

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



**Geoquímica do Alogrupo Guaritas (Ordoviciano da Bacia do
Camaquã, RS)**

HELOISA PASETTO DENALLE

ORIENTADORA:

Prof^ª. Dr^ª. Ana Maria Pimentel Mizusaki

COMISSÃO EXAMINADORA:

Prof. Dr. Rualdo Menegat - UFRGS

Dr. Anderson Maraschin – PUC-RS

Dra. Carla Klein - CPRM-RS

Dissertação de Mestrado apresentada como requisito parcial para obtenção do título de
Mestre em Geociências

Porto Alegre, 2013

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto
Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias
Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Denalle, Heloisa Pasetto
Geoquímica do alogruppo Guaritas (Ordoviciano da Bacia do Camaquã, RS). Heloisa Pasetto Denalle. - Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2013.
[92f.] il.

Dissertação (Mestrado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2013.

Orientação: Ana Maria Pimentel Mizusaki

1. Geoquímica. 2. Proveniência. 3. Estratigrafia química. 4. Alogruppo Guaritas. Título.

Catlogação na Publicação
Biblioteca Geociências - UFRGS
Miriam Alves CRB 10/1947

“Aqueles que passam por nós não vão sós, não nos deixam sós. Deixam um pouco de si, levam um pouco de nós” (Antoine de Saint-Exupéry).

Agradecimentos

Agradeço de forma especial a todos os que me apoiaram nesta caminhada. A professora Ana Maria Mizusaki, orientadora desta dissertação, por todo o empenho, incentivo, compreensão e, acima de tudo, paciência. Gostaria de agradecer também as sugestões, correções que fizeram com que concluíssemos este trabalho.

Agradeço também a CAPES pela bolsa cedida durante a realização do mestrado.

O meu muito obrigada especial aos membros da banca examinadora, que dispuseram seu tempo e seus ensinamentos para a conclusão desta dissertação.

Manifesto aqui também a minha gratidão a todos os professores, funcionários e amigos do Instituto de Geociências.

Por fim, agradeço em especial àqueles que sempre me apoiaram, que apostaram em mim mais do que ninguém e que seguramente são os que mais compartilham da minha alegria: minha família.

A realização desta dissertação marca o fim de uma importante etapa da minha vida. Agradeço a todos que contribuíram para a sua concretização.

Resumo

O Alogruppo Guaritas, inserido na fase final de preenchimento da Bacia do Camaquã, é composto por arenitos castanho avermelhados de origem aluvial, lacustre, fluvial e eólica e é subdividido em duas sequências deposicionais nomeadas Pedra Pintada e Varzinha. Este estudo envolveu a realização de análises químicas em rocha total de vinte e seis amostras selecionadas do Alogruppo Guaritas e a consequente aplicação desses dados geoquímicos para fins de caracterização geoquímica, quimioestratigráfica e isotópica desta unidade, além da tentativa de restringir sua proveniência e intemperismo das suas rochas fontes. Os arenitos são composicionalmente uniformes e apresentam similaridade com a Crosta Continental Superior, indicando derivação de fontes mais diferenciadas. Entretanto, enquanto que os arenitos da Aloformação Pedra Pintada mostram-se depletados em praticamente todos os elementos terras raras, os arenitos da Aloformação Varzinha são depletados apenas em Sc, V, Sr, Y, Zr, Ni e enriquecidos em Ba e Rb em relação à Crosta Continental Superior. Os padrões de Elementos Terras Raras mostram enriquecimento em Elementos Terras Raras Leves, com razões La(N)/Sm(N) entre 3,7 e 6,1 e padrões mais suaves para Elementos Terras Raras Pesados, com razões Gd(N)/Yb(N) entre 1,0 e 2,7; acoplados a presença de anomalias de Eu moderadas. O Índice Químico de Alteração (CIA: 55-64) revelam protólitos pouco a moderadamente intemperizados para os arenitos estudados indicando predomínio de intemperismo físico de desagregação das rochas fonte. Considerações geoquímicas apresentadas pelas razões $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ e $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ indicam a possibilidade de áreas fontes mais diferenciadas ou com maior retrabalhamento sedimentar na Aloformação Pedra Pintada, com aporte de fontes menos diferenciadas na Aloformação Varzinha. Uma indicação de proveniência compatível com áreas fonte dominadas predominantemente por rochas ígneas graníticas é sugerida para o Alogruppo Guaritas através das elevadas razões Th/Sc e Zr/Sc apresentadas pelas amostras e pela composição isotópica Nd-Sr utilizada como traçadora de proveniência.

Palavras-chave: Geoquímica, Proveniência, Estratigrafia Química, Alogruppo Guaritas.

Abstract

The final phase of the Camaquã Basin sedimentary filling is represented by the Guaritas Alogruppo. Reddish and brownish sandstones of alluvial, lacustrine, fluvial and eolic origin are the main lithology, subdivided into two units named Pedra Pintada and Varzinha. This research presents twenty six chemical analyses of selected whole rock samples of the Guaritas Alogruppo and the application of these data concerning the chemical characterization, chemical and isotopic stratigraphy and also indications of provenance and weathering of their source rocks. Guaritas sandstones are homogeneous in relation to the composition and very similar to the SCC (Superior Continental Crust) thus indicating derivation of more differentiated sources. Although the sandstones of the Pedra Pintada Aloformation are depleted in relation to the rare earth elements, the sandstones of the Varzinha Aloformation are only depleted in Sc, V, Sr, Y, Zr Ni and enriched in Ba and Rb (related to the SCC). The patterns of the Rare Earth Elements (REE) indicate enrichment in the Light Rare Earth Elements (LREE) with ratios La(N)/Sm(N) between 3,7 e 6,1 and slightly patterns to the Heavy Rare Earth Elements (HREE), with ratios Gd(N)/Yb(N) between 1,0 e 2,7; and a visible Eu anomaly. The index CIA calculated to the studied sandstones is around 55 to 64 and can be correlated with protolites slightly to moderately weathered, associated with a predominance of physical processes. Ratios $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ are indicative of source areas more differentiated or with better reworking in the Pedra Pintada and arriving of detritus associated with source slightly enriched in the Varzinha Aloformation. High ratios Th/Sc and Zr/Sc and Nd-Sr isotopic compositions indicates a provenance of source areas dominated by granitic igneous rocks to the Guaritas Alogruppo.

Key words: geochemistry, provenance, stratigraphy, chemical stratigraphy, Guaritas Alogruppo

Lista de Figuras

1 – Principais unidades geotectônicas do sul do Brasil. a) Terreno Luis Alves; b) Terreno Florida; 1) Terreno Taquarembó; 2) Terreno Rivera; 3) Terreno Valentines (modif. de Chemale Jr, 2000).	22
2 – Mapa geológico esquemático da Bacia do Camaquã e áreas vizinhas. (retirado de Nobrega <i>et al.</i> , 2008). A nomenclatura das unidades da Bacia do Camaquã está de acordo com Ribeiro <i>et al.</i> (1966).	25
3 – Localização da área de estudo. O círculo amarelo corresponde à área do levantamento e da amostragem (modif. Sbrissa, 2006).	28
4 – Panorama do Alogrupos Guaritas (na região das Minas do Camaquã, RS).	29
5 – Aspecto geral do Alogrupos Guaritas. Nota-se a superfície erosiva (traço branco) que separa as Aloformações Pedra Pintada e Varzinha (região da Pedra Pintada, RS)	29
6 - Fluxograma da metodologia utilizada para o desenvolvimento deste trabalho.	32
7 - Realização da amostragem para este estudo.	33
8 - Detalhe do acondicionamento das amostras durante o trabalho de campo.	33
9 – Perfil colunar apresentando as duas sequências deposicionais do Alogrupos Guaritas. Tamanho de grão: Arg (argila), S (silte), Af (areia fina), Am (areia média), Ag (areia grossa), Gr (grânulo) e Sx (seixo).	39
10 - A) Aspecto geral das estratificações cruzadas de grande porte da Aloformação Pedra Pintada; B) Detalhe da estratificação cruzada; C) Detalhe dos estratos de fluxo de grão da Fácies A; D) Outra fotografia mostrando em detalhe os estratos de fluxo de grão da Fácies A.	40
11 – Resumo das principais características distintivas (texturais e estruturais) das fácies presentes na área estudada. O ponto azul identifica o local da amostragem.	42
12 - A) Aspecto geral da Aloformação Varzinha; B) Transição entre as Aloformações Pedra Pintada e Varzinha; C) Detalhe da estratificação cruzada de baixo ângulo; D) Fácies B: detalhe dos níveis centimétricos de silte de pouca continuidade lateral.	43
13 - A) Detalhe da transição da fácies B para a fácies C; B) Aspecto geral da fácies C.	44
14 - imagens das amostras do Alogrupos Guaritas associadas ao perfil colunar realizado na área estudada.	46
15 – Classificação de arenitos proposta por Folk (1968); quadrados vermelhos indicam as amostras estudadas da Aloformação Varzinha e losangos azuis compreendem as amostras estudadas da Aloformação Pedra Pintada.	47
16 – Classificação de arenitos proposta por Herron (1988).; quadrados vermelhos indicam as amostras estudadas da Aloformação Varzinha e losangos azuis compreendem as amostras da Aloformação Pedra Pintada.	48

17 - Fotomicrografias dos arenitos estudados evidenciando as principais feições diagenéticas encontradas; A) crescimento secundário de quartzo (LP; 50X); B) franjas de illita ao redor dos grãos (LP; 70X); C) cimento de calcita (LP; 50X).....	49
18 – Fotomicrografias ao microscópio eletrônico de varredura (MEV) mostrando A) illita fibrosa; B) illita sob forma de placas; C) detalhe da foto anterior; D) crescimento secundário do quartzo (cedidas por Sbrissa, 2006).....	50
19 – Valores relativos aos elementos maiores das amostras analisadas. Os círculos azuis correspondem aos locais da amostragem no perfil estratigráfico realizado e referem-se aos respectivos pontos nos gráficos.....	53
20 – Relações bivariantes dos elementos maiores para as amostras de arenitos pertencentes ao Alogruppo Guaritas; quadrados vermelhos correspondem as amostras da Aloformação Varzinha e losangulos azuis são as amostras da Aloformação Pedra Pintada.....	57
21 - Diagrama de ETRs normalizados ao condrito de Evensen <i>et al.</i> (1978) para as amostras analisadas do Alogruppo Guaritas (retirado de Borba <i>et al.</i> , 2009).	58
22 – Caracterização quimioestratigráfica dos elementos maiores do Alogruppo Guaritas na área estudada (modif. Denalle, 2008).	61
23 – Caracterização quimioestratigráfica dos elementos menores e traço do Alogruppo Guaritas na área estudada (modif. Denalle, 2008).....	62
24 – Caracterização quimioestratigráfica dos elementos menores e traço do Alogruppo Guaritas na área estudada (modif. Denalle, 2008).	63
25 – Caracterização quimioestratigráfica dos elementos menores e traço do Alogruppo Guaritas na área estudada (modif. Denalle, 2008).	64
26 – Gráfico Th/Sc versus Zr/Sc para as amostras analisadas. Amostras plotadas ao longo da seta de reciclagem sedimentar são enriquecidas em minerais pesados, especialmente em zircão devido à seleção mineralógica e a reciclagem sedimentar.	66
27 – Grau de intemperismo das amostras estudadas pertencentes ao Alogruppo Guaritas.	68
28 – Razão SiO ₂ /Al ₂ O ₃ das amostras analisadas. Os pontos azuis correspondem aos locais da amostragem no perfil estratigráfico realizado e referem-se aos respectivos pontos nos gráficos.....	70
29 – Razões Th/U e Th/K ₂ O das amostras analisadas. Os pontos azuis correspondem aos locais da amostragem no perfil estratigráfico realizado e referem-se aos respectivos pontos nos gráficos.....	72
30– Diagramas de discriminação tectônica de ambientes sedimentares (Bhatia & Crook, 1986), com plotagem dos resultados obtidos para as unidades da Bacia do Camaquã (retirado de Borba & Mizusaki, 2011).	73
31 – Diagrama de discriminação tectônica K ₂ O/Na ₂ O–SiO ₂ de Roser & Korsch (1986) ressaltando as amostras analisadas do Alogruppo Guaritas no campo da Margem Passiva (retirado de Borba <i>et al.</i> , 2009).	74

32 – Diagrama de ambientação tectônica englobando elementos maiores (Bhatia, 1983) (retirado de Borba <i>et al.</i> , 2009).....	75
33 – Diagrama de discriminação de ambiente tectônico baseado nos elementos maiores das Amostras do Alogruppo Guaritas. Campos no diagrama: A2 – arco dissecado, detritos félsico plutônicos; ACM – margem continental ativa e PM – margem passiva (modif. Maynard <i>et al.</i> , 1982; Roser & Korsch, 1986).....	75
34 - Algumas relações bivariantes para as amostras de arenitos pertencentes ao Alogruppo Guaritas; quadrados vermelhos correspondem as amostras da Aloformação Varzinha e losangulos azuis são as amostras da Aloformação Pedra Pintada.....	77
35 – Diagrama $143\text{Nd}/144\text{Nd}$ versus $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ para as amostras analisadas do Alogruppo Guaritas e suas possíveis rochas fonte pertencentes a região leste do Escudo Sul-rio-grandense. O retângulo laranja corresponde as amostras do Alogruppo Guaritas retiradas de Borba <i>et al.</i> (2003).	80
36 – Valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $\epsilon\text{Nd}(0)$ dos arenitos pertencentes ao Alogruppo Guaritas neste estudo. O diagrama mostra pequena diferença entre as amostras das aloformações Pedra Pintada e Varzinha.	80

Lista de Tabelas

1– Composição química para elementos maiores dos arenitos do Alogruppo Guaritas. Amostras G20 a G26 pertencem a Aloformação Varzinha, enquanto que as amostras G1 a G19 pertencem a Aloformação Pedra Pintada.	51
2 - Composição química para elementos menores e traço dos arenitos do Alogruppo Guaritas. Amostras G20 a G26 pertencem a Aloformação Varzinha, enquanto que as amostras.....	52
3 – Valores retirados do trabalho de McLennan (2001) referentes à CCS.....	54
4 – Valores retirados do trabalho de Almeida <i>et al.</i> (2002) referentes as amostras do Andesito Rodeio Velho.	55
5 – Valores referentes à média da composição química de arenitos mundiais retirados de Taylor & McLennan (1985).	56
6 – Valores das razões envolvendo elementos menores e traço dos arenitos estudados do Alogruppo Guaritas comparados com os valores para a Crosta Continental Superior, para arenitos proterozoicos e para arenitos derivados de rochas félsicas e rochas máficas (^a Amstrong-Altrin <i>et al.</i> 2004, ^b Condie, 1993).	76
7 – Sistemática isotópica: razões ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd e ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr para os arenitos analisados do Alogruppo Guaritas.	79

Lista de quadros

1 – Transformações da nomenclatura estratigráfica para as unidades reunidas sob a denominação de Bacia do Camaquã (modif. Borba, 2006).	23
---	----

Sumário

1. Introdução	13
1.1 Objetivos	14
2. Geoquímica de rocha total em rochas sedimentares siliciclásticas	16
3. Geologia regional	21
3.1 Localização da área de estudo	28
4. Materiais e métodos	31
4.1 Amostragem	31
4.2. Análises Específicas	34
4.2.1. Caracterização petrográfica	34
4.2.2. Análises químicas e isotópicas.....	34
4.3. Caracterização por difração de raios X (DRX)	36
4.4. Caracterização por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).....	37
4.5. Tratamento e Análise dos Dados Obtidos.....	38
5. Resultados obtidos e discussões	39
5.1 Caracterização Geoquímica	50
5.2 Estratigrafia química	58
5.3 Proveniência.....	65
5.3 Caracterização Isotópica.....	78
6. Conclusões.....	81
Referências Bibliográficas	83

1. Introdução

As rochas sedimentares constituem as principais fontes de informação relativas às condições passadas na superfície da Terra. Elas podem preservar materiais detríticos provenientes das rochas fontes erodidas e assim, fornecer contribuições para o estudo da evolução crustal destas áreas. O reconhecimento das unidades rochosas *in situ* e suas relações de campo são passos indispensáveis para que uma pesquisa geológica tenha consistência e credibilidade. Apesar disto, para aperfeiçoar o trabalho de campo, novas técnicas surgiram para aumentar nosso conhecimento nos ajudando assim a entender, por exemplo, a origem e evolução das rochas estudadas.

Desta forma, a ciência geológica foi unindo conhecimentos a outras áreas e ampliando seu leque de possibilidades. A utilização de diversas técnicas evoluiu junto com os avanços da tecnologia nos permitindo assim aprofundar conhecimentos que antes não poderiam ser estudados.

Este trabalho de pesquisa buscou justamente o auxílio de algumas técnicas laboratoriais para caracterizar geoquimicamente o pacote estratigráfico escolhido e, assim, entender a história evolutiva destas rochas. A integração de várias técnicas analíticas ao trabalho de campo proporciona uma visão da área analisada em diferentes escalas, além de promover um detalhamento composicional químico das rochas estudadas.

Assim, para este trabalho de pesquisa, foi escolhido um intervalo estratigráfico já conhecido e cujas rochas possuem como característica a similaridade com rochas reservatório de hidrocarbonetos das bacias marginais brasileiras. Portanto a aplicação das variadas técnicas analíticas nas rochas estudadas e o entendimento dos resultados auxiliarão para a análise destas rochas e seu contexto na bacia sedimentar analisada. A análise de uma bacia sedimentar é imprescindível para o caso de prospecção de hidrocarbonetos bem como água e outras mineralizações de interesse.

O intervalo estratigráfico escolhido está inserido no contexto da sedimentação da Bacia do Camaquã (Neoproterozóico e Paleozóico inferior do Escudo Sul-rio-grandense) localizada na região centro-sul do estado do Rio Grande do Sul. Nesta bacia está o Alogruppo Guaritas, objeto do presente estudo, que é caracterizado por depósitos eólicos, lacustres e fluviais compostos principalmente de arenitos de coloração castanho-avermelhada (Borba & Mizusaki, 2003; Paim & Scherer, 2007).

Neste trabalho, a aplicação de técnicas analíticas associadas ao levantamento estratigráfico fornece vários informes relacionados aos aspectos geoquímicos das rochas. O estudo de proveniência e da estratigrafia química são exemplos da aplicação da geoquímica

onde os resultados obtidos das análises químicas e isotópicas em rocha total constituem o alicerce fundamental para a aplicação e realização de diagramas e cálculos para a obtenção de resultados.

Sabe-se que a composição química das rochas sedimentares siliciclásticas, como é o caso das estudadas neste trabalho, consiste em uma complexa integração de variáveis incluindo a natureza e o intemperismo atuante nas áreas fontes, a diagênese, o metamorfismo, entre outros. O controle na composição das rochas sedimentares é também realizado pelos processos tectônicos atuantes nas bacias sedimentares e que concedem assinaturas petrológicas e geoquímicas distintas para as rochas nelas situadas (Osae *et al.*, 2006).

A composição química de uma rocha sedimentar vem sendo comprovada (Roser, 2000) como uma ferramenta útil em estudos evolutivos crustais fornecendo contribuições em diversas áreas de pesquisa. Baseado nisto, este estudo foi realizado de modo a permitir e contribuir com um maior conhecimento do comportamento dos elementos químicos em rochas sedimentares siliciclásticas pertencentes ao período Ordoviciano da Bacia do Camaquã (RS).

A identificação da proveniência e de outras características geoquímicas para uma região geológica pode ser baseada em estudos petrográficos, mineralógicos, geoquímicos, isotópicos, estratigráficos e paleontológicos. Assim, com este objetivo, apresentamos dados geoquímicos de elementos maiores, traços e terras raras combinados com a petrografia ótica, com a difratometria de raios X (DRX) e com a microscopia eletrônica de varredura (MEV) de vinte e seis amostras de arenitos do Alogruppo Guaritas. O presente trabalho também relata a aplicação do sistema isotópico Sm/Nd a três amostras de arenitos pertencentes ao Alogruppo Guaritas, com vistas à inferência das possíveis áreas fonte de detritos disponíveis durante o Ordoviciano para esta sedimentação.

1.1 Objetivos

O principal objetivo desta pesquisa é a aplicação da geoquímica de rocha total (RT) em amostras do Alogruppo Guaritas, em conjunto com informações estratigráficas, petrológicas e isotópicas visando o entendimento desta técnica quando aplicada em uma sequência sedimentar siliciclástica.

Como objetivos específicos podem-se citar:

- levantamento de um perfil colunar para o controle estratigráfico da área analisada juntamente com a realização de uma amostragem detalhada e precisa;

- obtenção de dados químicos, petrológicos e isotópicos das amostras coletadas;
- caracterização quimioestratigráfica desta unidade;
- indicações de proveniência das rochas analisadas;
- interpretação dos resultados obtidos em conjunto com a geologia da área.

Os resultados obtidos auxiliarão na análise da unidade estudada permitindo também um melhor conhecimento do comportamento dos elementos químicos (maiores, traços e terras raras) no ambiente sedimentar siliciclástico.

2. Geoquímica de rocha total em rochas sedimentares siliciclásticas

As variações composicionais existentes nas rochas sedimentares podem ser identificadas através da realização de análises químicas para determinação de elementos maiores, traços e terras raras permitindo à caracterização de uma determinada rocha ou sequência sedimentar.

Os estudos geoquímicos efetivamente iniciaram-se com o trabalho de Middleton (1960), que reconheceu contrastes na composição entre suítes representando os modelos geossinclinais no tempo. O desenvolvimento e o uso da geoquímica eram restritos pelo número limitado de técnicas analíticas e dados disponíveis. Com o passar do tempo, o acesso a técnicas analíticas mais rápidas e precisas, aliadas a refinadas técnicas petrográficas incluindo a difratometria de raios X e a microscopia eletrônica de varredura proporcionaram uma expansão dos estudos geoquímicos especialmente nas décadas de 80 e 90.

Em meados de 1990, Taylor & McLennan (1995) publicaram excelentes trabalhos sobre o comportamento dos elementos terras raras e sistemas isotópicos. Johnsson (1993) resumizou a complexidade do sistema natural que produz sedimentos clásticos mostrando que muitos fatores se combinam e influenciam a composição dos produtos finais da erosão, do transporte e da deposição. Alguns fatores exercem maior controle como, por exemplo, a composição da área fonte, o clima, o intemperismo, a seleção mineralógica e o ambiente tectônico, mas outros fatores como o transporte, o relevo, a cobertura vegetal e a diagênese também são envolvidos e, em algumas situações específicas, podem ocasionar modificações tanto na composição mineralógica como química dos sedimentos. Götze (1998) combinou técnicas petrográficas juntamente com análises geoquímicas de elementos maiores e traços para a obtenção de maiores informações sobre a proveniência e sobre a história sedimentar e geoquímica de arenitos feldspáticos da Bacia Thuringian na Alemanha. Segundo este autor, a composição química de feldspatos alcalinos (expressa pela razão K_2O/Na_2O e o teor de BaO) é especialmente útil como indicadora de proveniência para arenitos, devido a não alteração dos grãos de feldspatos detríticos ou na formação de feldspatos autigênicos.

O trabalho de Roser (2000) revisa e examina abordagens sobre a geoquímica de rocha total, incluindo suas aplicações, vantagens e desvantagens, e sua compatibilidade e relação com os métodos petrográficos estabelecidos, focando-se nos elementos maiores e traços. Segundo este autor, a geoquímica de rocha total em rochas sedimentares siliciclásticas pode ser usada para inferir sobre proveniência, intemperismo, ambiente tectônico, extensão do

fracionamento e seleção mineralógica, concentração de minerais pesados e reciclagem sedimentar pela consideração de parâmetros geoquímicos envolvendo elementos móveis e imóveis.

A caracterização petrográfica dos arenitos foi e tem sido um dos principais métodos para determinar a proveniência de sequências sedimentares siliciclásticas. Desde o século 19, rochas sedimentares têm sido examinadas em caráter microscópico e, o desenvolvimento dessa técnica ocorreu no final da década de 1940 a partir de trabalhos como Krynine (1946), Folk (1968) e Pettijohn *et al.* (1973), nos quais a classificação de arenitos foi demonstrada a partir da construção e aplicação de sistemas ou diagramas ternários sendo os polos denominados quartzo (Q) – feldspatos (F) - líticos (L) – diagrama QFL. Com os trabalhos posteriores de Dickinson (1970), Dickinson & Suczek (1979) e Dickinson *et al.* (1983), esta técnica foi sendo refinada fornecendo informações fundamentais sobre a textura, a maturidade e a proveniência das rochas sedimentares além de salientar a composição mineralógica-litológica das rochas fontes.

Hoje em dia, uma das principais vantagens do uso da geoquímica de rocha total são a alta precisão e velocidade que as análises são realizadas pelos modernos métodos de detecção como a fluorescência de raios X (FRX) e o espectrômetro de massa (ICP/MS).

Mais recentemente, a geoquímica de rocha total tem sido cada vez mais utilizada em estudos de rochas sedimentares siliciclásticas, particularmente identificando as assinaturas composicionais dos principais ambientes tectônicos relacionados, permitindo a interpretação dos aspectos de proveniência e de intemperismo (Dickinson *et al.*, 1983; Bhatia, 1983; McLennan *et al.*, 1993).

Assim, a geoquímica de rocha total em rochas sedimentares siliciclásticas pode ser utilizada para inferir dados sobre proveniência, ambiente tectônico, intemperismo, concentração de mineral pesado (seleção mineralógica), reciclagem de material, paleoclima, entre outros, pela consideração de parâmetros geoquímicos envolvendo elementos móveis e imóveis. Contudo, a complexidade do processo que controla a composição química das rochas sedimentares demanda um cuidadoso estudo e uma correta avaliação da abundância dos elementos químicos e suas inter-relações em conjunção com dados petrográficos e geológicos. Quando combinada assim, a geoquímica de rocha total em rochas sedimentares siliciclásticas tem uma enorme aplicação sendo parte integral de estudos geológicos, caracterizando terrenos tectono-estratigráficos, decifrando sua evolução e suas relações tanto micro quanto macroscopicamente. Além do mais, parâmetros geoquímicos podem ser utilizados em

situações onde a composição detrítica inicial foi obscurecida pela diagênese ou destruída pela recristalização metamórfica.

O comportamento químico diferencial dos elementos no ambiente superficial tem implicações importantes para a escolha dos elementos empregados nos estudos geoquímicos e para a aplicação a que se destinam. Neste sentido, os tempos de residência dos elementos na água do mar são uma maneira simples de avaliar quais elementos são mais úteis. Este tema é comentado por Taylor & McLennan (1985) e McLennan (1989). Os elementos que são geralmente utilizados em estudos geoquímicos de rochas sedimentares podem ser basicamente divididos em três grupos. O primeiro grupo refere-se aos elementos que possuem um longo tempo de residência na água do mar e assim são acumulados nos oceanos ao longo do tempo. Estes elementos, considerados móveis (alta mobilidade química), incluindo a maioria dos elementos maiores como Na, Mg, Ca e K, e alguns dos elementos traços como Sr, Rb, U, são, com relativa facilidade, redistribuídos pelo intemperismo e acumulados nas rochas sedimentares. O segundo grupo compreende principalmente os cátions de carga elevada ou pesada como Al, Th, Sc, Ti, Hf, Ta, Y, Zr, Nb, Co, Ga e os elementos terras raras. Estes elementos possuem um curto tempo de residência na água do mar, logo, uma quantidade muito baixa destes elementos é encontrada nestas águas. Todos estes elementos são considerados imóveis (baixa mobilidade química) na maioria dos processos geológicos, e se eles são mobilizados, imediatamente são adsorvidos nas estruturas dos argilominerais e assim transferidos da área fonte à rocha sedimentar. Outros elementos como Fe, Mn e Pb, também possuem um menor tempo de residência na água do mar mas são prontamente precipitados como fases autigênicas e redistribuídos durante a diagênese, limitando sua aplicação em estudos de proveniência. O terceiro grupo corresponde aos elementos que apresentam tempos de residência intermediários e podem ser redistribuídos pelo intemperismo como Si, Ba, Cr, V, Cu, Ni, Zn.

Nos estudos geoquímicos os elementos traço são considerados imóveis ou pouco móveis durante o intemperismo físico e químico, diagênese e metamorfismo e são geralmente utilizados (Taylor & McLennan, 1985). Enquanto os elementos leves são considerados como sendo variavelmente móveis durante processos secundários, os elementos terras raras e os elementos pesados geralmente não são afetados. Uma vez que estes elementos são transferidos praticamente de maneira quantitativa das áreas fontes para o ambiente sedimentar, a geoquímica de elementos traço de rochas sedimentares siliciclásticas tem sido efetivamente utilizada para determinar a composição destas fontes (Payne *et al.*, 2006). Neste

contexto, os elementos terras raras são considerados mais confiáveis e têm sido amplamente utilizados em estudos de proveniência (Taylor & McLennan, 1985).

Para entender a proveniência de rochas sedimentares siliciclásticas, a literatura fornece muitos exemplos de interpretação dos dados geoquímicos (McLennan & Taylor, 1991; Götze, 1998; Armstrong-Altrin *et al.*, 2004; Asiedu *et al.*, 2005; Osae *et al.*, 2006; Kasanzu *et al.*, 2008; Spalletti *et al.*, 2008; Hossain *et al.*, 2010).

Outra aplicação dos dados geoquímicos é no auxílio e resolução de problemas de caracterização e correlação estratigráfica. Esta técnica, referida como quimioestratigrafia ou estratigrafia química, baseia-se no zoneamento de uma sequência sedimentar em termos de suas características químicas, e na extensão deste zoneamento geoquímico de um ponto geográfico para outro, ou melhor, de afloramento para afloramento. A técnica da estratigrafia química tem sido muito utilizada na indústria do petróleo para definir arcabouços de correlação quimioestratigráfica entre seções em poços perfurados. Observa-se, neste caso, que a correlação obtida é de alta resolução quando comparada a outras técnicas estratigráficas (Ehrenberg & Siring, 1992).

Também na literatura, é possível encontrar diversos trabalhos de caracterização e correlação quimioestratigráfica em reservatórios siliciclásticos (Pearce *et al.*, 1999; Andersson *et al.*, 2004; Weibel *et al.*, 2010). Esta técnica tem tido rápida expansão na exploração de petróleo e, em geral, na estratigrafia e na análise de bacias. Isto porque proporções significativas dos reservatórios de hidrocarbonetos ocorrem em sequências que apresentam controle estratigráfico deficiente e onde os estudos de correlação estratigráfica, são geralmente obtidos através da aplicação da bioestratigrafia e da geofísica.

A Quimioestratigrafia ou Estratigrafia Química inicialmente foi aplicada a carbonatos e a rochas de granulometria fina, pois o tipo de material amostrado também pode interferir nas análises químicas. O tamanho de grão do material tem influência na geoquímica do sedimento (Cullers, 1995). Como resultado, a concentração absoluta de elementos diminui nas frações mais grossas do sedimento. A Estratigrafia Química é de grande interesse, pois pode ser aplicada em diversas áreas, como na geologia do petróleo auxiliando na identificação de eventos anóxicos, na caracterização de rochas geradoras e correlação estratigráfica; como também na sedimentologia em estudos de proveniência sedimentar; e na paleoceanografia e na paleoclimatologia em estudos paleoambientais. A aplicação desta técnica na prospecção de petróleo, principalmente quando a bioestratigrafia e os perfis geofísicos não demonstram resolução adequada, como é o caso de camadas espessas de arenitos e carbonatos e sequências sedimentares não fossilíferas ou pobres em fósseis, vem obtendo sucesso e o uso na área de

geologia econômica, com intuito de compreender e caracterizar os ambientes e proveniência de sedimentos e os controles sedimentológicos que levaram a concentração de determinados minérios é uma área potencial para o método.

Recentes trabalhos consideram e discutem a aplicabilidade dos estudos geoquímicos como indicadores paleoclimáticos e paleoambientais utilizando o Índice Químico de Alteração (IQA ou CIA em inglês) (Goldberg & Humayun, 2010). Implicações para a proveniência e intemperismo, e para ambientes tectônicos são sumarizadas na literatura através dos trabalhos de Bauluz *et al.* (2000), Raza *et al.* (2010) e Wani & Mondal (2010). Os controles sobre a evolução dos principais elementos maiores e traços em folhelhos, siltitos e arenitos são apresentados no trabalho de Cullers (1995); e uma abrangente discriminação geoquímica envolvendo rochas sedimentares siliciclásticas é apresentada por Fralick & Kronberg (1997), com o intuito de testar a imobilidade dos elementos químicos fornecendo meios para refinar as abordagens geoquímicas nos estudos geológicos. Os efeitos do intemperismo, da seleção, da diagênese e do metamorfismo na química das rochas sedimentares podem ser avaliados para cada grupo de elementos. Elementos que são considerados imóveis e cujo comportamento de suas fases minerais hidro-dinamicamente é semelhante, podem ser usados para a construção de relações e diagramas. Os autores apontam que o agrupamento de pontos nos diagramas de elementos imóveis reflete a composição média ponderada das rochas fontes. Se a composição da(s) rocha(s) fonte(s) é variável os pontos ficarão espalhados nesses diagramas. Estas constatações são úteis para a identificação das áreas fontes dos sedimentos.

Neste sentido, a determinação dos controles e da evolução dos elementos maiores, menores e traços podem ser relacionados de acordo com relações simples. Utilizando razões como $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ e $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$, é possível inferir medidas relativas à proveniência e, através do Índice Químico de Alteração (IQA ou CIA em inglês), é possível deduzir alguns processos relacionados à temperatura, como lixiviação e intemperismo que ficaram gravados nas rochas e que podem ajudar na interpretação do paleoclima. Relações com os elementos K, U e Th podem ser utilizadas para interpretações paleoambientais e paleoclimáticas comparando-se as razões Th/K e Th/U (Pierini, 2001).

3. Geologia regional

Diversos trabalhos científicos foram elaborados e publicados ressaltando a Bacia do Camaquã, sua evolução e compartimentação geotectônica. Os trabalhos gerados até a década de 60, sob a influência da teoria geossinclinal, possuem uma análise descritiva para esta bacia deposicional e seus afloramentos. Já nas décadas de 70 e 80, sob a influência da teoria da tectônica de placas, os trabalhos científicos destacaram a proposição de modelos deposicionais e tectônicos. Tais trabalhos formulavam a Bacia do Camaquã como uma calha única, uma antefossa relacionada à orogênese Brasileira e preenchida por sedimentos “molássicos” (Almeida, 1969). Ribeiro & Fantinel (1978) estabeleceram com base em associações petrotectônicas uma zona mediana praticamente não afetada por tectonismo, e duas zonas com estratigrafia e evoluções distintas que teriam sido justapostas por processos de colisão continental ocasionando movimentações transcorrentes na zona mediana e limitada pelos falhamentos NE-SW do Sistema de Falhas Irapuá de Ribeiro *et al.* (1966).

O termo Bacia do Camaquã definido como tal (Issler, 1985; Paim *et al.*, 1995, 2000; Chemale Jr. *et al.*, 1995; Gresse *et al.*, 1996) ou “Antefossa do Sudeste”(Fragoso-César *et al.*, 1982), vem sendo aplicados para definir o local de deposição destas unidades (Borba, 2001). Tanto para NE como para SW a Bacia do Camaquã é recoberta por rochas sedimentares permianas da Bacia do Paraná (Paim *et al.*, 2000).

A Bacia do Camaquã encontra-se assentada sobre os terrenos ígneos e metamórficos do Escudo Sul-rio-grandense (ESRG), originados durante os Ciclos Transamazônico (2,1 Ga) e Brasileiro/Pan-Africano (900-540 Ma) (Chemale Jr., 2000; Hartmann *et al.*, 2000). Estes terrenos podem ser subdivididos em quatro domínios estruturais-petrotectônicos distintos, limitados por estruturas de direção NE-SW e NW-SE, que foram reconhecidos baseado na geofísica (Costa, 1997), em critérios estruturais (Fernandes *et al.*, 1995) e na geoquímica e isótopos (Soliani Jr. *et al.*, 2000; Chemale Jr., 2000). O Domínio Taquarembó composto por granulitos básicos a ácidos de idade superior a 2,0 Ga intrudidos por granitoides brasileiros; o Domínio São Gabriel ou Cinturão Vila Nova, a noroeste, compondo o único terreno de acreção juvenil do Brasileiro na região, formando um terreno de arco de ilhas (unidades Cambaí e Vacacaí); o Domínio Santana da Boa Vista ou Cinturão Tijucas, na região central, com exposições de gnaisses paleoproterozoicos e rochas supracrustais de proveniência cratônica (metassedimentares e metavulcânicas) (Hartmann *et al.*, 2003; Saalman *et al.*, 2006); e o Domínio Pelotas ou Cinturão Dom Feliciano, a leste, composto por granitos, gnaisses e migmatitos, refletindo magmatismo brasileiro e retrabalhamento de crosta paleoproterozóica (Fig. 1).

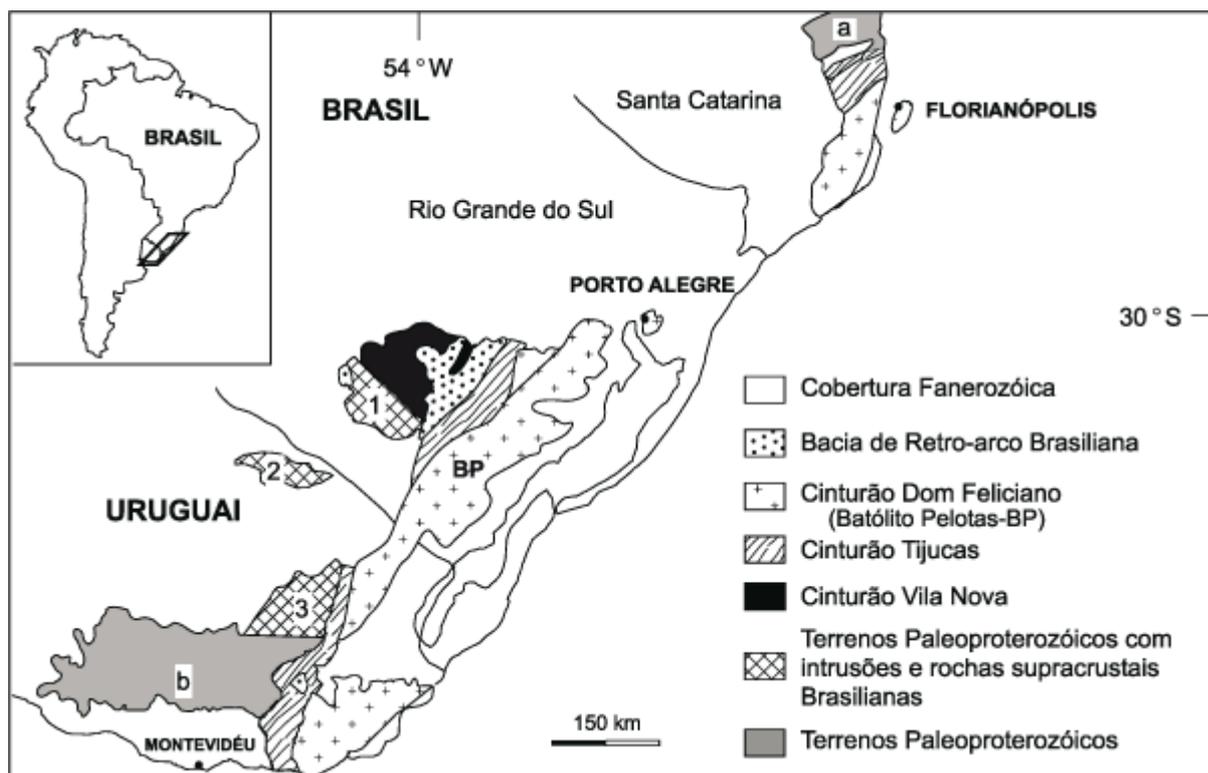


Figura 1 – Principais unidades geotectônicas do sul do Brasil. a) Terreno Luis Alves; b) Terreno Florida; 1) Terreno Taquarembó; 2) Terreno Rivera; 3) Terreno Valentines (modif. de Chemale Jr, 2000).

Segundo Menegat & Fernandes (2001), duas fases principais de formação de depósitos vulcano-sedimentares que se encontram limitados por falhas marcaram os eventos finais associados ao Ciclo Brasileiro/Pan-Africano no Escudo Sul-rio-grandense (ESRG). A primeira fase, à qual se associam as unidades Maricá, Bom Jardim e Acampamento Velho, é dominada por movimentações transcorrentes ao longo das estruturas de direção nordeste relacionadas aos estágios iniciais do Ciclo Brasileiro/ Pan-Africano. A segunda fase, dominada por reativações extensionais destas estruturas nordeste, foi responsável pela implantação das bacias onde se depositaram as unidades Santa Bárbara e Guaritas.

Um modelo para a evolução tectônica do Escudo Sul-rio-grandense durante o ciclo Brasileiro/Pan-Africano nesta região envolveu processos relacionados a eventos de colisão continental e acreção dos blocos crustais (Rio de la Plata e Kalahari) durante o amalgamento do Gondwana sul ocidental no qual se acumularam uma série de sucessões sedimentares e vulcânicas, dando origem a bacias sedimentares desenvolvidas sob diferentes conjuntos de esforços tectônicos. Acredita-se que estas sucessões delimitadas por discordâncias sugerem bacias tipo *foreland* em posição de retroarco, do tipo *strike-slip* e rifte cuja mesma calha foi compartilhada no decorrer do tempo geológico (Maraschin *et al.*, 2010).

Assim, o registro geológico da Bacia do Camaquã no Escudo Sul-rio-grandense (ESRG), de acordo com os modelos evolutivos atualmente aceitos, divide-se em cinco grandes unidades: Maricá, Bom Jardim, Acampamento Velho, Santa Bárbara e Guaritas. Estas unidades limitam-se umas das outras por discordâncias angulares ou erosivas de caráter regional, e por isso receberam interpretação e nomenclatura aloestratigráfica a partir dos trabalhos de Paim (1994) e Paim *et al.* (1995, 2000). Na presente dissertação optou-se pelo uso das designações estratigráficas: Alogrupo Maricá (Paim *et al.*, 2000) equivalente à Formação Maricá (Leinz *et al.*, 1941), à Formação Pessegueiro de Santos *et al.* (1978) e ao Grupo Maricá de Pelosi & Fragoso-Cesar (2003), composto por depósitos fluviais, deltaicos e marinhos. Alogrupo Bom Jardim correspondente ao Grupo Bom Jardim (Ribeiro *et al.*, 1966) possui uma espessa unidade vulcânica, de composição intermediária e afinidade shoshonítica (Lima & Nardi, 1998), e uma unidade composta por depósitos alúvio-lacustres. Alogrupo Acampamento Velho é composto por rochas vulcânicas e piroclásticas ácidas e básicas (Almeida *et al.*, 2002), e de conglomerados aluviais (Paim *et al.*, 2000). Alogrupo Santa Bárbara correspondente à Formação Santa Bárbara (Robertson, 1966) é composto por depósitos continentais de leques aluviais, lacustres e fluviais entrelaçados, dispostos em três seqüências deposicionais (Borba & Mizusaki, 2003), e o Alogrupo Guaritas que correspondente à Formação Guaritas (Goñi *et al.*, 1962; Ribeiro & Fantinel, 1978) (Quadro 1).

Carvalho (1932)	Leinz <i>et al.</i> (1941)	Robertson (1966)	Ribeiro <i>et al.</i> (1966)	Leites <i>et al.</i> (1990)	Paim <i>et al.</i> (2000)		
	Efusivas Andesíticas						
Série Camaquan	Série Camaquã	Grupo Camaquã	Grupo Camaquã	Seqüência Vulcano-Sedimentar IV	Alogrupo Guaritas		
		Conglomerado Coxilha	Conglomerado Coxilha			Alogrupo Sta. Bárbara	
		Fm. Guaritas	Fm. Guaritas				
		Fm. Sta. Bárbara	Mb. Andesito Martins		Alogrupo Cerro do Bugio		
Erupções de Andesitos e Tufos Vulcânicos	Efusivas Ácidas	Riolito Ramada	Grupo Bom Jesus	Seq. Vulcanogênica III	Alosupergrupo Camaquã		
		Andesito Hilário	Fm. Crespos			Acampamento Velho	Alogrupo Bom Jardim
			Fm. Arroio dos Nobres			Mb. Hilário	
			Mb. Vargas	Seqüência Vulcano Sedimentar II			
			Mb. Mangueirão				
	Formação Maricá	Formação Maricá	Formação Maricá	Seqüência Vulcano Sedimentar I	Alogrupo Maricá		

Quadro 1 – Transformações da nomenclatura estratigráfica para as unidades reunidas sob a denominação de Bacia do Camaquã (modif. Borba, 2006).

O Alogruppo Guaritas constitui o último evento deposicional da Bacia do Camaquã, compreendendo uma associação continental de fácies aluvial, lacustre, fluvial e eólico dispostos em uma faixa alongada na direção nordeste – sudoeste e limitados por lineamentos regionais. Proposto por Paim *et al.* (1995), o Alogruppo Guaritas pode ser subdividido, da base para o topo, nas Aloformações Pedra Pintada e Varzinha.

Intercalados à base do Alogruppo Guaritas (Fig. 2) encontram-se derrames de rochas basálticas alcalinas, denominadas Membro Rodeio Velho (Ribeiro *et al.*, 1966) e datadas em 470 ± 19 Ma (Hartmann *et al.*, 1998). Essas rochas, estudadas através de parâmetros geoquímicos e dos sistemas isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd (Almeida *et al.*, 2003; 2005), revelam uma origem a partir de um manto modificado por metassomatismo ou fluidos derivados de subducção, mas pequena contaminação crustal. O parâmetro $\epsilon_{Nd}(t)$ situa-se entre -8,39 e -13,92, enquanto as idades-modelo TDM variam de 1,50 a 1,96 Ga (Almeida *et al.*, 2003). Dados recentes obtidos através da metodologia K-Ar em ilitas indicam que a deposição e a diagênese do Alogruppo Guaritas provavelmente ocorreu entre 521 e 473 Ma (Cambriano ao Ordoviciano) (Sbrissa, 2006; Maraschin *et al.*, 2010).

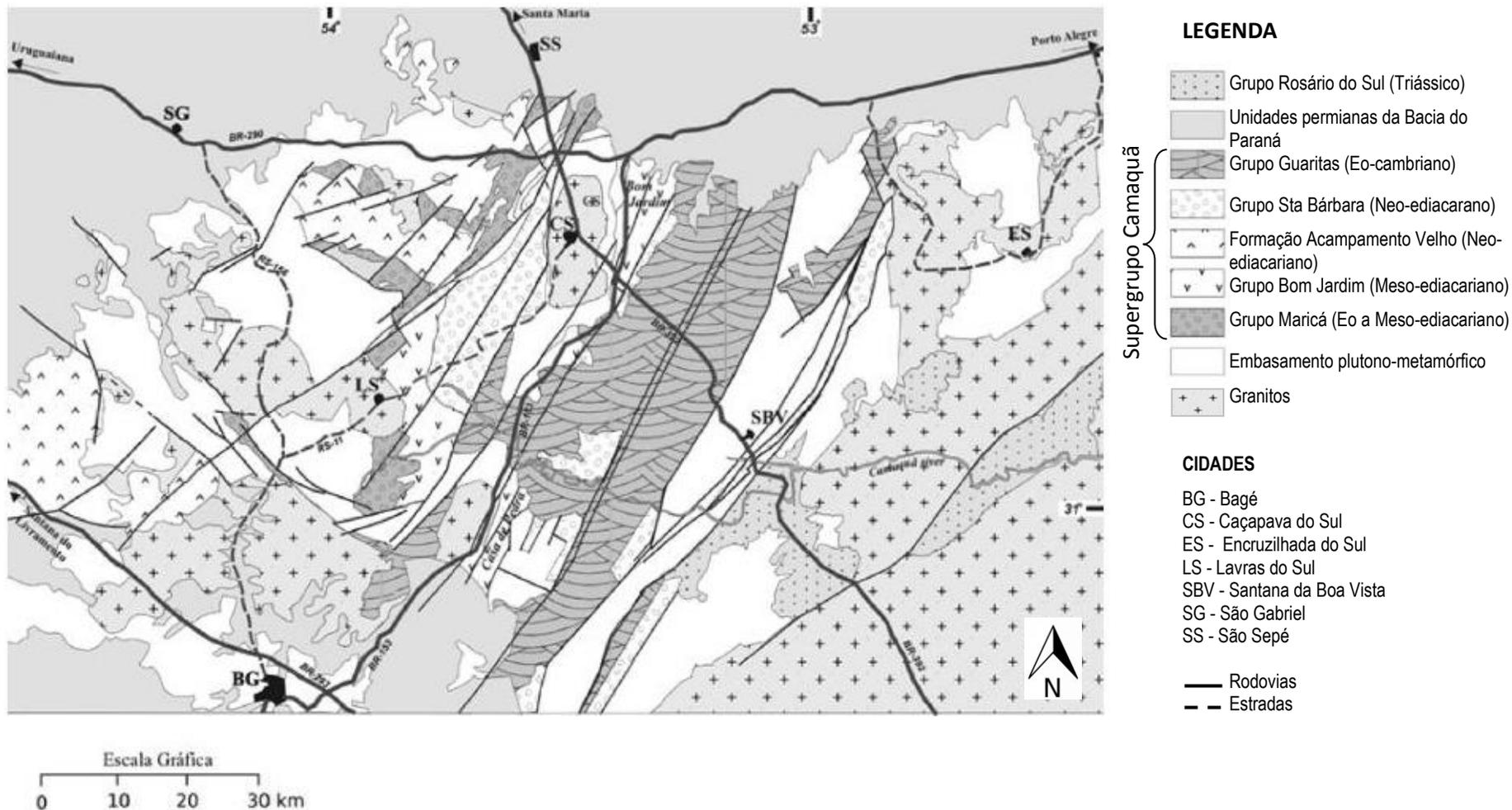


Figura 2 – Mapa geológico esquemático da Bacia do Camaquã e áreas vizinhas. (retirado de Nobrega *et al.*, 2008). A nomenclatura das unidades da Bacia do Camaquã está de acordo com Ribeiro *et al.* (1966).

As análises isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd em siltitos argilosos do Alogruppo Guaritas na porção leste da faixa de afloramentos apresentaram razões anormalmente altas para o sistema Rb-Sr, sugerindo áreas-fonte potássicas, como metagranitos sin-transcorrentes (Quitéria, Arroio Francisquinho e Cordilheira), rochas vulcânicas ácidas e suítes intrusivas orogênicas (Pinheiro Machado) e pós-orogênicas (Encruzilhada do Sul), localizadas a leste da bacia (Borba *et al.*, 2003).

A Aloformação Pedra Pintada é composta por depósitos eólicos, lacustres e fluviais, que se intercalam na base com as rochas vulcânicas do Membro Rodeio Velho citado anteriormente. A Aloformação Varzinha é composta por fácies aluviais geradas pela associação lateral de um sistema fluvial entrelaçado e um sistema de leques aluviais tributários e regionalmente, por uma sucessão deltaica e por depósitos eólicos (Paim & Scherer, 2003, 2007).

A Aloformação Pedra Pintada foi subdividida em três unidades eólicas separadas por depósitos lacustres (Scherer *et al.*, 2003; Paim & Scherer, 2003). Nesta aloformação foram identificadas associações de fácies de dunas e interdunas eólicas, lacustre e de canais fluviais (Paim *et al.*, 2000; Paim & Scherer, 2003). As paleocorrentes fluviais registram a atuação de rios oriundos da borda oeste da bacia.

As unidades genéticas que compõem o pacote eólico da Aloformação Pedra Pintada são limitadas por supersuperfícies, marcando períodos de término da acumulação eólica. Estas superfícies representam superfícies de inundação (Scherer *et al.*, 2003). Já a superfície que separa as aloformações Pedra Pintada e Varzinha é uma supersuperfície de natureza mista, associada à deflação eólica (rebaixamento do nível freático) e à erosão fluvial.

O limite basal da Aloformação Varzinha compreende uma superfície plana a suavemente ondulada, localmente com relevo acentuado devido a escavações (Paim & Scherer, 2003). A Aloformação Varzinha é formada pela associação lateral de dois sistemas aluviais: um sistema entrelaçado migrando para SW, no lado oeste da bacia, e sistemas de leques aluviais (pelo menos dois lobos) progradando para WNW, no lado leste (Paim, 1995). Os níveis mais superiores da Aloformação Varzinha correspondem a vários conjuntos de parasequências progradacionais para SW de origem deltaica, desenvolvidas em uma bacia lacustre rasa (presença de feições de ressecamento abundantes) (Paim, 1995). O aporte sedimentar se dá através da progradação de deltas de planície entrelaçada (aporte longitudinal ao longo do lado oeste da bacia), e leques deltaicos tributários (aporte lateral) na borda leste (Paim *et al.*, 2000).

Do ponto de vista paleoclimático, tanto a supersuperfície entre as aloformações Pedra Pintada e Varzinha, como os pulsos de acumulação eólica que resultaram na preservação das três unidades da Aloformação Pedra Pintada, são relacionadas a flutuações climáticas (Scherer *et al.*, 2003). A inversão no regime de ventos, provenientes de SW na Aloformação Pedra Pintada e de NE na Aloformação Varzinha também poderia estar associada a outras variações climáticas (*e.g.* aumento de umidade ou temperatura).

Estudos petrográficos nos depósitos aluviais e eólicos do Alogruppo Guaritas evidenciam a presença de uma série de características eo-diagenéticas (feldspatos pouco alterados, fragmentos vulcânicos, agregados de hematita, grãos oxidados, calcrete e silcrete) que apontam que esta deposição aconteceu sob condições climáticas áridas a semiáridas. E, de acordo com De Ros *et al.* (1994), a distribuição de fragmentos vulcânicos indica suprimento principalmente oriundo da margem oeste, enquanto que os fragmentos metamórficos se encontram distribuídos em toda a unidade.

Cabe ressaltar ainda, o estudo de modelos análogos na geologia do petróleo. Diversos autores como Kneller (1995), Slatt (2000) e Shanmugam (2000) têm mostrado a importância deste estudo. Esta técnica vem sendo solicitada devido aos bons resultados que têm sido obtidos. De uma forma geral, pode-se pensar no estudo de análogos sob três perspectivas diferentes:

- a primeira é o estudo de sucessões expostas que, em subsuperfície, apresentam potencialidade para exploração de hidrocarbonetos;
- a segunda é a produção de modelos análogos de distribuição geométrica de reservatórios;
- a terceira é a aplicação de técnicas analíticas, como a geoquímica, nestes análogos, visando o conhecimento das respostas e a proposição de modelos em subsuperfície com base nestas técnicas.

Os modelos geológicos de sistemas análogos permitem o reconhecimento de propriedades internas e externas importantes, como a identificação de heterogeneidades e de barreiras de permeabilidade e porosidade, nem sempre identificáveis em subsuperfície.

Como o Alogruppo Guaritas é considerado um análogo para os reservatórios flúvio-eólicos da margem continental brasileira, a aplicação da geoquímica de rocha total nesta unidade pode trazer importantes informações sobre a aplicação e as variáveis desta técnica para este tipo de reservatório em subsuperfície.

3.1 Localização da área de estudo

O Alogrupos Guaritas aflora em uma faixa alongada de direção nordeste - sudoeste (aproximadamente 4.500 km²), na região centro-sul do estado do Rio Grande do Sul, próximo às cidades de Caçapava do Sul, Santana da Boa Vista, Lavras do Sul e Bagé. Distância de 250 km de Porto Alegre via BR-290, sendo recortada por rodovias pavimentadas federais (BR- 392 e BR-153) e estradas municipais e vicinais. Na figura 3 pode-se observar a localização da Bacia do Camaquã (em vermelho) juntamente com as demais unidades desta bacia (em azul claro).

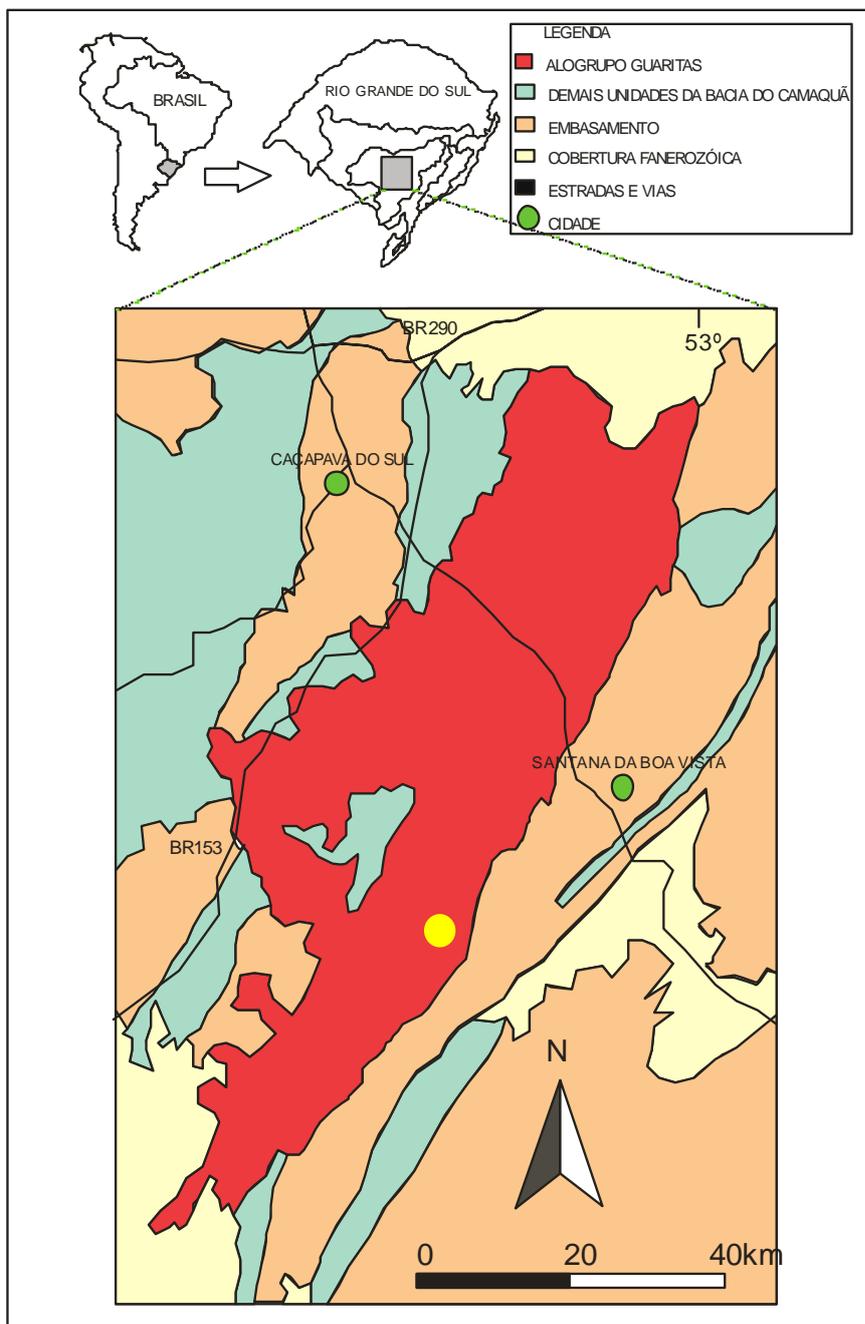


Figura 3 – Localização da área de estudo. O círculo amarelo corresponde à área do levantamento e da amostragem (modif. Sbrissa, 2006).

A seguir são apresentadas fotos referentes ao Alogrupos Guaritas na região estudada (Figs. 4 e 5):



Figura 4 – Panorama do Alogrupos Guaritas (na região das Minas do Camaquã, RS).

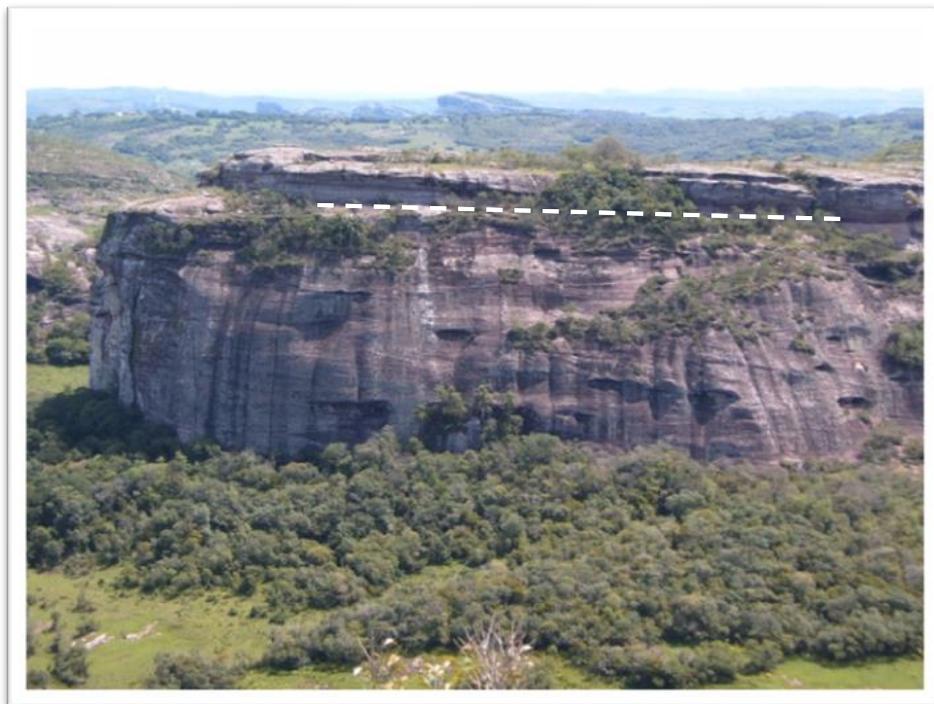


Figura 5 – Aspecto geral do Alogrupos Guaritas. Nota-se a superfície erosiva (traço branco) que separa as Aloformações Pedra Pintada e Varzinha (região da Pedra Pintada, RS)

A área selecionada para a realização do levantamento estratigráfico e coleta de amostras pertence à Carta Topográfica do Serviço Geográfico do Exército - Minas do Camaquã, em escala 1:50.000, e foi escolhida devido à facilidade de acesso a seus afloramentos facilitando a coleta de dados, e pelo fato de o Alogruppo Guaritas, nesta região, já possuir inúmeros dados estratigráficos e petrográficos, o que favorece o estudo dessa unidade.

4. Materiais e métodos

A metodologia utilizada foi dividida em etapas que compreendem diferentes escalas de trabalho. A primeira etapa abrangeu um levantamento bibliográfico referente ao assunto a ser desenvolvido, conjuntamente com a seleção de mapas, fotos aéreas e imagens de satélites da região de estudo visando à identificação dos melhores locais (afloramentos) para a realização do trabalho de campo. Foi ainda realizado um perfil colunar com a coleta de dados estratigráficos e amostragem dos arenitos do Alogruppo Guaritas. A segunda etapa compreendeu na utilização de diversas técnicas analíticas, onde as amostras coletadas na etapa de campo foram analisadas e descritas macroscopicamente e microscopicamente. Com o auxílio das descrições foram selecionadas amostras para análises pelas técnicas da difração de raios X (DRX), da microscopia eletrônica de varredura (MEV), para análises químicas em rocha total de elementos maiores, traços e elementos terras raras e análises isotópicas para determinação das relações Sm/Nd e Rb/Sr (Fig. 6). Na parte final, será feita a integração dos resultados analíticos e a discussão observando-se a geologia da região.

4.1 Amostragem

Os principais objetivos desta etapa foram o levantamento de dados estratigráficos e o reconhecimento das fácies que formam o Alogruppo Guaritas; a confecção de um perfil colunar da área estudada; e a coleta de amostras representativas para as análises laboratoriais.

O perfil colunar levantado abrange uma espessura de aproximadamente 48 m da base para o topo. Para este trabalho, foram coletadas 26 amostras de rocha seguindo este perfil colunar e em pontos previamente estabelecidos. A amostragem foi efetuada de forma precisa de acordo com o perfil colunar proposto, oferecendo uma identificação segura do posicionamento das amostras coletadas. Quando possível coletou-se uma amostra na base, outra no meio e outra no topo das unidades litológicas.

Em cada ponto selecionado do afloramento foi coletada uma amostra no seu estado natural com aproximadamente 1,5 kg que foi imediatamente acondicionada em sacos plásticos e identificada através de etiquetas contendo os dados de localização (Figs. 7 e 8). Este procedimento tem o objetivo de evitar erros de posicionamento estratigráfico que possam intervir em resultados futuros. Nesta etapa também é fundamental o controle da amostragem bem como a ausência de qualquer tipo de contaminação que possa interferir nas análises.

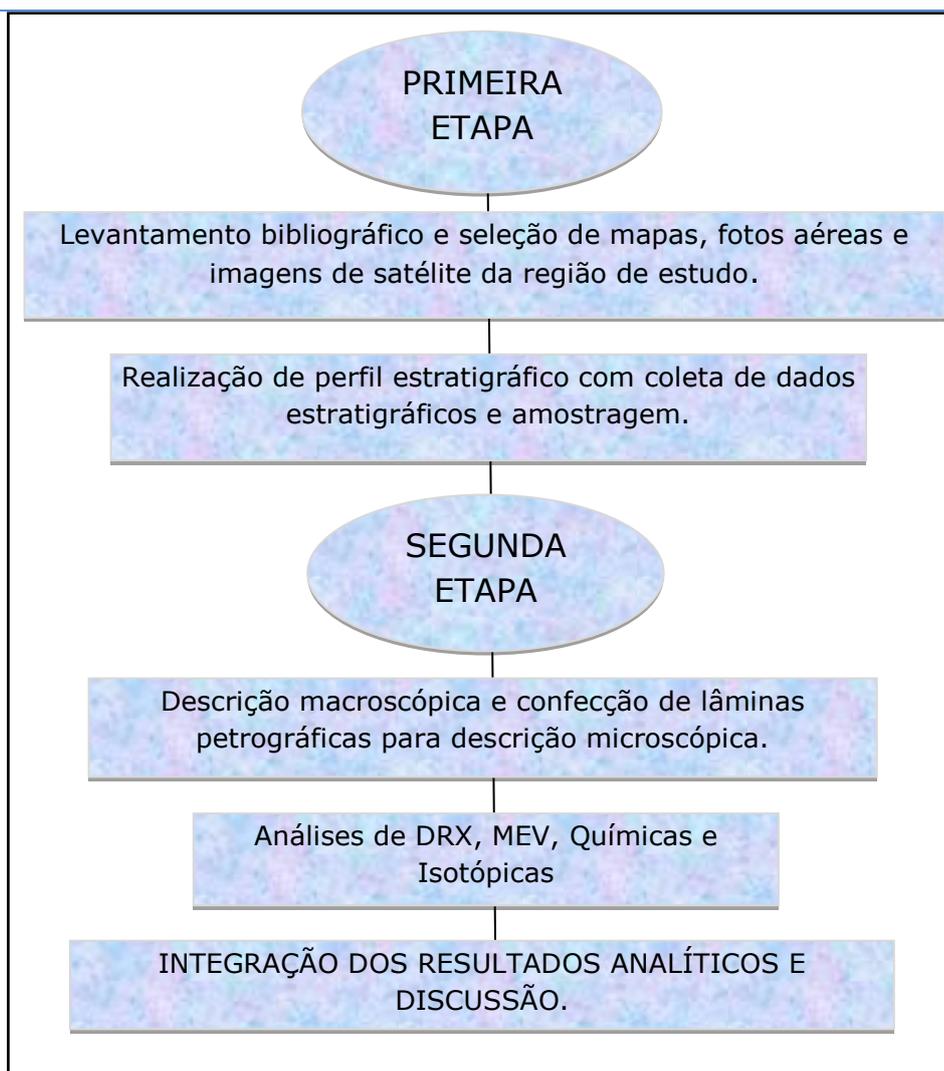


Figura 6 - Fluxograma da metodologia utilizada para o desenvolvimento deste trabalho.

Seguiu-se o conceito de fácies de Walker (1992) que a define “como um corpo de rocha caracterizado por uma combinação particular da litologia, estruturas físicas e biológicas que conferem um aspecto (“fácies”) diferente de corpos de rocha acima, abaixo e lateralmente adjacentes”. E também a definição de associações de fácies de Collinson (1969 *apud* Walker, 1992) e de sucessão vertical de fácies de Walther (1992 *apud* Tomazelli, 2003).

As principais feições observadas em cada afloramento foram descritas e registradas com câmera digital, bem como o aspecto geral do Alogruppo Guaritas.

Após a realização do trabalho de campo, os dados estratigráficos foram organizados e as amostras foram selecionadas para as análises laboratoriais.

Posteriormente, as amostras foram descritas macroscopicamente e fotografadas. O material foi então quarteado sendo uma parte utilizada para a confecção de lâmina petrográfica e parte para análise química. Algumas amostras selecionadas também foram analisadas por técnicas de difração de raios X e microscopia eletrônica de varredura.



Figura 7 - Realização da amostragem para este estudo.

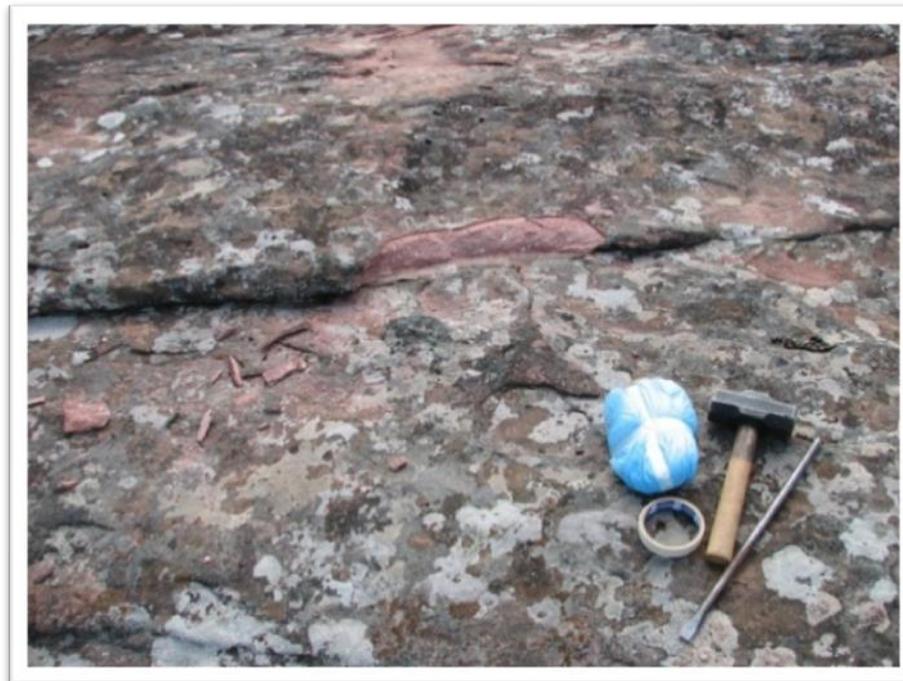


Figura 8 - Detalhe do acondicionamento das amostras durante o trabalho de campo.

4.2. Análises Específicas

4.2.1. Caracterização petrográfica

As amostras coletadas na etapa de trabalho de campo foram fotografadas e descritas macroscopicamente utilizando parâmetros de cor, granulometria, seleção, arredondamento e estruturas.

Posteriormente, as amostras coletadas no trabalho de campo foram selecionadas para a confecção de lâminas petrográficas. Foram confeccionadas 26 lâminas petrográficas consideradas como representativas da área de estudo.

A descrição microscópica das amostras foi realizada por meio de microscópio binocular da marca *Leitz – Laborlux12 pol S*, usando-se aumentos variáveis de 2,5 a 40 vezes com as técnicas de luz natural (LN) e de luz polarizada (LP).

As descrições microscópicas visaram à determinação da composição mineralógica, das feições texturais e dos principais eventos diagenéticos que ocorreram nas amostras. Amostras e lâminas petrográficas de trabalhos já realizados no Alogruppo Guaritas (Sbrissa, 2006) foram descritas visando uma melhor análise preliminar da área estudada.

A classificação das amostras foi realizada segundo o diagrama de Folk (1968).

4.2.2. Análises químicas e isotópicas

As análises químicas em rocha total para elementos maiores, menores e traços foram preparadas no Activation Laboratories Ltd. (Laboratório *Actlabs*) com sede no Canadá.

As amostras selecionadas foram inicialmente trituradas num britador de mandíbula para a desagregação inicial. Os fragmentos originados foram então lavados em água destilada e secos em temperatura inferior a 70⁰ C. Esta temperatura não deve ser ultrapassada, pois se corre o risco de danificar a estrutura dos argilominerais. As amostras secas foram pulverizadas num gral de ágata até uma granulometria inferior a 0,063 mm e homogeneizadas. Logo após, foi separada a quantidade de 5 gramas de cada amostra e o restante foi acondicionado em sacos plásticos.

Os elementos maiores foram analisados com um ICP-OES (ThermoJarrell-Ash ENVIRO II Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometer) e os traços com um ICP-MS (PerkinElmer SCIEX ELAN6000 Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer). Para as análises, 0,25 g de cada amostra foram misturadas com um fluxo de metaborato de lítio e tetraborato de lítio e depois fundidas num forno de indução. O material assim obtido,

ainda em estado de fusão, foi imediatamente colocado em uma solução de 5% de HNO_3 acrescida de um padrão interno. Esta preparação foi misturada por aproximadamente 30 minutos até obter-se a dissolução completa. Uma alíquota da solução da amostra foi analisada para os elementos maiores (óxidos) e para o elemento traço SC. Os limites de detecção para os elementos maiores foram em torno de 0,01% em peso, e 2 ppm para o Sc. A perda ao fogo (LOI) foi determinada pela diferença no peso após calcinação da amostra em uma temperatura de 1050°C por duas horas. A outra alíquota da amostra em solução foi adicionada de padrões internos de In e Rh e posteriormente diluída 6000 vezes antes da análise no ICP-MS para os elementos traços.

Três amostras pertencentes à base, ao meio e ao topo do perfil colunar realizado no Alogruppo Guaritas foram selecionadas para análises de Sm–Nd, realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo (CPGeo/USP). Cerca de 0,1 a 0,2g de rocha pulverizada de cada amostra foi dissolvida com HNO_3 e HF no Savilex®, juntamente com a adição de uma mistura dos traçadores $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$. Os elementos terras raras foram separados em colunas de resina (200 a 400 mesh) de troca catiônica AG- 50W-X8, e Sm foi separado do Nd com colunas de resina (100 a 200 μm) de troca aniônica LN-B50-A. As razões isotópicas foram obtidas usando-se um espectrômetro de massa VG SECTOR 54 Multi-collector, com feixe de íons 2.0 V, no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo/USP). Os resultados de Sm–Nd foram calibrados através do padrão La Jolla, considerando o valor de 0.511856 para $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Os valores foram abaixo que 150 pg para Sm, e 200 pg para Nd.

As análises isotópicas para determinação das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ foram também realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo (CPGeo/USP) sob forma de rocha total. A preparação das amostras para análise isotópica consistiu dos seguintes passos: pesagem; dissolução total das amostras por digestão química e separação dos elementos Rb e Sr através da passagem em colunas de resina de troca catiônica (AG–50W–X8, granulometria de 200 a 400 mesh). As análises da composição isotópica foram feitas utilizando-se um espectrômetro Micromass VG SECTOR 54 Multi-collector. Foram medidas 100 razões com feixe de íons da ordem de 1 V e com precisão externa baseada em padrão interno que é medido repetidamente sendo da ordem de 20 ppm (1 desvio padrão). Todas as análises foram ajustadas baseando-se nos padrões interno e externo NBS-987 (Carbonato de Estrôncio), com média de $0,71026 \pm 0,000014$.

4.3. Caracterização por difração de raios X (DRX)

A identificação e o estudo da fração fina das rochas ($FF < 2\mu\text{m}$), onde se concentram os argilominerais, é uma das aplicações da técnica da difração de raios X. A caracterização dos argilominerais é feita com base na estrutura cristalina e na composição química destes minerais.

Neste trabalho esta técnica foi utilizada de forma a auxiliar as interpretações químicas, visando à identificação dos argilominerais presentes nas amostras selecionadas. O principal parâmetro utilizado para diferenciar os grupos dos argilominerais é o espaçamento de suas unidades estruturais, que resulta em reflexões basais distintas. O espaçamento das unidades estruturais varia de acordo com o grupo de argilominerais presentes nas amostras.

As análises foram realizadas no Laboratório de Difração de Raios X do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq) do Instituto de Geociências da UFRGS. O equipamento utilizado para as análises foi um difratômetro, modelo *Diffraktometer Siemens BrukerAXS D5000*, equipado com ânodo de cobre, filtro de níquel, fendas de $1^\circ,40$ mA de corrente e 30 KV de tensão do feixe.

Primeiramente as amostras foram desagregadas em gral de ágata, e em seguida diluídas em água deionizada com a adição de defloculante (utilizado para a solução não flocular devido à possível presença de sais na amostra).

Logo em seguida, as amostras foram deixadas em um processo de agitação por aproximadamente 24 horas para a obtenção de uma solução homogênea. Após este processo as amostras permanecem em repouso por cerca de 3 horas para que a fração inferior a $2\mu\text{m}$ possa ser separada com o auxílio de sifonagem e extraída com uma pipeta para as lâminas de vidro. O líquido restante é preservado caso seja necessário repetir a análise. A fração menor que $2\mu\text{m}$ é então distribuída homogeneamente com espátula em movimentos na mesma direção e sentido nas lâminas de vidro. Esta técnica é denominada Técnica do Esfregaço e produz uma boa orientação dos argilominerais, tendo a vantagem de não produzir segregação mineralógica. Em seguida, as lâminas são secas à temperatura ambiente e após, analisadas no difratômetro.

A preparação das amostras seguiu os procedimentos descritos por Alves (1987), sendo que as lâminas foram submetidas a três preparações onde se obtêm três resultados (normal, glicolado e calcinado), cuja interpretação conjunta irá identificar os argilominerais presentes, já que suas características físico-químicas têm respostas diferentes aos tratamentos efetuados. Por exemplo, a glicolagem é fundamental para a identificação de argilominerais expansivos,

como a esmectita. A calcinação tem a finalidade de determinar os argilominerais sensíveis ao aquecimento como a caulinita. As três sequências de análises foram as seguintes:

1. Amostra natural: o material depositado na lâmina com a pipeta e submetido à técnica do esfregaço é seco naturalmente e analisado no difratômetro;

2. Amostra glicolada: a lâmina, após ser analisada ao natural, é colocada em um dessecador recoberto com etileno glicol ($\text{CH}_2\text{OHCH}_2\text{OH}$) até o momento de a amostra ser analisada novamente no difratômetro;

3. Amostra calcinada: a lâmina é colocada em um forno a 500°C durante 2 horas. Depois de esfriar naturalmente, também é analisada no difratômetro.

Finalmente, após todos estes processos, são feitas as análises, as comparações dos difratogramas e a identificação dos argilominerais que é obtida através do procedimento padrão segundo Brown & Brindley (1980) a partir da medida da altura dos picos principais.

4.4. Caracterização por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

O microscópio eletrônico de varredura (MEV) é um equipamento que apresenta uma profundidade de foco muito superior a dos microscópios óticos comuns, permitindo altíssimas resoluções. Esta técnica permite a observação direta da natureza das rochas, sendo possível visualizar o hábito dos minerais na rocha sedimentar, o tipo e a geometria dos poros, a intercomunicação entre eles (permeabilidade) e também a identificação dos argilominerais detríticos ou autigênicos presentes nas amostras, bem como outras características pertinentes.

As amostras foram analisadas no Centro de Microscopia Eletrônica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul com um microscópio eletrônico de varredura da marca *JEOL*, modelo *JSM – 5800*, e utilizado conjuntamente com o detector de energia dispersiva (EDS), que permite uma microanálise química das diferentes fases minerais para a obtenção de uma identificação mineralógica mais segura da amostra.

Neste trabalho, as análises foram realizadas de forma a auxiliar as interpretações quimio-estratigráficas, visando à caracterização de evidências morfológicas (hábito) dos minerais e de sua composição química. Porções milimétricas das amostras foram coladas com esmalte incolor em porta amostras especiais e metalizadas por uma película de ouro de espessura média de 20 \AA , fazendo com que a amostra se torne condutora. As amostras foram colocadas na câmara de amostras do microscópio e analisadas em aumentos variáveis sendo os aspectos mais importantes documentados fotograficamente.

4.5. Tratamento e Análise dos Dados Obtidos

Os gráficos, diagramas e perfis colunares que serão apresentados neste trabalho foram realizados através da utilização dos programas Excel e Corel Draw X6.

Os dados químicos obtidos foram tratados com o *software* (demo) QuímioEstrat que estava sendo desenvolvido pela K2 Sistemas sendo cedido para Denalle (2008). Este *software* é específico para a aplicação da Estratigrafia Química em especial em sequências sedimentares de bacias produtoras de hidrocarbonetos.

5. Resultados obtidos e discussões

Com base na descrição dos afloramentos realizada em campo foi possível a confecção de um perfil colunar para a identificação das fácies, das associações de fácies e dos sistemas deposicionais presentes na área em estudo. Foram reconhecidas também as duas seqüências deposicionais Pedra Pintada (base) e Varzinha (topo), já identificadas por Paim & Scherer (2003), que compõem o Alogrupo Guaritas.

Foram identificadas três fácies, duas associações de fácies (dunas eólicas e canal fluvial entrelaçado) e dois sistemas deposicionais (sistema eólico e sistema aluvial) presentes na área estudada (Fig. 9).

SEÇÃO ESTRATIGRÁFICA		FÁCIES	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES	SISTEMA DEPOSICIONAL	PALEOCORRENTE/ESTRUTURA
Alogrupo Guaritas	Aloformação Varzinha	C	Canal Fluvial	ALUVIAL	So (030°/11) So (045°/09) So (025°/09)
		B			So (053°/06)
	Aloformação Pedra Pintada	A	Dunas Eólicas	EÓLICO	(090°/01) (076°/14) (042°/01) (066°/14) (062°/17) (047°/22) (049°/23) (051°/24) (040°/29) (027°/14) (037°/26) (028°/21) (026°/15)

Figura 9 – Perfil colunar apresentando as duas seqüências deposicionais do Alogrupo Guaritas. Tamanho de grão: Arg (argila), S (silte), Af (areia fina), Am (areia média), Ag (areia grossa), Gr (grânulo) e Sx (seixo).

A associação de fácies de dunas eólicas (Fig. 10A) inclui principalmente arenitos róseos a vermelhos de granulometria média, moderadamente selecionados com grãos subarredondados (fácies A).

A estratificação cruzada (Fig. 10B) é, em geral, de grande porte. É possível identificar internamente a presença de estratos de avalanche (deposição por fluxo de grãos cujo processo de transporte dos grãos é o rastejamento superficial o que resulta na gradação inversa de tamanho de grão) (Figs. 10C e 10D), estratos de queda livre de grãos (deposição por queda livre de grãos realizada pelo processo de transporte suspensão) e estratos transladantes cavalgantes (deposição associada à migração e cavalgamento de *ripples* eólicas por saltação dos grãos). Estes três estratos são o resultado de processos deposicionais básicos da sedimentação eólica. As dunas são construídas a partir da acumulação destes três tipos de estratos.

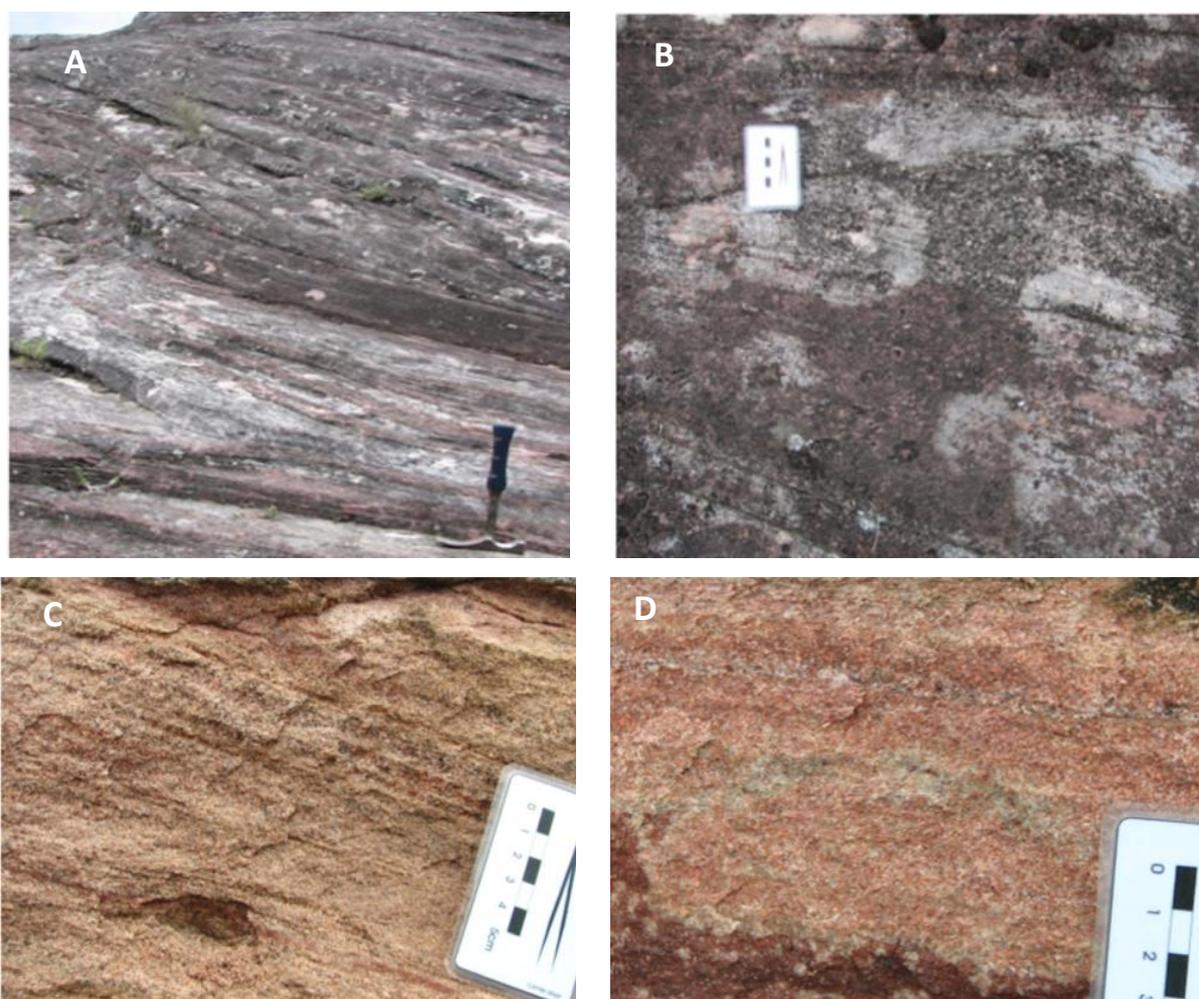


Figura 10 - A) Aspecto geral das estratificações cruzadas de grande porte da Aloformação Pedra Pintada; B) Detalhe da estratificação cruzada; C) Detalhe dos estratos de fluxo de grão da Fácies A; D) Outra fotografia mostrando em detalhe os estratos de fluxo de grão da Fácies A.

A partir da análise estrutural e textural da fácies A foi possível interpretá-la. Os aspectos texturais e estruturais desta fácies apresentam características típicas de processos deposicionais eólicos, gerados por um campo de dunas eólicas (Fig. 11). Na associação de fácies de dunas eólicas foram identificados 16 *sets*. Neste trabalho, o termo *set* foi utilizado para delimitar um pacote deposicional com estruturas características.

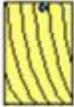
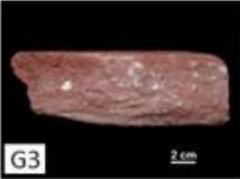
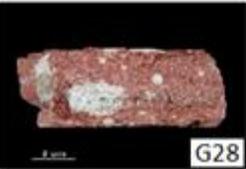
	Representação no perfil	Foto	Texturas	Estruturas sedimentares	Interpretação
FÁCIES A			Arenito de granulometria média, moderadamente selecionado, com grãos subarredondados.	Estratificação cruzada de grande porte. Estratos transladantes cavalgantes, estratos de queda livre de grãos e estratos de fluxo de grãos.	Dunas Eólicas
FÁCIES B			Arenito mal selecionado de granulometria fina com lentes de areia grossa a muito grossa e níveis centimétricos de espessura de silte. Grãos subangulosos. Grânulos na base.	Estratificação cruzada de baixo ângulo.	Transição de fluxo inferior para superior. Depósitos gerados por correntes unidirecionais.
FÁCIES C			Arenito de granulometria grossa, mal selecionado com grãos subangulosos. Grânulos dispersos e seixos de gnaíse, quartzo e granito na base e dispersos.	Estratificação cruzada acanalada de pequeno porte.	Migração de dunas aquosas 3D. Canal fluvial entrelaçado.

Figura 11 – Resumo das principais características distintas (texturais e estruturais) das fácies presentes na área estudada. O ponto azul identifica o local da amostragem.

A associação de fácies de canal fluvial entrelaçado (Figs. 12A e 12B) compõe o pacote do topo da unidade na área estudada e caracteriza-se por duas fácies principais. A primeira (fácies B) corresponde a arenitos de coloração vermelha, com estratificação cruzada de baixo ângulo (10°) (Fig. 12C), de granulometria fina com lentes centimétricas de areia média a muito grossa, sendo que os grãos são subangulosos e mal selecionados; a base das camadas é marcada por grânulos de quartzo. Presença de níveis centimétricos (1 a 3 cm de espessura) de silte (Fig. 12D). A partir das características texturais e estruturais da fácies B é possível sugerir que ela representa depósitos subaquosos de forma de leito plano gerados por correntes unidirecionais de alta energia.



Figura 12 - A) Aspecto geral da Aloformação Varzinha; B) Transição entre as Aloformações Pedra Pintada e Varzinha; C) Detalhe da estratificação cruzada de baixo ângulo; D) Fácies B: detalhe dos níveis centimétricos de silte de pouca continuidade lateral.

A segunda fácies (fácies C) (Figs. 13A e 13B) corresponde a arenitos de granulometria grossa com grãos subangulosos a subarredondados, mal selecionados. Grânulos e seixos subarredondados a angulosos de quartzo, granito e gnaiss e ocorrem na base das camadas. Presença de estratificação cruzada acanalada de pequeno porte. Clastos de argila achatados e grânulos dispersos são encontrados localmente. Os aspectos texturais e estruturais desta fácies sugere uma deposição subaquática de sedimentos de carga de fundo em canais fluviais entrelaçados.

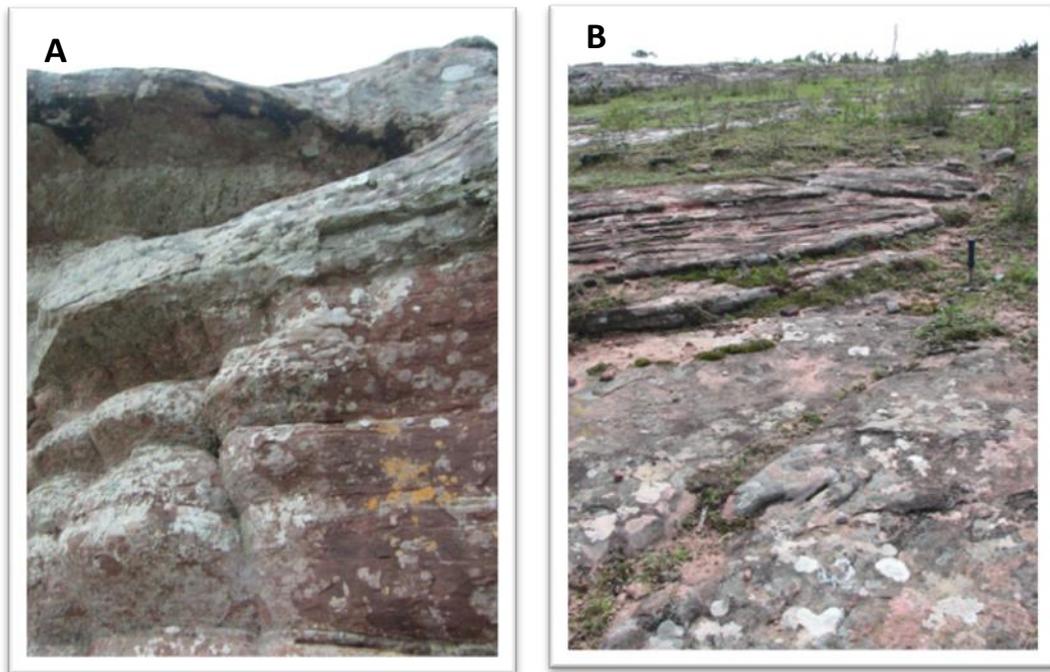
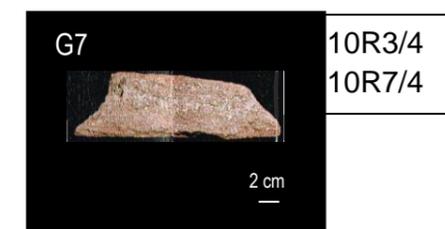
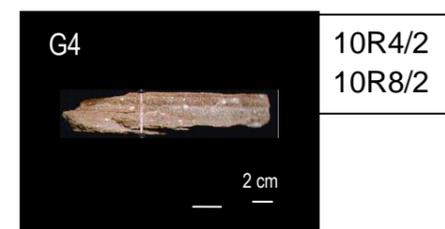
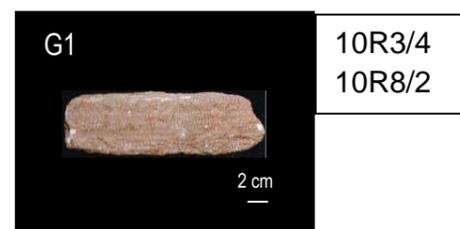
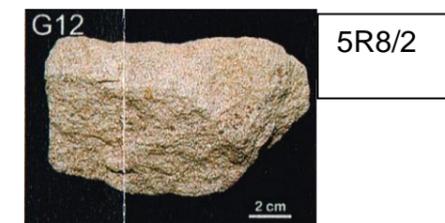
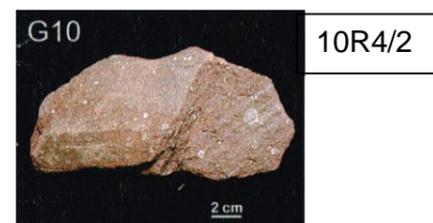
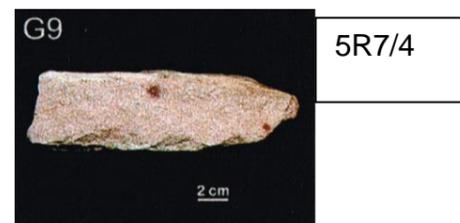
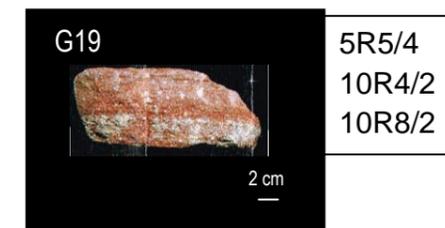
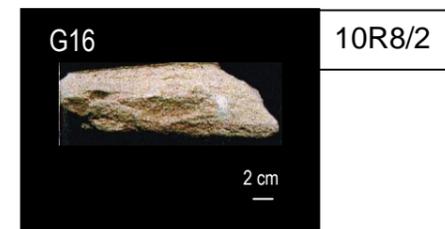
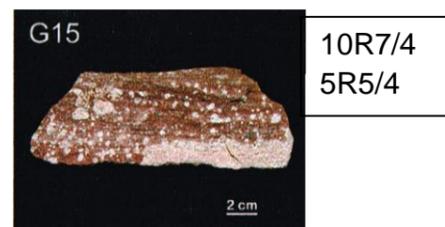
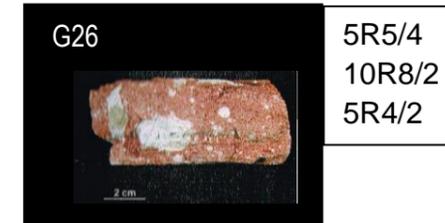
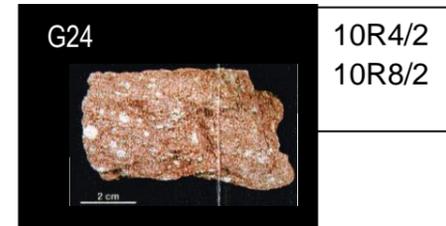
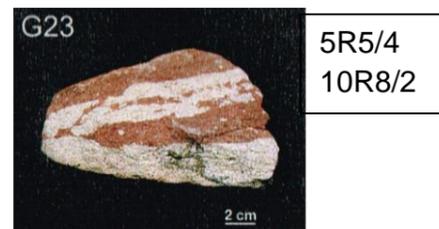
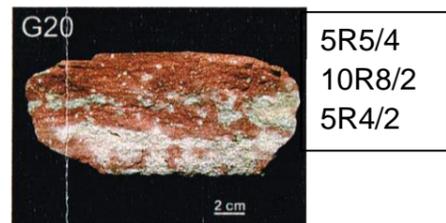
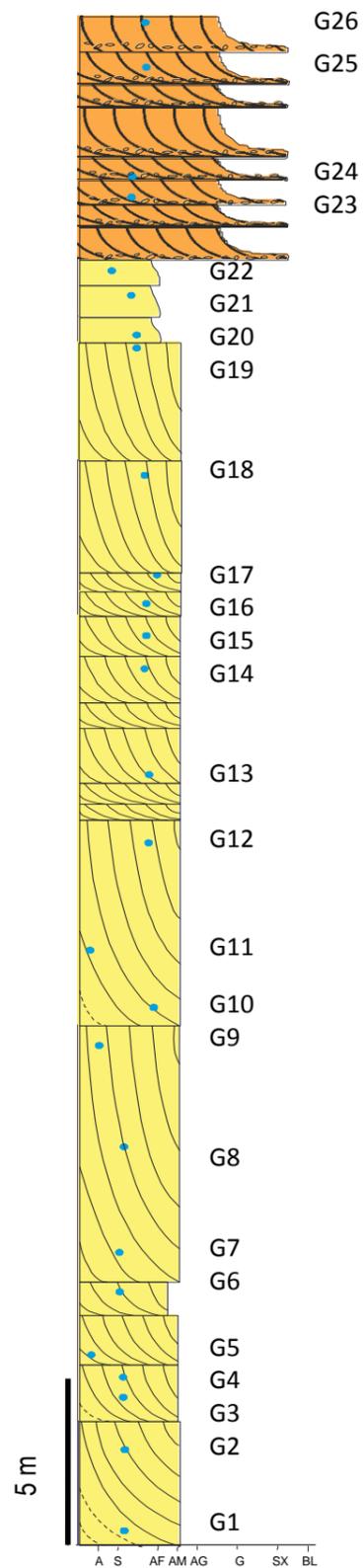


Figura 13 - A) Detalhe da transição da fácies B para a fácies C; B) Aspecto geral da fácies C.

As paleocorrentes eólicas da Aloformação Pedra Pintada indicam sentido de ventos constantes para NE, enquanto que, segundo Paim & Scherer (2003), após a deposição fluvial da Aloformação Varzinha, um novo pacote eólico é depositado com paleocorrentes para SW (invertidas em relação aos depósitos eólicos da Aloformação Pedra Pintada). Assim, a passagem da Aloformação Pedra Pintada para a Aloformação Varzinha foi marcada por uma mudança do estilo deposicional dominante, de eólico (Pedra Pintada) para fluvial (Varzinha), relacionado à ocorrência de inundações periódicas, que limitam a disponibilidade de areia seca para formação de dunas (Scherer *et al.*, 2003; Paim & Scherer, 2003).

Em termos petrográficos, a cor das amostras classificada de acordo com a Rock-Color Chart (1975), varia de rosa a vermelho, com níveis subordinados de outras cores (Fig. 14). De uma maneira geral, a granulometria dos arenitos do Alogruppo Guaritas varia de muito fina a grossa, com níveis de grânulos e seixos, e com seleção moderada e grãos subangulosos a subarredondados.



LEGENDA

- ARENITO EÓLICO COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA DE GRANDE PORTE
- ARENITO CONGLOMERÁTICO
- ARENITO FLUVIAL

ROCK - COLOR CHART

10R3/4 marrom avermelhado escuro
 10R4/2 vermelho acinzentado
 10R7/4 rosa alaranjado
 10R8/2 rosa/laranja acinzentado

5R7/4 rosa médio
 5R8/2 rosa acinzentado
 5R5/4 vermelho médio
 5R4/2 vermelho acinzentado

Figura 14 - imagens das amostras do Alogrupo Guaritas associadas ao perfil colunar realizado na área estudada.

Microscopicamente, os arenitos do Alogruppo Guaritas são classificados, de acordo com a classificação de Folk (1968), em arcóseos líticos e litarenitos feldspáticos (Fig. 15) e conforme a classificação de Herron (1988) em arcóseos (Fig. 16). A mineralogia dos arenitos do Alogruppo Guaritas mostra-se praticamente idêntica da base para o topo do perfil colunar estudado sendo a média: 40% de quartzo, 30% de feldspatos, 25% de fragmentos de rochas e 5% de minerais acessórios, opacos e pesados.

Os fragmentos líticos observados foram os de rochas metamórficas (mica-xistos e quartzitos) e ígneos (plutônicos e vulcânicos ácidos a intermediários). Os constituintes acessórios reconhecidos foram a muscovita, o zircão, o epidoto, a turmalina e opacos.

A Aloformação Varzinha em relação à Aloformação Pedra Pintada apresenta um maior teor de matriz argilosa, maior predomínio de grãos subangulosos, além de grânulos e seixos, e má seleção mineralógica.



Figura 15 – Classificação de arenitos proposta por Folk (1968); quadrados vermelhos indicam as amostras estudadas da Aloformação Varzinha e losangos azuis compreendem as amostras estudadas da Aloformação Pedra Pintada.

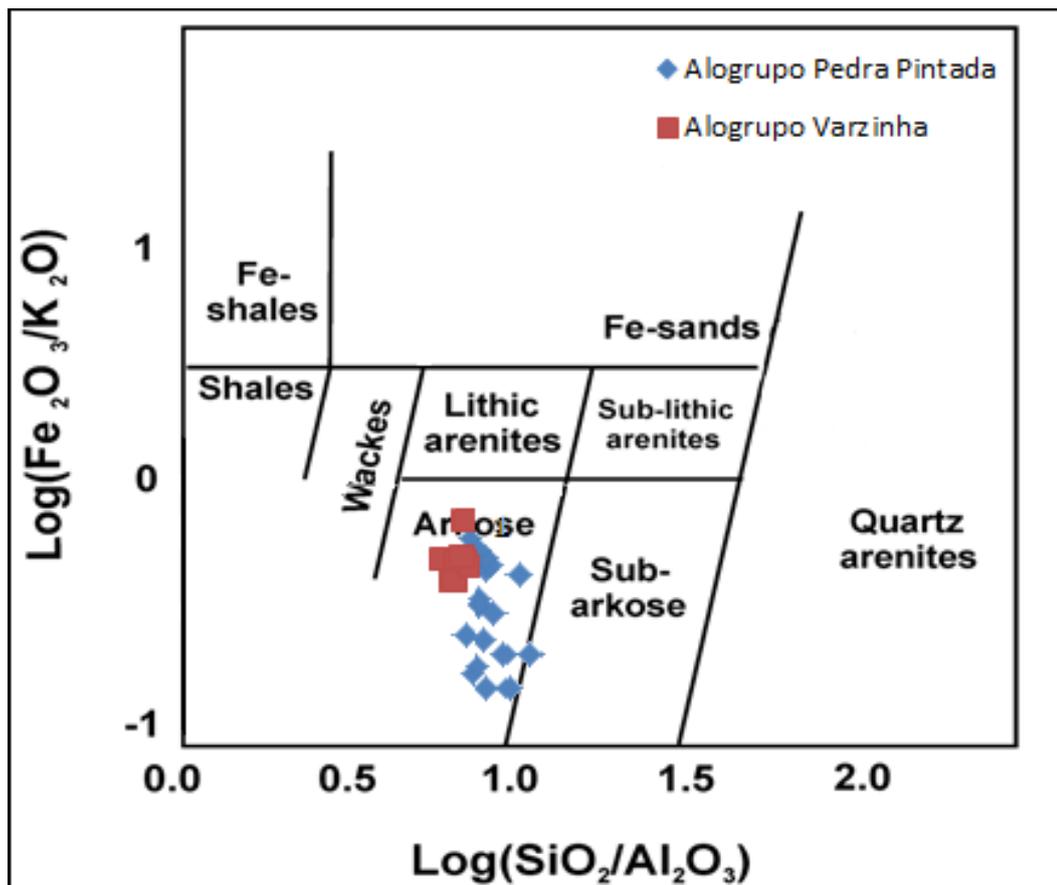


Figura 16 – Classificação de arenitos proposta por Herron (1988).; quadrados vermelhos indicam as amostras estudadas da Aloformação Varzinha e losangos azuis compreendem as amostras da Aloformação Pedra Pintada.

Os processos diagenéticos ocorrem de forma praticamente homogênea em todas as amostras analisadas. As feições diagenéticas observadas nos arenitos do Alogruppo Guaritas foram: argilas mecanicamente infiltradas, óxido de ferro na forma de cutículas ao redor e recobrindo grãos detríticos, calcita (poiquilotópica/blocosa), crescimento secundário de quartzo e feldspato alcalino, compactação mecânica, dissolução parcial de calcita e feldspato alcalino, substituição do feldspato alcalino por argilominerais, franjas de illita (preenchendo poros e recobrindo os grãos) e albitização dos feldspatos (Figs. 17A, 17B e 17C). Estas feições foram anteriormente descritas por De Ros *et al.* (1994) e Sbrissa (2006).

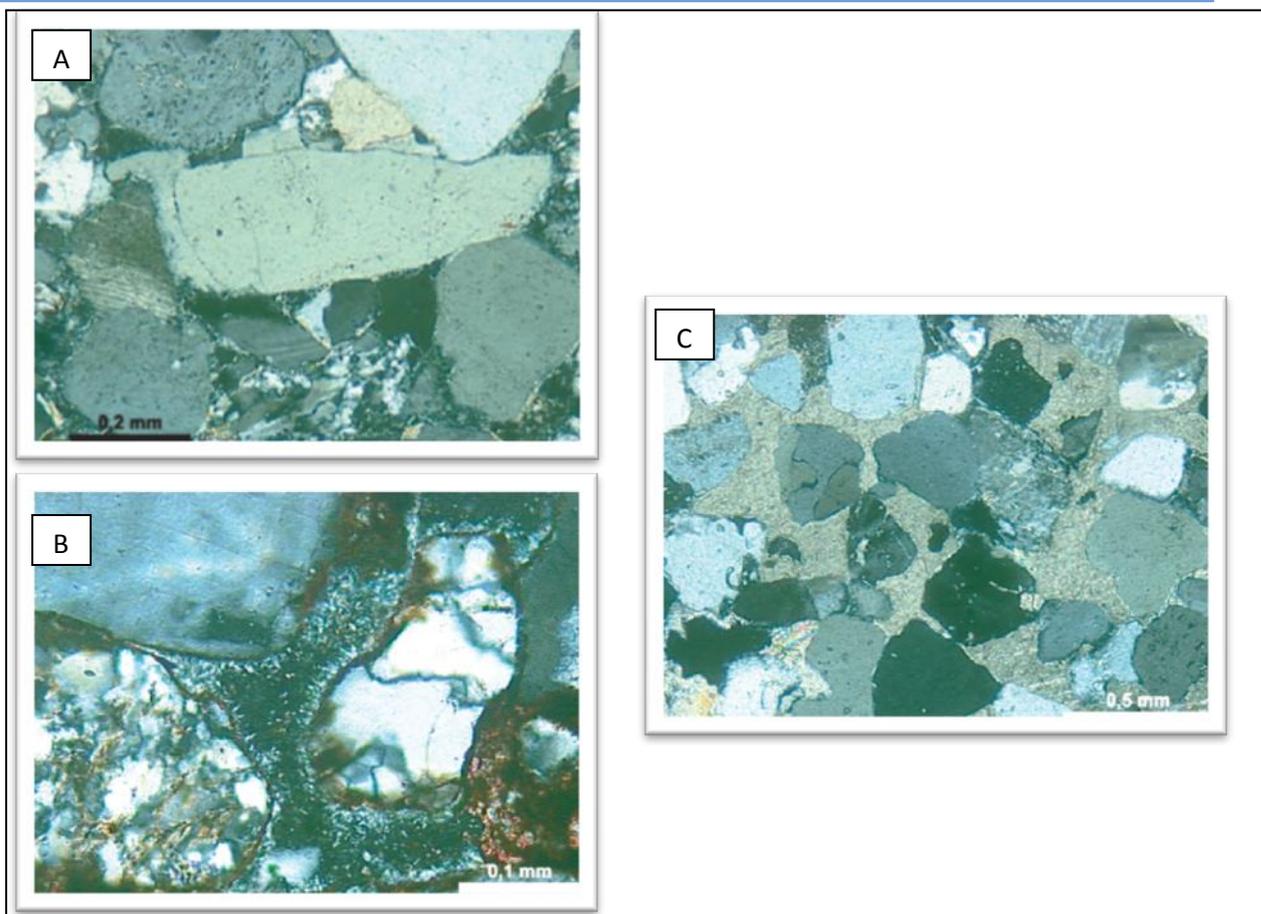


Figura 17 - Fotomicrografias dos arenitos estudados evidenciando as principais feições diagenéticas encontradas; A) crescimento secundário de quartzo (LP; 50X); B) franjas de ilita ao redor dos grãos (LP; 70X); C) cimento de calcita (LP; 50X).

Os argilominerais identificados pelas análises por difração de raios X na fração fina ($FF < 2 \mu\text{m}$) foram a ilita e caulinita/diquita.

A ilita ocorre sob forma fibrosa (Fig. 18A) e também como placas (Figs. 18B e 18C) dentro dos espaços porosos dos arenitos assim como outras feições observadas como crescimento secundário de quartzo (Fig. 18D) presentes nas amostras analisadas. A caulinita/diquita ocorre raramente e sempre preenchendo poros.

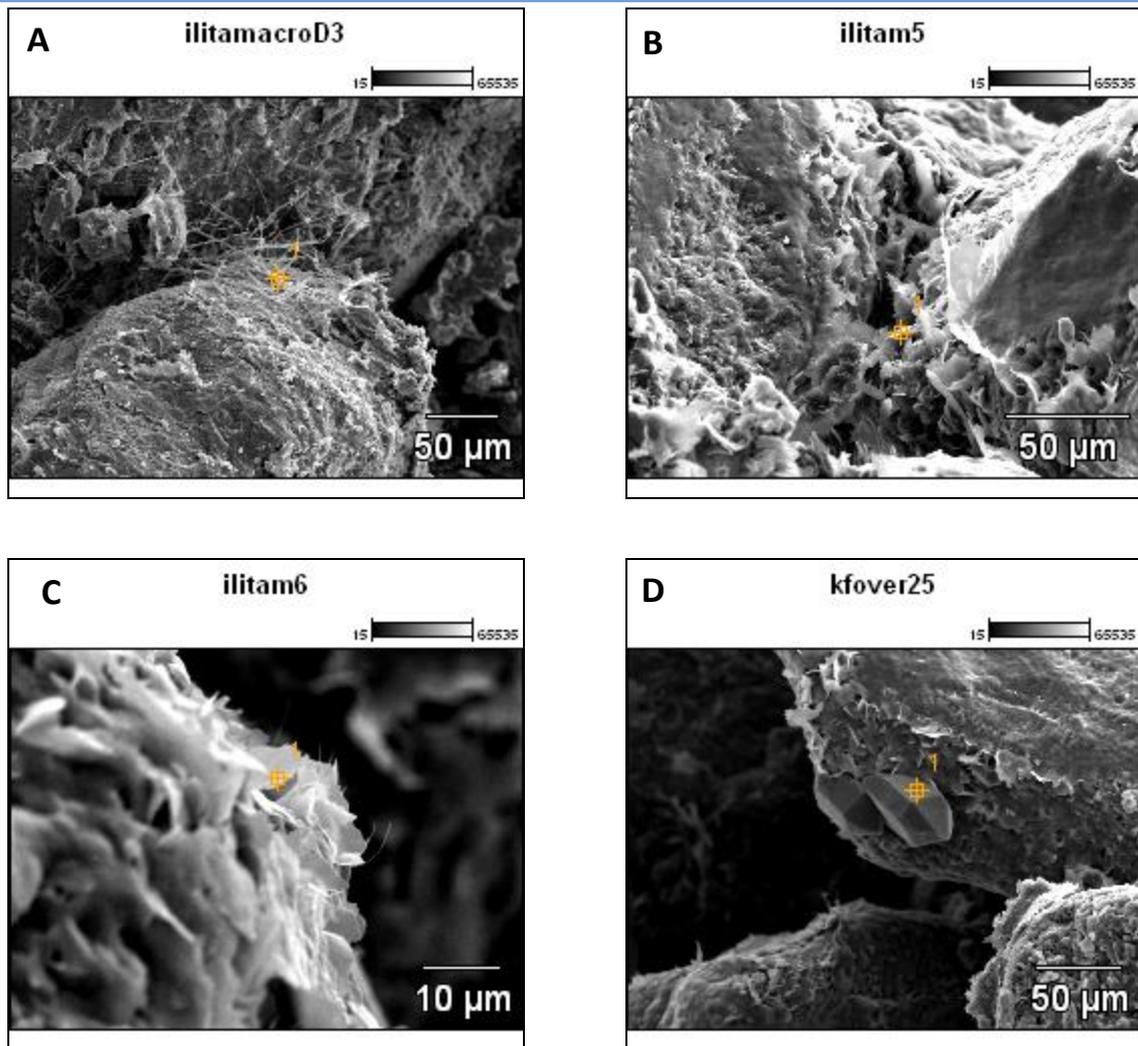


Figura 18 – Fotomicrografias ao microscópio eletrônico de varredura (MEV) mostrando A) ilita fibrosa; B) ilita sob forma de placas; C) detalhe da foto anterior; D) crescimento secundário do quartzo (cedidas por Sbrissa, 2006).

5.1 Caracterização Geoquímica

Os resultados das análises químicas em rocha total das amostras pertencentes ao Alogruppo Guaritas são apresentados em termos de suas concentrações significativas nas tabelas 1 e 2.

Dez (10) elementos maiores (convertidos a óxidos) bem como quarenta e cinco (45) elementos menores e traço foram analisados. O ferro total foi expresso em Fe_2O_3 (tabelas 1 e 2).

%	G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7	G8	G9	G10	G11	G12	G13
SiO2	80,7	80,02	81,87	79,2	83,5	82,49	81,64	79,73	85,53	77,59	81,14	82,19	80,84
Al2O3	8,94	9,73	8,53	9,07	8,12	8,69	8,9	9,29	6,94	9,63	9,35	9,11	9,55
Fe2O3	1,55	0,73	1,1	1,91	0,83	1,67	1,81	2,01	0,74	2,34	1,2	0,69	0,68
MnO	0,018	0,018	0,028	0,028	0,018	0,011	0,032	0,014	0,01	0,022	0,021	0,014	0,022
MgO	0,32	0,34	0,28	0,35	0,23	0,31	0,31	0,37	0,19	0,43	0,35	0,28	0,3
CaO	0,75	0,49	1,05	1,23	0,13	1,04	0,19	1,23	0,28	1,55	0,17	0,16	0,32
Na2O	1,47	1,52	1,43	1,37	1,43	1,43	1,41	1,4	1,25	1,38	1,39	1,55	1,54
K2O	3,5	4,14	3,6	3,72	4,07	3,59	3,62	3,76	3,62	3,94	3,75	4,41	3,74
TiO2	0,11	0,07	0,077	0,118	0,071	0,113	0,111	0,145	0,052	0,158	0,117	0,105	0,116
P2O5	0,04	0,04	0,04	0,06	0,02	0,05	0,06	0,06	0,02	0,07	0,03	0,02	0,05
LOI	1,48	1,41	1,56	2	0,82	1,55	0,96	2,28	0,77	2,15	1,2	1,18	1,32
TOTAL	98,88	98,5	99,56	99,06	99,23	101	99,03	100,3	99,4	99,26	98,74	99,71	98,49

%	G14	G15	G16	G17	G18	G19	G20	G21	G22	G23	G24	G25	G26
SiO2	82,81	80,49	84,89	82,2	79,96	79,4	75,64	75,86	73,13	79,33	79,31	75,29	76,10
Al2O3	7,19	9,27	8,03	9,12	10,22	9,27	11,18	10,38	10,13	10,09	10,12	9,36	9,89
Fe2O3	1,32	1,29	0,54	0,88	1,01	1,24	1,87	1,83	1,51	1,7	2,65	1,63	1,85
MnO	0,018	0,014	0,014	0,029	0,023	0,021	0,016	0,025	0,03	0,06	0,02	0,04	0,04
MgO	0,2	0,33	0,2	0,28	0,4	0,39	0,71	0,4	0,37	0,33	0,39	0,26	0,29
CaO	1,4	1,01	0,43	0,18	0,25	1,31	0,67	2,27	3,88	0,31	0,15	4,12	2,75
Na2O	1,31	1,51	1,4	1,47	1,58	1,6	1,88	1,99	1,96	1,98	1,60	1,91	1,96
K2O	3,05	3,72	3,38	3,69	4,12	3,69	3,89	3,85	3,76	3,56	3,77	3,58	3,66
TiO2	0,067	0,153	0,046	0,072	0,158	0,139	0,3	0,169	0,127	0,201	0,18	0,10	0,14
P2O5	0,04	0,06	0,03	0,04	0,06	0,06	0,12	0,07	0,05	0,06	0,03	0,05	0,05
LOI	2,06	1,91	1,06	1,02	1,47	1,92	2,21	2,71	4,02	1,24	1,7	3,6	3,1
TOTAL	99,47	99,76	100	98,97	99,26	99,03	98,48	99,55	98,96	98,86	99,87	99,94	99,85

Tabela 1– Composição química para elementos maiores dos arenitos do Alogrupo Guaritas. Amostras G20 a G26 pertencem a Aloformação Varzinha, enquanto que as amostras G1 a G19 pertencem a Aloformação Pedra Pintada.

Os vinte e seis resultados das análises geoquímicas do Alogruppo Guaritas forneceram resultados muito uniformes em termos de elementos maiores. De uma forma geral, os teores de SiO_2 ficam entre 73 e 85%, enquanto que os teores de Al_2O_3 variam de 7 a 11%, sugerindo fontes bastante diferenciadas. A razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ fica entre 1,8 e 2,9 evidenciando a predominância de feldspato potássico sobre plagioclásio (Fig. 19). O conteúdo de SiO_2 está acima do valor para a Crosta Continental Superior (CCS) nas amostras estudadas conforme o valor retirado de McLennan (2001) (Tab. 3).

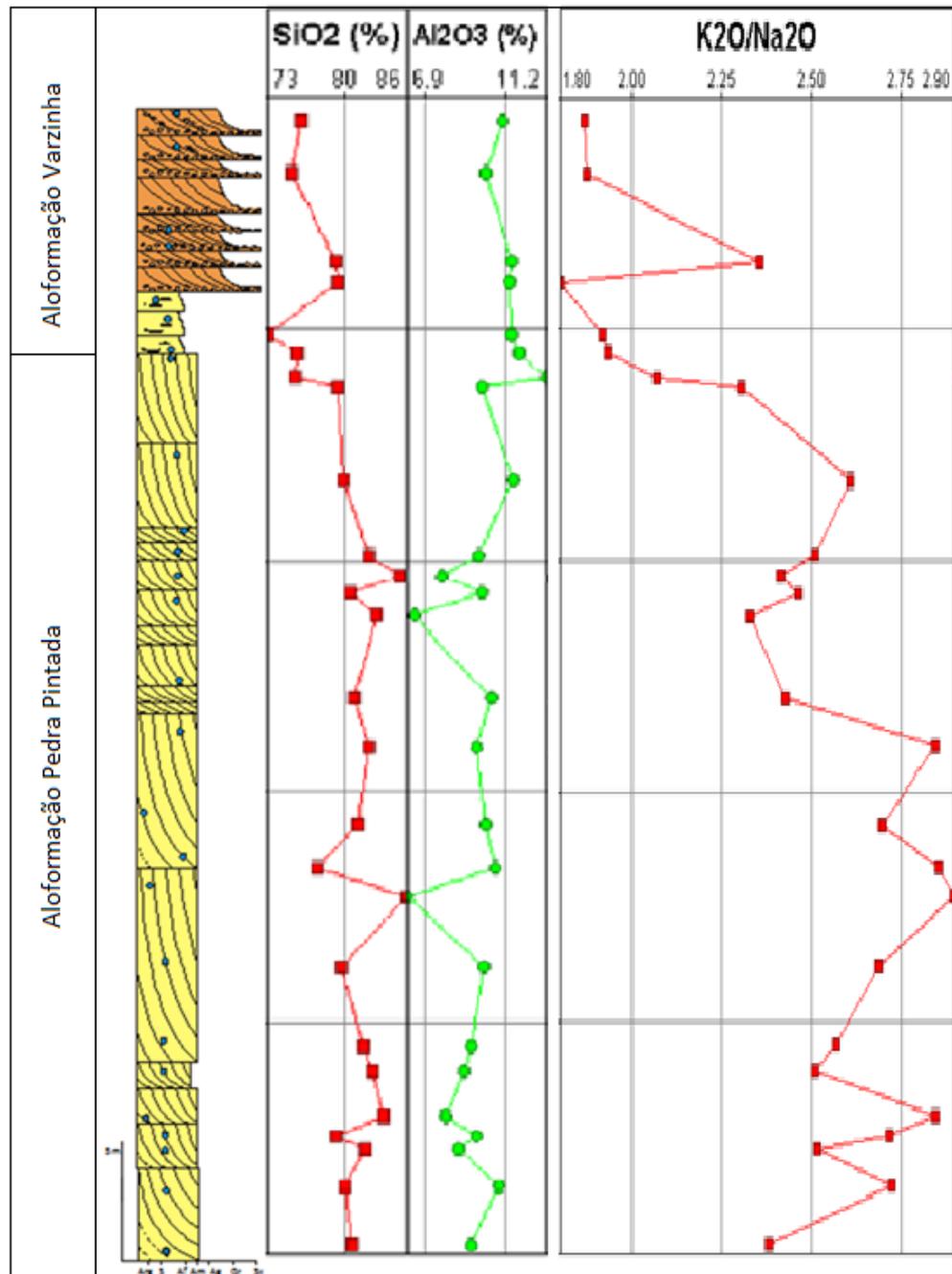


Figura 19 – Valores relativos aos elementos maiores das amostras analisadas. Os círculos azuis correspondem aos locais da amostragem no perfil estratigráfico realizado e referem-se aos respectivos pontos nos gráficos.

Com relação aos demais elementos e estabelecendo uma comparação simples com a Crosta Continental Superior (CCS) (Tab. 3), as amostras da Aloformação Pedra Pintada são fortemente depletadas em Sc, V, Sr, Y, Zr Ni, ETR (elementos terras raras; neste caso, praticamente todos os elementos, desde os leves até os pesados). Há um relativo enriquecimento em Rb, mas os outros elementos são depletados ou estão na média da CCS (Borba *et al.*, 2009).

Valores relativos à Crosta Continental Superior (CCS)									
Na₂O	MgO	Al₂O₃	SiO₂	P₂O₅	K₂O	CaO	TiO₂	MnO	Fe₂O₃
3,9	2,2	15,2	66	0,15	3,4	4,2	0,68	0,08	5,03
Sc	V	Ba	Sr	Y	Zr	Cr	Co	Ni	Cu
13,6	107	550	350	22	190	83	17	44	25
Zn	Rb	Nb	La	Ce	Sm	Eu	Yb	Lu	Hf
71	112	12	30	64	4,5	0,88	2,2	0,32	5,8
Pb		Th	U	Th/Sc		SiO₂/Al₂O₃		K₂O/Na₂O	
17		10,7	2,8	0,8		4,34		0,87	

Tabela 3 – Valores retirados do trabalho de McLennan (2001) referentes à CCS.

Já a Aloformação Varzinha é depletada apenas em Sc, V, Sr, Y, Zr, Ni e enriquecida em Ba (pode chegar a mais de 1000 ppm) e Rb. O Rb geralmente associa-se ao K dos argilominerais podendo então ser um indicativo de maior argilosidade, coerente com um ambiente fluvial. Seus ETR (elementos terras raras) estão com valores muito próximos aos da CCS, mas em relação à sucessão inferior diferem bastante (Borba *et al.*, 2009).

Em relação ao Ba, os dois valores máximos de Ba estão entre as três amostras mais do topo (Aloformação Varzinha). Uma exceção é a amostra G14 que apresenta um valor anômalo desse elemento na Aloformação Pedra Pintada.

O Ba observado apresenta valores próximos aos encontrados para o Andesito Rodeio Velho (Almeida *et al.*, 2002) (Tab. 4). Nenhum cimento de barita foi observado nas amostras embora De Ros *et al.* (1994) tenha descrito este cimento em amostras do Alogrupos Guaritas.

amostra	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	69.71	50.14	65.53	48.55	51.47	52.93	51.89	57.12	52.33	51.69	54.63	46.84
TiO ₂	0.916	2.15	1.82	1.71	2.71	2.13	1.66	2.24	1.83	1.856	1.807	2.099
Al ₂ O ₃	11.12	14.64	12.7	14.14	15.69	16.2	15.75	14.58	15.77	15.79	15.34	15.77
Fe ₂ O ₃	7.19	11.63	6.28	9.77	13.6	13.89	8.92	10.26	8.42	10.61	11.17	12.14
MnO	0.05	0.16	0.1	0.17	0.16	0.1	0.26	0.13	0.09	0.07	0.08	0.09
MgO	1.09	4.35	0.85	0.34	1.1	1.87	1.66	1.53	4.11	2.96	0	3.68
CaO	0.41	7.4	1.99	7.64	2.45	1.04	6.57	3.3	4.97	5.18	2.68	8.26
Na ₂ O	0.81	3.45	6.01	3.34	6.36	7.57	4.59	7.6	3.89	3.78	3.9	3.7
K ₂ O	5.61	1.24	1.06	6.27	1.95	0.88	2.75	0.26	2.24	2.2	5.56	1.43
P ₂ O ₅	0.27	1.18	1.2	0.91	1.41	0.36	1.05	1.4	1.08	1.1	1.08	0.85
LOI	2.81	3.22	1.42	5.95	2.14	2.35	4.57	1.73	3.89	3.59	2.05	4.51
Total	99.98	99.56	98.94	98.78	99.05	99.32	99.68	100.15	98.62	98.83	98.83	99.37
K	46569	10293	8799	52.047	16.187	73.05	22828	2158	18594	18262	46154	11870
Ba	607	1780	2695	2204	2093	344	1124	673	1150	1142	1560	1140
Rb	110	15.6	13.9	94.1	28	17	40	4.5	29	28	91	26
Sr	57	1186	276	222	824	328	558	454	775	808	387	805
Tl	0.6	0.2	0.2	1	0.3	0.2	0.2	-0.1	-0.1	-0.1	0.6	0.1
Ta	0.8	1.36	1.18	1.18	2.1	0.94	1.03	1.67	1.2	1.3	1.2	1.2
Nb	12	30.2	25.5	27.9	36	19	19	25	27	27	25	20
Hf	5.7	7.4	2.5	3.4	8.5	3.3	8	7.8	8.3	7.9	7.5	3.8
Zr	237	461	399	360	380	185	383	369	395	384	367	164
Y	16	54	48	36	84	27	51	41	42	41	36	28
Th	6.8	3.47	2.61	3.41	3.7	1.4	2.9	3	3.2	3.2	3.1	1.6
Cr	94	119	110	87	63	140	84	92	81	83	74	112
La	43.9	102.7	86.9	84.5	104	40	136	104	76.6	77.1	80.6	42.8
Ce	77	204.7	164	168	186	76	217	201	148	145	151	91.3
Pr	9.37	20.13	16.53	16.65	23.8	11	26.6	23.8	19.5	19.6	19	11.8
Nd	30.6	91.7	75.2	72.7	95	45	108	97	70.4	70	66.8	45.1
Sm	5	16.2	13.7	12.2	17	8.5	17	16	12	11.7	10.6	8
Eu	1.4	4.81	4.02	3.52	4.81	2.52	4.45	4.46	3.58	3.43	3	2.88
Gd	4	14.5	12.8	11.2	15	6.8	12	11	10.1	9.7	8.7	6.8
Tb	0.6	2	1.8	1.4	2.2	1	1.7	1.6	1.5	1.4	1.3	1
Dy	3.3	10	8.9	6.8	12	5.5	8.9	7.6	8.1	7.7	6.8	5.8
Ho	0.6	1.9	1.8	1.3	2.4	1	1.6	1.4	1.5	1.5	1.3	1.1
Er	1.8	5.4	5.2	3.7	7.1	2.9	4.6	3.7	4.3	4	3.6	3
Tm	0.27	0.65	0.59	0.45	0.94	0.39	0.61	0.49	0.57	0.56	0.51	0.41
Yb	1.8	4.5	3.8	3	5.5	2.4	3.5	2.9	3.5	3.4	3.1	2.5
Lu	0.27	0.73	0.6	0.47	0.85	0.34	0.57	0.45	0.52	0.49	0.46	0.36

Tabela 4 – Valores retirados do trabalho de Almeida et al. (2002) referentes as amostras do Andesito Rodeio Velho.

Relações bivariantes mostram que Fe₂O₃, MgO, TiO₂ e CaO são negativamente correlacionados com SiO₂, enquanto que TiO₂ possui uma correlação positiva com Al₂O₃. As relações entre SiO₂-Na₂O e SiO₂-K₂O mostram-se aglomeradas (não dispersas) apesar da mobilidade de Na e K durante transformações diagenéticas e/ou neoformação de argilominerais (Fig. 20). Em termos de elementos maiores, os arenitos analisados do Alogruppo Guaritas apresentam uma composição geoquímica bastante uniforme; e comparando-os com a média da composição química de arenitos mundiais de Taylor &

McLennan (1985) os arenitos estudados são caracterizados pelos baixos conteúdos de Na₂O, MgO, Al₂O₃, P₂O₅, TiO₂, MnO e Fe₂O₃ (Tab. 5).

Média da composição química de arenitos mundiais					
Na ₂ O	3,74	Fe ₂ O ₃	6,84	Br	5,0
MgO	6,84	V	155,0	Rb	68,0
Al ₂ O ₃	14,8	Cr	58,0	Sr	163,0
SiO ₂	53,0	Co	30,0	Y	35,0
P ₂ O ₅	0,180	Ni	13,0	Zr	186,0
SO ₃	0,010	Cu	57,0	Nb	30,0
K ₂ O	1,42	Zn	184,0	Mo	20,0
CaO	1,52	Sc	12,0	Sn	3,0
TiO ₂	0,623	Ga	18,0	Sb	16,0
MnO	0,171	As	6,0	Ba	529,0

Tabela 5 – Valores referentes à média da composição química de arenitos mundiais retirados de Taylor & McLennan (1985).

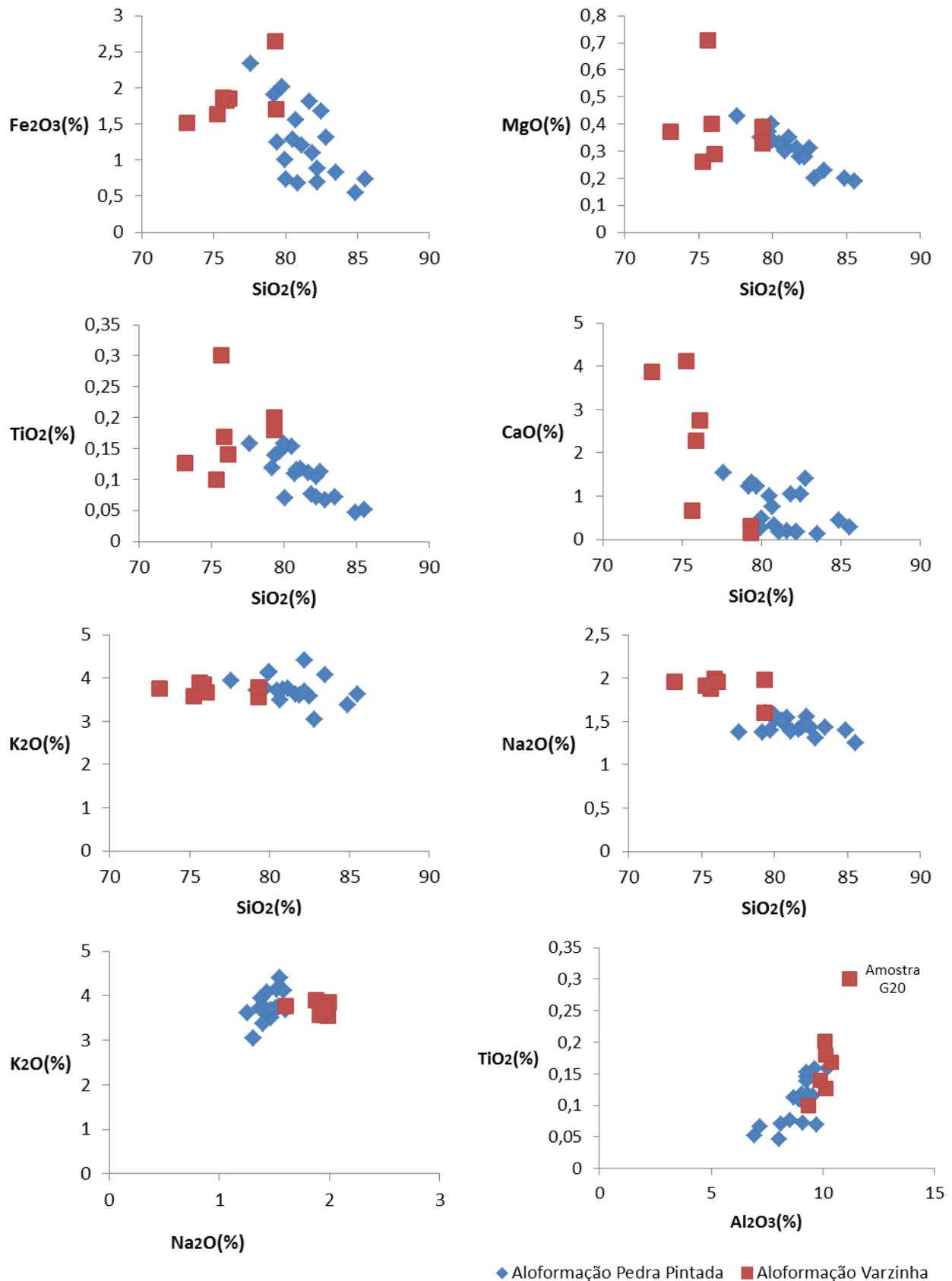


Figura 20 – Relações bivariantes dos elementos maiores para as amostras de arenitos pertencentes ao Alogruppo Guaritas; quadrados vermelhos correspondem as amostras da Aloformação Varzinha e losangulos azuis são as amostras da Aloformação Pedra Pintada.

De uma forma geral, em termos de elementos traço, em comparação com os valores da crosta continental superior (CCS), os arenitos analisados do Alogruppo Guaritas mostram-se fortemente empobrecidos em Co, V, Sr, Zr, Y, Nb, Hf, Th e U. Além disso, os valores muito baixos de Sc (entre 1 e 2 ppm) e as razões Th/Sc relativamente altas (entre 3 e 8) confirmam a natureza bastante diferenciada das rochas fonte.

O conteúdo de todos os elementos terras raras (ETR) apresentam-se muito baixos, com somatório (Σ ETR) em geral abaixo de 100 ppm. Os padrões de ETR, normalizados em relação ao condrito de Evensen *et al.* (1978), mostram enriquecimento em ETR leves, com razões La(N)/Sm(N) entre 3,7 e 6,1 e padrões mais suaves para ETR pesados, com razões Gd(N)/Yb(N) entre 1,0 e 2,7; além da presença de anomalias de Eu moderadas como mostra a figura 21:

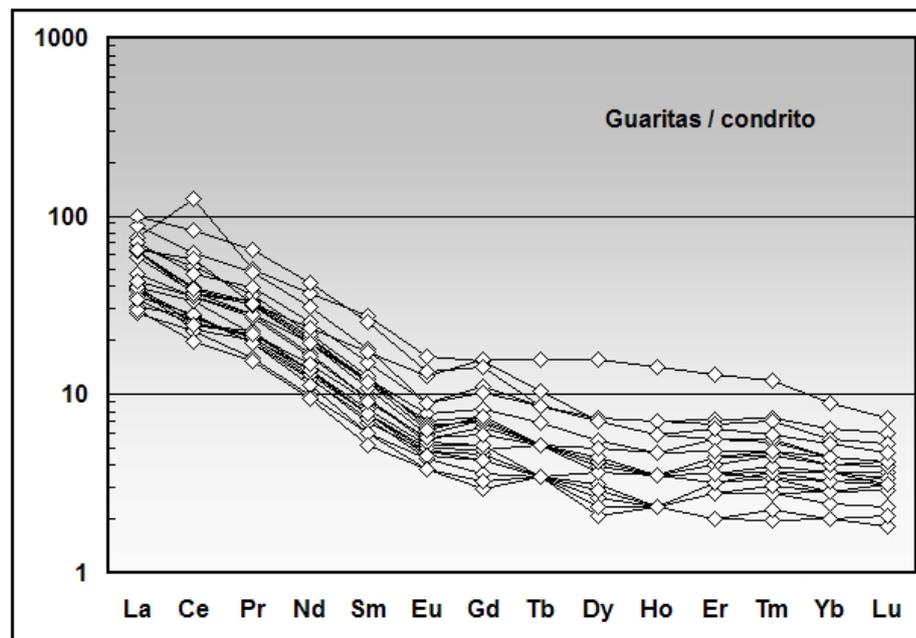


Figura 21 - Diagrama de ETRs normalizados ao condrito de Evensen *et al.* (1978) para as amostras analisadas do Alogruppo Guaritas (retirado de Borba *et al.*, 2009).

5.2 Estratigrafia química

A Estratigrafia Química ou Químioestratigrafia envolve a aplicação dos dados da geoquímica inorgânica para compreender e caracterizar as variações composicionais existentes nas rochas sedimentares como consequência de mudanças ocorridas no ambiente durante a deposição e diagênese. De uma forma geral, a caracterização químioestratigráfica é o zoneamento de uma sequência em termos de suas características químicas, enquanto que correlação químioestratigráfica é a extensão deste zoneamento químico de um ponto

geográfico para outro, ou melhor, de afloramento para afloramento. A técnica da estratigrafia química tem sido muito utilizada na indústria do petróleo para definir arcabouços de correlação quimioestratigráfica entre seções em poços. Observa-se, neste caso, que a correlação obtida é de alta resolução quando comparada a outras técnicas estratigráficas (Ehrenberg & Siring, 1992).

A estratigrafia química inicialmente foi aplicada a carbonatos e rochas sedimentares de granulometria muito fina. No entanto, rochas sedimentares siliciclásticas de granulometria mais grossa também têm sido tentativamente utilizadas. Neste caso torna-se interessante, pois, estas rochas, muitas vezes apresentam precariedade de dados geofísicos ou de uma bioestratigrafia precisa dificultando a análise de bacias sedimentares.

Esta técnica é de grande interesse, pois pode ser aplicada em diversas áreas, como na Geologia do Petróleo auxiliando na identificação de eventos anóxicos, na caracterização de rochas geradoras e correlação estratigráfica; como também na Sedimentologia em estudos de proveniência de sedimentos; e na Paleoceanografia e na Paleoclimatologia em estudos paleoambientais. A aplicação desta técnica na prospecção de petróleo, principalmente quando a bioestratigrafia e os perfis geofísicos não demonstram resolução adequada, como é o caso de camadas espessas de arenitos e carbonatos e sequências sedimentares não fossilíferas ou pobres em fósseis, vem obtendo sucesso e o uso na área de geologia econômica, com intuito de compreender e caracterizar os ambientes e proveniência de sedimentos e os controles sedimentológicos que levaram a concentração de determinados minérios é uma área potencial para o método.

A caracterização quimioestratigráfica do Alogrupo Guaritas na área estudada através da utilização do software (demo) QuimioEstrat de acordo com Denalle (2008) é apresentada nas figuras 22, 23, 24 e 25. De acordo com as variações no padrão dos resultados das análises geoquímicas dos elementos maiores, traços e elementos terras raras, foram demarcadas cinco unidades quimioestratigráficas (linhas verdes). A seguir está a descrição destas unidades com base nas variações dos elementos analisados:

- **Unidade Quimioestratigráfica 1:** é constituída pelo intervalo entre as amostras G1 e G4 pertencentes à Aloformação Pedra Pintada. Esta unidade corresponde a dois *sets* basais dessa aloformação. Ela foi demarcada devido a um decréscimo no conteúdo de sílica e de sódio e um incremento no conteúdo de ferro, manganês, magnésio, cálcio, titânio e fósforo.

- **Unidade Quimioestratigráfica 2:** abrange o intervalo entre as amostras G5 e G10 e seu topo corresponde a base do sexto *set* da Aloformação Pedra Pintada. Ela foi demarcada no

topo devido ao decréscimo do teor de sílica e ao incremento nos teores de todos os outros elementos maiores analisados.

- **Unidade Químioestratigráfica 3:** é constituída pelo intervalo entre as amostras G11 e G15 e foi delineada pelo decréscimo da sílica e do manganês e pelo aumento do conteúdo de fósforo, titânio, alumínio, ferro, magnésio e sódio.

- **Unidade Químioestratigráfica 4:** corresponde ao intervalo entre as amostras G16 e G20. A amostra G20 assinala o início da deposição da Aloformação Varzinha e foi a que mostrou uma “quebra” mais significativa dos elementos conforme pode ser observado na figura 15. A unidade químioestratigráfica 4 é a transição da Aloformação Pedra Pintada para a Aloformação Varzinha.

- **Unidade Químioestratigráfica 5:** correspondente ao intervalo entre as amostras G21 e G26 e foi demarcada pelo aumento de alumínio, ferro, magnésio, sódio, titânio e fósforo. Esta unidade corresponde à Aloformação Varzinha.

Todas estas unidades químioestratigráficas foram demarcadas devido a uma “quebra” geral na maioria dos valores obtidos pelas análises geoquímicas (concentrações dos elementos químicos). Verifica-se então que quatro dessas unidades correspondem a Aloformação Pedra Pintada e uma (situada no topo) refere-se à Aloformação Varzinha. Essa divisão provavelmente reflete variações na rocha fonte (como, por exemplo, maior ou menor teor de feldspatos e de fragmentos líticos), pois os eventos diagenéticos são semelhantes nestas duas sequências deposicionais estudadas.

Secundariamente, foram demarcadas outras duas unidades químioestratigráficas (linhas azuis), porém elas não ficam bem caracterizadas provavelmente devido ao número de amostras utilizadas e/ou aos limites de detecção dos elementos geoquímicos.

É importante salientar que os onze *sets* que compõem a Aloformação Pedra Pintada são semelhantes vistos em campo e estudados petrograficamente, mas notam-se com a aplicação da Estratigrafia Química, diferenças geoquímicas marcantes.

A “quebra” químioestratigráfica 5 inicia com a amostra G 20 correlacionada ao início da Aloformação Varzinha. Isto é evidenciado pela provável mudança de área(s) fonte(s), pela diferença de granulometria entre as amostras da Aloformação Pedra Pintada e Varzinha apesar de as amostras serem petrograficamente semelhantes e possuírem alterações diagenéticas idênticas.

A figura 14 referida anteriormente compreende fotos de algumas amostras que caracterizam essas “quebras” nos gráficos.

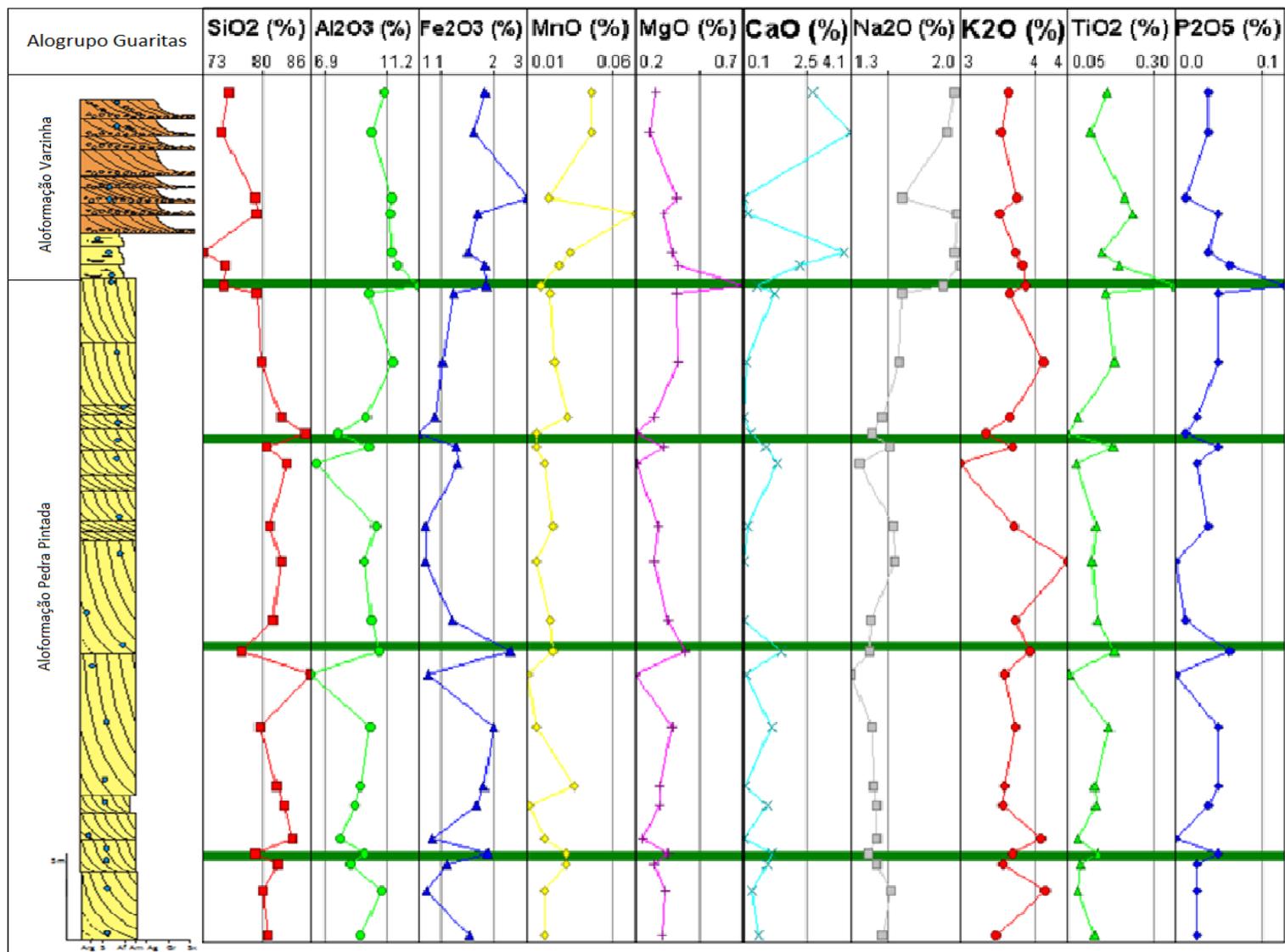


Figura 22 – Caracterização quimioestratigráfica dos elementos maiores do Alogrupo Guaritas na área estudada (modif. Denalle, 2008).

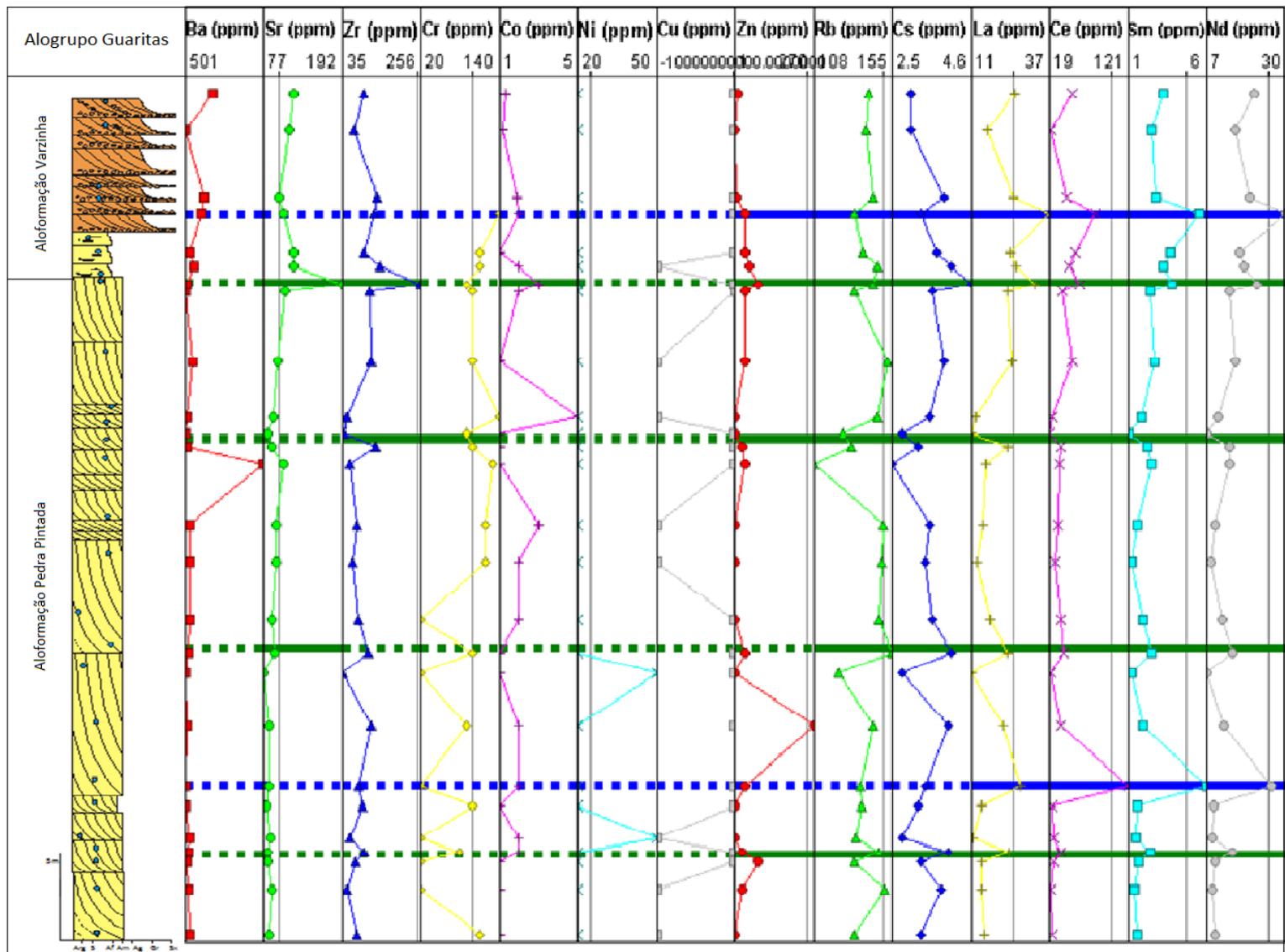


Figura 23 – Caracterização quimioestratigráfica dos elementos menores e traço do Alogrupo Guaritas na área estudada (modif. Denalle, 2008).

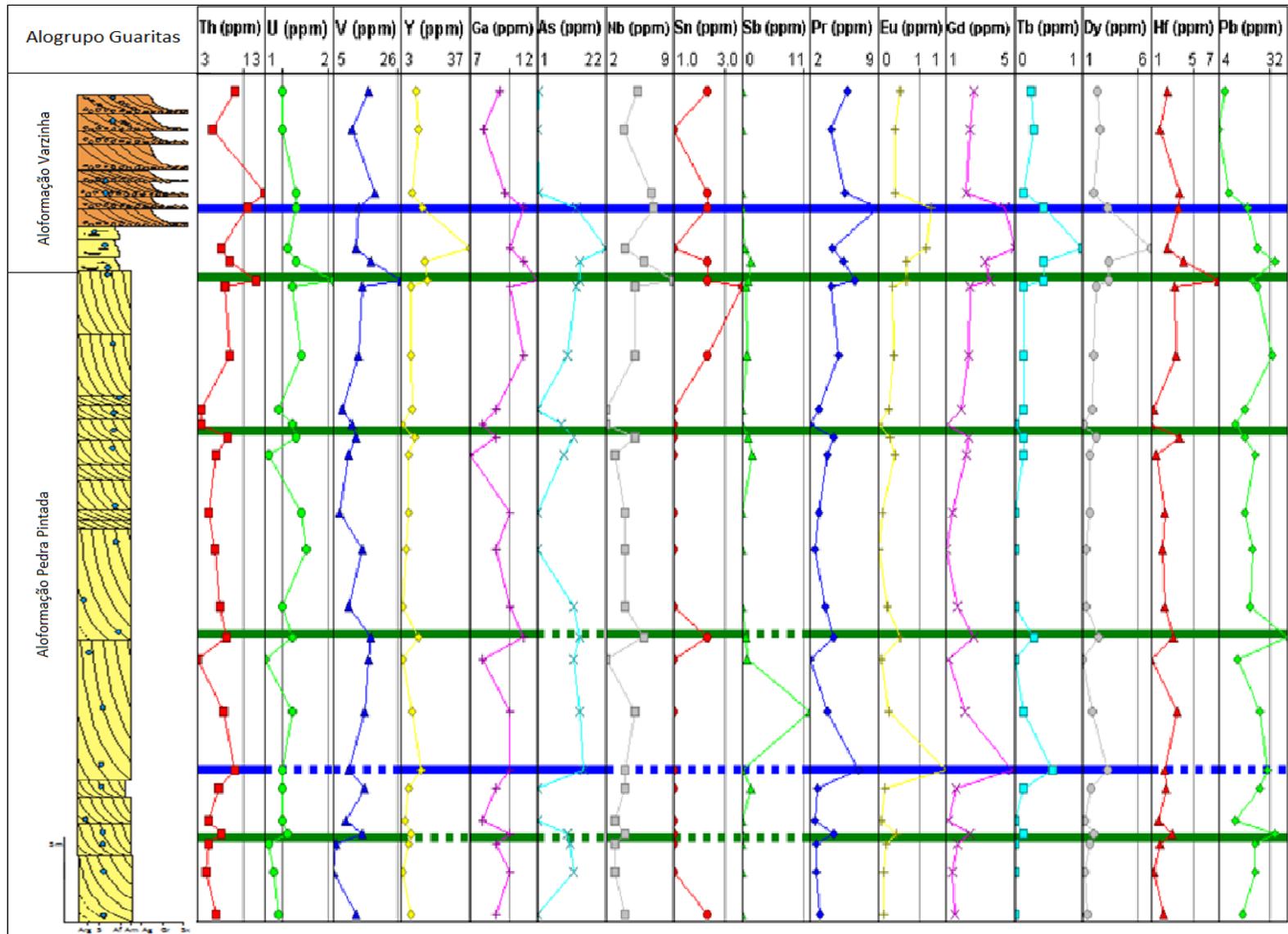


Figura 24 – Caracterização quimioestratigráfica dos elementos menores e traço do Alogrupo Guaritas na área estudada (modif. Denalle, 2008).

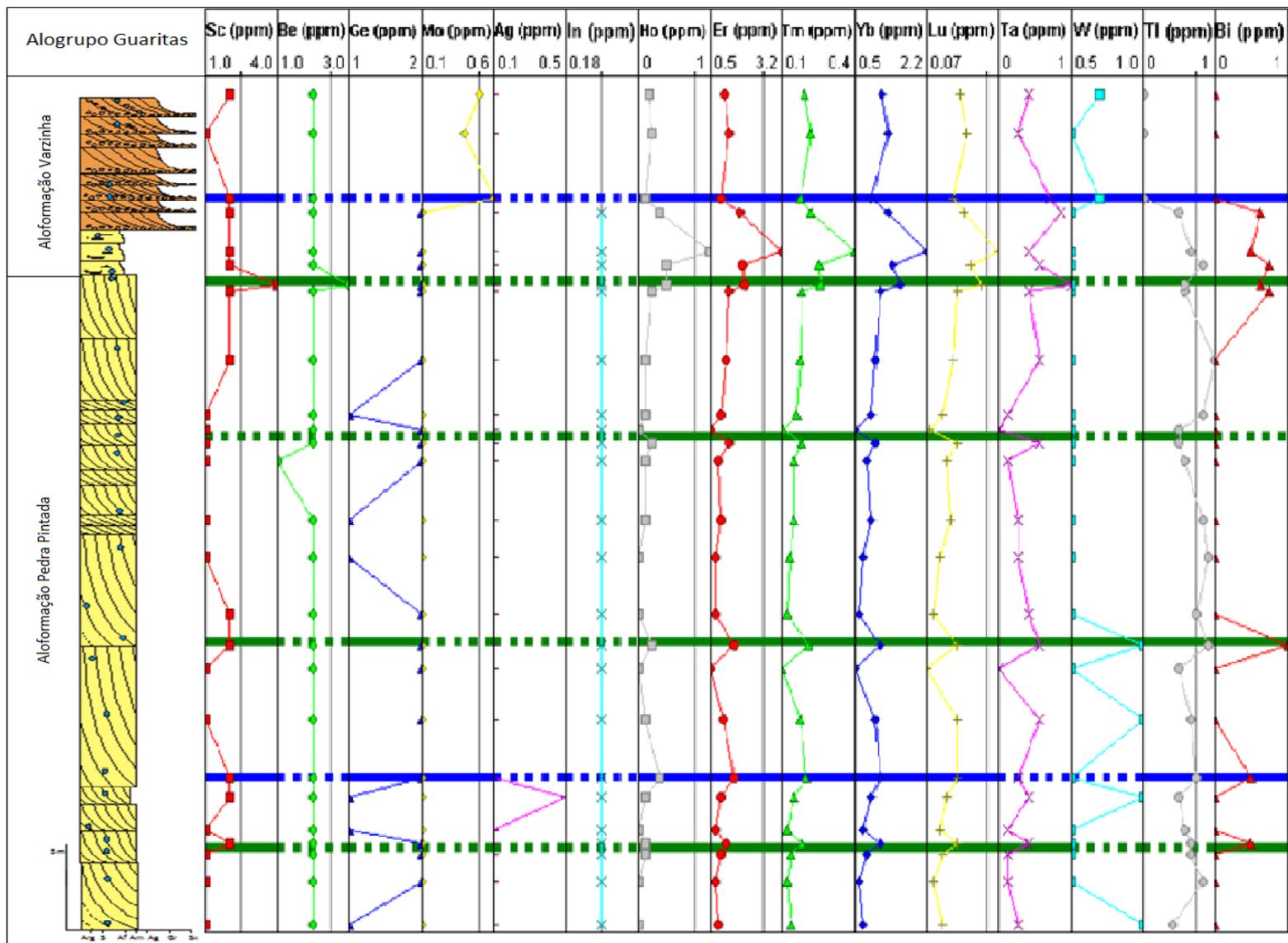


Figura 25 – Caracterização quimioestratigráfica dos elementos menores e traço do Alogrupo Guaritas na área estudada (modif. Denalle, 2008).

5.3 Proveniência

Entre os fatores que controlam a composição química das rochas sedimentares siliciclásticas está a composição química das rochas fonte dos sedimentos. Embora processos como intemperismo, reciclagem sedimentar e diagênese também tenham sido considerados como possíveis modificadores de informações geoquímicas sobre a área fonte, ainda assim, os elementos traço como também os elementos terras raras (ETR) e o Th refletem mais aqueles processos associados às rochas fonte do que aos processos sedimentares posteriores. Esses elementos são considerados como sendo relativamente insolúveis e assim as composições originais destas rochas não são modificadas durante intemperismo, erosão e transporte a partir das áreas fontes para o ambiente deposicional (Taylor *et al.*, 1986).

Elementos traço como Th, Zr, Hf e os elementos terras raras (ETR) bem como as razões Th/Sc e Cr/Th e as composições isotópicas Nd e Sr tem sido consideradas como ferramentas úteis para a determinação da composição da área fonte dos sedimentos (Taylor & McLennan, 1985; Basu *et al.*, 1990; Condie & Wronkiewicz, 1990; McLennan *et al.*, 1993; Fedo *et al.*, 1996; Hassan *et al.*, 1999; Cullers, 2000; Condie *et al.*, 2001; Lee, 2002; Roddaz *et al.*, 2006 entre outros). Entretanto, a influência de processos sedimentares na composição química dos sedimentos precisa ser cuidadosamente avaliada para assim discutir a proveniência dos sedimentos analisados e suas possíveis áreas fonte.

A seleção mineralógica pode influenciar a composição química dos sedimentos porque ela favorece acumulações de minerais como zircão, monazita ou plagioclásios (McLennan *et al.*, 1993) em sedimentos de granulometria grossa. Enriquecimento em zircão causará enriquecimento nos elementos terras raras pesados (HREE – Tb, Dy, Ho, Er, Lu e Yb) sobre os elementos terras raras leves (LREE – La, Ce, Pr, Nd, Pm) e altas concentrações em Zr e Hf. As concentrações de HREE nas amostras da Aloformação Varzinha são relativamente maiores que nas amostras da Aloformação Pedra Pintada. A média da concentração de Zr e Hf na Aloformação Varzinha é, respectivamente, 132 ppm e 3,8 ppm; e na Aloformação Pedra Pintada, a média da concentração de Zr é 80 ppm e a de Hf é 2,5 ppm. Isso sugere que o enriquecimento em zircão foi menor na Aloformação Pedra Pintada que na Aloformação Varzinha.

As razões Th/Sc e Zr/Sc são consideradas como forte indicadores de proveniência (McLennan *et al.*, 1990). A razão Th/Sc pode ser considerada como um índice de fracionamento de rochas fonte magmáticas porque o Th é um elemento incompatível, enquanto o Sc é compatível (mobilizado) durante a diferenciação magmática. A razão Zr/Sc é

utilizada como um índice de enriquecimento de zircão visto que esse mineral é fortemente enriquecido em Zr, e o Sc preserva a assinatura das rochas fonte, mostrando o grau de retrabalhamento das rochas sedimentares siliciclásticas. O valor da razão Th/Sc para a Crosta Continental Superior é 1 (Taylor & McLennan, 1985). Os valores elevados desta razão (entre 3 e 8) para as amostras pertencentes ao Alogruppo Guaritas neste estudo são uma indicação de fontes típicas da Crosta Continental Superior (CCS). A adição de zircão pelo processo de seleção mineralógica e/ou reciclagem sedimentar de depósitos sedimentares pré-existentes pode resultar em um acréscimo na razão Zr/Sc dos arenitos estudados exemplificado pela seta como mostra a figura 26.

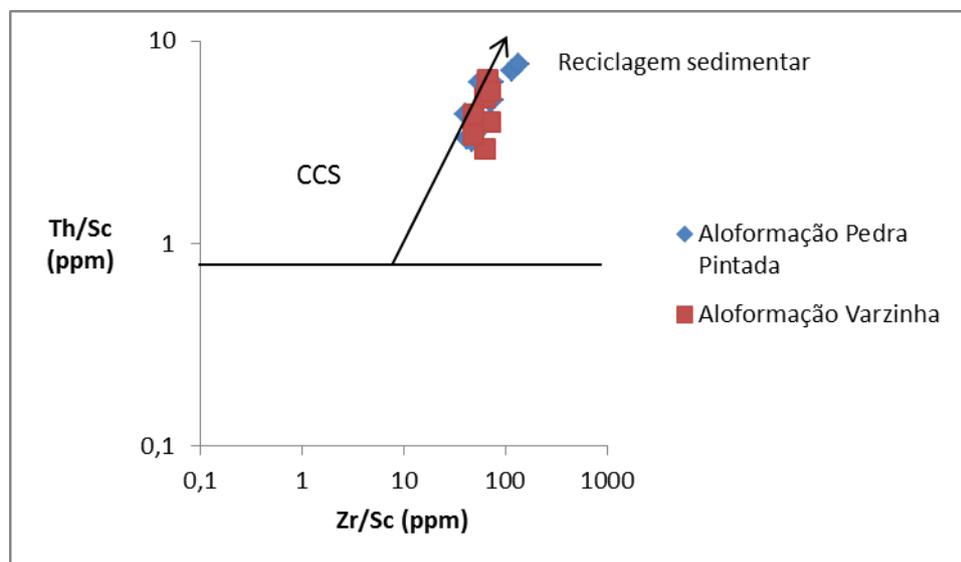


Figura 26 – Gráfico Th/Sc versus Zr/Sc para as amostras analisadas. Amostras plotadas ao longo da seta de reciclagem sedimentar são enriquecidas em minerais pesados, especialmente em zircão devido à seleção mineralógica e a reciclagem sedimentar.

Assim, de modo geral, os arenitos do Alogruppo Guaritas mostram razões Th/Sc e Zr/Sc elevadas indicando fontes félsicas predominantemente e fontes sedimentares pré-existentes para as amostras analisadas.

Como a composição química das amostras representa sua mineralogia primária, em muitos casos, ela é sujeita a intensidade de intemperismo químico pré e pós deposicional. Button & Tyler (1979) notaram que cátions com raio iônico maior como Al, K, Mg, Cs e Rb são frequentemente retidos nos perfis de intemperismo enquanto cátions com raio iônico menor, como Na, Ca e Sr são rapidamente transportados como íons dissolvidos. A quantidade de elementos dissolvidos é proporcional à extensão do intemperismo (Condie *et al.*, 1992).

Para quantificar o grau de intemperismo, Nesbitt & Young (1982) propuseram o Índice Químico de Alteração (IQA) ou Chemical Index of Alteration (CIA). Optou-se para este trabalho o uso da sigla CIA. Este índice calcula o grau de intemperismo dos feldspatos relativo aos protólitos não alterados e é calculado utilizando proporções moleculares como mostrado na equação abaixo:

$$\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \times 100$$

Nesta equação CaO^* é o conteúdo de CaO incorporado nos silicatos da rocha. O valor de CaO^* é igual ao valor de CaO se $\text{CaO} \leq \text{Na}_2\text{O}$. Se o valor de CaO for maior que o valor de Na_2O , assumimos que a concentração de CaO é igual a de Na_2O (Bock *et al.*, 1998). O valor de CIA para plagioclásios e feldspatos potássicos não alterados é aproximadamente igual a 50 como nas rochas não alteradas da crosta continental superior. Baixos valores de CIA indicam um baixo grau de intemperismo sobre a área fonte.

Os resultados obtidos para as amostras do Alogruppo Guaritas estão entre 55,8 e 64,7 (Fig. 27). Estes resultados são indicativos de um grau de intemperismo baixo a moderado. Como dito anteriormente, nas amostras em que houve muita perda ao fogo e onde o valor do CaO é superior ao valor do Na_2O (amostras G10, G14, G21, G22, G26 e G28) foi realizado o procedimento de substituição do valor do CaO pelo valor do Na_2O . Isto é recomendado devido à presença de calcita diagenética nas amostras, que não é de interesse para este estudo.

O índice CIA para o Alogruppo Guaritas é bastante uniforme e baixo, indicando predomínio de intemperismo físico de desagregação das rochas-fonte compatível com o clima semiárido sugerido por De Ros *et al.* (1994). A pequena variação no CIA relativo as duas aloformações indica que a alteração na rocha fonte foi semelhante para estas duas sucessões.

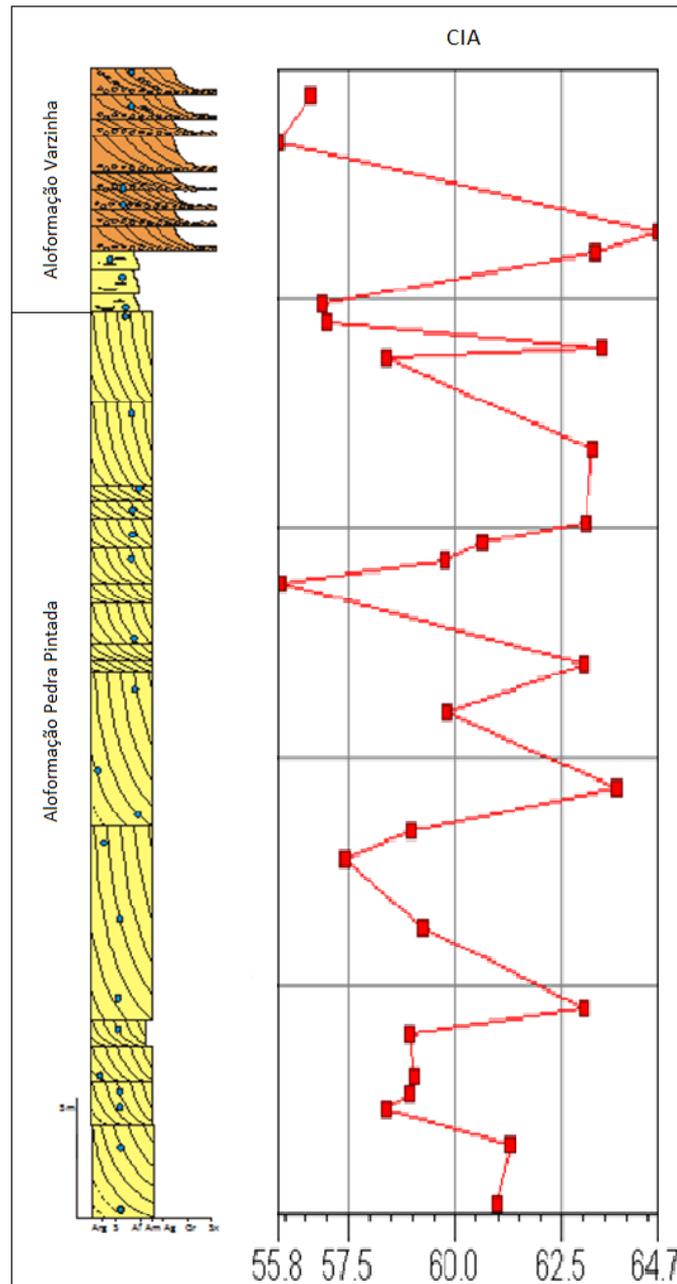


Figura 27 – Grau de intemperismo das amostras estudadas pertencentes ao Alogruppo Guaritas.

Assim como acontece com os elementos menores e traço, é possível inferir medidas relativas à proveniência das rochas sedimentares siliciclásticas utilizando razões com elementos maiores. Estas relações indicam a possibilidade de áreas fontes mais diferenciadas na Aloformação Pedra Pintada que na Aloformação Varzinha. Isto se evidencia pela queda no teor de sílica (SiO_2) acompanhada por um incremento no teor de alumínio (Al_2O_3) em direção ao topo que corresponde à Aloformação Varzinha. Isso pode ser observado na razão $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Fig. 28) que fica sistematicamente superior a 8 (chegando a 12,3) na sequência eólica e sistematicamente abaixo de 8 (chegando até 6,7) na sequência fluvial. Este fato pode

ser uma indicação da presença de fontes mais diferenciadas ou com maior retrabalhamento sedimentar na Aloformação Pedra Pintada, com aporte de fontes menos diferenciadas na Aloformação Varzinha. Borba (com. verbal) sugere a hipótese de que os processos eólicos tenham promovido uma retirada seletiva do Al_2O_3 através da extração dos argilominerais, mais facilmente colocados em suspensão pelo vento. Na porção fluvial, superior, pode estar materializada a composição original da rocha fonte. Destaca-se que para o índice CIA não são observadas diferenças marcantes podendo ser indício de que os processos de alteração na rocha fonte foram semelhantes para as duas sucessões.

Da mesma forma, como dito anteriormente, a relação K_2O/Na_2O fica acima de 2,32 na sequência eólica (máximo de 2,9) e abaixo de 2,3 (mínimo de 1,8) na sequência fluvial, indicando também a possibilidade de fontes mais diferenciadas na base. Contribuem para esta interpretação também os teores absolutos de Na_2O , maiores na sequência do topo, e os teores absolutos de TiO_2 , que também crescem na Aloformação Varzinha em relação a Aloformação Pedra Pintada.

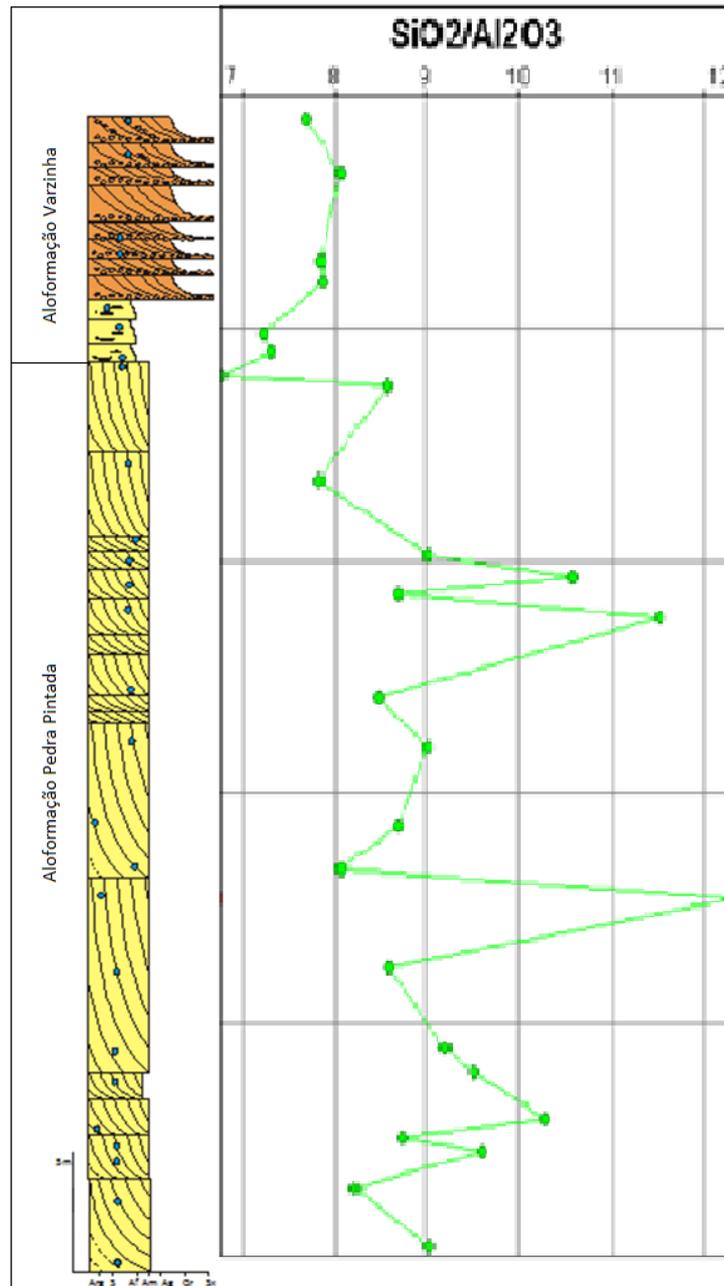


Figura 28 – Razão SiO_2/Al_2O_3 das amostras analisadas. Os pontos azuis correspondem aos locais da amostragem no perfil estratigráfico realizado e referem-se aos respectivos pontos nos gráficos.

Como visto anteriormente, a geoquímica de rochas sedimentares siliciclásticas pode refletir a assinatura dos materiais parentais (Taylor & McLennan, 1985; McLennan, 1989), e a literatura fornece muitos exemplos de maneiras para interpretar os dados geoquímicos e assim entender a proveniência das rochas sedimentares (Bhatia & Taylor, 1981; Bhatia, 1983, 1985; Roser & Korsch, 1986; Merodio & Spalletti, 1990; McLennan & Taylor, 1991; Zimmermann & Bahlburg, 2003). Como a composição química é também uma função do intemperismo, transporte e diagênese, muita ênfase tem sido dada nos elementos imóveis como Cr, Co, Th, Y, Th, Zr, Hf, Nb e Sc. A baixa mobilidade destes elementos durante os processos

sedimentares permite e habilita uma melhor discriminação da proveniência e do ambiente tectônico (Taylor & McLennan, 1985; Bhatia & Crook, 1986; McLennan, 1989; Condie, 1993; Asiedu *et al.*, 2004).

Relações com os elementos potássio (K), urânio (U) e tório (Th) podem ser utilizadas para interpretações paleoambientais e paleoclimáticas se comparando razões Th/K e Th/U (modif. Pierini, 2001).

Esses elementos geoquímicos são muito importantes para questões de proveniência e para o entendimento do seu comportamento em ambiente sedimentar torna-se necessário conhecer os lugares onde estes podem estar nas rochas sedimentares. O potássio é comum em muitos sedimentos associado com feldspatos, micas, argilominerais e sais de cloretos. O urânio e o tório estão em inúmeros minerais hospedeiros incluindo feldspatos, minerais pesados, fosfatos e matéria orgânica. Em rochas argilosas situam-se especialmente nos argilominerais e na matéria orgânica. Chamberlain (1984) mostra ainda que existe uma relação entre a presença de caulinita e ilita detrítica com Th.

O potássio é abundante nas rochas e considerado como relativamente solúvel em soluções aquosas enquanto que o U e o Th são menos abundantes, porém o U também é considerado como solúvel. Assim, K e U podem ser mais facilmente removidos dos solos durante um processo de intemperismo enquanto o Th será concentrado em minerais pesados e argilominerais.

Parkinson (1996) utilizou estas considerações para a geoquímica de solos e também forneceu ideia da variação destes elementos durante o intemperismo e processos posteriores (erosão, transporte, deposição e diagênese). Isto possibilitou verificar que a partição do U, K e do Th ocorre durante o intemperismo e será detectada nas rochas sedimentares associadas. Se este modelo de mobilidade funcionar, é possível então detectar trocas relativas no clima e nos padrões de intemperismo a partir dos dados de K, Th e U. O autor citado acima mostra que os índices Th/K e Th/U são indicadores de paleoclima; altos valores destas relações mostram que o K e o U foram lixiviados, ou seja, clima mais úmido.

Observa-se ainda que a presença de muita caulinita, argilomineral presente em solos e associado com climas quentes e úmidos irá mostrar relação com elevadas razões Th/K e Th/U. Assim, altas razões Th/U têm sido relatadas como sendo características de depósitos continentais; e baixas razões Th/U como sendo reflexo da formação de grande quantidade de U autigênico sob condições anóxicas em argilitos marinhos.

No caso das vinte e seis amostras do Alogruppo Guaritas, os resultados da relação Th/K e Th/U são apresentados na figura 29. Pela análise destas relações através do gráfico a seguir,

é possível observar que há amostras onde o Th se encontra relativamente mais elevado e, como normalmente o K e o U são mais solúveis, essas amostras assinalam intervalos onde se teve uma maior quantidade de processos intempéricos, podendo significar a presença de maior umidade no ambiente ou uma maior quantidade de minerais pesados. As amostras G7, G14, G20, G24 e G26 apresentam altas razões Th/U e Th/K, que indicam que nestes pontos houve uma maior lixiviação dos elementos U e K. A presença de caulinita, argilomineral associado a processos de lixiviação, é confirmada pela difração de raios X e corrobora estes resultados.

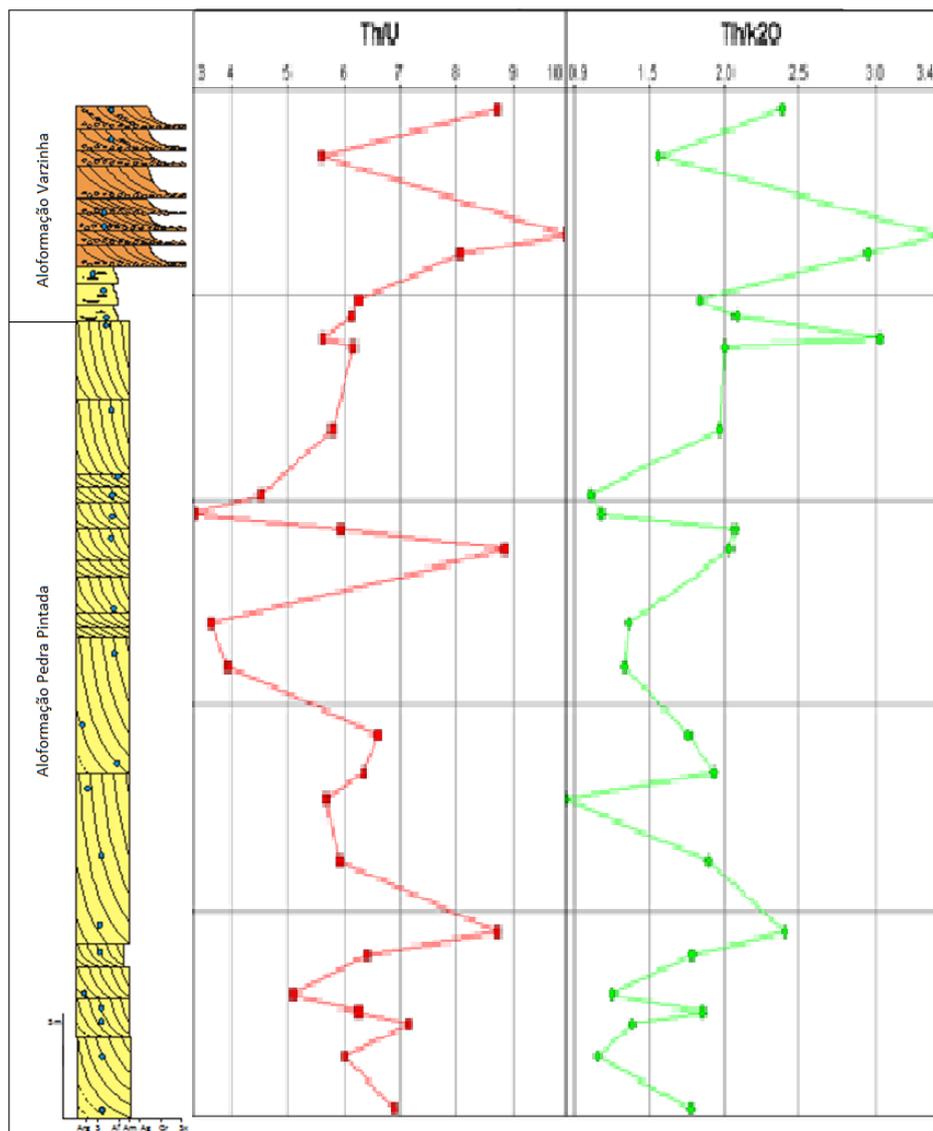


Figura 29 – Razões Th/U e Th/K₂O das amostras analisadas. Os pontos azuis correspondem aos locais da amostragem no perfil estratigráfico realizado e referem-se aos respectivos pontos nos gráficos.

As variações geoquímicas entre elementos como Th e La (indicativos de uma fonte félsica) e Sc (indicativo de uma fonte máfica) têm sido utilizadas para a distinção entre proveniência félsica e máfica por vários autores como McLennan *et al.*, 1980. A relação

Th/Sc é indicativa de processos da rocha fonte e não é afetada por processos sedimentares (Taylor & McLennan, 1985). As razões Th/Sc são elevadas, o que denota reciclagem de sedimentos compatível com o Alogruppo Guaritas que se insere na fase final da Bacia do Camaquã (Borba & Mizusaki, 2011).

Nos diagramas ternários La-Th-Sc e Th-Zr-Sc, utilizados precisamente para discriminar proveniência félsica e máfica de rochas sedimentares siliciclásticas, as amostras estudadas posicionam-se no centro do campo da margem passiva, tornando esta unidade a mais evoluída em termos de composição geoquímica que as demais unidades da Bacia do Camaquã. As demais unidades estão discriminadas nos diagramas abaixo (Borba & Mizusaki, 2011) (Fig. 30) juntamente com as amostras referentes ao Alogruppo Guaritas, ilustrando as características geoquímicas da Bacia do Camaquã.

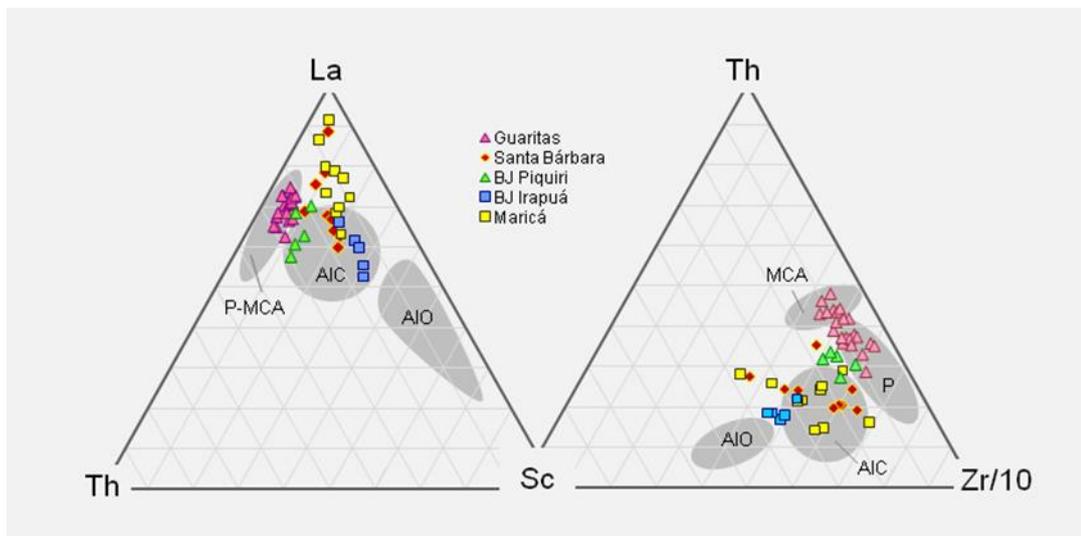


Figura 30– Diagramas de discriminação tectônica de ambientes sedimentares (Bhatia & Crook, 1986), com plotagem dos resultados obtidos para as unidades da Bacia do Camaquã (retirado de Borba & Mizusaki, 2011).

Segundo Borba *et al.* (2009), a integração destas informações permite inferir que as áreas fonte do Alogruppo Guaritas seriam constituídas, sobretudo pelos granitoides ácidos que compõem o terreno Pelotas, a leste do setor de afloramento da unidade sedimentar. Uma contribuição predominantemente provinda de leste já havia sido proposta por Borba *et al.* (2003) com base em análise de pelitos através da metodologia Rb-Sr. A homogeneização da composição geoquímica dos sedimentos, após seu aporte lateral por meio de processos aluviais, poderia ser resultado do retrabalhamento eólico, processo sedimentar dominante no registro estratigráfico da Formação Guaritas (Paim & Scherer, 2008). A ação do vento deve ter sido responsável, também, pela retirada seletiva dos argilominerais (fases ricas em

elementos traço e ETR) por deflação eólica, resultando nos baixos conteúdos de ETR, Co, V, Sr, Zr, Y, Nb, Hf, Th e U nos arenitos analisados, conforme sugerido por Denalle (2008).

A leste, a bacia deposicional do Alogruppo Guaritas teria uma borda composta quase que exclusivamente por granitoides ácidos, de origem crustal, componentes do domínio Pelotas, do Neoproterozóico. A uniformidade da área fonte foi aprofundada, ainda, pelo retrabalhamento eólico dos sedimentos, que também promoveu a depleção dos depósitos em argilominerais e, conseqüentemente, nos conteúdos de elementos traço e terras raras (Borba *et al.*, 2009).

Vários autores (Bhatia, 1983; Roser & Korsch, 1986; McLennan *et al.*, 1990) tem utilizado a composição química de arenitos para discriminar ambientes tectônicos. Três ambientes tectônicos (margem continental passiva, margem continental ativa e arco de ilhas oceânico) são reconhecidos no diagrama de discriminação tectônica K_2O/Na_2O-SiO_2 de Roser & Korsch (1986). Os campos são baseados em pares arenito-siltito antigos e sedimentos modernos de ambientes tectônicos conhecidos. Neste diagrama, as amostras do Alogruppo Guaritas posicionam-se exclusivamente no campo da margem passiva como mostra a figura 31. De acordo com Roser & Korsch (1986), sedimentos da margem passiva são ricos em quartzo derivados de áreas continentais estáveis e depositados em bacias intracratônicas ou em margens continentais passivas.

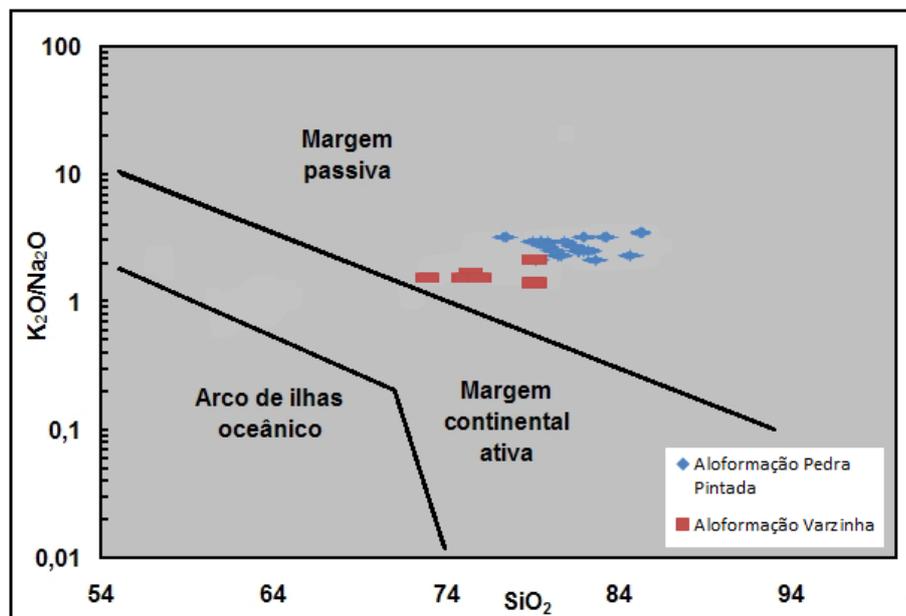


Figura 31 – Diagrama de discriminação tectônica K_2O/Na_2O-SiO_2 de Roser & Korsch (1986) ressaltando as amostras analisadas do Alogruppo Guaritas no campo da Margem Passiva (retirado de Borba *et al.*, 2009).

Igualmente nos diagramas envolvendo o parâmetro $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T})+\text{MgO}$ em relação a TiO_2 (Bhatia, 1983) (Fig. 32) e $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (Fig. 33) (Maynard *et al.*, 1982; Roser & Korsch, 1986) a uniformidade é evidente; e os baixos teores de ferro, magnésio, titânio e alumínio levam as amostras ao campo da margem passiva no primeiro diagrama.

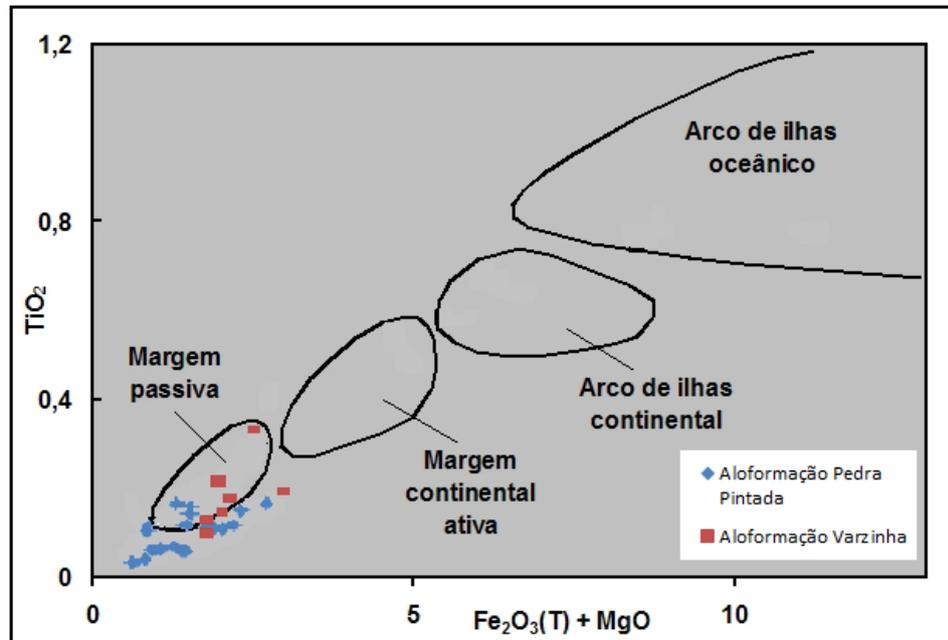


Figura 32 – Diagrama de ambientação tectônica englobando elementos maiores (Bhatia, 1983) (retirado de Borba *et al.*, 2009).

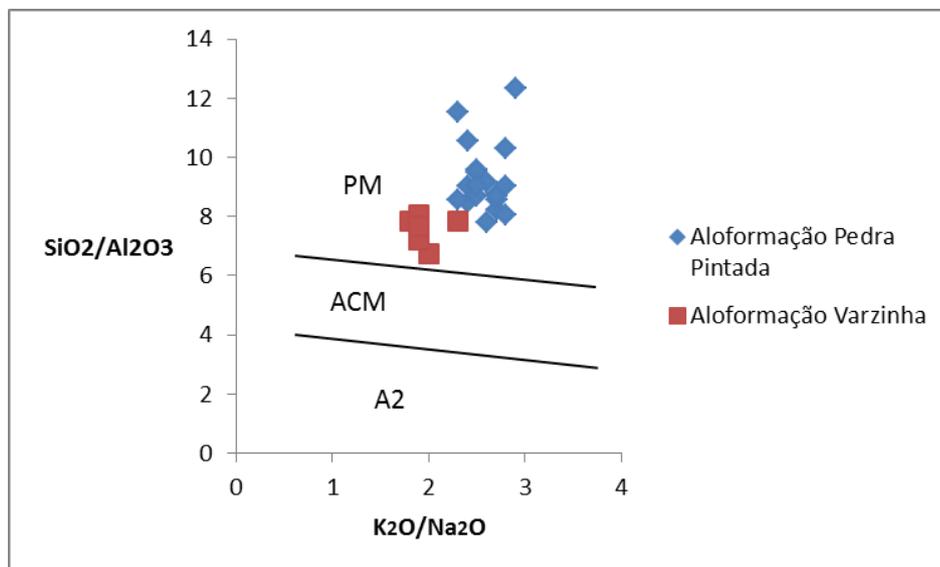


Figura 33 – Diagrama de discriminação de ambiente tectônico baseado nos elementos maiores das Amostras do Alogruppo Guaritas. Campos no diagrama: A2 – arco dissecado, detritos félsico plutônicos; ACM – margem continental ativa e PM – margem passiva (modif. Maynard *et al.*, 1982; Roser & Korsch, 1986).

Em geral, as amostras do Alogruppo Guaritas mostram as seguintes características geoquímicas: uniformidade composicional, maturidade composicional (razões $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ e $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ relativamente alta, Fig. 33), enriquecimento de elementos incompatíveis sobre compatíveis (relativo enriquecimento nos elementos terras raras leves; alta razão Th/Sc e La/Sc) e altas razões Rb/Sr ($>0,75$). Isso sugere que os arenitos do Alogruppo Guaritas são derivados de crosta continental superior. De acordo com McLennan Maynard *et al.*, 1982; Roser & Korsch, 1986. (1990), esse componente tectônico é constituído de crátons estáveis e antigos ambientes tectônicos continentais ativos.

A concentração de elementos terras raras (ETR) e Th é alta em rochas ígneas félsicas e em seus produtos intemperizados, enquanto que, elementos como Co, Sc, Ni e Cr são mais concentrados em rochas ígneas máficas que em félsicas. A proveniência de rochas fonte félsicas e recicladas para os arenitos do Alogruppo Guaritas é suportada pelas altas razões, respectivamente de Th/Sc e Zr/Sc que apresentaram as amostras estudadas.

Razões como La/Sc , Th/Sc e Cr/Th são significativamente diferentes em rochas máficas e félsicas, e por esse motivo podem fornecer informações sobre a proveniência de rochas sedimentares (Amstrong-Altrin *et al.*, 2004). As razões La/Sc , Th/Sc e Cr/Th das amostras de arenitos analisadas do Alogruppo Guaritas são similares a aquelas para os sedimentos derivados de rochas fonte félsicas, como mostra a tabela 6 a seguir, e diferem das razões para os sedimentos derivados de rochas fonte máficas (Fig. 34). A única exceção é a amostra G17 que apresentou uma razão Cr/Th elevada atingindo o valor de 34.14.

Razão elementar	Valores para os arenitos do Alogruppo Guaritas neste estudo	Valores para sedimentos de fontes félsicas ^a	Valores para sedimentos de fontes máficas ^a	Média para arenitos proterozóicos ^b	Valores para CCS (1.6-0.8 Ga) ^b
La/Sc	5.25-23.1	2.50-16.3	0.43-0.86	4.21	1.91
Th/Sc	2.95-7.7	0.84-20.5	0.05-0.22	1.75	0.71
Cr/Th	7.62-23.5	4.00-15.0	25.0-500	5.71	4.46

Tabela 6 – Valores das razões envolvendo elementos menores e traço dos arenitos estudados do Alogruppo Guaritas comparados com os valores para a Crosta Continental Superior, para arenitos proterozoicos e para arenitos derivados de rochas félsicas e rochas máficas (^a Amstrong-Altrin *et al.* 2004, ^b Condie, 1993).

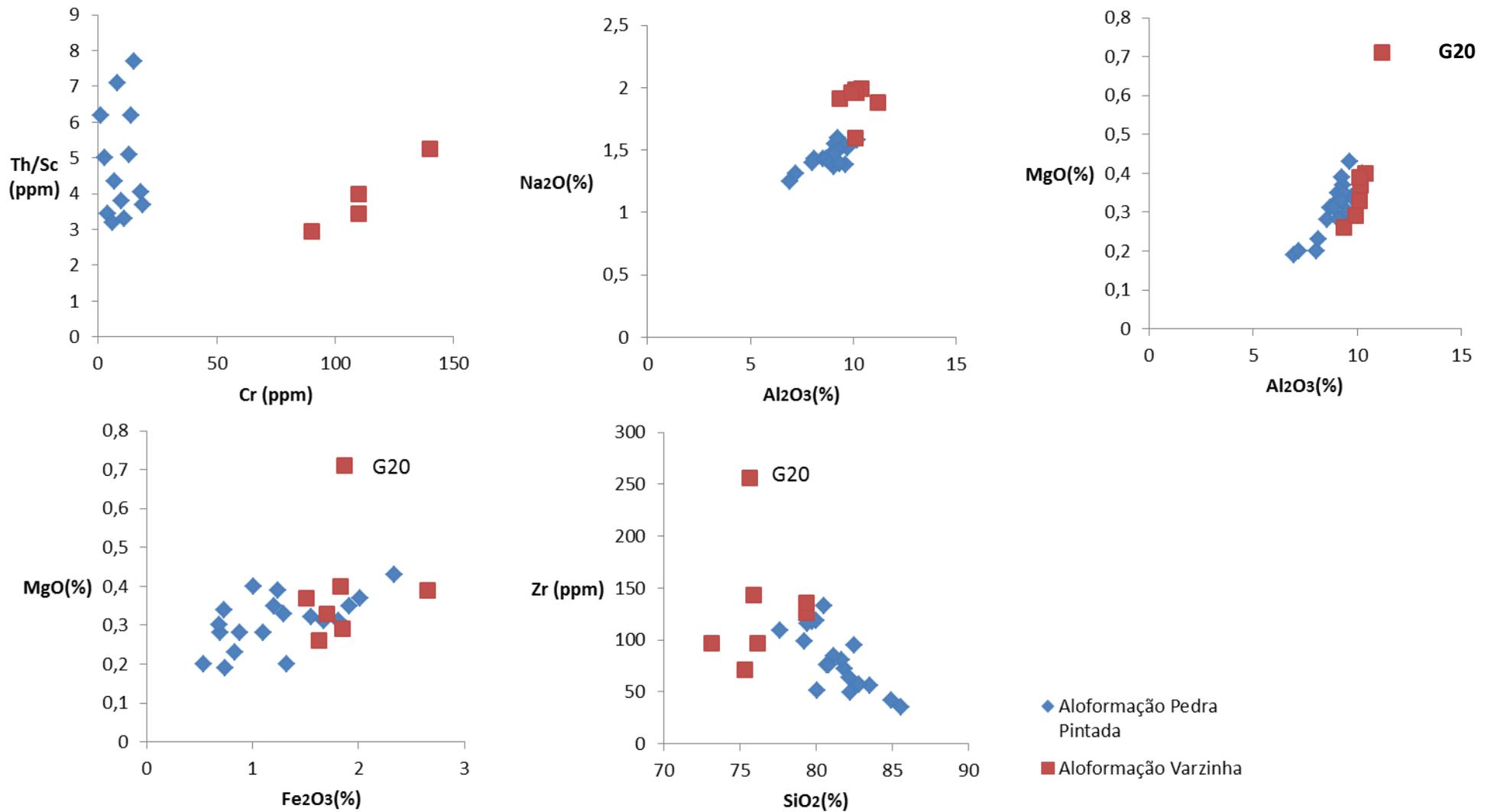


Figura 34 - Algumas relações bivariantes para as amostras de arenitos pertencentes ao Alogrupo Guaritas; quadrados vermelhos correspondem as amostras da Aloformação Varzinha e losangulos azuis são as amostras da Aloformação Pedra Pintada.

5.3 Caracterização Isotópica

Estudos de proveniência desempenham papel fundamental na análise de sucessões sedimentares siliciclásticas, permitindo a reconstrução dos parâmetros tectônicos, geográficos e climáticos de uma porção da crosta terrestre ao longo do processo evolutivo de uma bacia sedimentar (Basu, 1985). Análises isotópicas de Sr e Nd (McLennan *et al.*, 1990; Asiedu *et al.*, 2005; Kawano *et al.*, 2006; Roddaz *et al.*, 2012) em sedimentos recentes e sucessões sedimentares antigas também constituem importante ferramenta para a inferência das rochas fonte dos sedimentos.

O sistema Rb-Sr baseia-se no decaimento radioativo (emissão de partícula β) do isótopo de rubídio (Rb) de massa 87, que se transforma no isótopo de estrôncio (Sr) de massa 87 segundo uma meia-vida de 48,8 Ba (Faure, 1986). Durante a cristalização fracionada dos magmas, Sr tende a se concentrar nos plagioclásios (substituindo o cálcio (Ca), de raio iônico e carga semelhante), enquanto Rb tende a permanecer no líquido residual, por sua afinidade com o potássio (K). Portanto, quanto mais diferenciada (ácida) for a rocha, maior será a razão Rb/Sr. Em alguns casos, o sistema Rb-Sr pode ser utilizado para inferir a proveniência de sedimentos ou rochas sedimentares. Rochas sedimentares siliciclásticas, cujos fragmentos foram desagregados da fonte sob influência de clima árido e depositados através de fluxos torrenciais de curta duração ou sistemas fluviais, como ocorre no Alosupergrupo Camaquã, favoreceriam a preservação da assinatura isotópica das rochas fonte (Borba *et al.*, 2003).

Os elementos Samário (Sm) e Neodímio (Nd) pertencem ao grupo dos Lantanídeos, ou elementos terras raras (ETR), e possuem características muito semelhantes, tanto em termos da carga (+3) quanto em relação ao raio iônico (1,08 Å para o Nd e 1,04 Å para o Sm). Estas características atribuem a ambos os elementos comportamento muito parecido frente à grande maioria dos processos geológicos, tanto que a razão Sm/Nd em rochas e minerais varia apenas de 0,1 a 0,5 (Faure, 1986). A importância do sistema Sm-Nd para os estudos geocronológicos reside no fato de que um dos isótopos de Sm, de massa 147, decai para Nd de massa 143 (estável) por emissão de partícula alfa (α), segundo meia-vida muito longa (\cong 107 Ba). O caráter refratário e imóvel dos elementos terras raras (ETR) frente à maioria dos processos geológicos não permite a abertura do sistema Sm-Nd (as idades obtidas refletem, em geral, os processos de extração, a partir do manto, dos magmas originais dos quais se derivam as rochas ígneas - idades-modelo). Modelos diferentes de evolução do manto consideram-no um reservatório uniforme, de composição condrítica (CHUR), ou um manto empobrecido ou depletado (DM) pelos processos de diferenciação e crescimento da crosta continental

(DePaolo, 1988). O caráter imóvel dos ETR também favorece a aplicação deste sistema aos processos sedimentares, principalmente no que diz respeito à proveniência das rochas siliciclásticas. Os processos de erosão, transporte e deposição praticamente não afetam o sistema Sm-Nd, e as razões medidas e parâmetros calculados em rochas sedimentares refletem com fidelidade as características das rochas fonte dos detritos. Assim, razões isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, idades-modelo (TDM) e parâmetros como ϵNd (que compara composição isotópica obtida com a composição teórica do CHUR) têm sido utilizados como traçadores de proveniência em sedimentos e rochas sedimentares (Borba *et al.*, 2003).

De acordo com o trabalho de Borba *et al.* (2003), cujo enfoque são as razões isotópicas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ como traçadores de proveniência, as amostras de origem fluvial pertencentes ao Alogruppo Guaritas apresentaram razões anormalmente altas para o sistema Rb-Sr, sugerindo áreas fonte muito ricas em potássio para estas rochas sedimentares. Os dados obtidos encontraram correspondência principalmente no domínio oriental do Escudo Sul-rio-grandense (Domínio ou Batólito Pelotas), a leste da zona de cisalhamento transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC) onde são expostos os metagranitos sintranscorrentes Quitéria, Arroio Francisquinho e Cordilheira. Além das rochas vulcânicas da Formação Acampamento Velho, as suítes intrusivas orogênicas (Pinheiro Machado) e pós-orogênicas (Encruzilhada do Sul) também apresentaram dados muito semelhantes aos do Alogruppo Guaritas, para os sistemas Rb-Sr e Sm-Nd (Fig. 35)

A composição isotópica Nd-Sr do Alogruppo Guaritas é apresentada na tabela 7. Foram analisadas três amostras, uma da Aloformação Varzinha referente ao topo (amostra G26); e duas da Aloformação Pedra Pintada correspondentes ao meio (amostra G16) e a base (amostra G4) do Alogruppo Guaritas. Em geral, as amostras apresentam valores próximos de $\epsilon\text{Nd}(0)$ (de -15,5 a -14,5) associados a composições isotópicas muito próximas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,740358 a 0,754069)n (Fig. 36).

Alogruppo Guaritas	Sr (ppm)	Rb (ppm)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon\text{Nd}(0)$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$
Aloformação Varzinha									
Amostra G26	139,7	115,5	3	15	0,511890	0,000009	-14,6	0,740358	0,000040
Aloformação Pedra Pintada									
Amostra G16	126,0	84,0	1	7	0,511844	0,000013	-15,5	0,754069	0,000063
Amostra G4	148,0	85,0	3	15	0,511896	0,000015	-14,5	0,753005	0,000088

Tabela 7 – Sistemática isotópica: razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para os arenitos analisados do Alogruppo Guaritas.

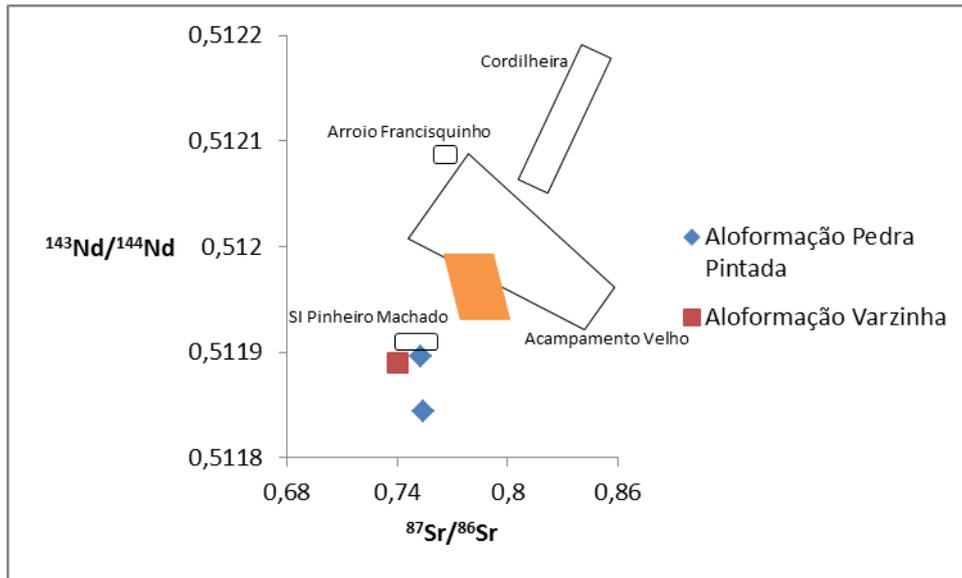


Figura 35 – Diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para as amostras analisadas do Alogruppo Guaritas e suas possíveis rochas fonte pertencentes a região leste do Escudo Sul-rio-grandense. O retângulo laranja corresponde as amostras do Alogruppo Guaritas retiradas de Borba *et al.* (2003).

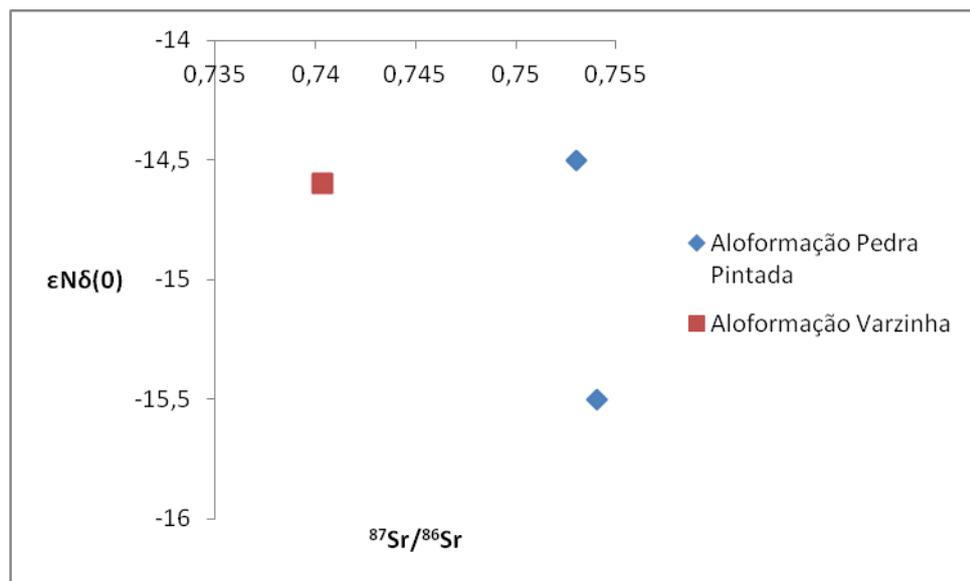


Figura 36 – Valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $\epsilon\text{Nd}(0)$ dos arenitos pertencentes ao Alogruppo Guaritas neste estudo. O diagrama mostra pequena diferença entre as amostras das aloformações Pedra Pintada e Varzinha.

6. Conclusões

Baseada nos elementos maiores, traço e terras raras e na composição isotópica Nd e Sr dos arenitos do Alogruppo Guaritas, este trabalho mostrou que as amostras analisadas, tanto as pertencentes à Aloformação Pedra Pintada quanto às representantes da Aloformação Varzinha, possuem valores de CIA uniformes e baixos, indicando que as rochas fonte foram pouco intemperizadas e que esse processo de intemperismo foi semelhante para as duas sucessões.

Quando comparado com as demais unidades da Bacia do Camaquã, o Alogruppo Guaritas apresenta uma marcante uniformidade composicional nos resultados de elementos maiores e traço. No Paleozóico inferior da Bacia do Camaquã, o Alogruppo Guaritas mostra um comportamento distinto, vinculando-se exclusivamente ao campo da margem passiva nos diagramas de $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T}) + \text{MgO}$ versus TiO_2 (Bhatia, 1983), $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ versus SiO_2 (Roser & Korsch, 1986), $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (Maynard *et al.*, 1982; Roser & Korsch, 1986) e nos diagramas ternários (La-Th-Sc e Th-Sc-Zr/10) em relação ao Alogruppo Santa Bárbara que apresenta grande variedade de assinaturas geoquímicas (Borba *et al.* 2009).

As assinaturas geoquímicas das amostras analisadas não evidenciam uma variação vertical de proveniência no Alogruppo Guaritas, visto que as duas aloformações pertencentes a este alogruppo posicionam-se, nos diagramas de discriminação tectônica, no campo da margem passiva, apesar de a transição entre estas duas aloformações ter sido marcada por mudanças tectônicas (Scherer *et al.*, 2003) e climáticas. Entretanto, há indicação de influência de rochas mais diferenciadas ou com maior retrabalhamento sedimentar como fontes para a Aloformação Pedra Pintada, com aporte de fontes menos diferenciadas na Aloformação Varzinha, evidenciada pelas razões $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ e $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ que apresentaram valores maiores na sequência eólica que na sequência fluvial.

Os arenitos analisados pertencentes ao Alogruppo Guaritas possuem contribuições de rochas fonte ígneas félsicas indicadas pelas altas razões Th/Sc, Zr/Sc e Rb/Sr e pela baixa razão Cr/Th, além de retrabalhamento eólico, tornando esta unidade a mais evoluída da Bacia do Camaquã em termos de composição geoquímica.

A integração de dados geoquímicos aliados a dados estratigráficos permitiu a aplicação da Estratigrafia Química no Alogruppo Guaritas e a subdivisão deste em 5 unidades quimioestratigráficas a partir de aspectos geoquímicos baseados nos padrões dos elementos maiores, traço e terras raras. Os limites das unidades quimioestratigráficas, em sua maioria, não correspondem aos limites dos *sets* nem às mudanças litológicas, com exceção ao limite

entre as aloformações Pedra Pintada e Varzinha que marca a mudança do sistema deposicional eólico para o sistema deposicional fluvial.

As razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ são muito similares (0,511890, 0,511844 e 0,511896), bem como os valores de $\epsilon\text{Nd}(0)$ (-14,6, -15,5 e -14,5, respectivamente), indicando fonte crustal para as amostras analisadas.

Referências Bibliográficas

- Almeida, D.P.M., Zerfass, H., Basei, M.A.S., Petry, K. & Gomes, C.H. 2002. The Acampamento Velho Formation, a Lower Cambrian Bimodal Volcanic Package: Geochemical and stratigraphic studies from the Cerro do Bugio, Perau and Serrade Santa Bárbara (Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, Brazil). *Gondwana Research*, 5(3): 721-733.
- Almeida, D.P.M., Borba, A.W., Chemale Jr., F., Conceição, R.V. & Koester, E. 2003. Sr – Nd isotopic signature of the Acampamento Velho (Cambrian) and Rodeio Velho (Ordovician) volcanic successions of the Camaquã Basin, southern Brazil. *In: SIMPÓSIO SUL-AMERICANO DE GEOLOGIA ISOTÓPICA*, 4., 2003, Salvador, Short papers, v. II, p. 491-494.
- Almeida, D.P.M., Conceição, R.V., Chemale Jr., F., Koester, E., Borba, A.W. & Petry, K. 2005. Evolution of heterogeneous mantle in the Acampamento Velho and Rodeio Velho volcanic events, Camaquã Basin, southern Brazil. *Gondwana Research*, 8(4): 479–492.
- Almeida, F.F.M. 1969. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 23., 1969, Salvador. *Anais...* Salvador, SBG, p. 29-46.
- Alves, D.B. 1987. Desenvolvimento da metodologia de preparação de amostras para análise difratométrica de argilominerais no centro de pesquisas da PETROBRAS. *B. Geoci. PETROBRAS*, Rio de Janeiro, 1.
- Armstrong-Altrin, J.S., Lee, Y.I., Verma, S.P. & Ramasamy, S. 2004. Geochemistry of sandstones from the Upper Miocene Kudankulam Formation, southern India: implication for provenance, weathering and tectonic setting. *J. Sediment. Res.*, 74: 285–297.
- Andersson, P.O.D., Worden, R.H., Hodgson, D.M. & Flint, S. 2004. Provenance evolution and chemostratigraphy of a Paleozoic submarine fan-complex: Tanqua Karoo Basin, South Africa. *Marine and Petroleum Geology*, 21: 555-577.
- Asiedu, D.K., Hegner, E., Rocholl, A. & Atta-Peters, D. 2005. Provenance of late Ordovician to early Cretaceous sedimentary rocks from southern Ghana, as inferred from Nd isotopes and trace elements. *Journal of African Earth Sciences*, 41: 316-328.
- Asiedu, D.K., Dampare, S.B., Asamoah Sakyi, P., Banoeng-Yakubo, B., Osa, S., Nyarko, B.J.B. & Manu, J. 2004. Geochemistry of Paleoproterozoic metasedimentary rocks from the Birim diamondiferous field, southern Ghana: implications for provenance and crustal evolution at the Archean-Proterozoic boundary. *J. Geochem.*, 38: 215-228.
- Basu, A. 1985. Influence of climate and relief on compositions of sands released at source area. *In: Zuffa, G.G. (Ed). Provenance of Arenites*, NATO ASI Series (C), v. 148, p. 1-18.
- Basu, A.R., Sharma, M. & DeCelles, P.G. 1990. Nd, Sr-isotopic provenance and trace element geochemistry of Amazonian foreland basin fluvial sands, Bolivia and Peru: implications for ensialic Andean orogeny. *Earth and Planetary Science Letters*, 100: 1-17.

Bauluz, B., Mayayo, M.J., Fernandez-Nieto, C. & Lopez, J.M.G. 2000. Geochemistry of Precambrian and Paleozoic siliciclastic rocks from the Iberian Range (NE Spain): implications for source-area weathering, sorting, provenance and tectonic setting. *Chemical Geology*, 168: 135-150.

Bhatia, M.R. & Taylor, S.R. 1981. Trace element geochemistry and sedimentary provinces: a study from the Tasman Geosyncline, Australia. *Chemical Geology*, 33: 115–126.

Bhatia, M.R. 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology*, 91(6): 611-627.

Bhatia, M.R. 1985. Composition and classification of flysch mudrocks of Eastern Australia: implication in provenance and tectonic setting interpretation. *Sedimentary Geology*, 41: 249–268.

Bhatia, M.R. & Crook, K.A.W. 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92: 181-193.

Bock, B., McLennan, S.M. & Hanson, G.N. 1998. Geochemistry and provenance of the Middle Ordovician Austin Glen Member (Normanskill Formation) and the Taconian Orogeny in New England. *J. Sediment.*, 45: 635-655.

Borba, A.W. 2001. *Formação Santa Bárbara (Eo-Paleozóico da região de Caçapava do Sul, RS): uma nova visão através de técnicas estratigráficas e geocronológicas*. Porto Alegre, 131p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Borba, A.W. & Mizusaki, A.M.P. 2003. Santa Bárbara Formation (Caçapava do Sul, southern Brazil): depositional sequences and evolution of an Early Paleozoic postcollisional basin. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(5): 365-380.

Borba, A.W., Mizusaki, A.M.P., Silva, D.R.A. & Kawashita, K. 2003. Razões isotópicas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ como traçadores de proveniência de rochas sedimentares siliciclásticas: exemplos no Grupo Camaquã (Paleozóico Inferior, RS, Brasil). *Pesquisas em Geociências*, 30(2): 39-50.

Borba, A.W. 2006. *Evolução geológica da “Bacia do Camaquã” (Neoproterozóico e Paleozóico inferior do Escudo Sul-riograndense, RS, Brasil): uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica*. Porto Alegre, 110p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Borba A.W., Denalle H.P, Maraschin A.J. & Mizusaki A.M.P., 2009. Geoquímica das rochas sedimentares das formações Santa Bárbara e Guaritas (Paleozóico inferior, Escudo Sul-riograndense, Brasil): influência de áreas-fonte e processos sedimentares. In: XII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 2009, Ouro Preto (MG). *Anais...* São Paulo, SBGEO. v. 1, p. 43.

Borba, A.W. & Mizusaki, A.M.P. 2011. Diversidade nas assinaturas geoquímicas das unidades sedimentares da “Bacia do Camaquã” (Neoproterozóico e Paleozóico inferior, RS, Brasil): uma viagem pelos diagramas de discriminação tectônica de proveniência. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, ... 2011, cidade. *Anais...* Cidade, SBG?, v. , p. .

Brown, G. & Brindley, G.W. 1980. X-ray diffraction procedures for clay mineral identification. In: Brown, G. & Brindley, G.W. (Eds). *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification*. Mineral Society of London, 5: 305-359.

Button, A. & Tyler, N. 1979. Precambrian palaeoweathering and erosion surfaces in southern Africa: review of their character and economic significance. *Econ. Geol. Res. Unit*, Univ. Witwatersrand, Johannesburg, Info. Circ. 135: 37.

Chamberlain, A.K. 1984. Surface gamma-ray logs: a correlation tool for frontier áreas. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, 68: 1040-1043.

Chemale Jr., F., Hartmann, L.A. & Silva, L.C. 1995. Stratigraphy and tectonism of the Brasiliano Cycle in southern Brazil. *Communications of the Geological Survey of Namibia*, 10: 151-166.

Chemale Jr., F. 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-riograndense. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Eds). *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO-UFRGS, p. 13-52.

Condie, K.C. & Wronkiewicz, D.J. 1990. The Cr/ Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 97: 256-267.

Condie, K.C., Noll Jr., P.D. & Conway, C.M. 1992. Geochemical and detrital mode evidence for two sources of Early Proterozoic sedimentary rocks from the Tonto Basin Supergroup, central Arizona. *Sediment. Geol.*, 77: 51-76.

Condie, K.C. 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, 104: 1-37.

Costa, A.F.U. 1997. *Teste e modelagem geofísica da estruturação das associações litotectônicas pré-Cambrianas no Escudo Sul-riograndense*. Porto Alegre, 291p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Cullers, R. L. 1995. The controls on the major- and trace element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountains region, Colorado, U.S.A. *Chemical Geology*, 123: 107-131.

Cullers, R. L., 2000. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos*, 51: 181–203.

Denalle, H. P. 2008. *Alogruppo Guaritas (Ordoviciano da Bacia do Camaquã, RS): uma nova visão através da aplicação da Estratigrafia Química*. Porto Alegre, 56p. Monografia de

Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

DePaolo, D.J. 1988. *Neodymium Isotope Geochemistry, an introduction*. Berlin, Springer-Verlag, 187p.

De Ros, L.F., Morad, S. & Paim, P.S.G. 1994. The role of detrital composition and climate on the diagenetic evolution of continental molasses: evidence from the Cambro-Ordovician Guaritas Sequence, southern Brazil. *Sedimentary Geology*, 92: 97- 228.

Dickinson, W.R. 1970. Interpreting detrital modes of greywacke and arkose. *J. Sediment. Petrol.*, 40: 695–707.

Dickinson, W.R. & Suczec, C.A. 1979. Plate tectonics and sandstone composition. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 63: 2164-2182.

Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A. & Ryberg, P.T. 1983. Provenance of North America Phanerozoic sandstone in relation to tectonic setting. *Geol. Soc. Am. Bull.* 94: 222-235.

Ehrenberg, S.N. & Siring, E. 1992. Use of bulk chemical analysis in stratigraphic correlation of sandstones: an example from the Staffjord field, Norwegian continental shelf. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62: 318–330.

Evensen, N.M., Hamilton, P.J. & Onions, R.K. 1978. Rare-Earth Abundances in Chondritic Meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42(8): 1199-1212.

Fedo, C.M., Eriksson, K.A., Krogstad, E.J., 1996. Geochemistry of shales from the Archean (3.0 Ga) Buhwa Greenstone Belt, Zimbabwe: implications for provenance and source-area weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60: 1751–1763.

Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C.C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G.E. & Camozzato, E. 1995(a). Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: Parte 1 – uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 351-374.

Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C.C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G.E. & Camozzato, E. 1995(b). Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: Parte 2 – uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 375-384.

Folk, R.L. 1968. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, University of Texas Publication, 107p.

Fragoso-César, A.R.S., Wernick, E. & Soliani Jr., E. 1982. Associações petrotectônicas do Cinturão Dom Feliciano (SE da Plataforma Sul-Americana). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador. *Anais...* Salvador, p. 1-12.

Fralick, P.W. & Kronberg, B.I. 1997. Geochemical discrimination of clastic sedimentary rock sources. *Sedimentary Geology*, 113: 111-124.

Goldberg, K. & Humayun, M. 2010. The applicability of the Chemical Index of Alteration as a paleoclimatic indicator: An example from the Permian of the Paraná Basin, Brazil. *Journal of Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 293: 175-183.

Goñi, J.C., Goso, H. & Issler, R.S. 1962. Estratigrafia e geologia econômica do Pré-Cambriano e Eo-Paleozóico Uruguaio e Sul-rio-grandense. Avulso da Escola de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), 3 :1-105.

Google Earth

Götze, J. 1998. Geochemistry and provenance of the Altendorf feldspathic sandstone in the Middle Bunter of the Thuringian basin Germany. *Chemical Geology*, 150: 43-61.

Gresse, P.G., Chemale Jr., F., Silva, L.C., Walraven, F. & Hartmann, L.A. 1996. Late- to post-orogenic basins of the Pan-African–Brasiliano collision orogen in southern Africa and southern Brazil. *Basin Research*, 8: 157-171.

Hartmann, L.A., Silva, L.C., Remus, M.V.D., Leite, J.A.D. & Phillip, R.P. 1998. Evolução geotectônica do sul do Brasil e Uruguai entre 3,3 Ga e 470 Ma. In: CONGRESO URUGUAYO DE GEOLOGIA, 2., 1998, Punta Del Este. *Actas...* Punta Del Leste, p. 277-284.

Hartmann, L.A., Leite, J.A.D., Silva, L.C., Remus, M.V.D., McNaughton, N.J., Groves, D.I., Fletcher, I.R., Santos, J.O.S. & Vasconcellos, M.A.Z. 2000. Advances in SHRIMP geochronology and their impact in understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Sciences*, 47: 829–844.

Hartmann, L.A., Lopes, A.P., Wang, Y., Liu, D. & Vasconcellos, M.A.Z. 2003. Oceanic plateau accretion at 705 Ma in the southern Brazilian Shield. In: 4TH SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, Salvador. *Short papers*, v. 1.

Hassan, S., Ishiga, H., Roser, B. P., Dozen, K. and Naka, T., 1999. Geochemistry of Permian Triassic shales in the Salt range, Pakistan: implications for provenance and tectonism at the Gondwana margin. *Chemical Geology*, 168: 293–314.

Herron, M.M. 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58: 820-829.

Hossain, H.M.Z., Roser, B.P. & Kimura, J-I. 2010. Petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary Sylhet succession, northeastern Bengal Basin, Bangladesh: Provenance and source area weathering. *Sedimentary Geology*, 228: 171-183.

Issler, R.S. 1985. Bacia Periférica Camaquã – Itajaí: elemento tectônico desenvolvido pela tectônica de placas. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2., *Anais...*, vol. 1, p. 184-198.

Johnson, M.J. 1993. The system controlling the composition of clastic sediments. In: Johnson, M.J. & Basu, A. (Eds). *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. Geological Society of America, Special Paper, vol. 284, p. 1-19.

- Kasanzu, C., Maboko, M.A.H. & Many, S. 2008. Geochemistry of fine-grained clastic sedimentary rocks of the Neoproterozoic Ikorongo Group, NE Tanzania: Implications for provenance and source rock weathering. *Precambrian Research*, 164: 201-213.
- Kawano, Y., Akiyama, M., Ikawa, T., Roser, B.P., Imaoka, T., Ishioka, J., Yuhara, M., Hamamoto, T., Hayasaka, Y. & Kagami, H. 2006. Whole rock geochemistry and Sr isotopic compositions of Phanerozoic sedimentary rocks in the Inner Zone of the Southwest Japan Arc. *Gondwana Research*, 9: 126-141.
- Kneller, B. 1995. Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidite and their implication for reservoir prediction. *In: Characterization of deep marine clastic systems. The Geological Society Special Publication*, London, p. 31-49.
- Krynine, P.D. 1946. The Tourmaline Group in Sediments. *J. Geol.*, 54(2): 65-87.
- Lee, Y., 2002. Provenance derived from the geochemistry of late Paleozoic–early Mesozoic mudrocks of the Pyeongan Supergroup, Korea. *Sedimentary Geology*, 149: 219– 235.
- Leinz, V., Barbosa, A.F. & Teixeira, E. 1941. Mapa Geológico Caçapava-Lavras. Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral. Secr. Agr. Ind. Com. do Rio Grande do Sul, n. 90, p. 1-39.
- Lima, E.F. & Nardi, L.V.S. 1998. O vulcanismo shoshonítico e alcalino da Bacia do Camaquã: Estado do Rio Grande do Sul – Brasil. *In: CONGRESSO URUGUAYO DE GEOLOGÍA, 2., 1998, Punta del Leste. Actas... Punta Del Leste*, p. 263-268.
- Maraschin, A.J., Mizusaki, A.M.P., Zwingmann, H., Borba, A.W. & Sbrissa, G.F. 2010. Illite authigenesis in sandstones of the Guaritas Allogroup (Early Paleozoic): Implications for the depositional age, stratigraphy and evolution of the Camaquã Basin (Southern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 29: 400-411.
- Maynard, J.B., Valloni, R. & Yu, H. 1982. Composition of modern deep sea sands from arc-related basins. *Geological Society of London, Special Publication*, vol. 10, p. 551-561.
- McLennan, S.M., Nance, W.B. & Taylor, S.R. 1980. Rare earth element-thorium correlation in sedimentary rocks, and the composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44: 1833-1839.
- McLennan, S.M. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *In: Lipin, B.R. & MacKay, G.A. (Eds). Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. Miner. Soc. Am.*, p. 169-200.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R., McCulloch, M.T. & Maynard, J.B. 1990. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonics associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 2015-2050.
- McLennan, S.M. & Taylor, S.R. 1991. Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. *The Journal of Geology*, 99: 1-21.

- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K. & Hanson, G.N. 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. *Geological Society American Special Paper*, 284: 21-40.
- McLennan, S.M. 2001. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2, 2000GC000109 (electronic publication).
- Menegat, R. & FERNANDES, L.A.D. 2001. A reappraisal of the nature and age of the late-orogenic basins of the Neoproterozoic Dom Feliciano Belt in southern Brazil. In: TECTONIC STUDIES GROUP ANNUAL MEETING, 2001, UK. *Proceedings...*, Leeds (UK).
- Merodio, J.C. & Spalletti, L.A. 1990. Geoquímica de pelitas: su empleo em la definición de ambientes sedimentarios y tectónicos para el Ordovícico de la Precordillera Occidental. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 45(3-4): 336-345.
- Middleton, G.V. 1960. Chemical composition of sandstones. In: Geol. Soc. Amer. Bull., 71: 1011-1026.
- Nesbitt, H.W. & Young, G.M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299: 715-717.
- Nóbrega, J.E.S., Sawakuchi, A.O. & Almeida, R.P. 2008. Minerais pesados das porções média e superior do Grupo Guaritas (Eocambriano, RS): considerações sobre a proveniência sedimentar. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(3): 554-565.
- Osa, S., Asiedu, D.K., Banoeng-Yakubo, B., Koeberl, C. & Dampare, S.B. 2006. Provenance and tectonic setting of Late Proterozoic Buem sandstones of southeastern Ghana: Evidence from geochemistry and detrital modes. *Journal of African Earth Sciences*, 44: 85-96.
- Paim, P.S.G. 1994. Depositional systems and paleogeographical evolution of the Camaquã and Santa Bárbara basins, Brazil. Ph.D. Thesis, University of Oxford.
- Paim, P.S.G. 1995. Alluvial palaeogeography of the Guaritas depositional sequence of southern Brazil. *Spec. Publ. int. Ass. Sedimet.*, 22: 3-16.
- Paim, P.S.G., Chemale Jr., F. & Lopes, R.C. 1995. Aloestratigrafia, sistemas deposicionais e evolução paleogeográfica da Bacia do Camaquã- Vendiano superior/ ordoviciano inferior do RS. In: SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 4., 1995, Porto Alegre. *Atas...* Porto Alegre, p. 39-50.
- Paim, P.S.G., Chemale Jr., F. & Lopes, R.C. 2000. A Bacia do Camaquã. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Eds). *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO-UFRGS, p. 231-374.
- Paim, P.S.G. & Scherer, C.M.S. 2003. Arquitetura estratigráfica de sucessões fluvio-eólicas: o exemplo do Alogruppo Guaritas na região da Pedra Pintada, Rio Grande do Sul, Brasil. In: Paim, P.S.G., Faccini, U.F. & Netto, R.G. (Eds), *Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares*, UNISINOS, p. 38-58.

Paim, P.S.G. & Scherer, C.M.S. 2007. High-resolution stratigraphy and depositional model of wind- and water-laid deposits in the Ordovician Guaritas rift (Southernmost Brazil). *Sedimentary Geology*, 202: 776–795.

Parkinson, D.N. 1996. Gamma-ray spectrometry as a tool for stratigraphical interpretation: examples from the western European Lower Jurassic. *In: Hesselbo, S.P. (Ed). Sequence Stratigraphy in British Geology*, Geol. Soc. Spec. Publ., 103: 231-255.

Payne, J.L., Barovich, K.M. & Hand M. 2006. Provenance of metasedimentary rocks in the northern Gawler Craton, Australia: implication for paleoproterozoic reconstructions. *Precambrian Research*, 148(3–4): 275–291.

Pearce, T.J., Besley, B.M., Wray, D.S. & Wright, D.K. 1989. Chemostratigraphy: a method to improve interwell correlation in barren sequences e a case study using onshore Duckmantian/Stephanian sequences (West Midlands, U.K.). *Sedimentary Geology*, 124: 197-220.

Pelosi, A.P.M.R. & Fragoso-César, A.R.S. 2003. Proposta de classificação litoestratigráfica para o Grupo Maricá. *In: I ENCONTRO SOBRE A ESTRATIGRAFIA DO RIO GRANDE DO SUL: ESCUDO E BACIAS*, 2003, Porto Alegre. *Anais...* Porto Alegre, p. 133-138.

Pettijohn, F.J., Potter, P.E. & Siever, R. 1973. *Sand and Sandstone*. New York, Springer-Verlag, 618p.

Pierini, C. 2001. *Uso integrado de técnicas analíticas na análise estratigráfica de sistemas fluviais – o exemplo das Formações Santa Maria e Caturrita (Triássico Superior, Bacia do Paraná, RS)*. Porto Alegre, 128p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Raza, M., Dayal, A.M., Abdullah Khan, Bhardwaj, V.R. & Sarwar Rais. 2010. Geochemistry of lower Vindhyan clastic sedimentary rocks of Northwestern Indian shield: Implications for composition and weathering history of Proterozoic continental crust. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39: 51–61.

Ribeiro, M., Bocchi, P.R., Figueiredo F^o., P.M. & Tessari, R.I. 1966. Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, RS. *Boletim do DNPM/DFPM*, 127. 232p.

Ribeiro, M. & Fantinel, L.M. 1978. Associações Petrotectônicas do Escudo Sul-Rio-Grandense: I – Tabulação e descrição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. *Iheringia Série Geológica*, 5: 19-54.

Roddaz, M., Viers, J., Brusset, S., Baby, P., Boucayrand, C., He´ rail, G., 2006. Controls on weathering and provenance in the Amazonian foreland basin: insights from major and trace element geochemistry of Neogene Amazonian sediments. *Chemical Geology*, 226: 31–65.

Robertson, J.F. 1966. Revision of the stratigraphy and nomenclature of rocks units in the Caçapava-Lavras region, State of Rio Grande do Sul, Brazil. *Notas e Estudos, IG, UFRGS*, 1(2): 41-54.

Rock Color Chart 1975

- Roddaz, M., Christophoul, F., Zambrano, J.D.B., Soula, J-C. & Baby, P. 2012. Provenance of late Oligocene to quaternary sediments of the Ecuadorian Amazonian foreland basin as inferred from major and trace element geochemistry and Nd e Sr isotopic composition. *Journal of South American Earth Sciences*, 37: 136-153.
- Roser, B.P. 2000. Whole-rock geochemistry studies of clastic sedimentary suites. *Mem. Geol. Soc. Jpn*, 57: 73– 89.
- Roser, B.P. & Korsch, R.J. 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Journal of Geology*, 94: 635-650.
- Saalmann, K., Remus, M.V.D. & Hartmann, L.A. 2006. Structural evolution and tectonic setting of the Porongos belt, southern Brazil. *Geological Magazine*, 143(1): 59–88.
- Santos, E.L., Beckel, J., Macedo, P.M., Gonzales, F.F. & Chaban, M. 1978. Divisão litoestratigráfica do Eo-Cambriano/ Pré-Cambriano superior do escudo Sul-rio-grandense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978. *Anais...* Vol 2, p. 670-684.
- Sbrissa, G. F. 2006. Formação Guaritas (“Bacia do Camaquã” – Ordoviciano/RS): uma visão integrada através do uso da estratigrafia, petrologia e geocronologia. Porto Alegre. 57p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Scherer, C.M.S., Paim, P.S.G. & Melo, M.A. 2003. Estratigrafia de alta resolução em sucessões flúvio-eólicas: o exemplo do Alogruppo Guaritas (Bacia do Camaquã) na localidade da Pedra Pintada, Rio Grande do Sul, Brasil. In: ENCONTRO SOBRE A ESTRATIGRAFIA DO RIO GRANDE DO SUL: ESCUDO E BACIAS, 1., 2003, Porto Alegre. *Anais...* Porto Alegre, p. 99-104.
- Shanmugam, G. 2000. 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models – a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, 17: 285-342.
- Slatt, R.M. 2000. Why Outcrop Characterization of Turbidite System. In: Bouma, A.H. & Stone, C.G. (Eds). *Fine-Grained Turbidite Systems*. AAPG, Memoir 72. SEPM, Special Publication 68, p. 181-185.
- Soliani Jr, E., Kawashita, K. & Baitelli, R. 2000. A geologia isotópica do Escudo Sul-rio-grandense, parte I: métodos isotópicos e valor interpretativo. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Eds). *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO-UFRGS, p. 161-174.
- Soliani Jr, E., Koester, E. & Fernandes, L.A.D. 2000. Geologia isotópica do Escudo Sul-rio-grandense, parte II: os dados isotópicos e interpretações petrogenéticas. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Eds). *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO-UFRGS, p. 175–230.
- Spalletti, L.A., Queralt, I., Matheos, S.D., Colombo, F. & Maggi, J. 2008. Sedimentary petrology and geochemistry of siliciclastic rocks from the upper Jurassic Tordillo Formation (Neuquén Basin, western Argentina): implications for provenance and tectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences*, 25: 440-463.

Taylor, S.R. & McLennan, S.M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford, UK, Blackwell Scientific Publications, Blackwell, 312p.

Taylor, S.R., Rudnick, R.L., McLennan, S.M. & Ericksson, K.A. 1986. Rare earth element patterns in Archaean high-grade metasediments and their tectonic significance. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50: 2267–2279.

Taylor, S.R. & McLennan, S.M. 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews in Geophysics*, 33: 241-265.

Tomazelli, L.J. 2003. Introdução ao estudo dos ambientes de sedimentação. Notas de Aula. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, p. 2-4.

Walker, R.G. 1992. Fácies Models and Modern Stratigraphic Concepts. In: Walker, R.G. & James, N.P. (Eds). *Facies Models – Response To Sea Level Change*. Ontario, Geological Association of Canada, p. 1-14.

Wani, H. & Mondal, M.E.A. 2010. Petrological and geochemical evidence of the Paleoproterozoic and the Meso-Neoproterozoic sedimentary rocks of the Bastar craton, Indian Peninsula: Implications on paleoweathering and Proterozoic crustal evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, 38: 220–232.

Weibel, R., Johannessen, P.N., Dybkjar, K., Rosenberg, P. & Knudsen, C. 2010. Chemostratigraphy of upper Jurassic reservoir sandstones, Danish Central Graben, North Sea. *Journal of Marine and Petroleum Geology*, 27: 1572-1594.

Zimmerman, U. & Bahlburg, H. 2003. Provenance analysis and tectonic setting of the Ordovician clastic deposits in the Southern Puna Basin, NW Argentina. *Sedimentology*, 50: 1079-1104.