calculada e RS-230.

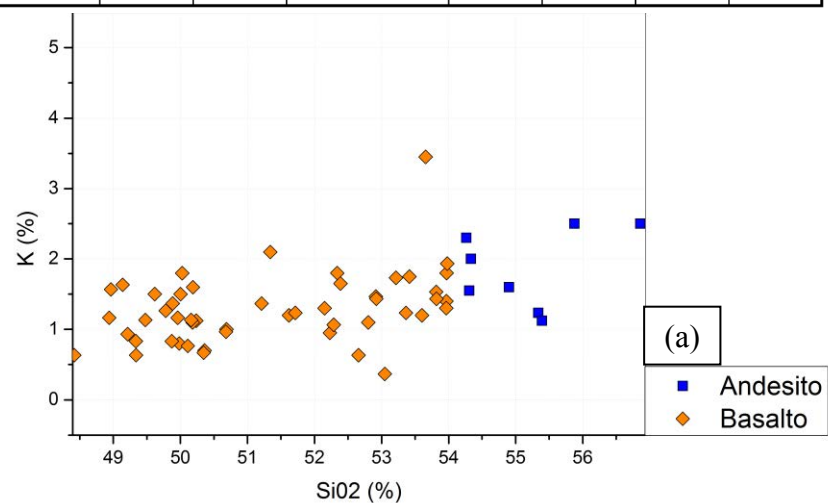
6.2.2. Radioelementos e taxa de exposição vs sílica

6.2.2.1. Basaltos e Andesitos

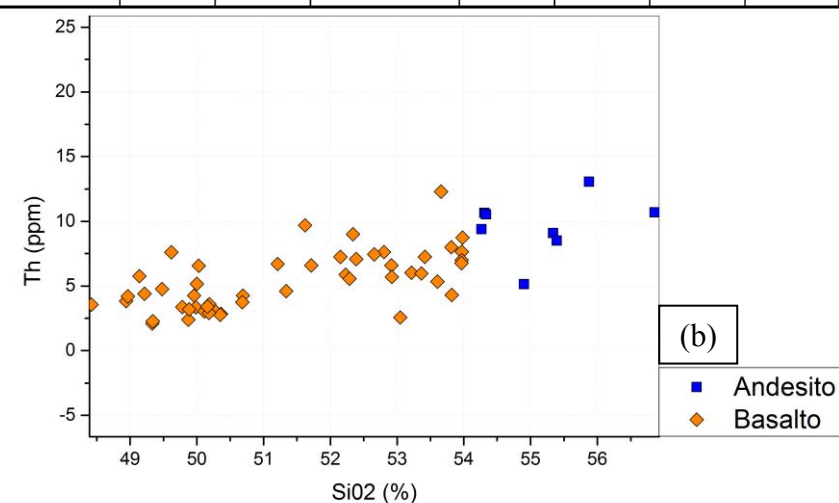
Para os basaltos e andesitos coletados em campo pode-se observar na figura 6.5 que o teor de potássio possui valor médio de $1.28 \pm 0.49\%$ e $1.85 \pm 0.55\%$, respectivamente. No caso da concentração de tório equivalente o valor médio para os basaltos são de 5.36 ± 2.21 ppm e para os andesitos o valor é de 9.63 ± 2.28 ppm. Para a concentração de urânio equivalente as amostras de basalto possuem valor médio de 1.12 ± 0.59 ppm e os andesitos 2.32 ± 0.45 ppm. A taxa de exposição tem valor médio de 3.54 ± 1.30 $\mu\text{R/h}$ para basaltos e 5.7 ± 1.32 $\mu\text{R/h}$ para andesitos.

De modo geral as concentrações dos radioelementos naturais são semelhantes para as amostras de basaltos e andesitos coletados em campo, sendo os valores médios mais discrepantes relativos ao elemento tório.

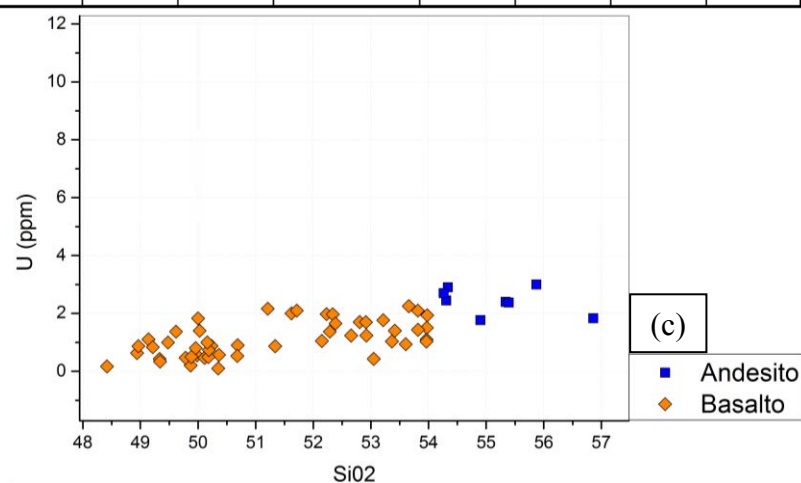
Litótipos	N	Média	Desvio padrão	Soma	Mínimo	Mediana	Máximo
Andesito	8	1.85104	0.55141	14.80833	1.125	1.8	2.5
Basalto	50	1.28523	0.49662	64.26167	0.36667	1.23333	3.45



Litótipos	N	Média	Desvio padrão	Soma	Mínimo	Mediana	Máximo
Andesito	8	9.63542	2.28793	77.08333	5.13333	9.96667	13.06667
Basalto	50	5.36617	2.21723	268.3083	2.1	5.25417	12.3



Litótipos	N	Média	Desvio padrão	Soma	Mínimo	Mediana	Máximo
Andesito	8	2.42813	0.45024	19.425	1.76667	2.425	3
Basalto	50	1.1215	0.59659	56.075	0.1	1.03333	2.25



Litótipos	N	Média	Desvio padrão	Soma	Mínimo	Mediana	Máximo
Andesito	8	5.70974	1.32858	45.67791	3.99663	5.88586	7.70853
Basalto	50	3.54919	1.30156	177.4595	1.31676	3.48698	8.86928

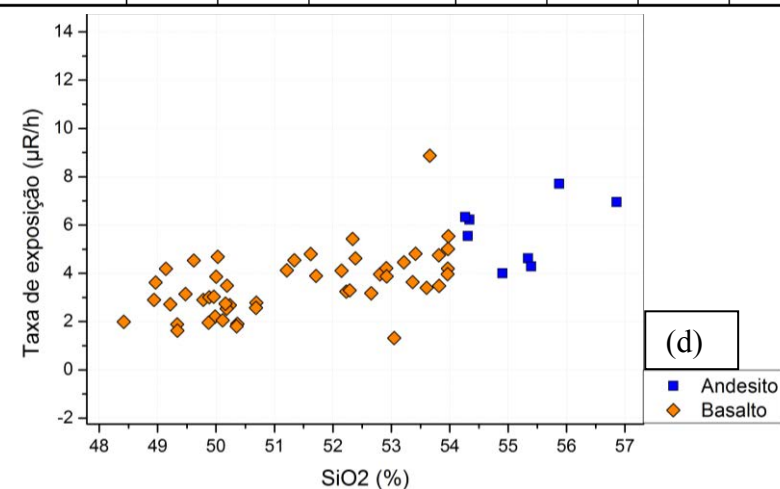


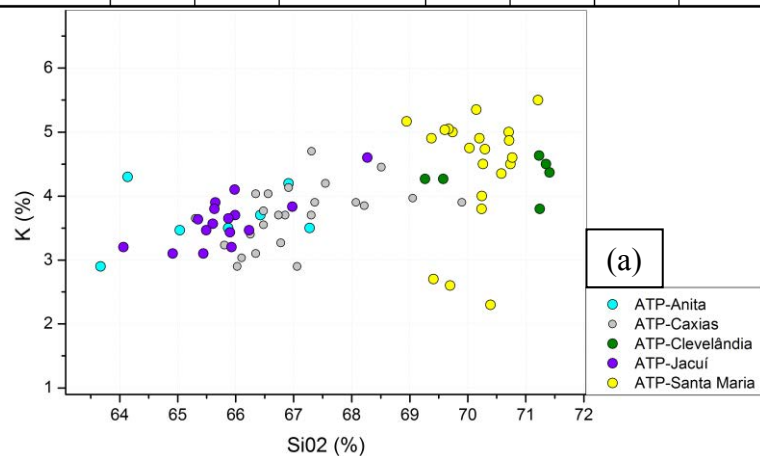
Figura 6. 5.- Diagramas e estatísticas relativas as amostras de basalto e andesito de campo - (a) SiO₂ vs. K ;(b) SiO₂ vs. eTh.; (c) SiO₂ vs. eU; (d) SiO₂ vs. Taxa de exposição.

6.2.2.2.Membro Palmas (ATP)

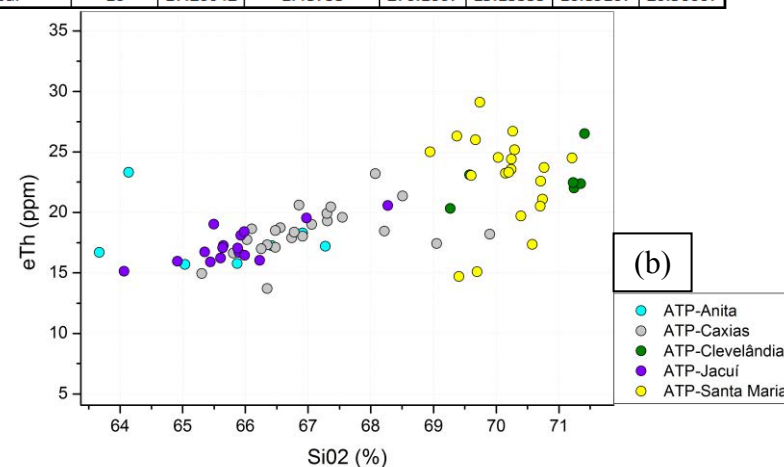
Para o membro Palmas, as concentrações relativas e valores médios dos radioelementos naturais dos cinco subtipos existentes estão ilustrados na figura 6.6. Para os subtipos de baixo titânio Santa Maria e Clevelândia o valor médio de potássio é de $4.45 \pm 0.9\%$ e $4.3 \pm 0.28\%$, respectivamente. Já a concentração de tório e urânio equivalente para o subtipo Santa maria possui valor médio de 22.8 ± 3.6 ppm e 6.5 ± 1.8 ppm. O subtipo Clevelândia possui valor médio de 22.7 ± 2 ppm de concentração de tório equivalente e 7 ± 0.68 ppm para concentração de urânio equivalente. A taxa de exposição tem valor médio de 13.6 ± 0.97 ppm para Santa Maria e 13.48 ± 0.78 ppm para Clevelândia.

Os subtipos de alto titânio Caxias, Jacuí e Anita Garibaldi possuem valores médios de concentração de potássio de $3.7 \pm 0.46\%$, $3.6 \pm 0.39\%$ e $3.6 \pm 0.47\%$, respectivamente. As concentrações de tório equivalente atingem valores médios de 18.4 ± 1.97 ppm para Caxias, 17.2 ± 1.48 ppm para Jacuí e 17.7 ± 2.61 para Anita Garibaldi. Os valores médios de urânio equivalente são de 5.5 ± 0.90 ppm para Caxias, 5.1 ± 0.95 ppm para Jacuí e 5.9 ± 0.78 para Anita Garibaldi. Por fim os valores de taxa de exposição para os subtipos de alto titânio são de 11.2 ± 1 , 10.7 ± 0.97 e 10.9 ± 1.38 $\mu\text{R/h}$ para os subtipos Caxias, Jacuí e Anita Garibaldi, respectivamente.

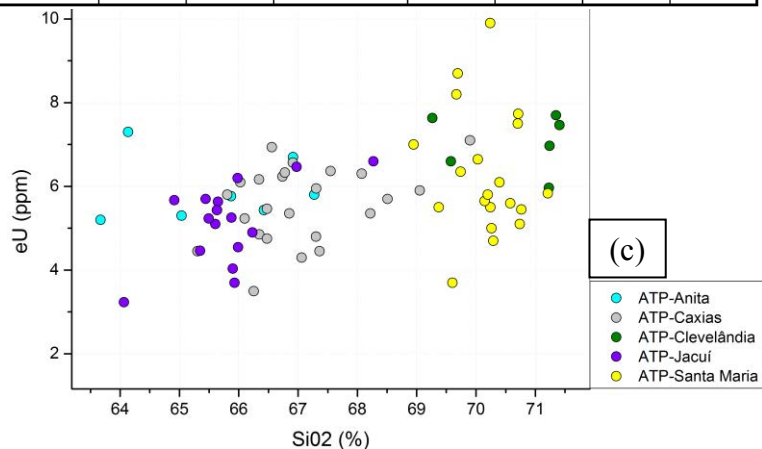
Litótipos	N	Média	Desvio padrão	Soma	Mínimo	Mediana	Máximo
ATP-Anita Garibaldi	7	3.65238	0.47759	25.56667	2.9	3.5	4.3
ATP-Caxias	24	3.70694	0.46832	88.96667	2.9	3.73333	4.7
ATP-Clevelândia	6	4.30556	0.28551	25.83333	3.8	4.31667	4.63333
ATP-Sta. maria	21	4.45714	0.90137	93.6	2.3	4.75	5.5
ATP-Jacuí	16	3.60938	0.39422	57.75	3.1	3.6	4.6



Litótipos	N	Média	Desvio padrão	Soma	Mínimo	Mediana	Máximo
ATP-Anita Garibaldi	7	17.74286	2.61128	124.2	15.7	17.2	23.3
ATP-Caxias	24	18.42014	1.9734	442.0833	13.7	18.40833	23.2
ATP-Clevelândia	6	22.79444	2.03976	136.7667	20.33333	22.41667	26.5
ATP-Sta. maria	21	22.83532	3.67802	479.5417	14.7	23.55	29.1
ATP-Jacuí	16	17.26042	1.48738	276.1667	15.13333	16.89167	20.56667



Litótipos	N	Média	Desvio padrão	Soma	Mínimo	Mediana	Máximo
ATP-Anita Garibaldi	7	5.92857	0.7842	41.5	5.2	5.76667	7.3
ATP-Caxias	24	5.58125	0.90292	133.95	3.5	5.75	7.1
ATP-Clevelândia	6	7.05556	0.68107	42.33333	5.96667	7.21667	7.7
ATP-Sta. maria	21	6.55556	1.87217	137.6667	3.7	5.83333	11.7
ATP-Jacuí	16	5.13542	0.95744	82.16667	3.23333	5.24167	6.6



Litótipos	N	Média	Desvio padrão	Soma	Mínimo	Mediana	Máximo
ATP-Anita Garibaldi	7	10.95781	1.38746	76.70464	9.49696	10.6	13.6
ATP-Caxias	24	11.22091	1.0978	269.3019	8.9141	11.39821	13.19691
ATP-Clevelândia	6	13.48259	0.7834	80.89557	12.48792	13.58828	14.66491
ATP-Sta. maria	21	13.68981	2.15856	287.4861	8.81481	14.42734	16.29135
ATP-Jacuí	16	10.71768	0.97991	171.4829	9.3704	10.57454	13.25661

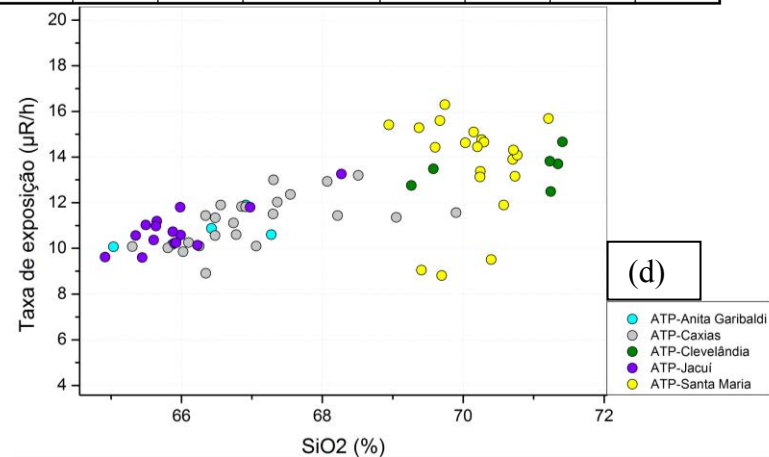
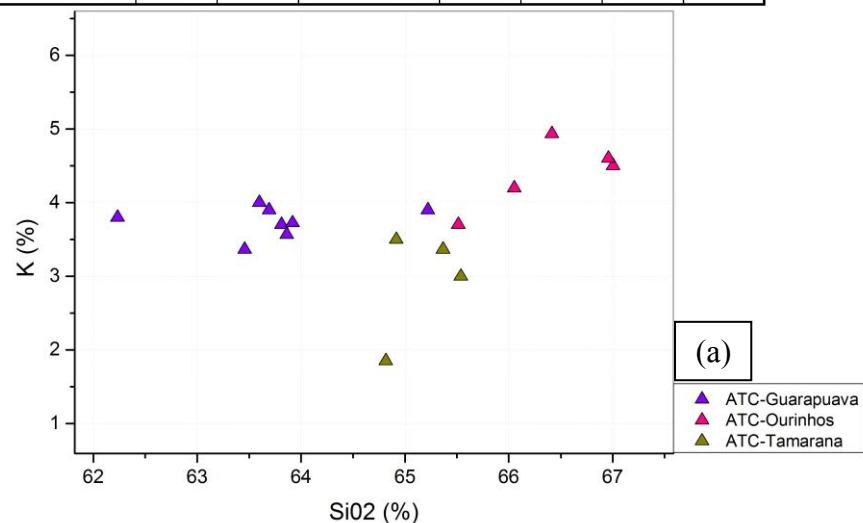


Figura 6. 6.- Diagramas e estatísticas relativas as amostras ATP de campo - (a) SiO₂ vs. K ;(b) SiO₂ vs. eTh.; (c) SiO₂ vs. eU; (d) SiO₂ vs. Taxa de exposição.

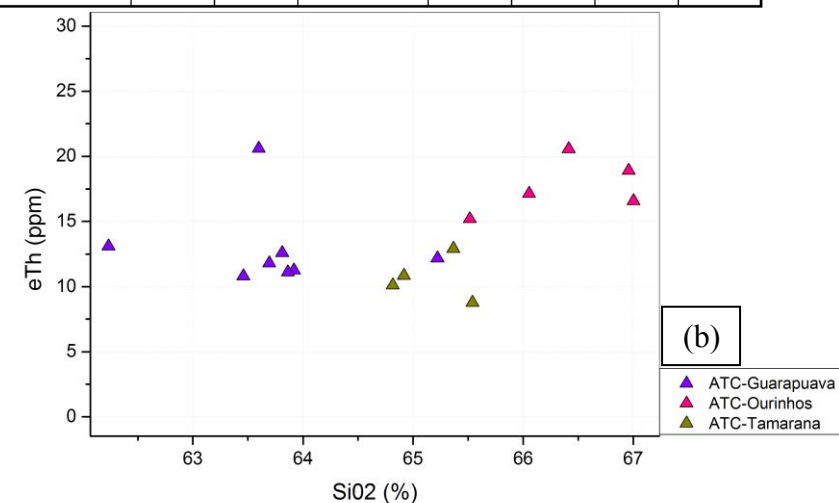
6.2.2.3. Membro Chapecó (ATC)

O membro Chapecó, de acordo com os diagramas de radioelementos vs. sílica da figura 6.7., possui valor médio de $3.7 \pm 0.20\%$ para o subtipo de alto titânio Guarapuava. Já para o subtipo de baixo titânio Ourinhos, esse valor passa para $4.38 \pm 0.46\%$, enquanto que o subtipo intermediário Tamarana atinge valor médio de $2.9 \pm 0.74\%$. Em relação a concentração de urânio equivalente, os subtipos Guarapuava, Ourinhos e Tamarana atingem valores médios de 2.8 ± 0.67 , 4 ± 0.26 e 2.7 ± 0.27 ppm, respectivamente. Para os teores de tório equivalente, o subtipo Guarapuava atinge valor médio de 13.1 ± 3.35 ppm, o subtipo Ourinhos atinge 17.6 ± 2.09 ppm e o Tamarana 10.6 ± 1.72 ppm. A taxa de exposição tem valor médio de 9.5 ± 1.17 $\mu\text{R/h}$ para o Guarapuava, 11.9 ± 1.29 para o Ourinhos e 7.64 ± 1.39 para o Tamarana.

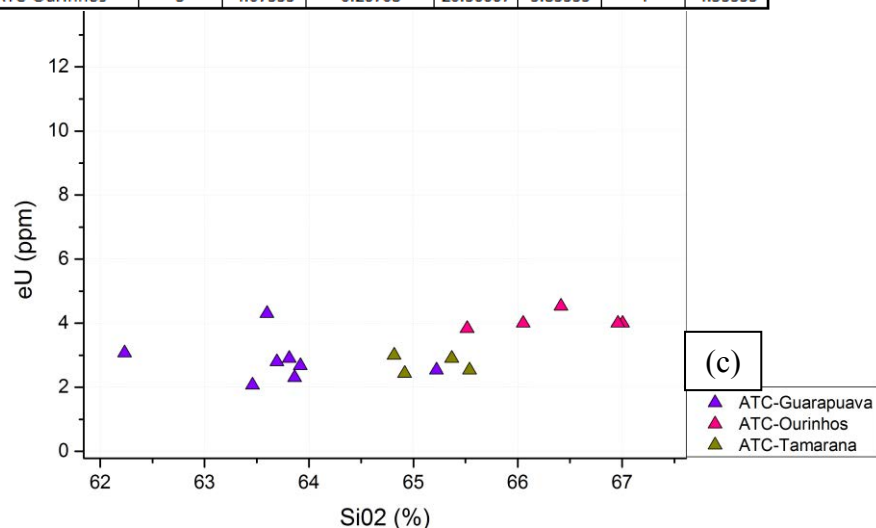
Litótipos	N	Média	Desvio padrão	Soma	Mínimo	Mediana	Máximo
ATC-Tamarana	4	2.92917	0.74986	11.71667	1.85	3.18333	3.5
ATC-Guarapuava	8	3.74479	0.20475	29.95833	3.36667	3.7625	4
ATC-Ourinhos	5	4.38667	0.46464	21.93333	3.7	4.5	4.93333



Litótipos	N	Média	Desvio padrão	Soma	Mínimo	Mediana	Máximo
ATC-Tamarana	4	10.65	1.7268	42.6	8.76667	10.46667	12.9
ATC-Guarapuava	7	13.1881	3.35955	92.31667	10.8	12.16667	20.6
ATC-Ourinhos	5	17.67333	2.09223	88.36667	15.2	17.13333	20.56667



Litótipos	N	Média	Desvio padrão	Soma	Mínimo	Mediana	Máximo
ATC-Tamarana	4	2.71667	0.27555	10.86667	2.43333	2.71667	3
ATC-Guarapuava	8	2.83021	0.67595	22.64167	2.06667	2.7375	4.3
ATC-Ourinhos	5	4.07333	0.26708	20.36667	3.83333	4	4.53333



Litótipos	N	Média	Desvio padrão	Soma	Mínimo	Mediana	Máximo
ATC-Tamarana	4	7.64234	1.39509	30.56938	5.87885	7.86601	8.9585
ATC-Guarapuava	8	9.52755	1.17522	76.22038	8.30139	9.4	12.2
ATC-Ourinhos	5	11.95847	1.29614	59.79234	10.18122	11.78833	13.62333

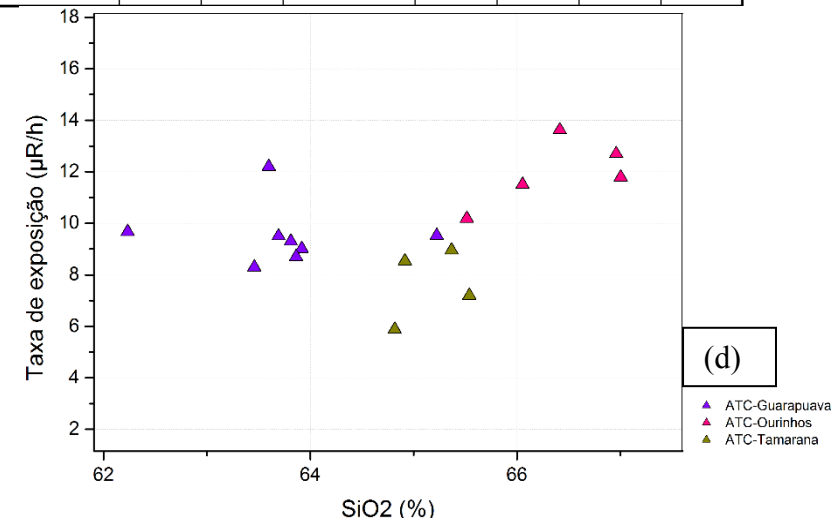


Figura 6. 7.- Diagramas e estatísticas relativas as amostras ATC de campo - (a) SiO₂ vs. K ;(b) SiO₂ vs. eTh.; (c) SiO₂ vs. eU; (d) SiO₂ vs. Taxa de exposição.

6.3. Gamaespectrometria laboratorial

Para avaliar a precisão os valores dos radioelementos medidos em campo foram realizadas análises de laboratório de 89 coletadas no campo de Nardy et al. (2014).

As figuras 6.8., 6.9. e 6.10. ilustram os resultados em diagramas de radioelementos e taxa de exposição vs. Sílica, mostrando os valores médios. Esses valores serão posteriormente utilizados no capítulo de discussões em conjunto com as amostras de campo para balizar os dados cintilométricos de campo.

A estatística dos dados de laboratório foi resumida na tabela 6.1, que apresenta os valores médios e desvio padrão da concentração de cada radioelemento e taxa de exposição de acordo com as amostras estudadas neste trabalho (basaltos, andesitos e rochas ácidas com seus respectivos subtipos).

	Litótipos	N	Média	Desvio padrão	Soma	Mínimo	Mediana	Máximo
U R Â N I O	Basalto	12	1.58333	0.79296	19	1	1	3
	Andesito	5	3.2	0.44721	16	3	3	4
	ATP - Anita Garibaldi	7	4.85714	0.89974	34	4	5	6
	ATP - Caxias	15	5.93333	1.43759	89	3	6	8
	ATP - Jacuí	8	5.125	0.83452	41	4	5	6
	ATP - Sta. Maria	21	6.71429	3.16454	141	3	6	14
	ATP - Clevelândia	5	7.2	0.83666	36	6	7	8
	ATC - Guarapuava	8	3.625	0.74402	29	3	3.5	5
	ATC - Tamarana	3	3	0	9	3	3	3
	ATC - Ourinhos	5	4	0.70711	20	3	4	5
	Litótipos	N	Média	Desvio padrão	Soma	Mínimo	Mediana	Máximo
P O T Â S I O	Basalto	12	1.16667	0.38925	14	1	1	2
	Andesito	5	2.2	0.44721	11	2	2	3
	ATP - Anita Garibaldi	7	4.85714	0.69007	34	4	5	6
	ATP - Caxias	15	5.06667	1.27988	76	3	5	8
	ATP - Jacuí	8	4.375	0.74402	35	3	4.5	5
	ATP - Sta. Maria	21	5.33333	1.19722	112	3	5	7
	ATP - Clevelândia	5	4.4	0.54772	22	4	4	5
	ATC - Guarapuava	8	3.75	0.46291	30	3	4	4
	ATC - Tamarana	3	3.33333	0.57735	10	3	3	4
	ATC - Ourinhos	5	4.4	0.54772	22	4	4	5
	Litótipos	N	Média	Desvio padrão	Soma	Mínimo	Mediana	Máximo
T Ó R I O	Basalto	12	4.83333	1.64225	58	1	5	7
	Andesito	5	10.2	2.28035	51	8	10	14
	ATP - Anita Garibaldi	7	14.5714	3.64496	102	7	15	19
	ATP - Caxias	15	12.8	2.85857	192	9	13	19
	ATP - Jacuí	8	18.125	1.3562	145	16	18.5	20
	ATP - Sta. Maria	21	19	6.5192	399	5	19	33
	ATP - Clevelândia	5	22.8	2.16795	114	20	23	26
	ATC - Guarapuava	8	13.875	2.74838	111	11	13.5	19
	ATC - Tamarana	3	11	2	33	9	11	13
	ATC - Ourinhos	5	17.6	2.40832	88	15	17	21
	Litótipos	N	Média	Desvio padrão	Soma	Mínimo	Mediana	Máximo
T A X A E X P	Basalto	12	2.91667	0.51493	35	2	3	4
	Andesito	5	6.4	0.54772	32	6	6	7
	ATP - Anita Garibaldi	7	11.8571	1.21499	83	10	12	14
	ATP - Caxias	15	11.8	2.33605	177	8	12	17
	ATP - Jacuí	8	12.125	1.24642	97	10	12	14
	ATP - Sta. Maria	21	13.8571	1.82444	291	11	14	19
	ATP - Clevelândia	5	13.6	1.14018	68	12	14	15
	ATC - Guarapuava	8	9.875	0.83452	79	9	10	11
	ATC - Tamarana	3	8	1	24	7	8	9
	ATC - Ourinhos	5	12	1.41421	60	11	11	14

Tabela 6.1 - Estatística descritiva da gamaespectrometria laboratorial das amostras de NARDY et al. (2014).

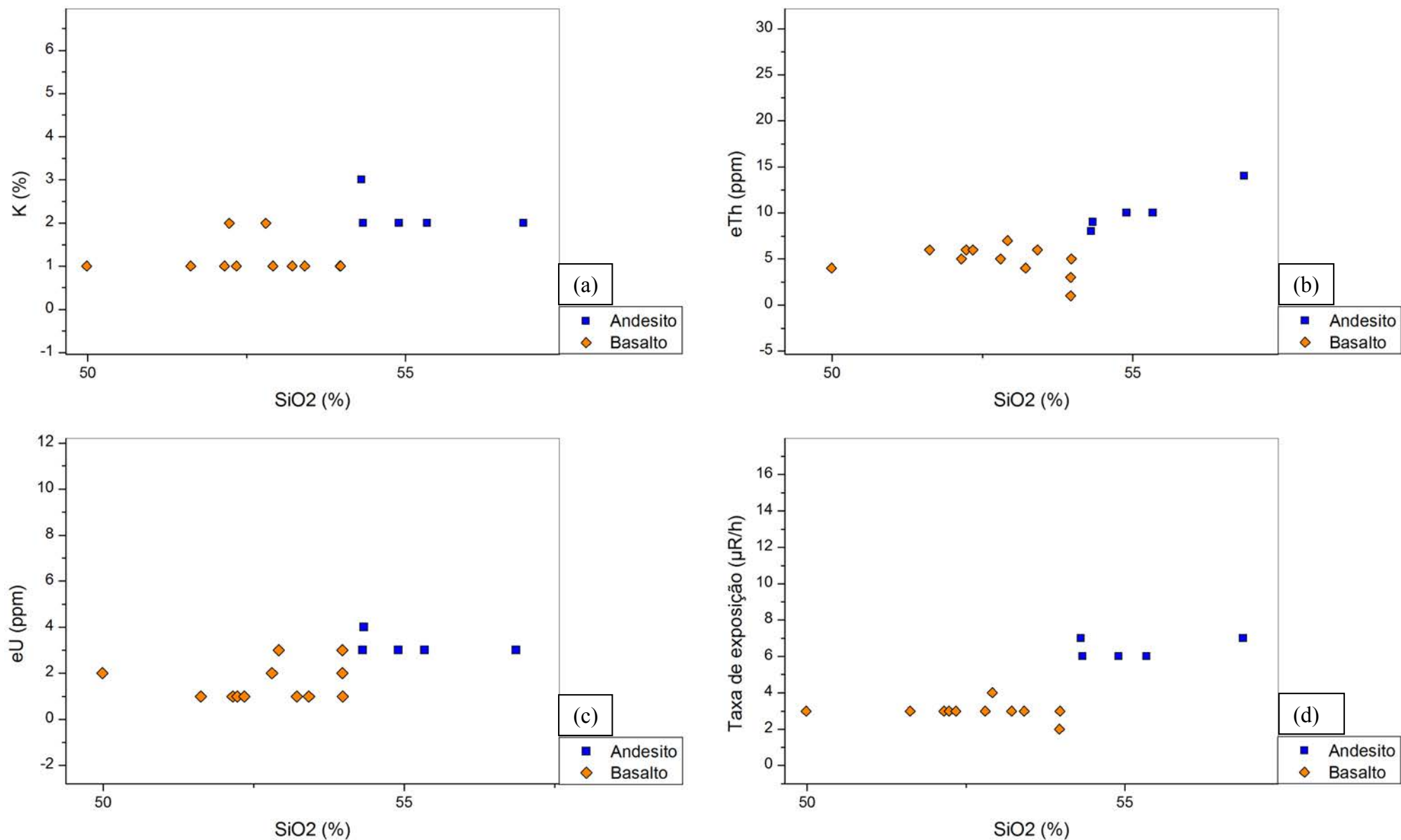


Figura 6. 8. - Diagramas relativos a gamaespectrometria laboratorial dos basaltos e andesitos - (a) SiO₂ vs. K ;(b) SiO₂ vs. eTh.; (c) SiO₂ vs. eU; (d) SiO₂ vs. Taxa de exposição.

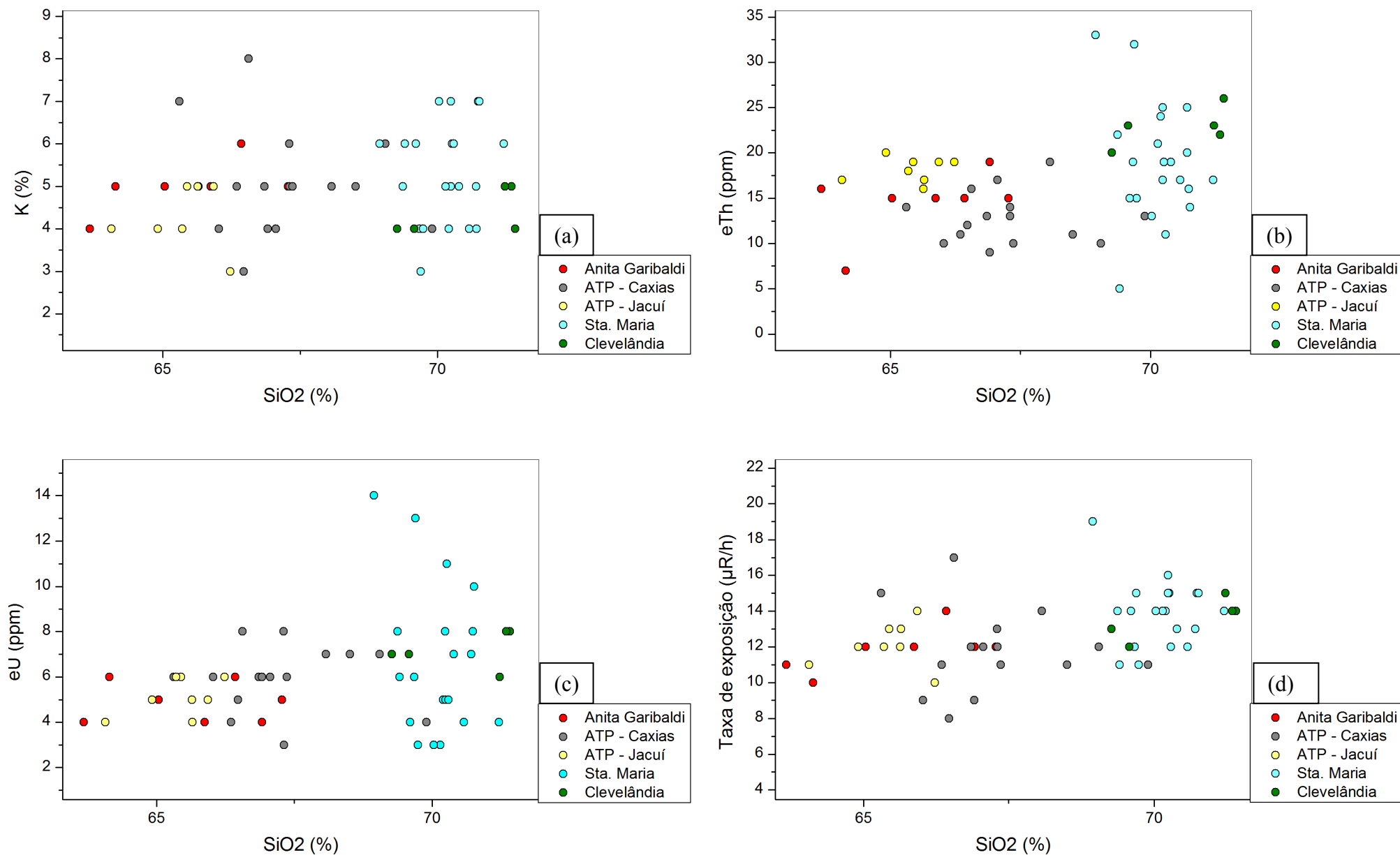


Figura 6. 9.- Diagramas relativos a gamaespectrometria laboratorial das rochas ATP - (a) SiO₂ vs. K ;(b) SiO₂ vs. eTh.; (c) SiO₂ vs. eU; (d) SiO₂ vs. Taxa de exposição.

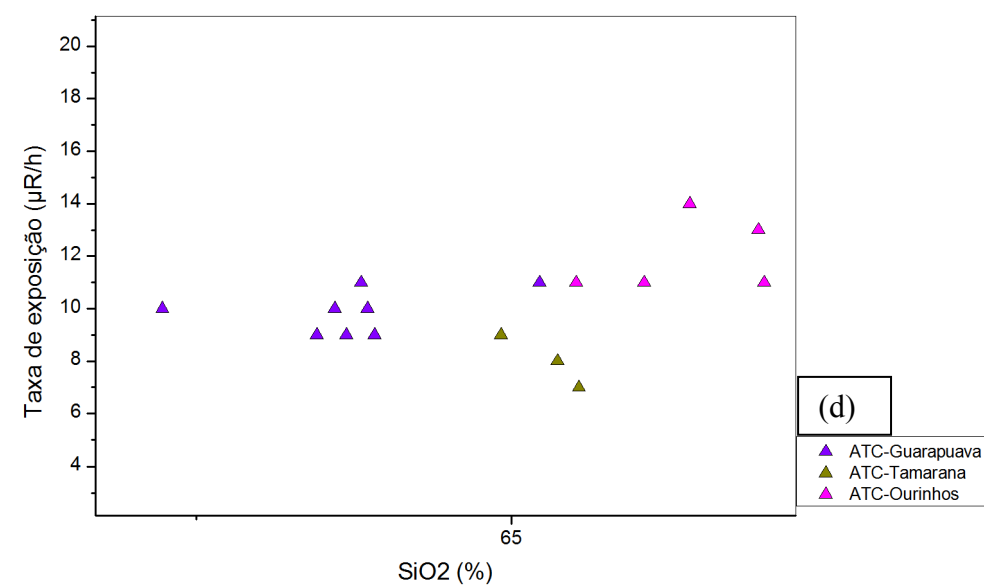
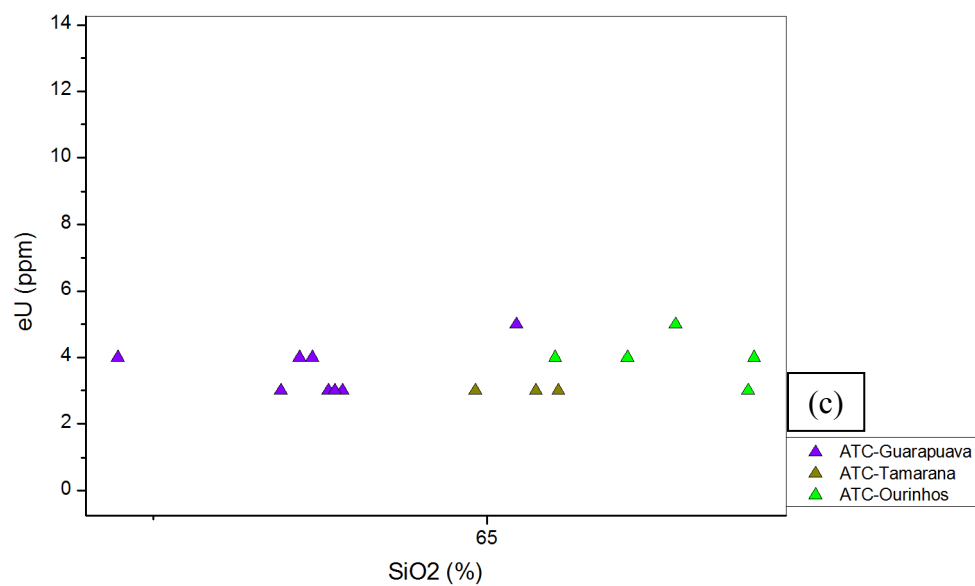
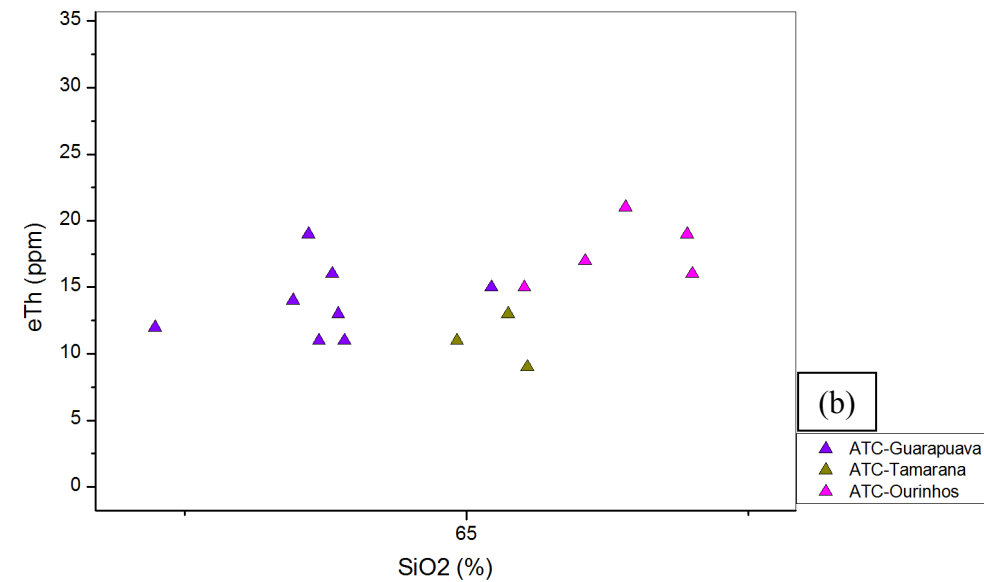
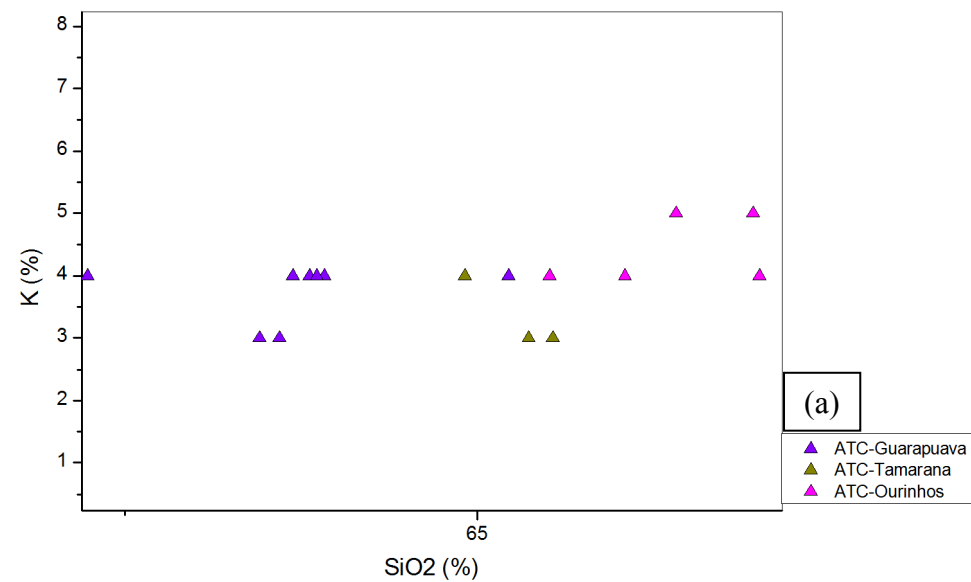


Figura 6. 10.- Diagramas relativos a gamaespectrometria laboratorial das rochas ATC - (a) SiO₂ vs. K ;(b) SiO₂ vs. eTh.; (c) SiO₂ vs. eU; (d) SiO₂ vs. Taxa de exposição.

7. DISCUSSÃO

Para mensurar até que ponto as medidas gamaespectrométricas coletadas em campo conseguem diferenciar os litótipos da PMP, foi confeccionado um diagrama representativo dos valores de taxa de exposição entre os dados geoquímicos de Melfi; Piccirillo; Nardy (1988) e os dados de campo de Nardy et. al. (2014), baseado nos diagramas anteriormente apresentados (figura 7.1.).

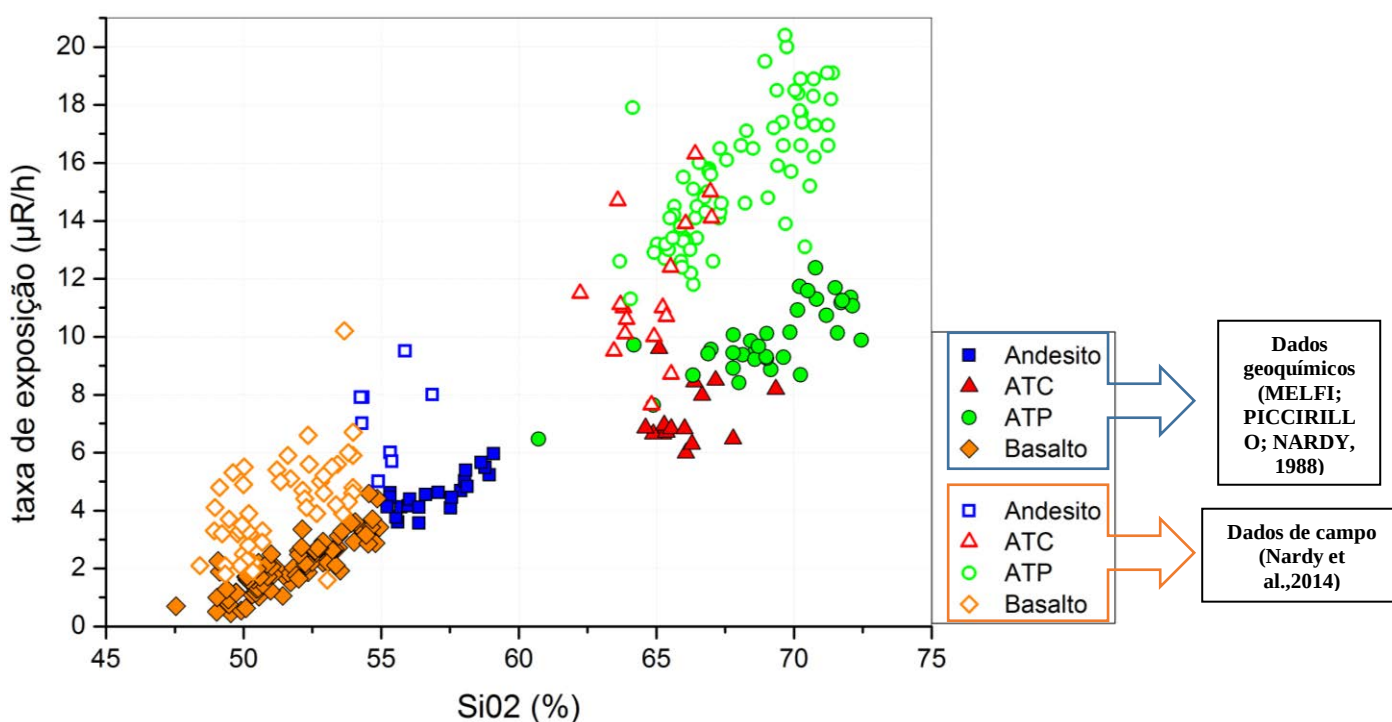


Figura 7. 1.- Taxa de exposição vs. SiO₂ para os dados de campo e dados geoquímicos de MELFI; PICCIRILLO; NARDY (1988).

Esse diagrama comparativo mostra que apesar dos valores de taxa de exposição serem significativamente distintos entre os dados geoquímicos e os dados cintilométricos (devido a taxa de precisão de 10% desse método), o modo como os radioelementos aumentam de concentração de acordo com o teor de sílica são bem semelhantes, sendo possível determinar alguns valores-limite no qual um tipo de rocha começa a se diferenciar de outra. Para valores de taxa de exposição em torno de 3.5 μR/h é comum se concentrarem as amostras de basalto, enquanto que para valores ligeiramente superiores (com média de 5.7 μR/h) os andesitos se tornam mais distintos dos basaltos. Para as rochas ATC a taxa

de exposição se concentra em valores de 9.7 $\mu\text{R/h}$, enquanto que as rochas do tipo ATP se concentram em valores maiores de 12 $\mu\text{R/h}$. Apesar dessa diferenciação não ser bem definida devido à pouca quantidade de dados e a taxa de precisão inerente ao método, tendências já podem ser observadas nos diagramas apresentados.

Além desse diagrama comparativo da taxa de exposição, a construção de diagramas de caixa (boxplot) permitiu visualizar mais facilmente as principais tendências dos tipos e subtipos de rochas da Formação Serra Geral. Nesse diagrama, os valores que representam a caixa (1º e 3º quartil), concentram a maior parte dos dados, sendo o intervalo mais confiável para análises comparativas. A mediana é representada por uma linha horizontal dentro da caixa e a média aritmética pode ser identificada por um pequeno quadrado dentro da caixa.

As linhas e pontos fora da caixa representam valores distintos e /ou anômalos em relação ao intervalo onde os dados se concentram. Essa diferença entre valores pode ser devido a algum grau de alteração nas rochas medidas, a taxa de precisão do método e erros de background. Os intervalos de sílica foram plotados de acordo com as análises químicas e onde havia adensamento dos dados. Vale ressaltar que foi considerada uma quantidade mínima de dados para a construção de cada subtipo em determinado intervalo de sílica no diagrama, então valores pouco representativos foram desconsiderados.

No diagrama relativo à concentração de tório (figura 7.2), é possível notar uma diferenciação do andesito em relação ao basalto a partir de 8 ppm. Há uma diferença razoável na concentração de tório entre as rochas do membro Chapecó, onde o subtipo Guarapuava, de alto titânio, se diferencia do subtipo ourinhos (baixo Ti) na faixa de 13~15ppm.

Em relação ao membro Palmas, há uma tendência dos subtipos de baixo titânio (Santa Maria e Clevelândia) possuírem valores acima de 20ppm, enquanto que os subtipos de alto titânio (Anita Garibaldi, Caxias, e Jacuí) apresentam valores abaixo de 20 ppm.

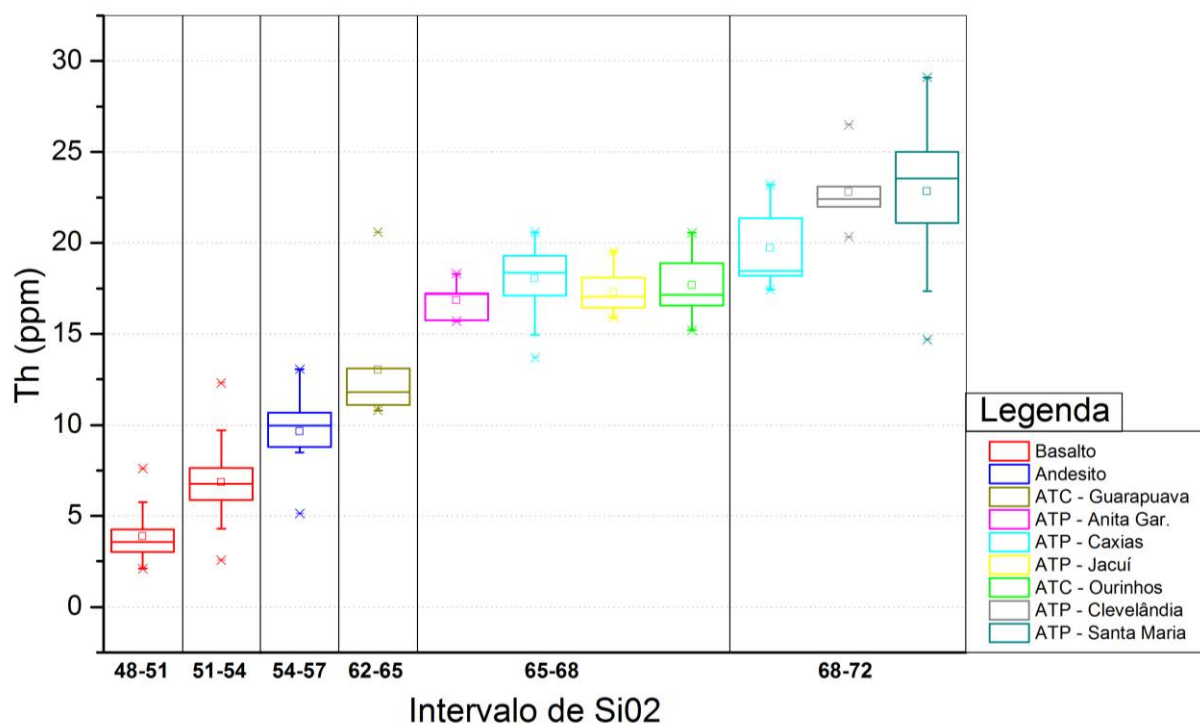


Figura 7. 2. - Diagrama de caixas do elemento Tório em função dos principais teores de sílica.

No diagrama de caixas do potássio é possível identificar uma diferença entre os basaltos e andesitos das rochas ácidas, com um aumento de 0,7% para as rochas ácidas.

Para o membro Chapecó, há uma tendência da diferenciação entre subtipo Guarapuava (alto Ti) e Ourinhos (Baixo Ti) em valores próximos a 4 ppm. De modo similar ao membro Chapecó, os subtipos do membro Palmas de alto titânio (Anita Garibaldi, Caxias e Jacuí) começam a se diferenciar dos subtipos de baixo titânio (Santa Maria e Clevelândia) quando atinge valores próximos a 4 ppm.

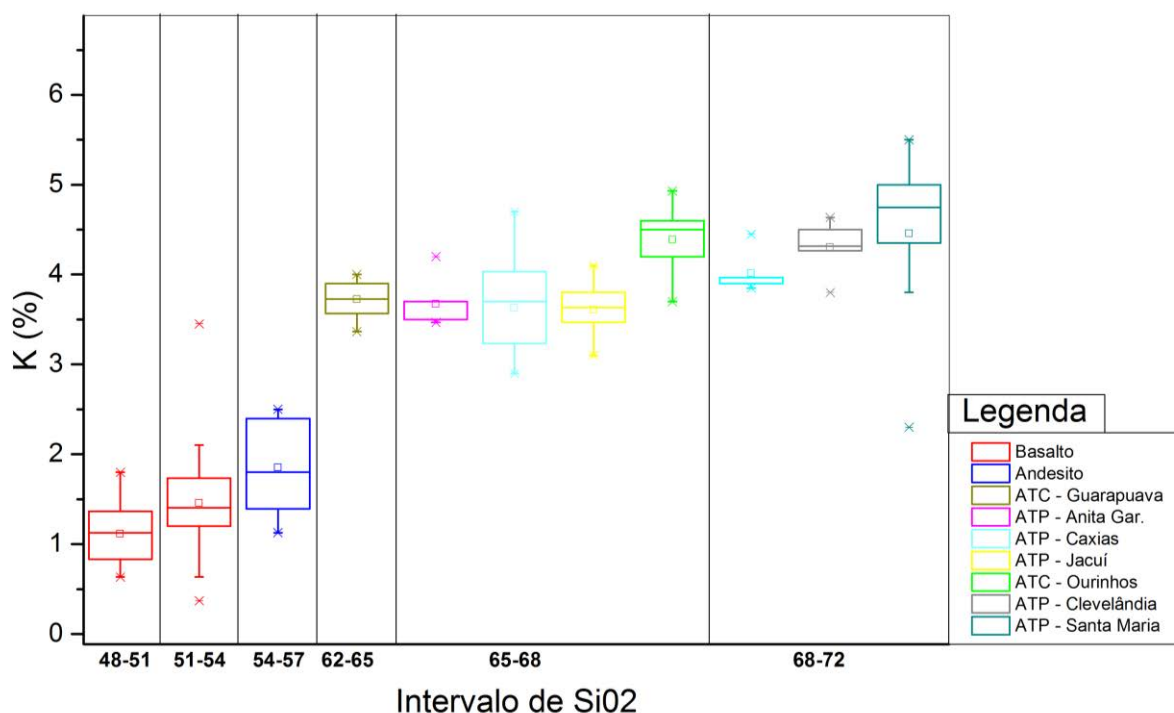


Figura 7. 3.- Diagrama de caixas do elemento Tório em função dos principais teores de sílica.

O diagrama de caixas de urânio (figura 7.4) possui a menor dispersão de dados, se comparados aos boxplots dos outros elementos. Essa menor dispersão ocorre principalmente nos andesitos, basaltos e nos subtipos ATC-Ourinhos, ATP-Anita Garibaldi e ATC-Guarapuava.

Nesse diagrama há uma tendência do basalto se diferenciar do andesito a partir de 2 ppm. Em relação ao membro Chapecó, o subtipo Guarapuava (alto Ti) se diferencia do Ourinhos (baixo Ti) a partir de valores de 3 ppm. Os valores dos subtipos do membro Palmas possuem valores similares, não sendo possível distinguir algum padrão ou diferenças de teor.

De modo geral a o urânio apresenta um aumento mais sutil de seu teor com o aumento de sílica, se comparado com os outros elementos.

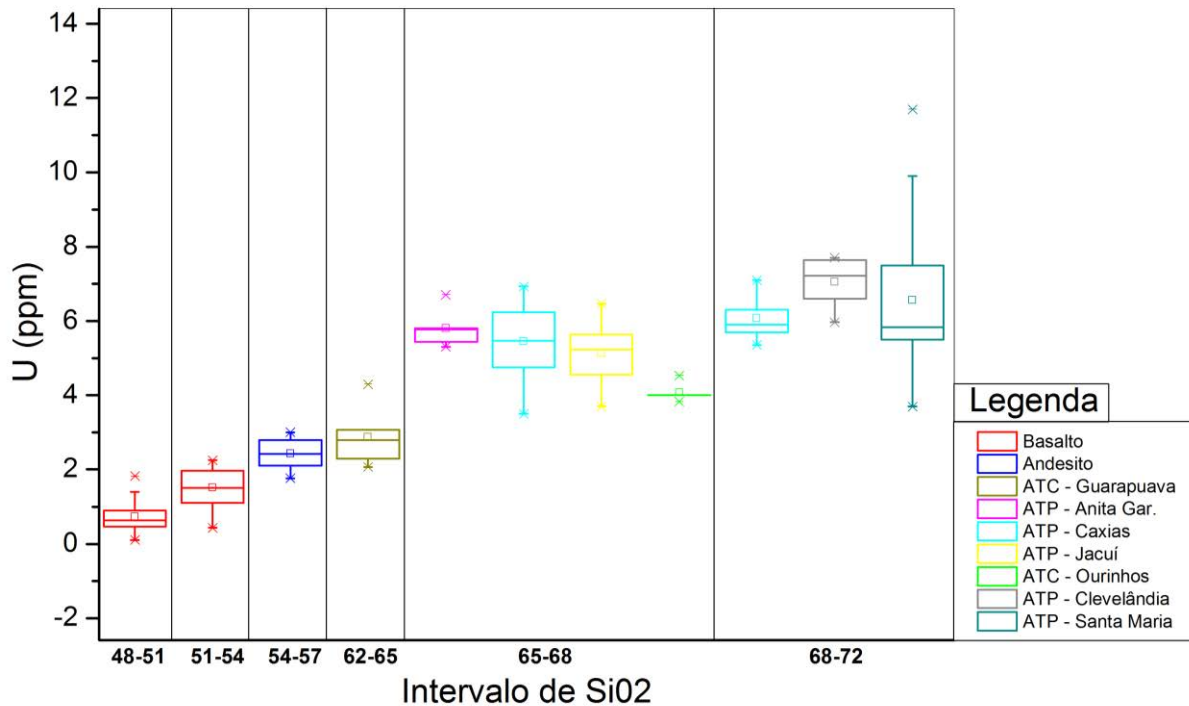


Figura 7. 4. - Diagrama de caixas do elemento Tório em função dos principais teores de sílica.

No diagrama de caixas em relação à dose (figura 7.5), há uma diferenciação entre basaltos e andesitos em relação aos membros ácidos a partir de 8 ppm. É possível diferenciar os subtipos de alto titânio (Guarapuava) e baixo titânio (Ourinhos) a partir de 10 ppm, a medida que nos subtipos do membro Palmas há uma ligeira tendência dos subtipos de alto titânio se separarem dos de baixo titânio a partir do 13 ppm.

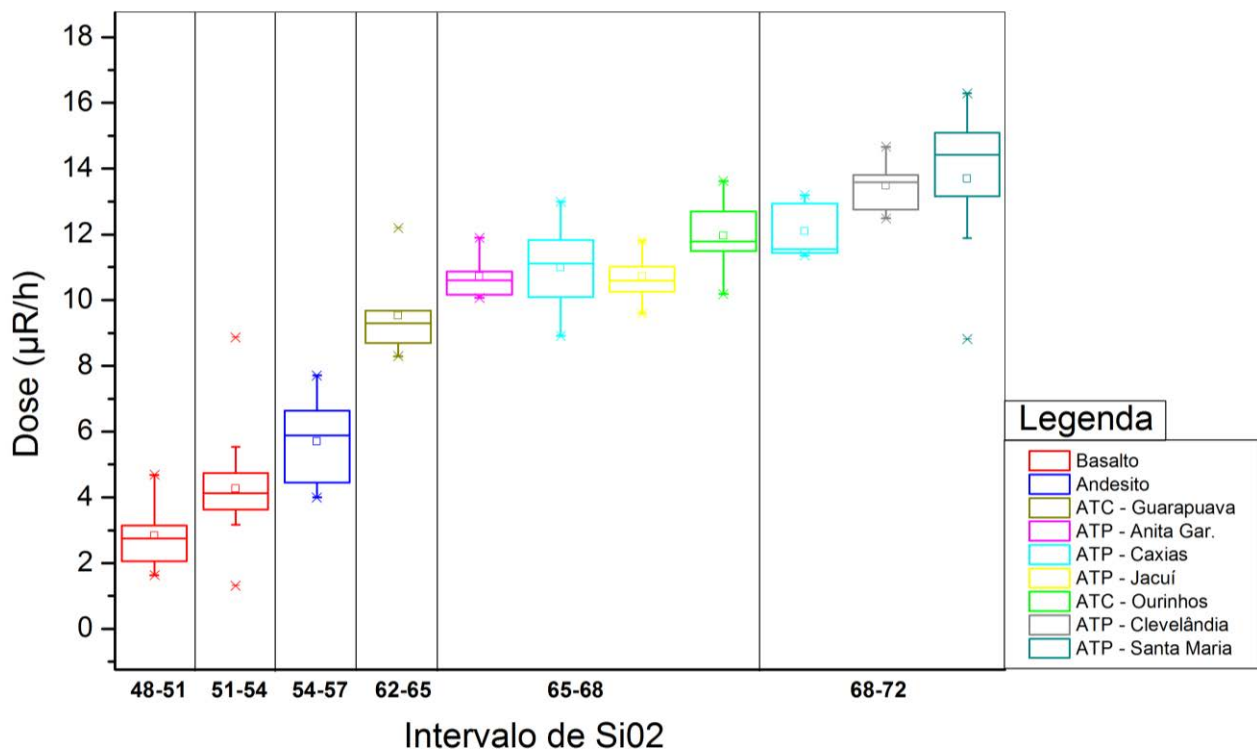


Figura 7. 5.- Diagrama de caixas do elemento Tório em função dos principais teores de sílica.

Em todos os diagramas acima há uma tendência geral no aumento dos valores de urânio, tório, potássio e dose de acordo com o incremento de teor de sílica. Esse padrão entra em concordância com diversos trabalhos, como o de Dickson e Scott (1997) e Serra O.E. (1984), que relaciona o aumento de sílica em rochas ígneas com o aumento no teor desses radioelementos.

Após a avaliação dos boxplots comparou-se os dados de gamaespectrometria terrestre com os dados de cintilometria laboratorial de 89 amostras. A partir de cálculos estatísticos, como o coeficiente de regressão linear, a relação entre dados de campo e laboratório foram quantificados de acordo com cada radioelemento e taxa de exposição (Figura 7.6).

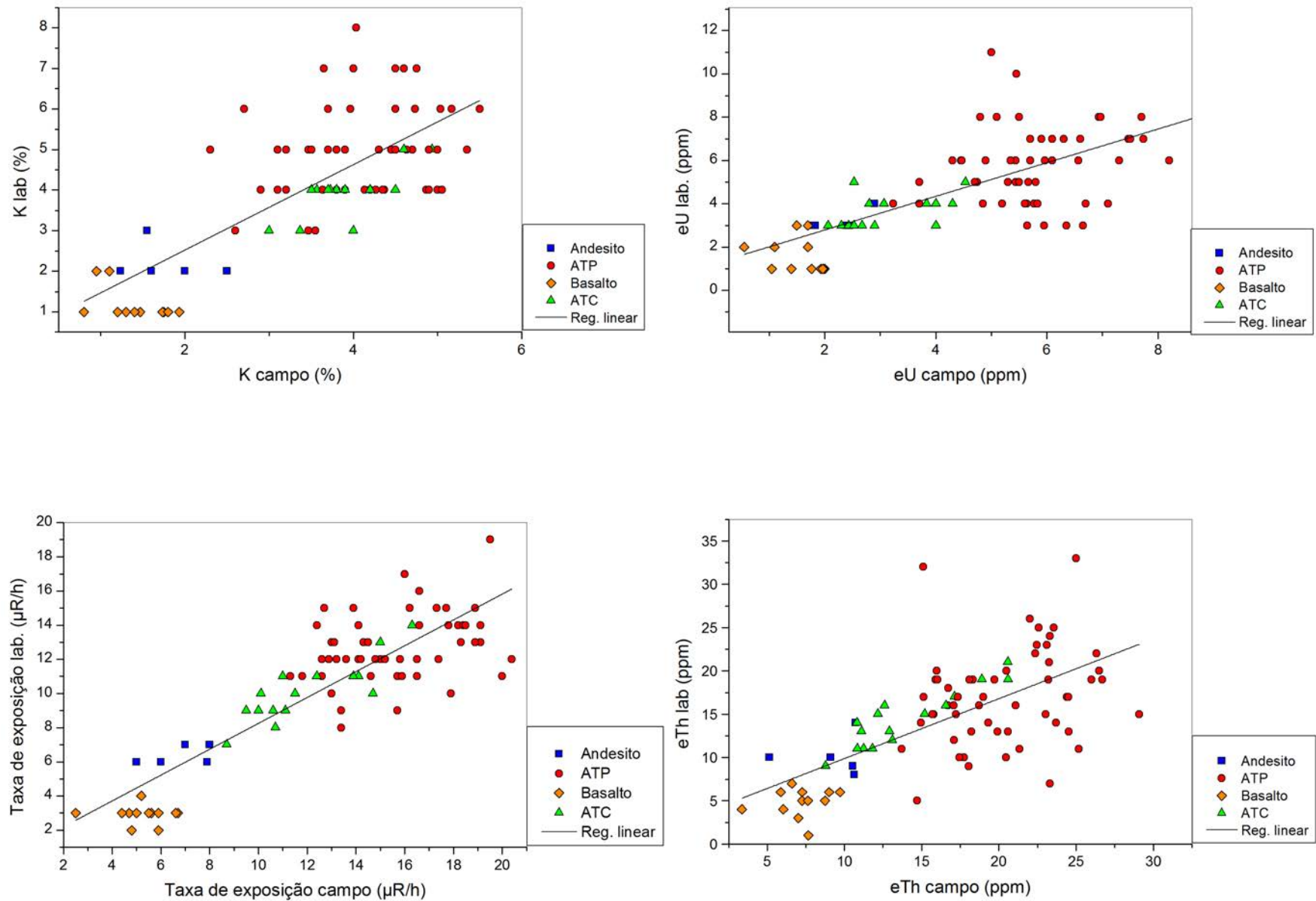


Figura 7. 6.- Diagramas comparativos entre os dados gamaespectrométricos de urânio, tório, potássio e taxa de exposição, com suas respectivas.

Os diagramas comparativos demonstram que a correlação entre os dados cintilométricos e de campo são relativamente baixas devido a um conjunto de fatores. Um dos motivos dessa discrepância de valores está na diferença da localização entre as amostras coletadas para laboratório e os pontos das medidas gamaespectrométricas de campo. Essa diferença entre pontos de um mesmo afloramento resultou numa maior diferença entre os valores para tais métodos, que são muito sensíveis. Outro fator que compromete uma correlação mais alta são os fatores ambientais e probabilísticos inerentes ao gamaespectrômetro portátil, e sua precisão relativamente baixa (aproximadamente 10%) se comparado aos dados de laboratório. O diagrama que apresenta melhor coeficiente linear é o relativo a taxa de exposição, já que leva em consideração todos os radioelementos medidos. Mesmo com tais resultados o gamaespectrômetro apresentou bons resultados e mostra tendências de faixas de concentração dos radioelementos que possam ser distinguidos para determinados subtipos, como foi observado nos diagramas de boxplots.

8. CONCLUSÃO

Apesar das limitações de precisão do aparelho e dos fatores externos como intemperismo, radiação de background e condições climáticas durante a medição, o método consegue diferenciar razoavelmente bem os principais tipos de rochas da PMP. Como foi ilustrado nos diagramas de radioelementos vs. Sílica e nos boxplots, todos apresentam um comportamento semelhante de enriquecimento de radioelementos a medida que as rochas vão adquirindo um caráter mais ácido, entrando de acordo com trabalhos de Dickinson (1997) e Serra O.E. (1984). Além disso os diagramas mostram tendências de diferenciação entre os subtipos de alto e baixo titânio das rochas ácidas ATP e ATC, que apesar de não serem tão claras podem servir como um guia para a diferenciação de tais rochas em campo. Mesmo com uma quantidade de dados gamaespectrométricos relativamente baixa para balizar as faixas de valores mais confiáveis para uma análise de campo, esse método se torna mais interessante de ser utilizado em conjunto com outras ferramentas de campo, como o paleomagnetismo. Pode-se concluir que mesmo com tais limitações a gamaespectrometria terrestre para os litótipos da PMP pode oferecer um banco de dados robusto e simples que pode ser muito útil para mapeamento de grandes derrames vulcânicos decorrentes da província, podendo facilitar também em algumas situações onde a diferenciação macroscópica entre as rochas se torna problemática.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS (substituir et al pelo nome de todos os autores)

ARETZ, M. et al. The correlation potential of magnetic susceptibility and outcrop gamma-ray logs at Tournaisian-Viséan boundary sections in Western Europe. Geologica Belgica, v. 13, n.4, p.291-308, 2010.

ASSINE M.L., PIRANHA J.M., CARNEIRO, C.D.R. 2004. Os paleodesertos Pirambóia e Botucatu. In: MANTESSO NETO V., BARTORELLI A., CARNEIRO C.D.R., BRITONEVES B.B.(Org). 2004. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo; Ed. Beca Prod. Cult, 2004. p. 77-93.

BELLIENI, G., et al. High-tio₂ and low-tio₂ flood basalts from the parana plateau (Brazil) - petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen, v. 150.3, p. 273-306, 1984.

BERETKA, J.; MATHEW, P.J. Natural radioactivity of Australian building materials waste and by-products. Health Physics, v. 48, p. 87–95, 1985.

BONNICHSEN, B.; KAUFFMAN, D.F. Physical features of rhyolite lava flows in the Snake River Plain volcanic province, southwestern Idaho. Geological Society of America Special Papers. v.212, p.119-145, 1987.

BRYAN, SCOTT E., et al. The largest volcanic eruptions on Earth. Earth-Science Reviews, v. 102.3, p. 207-229, 2010.

DICKSON B.L.; SCOTT K.M. Interpretation of aerial gamma-ray surveys – adding the geochemical factors. AGSO J. Australia Geology & Geophysics, v. 17(2), p. 187-20, 1997.

DUARTE, C.R. Relações Radiométricas e isotópicas na área do Projeto Rio Preto (GO), 1997. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista, Área de Concentração em Geologia Regional, 1997.

ERNESTO, M. et al. Paleomagnetism, geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the North-eastern Paraná Magmatic Province: tectonic implications. J. Geod., v.28, p.321-340, 1999.

ERNESTO, M. et al. Paraná Magmatic Province-Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. J. Volc. Geot. Res., vol. 118, p. 15-36, 2002.

EWART, A., et al. Etendeka volcanism of the Goboboseb mountains and Messum Igneous Complex, Namibia. Part I: geochemical evidence of early cretaceous Tristan plume melts and the role of crustal contamination in the Paraná–Etendeka CFB. Journal of Petrology, v. 39.2, p.191-225, 1998.

EWART, A., et al. Petrology and geochemistry of Early Cretaceous bimodal continental flood volcanism of the NW Etendeka, Namibia. Part 1: Introduction, mafic lavas and re-evaluation of mantle source components. Journal of Petrology. v. 45.1, p.59-105, 2004.

FRANK, H.T.; GOMES, M.E.B; FORMOSO, M.L.L. Review of the areal extent and the volume of the Serra Geral Formation, Paraná Basin, South America. Pesquisas em Geociências, v.36.1, p.49-57, 2009.

GALLAGHER, K.; C. J. HAWKESWORTH; M. S. M. MANTOVANI. The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from apatite fission track data. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 99. B9, p.18117-1814, 1994.

GARLAND, F.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. Description and petrogenesis of the Paraná rhyolites, southern Brazil. J. Petrol., v. 36, n. 5, p. 1193-1227, 1995.

IAEA. 1991. Airborne gamma ray spectrometer surveying. Technical Reports Series nº 323. Viena: Intern. Atomic Energy Agency.

IAEA. 2003. Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data. Viena: Intern. Atomic Energy Agency.

JANASI, V.; FREITAS, V. A.; HEARMAN, L. M. The onset flood basalt volcanism, northern Paraná Basin, Brazil: a precise U-Pb baddeleyite/zircon age for a Chapecó-type dacite. Earth Plan. Sci. Lett., v. 302, n. 1-2, p. 147-153, 2011.

LEINZ, V. Contribuição à geologia dos derrames basálticos do Sul do Brasil. Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo, v. 103, p. 1-61, 1949.

LIPMAN, P. W., DUNGAN, M. A.; BACHMANN, O. Comagmatic granophyric granite in the Fish Canyon Tuff, Colorado: implications for magma-chamber processes during a large ash-flow eruption. Geology, vol.25, n. 10, p 915–918, 1997.

LOVBORG, L.; MOSE, E. Counting statistics in radioelement assaying with a portable spectrometer. Geophysics, v.52, n.4, p. 555-563, 1987.

MARQUES, L. S.; ERNESTO, M. E. O magmatismo toleítico da Bacia do Paraná. In.: MANTOSSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.R.; BRITO NEVES, B.B. Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida de Almeida. São Paulo; Ed. Beca Prod. Cult, 2004. p. 245-263.

MARZOLI, A. et al. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic magmatic province. Science, v. 284, p. 616–618, 1999.

MARSH, J.S. et al. The Etendeka Igneous Province: Magma types and their stratigraphic distribution with implications for the evolution of the Paraná-Etendeka flood basalt province. Bulletin of Volcanology, v. 62, p. 464–486, 2001.

MELFI, A.J., PICCIRILLO, E.M.; NARDY, A.J.R. Geological and magmatic aspects of the Paraná Basin (Brazil). The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects. São Paulo; Ed. Instituto Astronômico e Geofísico, USP, 1988. P. 1-13.

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.

MINCATO, R. L.; ENZWEILER, J.; SCHRANK, A. Novas idades ^{40}Ar - ^{39}Ar e implicações na metalogênese dos depósitos de sulfetos magmáticos de Ni-Cu-EGP na província ígnea continental do Paraná. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, IX., 2003, Belém - PA. Resumos Expandidos, Sociedade Brasileira de Geoquímica - SBGq, 2003, p. 4.

NARDY, A. J. R. et al. Geologia e estratigrafia da Formação Serra geral. Revista Geociências, v. 21(1), p. 15-32, 2002.

NARDY, A. J. R. et al. Litoestratigrafia da Formação Serra Geral. Revista Geociências, v. 21, n.2, p. 15–32, 2003.

NARDY, A. J. R.; MACHADO, F. B.; OLIVEIRA, M. A. F. As Rochas Vulcânicas mesozóicas ácidas da Bacia do Paraná: Litoestratigrafia e Considerações geoquímicoestratigráficas. Revista Brasileira de Geociências, Vol. 38(1), p. 178-195, 2008.

NARDY, A.J.R. et al. Gamma-ray spectrometry signature of Paraná volcanic rocks: Preliminary results. Geociências, São Paulo, v. 33.2, p.216-227, 2014.

PEATE, D.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. Bulletin of Volcanology, Berlin, v. 55, p. 119-139, 1992.

PEATE, D et al. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. Bulletin of Volcanology, v. 55.1-2, p.119-139, 1992.

PEATE, D. The Paraná-Etendeka Province. In: MAHONEY, J. J.; COFFIN (Org). Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. Washington, D.C. Ed. Geophysical Monograph Series, 1997. p. 217-245.

PICCIRILLO, E.M.; MELFORD, A.J. The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects. São Paulo; Editora Universidade de São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico, 1988. 600 p.

PINTO, VITER M.; LÉO A. HARTMANN. Flow-by-flow chemical stratigraphy and evolution of thirteen Serra Geral Group basalt flows from Vista Alegre, southernmost Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 83.2, p. 425-440, 2011.

RENNE, P.R. et al. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic – Cretaceous boundary. Science, v. 253, p. 975-979, 1992a.

RENNE, P.R. et al. Rapid eruption of the Paraná flood volcanism, rifting of southern Gondwanaland and the Jurassic-Cretaceous boundary. Science, v. 258, p. 975-979, 1992b.

RIBEIRO, V.B.; MANTOVANI, M.S.M.; LOURO, V.H.A. Aerogamaespectrometria e suas aplicações no mapeamento geológico. Terrae Didática, v. 10.1, p.29-51, 2014.

SERRA, O. E. Natural gamma-ray spectrometry. in: Serra, O. E.(Org). Fundamentals of well-log interpretation (1983). Amsterdam: Ed. Elsevier, 1984. p. 113-133.

SIMICEK, D.; BÁBEK, O.; LEICHMANN, J. Outcrop gamma-ray logging of siliciclastic turbidites: Separating the detrital provenance signal from facies in the foreland-basin turbidites of the Moravo-Silesian basin, Czech Republic. Sedimentary Geology, v.261, p.50-64, 2012.

SIQUEIRA, L.F.S. Tectônica deformadora em sinéclises intracratônicas: a origem do alto estrutural de Pitanga, Bacia do Paraná, SP, 2011. Tese (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2011.

THIEDE, D. S.; VASCONCELOS, P. M. Paraná flood basalts: rapid extrusion hypothesis confirmed by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. Geol., v. 38, n. 8, p. 747-750, 2010.

TURNER, S. et al. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. Earth and Planetary Science Letters, v. 121, p. 333-348, 1994.

TURUNEN, P. Gammaspektrometrin RS-230 BGO Super-Spec käyttöohje (Ver 1.7) 2008. Geological survey of Finland. 37 p, 2008.

ZALÁN, P. V. et al. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, III., 1987, Curitiba – PR. Anais, Sociedade Brasileira de Geologia – SBG, v. 3, p. 441-473, 1987.