



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA  
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

André Dorival Miranda

**Gamaespectrometria aplicada à interpretação de processos e  
ambientes sedimentares do Grupo Itararé, Bacia do Paraná**

Florianópolis

2023

André Dorival Miranda

**Gamaespectrometria aplicada à interpretação de processos e  
ambientes sedimentares do Grupo Itararé, Bacia do Paraná**

Dissertação submetida ao Programa de  
Pós-Graduação em Geologia da  
Universidade Federal de Santa Catarina  
para a obtenção do título de Mestre em  
Geologia

Orientador: Prof. Marivaldo dos Santos  
Nascimento, Dr.

Coorientador: Prof. Neivaldo Araújo de  
Castro, Dr.

Florianópolis  
2023

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor,  
através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Universitária da UFSC.

Miranda, André Dorival

Gamaespectrometria aplicada à interpretação de processos e ambientes sedimentares do Grupo Itararé, Bacia do Paraná / André Dorival Miranda ; orientador, Marivaldo dos Santos Nascimento, coorientador, Neivaldo Araújo de Castro, 2023.  
85 p.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa Catarina, , Programa de Pós-Graduação em Geologia, Florianópolis, 2023.

Inclui referências.

1. Geologia. 2. Radioisótopo. 3. Estratigrafia. 4. Bacia Sedimentar. 5. Gondwana. I. Nascimento, Marivaldo dos Santos. II. Castro, Neivaldo Araújo de. III. Universidade Federal de Santa Catarina. Programa de Pós-Graduação em Geologia. IV. Título.

André Dorival Miranda

**Gamaespectrometria aplicada à interpretação de processos e  
ambientes sedimentares do Grupo Itararé, Bacia do Paraná**

O presente trabalho em nível de Mestrado foi avaliado e aprovado, em 10 de março de 2023, pela banca examinadora composta pelos seguintes membros:

Prof.(a) Helenice Vital, Dr.(a)  
Universidade Federal do Rio Grande do Norte

Prof. Breno Leitão Waichel, Dr.  
Universidade Federal de Santa Catarina

Certificamos que esta é a versão original e final do trabalho de conclusão o qual foi julgado adequado para obtenção do título de Mestre em Geologia.

---

Coordenação do Programa de Pós-Graduação

---

Prof. Marivaldo dos Santos Nascimento, Dr.  
Orientador

Florianópolis, 2023

## **AGRADECIMENTOS**

À Petrobrás - Petróleo Brasileiro S.A., que por meio de apoio financeiro ao projeto “Técnicas de Aprendizado de Máquina para Reconhecimento de Padrões Sedimentológicos de Sistemas Turbidíticos” possibilitou a pesquisa de campo que resultou neste trabalho. À Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), ao Laboratório de Análise de Bacias e Reservatórios (LABAC), ao Grupo de Análise de Bacias e Reservatórios (ANBA) pelo apoio e infraestrutura e aos colegas e professores que colaboraram com as atividades em trabalho de campo e a leitura deste texto.

## RESUMO

Perfis gamaespectrométricos em afloramentos de estratos superiores da Formação Campo Mourão (FCM) e estratos inferiores da Formação Taciba (FT) do Grupo Itararé na Bacia do Paraná foram utilizados para verificar a influência da variação litológica nas leituras de raios gama e a possibilidade de diferenciar e identificar litotipos, processos e ambientes sedimentares destes depósitos permo-carboníferos. Os registros de raios gama foram subdivididos em 3 unidades de raios gama, em função da contagem total, concentração e teor dos radioelementos (K, U e Th). Por meio da espectrometria de raios gama foi possível: (i) distinguir entre folhelhos 'comuns' de folhelhos negros, frequentemente com descrições faciológicas semelhantes em trabalho de campo; (ii) identificar regiões carbonáticas em função da diminuição das concentrações de raios gama nos folhelhos negros da FCM; (iii) demonstrar por meio da relação entre os dados radiométricos e a granulometria que, em campo, a distribuição litoestratigráfica (a variação litológica entre as camadas) tem grande influência na capacidade do espectrômetro de raios gama em distinguir litotipos; (iv) inferir processos sedimentares e ambientes sedimentares por meio das razões Th/K e Th/U, respectivamente; (v) estimar a precipitação de urânio autigênico em um ambiente redutor, de baixa taxa de sedimentação, por meio da razão Th/U associada a elevada concentração de urânio e; (vi) discriminar três unidades deposicionais, um sistema com turbiditos finos na FCM e dois leques submarinos (canais, diques e lóbulos) na FT.

Palavras-chave: radioisótopo; sequência sedimentar; bacia sedimentar; Gondwana.

## RESUMO EXPANDIDO

### Introdução

A gamaespectrometria em afloramentos tem sido utilizada como ferramenta para desvendar eventos geológicos com base na potencialidade de identificar tendências sutis em perfis de raios gama associados a particularidades de sucessões litológicas. As concentrações de potássio, tório e urânio das rochas amostradas são calculadas indiretamente e registradas nos espectros de raios gama. Além das considerações extraídas da 'Contagem Total' (CT) da radiação gama, são relevantes aquelas que podem ser feitas avaliando as variações dos espectros individualizados de potássio, tório e urânio e também entre suas razões Th/K, Th/U e U/K. Neste trabalho, a gamaespectrometria foi utilizada em unidades litoestratigráficas permocarboníferas do Grupo Itararé, membros Lontras e Rio Segredo, topo e base das formações Campo Mourão e Taciba respectivamente. A gamaespectrometria foi associada à descrição de fácies para permitir a interpretação dos processos deposicionais. Os resultados evidenciaram que a gamaespectrometria em afloramentos é uma ferramenta útil para a compreensão de eventos geológicos e que pode ser integrada a outras técnicas de análise de rochas para auxiliar nas interpretações.

### Objetivos e Justificativas

Este trabalho teve por objetivo investigar os processos e ambientes sedimentares através do uso da espectrometria gama, analisando a influência da variação litológica nos padrões de raios gama e seu potencial para discriminar e identificar litotipos de sucessões deposicionais. Os dados obtidos neste trabalho, juntamente com informações geoquímicas, bioestratigráficas, petrofísicas e petrográficas, geradas em trabalhos paralelos, comporão um banco de dados que permitirá ampliar e dar suporte às interpretações realizadas sobre a história deposicional da Bacia do Paraná. A espectrometria de raios gama ampliou o poder de interpretação dado pela CT, e sua vinculação com as informações mencionadas aumentará o potencial para correlação e interpretação de perfis radiométricos de poços profundos, contribuindo para o entendimento da evolução estratigráfica da bacia.

## **Metodologia**

As amostragens foram realizadas em três afloramentos que reproduziam a geometria utilizada para calibração do equipamento. Foram registradas 275 leituras gamaespectrométricas com espaçamento de 20 cm e tempo de aquisição de 180 s. Foram realizadas, concomitantemente, descrições detalhadas das fácies. As conversões das unidades de medida foram realizadas com base na proporcionalidade entre a taxa de contagem e a taxa de dose gama expressa pelo equipamento utilizado, e foi validada através da comparação da Taxa de Dose medida pelo equipamento com a Taxa de Dose calculada por meio da Contagem Total obtida por meio das concentrações de K, U e Th. O trabalho de campo foi precedido pela verificação de calibração do equipamento.

## **Resultados e Discussão**

Foi adotada a classificação de fácies de Baesso e Nascimento (2022). Os principais litotipos incluem folhelhos, ritmitos e arenito de grão fino a médio. As associações de fácies foram interpretadas como ambiente glaciolacustre com sistemas turbidíticos de camada fina para o Membro Lontras (unidade deposicional U1) e dois leques submarinos com sistemas turbidíticos de camada espessa atribuídos ao Membro Rio Segredo, que ocorrem na porção intermediária (unidade deposicional U2a) e superior (unidade deposicional U2b) da sucessão. As unidades deposicionais foram diferenciadas por meio das contagens gama totais, teores e concentrações espectrométricas. É destacada a distinção entre as U1 e U2b, com base nos teores de urânio e de potássio; e a redução na concentração de radionuclídeos em estratos enriquecidos em arenito carbonático. Na U1, a linha de tendência da razão Th/K é praticamente constante, com um pequeno aumento em direção ao topo. Como, nessa unidade, as variações na concentração de tório são acompanhadas por variações na concentração de potássio (fator de correlação  $r_{ThK} = 0,94$ ), pode-se supor que as condições do período de deposição permaneceram relativamente constantes. Exceto, por hipótese, pelo maior ou menor aporte de sedimentos, evidenciado pela flutuação da concentração de tório e potássio. A concentração de um elemento altamente solúvel acoplada à concentração de um elemento altamente insolúvel pode indicar que as concentrações desses elementos nos sedimentos foram resultado de um processo de deposição primária, e não de reações diagenéticas. Na U2a, a razão Th/K aumenta em direção ao topo, indicando uma

maior profundidade de água e distância da linha de costa na parte inferior desta unidade. As mudanças nas concentrações de tório são acompanhadas por mudanças no potássio em toda a unidade, mantendo uma alta correlação entre esses elementos. Nos estratos superiores dessa unidade, dominados por arenitos, a razão Th/K média é de 6,6. Segundo Basu *et al.* (2009), arenitos com Th/K > 6 indicam intemperismo químico intenso, porém, esta não é a condição de deposição dessa unidade, que se encontra em estágio de avanço glacial. Os sedimentos glaciais e proglaciais, que predominam na área de estudo, são dominados por processos mecânicos e não químicos. O valor médio da razão Th/U da U1, o menor em relação às demais unidades, associado à alta concentração de urânio, indica que essa unidade está inserida no ambiente mais redutor dentre os amostrados. A alta concentração de urânio é a principal responsável pela distinção dessa unidade. Os folhelhos e turbiditos finos dos estratos inferiores da U2a, apresentaram uma razão média Th/U de aproximadamente 5,0. Os estratos intermediários do U2a apresentam oscilações e a diminuição dessa razão em direção ao topo da unidade (predominantemente arenito) devido à diminuição de Th em relação a U. A média dessa razão nas U2a e U2b indica um ambiente nem redutor nem fortemente oxidante para essas unidades. A sensibilidade da espectrometria de raios gama para distinguir entre fácies areníticas e pelíticas depende da composição mineralógica (e química), porém, em trabalho de campo, depende principalmente da distribuição litoestratigráfica das camadas sedimentares. Embora a distinção entre as fácies das unidades estudadas não seja inequívoca por meio da espectrometria de raios gama, a distinção entre camadas ricas em pelitos e ricas em arenitos é destacada nas leituras de raios gama.

### **Considerações Finais**

A gamaespectrometria mostrou-se eficaz para a delimitação de unidades deposicionais. A relação entre os dados radiométricos e o tamanho de grão indicou que, em trabalhos de campo, a distribuição litoestratigráfica (a variação litológica entre as camadas sedimentares) exerce grande influência na capacidade do gamaespectrômetro em distinguir litotipos. Os dados espectrométricos mostraram-se úteis para diferenciar tipos diferentes de folhelhos. A alta concentração de urânio caracteriza os folhelhos negros do Membro Lontras e os distingue dos folhelhos 'comuns' do Membro Rio Segredo. Em geral, os afloramentos estudados, em valores

decrecentes da razão Th/U estabelecem a seguinte sequência: (i) folhelho 'comum' e fácies pelíticas, (ii) fácies areníticas e (iii) folhelho negro. A aplicabilidade da espectrometria de raios gama associada apenas à descrição de fácies para a interpretação de processos e ambientes sedimentares é limitada a algumas suposições em intervalos particulares. Por exemplo: (i) a relativa estabilidade nas condições de sedimentação dada pela forte correlação positiva entre potássio e tório; (ii) variações no aporte de sedimentos dadas por mudanças nas concentrações sem alterar suas razões; (iii) homogeneidade de proveniência em função da estabilidade da razão Th/K; (iv) a identificação da progradação indicada pelo aumento da razão Th/K; (v) variações nas condições hidrodinâmicas em função das oscilações do tório; (vi) a distinção entre ambientes redutores e não redutores devido a baixa razão Th/U associada a altas concentrações de urânio.

Palavras-chave: radioisótopo; sequência sedimentar; bacia sedimentar; Gondwana.

## ABSTRACT

Gamma-ray spectrometric profiles of outcrops from upper strata of the Campo Mourão Formation (CMF) and lower strata of the Taciba Formation (TF) of the Itararé Group in the Paraná Basin were used to verify the influence of lithological variation on gamma-ray readings and the possibility of differentiating and identifying lithotypes, processes and sedimentary environments of these Permo-Carboniferous deposits. The gamma-ray logs were subdivided into 3 gamma-ray units, depending on the total count, concentrations and contents of radioelements (K, U and Th). By means of gamma-ray spectrometry it was possible to: (i) distinguish between 'common' shales from black shales, often with similar faciological descriptions in fieldwork; (ii) identify carbonate regions as a function of the decrease in gamma-ray concentrations in the black shales of the FCM; (iii) demonstrate, through the relationship between radiometric data and granulometry, that, in the field, the lithostratigraphic distribution (the lithological variation between layers) has a great influence on the capacity of the gamma-ray spectrometer to distinguish lithotypes; (iv) infer sedimentary processes and sedimentary environments through Th/K and Th/U ratios, respectively; (v) estimate the precipitation of authigenic uranium in a reducing environment, with low sedimentation rate, through the Th/U ratio associated with high uranium concentration and; (vi) discriminate three depositional units, a system with fine turbidites in the CMF and two submarine fans (channels, dikes and lobes) in the TF.

Keywords: radioisotope; sedimentary sequence; sedimentary basin; Gondwana.

## SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	13
1.1	OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS .....	14
1.2	LOCALIZAÇÃO DOS AFLORAMENTOS ESTUDADOS .....	15
2	MATERIAL E MÉTODOS .....	15
3	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....	17
3.1	BACIA DO PARANÁ.....	17
3.1.1	Contexto Geológico .....	17
3.1.2	Embasamento.....	18
3.1.3	Arcabouço Estratigráfico.....	19
3.1.4	Unidades Litoestratigráficas da Área Estudada.....	23
3.1.5	Membro Lontras (Formação Campo Mourão).....	23
3.1.6	Membro Rio Segredo (Formação Taciba) .....	24
3.2	GAMAESPECTROMETRIA .....	25
3.2.1	Fundamentos de Radioatividade.....	27
3.2.2	Natureza Estatística do Decaimento Radioativo.....	30
3.2.3	Interação dos Raios Gama com a Matéria .....	31
3.2.4	Aquisição dos Dados.....	33
3.2.5	Tratamento dos Dados.....	34
3.2.6	Fontes de Radiação Gama.....	35
3.3	ROCHAS SEDIMENTARES.....	37
3.3.1	Processos de Seleção e Alteração .....	39
3.3.2	Intemperismo .....	39
3.3.3	Diagênese .....	46
3.4	AMBIENTES TECTÔNICOS.....	49
3.5	APLICAÇÕES DA GAMAESPECTROMETRIA AO ESTUDO DE AFLORAMENTOS .....	51
4	ARTIGO .....	56
	REFERÊNCIAS .....	75
	ANEXOS .....	83

## 1 INTRODUÇÃO

A pesquisa gamaespectrométrica em afloramentos decorre da potencialidade de identificar tendências sutis em perfis de raios gama associados a particularidades de sucessões litológicas (Bessa 1995). As concentrações de potássio (K), tório (Th) e urânio (U) das rochas amostradas são calculadas indiretamente e registradas nos espectros de raios gama, e podem ser interpretadas à luz do conhecimento dos processos deposicionais e geoquímicos das rochas sedimentares. Além das considerações extraídas da 'Contagem Total' (CT) da radiação gama, são relevantes aquelas que podem ser feitas levando em conta as variações dos espectros individualizados de potássio, tório e urânio e também entre suas razões Th/K, Th/U e U/K (Basu *et al.* 2009).

Muitos trabalhos exploraram essas potencialidades, por exemplo: Davies e Elliott (1996) usaram espectrometria de raios gama para a identificação de superfícies estratigráficas e tratos de sistema em uma abordagem de estratigrafia de sequência de alta resolução; Svendsen e Hartley (2001) estudaram o registro espectrométrico de raios gama em conglomerados, arenitos e lamitos do Triássico para discriminar litotipos através da correlação entre a concentração de elementos radioativos e as concentrações determinadas pela geoquímica da rocha total; Anjos *et al.* (2007) investigaram depósitos sedimentares quaternários para avaliar a influência do transporte na concentração de radionuclídeos; Basu *et al.* (2009) estudaram características de proveniência e história deposicional com base nas abundâncias de potássio, tório e urânio em arenitos proterozoico; Gould *et al.* (2014) avaliaram a covariância dos radioelementos (K, U e Th) e a associaram a centenas de análises geoquímicas de arenitos e folhelhos para identificar mudanças nas litofácies e proveniência; Šimíček e Bábek (2015) compararam dados espectrométricos de radiação gama de siliciclásticos do Cretáceo com descrição de fácies, petrografia e análise geoquímica para interpretação de proveniência; Costa *et al.* (2018) estudaram arenitos e folhelhos para avaliar as condições paleoclimáticas do Permo-Carbonífero. Todos esses trabalhos atestam a aplicabilidade da gamaespectrometria como ferramenta para desvendar eventos geológicos.

Neste trabalho, a gamaespectrometria foi utilizada associada à descrição de fácies para investigar unidades litoestratigráficas sob a influência da transição de estados glaciais. O estudo foi realizado nos membros Lontras e Rio Segredo, topo e

base das formações Campo Mourão e Taciba respectivamente, unidades litoestratigráficas permo-carboníferas contidas na porção inferior da Supersequência Gondwana I (Grupo Itararé<sup>1</sup>).

## 1.1 OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS

A espectrometria gama foi empregada para investigar: (i) processos e ambientes sedimentares; (ii) a influência da variação litológica nos padrões de raios gama; e (iii) seu potencial para discriminar e identificar litotipos de sucessões deposicionais que guardam semelhanças faciológicas entre si, o folhelho Lontras com os folhelhos e pelitos sobrepostos, e os turbiditos espessos de dois leques submarinos.

O mapeamento das fácies e seus perfis gamaespectrais realizados em afloramentos são fontes de dados básicas para a compreensão da história deposicional de uma bacia sedimentar. Os dados gamaespectrométricos e faciológicos deste trabalho irão compor um banco de dados, associado a dados geoquímicos, bioestratigráficos, petrofísicos e petrográficos, englobando amplos níveis estratigráficos da Bacia do Paraná. A associação dos dados gamaespectrométricos com esses dados possibilitará ampliar e dar suporte às interpretações realizadas como também responder a inúmeras questões não possíveis apenas com o uso da gamaespectrometria e descrição faciológica. Por exemplo, a vinculação com os dados bioestratigráficos para auxiliar a elucidar o ambiente deposicional, a associação com os dados petrográficos e geoquímicos para inferir a fonte mineral radioativa, a proveniência, o transporte, o clima, a diagênese, entre outros. A espectrometria de raios gama ampliou significativamente o poder de interpretação da história deposicional em comparação à Contagem Total, e assim, a vinculação dos dados gamaespectrométricos aos acima mencionados (no contexto da Bacia do Paraná) aumentará o potencial para correlação e interpretação de perfis radiométricos de poços profundos, contribuindo para o entendimento da evolução estratigráfica dessa bacia.

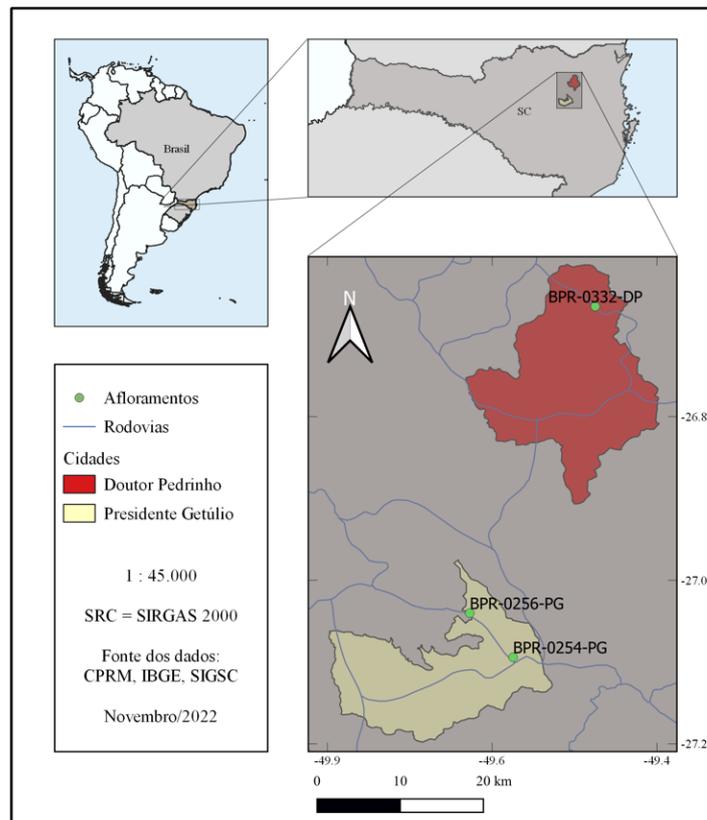
---

<sup>1</sup> Para o desenvolvimento deste trabalho, adotou-se a divisão litoestratigráfica proposta por França e Potter (1988), que divide o Grupo Itararé, da base para o topo, nas formações Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba.

## 1.2 LOCALIZAÇÃO DOS AFLORAMENTOS ESTUDADOS

Os afloramentos estudados localizam-se na faixa leste da Bacia do Paraná, em cortes de estrada nos municípios de Presidente Getúlio (SC 340) e Doutor Pedrinho (SC 477) em Santa Catarina.

Figura 1. Localização dos afloramentos estudados na região de Presidente Getúlio e Doutor Pedrinho, SC.



Fonte: Elaborado pelo autor

## 2 MATERIAL E MÉTODOS

As concentrações de potássio (%), tório (ppm) e urânio (ppm) foram obtidas usando o gamaespectrômetro portátil RS-330 (Radiation Solutions Inc.) do Laboratório de Análise de Bacias Sedimentares (LABAC) da Universidade Federal de Santa Catarina. Esse instrumento possui um detector de Iodeto de Sódio com volume de 350 cm<sup>3</sup> e sua faixa de operação é de 15 a 3000 keV, distribuídos em

1024 canais (Manual RS-330; Radiation Solution 2017), resultando em 2,9 keV/canal para a resolução de energia.

As amostragens foram realizadas em afloramentos que reproduziam, tanto quanto possível, a geometria utilizada para calibração dos equipamentos. Amostragens com distância inferior a 40 cm da base e topo dos afloramentos foram evitadas para preservar as medições de contagens não relacionadas à litologia devido ao volume de detecção de radiação gama pelo instrumento. As leituras foram realizadas em espaçamento regular de 20 cm. Esta regularidade na aquisição permite uma maior consistência na descrição das variações do perfil radiométrico associado ao perfil estratigráfico, permitindo a identificação de características radiométricas em resposta a variações litológicas bem como a transição entre pacotes deposicionais. A amostragem por meio de espaçamento maior, para evitar que duas medidas sofram a interferência de uma mesma fonte radioativa, implica no risco de perda de informações radioativas relevantes, além disso, em amostragens com espaçamento regular, é irrelevante se duas ou mais medidas tenham influência da mesma fonte radioativa, uma vez que as medidas são independentes. O tempo de amostragem dos dados gamaespectrométricos foi estipulado, após medidas em campo, em 180 s, de forma a manter os erros associados às medidas de concentração abaixo de 10%. Para esse tempo de amostragem, os erros percentuais médios ficaram compreendidos entre 1,5 e 3% para o potássio, 2 e 5% para o tório e entre 7 e 9% para o urânio (excepcionalmente 4% no afloramento BPR-0254-PG).

Foram realizadas as descrições detalhadas das fácies de três afloramentos que apresentam ampla continuidade lateral (> 30 m) e vertical (> 10 m), com estruturas sedimentares e litologias bem preservadas, nos quais foram registradas 275 leituras gamaespectrométricas. Em estratos da Formação Campo Mourão foram realizadas 94 leituras no afloramento BPR-0254-PG e em estratos da Formação Taciba 106 no afloramento BPR-0256-PG e 75 leituras no afloramento BPR-0332-DP.

A importação dos registros de raios gama foi realizada pelo software RSAnalist e os dados organizados e tratados nos softwares Python e Excel. Os perfis espectrométricos de raios gama foram associados aos dados faciológicos e estruturais em seções colunares (escala 1:10). Para a análise e interpretação dos

dados, tabelas e gráficos foram utilizados para destacar padrões e feições nas sucessões sedimentares.

As conversões das unidades, para as diferentes associações dos dados, gráficos e tabelas, tem como base a proporcionalidade entre a taxa de contagem e a taxa de dose gama expressa pelo equipamento utilizado. Para validar as conversões realizadas no tratamento dos dados, a Taxa de Dose medida pelo equipamento (dados importados e expressos em  $\mu\text{Rh}^{-1}$  pelo equipamento) foi comparada com a Taxa de Dose calculada por meio da Contagem Total (ppm\_eU) obtida das concentrações de K, U e Th com  $s_K/s_U = 2,3$  e  $s_{Th}/s_U = 0,44$ . O resultado teve concordância média de 99%, indicando que a taxa de contagem varia linearmente com a taxa de dose gama e valida as conversões realizadas no tratamento dos dados<sup>2</sup>. O trabalho de campo foi antecedido pela verificação de calibração do equipamento.

### **3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

#### **3.1 BACIA DO PARANÁ**

##### **3.1.1 Contexto Geológico**

A Bacia do Paraná desenvolveu-se sobre uma região cratônica do Gondwana ocidental, marginal a uma zona móvel, sob a influência de esforços compressivos em função da convergência entre o bloco gondwânico, blocos exóticos e a litosfera oceânica do Panthalassa. Essa bacia originou-se como um golfo aberto para o oceano Panthalassa, assumindo feição de bacia intracratônica, após o ciclo sedimentar da Supersequência Gondwana I, com o progressivo fechamento de seu interior às incursões marinhas, favorecido pela acreção continental ao longo da

---

<sup>2</sup> Como os espectros de energia K, U e Th são diferentes, as sensibilidades  $s_K$ ,  $s_U$ ,  $s_{Th}$  variam com as mudanças nos parâmetros do instrumento (tipo e tamanho do detector) e o limite de discriminação de energia. A razão  $s_K/s_U$  é o equivalente em urânio do potássio, e a razão  $s_{Th}/s_U$  é o equivalente em urânio do tório para um determinado instrumento. Com base nas taxas de dose gama de uma superfície plana infinita com concentração unitária de K, U e Th, a taxa de dose gama de 2,3 ppm\_eU é equivalente à taxa de dose de 1% K, e a taxa de dose gama de 0,44 ppm\_eU é equivalente à taxa de dose de uma rocha contendo 1 ppm Th. Para instrumentos radiométricos com  $s_K/s_U = 2,3$  e  $s_{Th}/s_U = 0,44$ , a taxa de contagem é proporcional à taxa de dose gama (IAEA 2003).

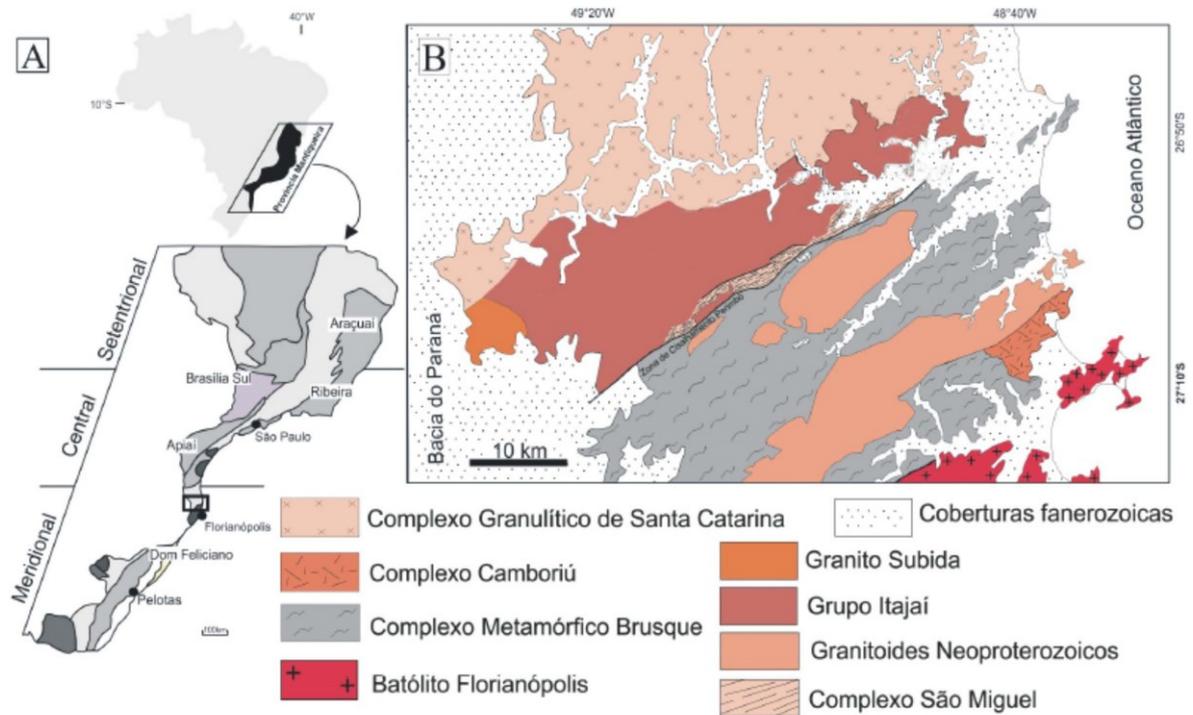
margem sudoeste do Gondwana (Zalán *et al.* 1990). A Bacia do Paraná possui o maior registro sedimentar do Gondwana na América do Sul (França e Potter 1988) e compreende porções do sul do Brasil, leste do Paraguai, norte do Uruguai e nordeste da Argentina, com seu depocentro estrutural alinhado com a calha do Rio Paraná (Milani e Ramos 1998).

### 3.1.2 Embasamento

O embasamento da Bacia do Paraná é composto por complexos granito-gnáissicos, rochas metassedimentares e molassas do Ciclo Brasileiro, com subsidência inicial vinculada a contração térmica do final desse ciclo (Quintas *et al.* 1999). Em sua parte central, a Bacia do Paraná apoia-se sobre um mosaico de fragmentos “cratônicos” e faixas móveis brasileiras responsáveis por significativas suturas (Milani 1997, Cordani *et al.* 2009). O arcabouço estrutural da bacia é caracterizado por importantes lineamentos orientados segundo as direções NE-SW, NW-SE e E-W. Os lineamentos NE-SW e NW-SE estão associados à reativação tectônica das estruturas do embasamento durante eventos tectônicos Fanerozoicos e os lineamentos E-W às tensões litosféricas decorrentes da abertura Juro-Cretácea do Oceano Atlântico Sul (Zalán *et al.* 1990, Milani e Zalán 1999).

O Arco de Assunção, provável reação flexural do embasamento aos primeiros pulsos orogênicos da margem ocidental da América do Sul, com direção norte-sul, limita a bacia a oeste (Zalán *et al.* 1990). A Flexura de Goiânia com direção NW-SE limita a bacia a nordeste. A leste e sudeste, a Bacia do Paraná oriental ocorre adjacente às unidades estratigráficas da Província Mantiqueira que teve sua origem relacionada à colisão dos crátons Rio de La Plata, Congo, Paranapanema e Kalahari durante o evento Pan Africano-Brasileiro. Essa província é dividida em três domínios tectônicos: setentrional, central e meridional. O domínio setentrional inclui o Cinturão Araçuaí, o central os cinturões Ribeira, Brasília e Apiaí e o domínio meridional é constituído pelos cinturões Dom Feliciano e São Gabriel (Almeida *et al.* 1981, Basei *et al.* 2011). Adjacente à área de estudo, ao leste de Santa Catarina, ocorre o Cinturão Dom Feliciano, principal unidade geotectônica da porção meridional da Província Mantiqueira (Figura. 2; Almeida *et al.* 1981, Costa e Nascimento 2015), que nesta região se divide em três domínios tectônicos: Interno, Central e Externo.

Figura 2. Província Mantiqueira (A) e mapa geológico simplificado do Cinturão Dom Feliciano (B).



Fonte: modificado de Costa e Nascimento 2015.

O domínio interno representado pelo Batólito de Florianópolis compreende diversos corpos graníticos neoproterozoicos (Basei *et al.* 1992); o domínio central, Complexo Metamórfico Brusque, é composto por sequências metavulcanosedimentares de baixo grau (metapelitos, metapsamitos e metacarbonáticas); e o domínio externo, Bacia do Itajaí, é constituída por arcósios, subarcósios, litoarenitos, grauvaques, rochas vulcânicas e vulcanoclásticas (Costa e Nascimento 2015).

### 3.1.3 Arcabouço Estratigráfico

A Bacia do Paraná apresenta um registro estratigráfico paleomesozoico de quase 400 milhões de anos, com espessura que pode alcançar 7 km em seu depocentro. Inclui rochas sedimentares e magmáticas associadas a sucessivas fases de deposição, caracterizadas por discordâncias estratigráficas de caráter regional (Zalán *et al.* 1990; Milani 1997).

O preenchimento sedimentar-magmático da bacia é composto por seis unidades aloestratigráficas de segunda ordem (conforme a concepção de Supersequência dada por Vail *et al.* 1977): Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I, Gondwana II, Gondwana III e Bauru. As três primeiras estão relacionadas a ciclos transgressivo-regressivos decorrentes das variações do nível relativo do mar ocorridas durante o Paleozoico e as três últimas a deposições sedimentares continentais e ao magmatismo Serra Geral do Mesozoico (Milani *et al.* 2007).

A **Supersequência Rio Ivaí** (Ordoviciano a Siluriano), de sedimentação predominantemente marinha, compreende as rochas sedimentares mais antigas da Bacia do Paraná. Essa supersequência registra o primeiro ciclo transgressivo-regressivo da bacia e repousa sobre o embasamento pré-cambriano. A geometria dessa unidade, com depocentros estreitos e alongados segundo a direção NE-SW e a associação da sedimentação inicial da bacia com magmatismo básico, sugere ter ocorrido uma reativação ordoviciano-siluriana de suturas antigas do embasamento, responsável pelo mecanismo inicial de subsidência da bacia (Soares 1991, Milani e De Wit 2008). O registro sedimentar siliciclástico inclui conglomerados e arenitos na Formação Alto Garças, diamictitos na Formação Iapó e folhelhos fossilíferos e siltitos na Formação Vila Maria (Milani e Ramos 1998).

A **Supersequência Paraná** (Devoniano) após um hiato deposicional de aproximadamente 15 milhões de anos registra o segundo ciclo transgressivo-regressivo do oceano Panthalassa. Seus depósitos cobrem amplos peneplanos, formados em decorrência de intensa remoção erosiva (Soares 1991). A maior parte de seu registro estratigráfico assenta-se de forma discordante sobre os estratos da Supersequência Rio Ivaí e, na porção sul e sudeste da bacia, sobre o embasamento cristalino. Essa supersequência é composta por uma deposição arenosa pertencente à Formação Furnas sobreposta por uma deposição pelítica da Formação Ponta Grossa (Milani e Ramos 1998, Zielinski e Nascimento 2015).

A **Supersequência Gondwana I** (NeoCarbonífero a Eotriássico) representa um ciclo transgressivo-regressivo completo e encerra com o fechamento da Bacia do Paraná ao Panthalassa e o desenvolvimento de sistemas deposicionais transicionais e continentais (Warren *et al.* 2008, Costa *et al.* 2018) a partir do qual prevalece o caráter de bacia intracratônica em interior continental do Gondwana mesozoico. Essa supersequência, com espessuras de até 2.500 m, engloba o maior volume sedimentar da Bacia do Paraná, aflorando em uma estreita faixa ao longo da

borda leste e oeste da bacia. Essa grande unidade caracteriza individualmente, da base para o topo, o Grupo Itararé e a Formação Aquidauana, o Grupo Guatá, o Grupo Passa Dois e as formações Piramboia e Sanga do Cabral (Milani *et al.* 2007).

O Grupo Itararé representa o reinício da sedimentação após um período de mudanças climáticas devidas ao deslocamento do Gondwana para menores latitudes. Nesse período a Bacia do Paraná situava-se em latitudes em torno de 60° e 65° (Santos *et al.* 1996). A superfície discordante, que separa o Grupo Itararé dos depósitos inferiores representa uma lacuna de aproximadamente 55 Ma no registro sedimentar (d'Avila 2009) que pode estar relacionada à cobertura da bacia pela geleira (Milani e Ramos 1998). Esse grupo, de caráter predominantemente transgressivo e pós-glacial registra a grande glaciação gondwânica e é marcado por três ciclos principais de deglaciação e sedimentação que evidenciam mudanças climáticas e oscilações do nível relativo do mar (França e Potter 1988). Esses ciclos são representados pelas formações Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba. Canuto *et al.* (2010) interpretaram os ciclos glaciais do Grupo Itararé no sul do Estado do Paraná e norte do Estado de Santa Catarina considerando as características observadas para o arcabouço estratigráfico. Segundo esses autores o avanço do gelo resultou em erosão do substrato, deposição subglacial (tilitos de alojamento) e deslocamento de sedimentos em direção ao mar, incluindo fluxos gravitacionais de detritos, registrando em posição proglacial distal a maior parte dos depósitos de mar baixo. Os tilitos de alojamento, deste modo, correspondem a depósitos associados a fases de mar baixo, depositados em área continental ou marinha de plataforma proximal. No estágio de degelo o registro sedimentar é constituído, predominantemente, pela sequência dada por arenitos, siltitos, folhelhos e lamitos marinhos proglaciais, configurando em seu topo uma superfície de inundação máxima, que atua como importante elemento de correlação cronoestratigráfica.

O Grupo Guatá sucede os estratos glaciogênicos do Grupo Itararé. É formado por rochas de ambiente deltaico, marinho e litorâneo, sendo comum o retrabalhamento dos lobos deltaicos por ação das marés. Esse grupo compreende as formações Rio Bonito e Palermo. O estrato sedimentar da Formação Rio Bonito compreende arenitos finos, siltitos e siltitos carbonosos que se intercalam a camadas de carvão e a Formação Palermo é composta por siltitos, siltitos arenosos, arenitos finos e folhelhos cinza-escuros relacionados à superfície de inundação máxima (Milani 1997, Milani e De Wit 2008).

O Grupo Passa Dois registra o estágio regressivo do Panthalassa e a instalação de clima desértico na bacia. É composto pelas formações Irati, Serra Alta, Teresina, Rio do Rasto e, com abrangência mais localizada, pelas formações Sanga do Cabral, Pirambóia e Corumbataí. Durante a deposição da Formação Irati houve efetiva restrição à circulação de águas entre a sinéclise e o Panthalassa, desenvolveu-se um ambiente hipersalino acumulando carbonatos e evaporitos na porção norte, e folhelhos betuminosos com alto teor orgânico na porção sul da bacia. A Formação Serra Alta registra a última incursão marinha importante documentada na Bacia do Paraná, representada por um estrato de folhelhos cinza-escuros finamente laminados. Nas formações Teresina e Rio do Rasto passam a dominar sistemas continentais de deposição, incluindo lobos deltaicos, pelitos lacustres, arenitos eólicos e depósitos fluviais (Gama Jr. 1979, Milani *et al.* 2007, Milani e De Wit 2008).

A **Supersequência Gondwana II** (Meso a Neotriássico) com sedimentação de natureza continental de ambiente flúvio-lacustre é representada pela Formação Santa Maria, a qual possui correlação intercontinental evidenciada pelo seu conteúdo fossilífero (Soares *et al.* 2014). O estrato sedimentar dessa supersequência está situado na parte central do Rio Grande do Sul e no norte do Uruguai, preenchendo pequenos grábens, cuja ciclicidade, na qual se intercalam pelitos lacustres e arenitos fluviais, seria decorrente de variações do nível de base lacustre sob influência tectônica e climática (Milani *et al.* 1998).

A **Supersequência Gondwana III** (Neojurássico a Eocretáceo) é amplamente distribuída pela Bacia do Paraná. Constituída por uma sucessão sedimentar-magmática, engloba a Formação Botucatu e a Formação Serra Geral. A Formação Botucatu é um monótono e amplo campo de dunas e interdunas eólicas (Milani *et al.* 2007). Sobre a Formação Botucatu se instala o Magmatismo Serra Geral, uma espessa cobertura de lavas de quase 2000 m de espessura. A Formação Serra Geral faz parte da Província Magmática Paraná-Etendeka, sua origem está relacionada ao rifteamento e abertura do Oceano Atlântico Sul e associada à reativação dos lineamentos NW-SE do embasamento, que modelou grande parcela da sedimentação paleozoica e mesozoica da parte leste da Bacia do Paraná (Zalán *et al.* 1990, Milani *et al.* 2007, Soares *et al.* 2014).

A **Supersequência Baurú** (Neocretáceo), restrita à porção norte da Bacia, instala-se sobre a depressão formada devido aos ajustes isostáticos da

espessa camada basáltica da Formação Serra Geral. Sua deposição ocorreu em condições semiáridas, mais úmidas nas margens e desérticas em seu interior. É constituída, predominantemente, por rochas siliciclásticas; lamíticas na base (Formação Araçatuba), gradando para arenitos e conglomerados no topo (formações Adamantina, Uberaba e Marília). Alguns eventos intrusivos de natureza alcalina, ocorridos durante a deposição desta supersequência, se fazem presentes em sua borda norte (Batezelli *et al.* 2003, Milani *et al.* 2007).

### **3.1.4 Unidades Litoestratigráficas da Área Estudada**

As unidades litoestratigráficas estudadas neste trabalho estão contidas na porção inferior da Supersequência Gondwana I (Grupo Itararé) e correspondem aos membros Lontras e Rio Segredo, topo e base das formações Campo Mourão e Taciba respectivamente.

### **3.1.5 Membro Lontras (Formação Campo Mourão)**

A Formação Campo Mourão (FCM), depositada no Stephaniano Superior conforme dados bioestratigráficos, corresponde ao terço médio do Grupo Itararé e ocorre de forma ampla pela Bacia do Paraná. Esta formação é constituída por um ciclo de afinamento ascendente composto por arenito gradando para seções argilosas (França e Potter 1988), entretanto, na área de estudo, ocorre somente a parte superior da FCM, conhecida como Membro/Folhelho Lontras (Castro 1999), de coloração cinza-escura a preta, bem laminado, micáceo e de aspecto várvido, com estruturas *cone-in-cone* e, em sua camada basal, clastos caídos. Sua deposição ocorreu em período de baixo aporte sedimentar em contexto proglacial. Conforme d'Avila (2009), a presença de clastos caídos em alguns níveis estratigráficos indica o avanço e recuos dos glaciares que liberavam os clastos com o derretimento dos icebergues, confinados a depressões ou paleovales mais pronunciados ao sul e mais largos e suaves na região de Dr. Pedrinho.

Muito se discute sobre a natureza dos sedimentos do Grupo Itararé, se lacustres ou marinhos. De forma geral, as pesquisas apontam que a sua parte basal teria maior influência continental e seu topo, marinha. Em relação ao Folhelho

Lontras, alguns trabalhos associam os icnofósseis a ambiente salobro, outros a marinho (Souza 2003, Balistieri 2003, Neto *et al.* 2009, Mouro *et al.* 2017 e 2018, e referências neles). O relevo da bacia atua como o condicionante dessas diversas ambiências, com vales glaciais e o embasamento mais elevado ao sul de Santa Catarina conferindo uma fisiografia particular e descontínua à deposição do Folhelho Lontras. Destaca-se, também, a volumosa massa de água doce proveniente do degelo dos glaciares na época de deposição do Membro Lontras (d'Avila 2009). Em trabalho paralelo e contemporâneo a este, de pesquisadores no âmbito do mesmo projeto ao qual esta dissertação foi desenvolvida, a identificação de icnofósseis associados à água doce indica ambiente lacustre para o Folhelho Lontras na região de Presidente Getúlio.

### **3.1.6 Membro Rio Segredo (Formação Taciba)**

A Formação Taciba estende-se por toda a bacia, exceto no Escudo Sul Rio-Grandense. É subdividida da base para o topo nos membros Rio Segredo (arenoso), Chapéu do Sol (diamítico) e Rio do Sul (siltico-argiloso) (França e Potter 1988, Castro 1999). Na região de estudo, o Membro Rio Segredo está em contato com o Membro Lontras por meio de uma superfície de inundação máxima, ou assenta-se discordantemente sobre o embasamento pré-cambriano do Complexo Granulítico de Santa Catarina (d'Avila, 2009). O Membro Rio Segredo, em Presidente Getúlio, constitui-se de folhelhos e ritmitos de espessuras crescentes antecedendo seus arenitos turbidíticos mais espessos, com aumento ascendente na razão arenito/folhelho. Castro (1999) propôs para o Membro Rio Segredo uma deposição marinha relativamente profunda de leques submarinos, e de profundo a rasa para d'Avila (2009) em direção ao sul, na região de Alfredo Wagner, onde ocorre o adelgaçamento dos turbiditos arenosos. Tanto em Presidente Getúlio, como em Doutor Pedrinho, os arenitos do Rio Segredo foram supridos por sistemas de leques submarinos alternando deposição por correntes de turbidez de alta e baixa densidade em estratos gradacionais com fácies de Bouma em diversas escalas, intercalados por camadas de pelitos (Baesso e Nascimento, 2022).

### 3.2 GAMAESPECTROMETRIA

A gamaespectrometria é uma técnica analítica utilizada para identificar e estimar a concentração de núclídeos<sup>3</sup> emissores de radiação gama<sup>4</sup>, denominados radionuclídeos, por meio da discriminação dos níveis de energia das radiações dos alvos pesquisados.

A energia da radiação gama é emitida pelos radionuclídeos na forma de pacotes de energia, os fótons. Essa energia, discreta, é característica do radionuclídeo de origem e é a propriedade básica para a pesquisa gamaespectrométrica. Por meio da medida da intensidade e do nível de energia dos fótons de raios gama, pode-se determinar a fonte da radiação (IAEA – International Atomic Energy Agency 2003). Quando a gamaespectrometria é utilizada em estudos geológicos, normalmente, o interesse reside na determinação da abundância relativa ou nas concentrações de K, U e Th em rochas, sedimentos, solos, água e atmosfera (Adams e Gasparini 1970, Minty 1997, Wilford *et al.* 1997).

O espectrômetro eletromagnético é um dispositivo utilizado para medir a intensidade da radiação eletromagnética em função de sua energia (**E**), frequência ( $\nu$ ) ou comprimento de onda ( $\lambda$ ). O gamaespectrômetro é um instrumento desse tipo, cuja faixa de operação se situa, normalmente, em níveis de energia compreendidos entre 30 e 3000 keV ( $\nu$  entre  $10^{18}$  e  $10^{20}$  Hz,  $\lambda$  entre  $10^{-11}$  e  $10^{-13}$  m). Essa correspondência entre energia, frequência e comprimento de onda foi estabelecida por Max Plank no início do século XX, e está materializada na expressão (Ward 1981, Gilmore 2008):

$$\Delta E = E_e - E_r = h\nu = hc\lambda^{-1}$$

Onde:

$\Delta E$  é a variação entre os estados de energia em Joules [J];

---

<sup>3</sup> **Nuclídeo** - é o termo geral aplicado a todas as formas atômicas dos elementos, compreende todos os isótopos de todos os elementos. O nuclídeo é diferenciado pelo seu número atômico, sua massa atômica e seu estado de energia (CNEN - Glossário de Termos Usados em Energia Nuclear).

<sup>4</sup> **Radiação Gama** - Radiação eletromagnética emitida por um núcleo atômico excitado durante o processo de passagem para um estado de excitação mais baixo. A faixa de radiação em energia é de  $10^{-15}$  a  $10^{-10}$  J (10 keV a 10 MeV) correspondendo a um comprimento de onda de  $10^{-11}$  a  $10^{-14}$  m (Magill e Galy 2005).

$E_e$  é a energia no estado excitado em Joules [J];

$E_r$  a energia no estado estável (de repouso) em Joules [J];

$h$  é a constante de Plank ( $6,62 \times 10^{-34}$  Js ou  $4,14 \times 10^{-15}$  eVs);

$\nu$  é a frequência da onda eletromagnética em Hertz [ $s^{-1}$ ];

$c$  é a velocidade da onda eletromagnética no vácuo ( $3,00 \times 10^8$  ms $^{-1}$ );

$\lambda$  é o comprimento da onda eletromagnética em metros [m].

O funcionamento de um gamaespectrômetro se fundamenta nas interações entre o seu sistema de detecção e a radiação. Além do detector, há um sistema de amplificação e um de contagem. Os detectores de iodeto de sódio dopado com tálio, NaI(Tl), são amplamente utilizados em pesquisas geológicas devido a sua eficiência. A interação entre o raio gama e o detector gera uma cintilação que por meio de um fotomultiplicador produz um pulso de saída proporcional à energia do raio gama incidente; esse pulso amplificado é analisado e irá compor o espectro de energia (Adams e Gasparini 1970, IAEA 2003). Em gamaespectrômetros modernos há, também, circuitos responsáveis por fazer a correção de tempo-morto, estabilização de desvio do espectro de energia e atualização automática de radiação de fundo (IAEA 2010, Manual RS-330).

O espectrômetro de raios gama é caracterizado pela sua eficiência, resolução, tempo-morto e faixa de operação. Os conceitos abaixo apresentados são gerais e suficientes para o propósito desta dissertação:

- A **eficiência** é uma medida da probabilidade de que um fóton emitido pela fonte seja detectado. É geralmente citada como a razão de contagens registradas por fótons incidentes no detector.
- A **resolução** mede a capacidade do gamaespectrômetro em distinguir fótons de energia ligeiramente diferentes.
- O **tempo-morto** é o tempo necessário para o instrumento processar a contagem referente a cada pulso produzido por um raio gama. Durante esse tempo os demais pulsos de entrada são ignorados, reduzindo, portanto, o tempo efetivo de contagem.
- A **faixa de operação** caracteriza os níveis mínimos e máximos de energia de raios gama com que o instrumento pode operar.

Existem, basicamente, dois tipos de espectrômetros: os integrais e os diferenciais. Os integrais registram pulsos com amplitudes que excedem um limiar

de discriminação, que é ajustável de acordo com o radionuclídeo a ser identificado. Os diferenciais, que são a maioria atualmente, registram os pulsos em canais, que estão associados aos intervalos de energia do fóton incidente. Intervalos de energia mais amplos, com vários canais, são chamados de janelas de energia. Espectrômetros modernos usam 256, 512 ou 1024 canais, com largura de vários keV por canal – a depender da faixa de energia de trabalho do espectrômetro (IAEA 2003).

A investigação da atividade<sup>5</sup> gama das rochas, solos, águas e atmosfera pode ser realizada em campo ou em laboratório. Em campo, é realizada por meio de medições em superfície, em subsuperfície ou aérea, com instrumento portátil ou aéreo-transportado (Adams e Gasparini 1970). Quanto às grandezas, suas medidas podem ser do tipo **contagem total**, na qual raios gama de todas as energias são computados (dentro da faixa de operação do aparelho utilizado), ou aquelas cujos **níveis de energia são discriminados**. Medidas de contagem total são normalmente utilizadas para monitorar os níveis de radiação e detectar fontes anômalas, enquanto as medidas dos níveis de energia discriminados são utilizadas para diagnosticar sua fonte emissora, uma vez que cada radionuclídeo emite radiação em um nível específico de energia (IAEA 2003), assunto relacionado à quantização de energia.

### 3.2.1 Fundamentos de Radioatividade

A radioatividade é um fenômeno natural em que um nuclídeo energeticamente instável emite radiação, na forma de partícula e/ou radiação eletromagnética, resultando em um novo nuclídeo. Esse processo é denominado decaimento radioativo ou desintegração nuclear (IAEA 2003, Gilmore 2008). A transmutação de um nuclídeo em outro é um fenômeno essencialmente nuclear, esse processo não é possível por meios químicos (Lee 1980), uma vez que as energias nucleares são muito elevadas em relação às energias envolvidas em reações químicas (que são da ordem  $10^9$  kJmol<sup>-1</sup> e  $10^1$  a  $10^2$  kJmol<sup>-1</sup>, respectivamente).

---

<sup>5</sup> **Atividade** – é o número médio de transições nucleares espontâneas por intervalo de tempo unitário. Sua unidade é o Becquerel. 1 Bq (Becquerel) = 1 desintegração por segundo = s<sup>-1</sup> (IAEA 2003).

O decaimento radioativo ocorre por diferentes formas: emissão de partículas alfa, partículas beta, captura de elétrons, entre outras (Gilmore 2008). É um processo que depende da razão nêutron/próton e da relação massa-energia dos núclídeos pai, filho e partícula(s) emitida(s) (Magill e Galy 2005). A emissão de radiação gama não é, exatamente, um processo de desintegração, mas sim um subproduto frequente do decaimento alfa ou beta que ocorre quando o núclídeo-filho resulta em um estado excitado de energia; a radiação gama ocorre, justamente, dissipando o excedente de energia do radionuclídeo-filho (Gilmore 2008).

Um mesmo radionuclídeo, em função de suas características, pode decair por meio de diferentes processos. O radionuclídeo  $^{40}\text{K}$ , por exemplo, pode decair por meio de três formas distintas: 89,3 % do  $^{40}\text{K}$  decaem para o núclídeo estável  $^{40}\text{Ca}$  via **emissão  $\beta^-$**  e, 10,7% do  $^{40}\text{K}$  decaem para o  $^{40}\text{Ar}$  via **captura de elétron** ou **emissão  $\beta^+$** . O processo de decaimento para o  $^{40}\text{Ar}$  é um exemplo em que ocorre a emissão de radiação gama (de 1,46 MeV) para permitir que seja alcançada a estabilidade energética do argônio. Entretanto, independentemente do tipo de radiação, o tempo observado para que metade da população de um determinado radionuclídeo decaia, chamado tempo de meia-vida, é sempre o mesmo (IAEA 2003, Arevalo Jr. 2018).

Segundo Telford *et al.* (1990), Rutherford e Soddy, no início do século XX, demonstraram que a taxa de desintegração nuclear é proporcional ao número de radionuclídeos presentes conforme a expressão:

$$dN(t)/dt = -kN(t) \text{ ou } N_t = N_o e^{-kt}$$

onde:

$N_t$  = número de átomos após o tempo  $t$  (s);

$N_o$  = número de átomos no tempo inicial  $t = 0$  s;

$k$  = constante de decaimento específica de cada radionuclídeo ( $s^{-1}$ );

$t$  = o tempo decorrido desde o tempo inicial  $t = 0$  s.

O produto  $kN$ , na expressão acima, fornece a atividade (Bq) do radionuclídeo (IAEA 2003). Cada radionuclídeo possui uma taxa característica de desintegração nuclear e não está sujeita a nenhum processo físico (de dimensão

superior ao do núcleo atômico) ou químico (Magill e Galy 2005). Da atividade do radionuclídeo decorre o tempo de meia-vida,  $T_{(1/2)}$  (s):

$$N_T/N_o = 1/2 = e^{-kT(1/2)}$$

$$T_{(1/2)} \text{ (s)} = \ln 2 / k = 0,693/k$$

Um dos motivos que faz com que os elementos K, U e Th sejam de especial interesse na pesquisa geológica é justamente o tempo de meia-vida (Tabela 1) destes elementos, que é da ordem de grandeza compatível a do tempo de formação da Terra. Para maiores detalhes sobre a taxa de desintegração, consultar Magill e Galy (2005).

Tabela 1. Energia, meia-vida e nuclídeo de decaimento estável dos radionuclídeos  $^{40}\text{K}$ ,  $^{232}\text{Th}$  e  $^{238}\text{U}$ .

Radionuclídeos	Energia (MeV)	$T_{1/2}$ (anos)	Nuclídeo final
$^{40}\text{K}$	1,46	$1,25 \times 10^9$	$^{40}\text{Ca}$ ou $^{40}\text{Ar}$
$^{232}\text{Th}$	2,614 ( $^{208}\text{Tl}$ )	$1,39 \times 10^{10}$	$^{208}\text{Pb}$
$^{238}\text{U}$	1,765 ( $^{214}\text{Bi}$ )	$4,46 \times 10^9$	$^{206}\text{Pb}$

Fonte dos dados: IAEA (2003)

Caso o decaimento resulte em um nuclídeo-filho instável, o processo de desintegração tem prosseguimento, gerando uma série radioativa com elementos sucessivamente mais estáveis (Lee 1980) até que se tenha como produto um nuclídeo estável. Como exemplos de séries radioativas, podemos citar a do  $^{238}\text{U}$  e a do  $^{232}\text{Th}$ , que passam por vários radionuclídeos-filho até alcançarem os nuclídeos estáveis  $^{206}\text{Pb}$  e  $^{208}\text{Pb}$ , respectivamente (Magill e Galy 2005). Em um sistema fechado, o número de radionuclídeos-filho da série radioativa, bem como sua atividade, cresce até que seja alcançado o equilíbrio radioativo, situação em que as atividades de todos os radionuclídeos da série são idênticas. É esta condição, a de equilíbrio radioativo, que habilita a utilização da concentração de qualquer elemento-filho para estimar a concentração de qualquer outro elemento da série de decaimento. Sob condição de equilíbrio tem-se para a atividade (Ward 1981, IAEA 2003):

$$k_1 N_1 = k_2 N_2 = k_3 N_3 = \dots = k_i N_i$$

Essa equação justifica estimar as concentrações de Urânio e Tório por intermédio da determinação das concentrações de  $^{214}\text{Bi}$  e  $^{208}\text{Tl}$ , membros das series de decaimento do Urânio e do Tório respectivamente (Ward 1981).

Segundo Adams e Gasparini (1970), a série de decaimento radioativo está em desequilíbrio quando um ou mais radionuclídeos-filho são total ou parcialmente removidos ou adicionados ao sistema. O  $^{40}\text{K}$  decai para um nuclídeo estável em sua primeira desintegração, portanto, não há problema de desequilíbrio com esse elemento. A série do Tório, normalmente está em equilíbrio; a influência de uma eventual abertura do sistema de decaimento do  $^{232}\text{Th}$  é rapidamente cancelada em função de uma meia-vida relativamente curta de todos os seus radionuclídeos-filho, fazendo prevalecer a condição de equilíbrio nos sistemas naturais. No entanto, a série do Urânio apresenta várias particularidades que podem comprometer sua situação de equilíbrio (Adams e Gasparini 1970, Ward 1981, IAEA 2003), conduzindo a erros na interpretação das medidas gamaespectrométricas, por não serem representativas dos teores originais do radionuclídeo na rocha (Ulbrich *et al.* 2009).

### 3.2.2 Natureza Estatística do Decaimento Radioativo

A natureza do decaimento radioativo é tal que cada evento de desintegração atômica é independente dos demais e o intervalo de tempo entre estes não é constante. A frequência de decaimento é dada pela distribuição de Poisson e o desvio padrão pode ser usado para estimar o erro de uma medida radiométrica (IAEA 2003).

O desvio padrão das  $N$  contagens registradas no tempo  $t$  é dado por:

$$\sigma(N) = (N)^{0,5}$$

O erro associado à medida  $N$  é o desvio padrão fracionário da contagem:

$$\sigma(N)/N = 1/(N)^{0,5}$$

Uma vez que a taxa de contagem ( $n$ ) é o número de contagem pelo tempo ( $N/t$ ) as equações acima evidenciam que a precisão das medidas

radiométricas pode ser melhorada pelo aumento do tempo de contagem ou da taxa de contagem. Para melhorar a precisão das medidas por meio do aumento da taxa de contagem ( $n$ ) utiliza-se detectores de maior volume. O uso de equipamentos de maior sensibilidade e o cuidado na geometria do levantamento contribui para um melhor resultado (IAEA 2003, IAEA 2010). Uma descrição detalhada sobre a natureza estatística da contagem da radioatividade pode ser obtida em Gilmore (2008).

### 3.2.3 Interação dos Raios Gama com a Matéria

O estudo da matéria por meio da gamaespectrometria se dá em função de sua interação com os raios gama. No entanto, essa interação também gera limitações na pesquisa gamaespectrométrica, uma vez que a intensidade de radiação é atenuada com a distância da fonte. Essa interação ocorre de formas distintas, as principais são: Efeito Fotoelétrico, Espalhamento Compton e Produção de Par. A interação mais relevante na curta vida do fóton de raios gama é função do nível de energia emitido pelo radionuclídeo e do número atômico do elemento em interação com o fóton (Adams e Gasparini 1970).

No **Efeito Fotoelétrico**, ocorre a absorção do fóton incidente por um elétron. É um processo característico de raios gama de menor energia. Considerando um determinado nível de energia, a probabilidade de absorção fotoelétrica é maior, quanto maior o número atômico do elemento em interação. Muitas vezes, a absorção fotoelétrica ocorre após os eventos de espalhamento Compton (Adams e Gasparini 1970, Gilmore 2008).

Conforme Eisberg e Resnick (2006), na teoria quântica, o **Espalhamento Compton** deve ser descrito como a absorção de um quantum (fóton) de radiação incidente por um elétron e a emissão de outro quantum em uma nova direção, uma vez que a noção de fóton implica na sua indivisibilidade. Entretanto, por simplicidade, pode-se considerar o ponto de vista da conservação do momento e da energia de um sistema fóton-elétron, no qual, o Espalhamento Compton é um processo em que o fóton transfere parte de sua energia a um elétron e altera sua direção original.

A **Produção de Par** ocorre quando o fóton interage com o campo eletrostático de um núcleo, originando a formação de um par pósitron-elétron. Para

tanto, o raio gama deve possuir pelo menos 1,02 MeV, que é a energia necessária para a produção do par de partículas. Após a formação do par pósitron-elétron, o pósitron é desacelerado pela interação com os elétrons e sua energia diminui gradualmente até a energia de repouso, quando se aniquila por combinação com um elétron e a energia de repouso das duas partículas mutuamente aniquiladas é transformada em dois raios gama de 0,511 MeV (Eisberg e Resnick 2006).

Como resultado da interação dos raios gama com a matéria, via produção de par, espalhamento Compton e absorção fotoelétrica (entre outros processos), a intensidade da radiação decresce com a distância da fonte, podendo ser completamente absorvida em poucos centímetros de rocha. Depreende-se, portanto, que a medida gamaespectrométrica depende da geometria fonte-detector e da quantidade de material atenuante entre a fonte e o detector (Adams e Gasparini, 1970).

A espessura da matéria que reduz a intensidade do fluxo a sua metade é chamada de meia-espessura. A tabela 2 mostra a meia-espessura em várias energias para o ar a 20 °C e 76 cmHg, água de densidade 1,00 g.cm<sup>-3</sup> e rocha de densidade 2,35 g.cm<sup>-3</sup>.

Tabela 2. Relação entre a energia dos fótons e as meias-espessuras características para o ar, água e rocha.

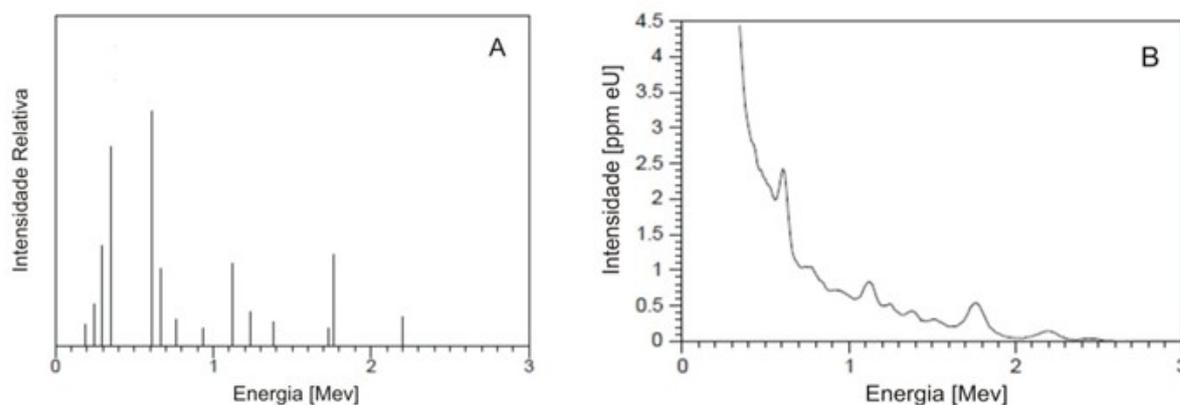
<b>Meia-espessura para os meios: ar, água e rocha.</b>			
<b>Energia (MeV)</b>	<b>Ar (m)</b>	<b>Água (cm)</b>	<b>Rocha (cm)</b>
0,01	0,2	0,1	0,01
0,10	8,1	4,1	1,7
1.0	0,6	9,8	4,6
2.0	29,3	14,1	6,6
3.0	61,1	17,5	8,1

Fonte dos dados: Ward,1981.

Os radionuclídeos possuem espectros de linha em determinados níveis de energia, a energia associada ao fóton emitido pela fonte (Figura 3A). No entanto, em função das interações dos fótons com a matéria, inclusive com o gamaespectrômetro, o aspecto do espectro de energia obtido é representado por um

continuum (Figura 3B), decorrente dos eventos de dispersão de energia sofridos pelos fótons, e um pico “arredondado” referente à energia máxima, não atenuada, emitida pelo radionuclídeo (IAEA 2003, Gilmore 2008).

Figura 3. Espectros de linha de emissão de raios gama do Urânio (A) e registro típico de espectros do Urânio registrados por um detector de NaI(Tl) com longos tempos de integração (B).



Fonte: IAEA 2010.

### 3.2.4 Aquisição dos Dados

Muitos radionuclídeos ocorrem naturalmente, porém, por questões tecnológicas, nível e intensidade de energia emitida e, também, suas concentrações, apenas  $^{40}\text{K}$ ,  $^{214}\text{Bi}$  da série do  $^{238}\text{U}$  e  $^{208}\text{Tl}$  da série do  $^{232}\text{Th}$  são normalmente medidos por espectrometria de raios gama em pesquisa geológica. As medidas de  $^{214}\text{Bi}$  e  $^{208}\text{Tl}$ , baseadas na hipótese de equilíbrio de suas séries de decaimento, são usualmente convertidas em concentrações equivalentes dos pais de suas séries (Horsfall 1997, IAEA 2003).

Conforme Adams e Gasparini (1970), as janelas de energia referente aos radionuclídeos  $^{40}\text{K}$ ,  $^{238}\text{U}$  e  $^{232}\text{Th}$  estão centradas, respectivamente, em 1.46, 1.76 e 2.61 MeVs. Na pesquisa geológica, além de monitorar as concentrações particulares dos radionuclídeos é de interesse a soma das janelas de todo espectro para determinar a concentração total (CT) da radioatividade. O tempo de amostragem influenciará na sua precisão, quanto maior o intervalo de amostragem, mais precisa será. Para um determinado tempo de amostragem, sua qualidade depende da

radioatividade da fonte, geometria<sup>6</sup> do levantamento, volume e sensibilidade do detector. Para que os dados sejam consistentes, as medições ao longo de um levantamento devem ser tais que a geometria fonte-detector seja constante para todas as observações (IAEA 2010), além de ser a mesma geometria usada na calibração do espectrômetro (IAEA 2003).

### 3.2.5 Tratamento dos Dados

Conforme Minty *et al.* (1997), a intensidade da radiação registrada nos espectros de raios gama são influenciadas por muitas variáveis, de forma que, a geração dos dados finais de um levantamento gamaespectrométrico requer que seja realizado o tratamento dos dados obtidos em campo com o objetivo de eliminar as influências não relacionadas à área de estudo. Entre as correções figuram a redução da radiação de fundo, do tempo-morto, da deriva de energia e do efeito Compton (Minty *et al.* 1997, Ulbrich *et al.* 2009).

A **radiação de fundo** refere-se à radiação cósmica, ao radônio atmosférico e seus radionuclídeos-filho e à radioatividade interna do instrumento. A radiação cósmica, cuja intensidade aumenta com a altitude, é decorrente da interação de átomos e moléculas da atmosfera superior com partículas atômicas e raios gama de alta energia de origem cósmica. A radiação atmosférica devida ao radônio  $^{222}\text{Rn}$  e aos seus radionuclídeos-filho,  $^{214}\text{Bi}$  e  $^{214}\text{Pb}$ , é a principal parcela da radiação de fundo. Estas duas modalidades de radiação, a cósmica e a atmosférica, são significativas para levantamentos aéreos e de menor importância para levantamentos terrestres. A radiação interna do instrumento deve-se a vestígios de radionuclídeos presentes na própria estrutura do equipamento. Essa radiação é constante e específica de cada equipamento. Devido à água ter concentrações desprezíveis de radionuclídeos, a componente de fundo da radiação, pode ser verificada com o espectrômetro sobre uma superfície de água com mais de um metro de profundidade, a aproximadamente 200 m da costa (Ward 1981, IAEA 2003, IAEA 2010).

---

<sup>6</sup> A geometria é a fração do ângulo sólido total,  $4\pi$ , que o detector subtende em relação a uma fonte pontual (Adams e Gasparini 1970).

O **tempo-morto** é o tempo necessário para processar cada contagem de raio gama incidente no detector. Durante esse tempo outro eventual fóton incidente não será contado, ou seja, o tempo total de contagem é reduzido pelo tempo necessário para o processamento dos pulsos. A correção do tempo-morto é geralmente muito pequena, mas pode ser significativa em áreas de alta radioatividade ou durante o procedimento de calibração. A maioria dos espectrômetros modernos faz a correção automática do tempo-morto (Minty *et al.* 1997).

A **deriva de energia** é registrada nos espectros devido a alterações nas tensões e temperaturas de operação do equipamento, fazendo com que as energias gama sejam registradas em níveis distintos. Essa não é uma fonte significativa de erro para os espectrômetros modernos devido a recursos de autoestabilização que mantêm os desvios dentro de um mesmo canal (Minty *et al.* 1997, IAEA 2010).

O **efeito Compton** é o resultado da interação da radiação com a matéria. Como resultado dessa interação, uma fração dos raios gama da série do tório são registrados na janela do urânio e do potássio; e uma fração dos raios gama originados da série do urânio são registrados na janela do potássio e uma pequena quantidade na janela do tório. Para remover as contagens que não são referentes ao canal monitorado empregasse a **correção de stripping**, conforme as equações simplificadas:

$$\begin{aligned} N_{Th(corr)} &= N_{Th} \\ N_{U(corr)} &= N_U - \alpha N_{Th(corr)} \\ N_{K(corr)} &= N_K - \beta N_{Th(corr)} - \gamma N_{U(corr)} \end{aligned}$$

Onde:  $N_i$  ( $i = K, U, Th$ ) é a contagem na janela do elemento  $i$ ,  $\alpha$  é a contagem de Th na janela do U por contagem de Th na janela do Th,  $\beta$  é a contagem de Th na janela do K por contagem de Th na janela do Th e  $\gamma$  é a contagem de U na janela do K por contagem de U na janela do U.

As taxas de *stripping*  $\alpha$ ,  $\beta$ , e  $\gamma$ , são obtidas no processo de calibração do equipamento, normalmente, em blocos de concretos radioativos (Minty *et al.* 1997).

### 3.2.6 Fontes de Radiação Gama

As fontes primárias dos radionuclídeos  $^{40}\text{K}$ ,  $^{232}\text{Th}$  e  $^{238}\text{U}$  no ciclo geoquímico são magmas granitóides ricos em sílica (Whitfield *et al.* 1959 *apud* Bessa 1995). Concentrações de radionuclídeos em rochas ígneas tendem a aumentar segundo certa proporcionalidade ao teor de silício. Rochas félsicas são mais radioativas que as máficas e geralmente mais radioativas que as sedimentares (Tabela 3; IAEA 2010). Nas rochas sedimentares, os arenitos, em geral, apresentam menor radioatividade e concentrações de K, Th e U que os lamitos, cuja radioatividade relativamente alta é tradicionalmente atribuída à adsorção de Th e U pelos minerais argilosos ou a presença desses radionuclídeos em minerais pesados do tamanho silte (Slatt 2006). A tabela 3 contém as concentrações de K, Th e U em alguns tipos de rochas.

Tabela 3. Concentração de potássio, tório e urânio em diferentes classes de rochas.

Rochas	U (ppm)		Th (ppm)		K (%)	
	Média	Faixa	Média	Faixa	Média	Faixa
Extrusivas Ácidas	4.1	0.8 a 16.4	11.9	1.1 a 41.0	3.1	1.0 a 6.2
Intrusivas Ácidas	4.5	0.1 a 30.0	25.7	0.1 a 253.1	3.4	0.1 a 7.6
Extrusivas Básicas	0.8	0.03 a 3.3	2.2	0.05 a 8.8	0.7	0.06 a 2.4
Intrusivas Básicas	0.8	0.01 a 5.7	2.3	0.03 a 15.0	0.8	0.01 a 2.6
Ultrabásicas	0.3	0.0 a 1.6	1.4	0.0 a 7.5	0.3	0.0 a 0.8
Sed. Detríticas	4.8	0.1 a 80.0	12.4	0.2 a 362.0	1.5	0.01 a 9.7
Sed. Químicas	3.6	0.03 a 26.7	14.9	0.03 a 132.0	0.6	0.02 a 8.4
Metaígneas	4.0	0.1 a 148.5	14.8	0.1 a 104.2	2.5	0.1 a 6.1
Metassedimentares	3.0	0.1 a 53.4	12.0	0.1 a 91.4	2.1	0.01 a 5.3

Fonte: modificado de Killeen 1979.

O **potássio** aparece como importante elemento na constituição de uma grande variedade de minerais: K-feldspato, leucita, muscovita, biotita, flogopita e em argilominerais como illita e illita interestratificada com esmectita; em consequência é abundante em rochas metamórficas feldspáticas, micáceas e quartzo-feldspáticas como xistos, filitos e gnaisses, e também em rochas sedimentares como arcósios, folhelhos e argilitos (Bessa 1995, Ulbrich *et al.* 2009). O enriquecimento tardio de **tório e urânio** durante a cristalização magmática os tornam presentes, principalmente, em minerais acessórios (McKelvey *et al.* 1955 *apud* Bessa 1995) tais como apatita, titanita, monazitas e zircão (Ulbrich *et al.* 2009). Em algumas rochas sedimentares, a forte associação da matéria orgânica com a alta concentração de U

pode ser atribuída à, pelo menos, três processos distintos - fixação biogênica, adsorção passiva de U e redução pela própria matéria orgânica formando complexos insolúveis (Bessa 1995).

### 3.3 ROCHAS SEDIMENTARES

As rochas sedimentares são subdivididas, de forma sucinta, em siliciclásticas, carbonáticas e químicas. Nesta seção será dada ênfase às rochas siliciclásticas, que predominam na área de pesquisa.

Diversos são os fatores que influenciam a gênese da rocha sedimentar: a composição da rocha-fonte, o intemperismo, o transporte e os processos de diagênese. Esses, por sua vez, são respectivamente influenciados pelo ambiente tectônico, pelas condições climáticas, pelo relevo e pelo ambiente de sedimentação (Johnsson 1993, Weltje e von Eynatten 2004). Essas, não são relações diretas e lineares, são transversais e complexas, exigindo que qualquer estudo dos processos sedimentares utilize técnicas interdisciplinares para investigação de forma a circunscrever tanto quanto possível as interações físicas e químicas atuantes.

O processo sedimentar é caracterizado como um sistema aberto, com entrada e saída de massa e energia, que se tipifica por ser um conjunto de elementos em interação em direção a uma situação de equilíbrio. É um processo em que as interações entre os elementos são tão importantes quanto os próprios elementos. A movimentação tectônica da litosfera, produzindo áreas-fonte e bacias, cria um arcabouço geral do sistema e define uma via principal de transferência de massa (Zerfas e Anjos-Zerfas 2016). Tem-se, portanto, um determinado ambiente tectônico que associa uma área-fonte a uma bacia sedimentar. Área-fonte em relevo acidentado, tectonicamente instável e com clima árido sofre com menor intensidade os efeitos do intemperismo químico e tende a disponibilizar material menos alterado, contendo fases mais instáveis e, portanto, os sedimentos refletem com maior fidelidade a composição da área-fonte. Esses condicionantes ambientais evidenciam que a composição da rocha-fonte, que está diretamente relacionada ao ambiente tectônico, exerce a principal influência sobre a composição dos sedimentos clásticos. Em contrapartida, rochas-fonte localizadas em áreas de relevo suave, tectonicamente estáveis e com clima quente e úmido estão mais sujeitas ao

intemperismo químico, fornecendo sedimentos enriquecidos em minerais mais resistentes. Entre esses dois extremos, os ambientes se apresentam como um “continuum” de condições físico-químicas, gerando grande diversidade nas características das rochas sedimentares. (Johnsson 1993, Morton e Hallsworth 1999, Remus *et al.* 2008). De forma geral, a análise dos processos sedimentares se torna mais complexa quando as etapas de seleção e alteração dos sedimentos são mais longas e intensas, desde o intemperismo na rocha-fonte até a diagênese em ambiente deposicional (Johnsson 1993, Suguio 2003).

O intemperismo atua em direção à estabilidade das rochas e minerais às novas condições físico-químicas que encontram na superfície. As alterações dos corpos rochosos que levam ao equilíbrio termodinâmico se traduzem pelos intemperismos químico e físico atuando sobre sua composição mineral normalmente heterogênea. Esses processos causam o empobrecimento dos minerais instáveis conduzindo à maturidade mineral e textural dos sedimentos (Krauskopf 1982). O **intemperismo químico** é fortemente influenciado pela textura e composição mineral das rochas. Minerais com uma mesma suscetibilidade às condições intempéricas, alteram-se com diferentes taxas em função da textura da rocha. O **intemperismo físico**, responsável pela desagregação das rochas, exerce grande influência em condições de alívio de pressão e em grandes altitudes e latitudes, onde o intemperismo químico é menos atuante.

Durante o **transporte**, os sedimentos sofrem desgaste por abrasão diferencial de acordo com a resistência física de cada mineral (Suguio 2003; Remus *et al.* 2008). A seleção hidrodinâmica durante o transporte dos sedimentos modifica as abundâncias e proporções entre os minerais em função de suas densidades e formas. O relevo entre a área-fonte e a bacia sedimentar influencia no tempo de transporte e no intemperismo dos sedimentos e configura-se, portanto, como fator importante na determinação dos produtos gerados (Morton e Hallsworth 1999, Remus *et al.* 2008).

As rochas sedimentares exibem propriedades distintas daquelas observadas em sedimentos recentes, sendo então possível reconhecer a ação de condições físicas e químicas atuantes durante ou após a deposição dos sedimentos (Suguio 2003). Essas ações são os processos diagenéticos. A **diagênese**, por processos seletivos de dissolução, entre outros, modifica o sinal de proveniência dos

sedimentos, podendo até, em determinados ambientes, impor intensa alteração na composição original do sedimento (Remus *et al.* 2008).

A presença de fragmentos de rocha pouco alterados em arenitos líticos permite a identificação das rochas-fonte com relativa precisão, e importantes informações sobre a proveniência podem ser obtidas com a composição dos plagioclásios, tipos de macla dos feldspatos e tipos de grãos de quartzo e suas inclusões (Remus *et al.* 2008). Também os conglomerados são úteis na análise da proveniência de sedimentos, por fornecerem amostras intactas de áreas-fonte próximas (Zuffa 1991) e os Elementos Terras Raras por serem pouco afetados pelos processos sedimentares podem ter seu padrão de distribuição nas rochas sedimentares comparados com o da crosta continental (McLennan *et al.* 1993).

### **3.3.1 Processos de Seleção e Alteração**

Os processos de seleção e alteração ocorridos nas rochas e sedimentos são decorrentes do intemperismo, transporte e diagênese. Vários são os fatores que atuam nestes processos: potencial hidrogeniônico (pH), potencial de oxirredução (Eh), potencial iônico, pressão, temperatura, umidade, relevo (gravidade) e agentes de transporte (vento, água, gelo).

### **3.3.2 Intemperismo**

O intemperismo compreende um conjunto de processos naturais responsáveis pela alteração das rochas próximas à superfície terrestre. Essa alteração atua em direção a uma situação de equilíbrio termodinâmico<sup>7</sup> com o ambiente (como é natural para alterações espontâneas). Em superfície, ou próximo a ela, processos físicos, químicos e biológicos promovem a desagregação e decomposição da rocha, gerando duas fases, uma solúvel e uma residual. Cada uma dessas fases contribui de forma distinta para a formação das rochas sedimentares, ou com a precipitação da fase solúvel em ambiente de sedimentação ou com o fornecimento dos grãos detríticos residuais às bacias deposicionais (Krauskopf 1982).

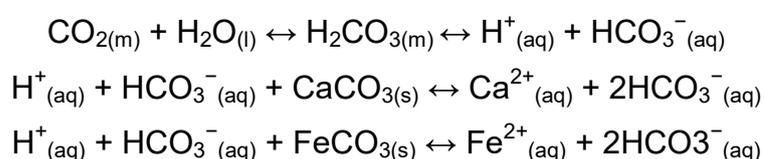
---

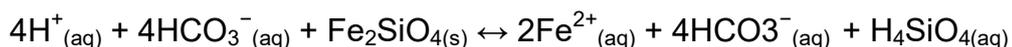
<sup>7</sup> A termodinâmica permite a avaliação quantitativa da estabilidade e do equilíbrio entre fases. Está intimamente ligada às condições de pressão, temperatura e energia de um sistema. Um sistema está num estado de equilíbrio termodinâmico se está em equilíbrio mecânico, térmico e químico.

As reações de intemperismo químico ocorrem próximas as condições normais de temperatura e pressão ( $T = 273.15 \text{ K}$  e  $P \cong 101 \text{ kPa}$ ), são lentas e muitas vezes incompletas. A intensidade do intemperismo químico é dependente das condições climáticas, caracterizadas pela precipitação e temperatura, da composição, textura e estrutura das rochas e solos, da atividade biológica, da topografia e condições de drenagem (Formoso 2006). O intemperismo se processa mais rapidamente e é mais acentuado em climas quentes e úmidos do que em climas áridos, entretanto, as reações químicas não apresentam diferenças entre os ambientes (Krauskopf 1982). As reações intempéricas ocorrem entre os minerais constituintes das rochas ou dos sedimentos com a água e os íons por ela incorporados. A absorção do dióxido de carbono atmosférico pela água da chuva é de grande importância para o intemperismo químico, uma vez que o ácido carbônico ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ ), dissolvido na forma de  $\text{H}_3\text{O}^+$  e  $\text{HCO}_3^-$ , a torna levemente ácida facilitando algumas reações (Zerfass e Anjos-Zerfass 2016).

Os tipos de reações de intemperismo químico que ocorrem, conforme exposto, dependem do ambiente no qual a rocha e o sedimento estão inseridos. Para uma solução com pH entre 5 e 9, que é típico para uma grande variedade de ambientes, as principais reações são dissolução, hidrólise, oxirredução e hidratação (Krauskopf 1982).

Sem rigor conceitual, a **dissolução** pode ser entendida como uma reação em que ocorre a decomposição de um mineral em seus íons constituintes. Embora a dissolução de um mineral possa ocorrer em função apenas do aumento da temperatura (Lee 1980), nos ambientes de intemperismo é de particular interesse a reação entre o mineral e uma solução levemente ácida (Krauskopf 1982). A eficiência da dissolução é função de muitas variáveis: temperatura ambiente, saturação, composição e pH das soluções intempéricas, área específica da superfície mineral, mineralogia e minerais aderidos ou inclusos no soluto (Lee 1980). As equações abaixo representam, de forma simplificada, a reação de formação do ácido carbônico a partir da água e do dióxido de carbono atmosférico e as reações de dissolução da calcita, da siderita e da faialita, respectivamente (Vaz 2017):





onde s = sólido, m = molecular, l = líquido e aq = aquoso.

A **hidrólise** é a reação entre água e o íon de um ácido<sup>8</sup> fraco ou de uma base<sup>9</sup> fraca, na qual resta uma fase solúvel e um mineral residual (Krauskopf 1982). Os silicatos podem ser considerados como sais de um ácido fraco ( $\text{H}_4\text{SiO}_4$ ) e de bases fortes ( $\text{M}(\text{OH})_n$ ). A fase solúvel e a residual da reação de hidrólise dependerão do potencial iônico, que é definido pela razão entre a carga e o raio (medido em angstrom) dos íons que constituem o mineral 'hidrolisado'. São solúveis e permanecem em solução durante os processos de erosão e transporte os cátions que possuem baixos potenciais iônicos ( $q/r < 3$ ) e os oxianions com potenciais iônicos ( $q/r > 10$ ). Os cátions que possuem potenciais iônicos intermediários ( $3 \leq q/r \leq 10$ ) são precipitados na hidrólise (Suguio 2003).

A hidrólise é considerada parcial ou total a depender do grau de eliminação dos elementos solúveis. Se a solução de alteração permanecer diluída, o que ocorre com uma drenagem eficiente pode-se chegar à hidrólise total, com a eliminação de todos os elementos solúveis. Em caso de drenagens menos eficientes o resultado é uma hidrólise parcial. De qualquer forma, a hidrólise de silicatos sempre deixa a solução mais básica do que no início da reação, aumentando o seu pH (Krauskopf 1982).

Como alterações importantes sofridas pelo feldspato potássico, abundante grupo mineral portador de potássio, pode-se citar sua alteração para argilominerais quando sua hidrólise for parcial e para hidróxido de alumínio em caso de hidrólise total (Ulbrich *et al.* 2009). Abaixo, as fórmulas simplificadas dessas alterações.

<sup>8</sup> **Ácido** – são substâncias que aumentam a concentração do cátion característico do solvente. Portanto, o ácido dissolvido em água origina  $\text{H}^+$  como único cátion e, o ânion varia de acordo com o ácido. Na prática, como o cátion  $\text{H}^+$  não é estável, para estabilizar-se ele se une à água para formar um cátion  $\text{H}_3\text{O}^+$  (Lee 1980) e também  $\text{H}_5\text{O}_2^+$  e  $\text{H}_7\text{O}_3^+$  (Krauskopf 1982).

<sup>9</sup> **Base** – são substâncias que aumentam a concentração do ânion característico do solvente. Assim, em meio aquoso, substâncias que fornecem íons  $\text{OH}^-$  são bases e, o cátion varia de acordo com a base. O grau em que uma substância dissolvida pode atuar como ácido ou base depende em grande parte do solvente. A força de um ácido ou base refere-se ao grau de ionização (em %) das moléculas dissolvidas (Lee 1980).

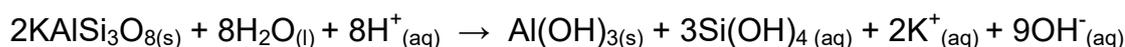
Formação da illita com a eliminação de 2/3 de silício e 2/3 de Potássio:



Formação da caulinita com a eliminação de 2/3 de silício e total de Potássio:



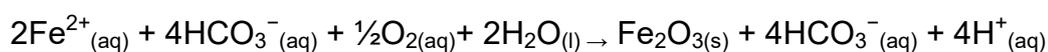
Formação da gibbsita com a eliminação total de silício e de Potássio:



onde s = sólido, l = líquido e aq = aquoso.

As reações de **oxirredução**, ou redox, são aquelas que alteram a valência dos átomos/íons quando ocorre a transferência de elétrons. Em alguns átomos/íons é comum mais de um estado de oxidação; por exemplo, o silício e o ferro apresentam três estados possíveis, (+4,+2, -4) e (+6,+3,+2) respectivamente. Os átomos/íons que perderam elétrons foram oxidados, em contrapartida, os que ganharam foram reduzidos. Não há reação de oxidação sem que ocorra redução. A oxidação é favorecida pela umidade e ocorre, normalmente, na presença de oxigênio, que atua como agente oxidante uma vez que possui alta eletronegatividade (Casey 2018).

A biotita, os anfibólios, os piroxênios e as olivinas têm ferro em suas composições sob a forma de ferro ferroso ( $\text{Fe}^{2+}$ ). O  $\text{Fe}^{2+}$  possui potencial iônico igual a 2.7, condição em que é estável em solução. Quando oxidado a ferro férrico ( $\text{Fe}^{3+}$ ) passa a ter potencial iônico igual a 4.7 e então, sofre precipitação (Suguio 2003). O  $\text{Fe}^{2+}$  liberado no processo de dissolução da faialita ou siderita, conforme visto acima, ao oxidar pode dar origem à hematita de acordo com a seguinte equação simplificada:



onde s = sólido, l = líquido e aq = aquoso.

A **hidratação** é a incorporação de água pelos compostos químicos, a qual passa a fazer parte da estrutura cristalina do mineral formado. A hidratação

ocorre como resultado da atração entre os momentos dipolares das moléculas de água e das cargas elétricas superficiais, não neutralizadas, dos minerais. Em baixas temperaturas, os minerais hidratados são mais estáveis do que os anidros, favorecendo, portanto, o processo de hidratação (Klein e Dutrow 2012). Conforme Krauskopf (1982), a coexistência entre óxidos de ferro anidros e hidratados em ambientes geológicos similares sugere que suas diferenças de estabilidade não são grandes e que reações de formação de um a partir do outro são extremamente lentas.

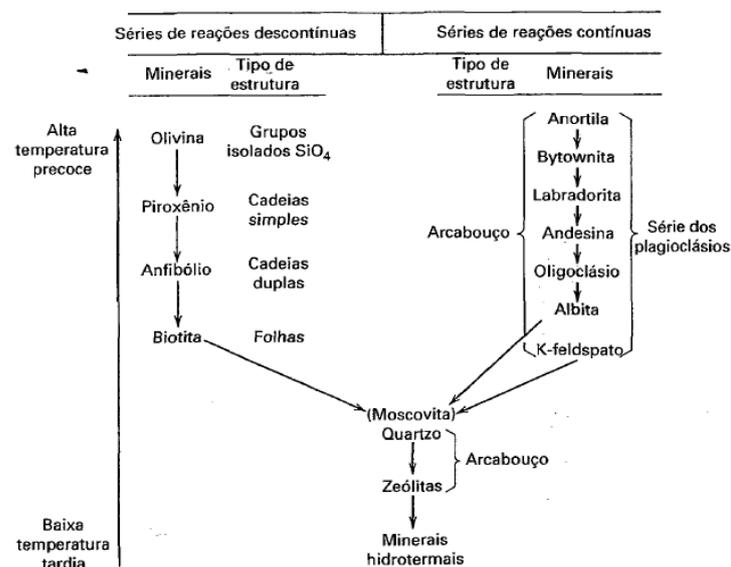
Como exemplificado nos processos acima, a alteração intempérica tem como produto íons, minerais neoformados e minerais residuais. Os íons, simples ou complexos, são transportados em solução; os minerais neoformados e os minerais residuais são “estáveis” nas condições superficiais de temperatura e pressão. Como exemplos de minerais neoformados podem-se citar os argilominerais esmectitas e illita, os óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio, hematita, goethita, boehmita e gibbsita. Exemplos de minerais residuais (resistentes) incluem o quartzo e os minerais pesados, zircão e rutilo (Zerfass e Anjos-Zerfass 2016).

A suscetibilidade à alteração dos minerais está no sentido inverso da série de cristalização de Bowen (Figura 4). Normalmente os minerais ferromagnesianos se decompõem mais rapidamente que os feldspáticos. A olivina, os piroxênios e anfibólios alteram-se, frequentemente, para serpentinas (silicatos hidratados de Mg e Fe), e também, para óxido férrico (após a oxidação do ferro ferroso liberado), que por ser insolúvel é precipitado. A biotita se altera para o grupo das cloritas entre vários outros minerais. A muscovita, por hidrólise, forma vermiculitas. No ramo contínuo, a suscetibilidade dos plagioclásios diminui do polo cálcico para o polo sódico, da anortita à albita. Seguindo a sequência, ocorre o intemperismo do K-feldspato e finalmente do quartzo, que é praticamente inalterável em climas temperados (Lee 1980, Krauskopf 1982).

Como reflexo do ordenamento dos minerais quanto à suscetibilidade ao intemperismo decorre igualmente a seguinte ordem na disponibilização de cátions em solução: magnésio, ferro, cálcio, sódio, potássio, silício e alumínio. As estruturas intemperizadas dos minerais de silicato, ligando-se aos cátions livres em solução, dão origem aos minerais argilosos. Conseqüentemente, apenas uma parte do silício e uma pequena parcela do alumínio são absorvidos pela solução (Krauskopf 1982).

O ambiente de intemperismo pode ser inferido, também, em função da natureza dos argilominerais (Krauskopf 1982) embora, nenhum argilomineral deva ser considerado como restrito a um ambiente (Suguio 2003). A caulinita é característica de climas tropicais, com precipitações pluviométricas moderadas a fortes e pH ácido (Costa 2017). Ambientes úmidos mobilizam os elementos alcalinos  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$  e  $\text{Ca}^{+2}$  tornando-os pobres em cátions e concentrando sílica, óxidos de ferro e alumínio (Wilford *et al.* 1997). Argilas montmoriloníticas e ilíticas, por sua vez, são mais abundantes em regiões semi-áridas, onde o clima é seco e frio, e com pH de neutro a alcalino. Estas argilas possuem alto teor de cátions, tais como magnésio, ferro e potássio (Krauskopf 1982) e, portanto, o ambiente em que se desenvolvem deve ser rico em cátions.

Figura 4. Série de reação de Bowen para a cristalização de minerais de um magma em processo de resfriamento.



Fonte: Klein e Dutrow 2012.

Durante o intemperismo o **potássio**<sup>10</sup> é lixiviado de minerais primários como biotita, muscovita e K-feldspato. Em solução participa da formação de

<sup>10</sup> O **potássio**, como outros metais alcalinos, pertence ao bloco  $s^1$  da tabela periódica. Seu elétron mais externo,  $4s^1$ , encontra-se relativamente afastado do núcleo (os maiores átomos de cada período da tabela periódica são os correspondentes metais alcalinos), sendo relativamente fácil removê-lo, tendo, portanto, baixa energia de ionização.

argilominerais como a illita ou é adsorvido por argilominerais como a montmorilonita. O potássio apresenta-se como cátion monovalente (ou seja, estado de valência  $1^+$ ) e suas ligações químicas são essencialmente iônicas (Lee 1980, Bessa 1995). Em função das estruturas eletrônicas semelhantes, os elementos do Grupo IA da tabela periódica se substituem mutuamente em materiais geológicos. Como exemplo, o  $\text{Na}^+$  e  $\text{K}^+$  (que possuem mesma valência e raios iônicos semelhantes) substituem-se livremente entre piroxênios e feldspatos com apenas uma mínima variação de energia imposta à rede cristalina do mineral (Arevalo Jr. 2018). Em compostos orgânicos, o potássio, como os demais metais alcalinos, pode substituir o hidrogênio ácido,  $\text{H}^+$ , de ácidos orgânicos, formando sais. O potássio possui grande mobilidade em ambientes de alteração hidrotermal<sup>11</sup> e na maioria das condições intempéricas, em especial os de climas tropicais e subtropicais com fortes regimes de chuvas, pois é altamente reativo e solúvel em água. A reação de potássio com a água libera hidrogênio e forma hidróxidos, que são as bases inorgânicas comuns mais fortes que se conhecem (Lee 1980, Bessa 1995, Arevalo Jr. 2018).

Dos principais minerais portadores de **urânio**<sup>12</sup>, somente a monazita e o zircão são estáveis durante o intemperismo (Wilford *et al.* 1997). Com alta solubilidade, o urânio é lixiviado de minerais sob condições oxidantes e precipitado sob condições redutoras sendo retido em óxidos de ferro e minerais de argila (Wilford *et al.* 1997, IAEA 2010), pode também ser incorporado aos sedimentos por adsorção pela matéria orgânica e absorção por fosfatos (Hosseini 2014). Nos ambientes oxidantes, o urânio pode assumir valência  $6^+$  formando íons complexos

---

<sup>11</sup> **Alteração hidrotermal** – envolve a substituição de minerais primários por minerais estáveis nas condições de alteração, geralmente na faixa de temperatura de 50 a 400 °C. Às vezes é chamada de metamorfismo de baixo grau ou metassomatismo. As mudanças físicas e químicas que levam à alteração hidrotermal são temperatura, pressão e alterações químicas do sistema ou qualquer combinação delas. As texturas de alteração variam de fraca alteração, de apenas alguns dos minerais da matriz nas rochas hospedeiras, até a substituição completa dos minerais primários pelos minerais de alteração. A Alteração hidrotermal pode ocorrer dentro da crosta associada à atividade magmática, bem como na superfície da Terra (Stefánsson e Kleine 2018).

<sup>12</sup> O **urânio** é um metal bastante reativo que se dissolve em ácidos, reage com oxigênio, halogênios, hidrogênio e outros elementos. Possui seis elétrons de valência contidos nos níveis de energia atômica  $5f^3$ ,  $6d^1$  e  $7s^2$ . Devido ao seu grande número de elétrons de valência, o urânio pode existir em vários estados de oxidação. Todos os haletos do urânio se hidrolisam em água (Lee 1980, Bessa 1995).

solúveis (Osmond e Ivanovich 1992 *apud* Costa 2017). O cátion tetravalente  $U^{4+}$  é a espécie iônica do urânio mais abundante e mostra-se estável em condições redutoras, estando geralmente contido em minerais insolúveis. Como possui grande raio iônico, 0.97 Å e alta eletropositividade, a substituição estrutural em minerais comuns formadores de rochas é limitada. O íon  $Ca^{2+}$  (raio 0.99 Å) é o único cátion com o qual a substituição pode ocorrer com frequência, como é mostrado pela presença de  $U^{4+}$  em alguns minerais comuns de cálcio (por exemplo, esfeno, apatita e fluorita). O tório é essencialmente semelhante ao urânio tetravalente, de forma que o isomerismo entre os dois cátions é comum, a exemplo das séries isomórficas de uraninita-torianita (Salters 2018, Bessa 1995). As condições anóxicas (redutoras) que são favoráveis à precipitação do urânio, igualmente permitem o acúmulo da matéria orgânica que o adsorve (Wignall e Myers 1988), o que justifica a relação entre o teor de urânio com o teor de carbono orgânico em sedimentos pelágicos e folhelhos negros (Hosseini 2014).

O **tório**<sup>13</sup> é menos solúvel que o potássio e o urânio (IAEA 2010). Assim como o urânio, o tório é constituinte importante da monazita e zircão, que são estáveis durante o intemperismo químico e físico. Na forma de cátion tetravalente,  $Th^{4+}$  possui raio iônico relativamente pequeno e alta carga eletrônica. Este cátion interage facilmente com a água e outros íons, aumentando, teoricamente, sua mobilidade na água e a solubilidade de seus minerais. Contudo, as baixas concentrações de tório nas águas naturais são, conforme Langmuir e Herman (1980), limitadas em função de o tório apresentar alta capacidade de adsorção, sendo esse, um processo importante na remoção do tório das soluções, fixando-o nos sedimentos, frequentemente retido em óxidos e hidróxidos de Fe ou Ti e em argilas (Lee 1980, Bessa 1995) e tornando-o efetivamente insolúvel. Normalmente, em função de sua estabilidade, o tório tende a se concentrar em depósitos de minerais pesados (Wilford *et al.* 1997).

### 3.3.3 Diagênese

A diagênese se refere aos processos físicos e químicos pós-deposicionais que ocorrem nos sedimentos e nas rochas sedimentares em direção

---

<sup>13</sup> O **tório** possui um único estado de oxidação estável,  $Th^{4+}$ , seus elétrons de valência ocupam os níveis  $6d^2$  e  $7s^2$ . Como cátion tetravalente é encontrado tanto no estado sólido como em solução (Lee, 1980).

ao equilíbrio textural e geoquímico com seu ambiente (Worden e Burley 2003). Os fatores que controlam a diagênese são o ambiente de deposição, o clima, a composição e a textura dos sedimentos, a composição química da solução presente nos poros, a profundidade do soterramento e o momento da elevação das camadas soterradas (Tucker 2001). Como exemplos de processos diagenéticos têm-se: autigênese, cimentação, compactação, bioturbação, dissolução, recristalização e substituição metassomática. A autigênese refere-se tanto à gênese de novos minerais como ao crescimento secundário sobre as partículas detríticas ocorridas no ambiente de sedimentação. A cimentação corresponde à precipitação de íons saturados nas soluções intersticiais que preenchem os poros dos sedimentos e é de suma importância para a sua litificação (essencialmente, é um processo autigênico). A compactação e a bioturbação são alterações físicas comuns em sedimentos siliciclásticos e atuam no rearranjo dos grãos, influenciando a porosidade e permeabilidade dos sedimentos não consolidados. A dissolução implica na eliminação seletiva de minerais de um sedimento pela atuação de fluido intersticial e é um processo importante na geração de porosidade secundária, bem como na alteração da composição química do fluido intersticial. Na recristalização, ocorrem mudanças na estrutura cristalina dos minerais de forma a adequar-se às condições de pressão e temperatura. E, finalmente, a substituição metassomática é a transformação que conduz a modificações significativas na composição química dos minerais em função de uma reação que depende da composição química da fase fluida reagente (Worden e Burley 2003, Suguio 2003).

Uma divisão dos processos diagenéticos a segmenta em eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese, cujas fronteiras não são rígidas (Worden e Burley 2003), nas definições originais não há limite de profundidade ou temperatura (Morad *et al.* 2012). A eodiagênese inclui todos os processos pós-deposicionais que ocorrem na ou próximo à superfície e sob influência do ambiente de sedimentação na composição das águas intersticiais. É também, habitualmente, caracterizada em termos de temperatura e pressão, com limite superior de temperatura em torno de 70°C e pressão de 50 MPa, equivalente a um soterramento de aproximadamente 2 km. A partir dessa temperatura e profundidade inicia a mesodiagenese, que inclui os processos diagenéticos nos quais a composição das águas dos poros não sofre influência das águas meteóricas, e segue até os estágios iniciais do metamorfismo de baixo grau a profundidades com temperaturas entre 180 e 250 °C e pressão de

aproximadamente 100 MPa. A telodiagênese engloba os processos sob influência de agentes superficiais após o soerguimento tectônico das camadas. Muitos dos processos da eodiagênese e telodiagênese são indistintos do intemperismo por manifestarem-se em condições similares de pressão, temperatura e composição de fluídos. Processos químicos notadamente similares são, por exemplo, os de dissolução e alguns autigênicos que ocorrem por oxidação/redução, desidratação ou hidrólise (Worden e Burley 2003, Boggs 2009), vistos acima.

A cimentação, além de ser de suma importância na litificação da rocha, atua na redução da porosidade dos sedimentos e conseqüentemente restringe a circulação dos fluídos intersticiais. Cimentos eogenéticos, precipitados precocemente, podem afetar a compactação dos sedimentos uma vez que preenchem os espaços porosos antes de uma compactação significativa (Boggs 2009) e, portanto, facilitar a porosidade secundária por dissolução. Os cimentos de sílica, de carbonato e de argilominerais são frequentes em rochas sedimentares e embora menos abundantes, podem ser localmente importante os cimentos de feldspatos, anidrita, pirita, hematita, entre outros (Worden e Burley 2003).

Os cimentos de sílica geralmente ocorrem em arenitos com pouca matriz, dificilmente ocorrem em grauvaques ou em arenitos de turbiditos. Frequentemente crescem em continuidade óptica, crescimento sintaxial, com os grãos de quartzo. A solubilidade mais baixa do quartzo em relação à da opala e da calcedônia torna sua precipitação mais frequente. O cimento de opala é mais comum em sequências vulcanoclásticas e o de calcedônia em arenitos com textura *sub-wacke*. A solubilidade da sílica aumenta com a elevação da temperatura, portanto, com o soterramento progressivo a solução intersticial deve ter uma concentração de sílica muito maior do que a das soluções intersticiais superficiais para que ocorra a precipitação de quartzo. Um aumento da concentração da sílica nos fluídos intersticiais pode ser alcançado, nesse caso, devido à dissolução por pressão. A sílica é então reprecipitada quando as soluções intersticiais atingirem a supersaturação. Apesar dessa fonte de sílica, a maior parte da cimentação de sílica ocorre durante a eodiagênese e a mesodiagênese precoce (Tucker 2001, Worden e Burley 2003, Boggs 2009).

Os cimentos carbonáticos ocorrem em arenitos, folhelhos e lamitos, podem ser abundantes em grauvaques cenozoicas e mesozoicas e geralmente raras em arenitos líticos paleozoicos e pré-cambrianos. Cimentos de calcita, dolomita e

siderita em rochas clásticas podem se desenvolver durante a eogênese, bem como na mesogênese. A cimentação carbonática em arenitos marinhos ocorre por meio da reação entre aluminossilicatos detríticos e os produtos da decomposição da matéria orgânica. Cimentos carbonáticos eogenéticos são comuns em limites de sequência e superfícies de inundação em períodos de baixa taxa de sedimentação. Na mesodiagênese é comum a cimentação por recristalização de minerais de carbonato preexistente (Worden e Burley 2003, Boggs 2009).

Os cimentos de argilominerais são volumetricamente menos significativos que os de sílica e os de carbonatos. A fonte dos argilominerais diagenéticos provém da alteração de silicatos detríticos instáveis e, portanto, é dependente da composição do sedimento detrítico e de sua taxa de intemperismo local (Bocardi *et al.* 2006).

Os filossilicatos eogenéticos mais frequentes são caulinita, esmectita e glauconita e sua distribuição está fortemente relacionada às fácies deposicionais e superfícies estratigráficas. A caulinita é típica de perfis de intemperismo e diagênese inicial em ambientes fluviais e deltaicos. As esmectitas se formam em soluções alcalinas ricas em Na e K sob condições oxidantes e a glauconita se forma em ambientes redutores marinhos rasos e ricos em ferro. A illita, a clorita e a dickita são mais comuns no meio mesogenético e geralmente provêm da alteração de minerais eogenéticos da argila entre outros (feldspatos detríticos e grãos líticos). A illita em águas de formação portadoras de potássio pode substituir a caulinita em profundidade. A clorita é característica de ambientes ricos em ferro e magnésio, frequentemente ocorre em águas marinhas reduzidas a partir de transformações de minerais ferromagnesianos e esmectitas e a dickita é um polimorfo da caulinita que se forma em sua substituição com o aumento da temperatura (Bocardi *et al.* 2006, Tucker 2001, Worden e Burley 2003, Boggs 2009).

### 3.4 AMBIENTES TECTÔNICOS

Com o advento da teoria das placas tectônicas, notou-se que a distribuição global dos tipos de rochas poderia ser explicada em termos de ambientes tectônicos, sugerindo que a composição dos arenitos poderia ser usada para inferir antigas configurações tectônicas, embora fatores, tais como relevo,

clima, mecanismo de transporte, ambiente deposicional e mudanças diagenéticas exerçam influência em sua composição (Johnsson 1993). A configuração tectônica condiciona os tipos de rochas-fonte, as características físicas das bacias e a natureza dos processos deposicionais e, conseqüentemente, se reflete na composição dos sedimentos depositados.

De acordo com Dickinson (1985), os principais tipos de proveniência de fontes terrígenas são os crátons, os embasamentos soerguidos, os arcos magmáticos e os orógenos de rochas recicladas, cada um, contribuindo com classes detríticas características às bacias relacionadas.

Os **Crátons** são áreas continentais consolidadas, não mais sofrendo influência tectônica direta. Fornecem sedimentos caracterizados pela grande quantidade de quartzo, poucos fragmentos líticos, altas razões entre quartzo monocristalino e policristalino e entre feldspatos potássicos e plagioclásios. A alta maturidade mineralógica pode ser tanto decorrente de retrabalhamento policíclico como por influência do clima, sob condições úmidas, e prolongado transporte dos sedimentos em função de um relevo plano. As rochas-fonte características são complexos cristalinos cratônicos (corpos graníticos e gnáissicos aplainados), rochas sedimentares e metassedimentares existentes sobre a plataforma. Os sedimentos são depositados sobre o próprio cráton ou em margem continental passiva, ou ainda, em flancos de crátons de bacias de antepaís (Dickinson 1985).

Os **Embasamentos Soerguidos** são áreas de alto relevo ao longo de zonas de ruptura. A erosão normalmente rápida desse tipo de ambiente provê sedimentos que são depositados em bacias adjacentes limitadas por falhas, portanto, com pouco transporte e conseqüentemente imaturos (Tucker 2011). Os arenitos derivados são predominantemente feldspáticos de maiores granulometrias. Arenitos líticos, eventualmente presentes, indicam a erosão de rochas sedimentares da cobertura do embasamento granítico e gnáissico. Os Embasamentos Soerguidos juntamente com os Crátons compõem os Blocos Continentais no diagrama de Dickinson (Boggs 2009).

Os **Arcos Mágmatícos** são cinturões com relevo positivo, localizados em zonas de convergência de placas ao longo de arcos de ilha ou em margens continentais, em ambos os casos, associados a uma zona de subducção. Em arcos magmáticos não dissecados, os arenitos são provenientes de fragmentos líticos de origem vulcânica com composições andesíticas e geralmente microlíticas. Em arcos

magmáticos dissecados podem estar presentes junto aos sedimentos de origem vulcânica, sedimentos provenientes de rochas plutônicas, metamórficas e sedimentares. Os sedimentos derivados dos arcos magmáticos são depositados em bacias *backarc*, *intraarc* e *forearc* com influência mínima do clima e transporte devido à rápida erosão e curto deslocamento no caso de serem provenientes de arcos magmáticos não dissecados e pouca influência se provenientes de arcos magmáticos dissecados (Dickinson 1985, Boggs 2009, Tucker 2011, Boggs 2014).

Os **Orógenos Reciclados** são áreas-fonte soerguidas formando um cinturão de montanhas ao longo de uma sutura de colisão entre massas continentais ou entre a massa continental e um complexo de arco magmático em função da convergência de placas. Os sedimentos derivados dependerão da natureza dos blocos que se aglutinaram. Se de massas continentais, as rochas-fonte normalmente provêm fragmentos de rochas sedimentares e metassedimentares, com alta proporção de quartzo/feldspato, subordinariamente sequências ofiolíticas e rochas do embasamento plutônico e vulcânicas. Se um arco magmático foi acrescentado à massa continental podem estar presentes também, sedimentos derivados de rochas ultramáficas deformadas, basaltos, greenstones e chert. São comuns muitos tipos de fragmentos de rocha, quartzo e feldspatos. Os sedimentos sofrem de moderada a mínima influência do clima e transporte e depositam-se em bacias desenvolvidas ao longo das margens das suturas, bacias *foreland* e *forearc* (Boggs 2009, Tucker 2011, Boggs 2014).

### 3.5 APLICAÇÕES DA GAMAESPECTROMETRIA AO ESTUDO DE AFLORAMENTOS

Nesta seção, será abordada a gamaespectrometria aplicada aos estudos de afloramentos de **rochas sedimentares siliciclásticas**. A partir dos dados gamaespectrométricos de afloramentos, associados a outras técnicas de investigação, e mediante o conhecimento do comportamento dos minerais nos processos de intemperismo, transporte e diagênese, pode-se inferir paleoambiente, composição da rocha-fonte e proveniência (Rider 1996). Embora ocorra sobreposição entre as faixas de concentrações dos radionuclídeos de rochas de diferentes litologias (Tabela 3), algumas associações podem conduzir a

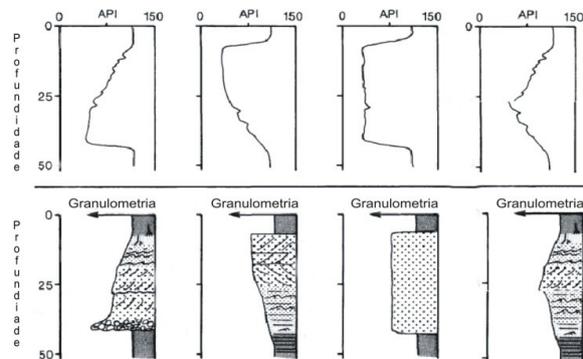
interpretação dos processos deposicionais e diagenéticos. Svendsen e Hartley (2001) aplicaram o levantamento gamaespectrométrico em afloramento com o objetivo de discriminar litotipos por meio da correlação entre a concentração dos radionuclídeos e os elementos determinados pela geoquímica de rocha total. Šimíček e Bábek (2015) encontraram consistência entre as mudanças de concentração de potássio, urânio e tório com os campos de composições no diagrama ternário de Dickinson e Suczek para interpretação de proveniência; eles compararam os dados espectrométricos da radiação gama de afloramento à descrição detalhada de fácies, composição mineral e química das rochas. Segundo esses autores, a natureza multicomponente de siliciclásticos mineralogicamente imaturos dificulta a interpretação da fácies sedimentar a partir da correlação entre o espectro de raios gama e o tamanho de grão. Essa dificuldade está associada à composição modal altamente variável numa mesma fração granulométrica e pelo baixo contraste de composição entre frações de granulometrias distintas. Por exemplo, uma grande variedade de minerais, nas mais diversas frações granulométricas, são portadores de K, Th e U: (i) minerais de tamanho argila podem apresentar concentração altamente variável de K, a exemplo dos argilominerais illita e caulinita; (ii) minerais normalmente encontrados no tamanho silte como zircão, apatita, torita, monazita entre outros são portadores naturais de U e Th e; (iii) minerais de tamanho areia, por sua vez, como o K-Feldspato e micas, podem conter teor relativamente alto de K (Rider, 1996; Svendsen e Hartley 2001, Šimíček *et al.* 2012, Šimíček e Bábek 2015). Contribui à incerteza, ainda, o teor de matéria orgânica, as inclusões minerais e os precipitados químicos (Rider 1996). No entanto, sedimentos caracterizados por baixa maturidade química, por exemplo, siliciclásticos de ambiente marinho profundo de bacias *foreland*, são úteis para estudos de proveniência em função de sua composição modal refletir com boa aproximação a composição da rocha-fonte (Šimíček *et al.* 2012). Conforme Wilford *et al.* (1997), os ambientes deposicionais associados à tectônica ativa possuem erosão, transporte e deposição relativamente rápida, com modificações mínimas por intemperismo e possibilitam a preservação da assinatura gamaespectrométrica semelhante à da rocha-fonte.

O intemperismo químico e físico modifica a concentração e a distribuição dos radionuclídeos que são liberados ou incorporados/adsorvidos em argilas, óxidos de ferro, água subterrânea e matéria orgânica (Wilford *et al.* 1997). A diagênese atua

na transferência dos elementos radioativos entre as classes granulométricas. Transfere, por exemplo, o potássio do K-feldspato detrítico à illita autigênica (Rider 1990). Portanto, embora os sedimentos clásticos frequentemente reflitam as composições de radionuclídeos dos materiais de proveniência (Dickson e Scott 1997), diferenças são esperadas nas concentrações desses elementos entre a rocha fonte e o material transportado (Wilford *et al.* 1997, IAEA 2003, IAEA 2010) e, conseqüentemente, na rocha sedimentar decorrente.

Devido à tendência de os elementos radioativos se concentrarem nos argilominerais é comum o uso da gamaespectrometria em estudos de argilicidade das unidades estratigráficas. A partir dos dados obtidos é possível avaliar variações de granulometria, padrões de empilhamento e sequências deposicionais, bem como a definição de litotipos (Rider 1990). Slatt (2006) descreveu quatro padrões de perfis de raios gama, que foram interpretados em termos de variações de granulometria, do tipos de rochas e de ambientes deposicionais (Figura 5): (i) padrão em forma de sino (aumento ascendente da radioatividade) indica uma sucessão granodecrescente ascendente, característica de deposição em canal; (ii) padrão em forma de funil (diminuição ascendente da radioatividade) pode representar o aumento de granulometria, um indicativo do aumento nos níveis de energia deposicional, por exemplo, a deposição das rochas em um ambiente de prodelta para um de topo de delta; (iii) padrão em forma de cilindro (intervalo com valor constante de radiação, menores ou maiores em relação às suas bordas) representaria deposição sem variações verticais de granulometria e; (iv) padrão com forma simétrica (diminuição e aumento graduais da radioatividade) acompanhando, respectivamente o aumento e diminuição do nível de energia deposicional. No entanto, como observa Slatt (2006), atenção deve ser dada às interpretações genéticas da estratigrafia vertical, uma vez que uma determinada relação estratigráfica pode ser resultado de processos deposicionais distintos. A interpretação dos padrões é indicativa e não diagnóstica.

Figura 5. Formas estilizadas de curvas de raios gama e correspondente interpretação granulométrica.



Fonte: modificado de Rider (1990).

Além das considerações extraídas da curva de contagem total dos raios gama são relevantes as que podem ser feitas levando em conta as variações dos espectros individualizados de K, Th e U e também entre suas razões Th/U, Th/K e U/K. As relações obtidas da razão Th/U auxiliam na caracterização dos ambientes sedimentares (Doveton 1991). Tanto o U como o Th são mais estáveis que o K, porém, se intemperizados são facilmente adsorvidos pelos argilominerais ou precipitados em óxidos de Fe (Wilford *et al.* 1997). O U é encontrado em minerais como, por exemplo, zircão, monazita, uraninita e como elemento-traço em minerais como biotita, anfibólios, piroxênios, apatita entre outros (Basu *et al.* 2009). O  $U^{4+}$  é estável em condições redutoras, e o  $U^{6+}$  integra íons complexos solúveis em ambientes oxidantes (Bessa 1995). A disponibilidade de oxigênio, na solução aquosa e nos materiais orgânicos são fatores precursores à lixiviação de U em um ambiente sedimentar, portanto, a razão Th/U é utilizada como indicador das condições de oxidação e lixiviação de urânio durante o intemperismo (Doveton 1991, McLennan *et al.* 1993, Costa *et al.* 2018).

Segundo Adams e Weaver (1958) *apud* Doveton (1991), as razões Th/U < 2 indicam ambiente deposicional redutor, sugerindo deposição em águas mais profundas, sendo habitualmente marinho, porém, Basu *et al.* (2009) observam que pode, igualmente, indicar um ambiente eólico; e as razões Th/U > 7, indicam um ambiente oxidante, com disponibilidade de oxigênio e água, fluvial ou marinho raso, responsável pela mobilização do U. Para Hosseini (2014), a razão Th/U = 3 atua como valor limitante, valores maiores indicando depósitos continentais oxidantes ou

um maior aporte siliciclástico e valores menores ambientes marinhos redutores. Valores baixos de Th/U associado à alta concentração de U apontam para sequências condensadas marinhas (Basu *et al.*, 2009). Segundo esses critérios, a razão Th/U pode ser usada como um indicador de processos transgressivos e regressivos (Doveton 1991).

Nas rochas sedimentares siliciclásticas, o potássio é comum em K-feldspato, micas e argilas (Ruffell *et al.* 2003) e o tório em minerais pesados, como torita, monazita, rutilo (Boyle 1982). Como os minerais portadores de Th são mais estáveis em comparação aos minerais portadores de K em uma grande variedade de ambientes, **as proporções Th/K em areias siliciclásticas de maior granulometria dependem principalmente** de fatores responsáveis **pela manutenção de minerais portadores de K**. Relevo e fatores climáticos que prevaleceram na área-fonte influenciam a preservação de K-feldspato e micas, enquanto sua preservação após a deposição será função das condições diagenéticas (Basu 1985, Wilford *et al.* 1997, Basu *et al.* 2009). A transferência de Th à bacia ocorre principalmente como carga detrítica devido à grande estabilidade química e física dos minerais que o compõe. Disso decorre que as relações Th/K em siliciclásticos da fração granulométrica areia podem ser usadas como um indicador de estabilidade tectônica, relevo e intensidade de intemperismo químico da região de proveniência. Segundo Basu *et al.* (2009), razões Th/K > 6, característicos da concentração de minerais resistentes (minerais pesados) associados ao intemperismo e lixiviação de minerais instáveis (K-feldspato, muscovita), podem resultar de condições em que há retrabalhamento de sedimentos e/ou intenso intemperismo químico sobre uma área-fonte estável de baixo relevo. Razões Th/K < 4 indicam transferência de minerais portadores de potássio e minerais pesados da área-fonte ao local de deposição em função de uma região de alto relevo, portanto, erosão mais rápida das rochas-fonte, dando pouco espaço para a eliminação de minerais instáveis ou ainda em função de condições climáticas frias e/ou áridas na área-fonte. Embora Basu *et al.* (2009) não mencionem, nesse caso, infere-se que a área-fonte possua razão Th/K < 4. Finalmente, razões Th/K entre 4 e 6 indicam uma destruição apenas parcial de minerais portadores de potássio de uma proveniência com um relevo mediano e/ou intemperismo químico moderado característico de um clima semi-árido. Ainda, conforme Basu *et al.* (2009), a interpretação das razões Th/K associada aos comportamentos particulares das concentrações de Th e K separadamente,

contribuem ao refinamento das suposições. O aumento nas concentrações de Th e K indica um período de instabilidade e alto relevo na proveniência com o aporte crescente de material, enquanto a diminuição nessas concentrações indica um período de estabilidade na proveniência, início e final de um evento tectono-sedimentar, respectivamente. Valores constantes nas duas concentrações sinalizam condições tectônicas e climáticas constantes durante longos períodos e, valor constante para Th e variável para K indicam intemperismo químico variável na área de proveniência. A diminuição na concentração de Th e um aumento na de K uma possível heterogeneidade da área-fonte e triagem hidráulica do Th.

#### 4 ARTIGO

##### **High resolution gamma-ray spectrometry logging applied in the interpretation of sedimentary processes and environments of the Itararé Group (Permo-Carboniferous), Paraná Basin, Santa Catarina state**

André Dorival Miranda, Marivaldo dos Santos Nascimento

**Area:** Gamma-Ray Spectrometry

**ABSTRACT.** Outcrop gamma-ray spectrometric logging in the upper strata of the Campo Mourão Formation (CMF) and lower strata of the Taciba Formation (TF) of the Itararé Group was used to investigate: (i) the influence of lithological variation on gamma-ray patterns; (ii) its potential to discriminate and identify lithotypes; and (iii) sedimentary processes and related environments of these Permo-Carboniferous strata. The gamma-ray logs were subdivided into three gamma-ray units, according to the Total Count, concentrations and contents of K, U and Th. These gamma-ray units were associated to three depositional units: Glaciolacustrine system with thin-bedded turbidites in the CMF; and two submarine fans systems (channels, overbanks and lobes) with thick-bedded turbidites systems in the TF. Gamma-ray spectrometry allowed distinguishing 'common' shales from black shales, which are often similar in the faciological description in fieldwork. Likewise, carbonate levels were identified as a function of the decrease in gamma-ray concentrations in black shales of the CMF. The relationship between the radiometric data and the grain size indicated that, in the field, the lithological heterogeneity has a great influence on the ability of the gamma-ray spectrometer to distinguish lithotypes. Th/K and Th/U ratios were used to infer sedimentary processes and related environments. Through the Th/U ratio, a reducing environment, responsible for the precipitation of authigenic uranium in low sedimentation rate media, was evidenced, discriminating depositional units from different environments.

**Keywords:** radioisotope, sedimentary sequence, sedimentary basin, stratigraphy, Gondwana.

## INTRODUCTION

Gamma-ray spectrometry (GRS) research in outcrops stems from the potentiality to identify subtle trends in gamma-ray logs associated with particularities of lithological successions (Bessa, 1995). Potassium (K), thorium (Th) and uranium (U) concentration in the sampled rocks are recorded in gamma-ray spectral readings (Rider, 1996), and can be interpreted in the light of knowledge of depositional and geochemical processes. In addition to the considerations extracted from the total count (TC) of gamma radiation, it's also relevant the ones that can be made taking into account the variations of the individualized spectra of potassium, thorium and uranium and also between their Th/K, Th/U and U/K ratios (Basu *et al.*, 2009).

Many works have explored these potentialities, for example: Davies & Elliott (1996) used gamma-ray spectrometry for the identification of stratigraphic surfaces and system tracts in a high-resolution sequence stratigraphy approach; Svendsen & Hartley (2001) studied the gamma-ray spectrometric record in conglomerates, sandstones and mudstones from the Triassic to discriminate lithotypes through the correlation between the concentration of radioactive elements and those determined by whole rock geochemistry; Anjos *et al.* (2007) investigated Quaternary sedimentary deposits to assess the influence of transport on the concentration of radionuclides; Basu *et al.* (2009) studied provenance characteristics and depositional history based on potassium, thorium and uranium abundances in Proterozoic sandstone; Gould *et al.* (2014) evaluated the covariance of radioelements (K, U and Th) and associated it with hundreds of geochemical analyzes of sandstones and shales to identify changes in lithofacies and provenance; Šimíček & Bábek (2015) compared gamma radiation spectrometric data from Cretaceous siliciclastics to facies description, petrography and geochemical analysis for provenance interpretation; Costa *et al.* (2018) studied sandstones and shales to assess the paleoclimatic conditions of the Permo-Carboniferous. All these works attest to the applicability of the SGR as a tool to unravel geological events.

In this work, the GRS was used to investigate sedimentary processes and environments, as well as the influence of lithological variation on gamma-ray patterns and the potential to discriminate and identify lithotypes from depositional successions that have faciological similarities between them. The study was conducted in the Lontras and Rio Segredo members, top and bottom of the CMF and TF respectively, Permo-Carboniferous lithostratigraphic units in the lower portion of the Gondwana Supersequence I (Itararé Group). The CMF consists of an ascending thinning cycle composed of sandstone, shale and siltstone, however, in the study area (Fig. 1), only the upper part of the formation known as Lontras Member/Shale (Castro, 1999) occurs, and which was deposited in proglacial

context. According to d'Avila (2009), the presence of dropstones at some stratigraphic levels indicates the advance and retreat of glaciers that released the clasts with the melting of icebergs, confined to depressions or paleovalleys, more pronounced to the south and wider and smoother in the region of *Doutor Pedrinho*. In this region, the TF is in contact with the CMF, or lies in nonconformity on the Precambrian basement of the Santa Catarina Granulitic Complex.

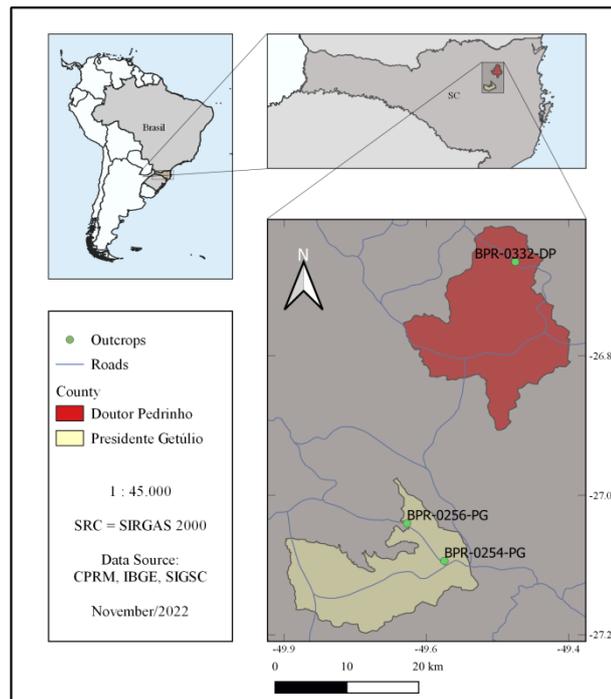


Figure 1 - Location of the studied outcrops in the *Doutor Pedrinho* and *Presidente Getúlio* regions, SC.

Close to the study area, the TF was interpreted as deltaic deposits accumulated in periglacial systems sometimes deposited directly on the granites of the *Dom Feliciano* Belt (Menezes & Nascimento, 2015; Zielinsk & Nascimento, 2015). The detrital composition of the sandstones of the Rio Segredo Member indicates an inland and transitional craton provenance, attributed to the *Dom Feliciano* Belt and the Luís Alves Craton (Menezes & Nascimento, 2015). Gamma-ray spectrometric relationships suggest an arid and cold climate during the deposition of the base of this formation (Costa *et al.*, 2018).

## THEORY AND METHODS

### Theoretical Revision

Gamma-ray spectrometry is an analytical technique used to identify and estimate the concentration of nuclides<sup>14</sup> that emit gamma radiation<sup>15</sup>, known as radionuclides, by discriminating the energy levels of radiation from the researched targets. Gamma radiation energy is emitted by radionuclides in the form of packets of energy, photons. This discrete energy is characteristic of the emitting radionuclide and is the basic property for gamma-ray spectrometric research. By means of the intensity and energy level of gamma-ray photons, the source of the radiation can be determined (IAEA: International Atomic Energy Agency, 2003). In geological studies, gamma-ray spectrometry is often used to determine the relative abundances or concentrations of K, U and Th whose energy windows are centered, respectively, on 1.46, 1.76 and 2.61 MeVs and also in the sum of the windows of the whole spectrum to determine the Total Concentration (TC) of the radioactivity (Adams & Gasparini, 1970; Minty, 1997; Wilford *et al.*, 1997). One of the reasons why the elements K, U and Th are of interest in geological study is the half-life of these elements, compatible with the age of the Earth (Magill & Galy, 2005).

The field procedure in gamma-ray research depends on the purpose of the research. The sampling time will influence the accuracy of the measurement, the longer the sampling time, the more accurate it will be. The quality of the data also depends on the radioactivity of the source, the geometry of the survey, the volume, the efficiency and sensitivity of the detector. The consistency of the data measured along the outcrop must be such that the source-detector geometry is the same used in the spectrometer calibration (IAEA, 2003; IAEA, 2010), an ideal condition that is not always reproduced in the field. The dimensions and shape of the sampled region are determined by the physical and chemical characteristics of the rock, such as density, porosity, fractures and mineralogical composition (Adams & Gasparini, 1970; IAEA, 2003).

### Field Gamma-Ray Spectrometric Logging

The field GRS logging was supported by facies descriptions of three outcrops in *Doutor Pedrinho* and *Presidente Getúlio* regions (Fig. 1). The strata of these outcrops show broad lateral (> 30 m) and vertical (> 10 m) continuity, with well-preserved sedimentary structures and mineral composition. Seventy-five readings were performed on outcrop BPR-0332-DP and 106 on outcrop BPR-0256-PG from Taciba Formation, and 94 readings on outcrop BPR-0254-PG from Campo Mourão Formation.

---

<sup>14</sup> **Nuclide** is the general term applied to all atomic forms of elements, comprising all isotopes of all elements. The nuclide is differentiated by its number and atomic mass and energy state (CNEN - Glossary of Terms Used in Nuclear Energy).

<sup>15</sup> **Gamma radiation** is electromagnetic radiation emitted by an excited atomic nucleus during the process of passing to a lower state of excitation (Magill & Galy, 2005).

Potassium (%), uranium (ppm) and thorium (ppm) concentrations were obtained using a RS-330 portable gamma-ray spectrometer (Radiation Solutions Inc., Canada) of the Sedimentary Basin Analysis Laboratory (LABAC) at Federal University of Santa Catarina. This equipment has an energy resolution of 2.9 KeV/channel (1024 channels), practical resolution limit of the sodium iodide detector (Gilmore, 2008) that equips the instrument.

Samplings were carried out in outcrops that reproduced, as much as possible, the geometry used for equipment calibration (Fig. 2). Samplings with a distance of less than 40 cm from the base and top of the outcrops were avoided to preserve measurements of counts unrelated to lithology due to the volume of detection of gamma radiation by the instrument. Readings were performed at regular spacing of 20 cm. This regularity in the acquisition allows for greater consistency in the description of variations in the radiometric profile associated with the stratigraphic, allowing the identification of radiometric characteristics in response to lithological variations as well as the transition between depositional packages. The sampling time was 180 s, enough to keep the errors associated with the concentration measurements below 10%.

Data were imported from the equipment using RSAnalist software and then organized and processed in Python and Excel software. The gamma-ray spectrometric logs were associated with faciological and architectural data in columnar sections (1:10 scale). For data analysis and interpretation, tables and graphs were used to highlight patterns and features in sedimentary successions.



Figure 2 – (a-c) BPR-0254-PG outcrop of the Campo Mourão Formation; (d) BPR-0256-PG outcrop; and (e-g) BPR-0322-DP outcrop of the Taciba Formation.

To validate the conversions performed in data treatment, the Dose Rate measured by the equipment (data imported and expressed in  $\mu\text{Rh}^{-1}$  by the equipment) was compared with the Dose Rate calculated through the Total Count (ppm\_eU) obtained through the concentrations of K, U and Th with  $s_K/s_U = 2.3$  and  $s_{\text{Th}}/s_U = 0.44$ , according to IAEA (2003). The  $s_K/s_U$  ratio is the uranium equivalent of potassium, and the  $s_{\text{Th}}/s_U$  ratio is the uranium equivalent of thorium for a given instrument. The result had an average agreement of 99%, indicating that the count rate varies linearly with the gamma dose rate.

## RESULTS AND DISCUSSIONS

### Facies and Facies Associations

The Campo Mourão and Taciba formations, in the research area, present a wide variety of facies observed in outcrops, composing an approximately 49 m thick succession (Fig. 3a). In this work, the facies classification from Baesso & Nascimento (2022) was adopted. Layers are tabular to lenticular, with gently undulating top and bottom, sometimes amalgamated. The main lithotypes include shale, fine to medium grained sandstone, occasionally coarse-grained. The facies associations are interpreted as glaciolacustrine environment with thin-bedded turbidites system (U1: Depositional Unit 1) and two submarine fans with thick-bedded turbidites systems (HDTf), which occur in the intermediate (U2a: Depositional Unit 2a) and in the upper portion (U2b: Depositional Unit 2b) of the succession (Fig. 3a).

#### U1: Glaciolacustrine deposits with thin-bedded turbidite system

The U1 was recorded in outcrop BPR-0254-PG, which has lateral extension  $> 50$  m and vertical extension  $> 17$  m, comprising an aggradational glaciolacustrine succession of tabular black shale, siltstone and very fine-grained sandstone (Fig. 2a-c and 3a). The lithofacies identified were FI, Fm, Sm, Sh, Sr and Cc. The FI lithofacies is composed by black shale and gray siltstone with plane-parallel, sometimes undulated lamination and with dispersed granules and pebbles of granite and gneiss. The lithofacies Fm and Sm comprise massive (cemented by carbonate) siltstone and fine-grained sandstone, in lenticular or tabular layers (2 to 15 cm thick). The Cc lithofacies represent carbonate lenses with “cone-in-cone” structure. The lithofacies Sm/Ta, Sh/Tb and Sr/Tc occur intercalated with the lithofacies FI and Fm/Te. The sequence of Bouma Ta, Tb, Tc, Td and Te indicate deposition from low-density turbidite flow (LDTf), in which the most common facies association are Tc, Td and Te. Sandstone lenses (Sr) interbedded with siltstones and heterolithic facies indicate

deposition by weak traction currents during the passage of dilute turbidity flows. Sections dominated by this type of deposition represent long periods of low sedimentation rate, punctuated by periods of deposition of diluted turbidites. Paleocurrent data from sole marks and cross laminations indicate eastward sedimentary flows.

*Scoyenia-Mermia* and *Cruziana* sp. ichnofacies were identified on the Te facies surface, which indicate a low-energy lacustrine continental environment.

## **U2: Submarine Fan Depositional System**

The U2 was described in two outcrops which consist in two submarine fan depositional cycles (Fig.3a). Submarine fans form the largest clastic accumulations in the deep sea and represent the sediment-transfer system between the hinterland source area and the deep-sea (García *et al.*, 2015).

**Submarine Fan U2a:** was recorded in the outcrop BPR-0256-PG (Fig. 2d), comprises an aggradational-to-progradational succession (from the base to the top) of shales, siltstones and fine-grained sandstones, to thick layers tabular of medium-grained sandstones, with load structure and intraclasts of shale at the base. Intraclasts indicate the passage of high-density flows (HDTf), which erode the semi-consolidated substrate. Fine-grained sandstone form thin layers (~20 cm) with massive (Sm/Ta), plane-parallel (Sh/Tb) or ripples-cross structure (Sr/Tc; Fig. 2d).

Tabular layers of massive medium-grained sandstone form thinning upward cycles towards the top (Fig. 3a). The laminated sandstone (Sh/Tb) at the base changes to sandstone with current ripples (Sr/Tc) up to massive siltstone (Fm) and shale (FI/Te) towards the top. The channels develop erosional features, which pass laterally to levee deposits, with incomplete Bouma sequence.

**Submarine Fan U2b:** recorded in the outcrop BPR-332-DP (Fig.2e-g), comprises the facies Sm, Sr, Sh, Fm and FI, which form tabular or lenticular layers. The sandstones are medium-grained, moderately selected, normally graded, with a massive structure (Sm), with intraclasts of shale and turboglyphs at the base. The channels develop erosional features (Fig. 2g). The sedimentary facies indicate deposition by unidirectional flow, being of great importance in understanding the flow conditions, which record the deposition of a relatively dilute suspension with low rates of sediment precipitation (Talling *et al.*, 2012). In long-time hyperpycnal flows they are associated with massive sandstones (Sm), where thick amalgamated packages occur with alternation of these facies, caused by momentary changes in flow conditions (Zavala & Pan, 2018). The distal lobes include comprise thick-heterolithic successions with massive sandstone at the base (Sm/Ta), plane-parallel

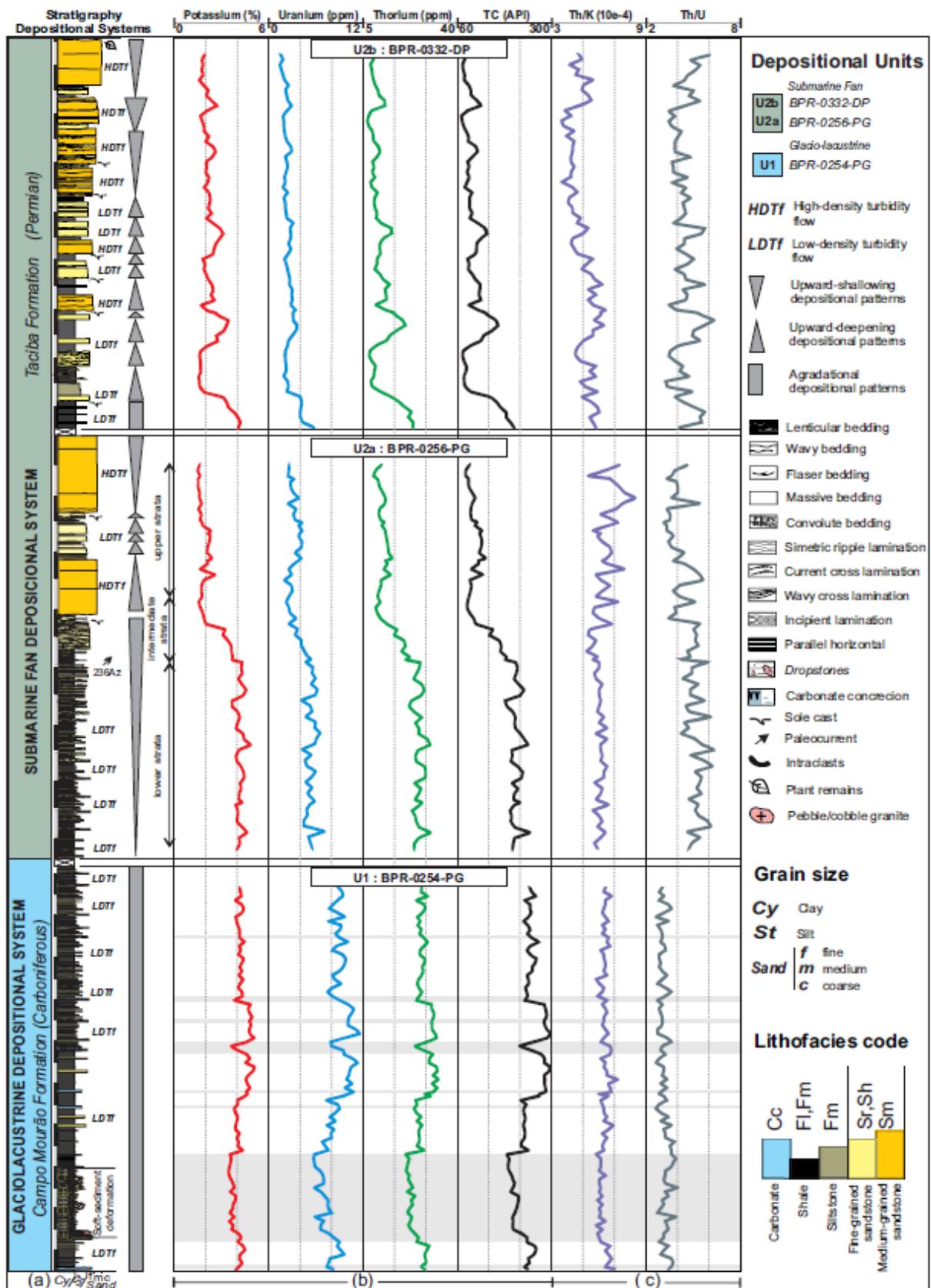


Figure 3 – (a) Lithostratigraphic successions, (b) gamma-ray spectrometric logs and (c) radionuclide ratios of the studied depositional units (see Fig.1 for locations).

lamination (Sh/Tb) or cross-current lamination (Sr/Tc), followed by siltstone or shale (Fm/FI; Td-e).

The facies pattern in both submarine fans indicates deposition by high to low density turbidity flows (HDTf, LDTf) which have a high to low sediment concentration rate, respectively, whose main particle support mechanism is the turbulence (Mulder & Alexander, 2001).

### **Stratigraphic Distribution of Gamma Radiation Data**

The K, U and Th concentrations in outcrops reveal distinct stratigraphic patterns (Fig. 3b, Table 1). The depositional units can be discriminated by means of total gamma counts (TC), contents and spectrometric concentrations. U1 has  $TC_{\text{mean}} > 28 \text{ ppm\_eU}$ , U2a has  $14 \text{ ppm\_eU} \leq TC_{\text{mean}} \leq 28 \text{ ppm\_eU}$ , and U2b has  $TC_{\text{mean}} < 14 \text{ ppm\_eU}$  (Fig. 4a). In the K-U-Th diagram, the U1 is discriminated from the U2b by the higher uranium content in the U1 and the higher potassium content in the U2b (Fig. 4b). The thorium contents of the U2b are, on average, lower than those of the U2a. In terms of spectrometric concentration (Figs. 4c and 4d), the U1 has concentrations of  $K \geq 3.5 \%$ ,  $Th \geq 20 \text{ ppm}$  and  $U \geq 5.7 \text{ ppm}$ , the U2b has concentrations of  $K < 3.5 \%$ ,  $Th < 20 \text{ ppm}$  and  $U < 5.7 \text{ ppm}$ . In the U2a the concentrations are distributed over the entire range. In its lower strata the concentrations tend to those of the U1, and in its upper strata they tend to those of the U2b.

The average percentage errors associated with gamma ray measurements, which will not be highlighted throughout the text, were between 1.5 and 3.0% for potassium, 2 and 5% for thorium and 7 and 9% for uranium (exceptionally 4% in the U1 - Depositional Unit 1).

The U1, which is mainly characterized by glaciolacustrine thin-laminated rhythmites as well as thin-bedded turbidites, is the unit with the highest average concentrations of potassium, thorium and uranium,  $TC_{\text{mean}} = 29.8 \text{ ppm\_eU}$ . The layers between 8.6 m and 12.9 m records the highest concentrations of gamma rays,  $TC_{\text{mean}} = 34.3 \text{ ppm\_eU}$ , with contributions mainly from uranium and thorium. This stratigraphic interval is intercalated by a layer (~ 20 cm thick) of fine-grained carbonate sandstone of great lateral extension that stands out in the gamma radiation logs due to the decrease in the concentration of radionuclides. Also noteworthy is the stratigraphic interval between 2.1 m and 5.7 m, with the lowest concentrations of K, Th and U ( $TC_{\text{mean}} = 24.8 \text{ ppm\_eU}$ ). This decrease in gamma radiation is, probably, due to the increase in carbonate cement in sandstones in these strata. Similar decreases in concentrations are recorded in other laminae and thin layers of carbonates which are highlighted in Figure 3b. The sparse dropstones present in the basal part of the unit, which attest to the glacial influence in retreat, are not significant to influence the measurements of radionuclide concentrations.

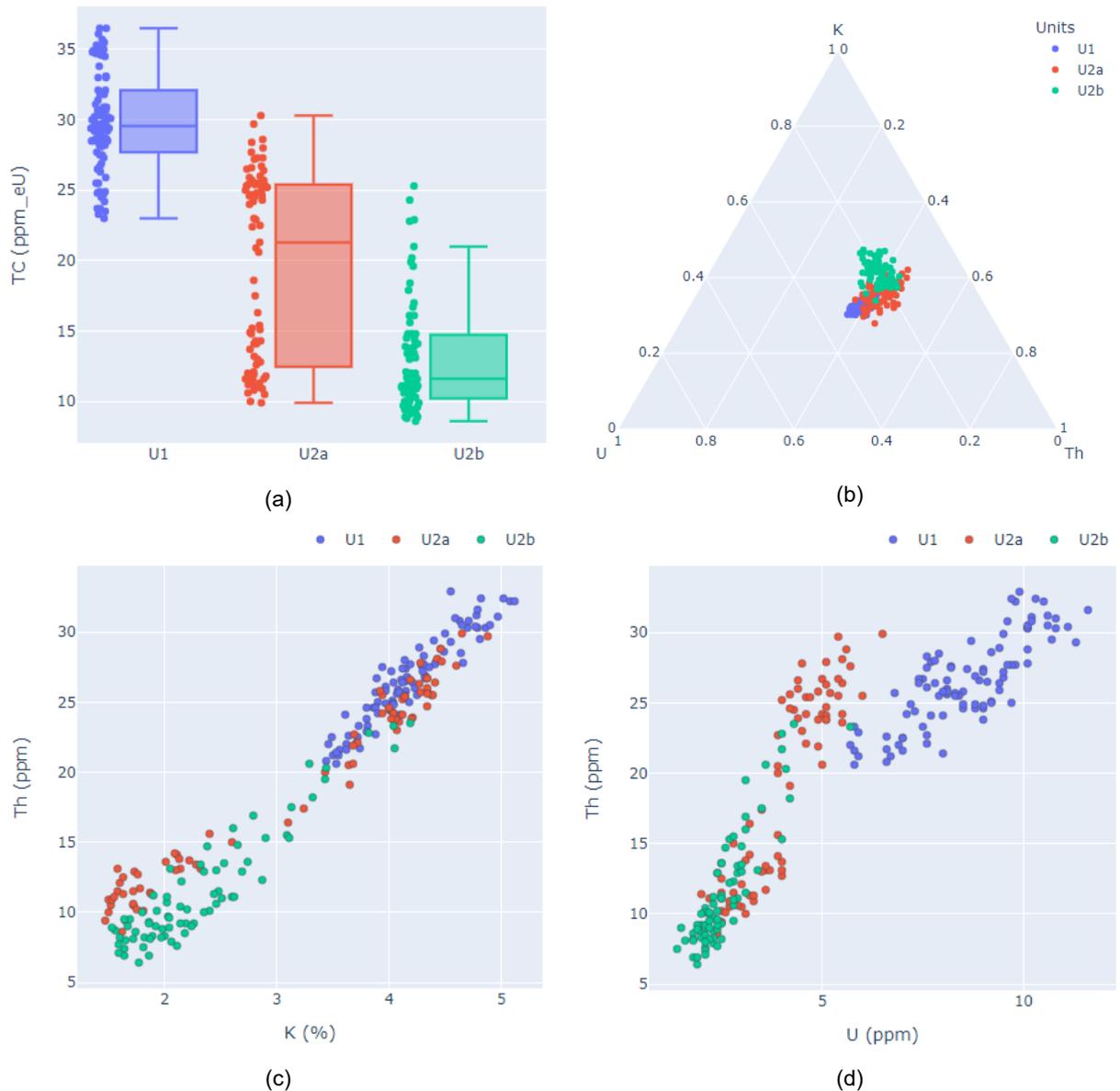


Figure 4 – Division of depositional units by Total Count (a), diagram K-U-Th (b), Th x K (c) and Th x U (d)

The U2a has a higher concentration of gamma rays in its lower strata than in its upper strata (Fig. 3b). The lower strata (0 m to 7 m) are composed of shales and rhythmites (silty claystones and silty sandstones) intercalated with laminae of fine-grained sandstones. These facies are similar to the facies of the U1 to which they overlap, and it is difficult to differentiate them with assurance in the field work. The distinction of these strata is perceptible through TC, however, it is through the uranium content that greater confidence is obtained in the individualization of these strata. The uranium content in the lower strata of the U2a is significantly lower than its content in the U1. The ratio of the average uranium concentration of the lower section of the U2a to the average uranium concentration of the U1 is 58%. The distinction between these units is also immediate when comparing Th/U and U/K ratios or concentration graphs (Fig. 3c). Likewise, the higher content of potassium and

thorium in relation to uranium discriminate this pelitic strata of the U2a from its top, where sandstones predominate. This is best perceived by the values of the Th/U and U/K ratios, higher and lower, respectively, in relation to the top of the unit (Table 1). There are, therefore, decreasing values for the Th/U ratio and increasing for the U/K ratio in the sequence: (i) 'common' shale and pelitic facies, (ii) sandstone facies and (iii) black shale.

The intermediate strata of the U2a are constituted by sandstones gradually replacing the pelites that predominate in the lower section. They represent prograding lithofacies with increasing sediment input in relation to the lower section. This transition section between the high and low concentrations of the U2a shows a funnel-shaped pattern (ascending decrease in radioactivity) evidenced by the increase in grain size, an indication of the increase in depositional energy levels. There is also a relative approximation between the concentrations of thorium and potassium, indicating hydrodynamic changes, faster transport, with less time of exposure to weathering, or perhaps diagenetic enrichment of potassium. The study of petrographic thin section may help to answer this question.

The upper strata of the U2a, comprises lobes, channels and levees, has the lowest gamma radiation values. It is characterized by the predominance of fine to medium sandstone with laminae and centimetric layers of intercalated pelites. In this section, there is a slow and gradual decrease in the concentrations of thorium, potassium and uranium, accompanied by oscillations, mainly of uranium.

The U2b is predominantly fine to coarse-grained sandstone with thick layers (decimetric to metric) often amalgamated, sometimes with erosive bases and intercalated shales. This unit has the lowest concentrations of potassium, thorium and uranium sampled in this work (Table 1). The  $TC_{\text{mean}}$  of this unit is equivalent to 44% of the  $TC_{\text{mean}}$  of the U1, which has the highest concentrations. The largest gamma ray records from this unit, with decreasing values towards the top, occur at the base of this unit, a layer of laminated pelites with a thickness of 1.2 m.

Correlations between outcrops (and wells) considering only the TC and facies description can lead to interpretation errors. For example, there are similarities between the TC of the U1 sections with sections of the U2a and U2b. However, when considering the concentrations, or contents, of K, U and Th and their ratios, distinct characteristics are observed between these units. While in the U1 the contents of K, U and Th in relation to TC are 0.32, 0.29 and 0.39 respectively, in the U2a they are 0.36, 0.21 and 0.42 and in the U2b they are 0.41, 0.20 and 0.39. That is, the contributions of radioelements to TC in the U1 are comparable to each other due to uranium enrichment. In contrast, even with lower concentrations of potassium in the U2a and U2b units, its content is practically twice the uranium content and, therefore, correlating sections of these units through the TC leads to interpretation errors.

Unit	Count	K (%)		U (ppm)		Th (ppm)		Th/K ( $10^{-4}$ )		Th/U		U/K ( $10^{-4}$ )		TC (ppm_eU)	
		mean	std	mean	std	mean	std	mean	std	mean	std	mean	std	mean	std
U1	94	4.18	0.42	8.5	1.4	26.5	3.1	6.3	0.3	3.1	0.3	2.0	0.2	29.8	3.5
U2a	106	3.48	1.23	4.7	1.8	21.2	7.2	6.2	0.5	4.6	0.9	1.4	0.3	22.1	7.5
U2b	75	2.31	0.63	2.6	0.7	11.6	4.2	4.9	0.7	4.5	0.7	1.1	0.2	13.0	3.9

Table 1 - Mean and standard deviation of radioelement concentrations and ratios.

### Gamma-Ray Spectrometry, Sedimentary Processes and Environments

Through the Th/K ratio and the concentrations of Th and K in a sedimentary sequence, it is possible to access a set of information about the sedimentation process, intensity of chemical weathering and homogeneity of provenance (Basu *et al.*, 2009).

In the U1, the trendline of the Th/K ratio is practically constant, with a small increase towards the top. The Th/K ratio, within the margin of error, was between 6 and 7 throughout the interval (Fig. 3c). For simplification, it is assumed that thorium in a depositional environment has a detrital nature and is chemically inert (Bessa, 1995). As, in this unit, variations in thorium concentration are accompanied by variations in potassium concentration (correlation factor  $r_{ThK} = 0.94$ ), it can be assumed that the conditions of the deposition period remained relatively constant, at least without alteration of the minerals responsible for hosting potassium. Except, by hypothesis, for the greater or lesser sediments input, evidenced by the fluctuation of the thorium and potassium concentration. Also, according to Bessa (1995), the concentration of a highly soluble element coupled to the concentration of a highly insoluble element may indicate that the concentrations of these elements in the sediments were the result of a primary deposition process, and not of diagenetic reactions.

In the U2a, the Th/K ratio increases towards the top, indication a greater water depth and distance from the shoreline (Myers & Wignall, 1987) at the bottom of this unit. Changes in thorium concentrations are accompanied by changes in potassium throughout the unit, maintaining a high correlation. In the lower and intermediate strata the Th/K ratio remains practically constant, suggesting a common provenance for the sediments of these strata. In the upper strata of this unit, dominated by sandstones, the average Th/K ratio is 6.6. According to Basu *et al.* (2009), sandstones with a  $Th/K > 6$  indicate intense chemical weathering, however, this is not the deposition condition of this unit, which is in a stage of glacial advance. Glacial and proglacial sediments, which predominate in the study area, are dominated by mechanical rather than chemical processes (Goldschmidt, 1954 *apud*

McLennan, 2001). These proximal lobes, canals and levees show large fluctuations in the Th/K ratio, conditioned by fluctuations in thorium concentration. This may indicate oscillations in mechanical energy, changing hydrodynamic conditions during deposition. The increase in the sandstone/pelite ratio towards the top of this depositional unit, evidenced by the thickening of the sandstone layers, characterizes the progradation of the submarine fan.

Just as sedimentary processes can be evidenced by the Th/K ratio, the Th/U ratio is frequently used to estimate the redox conditions of the depositional environment (Doveton, 1991) and the characterization of these environments (Adams & Weaver, 1958 *apud* Basu *et al.*, 2009). Low Th/U ratio due to high uranium concentration may be associated with marine condensed sequences and indicate an environment that acted to fix uranium under the influence of reducing conditions (Myers & Wignall, 1987). On the other hand, high Th/U ratio indicate the mobilization of uranium due to weathering in an oxidizing environment, with the influence of oxygen availability, presence of water and organic materials, or even, the deposition of heavy minerals rich in thorium (Basu *et al.*, 2009).

The mean value of the Th/U ratio (Table 1) of the U1, the lowest compared to the other units, associated with the high concentration of uranium, indicates that this unit is inserted in the most reducing environment among those sampled. The high concentration of uranium is mainly responsible for the distinction of this unit. This higher uranium content may be the result of enrichment in authigenic U that tends to be precipitated under anoxic conditions (Lüning & Kolonic, 2003). Since the measured uranium is the sum of detrital uranium and authigenic uranium, an estimate of the fraction of authigenic uranium can be obtained (Myers & Wignall, 1987), considering that the Th/U ratio in non-reducing environments is due to detrital elements.

By means of equation (1) and, taking as reference the average value of the Th/U ratio = 5.0 (from pelites of the U2a and U2b, supposedly non-reducing), an average concentration of 3.2 ppm was obtained for authigenic uranium and 5.3 ppm for detrital uranium:

$$U_{\text{measured}} = U_{\text{detrital}} + U_{\text{authigenic}} \quad (\text{Eq. 1})$$

where:

$$U_{\text{detrital}} = Th_{\text{detrital}}/5 \text{ and } Th_{\text{detrital}} = Th_{\text{measured}}.$$

The mean ratio of estimated authigenic uranium to measured uranium, considering the entire unit, is 37 %. The highest mean ratio, 40 %, was obtained from 7.3 m upwards and possibly corresponds to the most intense period of anoxia. This ratio was not affected by the highest concentrations of the three radioelements in the strata between 8.6 m and 12.9 m. However, in the strata between 2.1 m and 5.7 m this ratio is only 33 % and corresponds to the region of lower uranium concentration (in absolute and relative values; in this interval the Th/U ratio increases from 3.0 to 3.3).

In the shales and thin turbidites of the lower strata of the U2a, the average Th/U ratio (~ 5.0) indicates a lacustrine environment or a shallow marine environment. According to Adams & Weaver (1958; *apud* Basu *et al.*, 2009), most marine sediments have Th/U ratios between 3 and 5. However, North & Boering (1999) verified that continental sediments can also present these values for the Th/U ratio. The intermediate strata of the U2a show oscillations and the decrease in this ratio toward the top of the unit (predominantly sandstone) due to the decrease of Th in relation to U. The average of this ratio in the U2a is 4.6, indicating neither a reducing nor a strongly oxidizing environment, and remains stable in the U2b, with an average value of 4.4.

### **Gamma-Ray Spectrometry and Grain Size**

The source rock is the main factor that controls the mineralogy of siliciclastic sedimentary particles that are transported into a basin. However, depending on the climatic regime, weathering promotes the breakdown and decomposition of the rock, generating two phases, one soluble and one residual. Each of these phases contributes in a different way to the formation of sedimentary rocks, either with the precipitation of the soluble phase in a sedimentation environment or with the supply of residual detrital grains to the depositional basins. On the other hand, during transport, the sediments undergo differential abrasion according to the physical resistance of each mineral. So, hydrodynamic selection during sediment transport changes mineral abundances and proportions as a function of their densities and shapes (Remus *et al.*, 2008).

Gamma radiation levels result from mineralogy and not grain size, however, as mentioned above, changes in grain size are accompanied by changes in mineralogy (Myers & Bristow, 1989) and manifest in gamma radiation readings. The sensitivity of the gamma-ray spectrometer to sandstone and pelitic facies, that is, the ability to discriminate these facies, is dependent on their mineralogical (and chemical) compositions and, above all, on the lithostratigraphic distribution of the sedimentary layers.

The pelites from the U1 attest deposition from low-energy, associated with thin-bedded turbidites. The predominance of pelites over laminae and thin layers of sandstone in these environments tend to homogenize the gamma radiation readings between these lithotypes. In the depositional units U2a and U2b, TC and concentrations of potassium, thorium, uranium decrease upwards, and reflect the increase in grain size towards the top, according to the stratigraphic profile, which passes from predominantly pelitic to sandy strata (Figs. 3a and 3b). The overlapping of the concentration values is visually noted in the Figure 5. The best sensitivity is evidenced in the U2a by the thorium and potassium contents, whose minimum values in the pelites are above the median of the sandstones (Fig. 5a and 5b). Uranium is the least sensitive to lithologies in all units, this is associated with its irregular

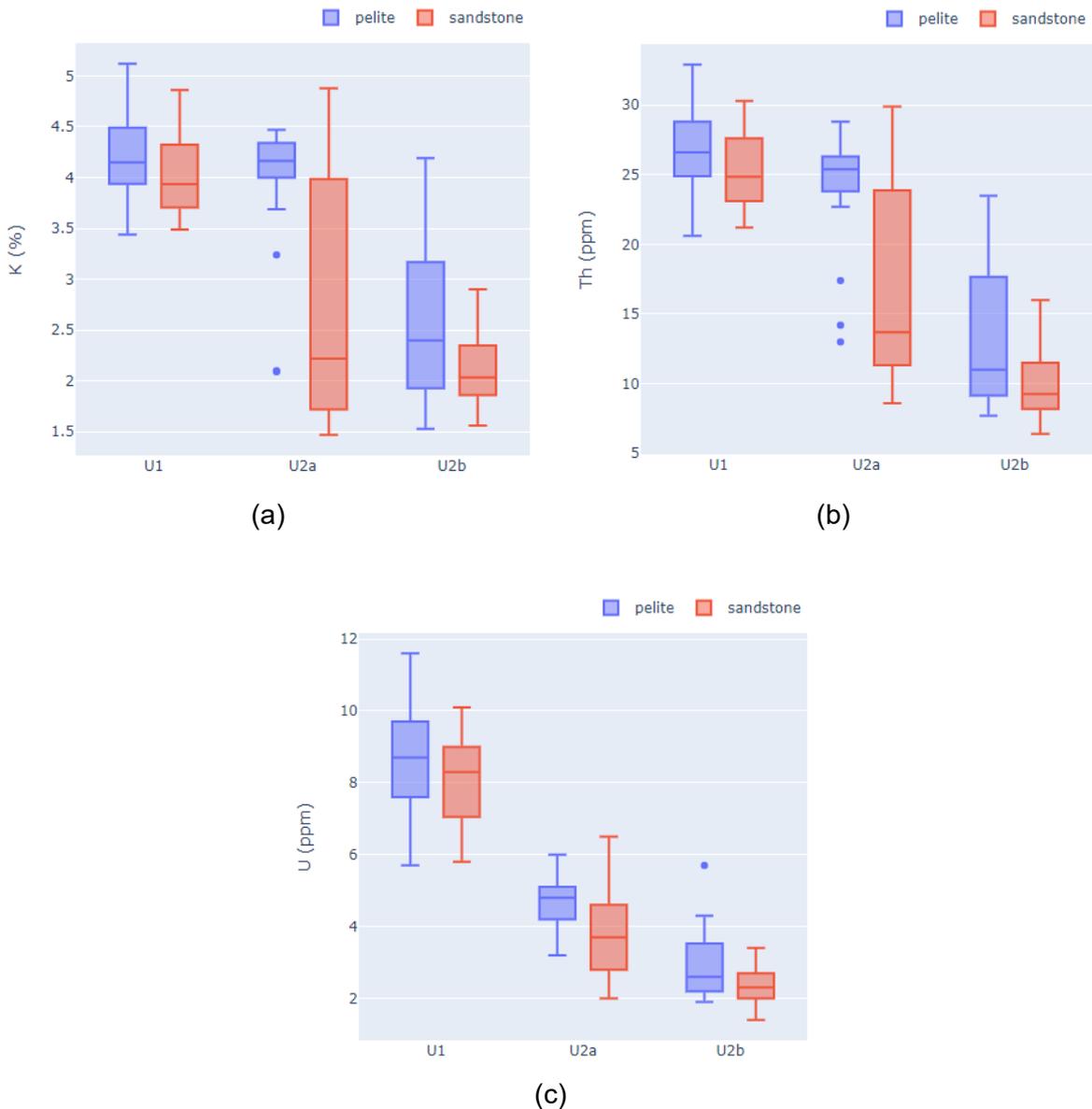


Figure 5 - Concentration of radioelements per unit and grain size. (a) Potassium, (b) Thorium and (c) Uranium.

distribution in depositional environments due to its great mobility in weathering and diagenesis processes (Fig. 5c).

Although the distinction between lithofacies in the studied units is not assured by means of TC or gamma-ray spectrometry, the distinction between pelitic-rich strata from sandy-rich strata of the U2a are well highlighted in the gamma-ray spectrometric record (Fig. 3b). The thorium and potassium content in relation to the uranium content discriminate pelite from sandstones. The high Th/U ratios (Fig. 3c) and low U/K ratios evidence the concentration of pelite. This result is therefore in accordance with the usage of the CGR (Clay Gamma-Ray; Th + K) instead of the GRS (Gamma-Ray Spectrometry; Th + K + U) as a parameter to estimate the volume of clay (Rider, 1996; Ellis & Singer, 2008).

## CONCLUSION

The spectral gamma-ray record proved to be effective for the delimitation of depositional units.

The relationship between radiometric data and grain size indicated that, in field work, lithostratigraphic distribution (the lithological variation between sedimentary layers) has a great influence on the gamma-ray spectrometer ability to distinguish lithotypes. The spectrometric data proved to be useful to differ shales. High uranium concentration characterizes the Lontras Member black shales and distinguish them from 'common' shales from the Taciba Formation. In general, the studied outcrops, decreasing values of the Th/U ratio establish the following sequence: (i) 'common' shale and pelitic facies, (ii) sandstone facies and (iii) black shale.

The applicability of gamma-ray spectrometry associated only with the description of facies for the interpretation of sedimentary processes and environments is limited to some assumptions at particular intervals. For example: (i) the relative stability in sedimentation conditions given by the strongly positive correlation between potassium and thorium; (ii) variations in sediment input given by changes in concentrations without changing their ratios; (iii) provenance homogeneity as a function of Th/K ratio stability; (iv) the identification of progradation indicated by the increase of the Th/K ratio; (v) variations in hydrodynamic conditions as a function of thorium oscillations; (vi) the distinction between reducing and non-reducing environments by the low Th/U ratio associated with high uranium concentrations.

## ACKNOWLEDGMENTS

To PETROBRAS (Petróleo Brasileiro S.A.), which, through financial support to the project "Machine Learning Techniques for Recognition of Sedimentological Patterns of Turbiditic Systems", made the field research possible. To the Federal University of Santa Catarina (UFSC), to the Basins and Reservoirs Analysis Laboratory (LABAC), to the Basins and Reservoirs Analysis Group (ANBA) for the support and infrastructure and to the colleagues and professors who collaborated with the work activities of field.

## REFERENCES

Adams, J.A.S., and P. Gasparini, 1970, Gamma-Ray Spectrometry of Rocks. Series Methods in Geochemistry and Geophysics. Elsevier Publishing Company, Netherlands, 308 pp.

Anjos, R.M., R. Veiga, C. Carvalho, K.D. Macario, and P.R.S. Gomes, 2007, Geological provenance of Quaternary deposits from the southeastern. Nuclear Physics A, Netherlands, 787:642-647.

Baesso, J.P., and M.S. Nascimento, 2022, Sistemas Depositionais do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Leste da Bacia do Paraná, Região de Doutor Pedrinho (SC). Seminários de Pesquisa do ANBA, SANBA22, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis.

Basu, A., K.M. Kumar, S. Paneerselvam, and A. Chaki, 2009, Study of provenance characteristics and depositional history on the basis of U, Th and K abundances in the Gulcheru Formation, Cuddapah Basin in Tummalapalle - Somalollapalle areas, Cuddapah - Anantapur districts, Andhra Pradesh. Journal Geological Society of India, India, 74:318-328.

Bessa, J.L., 1995, High-Resolution Outcrop Gamma-Ray Spectrometry of the Lower Lias, Southern Britain. PhD Thesis. Saint Edmund Hall and Dept. of Earth Sciences, Oxford. 212 pp.

Costa, H.S., M.S. Nascimento, and F.J.F. Ferreira, 2018, Clay minerals and gamma-ray spectrometry as paleoclimatic indicators in the Gondwana's sedimentary sequences, Santa Catarina, Brazil. Revista Brasileira de Geofísica, Brazil, 36(3):1-15.

Davies, S.J., and T. Elliott, 1996, Spectral gamma ray characterization of high resolution sequence stratigraphy: examples from Upper Carboniferous fluvio-deltaic systems, Geological Society of London, Special Publications, United Kingdom, 104:25-35.

D'Avila, R.S.F., 2009, Sequências Depositionais do Grupo Itararé (Carbonífero e Eopermiano), Bacia do Paraná, na Área de Dr. Pedrinho e Cercanias, Santa Catarina, Brasil. Thesis, Universidade do Vale do Rio dos Sinos – UNISINOS, Brazil, 192 pp.

Doveton, J.H., 1991, Lithofacies and geochemical facies profiles from nuclear wireline logs: New subsurface templates for sedimentary modeling. *In*: Franseen E.K., Watney W.L., Kendall C.J., Ross W. (Eds.), 1991. Sedimentary modelling-computer simulations and methods for improved parameter definition. Kansas Geological Survey Bulletin, United States, 233:101-110.

Ellis, D.V., and J.M. Singer, 2008, Well Logging for Earth Scientists: 2nd ed.; Springer, Netherlands, 692 pp.

García, M., G. Ercilla, B. Alonso, F. Estrada, G. Jané, A. Mena, T. Alvéz, and C. Juan, 2015, Deep-water turbidite systems: a review of their elements, sedimentary processes and

depositional models. Their characteristics on the Iberian margins. *Boletín Geológico y Minero*, 126(2-3):189-218.

Gilmore, G.R., 2008, *Practical Gamma-ray Spectrometry*: 2nd ed.; John Wiley & Sons Ltd., United Kingdom, 387pp.

Gould, K.M., D.J.W. Piper, G. Pe-Piper, and R.A. MacRae, 2014, Facies, provenance and paleoclimate interpretation using spectral gamma logs: Application to the Lower Cretaceous of the Scotian Basin. *Marine and Petroleum Geology*. Netherlands, 57:445-454.

IAEA - INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY, 2003, *Guidelines for Radioelement Mapping Using Gamma Ray Spectrometry Data*. IAEA-TECDOC-1363, International Atomic Energy Agency, Austria, 184 p.

IAEA - INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY, 2010, *Radioelement Mapping*. IAEA – n° NF-T-1.3, International Atomic Energy Agency, Austria, 108 p.

Lüning, S., and S. Kolonic, 2003, Uranium spectral gamma-ray response as a proxy for organic richness in black shales: applicability and limitations. *Journal of Petroleum Geology*, United States, 26(2): 153-174.

Magill, J., and J. Galy, 2005, *Radioactivity Radionuclides Radiation*. Springer, Germany, 259 pp.

McLennan, S. M., 2001, Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, United States, 2(4), DOI: 10.1029/2000GC000109

Menezes, M.T.F., and M.S. Nascimento, 2015, Petrografia e Diagênese de Arenitos Permianos da Bacia do Paraná, Região de Alfredo Wagner, Santa Catarina. *In: Anais do IX Simpósio Sulbrasileiro de Geologia*, Florianópolis.

Minty, B.R.S., 1997, Fundamentals of Airborne Gamma-ray Spectrometry. *Journal of Australian Geology and Geophysics*, United Kingdom, 17(2):39-50.

Mulder, T., and J. Alexander, 2001, The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, United Kingdom, 48:269-299.

Myers, K.J., and P.B. Wignall, 1987, Understanding Jurassic Organic-rich Mudrocks — New Concepts using Gamma-ray Spectrometry and Palaeoecology: Examples from the Kimmeridge Clay of Dorset and the Jet Rock of Yorkshire. *In: Leggett, J.K., and G.G. Zuffa, eds., Marine Clastic Sedimentology*. Springer, Netherlands, 172-189 DOI: 10.1007/978-94-009-3241-8\_9

Myers, K. J., and C. S. Bristow, 1989, Detailed sedimentology and gamma-ray log characteristics of a Namurian deltaic succession II: gamma-ray logging, *In: Whateley, M. K. G. and K. T. Pickering, eds., Deltas: sites and traps for fossil fuels: Geological Society of London, Special Publication, United Kingdom, 41:81-88.*

North, C.P., and M. Boering, 1999, Spectral gamma-ray logging for facies discrimination in mixed fluvial-eolian successions: A cautionary tale. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin, United States, 83(1): 155-169.*

Remus, M.V.D, R.S. Souza, J.A. Cupertino, L.F. De Ros, N. Dani, and M.L. Vignol-Lelarge, 2008. Proveniência sedimentar: métodos e técnicas analíticas aplicadas. *Revista Brasileira de Geociências, 38(2- suplemento):166-185.*

Rider, M.H., 1996, *The geological interpretation of well logs. 2nd Ed. Whittles Publishing, Scotland, 280 p.*

Šimíček D., and O. Bábek, 2015, Assessing provenance of Upper Cretaceous siliciclastics using spectral  $\gamma$ -ray record. *Geologica Carpathica, Slovakia, 66(4):311-329.*

Svendsen, J.B., and N.R. Hartley, 2001, Comparison between outcrop-spectral gamma ray logging and whole rock geochemistry: implications for quantitative reservoir characterization in continental sequences. *Marine and Petroleum Geology, Netherlands, 18:657-670.*

Talling, P.J., D.G. Masson, E.J. Sumner, and G. Malgesini, 2012, Subaqueous sediment density flows: depositional processes and deposit types. *Sedimentology, 59(7):1937-2003.*

Wilford, J.R., P.N. Bierwirth, and M.A. Craig, 1997, Application of airborne gamma-ray spectrometry in soil/regolith mapping and applied geomorphology. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics, United Kingdom, 17(2):201-216.*

Zavala, C., and S. Pan, 2018, Hyperpycnal flows and hyperpycnites: Origin and distinctive characteristics. *Lithologic Reservoirs, 30(1):1-27. DOI: 10.3969/j.issn.1673-8926.2018.01.001*

Zielinski, J.P.T., and M.S. Nascimento, 2015, Estratigrafia de Sequências de sucessões sedimentares permianas da borda sudeste da Bacia do Paraná, estado de Santa Catarina. *In: Anais do IX Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Florianópolis.*

## REFERÊNCIAS

- Adams J.A.S., Gasparini P. 1970. Gamma-Ray Spectrometry of Rocks. Series Methods in Geochemistry and Geophysics. Amsterdam, Elsevier Publishing Company, 295 p.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, **17**:1-29.
- Andrade L.R.M. 2010. Processos, Fácies e Geometria do Sistema Turbidítico da Formação Taciba/Membro Rio Segredo, faixa aflorante norte catarinense. MS Dissertation, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 92 p.
- Anjos R.M., Veiga R., Carvalho C., Macario K.D., Gomes P.R.S. 2007. Geological provenance of Quaternary deposits from the southeastern. *Nuclear Physics A* **787**:642-647.
- Arevalo Júnior R. 2018. Potassium. *In*: White W.M. (ed.). *Encyclopedia of Geochemistry: A comprehensive reference source on the chemistry of the earth*. Cham, Switzerland, Springer International Publishing AG, p.1253-1257.
- Baesso J.P., Nascimento M.S. 2022, Sistemas Depositionais do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Leste da Bacia do Paraná, Região de Doutor Pedrinho (SC). Seminários de Pesquisa do ANBA, SANBA22, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis.
- Balisteri P.R.M.N. 2003. Paleocnologia da porção superior do Grupo Itararé na região de Mafra (SC): limitações paleoecológicas, paleoambientais e estratigráficas. Tese de Doutorado, Unisinos, São Leopoldo.
- Basu A. 1985. Influence of climate and relief on compositions of sands released at source areas. *In*: Zuffa G.G. (ed.) *Provenance of Arenites*. Dordrecht, The Netherlands, D. Reidel Publishing Company, p.1-18.
- Basu A., Kumar K.M., Paneerselvam S., Chaki A. 2009. Study of provenance characteristics and depositional history on the basis of U, Th and K abundances in the Gulcheru Formation, Cuddapah Basin in Tummalapalle-Somalollapalle areas, Cuddapah-Anantapur districts, Andhra Pradesh. *Journal Geological Society of India*, **74**:318-328.
- Basei M.A.S., Siga Jr. O., Machiavelli A., Mancini F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). *Revista Brasileira de Geociências*, **22**(2):216-221.
- Basei M.A.S., Drukas C.O., Nutman A.P., Wemmer K., Dunyi L., Santos P.R., Passarelli C.R., Campos Neto M.C., Siga Jr. O., Osako L. 2011. The Itajaí foreland basin: a tectono-sedimentary record of the Ediacaran period, Southern Brazil. *In*: Costa M.S., Nascimento M.S. 2015. *Tratos deposicionais e arquitetura estratigráfica*

de sucessões sedimentares da Bacia do Itajaí (Neoproterozoico), nordeste de Santa Catarina, Brasil. Geol. USP, Sér. cient., São Paulo, **15**(2):11-134.

Batezelli A., Saad A.R., Etchebehere M.L.C., Perinotto J.A.J., Fulfaro V.J. 2003. Análise Estratigráfica aplicada à Formação Araçatuba (Grupo Bauru-Ks) no centro-oeste do estado de São Paulo. Geociências, UNESP, São Paulo **22**(Especial):5-19.

Bessa J.L. 1995. High-Resolution Outcrop Gamma-Ray Spectrometry of the Lower Lias, Southern Britain. PhD Thesis. Saint Edmund Hall and Dept. of Earth Sciences, Oxford, 212 p.

Bocardi L.B., Fernandes L.A., Rostirolla S.P., Appi C.J. 2006. Diagênese dos arenitos do Grupo Itararé, Permocarbonífero, Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências, **36**(2):221-231.

Boggs Jr, S. 2009. Petrology of Sedimentary Rocks. (2nd ed.). Cambridge, Cambridge University Press, 600 p.

Boggs Jr, S. 2014. Principles of sedimentology and stratigraphy. (5th ed.). London, Pearson New International Edition. 560 p.

Bortoluzzi C.A., Awdziej J., Zardo S.M. 1987. Geologia da Bacia do Paraná em Santa Catarina. *In*: Milani E. J., de Melo J. H. G., de Souza P. A., Fernandes L. A., França A. B. 2007. Bacia do Paraná. Boletim de Geociências da PETROBRÁS, **15**(2):265-287.

Boyle R. W. 1982. Geochemical prospecting for thorium and uranium deposits. Developments in Economic Geology, Amsterdam, Elsevier, **16**:71-78.

Canuto J.R., dos Santos P.R., Rocha-Campos A.C. 2010. Fácies e associações de fácies de diamictitos do Subgrupo Itararé (Paleozóico Superior) no norte de Santa Catarina e sul do Paraná, Bacia do Paraná, Brasil. Revista Brasileira de Geociências, **40**(2):220-235.

Casey W.H. 2018. Oxidation-Reduction reactions and Eh-pH (Pourbaix) diagrams. *In*: White W.M. (ed.). Encyclopedia of Geochemistry: A comprehensive reference source on the chemistry of the earth. Cham, Switzerland, Springer International Publishing AG, p.1115-1120.

Castro J.C.1999. Estratigrafia de sequências das formações Campo Mourão (parte superior) e Taciba, Grupo Itararé, leste da Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências, **29**(2):255-260.

CNEN - Comissão Nacional de Energia Nuclear - Glossário de Termos Usados em Energia Nuclear. [http://www.cnen.gov.br/documentos/glossario\\_tecnico.pdf](http://www.cnen.gov.br/documentos/glossario_tecnico.pdf) acesso em: 17/05/2020.

Cordani U.G., Neves B.B.B., Thomaz Filho A. 2009. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras (Atualização). Boletim de Geociências da Petrobras, **17**(1):205-219.

Costa M.S., Nascimento M.S. 2015. Tratos deposicionais e arquitetura estratigráfica de sucessões sedimentares da Bacia do Itajaí (Neoproterozoico), nordeste de Santa Catarina, Brasil. *Geol. USP, Sér. cient.*, São Paulo, **15**(2):11-134.

Costa H.S. 2017. Evidências paleoclimáticas no Membro Rio do Sul e Formação Rio Bonito (Bacia do Paraná) com base em gamaespectrometria e argilominerais, Santa Catarina. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 55 p.

Costa H.S., Nascimento M.S., Ferreira F.J.F. 2018. Clay minerals and gamma-ray spectrometry as paleoclimatic indicators in the Gondwana's sedimentary sequences, Santa Catarina, Brazil. *Revista Brasileira de Geofísica*, **36**(3):1-15.

Davies S.J., Elliott T. 1996. Spectral gamma ray characterization of high resolution sequence stratigraphy: examples from Upper Carboniferous fluvio-deltaic systems, County Clare, Ireland. *In: Howell J.A., Aitken J.F. (eds) High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovations and Applications, Geological Society Special Publication*, **104**:25-35.

D'Avila R.S.F. 2009. Sequências Depositionais do Grupo Itararé (Carbonífero e Eopermiano), Bacia do Paraná, na Área de Dr. Pedrinho e Cercanias, Santa Catarina, Brasil. Tese, Universidade do Vale do Rio dos Sinos – UNISINOS, São Leopoldo.

Dickinson W.R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. *In: Zuffa G.G. (ed.) Provenance of Arenites. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, The Netherlands*, p. 333-361.

Dickson B.L., Scott K.M. 1997. Interpretation of aerial gamma-ray surveys - adding the geochemical factors. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, **17**(2):187-200.

Doveton J.D. 1991. Lithofacies and geochemical facies profiles from nuclear wireline logs: new subsurface templates for sedimentary modelling. *In: Franseen E.K., Watney W.L., Kendall C.J., Ross W. (Eds.). 1991. Sedimentary modelling-computer simulations and methods for improved parameter definition. Kansas Geological Society Bulletin*, **233**:101-110.

Eisberg R., Resnick, R. 2006. Física Quântica - Átomos, Moléculas, Sólidos, Núcleos e Partículas, Amsterdam, Elsevier, Ed. Campus, 928 p.

Formoso M.L.L. 2006. Some topics on geochemistry of weathering: a review. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. **78**(4):809-820.

França A.B., Potter P.E. 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 1). *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **2**:147-191.

Gama Junior E. 1979. A sedimentação do Grupo Passa Dois (exclusive Formação Irati), um modelo geomórfico. *Revista Brasileira de Geociências* **9**(1):1-16.

Gilmore G.R. 2008. Practical Gamma-ray Spectrometry. England, John Wiley and Sons Ltd, 387 p. <http://dx.doi.org/10.1002/9780470861981>

Gomes C.H., Almeida D. 2019. New insights into the Gondwana breakup at the Southern South America by apatite fission-track analyses. *Advances in Geosciences*, **47**:1–15.

Gould K.M., Piper D.J.W., Pe-Piper G., MacRae R.A. 2014. Facies, provenance and paleoclimate interpretation using spectral gamma logs: Application to the Lower Cretaceous of the Scotian Basin. *Marine and Petroleum Geology*. **57**:445-454.

Horsfall K.R. 1997. Airborne magnetic and gamma-ray data acquisition. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, **17**(2):23–30.

Hosseini S. 2014. Holostratigraphy of the Berriasian - Aptian Carbonate Platform Deposits from the Zagros Fold-thrust Belt, SW Iran. PhD Thesis, Université de Genève. 253 p.

IAEA - INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY. 2003. Guidelines for Radioelement Mapping Using Gamma Ray Spectrometry Data. IAEA-TECDOC-1363, IAEA, Vienna, 184 p.

IAEA - INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY. 2010. Radioelement Mapping. Nuclear Energy Series No.NF-T-1.3, IAEA, Vienna, 108 p.

Johnsson M.J. 1993. The system controlling the composition of clastic sediments. *Geological Society of America Special Paper* **284**:1-19.

Killeen P.G. 1979. Gamma-ray spectrometric methods in uranium exploration - application and interpretation. *In*: Hood P.J. (ed.). *Geophysics and geochemistry in the search for metallic ores*. Geological Survey of Canada, Economic Geology Report **31**:163-229.

Klein C.; Dutrow B. 2012. *Manual of Mineral Science*. (23rd ed.). England, John Wiley and Sons Ltd, 716 p.

Krauskopf K.B. 1982. *Introduction to geochemistry*. (2nd ed.). San Francisco, McGraw-Hill Book Company. 614 p.

Langmuir D., Herman J.S., 1980. The mobility of thorium in natural waters at low temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. **44**:1753-1766.

Lee J.D. 1980. *Química Inorgânica*. São Paulo, Editora Edgard Blücher Ltda, 507 p.

Magill J., Galy J. 2005. *Radioactivity Radionuclides Radiation*. Heidelberg, Springer, 259 p.

McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson, G.N. 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. *In*: Johnson M.J., Basu A.

(Eds.) 1993. Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. Geological Society of America Special Paper, **284**:21-40.

Menezes M.T.F., Nascimento M.S. 2015. Petrografia e Diagênese de Arenitos Permianos da Bacia do Paraná, Região de Alfredo Wagner, Santa Catarina. *In*: Anais do IX Simpósio Sulbrasileiro de Geologia, Florianópolis.

Milani E.J. 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozoica do Gondwana sul-ocidental. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

Milani E.J., Ramos V.A. 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**(4):473-484.

Milani E.J., Zalán P.V. 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, **22**(3):199-205.

Milani E.J., de Melo J.H.G., de Souza P.A., Fernandes L.A., França A.B. 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **15**(2):265-287.

Milani E.J., De Wit M.J. 2008. Correlations between the classic Paraná and Cape-Karoo sequences of South America and southern Africa and their basin infills flanking the Gondwanides: du Toit revisited. London, Geological Society, Special Publications, **294**:319-342.

Minty B.R.S. 1997. Fundamentals of Airborne Gamma-ray Spectrometry. *Journal of Australian Geology e Geophysics*, **17**(2):39-50.

Minty B.R.S., Luyendyk A.P.J., Brodie R.C. 1997. Calibration and data processing for airborne gamma-ray spectrometry. *Journal of Australian Geology e Geophysics*, **17**(2):51-62.

Morad S., Ketzer J.M., De Ros L.F. 2012. Linking diagenesis to sequence stratigraphy: an integrated tool for understanding and predicting reservoir quality distribution. *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, **45**:1-36.

Morton A.C., Hallsworth C.R. 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, **124**:3-29.

Mouro L.D., Rakociński M., Marynowski L., Pisarzowska A., Musabelliu S., Zatoń M., Carvalho M.A., Fernandes A.C.S., Waichel B.L. 2017. Benthic anoxia, intermitente photic zone euxinia and elevated productivity during deposition of the Lower Permian, post-glacial fossiliferous black shales of the Paraná Basin, Brazil. *Global and Planetary Change*, **158**:155-172.

Mouro L.D., Fernandes A.C.S., Carvalho M.A., Weinschutz L.C. 2018. O Folhelho Lontras (Permiano, Bacia do Paraná) e seus Fósseis: Descoberta, Identificação e Conhecimento Atual. *Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ*, **41**(2):636-646.

DOI: 10.11137/2018\_2\_636\_646

Neto R.G., Balistieri P.R.M.N., Lavina E.L.C., Silveira D.M. 2009. Ichnological signatures of shallow freshwater lakes in the glacial Itararé Group (Mafra Formation, Upper Carboniferous-Lower Permian of Paraná Basin, S Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **272**:240-255. DOI: 10.1016/j.palaeo.2008.10.028

Quintas M.C.L., Mantovani M.S.M., Zalán P.V. 1999. Contribuição ao estudo da evolução mecânica da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**(2):217-226.

Radiation Solutions INC. 2017. D-1037, RS-330/332 Reference Manual, Canadá.

Remus M.V.D, Souza R.S, Cupertino J.A, De Ros L.F., Dani N., Vignol-Lelarge M.L. 2008. Proveniência sedimentar: métodos e técnicas analíticas aplicadas. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**(2 - suplemento):166-185.

Rider M.H. 1990. Gamma-ray log shape used as a facies indicator: critical analysis of an oversimplified methodology *In*: Hurst A., Lovell M. A., Morton A. C. (eds). 1990. *Geological Applications of Wireline Logs*. Geological Society Special Publication **48**:27-37.

Rider M.H. 1996. *The geological interpretation of well logs*. Sutherland, Scotland, Whittles Publishing, 280 p.

Ruffell A.H., Worden R.H., Evans R. 2003. Palaeoclimate controls on spectral gamma-ray radiation from sandstones *In*: Worden R.H., Morad S. (eds.). *Clay Mineral Cements in Sandstones*. International Association of Sedimentologists Special Publication **34**:93–108.

Salters V.J.M. 2018. Uranium. *In*: White W.M. (ed.). *Encyclopedia of Geochemistry: A comprehensive reference source on the chemistry of the earth*. Cham, Switzerland, Springer International Publishing AG, p. 1464-1468.

Santos P.R., Rocha-Campos A.C., Canuto J.R. 1996. Patterns of late Palaeozoic deglaciation in the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **125**:165-184.

Šimíček D., Bábek O., Leichmann J. 2012. 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*, **261–262**:50–64.

Šimíček D., Bábek O. 2015. Assessing provenance of Upper Cretaceous siliciclastics using spectral  $\gamma$ -ray record. *Geologica Carpathica*, **66**(4):311-329.

Slatt R.M. 2006. Stratigraphic reservoir characterization for petroleum geologists, geophysicists, and engineers. Amsterdam, Elsevier, *Handbook of Petroleum Exploration and Production*, vol.6 478 p.

- Soares P.C. 1991. Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná: Controles. Thesis (full professor contest). Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 142 p.
- Soares P.C., Soares A.P., Bettú D.F. 2014. Formação da sequência triássico-jurássica na Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **22**(1):135-160.
- Souza P.A. 2003. New palynological data of the Itararé Subgroup from the Buri Coal (late carboniferous, Paraná Basin), São Paulo state, Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **5**:49-58.
- Stefánsson A., Kleine B. 2018. Hydrothermal Alteration. *In*: White W.M. (ed.). *Encyclopedia of Geochemistry: A comprehensive reference source on the chemistry of the earth*. Cham, Switzerland, Springer International Publishing AG, p. 704-706.
- Suguio K. 2003. *Geologia Sedimentar*. São Paulo, Editora Edgard Blücher Ltda, 416 p.
- Svendsen J.B., Hartley N.R. 2001. Comparison between outcrop-spectral gamma ray logging and whole rock geochemistry: implications for quantitative reservoir characterization in continental sequences. *Marine and Petroleum Geology*, **18**:657-670.
- Telford W.M., Geldart L.P. Sheriff R.E. 1990. *Applied Geophysics*, (2nd ed.). Cambridge, Cambridge University Press, 770 p.
- Tucker M.E. 2001. *Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. (3rd ed.). London, Blackwell Science Ltd, 262 p.
- Ulbrich H.H.G.J., Ulbrich M.N.C., Ferreira F.J.F., Alves L.S., Guimarães G.B., Fruchting A. 2009. Levantamentos Gamaespectrométricos em Granitos Diferenciados. I: Revisão da Metodologia e do Comportamento Geoquímico dos Elementos K, Th e U. *Geologia USP, Série Científica*, **9**(1):33-53.
- Vail P.R., Mitchum R.M., Thompson S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. *In*: Payton C. E. 1977. *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists Memoir **26**:63-81.
- Vaz R.G. 2017. Efeitos da dissolução na porosidade e na permeabilidade de dolomitos durante a injeção de água carbonatada. MS Dissertation, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 89 p.
- Vesely F.F., Delgado D., Spisila A.L., Brumatti M. 2021. Divisão litoestratigráfica do Grupo Itararé no estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, **78**:3-23.
- Ward S.H. 1981. Gamma-Ray Spectrometry in Geological Mapping and in Uranium Exploration. *Economic Geology*, **75**:840-849.
- Warren L.V., De Almeida R.P., Hachiro J., Machado R., Roldan L.F., Steiner S.S., Chamani M.A.C. 2008. Evolução sedimentar da Formação Rio do Rasto (Permo-

triássico da Bacia do Paraná) na porção centro sul do estado de Santa Catarina, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**(2 - suplemento)15 p.

Weltje G.J., von Eynatten H. 2004. Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. *Sedimentary Geology* **171**:1-11.

Wignall P.B., Myers K.J. 1988. Interpreting benthic oxygen levels in mudrocks: A new approach. *In*: Hosseini S. 2014. Holostratigraphy of the Berriasian - Aptian Carbonate Platform Deposits from the Zagros Fold-thrust Belt, SW Iran. PhD Thesis, Université de Genève. 253 p.

Wilford J.R., Bierwirth P.N., Craig M.A. 1997. Application of airborne gamma-ray spectrometry in soil/regolith mapping and applied geomorphology. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, **17**(2):201-216.

Worden R.H., Burley S.D. 2003. Sandstones diagenesis: the evolution of sand to stone. BurleyS.D., WordenR.H. (eds.), *Sandstone Diagenesis – Recent and Ancient*, Berlin, Blackwell Publishing Ltd, p.3-44.

Zalán P.V., Wolff S., Astolfi M.A.M., Vieira I.S., Conceição J.C.J., Appi V.T., Neto E.V.S., Cerqueira J.R., Marques A. 1990. The Paraná Basin, Brazil. *In*: Leighton M.W., Kolata D.R., Oltz D.F., Eidel J.J. (eds.) *Interior cratonic basins*. American Association of Petroleum Geologists, *Memoir* **51**:681-708.

Zerfass H., Anjos-Zerfass G.S. 2016. A sedimentação em uma abordagem sistêmica. *Terræ Didática*, **12**(2):126-149.

Zielinski J.P.T., Nascimento M.S. 2015. Estratigrafia de Sequências de sucessões sedimentares permianas da borda sudeste da Bacia do Paraná, estado de Santa Catarina. *In*: IX Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Florianópolis. *Anais do IX Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*.

Zuffa G.G. 1991. On the use of turbidite arenites in provenance studies: critical remarks *In*: Morton A.C., Todd S.P., Haughton P.D.W. (eds.) *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. Geological Society Special Publication, **57**:23- 29.

## ANEXOS

## ANEXO A – Ciência da Submissão do Artigo

11/02/2023, 01:27 ScholarOne Manuscripts

 **Brazilian Journal of Geophysics**

[# Home](#)

[/ Author](#)

---

## Submission Confirmation [Print](#)

---

Thank you for your submission

---

**Submitted to**  
Brazilian Journal of Geophysics

**Manuscript ID**  
GeoPhys-2023-0009

**Title**  
High resolution gamma-ray spectrometry logging applied in the interpretation of sedimentary processes and environments of the Itararé Group (Pemo-Carboniferous), Paraná Basin, Santa Catarina state

**Authors**  
Miranda, André  
Nascimento, Marivaldo

**Date Submitted**  
10-Feb-2023

---



---

[Author Dashboard](#)



<https://mc04.manuscriptcentral.com/brajgeophys>
1/2

## ANEXO B – ATA DE DEFESA DE DISSERTAÇÃO



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO  
UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA  
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

### ATA DE DEFESA PÚBLICA DE DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Ata da sessão de Defesa Pública da Dissertação de Mestrado de **ANDRÉ DORIVAL MIRANDA**, do Programa de Pós-Graduação em Geologia, realizada em 10 de março de 2023, às 14h no Auditório do Bloco F do Centro de Filosofia e Ciências Humanas e via Web Conferência.

Ao(s) dez dias(s) do mês de março de dois mil e vinte e três, às quatorze horas, no Auditório do Bloco F do Centro de Filosofia e Ciências Humanas e via Web Conferência pelo link [Defesa de Mestrado André Miranda PPGGeologiaUFSC • Conferência Web \(rnp.br\)](#), foi realizada a sessão pública de apresentação e defesa da Dissertação de Mestrado do(a) mestrando(a) **ANDRÉ DORIVAL MIRANDA** como requisito final para obtenção do título de **MESTRE EM GEOLOGIA**, de acordo com a **PORTARIA 01/2023/PPGGEOL**. A banca foi composta pelos seguintes professores: Prof. Dr. MARIVALDO DOS SANTOS NASCIMENTO – UFSC (Presidente), Prof. Dr. FRANCISCO JOSÉ FONSECA FERREIRA – UFPR (Examinador Externo), Profa. Dra. HELENICE VITAL – UFRN (Examinadora Externa), Prof. Dr. BRENO LEITÃO WAICHEL – UFSC (Suplente), sob a presidência do(a) primeiro(a). Em vista do impedimento do titular Prof. Dr. FRANCISCO JOSÉ FONSECA FERREIRA, por motivos de saúde, assumiu como titular o suplente Prof. Dr. BRENO LEITÃO WAICHEL. A dissertação tem como título “GAMASPECTROMETRIA APLICADA À INTERPRETAÇÃO DE PROCESSOS E AMBIENTES SEDIMENTARES DO GRUPO ITARARÉ, BACIA DO PARANÁ”.

**Com base no resultado da defesa, a banca examinadora propõe que seja:**

**APROVADO**, devendo a versão definitiva da dissertação, ser entregue em 30 dias (máximo 90 dias).

**REPROVADO** (expor resumidamente o(s) motivo(s) da reprovação).

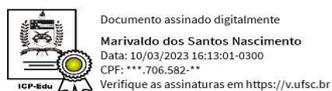
Às 14 horas e 00 minutos foi lavrada a presente ata e encerrada a sessão, que vai assinada pelo(a) candidato(a) e pela banca examinadora.

Florianópolis, 10 de março de 2023.

**Alteração no título da Dissertação:** (X) Sim ( ) Não

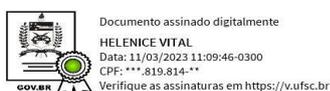
**Recomendações da Banca:** Realizar correções de erros de digitação ao longo do texto.

**Banca Examinadora (assinaturas digitais):**



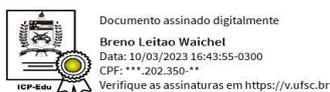
---

**Prof. Dr. MARIVALDO DOS SANTOS NASCIMENTO**  
(Presidente – UFSC)



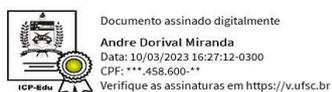
---

**Profa. Dra. HELENICE VITAL – UFRN**  
(Examinadora Externa)



---

**Prof. Dr. BRENO LEITÃO WAICHEL**  
(Examinador Interno – UFSC)



---

**ANDRÉ DORIVAL MIRANDA**  
(Mestrando)