

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**LITOQUÍMICA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DAS
ROCHAS METAVULCÂNICAS DA ANTIFORME CAPANÉ,
COMPLEXO METAMÓRFICO PORONGOS, RS.**

KARINE GOLLMANN

ORIENTADOR – Dra. Juliana Charão Marques
CO-ORIENTADOR – Dr. José Carlos Frantz

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Ivo Antônio Dussin – Instituto de Geociências, Universidade Federal de
Minas Gerais

Profa. Dra. Carla Cristine Porcher – Instituto de Geociências, Universidade Federal
do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Farid Chemale Júnior – Instituto de Geociências, Universidade Federal
Rio Grande do Sul

Dissertação de Mestrado apresentada como
requisito parcial para a obtenção do Título
de Mestre em Geociências.

Gollmann, Karine

Litoquímica e geoquímica isotópica das rochas metavulcânicas da antiforme capané, Complexo Metamórfico Porongos, RS. / Karine Gollmann. - Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2007.

[70 f.] + 14 figuras il.

Dissertação (Mestrado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2007.

1. Geoquímica Isotópica. 2. Rochas Metavulcânicas. 3. Complexo Metamórfico Porongos, RS. I. Título.

Catálogo na Publicação
Biblioteca Geociências - UFRGS
Renata Cristina Grun CRB 10/1113

"Veja...
Não diga que a canção está perdida
Tenha fé em Deus, tenha fé na vida
Tente outra vez

...
Queira...
Basta ser sincero e desejar profundo
você será capaz de sacudir o mundo
Vai, tente outra vez

...
Tente...
E não diga que a vitória está perdida
Se é de batalhas que se vive a vida
Tente outra vez..."

(Raul Seixas)

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer à todos aqueles a quem pude contar durante a realização desta dissertação e, ao mesmo tempo, desculpar a minha ausência por um longo período, mas ainda bem que vocês me entendem.

À minha super irmã de coração Patrícia, não tenho nem palavras para expressar o quanto sou grata a ela. Por não ter me deixado desanimar durante os momentos difíceis do qual passei durante este período. Por me acolher em sua casa, quando eu tava tristonha, pelas noites regadas a vinho, “comida boa” e filosofias sobre a vida (as nossas, claro). Obrigada maninha!!!!!!

Às minhas outras manas de coração, não menos importantes, Karina, Amanda, Dani, o meu super obrigado.

À minha amiga e colega de graduação, mestrado e casa, Luana. Por tudo mesmo... Pelas discussões geológicas, fora da UFRGS, nos dias de Forno Alegre e também no “Iglu”, ou melhor, “Apê do Bonfã”; pela companhia, seja pra qual for a indiada que a gente inventava, pelos avisos de HF que iria tocar blues, mesmo que na maioria delas, acabava não indo...

Ao meu noivo, do qual apareceu em tão pouco tempo e revolucionou de tal forma a minha vida que consegui fazer eu arrancar minhas raízes de POA... Juá, eu te amo muito e obrigada por acreditar na gente, “me buscar” e me fazer muito feliz!!!!!!

À minha mãe, que me apoiou integralmente, mesmo não entendendo direito o que eu andava fazendo... E principalmente por ter me incentivado a seguir meu caminho, mesmo ele não estando em POA. Mãe, eu nem acredito que tu fez isso!!!! Obrigada!!!!!!!!!!!!

Ao meu pai, mesmo distante, mas ao mesmo tempo presente, exceto no último semestre, mas tenho certeza, de que em pensamento, estava do meu lado. Pai, eu entendo, a vida é louca mesmo, e o tempo é curto... Não te preocupa, no fundo, eu entendo...

Ao meu querido colega e amigo Gu, que eu adoro muito...

À minha amigona Adri, pessoa sensacional que gosto muito e que, apesar dos pesares, estava sempre próxima de mim. Obrigada Gui por me apresentar esse anjo.

À Lindinha, por estar sempre presente, em qualquer situação... E desculpa por ter furado as diversas “praias”, mas era por causa dessa dissertação aqui.... Hihihihihihhi....

Aos bolsistas e colegas de geo, agora geólogos, Bruna e Ari, pelos acompanhamentos em campo, pelas risadas na sala...

A minha colega Tati, que cruelmente foi arrancada desse mundo... Minha amiga, que falta que tu me faz... Muita saudade!!!!!!

Ao Diego, que apesar de ausente em grande parte do período, me apoiou e auxiliou na parte inicial da dissertação. Pela ida ao campo em Cachoeira do Sul no inverno e chovendo, no período de folga do trampo... Ninguém merece, mas enfim... Se não agüenta por que veio?! Hehehehehe...

Ao Fabrício e Sandrinha do anexo, por terem me “agüentado” por muito tempo, preparando amostra...

Aos meus orientadores, Juliana e Frantz, o meu muitíssimo obrigado.

Ao Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, pela qualidade de ensino, dedicação ao aluno; ao PPGGEO, pelo padrão de excelência, pelas oportunidades, pelas ajudas...

Ao CNPq, pela concessão da bolsa de mestrado.

Às meninas da “Sofia Veloso”, Fúlvia, Renata e Patrícia, pelas boas risadas na sala trezzzzzzzzzzzzz...

RESUMO

A Antiforme Capané, localizada na porção norte do Complexo Metamórfico Porongos de idade Neoproterozóica, consiste de uma seqüência supracrustal metamorfoseada sob condições de fácies xistos verdes na porção leste e anfíbolito a oeste. O ambiente de formação deste complexo é ainda muito debatido. Sugestões envolvendo ambiente tipo *back arc*, margem passiva e *rift* continental já foram indicadas. Dados geoquímicos e isotópicos (Sm-Nd) foram obtidos para rochas metavulcânicas básicas, intermediárias e ácidas da Antiforme Capané. Quatro grupos foram diferenciados. Os grupos 1 e 2, compostos por rochas ácidas a intermediárias da porção centro-oeste da Antiforme, apresentam alto ETR_L e LILE e baixo ETR_P e HFSE, e $\epsilon Nd(t)$ variando de fortemente negativo nos termos mais ácidos (~ -20) a fracamente negativo nos termos intermediários (-4), com TDM variando de paleo- a mesoproterozóica, sendo mais antiga nas rochas mais ácidas. Tais características podem estar relacionadas à maior participação de crosta nas rochas ácidas; O grupo 3, composto por etariolitos da porção leste, compartilha características litoquímicas com os primeiros, mas apresenta $\epsilon Nd(t)$ fracamente negativo (-2 a -4) e TDM mesoproterozóica, sugerindo variação na fonte mantélica. Estes três grupos são interpretados como originados a partir de vulcanismo associado a arco magmático. O grupo 4, composto por metabasaltos, apresenta composição litoquímica similar a OIB-MORB e assinatura isotópica juvenil, o que o correlaciona com o ofiolito descrito anteriormente na Antiforme. As rochas metavulcânicas da Antiforme Capané foram interpretadas como relictos de um arco magmático relacionado ao fechamento da paleobacia Porongos ocorrido pela convergência do bloco São Gabriel em direção ao Microcontinente Encantadas durante o Neoproterozóico.

ABSTRACT

The Capané Antiform, located in the north part of the Neoproterozoic Porongos Metamorphic Complex, is a supracrustal sequence metamorphosed under greenschist (eastern flank) to amphibolite (western flank) facies. The tectonic environment is still debatable. Back-arc, passive margin and continental rift have been suggested. Lithochemistry and Sm-Nd data were obtained for basic, intermediate and acid metavolcanic rocks from Capané Antiform. Four groups were recognized. The Groups 1 and 2, constituted by acid and intermediate rocks from the central and western part of the Antiform, show high LREE and LILE and low HREE and HFSE, and $\epsilon\text{Nd}(t)$ that varies from strongly negative (~ -20) in acid rocks to moderately negative in basic rocks and TDM ages ranging from paleoproterozoic to mesoproterozoic respectively. These characteristics may be related to a major crust increment in the acid rocks; the Group 3, consists of metariolites from the eastern flank, shares lithochemistry characteristics with the former groups, but show $\epsilon\text{Nd}(t)$ slightly negative (-2 to -4) and mesoproterozoic TDM ages, which suggests differences in the mantle source; and the Group 4, constituted by metabasalts, shows lithochemistry similarities with OIB-MORB compositions and has juvenile isotopic signature, which can link this group to the Antiform's previous described ophiolite remains. The first three groups were interpreted as evolved from a magmatic arc, related to the closure of the Porongos paleobasin when the São Gabriel block converged with the Encantadas microcontinent during the neoproterozoic.

SUMÁRIO

EPÍGRAFE.....	ii
AGRADECIMENTOS.....	iii
RESUMO.....	iv
ABSTRACT.....	vi
SUMÁRIO.....	vii
LISTA DE FIGURAS.....	viii
LISTA DE QUADROS	x
LISTA DE ANEXOS.....	xi
Capítulo 1: Introdução.....	1
Capítulo 2: Estado da arte.....	3
2.1 Vulcanismo associado a ambientes orogênicos e bacias sedimentares correlatas.....	4
2.1.1 Arcos-de-ilhas.....	5
2.1.1.1 Ambiente associado: bacias do tipo <i>back arc</i>	7
2.2 Margem continental ativa.....	9
Capítulo 3: Materiais e métodos.....	12
3.1 A escolha do método isotópico.....	12
3.2 O método Sm-Nd.....	12
3.2.1 Geoquímica do Sm e Nd.....	12
3.2.1.1 Determinação da idade.....	13
3.3 Metodologia de trabalho.....	14
3.4 Técnicas laboratoriais.....	15
3.4.1 Preparação das amostras.....	15
3.4.2 Abertura química das amostras para análise isotópica.....	16

3.4.2.1 Separação química de ETR.....	17
3.4.2.2 Separação química para análises de Sm-Nd.....	17
Capítulo 4: Geologia Regional.....	19
4.1 O Escudo Sul-rio-grandense.....	19
4.1.1 Domínio Oriental.....	19
4.1.2 Domínio Central.....	19
4.1.3 Domínio Ocidental.....	20
4.2 Geologia regional.....	21
4.2.1 Geologia da área de estudo	25
Capítulo 5: Conclusões.....	29
Capítulo 6: Bibliografia.....	32
Capítulo 7: Artigo submetido.....	38
7.1 Introdução.....	41
7.2 Geologia regional	42
7.3 Petrografia	45
7.3.1 Rochas metavulcânicas básicas a intermediárias.....	46
7.3.2 Rochas metavulcânicas ácidas.....	48
7.4 Litoquímica e geoquímica isotópica.....	50
7.4.1 Procedimentos para obtenção dos dados.....	50
7.4.2 Resultados	51
7.5 Discussões	60
7.6 Conclusões	64
7.7 Agradecimentos	65
7.8 Bibliografia	65
Anexo	70

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Evolução isotópica do Nd com relação ao CHUR (extraído de Faure, 1986).....	14
Figura 2: Compartimentação geotectônica do Escudo Uruguaio-Sul-rio-grandense a partir de estudos geofísicos de gravimetria e aeromagnetometria (modificado de Fernandes <i>et al.</i> , 1995).....	20
Figura 3: Esboço geológico do Complexo Metamórfico Porongos (extraído de Lenz, 2004), com <i>zoom</i> da Antiforme Capané (extraído de Marques, 1996).....	27
Figura 4: Mapa geológico da Antiforme Capané (extraído de Marques, 1996).....	28
Figura 5: Esboço geológico do Complexo Metamórfico Porongos (extraído de Lenz, 2004), com <i>zoom</i> da Antiforme Capané (extraído de Marques, 1996).....	44
Figura 6: Diagrama de classificação dos protólitos vulcânicos (Whinchester & Floyd 1977) das rochas metavulcânicas da Antiforme Capané.....	51
Figura 7: Diagramas de ETR's, normalizados pelo manto primitivo (McDonough & Sun, (1995).....	56
Figura 8: <i>Spidergrams</i> , normalização de McDonough <i>et al.</i> , (1992).....	57
Figura 9: Diagrama de isótopos de Sm-Nd, para as rochas metavulcânicas da Antiforme Capané.....	58
Figura 10: Zr/Nb, Zr/Hf, Ta/Nb, Th/Nb e FeOT x SiO ₂ , para as rochas metavulcânicas da Antiforme Capané.....	59
Figura 11: Diagrama evolucionário de Nd.....	60
Figura 12: Diagrama (La/Nb) _N x (La/Yb) _N , normalizados pelo condrito (Boyton, 1984) - PM: <i>primitive mantle</i> ; OIB: <i>ocean island basalts</i> ; LC: <i>lower crust</i> ; ER: <i>eclogite restite</i>	63

Figura 13: Diagrama Yb x Th/Ta, relacionando ambientes tectônicos (Gorton & Schandl 2000).....63

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Análises geoquímicas de rocha total, de elementos maiores, traços, ETR e isótopos de Sm-Nd, para as rochas metavulcânicas da Antiforme Capané/Complexo Metamórfico Porongos.....	52
---	----

LISTA DE ANEXOS

ANEXO 1: MAPA DE PONTO	70
-------------------------------------	-----------

CAPÍTULO 1

- INTRODUÇÃO -

O estudo litoquímico e isotópico de rochas vulcânicas tem-se mostrado muito eficiente na determinação de ambientes geotectônicos, porém, a deformação e o metamorfismo tendem a obliterar informações diagnósticas importantes. Para tal, faz-se necessário o estudo de elementos imóveis em determinadas condições metamórficas e os sistemas isotópicos, escolhidos e utilizados com ressalvas. O sistema Sm-Nd é mais confiável nestas condições e o sistema Rb-Sr pode ser utilizado, desde que se tenha pleno controle petrográfico e litoquímico das amostras, para o caso de sua utilização para estudo de suas fontes.

O Complexo Metamórfico Porongos (*sensu* Hartmann *et al.*, 2000) apresenta complexidade e o seu estudo deve ser muito criterioso já que existem diversos fatores que tendem a modificar as características originais da rocha, como metamorfismo, deformação e hidrotermalismo devido à proximidade de intrusões graníticas.

O Complexo Metamórfico Porongos encontra-se inserido no Cinturão Tijuca (Chemale, 2000), de idade Neoproterozóica e seu contexto geotectônico ainda não é bem compreendido. Diversos autores (Jost & Bitencourt 1980; Frago-Cesar *et al.* 1982, 1984; Tommasi & Fernandes 1990; Porcher & Fernandes 1990) atestam que o ambiente formador desta paleobacia foi o de uma bacia do tipo *back arc*. Ainda, Frantz *et al.*, (1997, 1999, 2000); Hartmann *et al.*, (2004) atestam estar vinculado a um ambiente do tipo margem passiva, relacionado a processos de rifteamento (Saalmann *et al.*, 2005). Todas estas informações, com relação aos ambientes geotectônicos carecem de dados adicionais, principalmente isotópicos. Os poucos dados isotópicos existentes consistem na determinação da idade. Estudos realizados por Marques *et al.*, (1998 a, 2003) e Gollmann, (2005) constataram diferenças litoquímicas importantes na seqüência metavulcânica na área da Antiforme Capané do Complexo Metamórfico Porongos. As rochas metavulcânicas básicas a intermediárias possuem afinidade toleítica transicional e encontram-se metamorfizadas sob a fácies anfíbolito inferior a médio, com média pressão (Marques, 1996, 1998 a). Já rochas metavulcânicas ácidas possuem afinidade cálcio-alcalina e estão metamorfizadas na fácies anfíbolito inferior a

xistos verdes (Marques, 1996, 1998 a). Tais diferenças podem ser relevantes e sugerir colagem tectônica entre duas bacias de evolução distintas ou sobreposição de níveis estratigráficos diferentes de uma mesma bacia sedimentar.

O objetivo deste trabalho consiste em realizar um estudo litoquímico e isotópico mais abrangente do que o realizado anteriormente por Gollmann, (2005), a fim de diferenciar de forma mais detalhada as seqüências metavulcânicas da Antiforme Capané e conseqüentemente, compreender melhor o ambiente de formação da paleobacia Porongos.

Esta dissertação de mestrado é apresentada na forma de artigo científico e é, estruturada conforme as normas do Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul que prevê: uma síntese integradora (Capítulo 2) , metodologia (Capítulo 3), contexto regional (Capítulo 4), conclusões deste estudo (Capítulo 5) e referências bibliográficas (Capítulo 6). O corpo principal da dissertação – artigo submetido à revista Pesquisas em Geociências, intitulado “Litoquímica e geoquímica isotópica das rochas metavulcânicas da Antiforme Capané, Complexo Metamórfico Porongos, RS” , será apresentado no capítulo 7.

CAPÍTULO 2

- ESTADO DA ARTE -

Uma bacia sedimentar, de um modo geral, pode apresentar a sucessão de diversos regimes tectônicos superpostos. De acordo com Dickinson (1974), a evolução de uma bacia sedimentar pode ser vista como o resultado de uma sucessão bem definida de ambientes de tectônica de placas e de interação de placas cujos efeitos são mesclados em um contínuo desenvolvimento. O potencial de preservação é outro fator importante, já que muitas bacias tendem a ser passíveis de soerguimento, erosão e deformação dentro dos cinturões orogênicos antigos e muitas podem até ser destruídas devido aos processos de subducção e colisão continental. A análise de uma paleobacia, portanto, às vezes é muito complexa, uma vez que uma série de fatores podem influenciar na evolução e preservação no registro estratigráfico, sendo também suscetível a diversos processos posteriores que tendem a dificultar ainda mais a interpretação de sua gênese, como o que ocorre no Complexo Metamórfico Porongos.

O Complexo Metamórfico Porongos tem sido interpretado como uma seqüência de bacia do tipo *back arc* (Jost & Bitencourt 1980, Jost 1981, Fragoso-Cesar *et al.* 1982, 1984, Tommasi & Fernandes 1990, Porcher & Fernandes 1990), devido ao tipo de associação sedimentar. Ainda, Frantz *et al.*, (1997, 1999, 2000); Hartmann *et al.*, (2004) atestam estar vinculado a um ambiente do tipo margem passiva, relacionado a processos de extensionais, possivelmente transtensional (Saalman *et al.*, 2005). A presença de ofiolitos (Marques *et al.*, 1998a), rochas vulcânicas de composições variadas de ácidas à básicas e de afinidade toleítica transicional a cálcio-alcalina e, ainda, o grau metamórfico diferenciado, traduzem a justaposição de fragmentos de bacias distintas por colagem tectônica, atestando que seu paleoambiente é associável com ambientes do tipo orogênico. Ainda, Gollmann (2005), em análise geoquímica e isotópica preliminar de Rb-Sr e Sm-Nd, conseguiu delimitar grupos de evoluções distintas, e de afinidades toleítica transicionais a cálcio-alcalinas, sendo a fase cálcio-alcalina alto K a predominante. Tais características indicam processos formadores ligados a ambientes convergentes, com formação de arcos magmáticos. Devido a tal associação, será feita uma revisão bibliográfica de rochas vulcânicas associadas a ambientes orogênicos, seu comportamento perante a dinâmica tectônica e o reflexo em suas possíveis fontes mantélicas.

2.1 Vulcanismo associado a ambientes orogênicos e bacias sedimentares correlatas

Os ambientes orogênicos possuem uma dinâmica complexa com relação às fontes magmáticas. A zona de convergência tende a introduzir fluidos que modificam a cunha do manto e produzem magmatismo de natureza diferenciada e muitas vezes complexa. A geometria da zona de convergência é dependente de diversos fatores, entre eles: idade e ângulo da placa subductada, taxa de convergência, esforço e presença de estruturas que podem interferir na evolução da convergência (ex. platôs oceânicos, montes submarinos, cadeias assísmicas, ilhas oceânicas). Estes fatores influenciam diretamente sobre a composição da fonte original e na resposta dada com relação à dinâmica tectônica. O esforço exercido para a movimentação da placa tende a influenciar sobre o tipo de arco-fossa a ser produzido. Segundo Dewey (1980) os sistemas de arco-fossa podem ser de três tipos:

- ❖ Distensivos: favorecidos quando o recuo da fossa é mais rápido que a migração da placa superior em direção à fossa. Ex. Arcos oceânicos localizados no Oceano Pacífico;

- ❖ Compressivos: favorecido quando a placa cavalgante avança em direção à fossa mais rápido que o recuo da fossa. Ex. Cordilheira dos Andes, e;

- ❖ Neutros: formados quando o recuo da fossa é igual ao avanço da placa cavalgante sobre a fossa. Ex. Aleutas.

Ainda, os ambientes convergentes podem ser divididos em três tipos, dos quais são dependentes do tipo de placa tectônica envolvida. Os limites do tipo oceano-oceano produzem arcos-de-ilhas, enquanto que os limites do tipo continente-oceano formam margens continentais ativas. Com a evolução da convergência entre as placas, pode-se ainda, ter um terceiro tipo, caracterizado por placas do tipo continental, dado que houve todo consumo de toda crosta oceânica existente, na zona de subducção, dando origem a uma zona de colisão entre continentes. A colisão é acompanhada por

deformação da crosta continental, formando extensos cinturões de dobras e empurrões, alinhados conforme a zona de convergência.

De acordo com os dados tidos até então, em trabalhos de Marques *et al.*, (1998a, 1998b, 2003) e Gollmann (2005), serão apresentados a seguir, as características relacionadas aos ambientes compressivos, como arco-de-ilhas e margem continental ativa, os quais representam ambientes de interesse para a evolução deste trabalho.

1.1.1 Arcos-de-ilhas

Os arcos-de-ilhas consistem em ilhas de origem vulcânica, dispostas de forma linear ou arqueadas, acompanhando a zona de convergência entre placas oceânicas. São caracterizados por apresentarem *trends* magmáticos de rochas vulcânicas toleíticas, (ou baixo K), cálcio-alcálicas, cálcio-alcálicas alto K e shoshoníticas (ou alcálicas), sendo que este *trend* aumenta no conteúdo de K na medida que se afasta da zona de subducção e automaticamente, com relação ao tempo. A petrografia varia desde basaltos até riolitos.

De acordo com Wilson (1989), a série toleítica é caracterizada por baixo teor de K e enriquecimento em Fe nos estágios iniciais de fracionamento. A associação de rocha toleítica é caracterizada por rochas basálticas e andesíticas, de textura afírica, com raras ocorrências de rochas piroclásticas. A série cálcio-alcálica apresenta andesito com dois piroxênios, com 59% de SiO₂, de textura porfírica, e comumente possui associações com rochas piroclásticas. Podem ocorrer também basaltos com alto teor de alumina. A série shoshonítica é muito variável (basaltos, andesitos e dacitos), com suítes alcálicas sódicas e potássicas e predomínio de membros finais de composição basáltica. As lavas sódicas costumam ocorrer em lugares restritos, como ao longo ou próximo de falhamentos laterais da zona de subducção e/ou zonas de fraturas perpendiculares às fossas.

Os basaltos de arcos-de-ilha apresentam composição similar com os basaltos tipo MORB e OIB, porém, o teor de TiO₂ é mais baixo. Estas rochas apresentam enriquecimento em elementos incompatíveis de baixo potencial iônico (Sr, K, Rb, Ba ± Th) e depletados em elementos de alto potencial iônico (Ta, Nb, Ce, P, Zr, Hf, Sm, Ti, Y, Yb, Sc e Cr) relativo ao N-MORB, interpretado como resultado de uma

fonte depletada e atribuído também ao alto grau de fusão parcial da fonte, estabilidade de fases residuais na fonte e mobilização destes elementos na fase fluida, atribuída ao metassomatismo do manto pela subducção da litosfera oceânica. As rochas possuem baixo conteúdo de Ni, sugerindo manto não primário, e alta taxa de Th/Nb, o que reflete a influência dos fluidos enriquecidos em Th na zona de subducção. Com relação aos ETR, há um grande espectro entre os ETR_L e ETR_P , devido ao *trend* potássico das séries magmáticas. Os basaltos toleíticos possuem empobrecimento em ETR_L e enriquecimento em ETR_P ao contrário dos basaltos cálcio-alcálicos (Wilson, 1989). A abundância de Sr, Ba e K é correlacionável com o enriquecimento de ETR_L . Devido a isso, a taxa Ba/La é relativamente alta, comparada com MORB e basaltos de ambiente intraplaca. Isso se deve ao enriquecimento de fluidos ricos em Ba derivados dos sedimentos da crosta oceânica subductada.

Os dados isotópicos devem ser analisados com cuidado, tendo em vista que há contaminação por sedimentos terrígenos e água do mar na zona de subducção, herdando teores não equivalentes ao magmatismo em si (Wilson, 1989), que tendem a aumentar as razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Em geral, possuem valores positivos de ϵNd , e alto $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, devido à contribuição de fonte juvenil na petrogênese do magma gerado.

As “pequenas” Antilhas são um exemplo de arco-de-ilhas situadas na margem leste do Mar do Caribe, onde a placa Caribenha é subductada pela placa Atlântica. Segundo Rea (1982) as litologias compõem-se de basaltos, andesitos (predominantes), dacitos e raros riolitos. São rochas de afinidade cálcio-alcálicas, com conteúdos relativamente altos de Al_2O_3 e CaO. MgO e TiO_2 são baixos, com exceção das fases máficas da região de Granada. O acréscimo de sílica é acompanhado pelo moderado a baixo acréscimo de álcalis, e não há enriquecimento em Fe. As razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são variáveis e de modo geral, altas e, de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, baixas. Estas razões refletem a interação dos sedimentos marinhos junto a cunha do manto, modificando parte da química original mantélica. A área é dividida em quatro grupos de ilhas de características geoquímicas diferenciadas devido à natureza da zona de subducção, composição da crosta e reservatório mantélico envolvido. Estes fatores atuam diretamente no tipo de vulcanismo gerado.

2.1.1.1 Ambiente associado: bacias do tipo *back arc*

Como ambiente associado mais comumente aos arcos-de-ilhas, podem ocorrer bacias do tipo *back-arc*. Muito confundidas na literatura, as bacias de *back-arc* diferem das *retroarc foreland* pelo seu envolvimento com possível produção de crosta oceânica e formação através de movimentos extensionais, enquanto que a bacia de *retroarc foreland* é formada através de subsidência flexural atrás de arco magmático que apresenta cinturão de dobras e empurrões (Busby & Ingersoll 1995).

As bacias de *back-arc*, também conhecidas como bacias marginais (Karig, 1971) são bacias semi-isoladas, ou uma série de bacias localizadas atrás de arcos magmáticos, em resposta a subducção em ambiente de arco-de-ilha ou margem continental ativa. O primeiro estágio de formação consiste na extensão crustal, devido à compressão exercida pela placa subductada junto à crosta atingida. Esta compressão depende da velocidade e mergulho da placa subductada.

A sedimentação é caracterizada pela mistura de assembléias distintas, incluindo ofiolitos, sedimentos de mar profundo, sedimentos oriundos do arco magmático (fragmentos vulcânicos, etc.) e sedimentos cratônicos. Muitos ofiolitos podem estar alojados junto a seqüências de *back-arc*. Eles podem sofrer obducção no momento de fechamento da bacia (Condie, 1988).

Este processo extensional geralmente ocorre em ambientes intraoceânicos devido à formação de crosta oceânica, similarmente como ocorre em limites divergentes (Kanamori, 1986). A distensão é favorecida quando o recuo da fossa é mais rápido que a migração da placa superior em direção à fossa (Busby & Ingersoll 1995, Dewey, 1980). O que difere é que em ambientes compressionais, existe uma maior interação de fluidos devido à entrada destes na zona de subducção. Isto pode afetar o processo de geração de magmas, produzindo basaltos com geoquímica diferente dos basaltos tipo MORB, ou seja, transicional para arcos magmáticos (Wilson, 1989).

A composição dos basaltos varia desde toleíticos baixo K até basaltos subalcalinos com alto conteúdo de álcalis, sendo mais comum a ocorrência de rochas de afinidade cálcio-alkalina (Condie, 1988).

Crawford *et al.* (1981) e Karig (1971) montaram um modelo petrogenético a partir de estudos realizados em Tonga, nas Filipinas. O modelo

apresenta a ascensão de fluidos a partir da litosfera oceânica subductada que metassomatizam o manto astenosférico, produzindo magmas de composição basáltica típica de arcos magmáticos. Este processo causa soerguimento da astenosfera, que aumenta o fluxo térmico na região que sofre extensão (rifteamento), a partir do fluxo térmico e compressão da parte frontal do arco. Ocorre fusão por decompressão adiabática produzindo magmas basálticos típicos de bacias de *back-arc*. A partir de então, há o começo de rompimento da crosta e formação de assoalho oceânico. Este processo pode durar muito tempo ao longo de bordas destrutivas, produzindo uma complexa seqüência de eventos magmáticos.

As rochas apresentam feições petrográficas de interação com meio aquoso, como a presença de *pillow-lavas*.

As rochas vulcânicas derivadas de bacias de *back-arc*, apresentam caráter básico, podendo incluir basaltos primitivos (com alto teor de MgO) localizadamente, enriquecimento em elementos alcalinos, com alto teor de alumínio, o que indica envolvimento de um manto modificado na zona de subducção (Wilson, 1989). Em termos de elementos maiores, são muito similares aos basaltos toleíticos MORB e OIB. Segundo Wilson (1989), a geoquímica dos elementos traço é muito complexa e quando comparados ao N-MORB, mostram enriquecimento em elementos que possuem cátions de baixa valência – K, Rb, Ba e Sr, provavelmente pela mobilidade destes elementos nos fluidos da zona de subducção – metassomatismo da crosta subductada. Todavia, se comparado ao MORB enriquecido, ocorre enriquecimento significativo somente com relação ao K e Sr. Apresenta ainda, baixos valores nas razões K/Rb, K/Ba e Zr/Nb e altos na de Rb/Sr, quando comparados ao N-MORB. Portanto, os basaltos de *back-arc* parecem ter mais afinidade com MORB enriquecido (P – MORB) e OIB, gerados por fontes mantélicas menos depletadas.

Os fluidos oriundos da zona de subducção costumam influenciar nos estágios iniciais de abertura da bacia e a sua influência diminui conforme ela evolui. Estes fluidos também interferem no tipo de vulcanismo associado, já que quanto maior a quantidade de voláteis em um magma, mais explosiva será a sua manifestação vulcânica, podendo ser considerado do tipo piroclástico (Condie, 1988). Os voláteis tendem a quebrar os polímeros de sílica, diminuindo a sua viscosidade e baixando a sua temperatura de fusão. Assim, rochas de caráter mais félsico são esperadas nos estágios

iniciais, seguidos por rochas de composição mais básica na medida que há espalhamento de assoalho oceânico na bacia (Condie, 1988).

De acordo com Wilson, (1989); os basaltos derivados de bacias de *back-arc* apresentam baixa razão de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e isto se deve ao enriquecimento dos fluidos em $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ na zona de subducção, influenciando na petrogênese dos magmas de arco. Ainda, comumente, os basaltos de bacias de *back-arc* possuem alto $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e ϵNd de valores baixos.

Um exemplo clássico na literatura de bacia do tipo *back-arc*, refere a parte leste de *Scotia Sea*, que representa o espraiamento de assoalho oceânico por influência do arco-de-ilhas formado pelas *South Sandwich Islands*. No estudo realizado por Saunders & Tarney (1979) são descritos basaltos semelhantes aos basaltos do tipo MORB, diferenciando com relação ao Al, por exemplo, que costuma aumentar quando há influência de fluidos em zonas de subducção. Os autores atestam que os basaltos em estudo foram afetados por tal processo, produzindo características geoquímicas transicionais de basaltos do tipo MORB para basaltos toleíticos de arco-de-ilhas.

A bacia de *back-arc Manus*, localizada em Papua Nova Guiné, é associada ao arco-de-ilhas *New Britain* e possui história evolutiva um tanto complexa, devido a influência de falhas extencionais, que deram origem à bacia e, também, de falhas transformantes. As litologias vulcânicas variam de basaltos (predominantes) a dacitos (raros). Sinton *et al.*, (2003) descrevem que as variações geoquímicas são dadas pelas variações entre o grau de fusão parcial da fonte, depleção prévia da fonte mantélica e adição de componentes relacionados à zona de subducção atuante. São encontrados cinco grupos mantélicos diferentes entre si, sendo eles: 1) magma do tipo arco magmático; 2) magma do tipo MORB; 3) magma do tipo basalto de bacia de *back-arc*; 4) magma do tipo bacia de *back-arc*, enriquecidos em ETR_L , P e Zr ; 5) magmas relacionados às zonas de falhas transformantes.

2.2 Margem continental ativa

A margem continental ativa possui magmatismo semelhante ao de arco-de-ilha, porém há um predomínio das séries cálcio-alcalinas, e maior abundância das séries alto K e shoshonítica, devido a contaminação crustal. As séries toleíticas e cálcio-

alcalina ocorrem em fase sin-orogênica, a série shoshonítica caracteriza o período tardi-orogênico e a alcalina, pós-orogênica. As rochas vulcânicas alcalinas variam desde basaltos alcalinos até leucita basaltos.

Segundo Wilson (1989), as rochas de margem continental ativa são mais ricas em elementos traço, quando comparados às rochas oriundas de arcos-de-ilha, o que reflete efeitos combinados de derivação de uma fonte mantélica enriquecida e contaminação crustal. Através do estudo de elementos traço, é difícil, distinguir os fluidos oriundos da zona de subducção e dos oriundos dos processos de contaminação crustal. As rochas apresentam altas taxas de Th/Yb, devido à influência de litosfera subcontinental e de K/Rb e Fe/Mg; maiores concentrações de K, Sr, Rb, Ba, Zr, Th, U e ETR_L e menores de Nb, Ta, Y, Zr, Hf, ETR_P ; enriquecimento em Al e Fe, baixo TiO_2 e alto K_2O , P_2O_5 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 . Extensas variações de $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{134}Nd/^{144}Nd$ e Pb ocorrem em função do envolvimento crustal e de manto subcontinental na petrogênese.

A química, um pouco diferenciada das rochas derivadas de arcos-de-ilha, reflete a multiplicidade das fontes. A passagem do magma em crosta continental, mais espessa que a crosta oceânica, influencia diretamente o conteúdo de elementos traço e isótopos. Em geral, há formação de magmas mais silicosos (dacitos e riolitos), devido à fusão parcial da base da crosta ou cristalização fracionada e por conseqüência, maior volume de rochas piroclásticas devido ao enriquecimento de fluidos da zona de subducção combinado com alto teor de SiO_2 (Wilson, 1989).

Os dados isotópicos são altamente variáveis, devido aos diversos graus de interação entre a crosta e o manto. Há uma grande variação no parâmetro ϵNd , já que sua origem (rochas vulcânicas) está relacionada com rochas de embasamento e/ou sedimentos do arco magmático em si (De Paolo, 1988). Um aspecto importante é que magmas de margem continental ativa podem exibir características isotópicas de arcos primitivos, porque magmas originados em manto profundo, inicialmente, possuem características similares aos membros primitivos. Se estes magmas interagirem com a crosta, seja por erupção ou posicionamento em nível raso, promovendo assimilação ou fusão crustal, suas características originais podem vir a ser modificadas. Os valores de ϵNd , neste caso, serão altamente variáveis, podendo-se obter valores positivos e negativos, em uma mesma assembléia cogenética.

A região andina é o exemplo mais bem documentado na literatura até então. A placa de Nazca é subductada pela placa Sul-americana, porém seu comportamento não é homogêneo ao longo da costa oeste da América do Sul. A geometria da placa convergente é variável, devido à variação na espessura da crosta oceânica (carga sedimentar), o que influencia diretamente o ângulo de convergência, e características da crosta que o magma atravessa até chegar a superfície. Segundo Thorpe *et al.*, (1982), a Cordilheira dos Andes é dividida em três zonas:

- ❖ NVZ (Northern Volcanic Zone): dominantes andesitos basálticos e andesitos, semelhantes a arco-de-ilhas, com características cálcio-alcálicas.
- ❖ CVZ (Central Volcanic Zone): predomínio de rochas intermediárias e ácidas, com marcado aumento de K₂O, com o distanciamento da fossa (direção leste), com ocorrência de associação shoshonítica na parte leste da zona.
- ❖ SVZ (Southern Volcanic Zone): similar a NVZ, porém de composição mais básica, com basaltos alto Al e andesitos basálticos.

A principal diferença entre as três zonas vulcânicas consiste na presença de rochas antigas, de idade pré-cambriana, na CVZ; nas demais zonas, as litologias mais antigas consistem do período mesozóico. Essa diferença faz com que as razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ sejam altamente variáveis na CVZ, pelos diferentes graus de interação entre a crosta e o magma formado, derivado de crosta continental (Hawkesworth *et al.*, 1982, Thorpe *et al.*, 1984), além de enriquecimentos em K, Rb, Sr e Ba (Thorpe *et al.*, 1982). Em geral, a CVZ possui alto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e baixo $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, enquanto NVZ e SVZ possuem razões mais baixas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e um pouco mais altas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. A NVZ e SVZ possuem características geoquímicas de derivação de um manto enriquecido, modificado por processo de subducção, com pouca contaminação crustal (Thorpe *et al.*, 1984).

CAPÍTULO 3

- MATERIAIS E MÉTODOS -

3.1 A escolha do método isotópico

A escolha dos métodos isotópicos se deu a partir do objetivo deste estudo, do qual consiste na identificação e individualização de possíveis grupos litológicos entre as rochas metavulcânicas, e possível identificação da fonte geradora destes magmas. As razões de $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$, além de parâmetros como ϵNd e idades-modelo, são bons indicadores de tipos mantélicos.

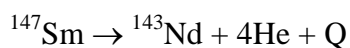
3.2 O método Sm-Nd

3.2.1 Geoquímica do Sm e Nd

O Sm e o Nd são ETR leves do grupo dos lantanídeos da tabela periódica. Ocorrem como elementos-traço nos minerais formadores de rocha, como por exemplo apatita, zircão, entre outros. O raio iônico do Sm corresponde a 1,04 Å e do Nd, 1,08 Å. A concentração de ambos em silicatos cresce na medida que a cristalização do magma evolui. Nas rochas ígneas, a concentração é proporcional com o grau de diferenciação magmática (Faure, 1986).

Na natureza existem sete isótopos de Sm (^{144}Sm , ^{147}Sm , ^{148}Sm , ^{149}Sm , ^{150}Sm , ^{152}Sm e ^{154}Sm) e sete de Nd (^{142}Nd , ^{143}Nd , ^{144}Nd , ^{145}Nd , ^{146}Nd , ^{148}Nd e ^{150}Nd).

O ^{147}Sm é radioativo e, com uma meia-vida de 106Ga, decai para ^{143}Nd a partir da emissão de uma partícula α , sendo esta, idêntica ao isótopo de He. A fórmula de decaimento é dada por (Faure, 1986):



Onde: Q equivale a energia de decaimento.

3.2.1.1 Determinação da idade

A determinação da idade se dá a partir da equação (Faure, 1986):

$$^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd} = (^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd})_i + ^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd} \times (e^{\lambda t} - 1)$$

Onde: $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ e $^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd}$ são medidos no espectrômetro de massa e $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ é calculado; λ corresponde a constante de desintegração do Sm.

Os resultados são plotados em um diagrama do tipo isocrônico, sendo a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ plotada no eixo da ordenada e a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, no eixo da abscissa. A razão $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ corresponde ao ponto de intersecção entre a reta e o eixo da ordenada e $(e^{\lambda t} - 1)$ corresponde a inclinação da reta. Os dados obtidos correspondem ao último evento de homogeneização do sistema isotópico em questão.

As idades-modelo simbolizam a idade estimada de diferenciação a partir de um manto empobrecido (T_{DM}) ou do condrito, (T_{CHUR} - Chondritic Uniform Reservoir). O CHUR corresponde a uma porção do manto onde pouco ou nenhum material tenha sido extraído ao longo do tempo, caracterizando uma evolução isotópica onde a única variável corresponde à mudança contínua da razão $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ na medida que há o decaimento do ^{147}Sm (Fig. 1). O manto empobrecido corresponde a porções mantélicas empobrecidas em Nd, pelo fato de já ter sido fonte para materiais rochosos diferenciados (Soliani Jr *et al.*, 2000).

Para determinar a idade-modelo com segurança, é preciso conhecer a composição isotópica da fonte mantélica, assumir que não houve fracionamento isotópico do Sm e do Nd após a extração do material rochoso a partir do manto e assegurar-se da imobilidade dos isótopos radioativos e radiogênicos.

Ainda, utiliza-se o parâmetro ϵ_{Nd} , o qual corresponde a um valor numérico que visa comparar as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ da rocha analisada com o CHUR. Valores iguais a zero indicam composição isotópica similar ao CHUR; positivos

correspondem a material juvenil derivado do manto empobrecido, e negativos, a rochas derivadas de assimilações e fusões de rochas crustais.

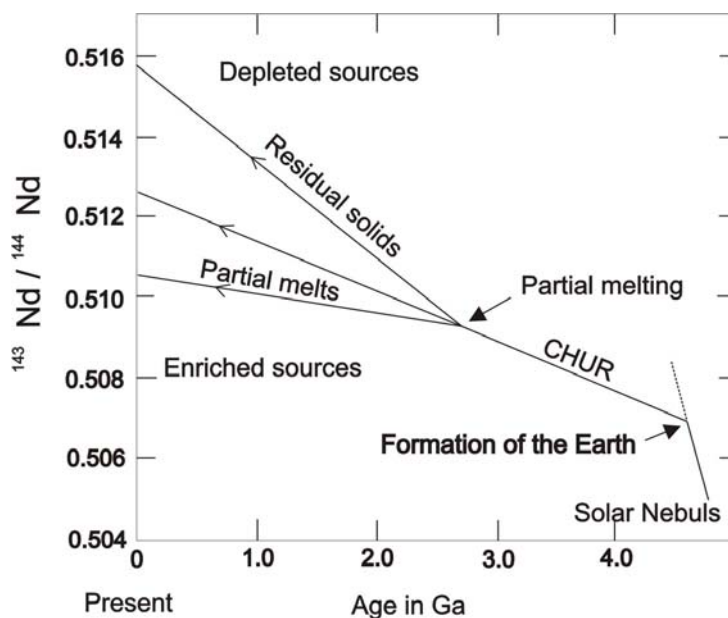


Figura 1: Evolução isotópica do Nd com relação ao CHUR (extraído de Faure, 1986).

3.3 Metodologia de trabalho

A realização deste trabalho ocorreu em várias etapas. Primeiro foi efetuado um levantamento bibliográfico, dirigido à geologia regional e de detalhe, com ênfase nas rochas metavulcânicas do Complexo Metamórfico Porongos. Também foi realizado um levantamento de material teórico básico sobre as técnicas utilizadas e pesquisa na área de petrologia ígnea e metamórfica, geologia estrutural e tectônica de bacias, com o intuito de aprofundar o conhecimento para melhor interpretar os dados obtidos através dos dados litoquímicos e isótopos.

Os trabalhos de campo foram realizados em duas etapas: a primeira etapa, realizada no mês de junho de 2005 (3 dias) e a segunda, no mês de setembro de 2005 (2 dias), (mapa de pontos – anexo 1). Estes trabalhos não tinham como objetivo detalhar os perfis selecionados e sim, amostrar as rochas metavulcânicas. Foram

utilizados como base, os trabalhos de Marques (1996) e Gollmann (2005) para a seleção dos perfis e sítios de amostragem. Concomitantemente, foram efetuadas descrições de lâminas delgadas dos trabalhos citados acima, totalizando 66 lâminas (mapa de pontos – anexo 1). Ainda, foram confeccionadas 23 lâminas oriundas dos campos realizados por este projeto.

A etapa de laboratório foi realizada em 2 fases: a primeira foi realizada no Laboratório *Actlabs*. Consistiu na realização de 12 (doze) análises geoquímicas com o intuito de auxiliar na escolha de amostras para análise de isótopos e, também, obter informações adicionais sobre a composição das unidades, através dos resultados de elementos maiores, traços e ETR. As amostras foram analisadas segundo o pacote 4LITHOResearch que utiliza como dissolução a fusão com tetraborato/metaborato de Lítio seguida de digestão em solução fraca de ácido nítrico, processo que garante máxima mobilização de elementos como ETR de fases resistentes à dissolução. A leitura dos dados foi feita por ICP e ICP/MS com uso de *spike* para correção de desvios menores e 12 materiais de referência internacional, sendo 2 de controle e 10 padrões. Na segunda fase foi efetuada a análise isotópica de 12 (doze) amostras no Laboratório de Geologia Isotópica – CPGq da UFRGS. Os procedimentos envolveram: digestão da amostra à quente utilizando primeiro mistura de HNO₃ e HF, e posteriormente HCl; separação dos elementos utilizando passagem em coluna com resina de troca catiônica; e determinação isotópica por MC-ICP-MS (*Multicollector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer*) Neptune de alta resolução.

3.4 Técnicas laboratoriais

3.4.1 Preparação das amostras

Para a realização das análises geoquímicas e isotópicas, faz-se necessário ter alguns cuidados na escolha das amostras a serem analisadas, com o intuito de não haver qualquer tipo de contaminação: rocha fresca, sem atividade metassomática e/ou intempérica atuante. Após esta escolha ter sido efetuada com sucesso, é preciso transformar a amostra em pó. Para isso, utiliza-se aparelhos do tipo prensa hidráulica e

moinho de bolas, até obter o resultado esperado. Foram pulverizados em média 1kg de amostra para a obtenção de 10g de pó representativos.

3.4.2 Abertura química das amostras para análise isotópica

Antes de se iniciar a abertura química da amostra, é necessário escolher o tipo de *spike* que será utilizado na análise isotópica. O *spike* consiste em um traçador, de concentração conhecida, que é adicionado à amostra. Para as análises Sm-Nd foi utilizado o *spike* rs-1a. O tipo e quantidade de *spike*, e a quantidade de amostra a ser utilizada foram definidos a partir de cálculos realizados com base na concentração original de Sm e Nd, obtida a partir das análises litoquímicas.

Após a determinação do tipo e quantidade de *spike*, e quantidade de amostra, é iniciado o procedimento de pesagem, que consiste de: (i) pesagem do Savilex (recipiente); (ii) pesagem do papel de pesagem; (iii) adição da quantidade de amostra estimada sobre o papel de pesagem e pesagem do material (papel + amostra); (iv) inserção da amostra no recipiente de dissolução e pesagem do conjunto (recipiente + amostra); (v) adição do *spike* em etapas, com pesagem dos dois estágios.

Encerrado este processo, inicia-se a etapa de digestão das amostras. A metodologia aplicada permite uma abertura bastante efetiva .. As etapas de digestão são descritas a seguir:

(i) Adição de 4 mL de HF concentrado + 1 mL de HNO₃ 7N. A amostra em savilex aberto é colocada em chapa quente (entre 1500 e 3000°C) durante aproximadamente 24 horas, ou até a evaporação completa do ácido.

(ii) Adição de 6 mL de HF concentrado + 1 mL de HNO₃ 7N no resíduo da etapa anterior. O savilex é fechado e disposto em chapa quente pelo período de 3 dias. Após este período, o recipiente é novamente aberto e deixado em chapa quente até a evaporação de todo o conteúdo.

(iii) Adição de 7 mL de HCl 6N no resíduo. O savilex é fechado novamente e disposto em chapa quente pelo período de 3 dias. Após esse período é reaberto e deixado em chapa quente até a evaporação completa do conteúdo.

(iv) Adição de 2,5 mL de HCl 2,5N com pipeta volumétrica no resíduo e homogeneização da solução.

(v) Após a abertura completa, transferem-se 3 mL da solução para um tubo de ensaio limpo e centrifuga-se por 10 a 15 minutos em velocidade intermediária.

3.4.2.1 Separação química de ETR

A separação química de ETR é feita em colunas de troca catiônica com a resina AGX-8 de 200 a 400 *mesh*. Para a realização dessa etapa são seguidos os procedimentos abaixo:

(i) Condicionamento da resina na coluna através da adição de 20 mL de HCl 2,5N.

(ii) Após a passagem da solução por todo o perímetro da coluna, adição de 1 mL de solução da amostra em HCl 2,5N, obtidos na etapa de digestão, na coluna.

(iii) Após a introdução da amostra e sua completa distribuição pela resina, procede-se a sua lavagem. Este procedimento consiste na adição de 1 mL de HCl 2,5N por três vezes, e, por fim, adição 20 mL de HCl 2,5N seguido por mais 29 mL do mesmo ácido.

Até essa etapa, todos os eluídos do processo são desprezados.

(iv) Após este procedimento, adiciona-se 7mL de HCl 6N na coluna e despreza-se os eluídos.

(v) A coleta de ETR é feita através da adição de 15 mL de HCL 6N na coluna e coleta em savilex. Adicionam-se duas gotas de HNO₃ 7N e deixa-se secar em chapa quente.

3.4.2.2 Separação química para análises de Sm-Nd

Para a separação de Sm e Nd, utiliza-se o resíduo obtido na separação de ETR na primeira coluna, submetendo o mesmo, à segunda coluna. A segunda coluna é preenchida com resina catiônica Politeflon HDEHP, LN 100- 150 *mesh*.

O procedimento utilizado é descrito abaixo:

(i) Limpeza da coluna através da adição de 10 mL de HCl 6N.

(ii) Condicionamento da resina através de duas adições de 2 mL de HCl 0,18 N.

(iii) Adição de 0,2 mL de HCl 0,18N no Savilex que contém os resíduos de ETR, homogeneização e adição deste conteúdo de solução na coluna.

(iv) Lavagem da amostra através da adição de três vezes de 0,2 mL de HCl 0,18N e posterior adição de 8 mL de HCl 0,18N.

Desprezar todos os eluídos até o momento.

(i) Coleta de Nd em savilex através da adição de 9 mL de HCl 0,18 N, posterior adição de 2 gotas de HNO₃ 7N na solução coletada e secagem em chapa quente.

(ii) Após esta coleta, adiciona-se 2 mL de HCl 0,5 N na coluna e despreza-se os eluídos.

(iii) Para a coleta do Sm em savilex é necessária a adição de 4 mL de HCl 0,5 N na coluna, posterior adição de 2 gotas de HNO₃ 7N na solução e secagem em chapa quente.

Os resíduos provenientes da coleta de Sm e Nd estão prontos para serem levados para o espectrômetro de massa.

CAPÍTULO 4

- GEOLOGIA REGIONAL -

4.1 O Escudo Sul-rio-grandense

O Escudo Sul-riograndense localiza-se na parte central do estado do Rio Grande do Sul e abrange, aproximadamente, 65.000 km². Através de estudos geofísicos de gravimetria e aeromagnetometria realizados por Fernandes *et al.*, (1995), o escudo é dividido em 3 domínios, sendo eles: oriental, central (oriental e ocidental) e ocidental (Fig. 2).

4.1.1 Domínio Oriental

O domínio oriental é delimitado pela Sutura de Porto Alegre, à oeste e pelos sedimentos da Planície Costeira à leste e é composto por granitóides *sin a pós-tectônicos*.

4.1.2 Domínio Central

O domínio central é dividido em dois blocos: oriental e ocidental, sendo a Sutura de Caçapava a demarcadora dos blocos.

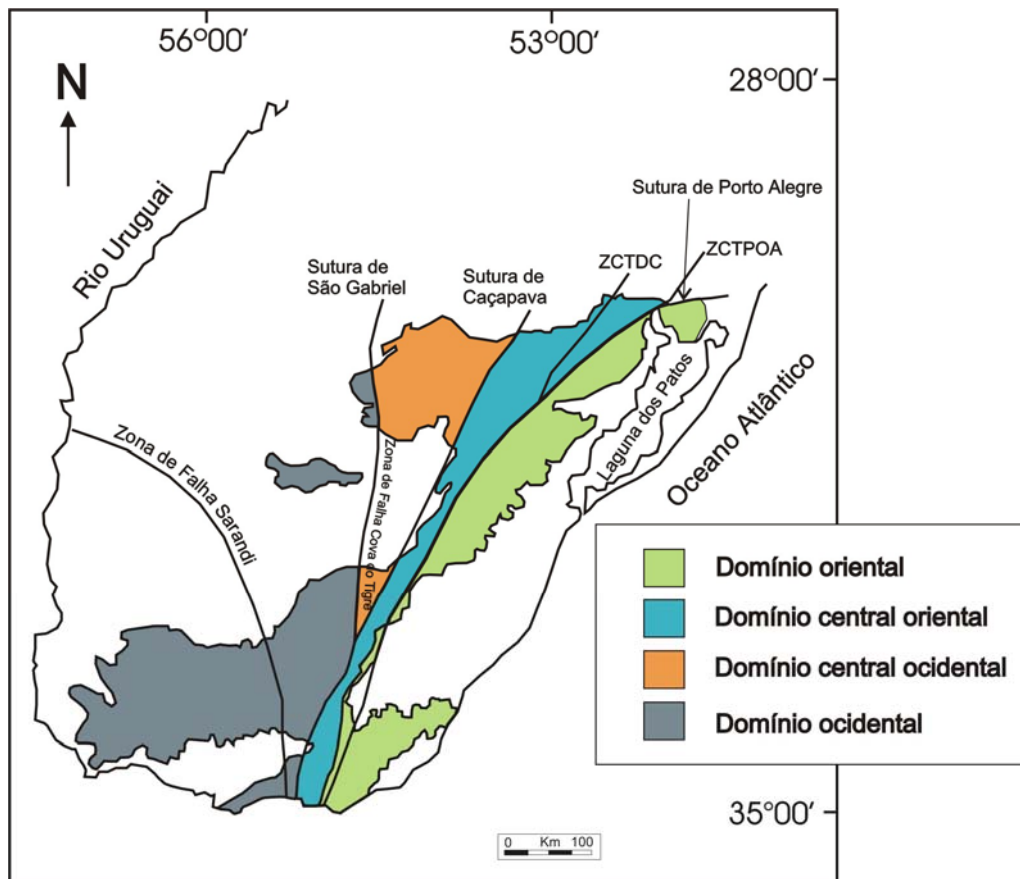
O domínio central oriental situa-se entre as suturas de Porto Alegre e de Caçapava e corresponde as rochas do embasamento transamazônico retrabalhado, representado pelos Gnaisses Encantadas e Granitóides Milonitizados de Santana da Boa Vista, supracrustais do Complexo Metamórfico Porongos, ortognaisses do Complexo Arroio dos Ratos, orto e paragnaisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita e o Anortosito Capivarita.

O domínio central ocidental está situado entre as suturas de Caçapava e São Gabriel e é composto pelas rochas granitóides pós-colisionais (Granito Caçapava,

Lavras do Sul, São Sepé, entre outros), sedimentos da Bacia do Camaquã e rochas do Complexo Cambaí e Supercomplexo Vacacaí (Complexos Passo Feio, Bossoroca, Palma e Ibaré).

4.1.3 Domínio Ocidental

O domínio ocidental é delimitado pela Sutura de São Gabriel e sedimentos eo-paleozóicos da Bacia do Paraná e é constituído pelo Complexo Granulítico Santa Maria Chico, unidade pertencente ao Cráton Rio de La Plata.



ZCTDC: Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu; ZCTPOA: Zona de Cisalhamento Transcorrente de Porto Alegre.

Figura 2: Compartimentação geotectônica do Escudo Uruguaio-Sul-rio-grandense a partir de estudos geofísicos de gravimetria e aeromagnetometria (modificado de Fernandes *et al.*, 1995).

4.2. Geologia regional

4.2.1 Complexo Metamórfico Porongos

O Complexo Metamórfico Porongos (Hartmann *et al.*, 2000), cuja primeira denominação – Suíte Metamórfica Porongos – foi dada por Jost (1981), compreende uma faixa alongada, de direção NE, inclusa dentro do Cinturão Tijuca, conforme Chemale (2000) (figura 3). Este cinturão ocupa a zona central do Escudo Sul-rio-grandense da qual consiste em uma faixa também alongada de direção NE estendendo-se desde Santa Catarina até o Uruguai. No Rio Grande do Sul, a região abrangida pelo mesmo compreende desde o Arroio Capané até a região de Candiota, consistindo em uma área com 170 km de comprimento e 15 a 30 km de largura. Tem como limite a leste a Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu e, conforme sua extensão N – S, a Zona de Cisalhamento Passo do Marinheiro, a qual põe o cinturão em contato com os granitóides do Complexo Encruzilhada. A oeste, o limite é marcado pela Anomalia Magnética de Caçapava do Sul, que ocorre segundo a direção NNE–SSW, a leste do Granito Caçapava do Sul. Apresenta recobrimento sedimentar neoproterozóico-eopaleozóico da Bacia do Camaquã (sub-bacias Guaritas, a oeste e Piquiri-Boicí na região central) e da Bacia do Paraná (região norte). As unidades que representam o cinturão consistem no Complexo Encantadas e Complexo Metamórfico Porongos, comportando três megaestruturas de orientação NE–SW, a norte do Rio Camaquã, sendo elas o Domo de Santana da Boa Vista, Antiforme Capané e Antiforme Serra dos Pedrosas (Jost & Bitencourt 1980). A sul do mesmo rio localiza-se a Antiforme do Godinho, na localidade de Passo da Cuia, descrita por Wildner *et al.* (1996) e uma zona de falhas do tipo *thrust* descrita por Remus *et al.* (1987).

O Complexo Encantadas consiste em uma associação granito–gnáissica que representa o embasamento do Cinturão Tijuca e engloba as unidades do Gnaiss Encantadas (Jost & Bitencourt 1980) e Granitóides Milonitizados Santana da Boa Vista como infraestrutura do Domo de Santana da Boa Vista. O Gnaiss Encantadas, segundo Porcher & Fernandes (1990), apresenta bandamento de composição granítica e trondjemítica/tonalítica, sendo que há variação tanto na espessura quanto na proporção dos mesmos. Segundo Chemale (2000), estes gnaisses são representados por rochas

dioríticas, tonalíticas e granodioríticas, polideformadas. Apresentam, localizadamente, lentes de anfibolito interpretados como antigos diques máficos deformados (Porcher & Fernandes 1990, Remus *et al.* 1990). Estes gnaisses são interpretados como de origem sedimentar (Jost 1981) ou como uma seqüência de para-ortognaisses (Machado *et al.* 1987), porém Porcher & Fernandes (1990) contestam pelo fato destes possuírem composição predominantemente quartzo-feldspática e ausência de tipos petrográficos parametamórficos associados, sugerindo tratar-se de ortognaisses. A idade fornecida para este gnaisse através de U-Pb em zircão (SHRIMP), segundo Chemale (2000) indica idade magmática de 2263 ± 18 Ma e 2363 ± 6 Ma, nos núcleos ígneos tonalíticos e pegmatíticos (Porcher *et al.*, 1999). O primeiro registro de recristalização metamórfica se deu por volta de 2045 ± 10 e 2021 ± 11 Ma (Porcher *et al.*, 1999). De acordo com Chemale (2000), as idades-modelo variam, sendo um intervalo dado no Arqueano (2,47 a 3,14Ga) e outro dado no Paleoproterozóico (1,8 a 2,22Ga).

Os Granitóides Milonitizados Santana da Boa Vista, classificados anteriormente por Jost e Bitencourt (1980) de meta-arcóseos pertencentes à Formação Arroio dos Neves do Grupo Cerro dos Madeira, ocorrem como supraestrutura do Domo de Santana da Boa Vista. Consiste de uma associação de rochas miloníticas intercalados com granitóides menos deformados. A composição destes granitóides varia de monzogranítica (porção ocidental do Domo de Santana) a sienogranítica (porção oriental do Domo de Santana), sendo que o corpo monzogranítico é correlacionável ao Gnaisse Aberto do Cerro (Remus *et al.* 1987). De acordo com Porcher (1992), as idades obtidas pelo método Rb/Sr, do magmatismo do sienogranito milonitizado é de 1833 ± 56 Ma e 2083 ± 41 Ma. As idades-modelo em torno de 2,4Ga, e ϵ_{Nd} igual a $-17,3$, indicam contaminação crustal na sua gênese (Lenz, 2006).

As demais litologias do Complexo Metamórfico Porongos consistem numa seqüência de rochas predominantemente vulcano-sedimentares que ocorrem intercaladas com granitóides metamorfizados na fácies xistos verdes, além de septos do embasamento paleoproterozóico descritos anteriormente. Na região abrangida pela Antiforme Capané, no extremo norte do complexo, ocorrem metavulcânicas félsicas, intermediárias e máficas, metagranitóides leucocráticos e gnaisses alcalinos e metassedimentares do tipo metapelitos com intercalações de quartzito e lentes de mármore e de metaconglomerado oligomítico (Marques *et al.* 1998 a, b, 2003 a;

Hartmann *et al.* 2000). Tais seqüências ocorrem orientadas segundo NE–SW, o que confere também com a orientação das intrusões graníticas

Na região do Domo de Santana da Boa Vista, além do embasamento paleoproterozóico, ocorrem rochas metassedimentares do Grupo Cerro dos Madeira, representado pelas formações Arroio Olaria e Irapuazinho. A Formação Arroio Olaria é composta por seqüências de quartzitos, meta-arcóseos, xistos e formações ferríferas (Jost 1981). Segundo Porcher & Fernandes (1990) e Machado *et al.* (1987) esta formação consiste em granitóides milonitizados pertencentes aos Granitóides Milonitizados Santana da Boa Vista. A Formação Irapuazinho é composta por seqüências de metapelitos com lentes de mármore e xistos calcíferos (Jost & Bitencourt 1980).

A leste do domo localiza-se a Antiforme Serra dos Pedrosa, descrita originalmente por Jost & Bitencourt (1980), como parte do Complexo Cerro da Árvore. Este complexo consiste de uma seqüência de rochas metavulcânicas intermediárias a félsicas, xistos pelíticos e xistos grafitosos. Segundo Porcher & Fernandes (1990) o complexo é formado por *metacherts* e xistos aluminosos com lentes de grafita xistos, mármores e quartzitos. Intercalados com essa seqüência ocorrem metavulcânicas andesíticas, traquiandesíticas e dacíticas. Estes autores incluíram os xistos da Formação Irapuazinho do Grupo Cerro dos Madeira no Complexo Cerro da Árvore, por apresentarem continuidade física e similaridade composicional com os xistos do complexo. Jost & Bitencourt (1980) dividem o complexo em duas partes, de acordo com uma zona de milonitos da Zona de Cisalhamento Passo dos Marinheiros. A oeste desta zona está localizada a Antiforme Serra dos Pedrosa composta (do núcleo para a borda) pelos Xistos Rincão do Maranhão (muscovita xistos), Metamorfitos Cerro Cambará (metavulcânicas ácidas a intermediárias, metatufos, *metachert*, metapelitos aluminosos com lentes de grafita xistos, muscovita xistos e mármores), Xistos Arroio Areião (muscovita xistos; mármores, quartzitos, quartzo-muscovita xistos e xistos com cloritóide na forma de lentes) e Metariolitos Cerro do Alemão. A leste, as litologias ocorrem como parte deformada de um flanco antiforme constituído pelos Metapelitos Cerro do Facão (biotita xistos, granada xistos, estaurolita xistos e andaluzita xistos; quartzitos, muscovita xistos e raros grafita xistos na forma de lentes). A fácies metamórfica predominante do complexo é o xistos verdes, porém ocorre também fácies anfíbolito inferior em condições de baixa pressão.

Ao sul do Rio Camaquã localiza-se a Antiforme do Godinho, na região do Passo da Cuia. Conforme Wildner *et al.* (1996) as litologias são semelhantes às do norte do rio. Consiste em rochas metavulcânicas de composição andesítica a dacítica intercaladas com filitos, quartzitos, xistos, margas e metagranitóides.

No extremo sul da região ocorrem seqüências de xistos pelíticos intercalados com quartzitos, margas, ultramáficas e subordinadamente, metatufos dacíticos a riolíticos e injeções sin-cinemáticas de metagranitóides afetadas por uma zona de *thrusts*, conforme descritas por Remus *et al.* (1987). A fácies metamórfica varia de xistos verdes médio a anfibolito médio. Gnaisses alcalinos podem ser reconhecidos na região (Camozzato *et al.* 1994). Remus *et al.* (1987) definiram uma associação ortognáissica chamada Ortognaisse Aberto do Cerro. Estas rochas ocorrem intercaladas com as supracrustais na forma de *sheets*. Possuem composição que varia desde granodiorito, tonalito, quartzo-diorito e tronhjemitó, e são semelhantes, petrograficamente, aos Gnaisses Piratini-granitos de fase I (Frantz & Remus 1986) e aos Granitóides Milonitizados de Santana da Boa Vista (Machado *et al.* 1987).

Dados de U-Pb em zircão (TIMS) em metandesito situado ao sul de Santana da Boa Vista indicam idade de cristalização magmática em 773 ± 8 Ma (Porcher *et al.*, 1999). O método U-Pb em zircões de metavulcânicas da região meridional-ocidental forneceu idade da geração do vulcanismo de 1350 ± 227 Ma (Wildner *et al.* 1996). Soliani Jr (1986) forneceu variação de 1542 ± 83 a 789 ± 39 Ma pelo método Rb-Sr para o magmatismo andesítico na região central-oriental sendo, segundo o autor, a idade mais jovem a mais provável. Chemale (2000) apresenta valores de ϵ_{Nd} , para rochas vulcânicas e vulcanoclásticas de $-9,63$ a $-12,53$, e idades-modelo de 2,01 a 2,22. Os metapelitos, de acordo com o mesmo autor, apresentam ϵ_{Nd} de $-4,02$ e idade-modelo de 1,43, e $-6,88$ a $-7,6$ e idade-modelo de 1,92 a 2,06. Saalman *et al.*, 2005 apresentam os dados isotópicos do Complexo Metamórfico Porongos de acordo com a porção leste e oeste, sendo: 1) oeste com valores de ϵ_{Nd} entre $-14,7$ e $-17,9$ para metassedimentos e $-20,6$ a $-21,7$ para metavulcânicas e, idades-modelo variando entre 2,34 a 2,71Ga; 2) leste, com ϵ_{Nd} entre $-6,2$ a $-6,85$ para metassedimento e $-6,87$ para metavulcânica ácida e idades-modelo variando entre 1,73 a 1,95Ga.

4.2.2 Geologia da área de estudo

A área de estudo consiste na região da Antiforme Capané (figura 4), localizada na porção norte do Complexo Metamórfico Porongos, compreendendo parte das Cartas do Exército, na escala 1: 50.000, Cerro Manoel Prates, Capané, Rodeio e Cerro da Árvore. Compreende a uma região de grande variabilidade litológica, incluindo metavulcânicas félsicas, intermediárias e máficas, metagranitóides leucocráticos e gnaisses alcalinos e metapelitos intercalados com quartzitos e lentes de mármore e de metaconglomerado oligomítico (Marques *et al.* 1998 a, b, 2003 a; Hartmann *et al.* 2000).

Segundo Marques *et al.* (1998b, 2003 a) os litotipos apresentam intensa deformação do tipo milonítica, ocasionando a geração de duas foliações de baixo ângulo (S_1 e S_2), paralelas entre si, constituindo uma foliação do tipo composta. Em S_1 o metamorfismo atingido confere com o da fácies anfíbolito e em S_2 , xistos verdes, caracterizando retrometamorfismo na seqüência. As rochas metavulcânicas dividem-se em dois grupos: máficas a intermediárias de afinidade toleítica transicional e félsicas de caráter cálcio–alcalino e ocorrem predominantemente no flanco oeste da estrutura. No flanco leste, apenas litologias ácidas ocorrem, com rara exceção de um local onde aflora um andesito, intercalado com metavulcânicas ácidas e metapelitos (Gollmann, 2005). Ainda com relação as metavulcânicas, Gollmann (2005) constatou que as litologias variam muito geoquimicamente, e identificou grupos a partir da análise de isótopos de Rb/Sr e Sm/Nd. Foram identificados 3 intervalos isotópicos, sendo: 1) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ intermediário, ϵNd fortemente negativo e idade-modelo de 2,4 – 2,5Ga; 2) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ alto, ϵNd negativo de valor intermediário e idade-modelo de .1,7Ga e ; .3) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ baixo, ϵNd fracamente negativo e idade-modelo por volta de 1,4 – 1,5Ga.

Intercalados com as metavulcânicas ocorrem níveis de *metachert* bandados, dado pela variação das proporções de pirita (Marques *et al.* 1998 a). Ocorrem também, lentes de gnaisses alcalinos e rochas ultramáficas. O metamorfismo do flanco oeste é caracterizado por fácies anfíbolito inferior a médio, de média pressão, inferido com base na análise de rochas metapelíticas e metaultramáficas (Marques 1996). No flanco leste, o fácies metamórfico predominante é xistos verdes inferior a médio. No extremo leste da região, ocorreram condições metamórficas de muito baixo grau,

caracterizadas principalmente pela presença de filitos e ardósias (Marques *et al.* 2003 a). Além destes, ocorrem ainda neste flanco, xistos pelíticos, quartzitos e metavulcânicas félsicas. Subordinadamente podem ocorrer metamargas próximas do contato entre os xistos pelíticos e quartzito e na seqüência de filitos e ardósias.

Dados isotópicos na região da Antiforme Capané são raros. Porcher *et al.*, 1999, pelo método U-Pb em zircão (SHRIMP), dataram um metariolito, indicando 783 ± 6 Ma para idade do vulcanismo. Lafon *et al.* (1990) pelo método Rb-Sr (RT), obteve 531 Ma para o Gnaisse Capané (alcalino) definindo como a idade mínima do evento tectono-metamórfico principal do Complexo Metamórfico Porongos. Chemale (2000), obteve 540Ma por U-Pb SHRIMP e, posteriormente, 543 ± 6 Ma, pelo mesmo método e idade-modelo (Sm-Nd) de 2,87Ga (Chemale *et al.*, em prep.). Os autores sugerem que o Gnaisse Capané trata-se de um corpo ígneo *sin*-tectônico, indicando metamorfismo e deformação no período de 540Ma na região.

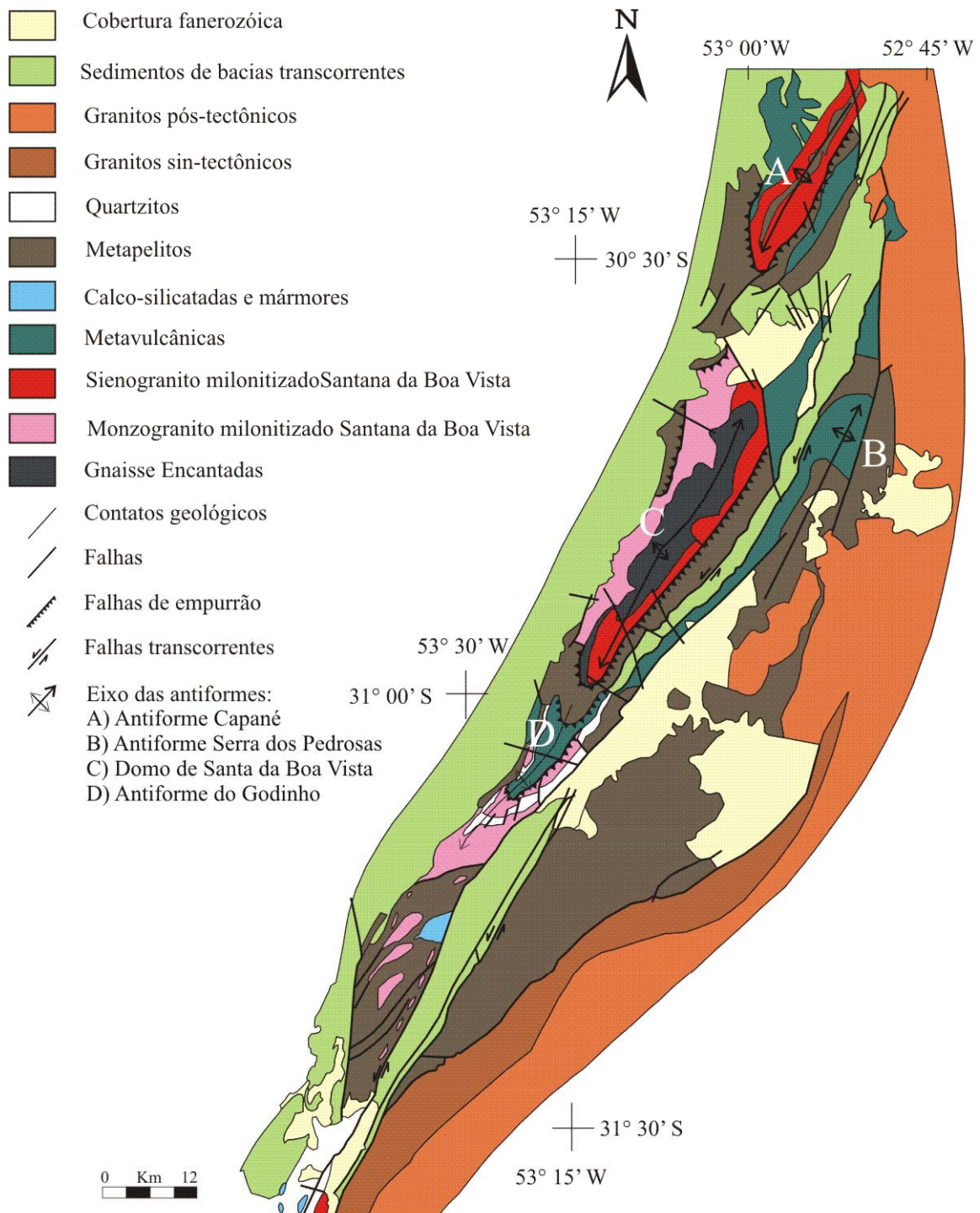


Figura 3: Esboço geológico do Complexo Metamórfico Porongos (modificado de Lenz, 2004).

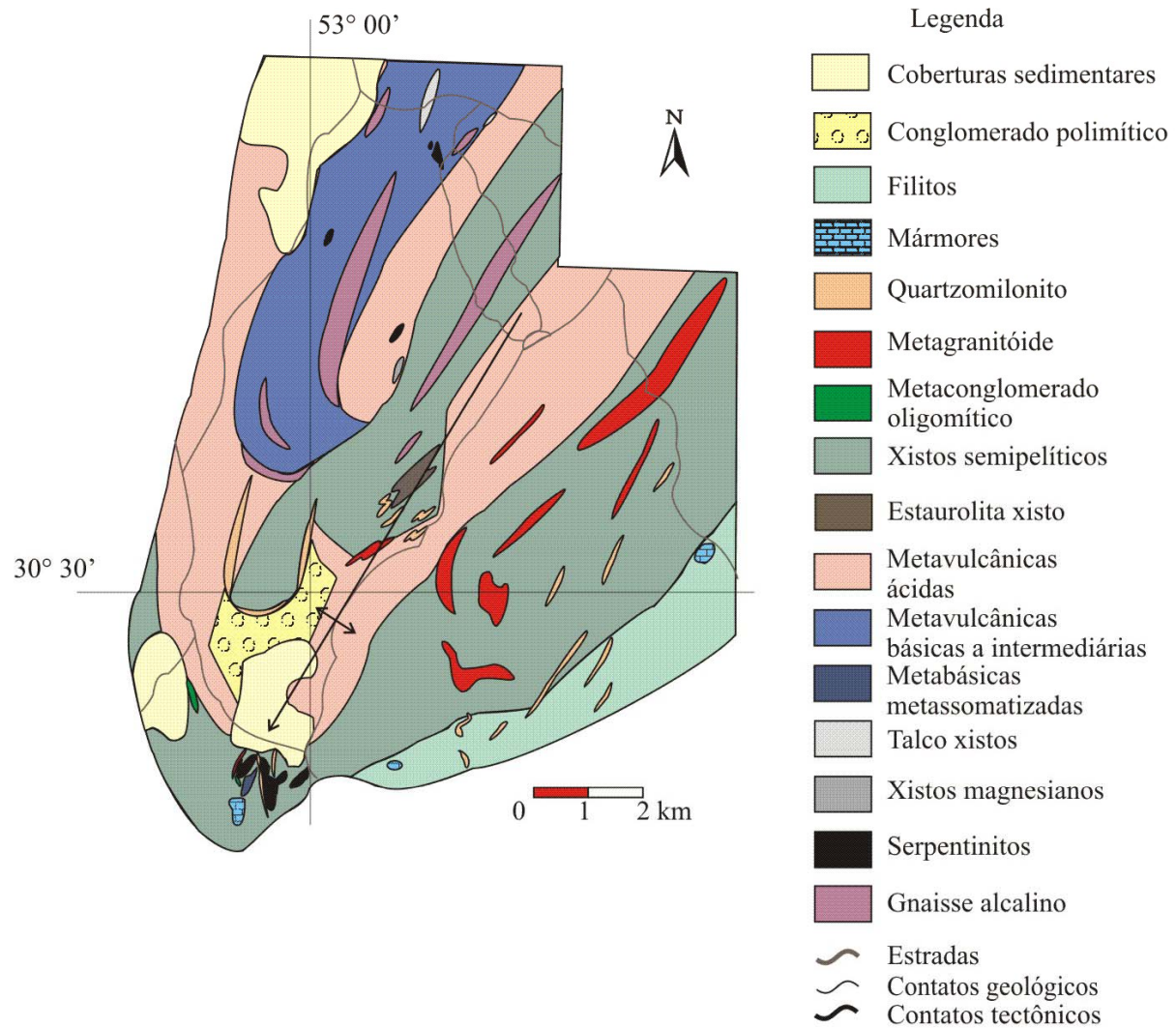


Figura 4: Mapa geológico da Antiforme Capané, Complexo Metamórfico Porongos (extraído de Marques, 1996).

CAPÍTULO 5

- CONCLUSÕES -

A análise de elementos traço, ETR e isótopos de Sm-Nd das rochas metavulcânicas da Antiforme Capané permitiu a segmentação de grupos litológicos distintos, sendo:

❖ O Grupo 1 consiste de rochas predominantemente ácidas, localizadas na porção central e oeste da Antiforme Capané. Apresenta forte enriquecimento em ETR_L e baixo fracionamento de ETR_P , anomalia de Eu, razão La/Yb_N em torno de 13,4; Ce/Sm_N , 4 e; Gd/Yb_N , 1,44. Possui alto conteúdo de elementos LILE e baixo de HFSE. As razões de Zr/Nb , Zr/Hf e Th/Nb são altas, no entanto, Ta/Nb possuem valores medianos. As razões de $^{143}Nd/^{144}Nd$ variam de 0,51055 a 0,51089, o $\epsilon Nd(t)$ é fortemente negativo, variando de -14,6 a -21,3 com idades TDM paleoproterozóicas variando de 2,3 a 2,5Ga.

❖ O Grupo 2 é constituído por rochas intermediárias a ácidas e ocorre nas proximidades do Arroio Capané, no flanco oeste da Antiforme Capané. Possuem alto conteúdo de ETR_L e baixo fracionamento de ETR_P e anomalias de Eu. A razão La/Yb_N , em média, é 11,50; Ce/Sm_N , 3,52 2; Gd/Yb_N , 1,78. O grupo é enriquecido em LILE e possuem valores medianos de elementos HFSE. As razões de Zr/Nb , e Zr/Hf são intermediárias; Th/Nb é intermediária a baixa e; Ta/Nb , intermediária a alta. As razões de $^{143}Nd/^{144}Nd$ são em média 0,51126, o $\epsilon Nd(t)$ varia de -4,06 a -11,61 e TDM entre 1,5 a 1,8Ga.

❖ O Grupo 3 é constituído por litotipos ácidos, ocorrentes no flanco leste da Antiforme Capané. Possuem alto ETR_L , e baixo ETR_P ; anomalias de Eu muito bem marcadas e razões La/Yb_N em média, 7,48; Ce/Sm_N , 2,67 e; Gd/Yb_N , 1,49, caracterizando este grupo como de menor fracionamento de ETR, embora consista das rochas mais ácidas. Possuem valores relativamente altos de elementos LILE e medianos de HFSE. A razão Zr/Nb é intermediária, tendo média por

volta de 14,89, e Zr/Hf, é semelhante aos dois grupos anteriores, em torno de 33,30. Já a razão Ta/Nb é superior, sendo 0,09. Th/Nb possui razões intermediárias a altas. As razões de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ são semelhantes ao grupo 2, em média 0,51147, $\epsilon\text{Nd}(t)$ mostra valores fracamente negativos, variando de - 2,5 a - 4,3 e TDM entre 1,5 e 1,7Ga.

❖ O Grupo 4 é composto por rochas básicas, situadas no flanco oeste da Antiforme Capané. Ao contrário dos demais grupos, onde algumas características se sobrepõem, este grupo é diferenciado em todos os parâmetros analisados. São menos enriquecidos em ETR_L e possuem fracionamento de ETR_P . A razão La/Yb_N é somente superior ao grupo 3, e inferior aos demais, sendo 8,26. Ce/Sm_N possui valor inferior, 2,36 e Gd/Yb_N superior aos demais, 2,16. O grupo é empobrecido em elementos do tipo LILE e um pouco enriquecidos em HFSE, chamando a atenção de que as anomalias negativas de Nb (e também de Eu) conforme visualizado nos demais grupos, não ocorrem neste. Zr/Nb, Ta/Nb, Th/Nb destacam-se por apresentarem valores baixos quando comparados aos demais grupos. Somente a razão Zr/Hf possui valor superior.

De uma forma geral, os grupos 1, 2 e 3, são enriquecimentos em LILE (U, Th) e ETR_L , e empobrecidos em HFSE (Nb, Zr, Hf, Ta) e ETR_P , o que pode ser indicativo de fontes relacionadas a zonas de subducção, com enriquecimento de LILE e ETR_L devido à metassomatismo do manto (Tatsumi *et al.* 2000).

Os grupos 1 e 2 apresentam maiores similaridades, quando comparados ao grupo 3, sugerindo que a variação isotópica se deve, possivelmente, a uma maior incremento de crosta nos litotipos mais ácidos. O grupo 3 apresenta características indicativas de uma menor contribuição crustal, pela razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ menos radiogênica (ϵNd fracamente negativo) e razão La/Yb mais baixa. Estas características não são apenas sugestivas de variação no incremento de crosta conforme os dois grupos anteriores, mas sim, uma variação petrológica como fonte mantélica distinta, não necessariamente outro ambiente tectônico uma vez que compartilha características geoquímicas importantes como comportamento dos LILE e HFSE.

O grupo 4 possui características muito distintas, indicando processos juvenis. Sua geoquímica de elementos traço sugere semelhanças com rochas provenientes de ambientes geradores de basaltos do tipo OIB ou MORB (Sun & McDonough, 1989), possivelmente relacionadas com as rochas ultramáficas descritas por Marques *et al.* (1998) como parte de um ofiolito (Marques 1996).

Com base nestas informações, pode-se afirmar que as rochas metavulcânicas da Antiforme Capané possuem evolução distinta do que se pensava até então. Diversos autores atestam que o Complexo Metamórfico Porongos consiste em uma paleobacia sedimentar do tipo *back arc*, cujas rochas vulcânicas seriam produto de magmatismo deste ambiente. Porém, os dados analisados permitem dizer que as rochas intermediárias a ácidas (grupos 1 e 2) possuem afinidades geoquímicas e isotópicas com ambientes do tipo arco magmático, com variação do grau de contaminação crustal, indicado pelos valores fortemente negativos de ϵNd nos termos mais ácidos, além dos enriquecimentos de Th/Ta. O grupo 3, mesmo apresentando algumas características diferentes, estaria vinculado ao mesmo evento. Em síntese, a evolução destas rochas é interpretada como relacionada a um ambiente do tipo margem continental ativa, formado quando do fechamento da Paleobacia Porongos devido à convergência do bloco São Gabriel em direção ao Microcontinente Encantadas. O grupo 4 é considerado como a porção superior de uma crosta oceânica, associada à seqüência ofiolítica, que sofreu processo de obductada durante o fechamento da paleobacia no neoproterozóico. As rochas metavulcânicas da Antiforme Capané, situadas imediatamente a norte do Complexo Metamórfico Porongos, portanto, não possuem relação genética com a formação da paleobacia sedimentar de margem passiva, e sim, com o fechamento desta.

CAPÍTULO 6

- BIBLIOGRAFIA –

- Busby, C. J. & Ingersoll, R. V. 1995. **Tectonics of sedimentary basins**. Blackwell Science, Cambridge, 579p.
- Camozzato, E.; Sander, A. ; Ramgrab, G. E. & Wildner, W. 1994. Milonitos alcalinos-peralcalinos da região de Candiota, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Balneário Camboriú, **Anais...** Balneário Camboriú, SBG, v. 3, p. 88-89.
- Chemale Jr, F. 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: Holz, M & De Ros, L.F. (ed). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p. 13-52.
- Condie, K. C. 1988. **Plate tectonics and crustal evolution**. Pergamon Press, New York, 476p.
- Crawford, A. J.; Beccaluva, L. & Serri, G. 1981. Tectonomagmatic evolution of the West Philippine – Mariana region and the origin of boninites. **Earth Planetary Sciences Letters**, **54**: 346-356.
- De Paolo, D. J. 1988. **Neodymium Isotope Geochemistry**. Berlin, Springer-Verlag. 187 p.
- Dewey, J.F. 1980. Episodicity, sequence and style at convergent plate boundaries. In: Strangway, D.W. (ed.). **The continental crust and its mineral deposits**. Geological Association of Canada Special Paper 20, 553-573.
- Dickinson, W. R. 1974. Plate tectonics and sedimentation. **Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 22**: 1-27.
- Faure, G. 1986. **Principles of isotope geology**. New York, John Wiley & Sons, 503p.
- 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. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Riograndense: parte II – uma contribuição a partir de assinaturas geofísicas. **Revista Brasileira de Geociências**, **25**(4): 375-84.

- Fragoso-Cesar, A.R.S., Lavina, E., Paim, P.S.G. & Faccini, U.F. 1984. A antefossa molássica do cinturão Dom Feliciano no escudo do Rio Grande do Sul. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33., 1984, Rio de Janeiro, **Anais...** Rio de Janeiro, SBG, v. 7, p. 3272-3283.
- Fragoso-Cesar, A.R.S., Wernick, E. & Soliani Jr, E. 1982. Evolução geotectônica do Cinturão Dom Feliciano – uma contribuição através da aplicação do modelo de Tectônica de Placas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32., 1982, Salvador, **Anais...** Salvador, SBG, v. 1, p. 13-23.
- Frantz, J. C. & Botelho, N. F. 2000. Neoproterozoic granitic magmatism and evolution of the Eastern Dom Feliciano Belt in Southernmost Brazil: a tectonic model. **Gondwana Research**, 3(1): 7-19.
- Frantz, J. C. & Remus, M. V. D. 1986. Geologia de Canguçu-Torrinhas. I: Caracterização petrográfica, estrutural e estratigráfica. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34., 1986, Goiânia, **Anais...** Goiânia, SBG, v. 2, p. 931-48.
- Frantz, J. C. ; Botelho, N. F.; Pimentel, M. M.; Potrel, A. ; Koester, E. & Teixeira, R. S. 1999. Relações isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd e idades do magmatismo granítico brasileiro da região leste do Cinturão Dom Feliciano no Rio Grande do Sul: evidências de retrabalhamento de crosta continental paleoproterozóica. **Revista Brasileira de Geociências**, 29(2): 227-32.
- Frantz, J. C. 1997. **Petrologia e hidrotermalismo dos granitóides estaníferos do Rio Grande do Sul**. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 264p.
- Gollmann, K. 2005. **Caracterização das diferentes seqüências metavulcânicas da Suíte Metamórfica Porongos, RS**. Trabalho de conclusão de curso (Graduação em Geologia) – Universidade federal do Rio Grande do Sul.
- Hartmann, L. A. ; Phillip, R.P.; Liu, D.; Wang, L.; Santos, J.O.S.; & Vasconcellos, M.A .Z. 2004. Paleo-proterozoic magmatic provenance of detrital zircons, Porongos Complex quartzites, southern Brazilian Schield. **International Geology Review**, 46: 127-157.

- Hartmann, L. A .; Porcher, C. C.; Remus, M. V. D. 2000. Evolução das rochas metamórficas do Rio Grande do Sul. . In: Holz, M & De Ros, L.F. (ed). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p. 13-52.
- Hawkesworth, C.J.; Hammill, M.; Gledhill, A .R.; van Calsteren, P.; & Rogers, G. 1982. Isotope and trace element evidence for late-stage intra-crustal melting in the High Andes. **Earth and Planetary Sciences**, **58**: 240-254.
- Jost, H. & Bitencourt, M. F. 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos de Tijucas no Rio Grande do Sul. **Acta Geologica Leopoldinensia**, **4(7)**:27-60.
- Jost, H. 1981. **Geology and metallogeny of the Santana da Boa Vista region southern Brasil**. PhD Thesis, University of Georgia.
- Kanamori, H. 1986. Rupture process of subduction – zone earthquakes. **Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences**, **14**: 293-322.
- Karig, D. E. 1971. Origin and development of marginal basins in the western Pacific. **Journal of Geophysical Research**, **76**: 2542-61.
- Lafon, J. M.; Hartmann, L. A .; Azambuja, J. C. 1990. Datação Rb-Sr de gnaisses alcalinos do Arroio Capané, RS. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36., 1990, Natal, **Anais...** Natal, SBG, p. 431.
- Lenz, C. 2006. Evolução metamórfica dos metapelitos da Antiforme Serra dos Pedrosas: condições e idades do metamorfismo. Porto Alegre, 111 p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Machado, R.; César, A.R.S.F. & Faccini, U.F. 1987. O Domo de Santana (RS): domo gnáissico mantelado ou figura de interferência tipo domo e bacia? In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 3., 1987, Curitiba. **Anais...**, Curitiba. SBG, v.1 p. 167-182.
- Marques, J.C. 1996. **Petrologia e metalogênese da Sequência Metaultramáfica da Antiforme Capané, Suíte Metamórfica Porongos, Cachoeira do Sul-RS**. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 196p.

- Marques, J.C., Frantz, J.C., Jost, H., Roisenberg, A. 2003 a. *In: I Encontro sobre a estratigrafia do Rio Grande do Sul: escudos e bacias*, 1., 2003, Porto Alegre. **Boletim de resumos...** Porto Alegre, p. 77-82.
- Marques, J.C., Frantz, J.C., Jost, H., Roisenberg, A. 2003 a. *In: I Encontro sobre a estratigrafia do Rio Grande do Sul: escudos e bacias*, 1., 2003, Porto Alegre. **Boletim de resumos...** Porto Alegre, p. 77-82.
- Marques, J.C., Jost, H., Roisenberg, A., Frantz, J.C. 1998 a. Eventos ígneos da Suíte Metamórfica Porongos na área da Antiforme Capané, Cachoeira do Sul – RS. **Revista Brasileira de Geociências**, **28**: 419-430.
- Marques, J.C., Jost, H., Roisenberg, A., Frantz, J.C. 1998 b. Rochas metassedimentares, geologia estrutural e metamorfismo da Suíte Metamórfica Porongos na área da Antiforme Capané, Cachoeira do Sul – RS. **Revista Brasileira de Geociências**, **28**: 467-472.
- Porcher, C. C. 1992. **Caracterização das condições de fluxo em uma zona de cisalhamento tangencial na região de Santana da Boa Vista (RS)**. Porto Alegre. 192p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Porcher, C. C., Mcnaughton, N. J. Leite, J. A . D., Hartmann, L. A . & Fernandes, L. A . D. 1999. Idade SHRIMP em zircão: vulcanismo ácido do Complexo Metamórfico Porongos. *In: Simpósio Vulcanismo e Ambientes Associados*, 1, 1999, Gramado. **Boletim de resumos...** p. 110.
- Porcher, C.C. & Fernandes, L.A.D. 1990. Relações embasamento-cobertura na porção ocidental do Cinturão Dom Feliciano: um esboço estrutural. **Pesquisas**, **17**: 72-84.
- Rea, W.J. 1982. Characteristics of active andesite volcanism. The Lesser Antilles. *In: Thorpe, R.S. (ed). Andesites: Orogenic andesites and related rocks*. London, John Wiley. 724p.
- Remus, M. V. D.; Philipp, R. P.; Faccini, U. F. & Junges, S. L. 1990. Contribuição ao estudo geológico-estrutural dos Gnaisses Encantadas e das relações com as supracrustais Porongos na região de Santana da Boa Vista/RS. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 36., 1990, Natal, **Anais...** Natal, SBG, v. 5, p. 2356-70.

- Remus, M.V.D., Tedesco, M.A., Philipp, R.P. & Faccini, U.F. 1987. Evolução estrutural da unidade Porongos a sul do Rio Camaquã, RS. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 3, 1987, Curitiba. **Anais...** Curitiba, SBG, v. 1, p. 223-244.
- Saalmann, K., Hartmann, L. A . & Remus, M. 2005. Tectonic evolution of two contrasting schists belts in Southernmost Brazil: a plate tectonic model for the Brasiliano Orogeny. *International Geology Review*, 47: 1234-1259.
- Saunders, A . & Tarney, J. 1979. The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the East Scotia Sea. ***Geochimica et Cosmochimica Acta***, 43: 555-572.
- Sinton, J. M.; Ford, L. L.; Chappell, B. & McCulloch, M.T. 2003. Magma genesis and mantle heterogeneity in the Manus Back –Arc Basin, Papua New Guinea. ***Journal of Petrology***, 44(1): 159-193.
- Soliani Jr, E. 1986. **Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica**. São Paulo, 425p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Soliani Jr, E.; Kawashita, K. & Baitelli, R. 2000. A geologia do Escudo Sul-rio-grandense. Parte I: métodos isotópicos e valor interpretativo. In: Holz, M & De Ros, L.F. (ed). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p. 161-74.
- Sun, S.S. & McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A .D. & Norry, M.J. (eds). *Magmatism in ocean basins*. Geol. Soc. London. Spec. Pub. 42: 313-345.
- Tatsumi *et al.* 2000. Slab melting: its role in continental crust formation and mantle evolution. *Geophysical Research Letters*, 27: 3941-3944.
- Thorpe, R.S., Francis, P.W. & O'Callaghan, L.J. 1984. Relative roles of source compositions, fractional crystallization and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks. ***Philosophical Transactions of the Royal Society of London***, A310: 675–692.
- Thorpe, R.S., Francis, P.W. Hammill, M. & Baker, M.C.W. 1982. The Andes. In: Thorpe, R.S. (ed.) **Andesites: Orogenic andesites and related rocks**. London, John Wiley, 187–206.

- Tommasi, A . & Fernandes, L. A . D. 1990. O ciclo brasileiro na porção sudeste da Plataforma Sul-americana: um novo modelo. In: Congresso Uruguayo de Geologia, 1., 1990, Montevideo. **Anais...** Montevideo , SBG, v. 1, p. 107-14.
- Wildner, W., Camozzato, E., Orlandi Filho, V., Basei, M.A.S. 1996. Rochas vulcanogênicas do Cinturão Metamórfico Porongos na Antiforme do Godinho, região do Passo da Cuia – RS. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39., 1996, Salvador. **Anais...** Salvador, SBG, v. 2, p. 146-148.
- Wilson, M. 1989. **Igneous Petrogenesis: a global tectonic approach.** London, Unwin Hyman (ed), 466p.

CAPÍTULO 7

- ARTIGO SUBMETIDO À REVISTA PESQUISAS EM GEOCIÊNCIAS -

LITOQUÍMICA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DAS ROCHAS METAVULCÂNICAS DA ANTIFORME CAPANÉ, COMPLEXO METAMÓRFICO PORONGOS, RS.

**KARINE GOLLMANN¹, JULIANA CHARÃO MARQUES^{1,2}, JOSÉ CARLOS
FRANTZ^{1,2}, FARID CHEMALE JUNIOR^{1,2}**

¹ Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Caixa Postal 15001, CEP 91500-000 Porto Alegre, RS, Brasil.

² Laboratório de Geologia Isotópica, Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Caixa Postal 15001, CEP 91500-000 Porto Alegre, RS, Brasil.

**LITOQUÍMICA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DAS ROCHAS
METAVULCÂNICAS DA ANTIFORME CAPANÉ, COMPLEXO
METAMÓRFICO PORONGOS, RS.**

**KARINE GOLLMANN¹, JULIANA CHARÃO MARQUES^{1,2}, JOSÉ CARLOS
FRANTZ^{1,2}, FARID CHEMALE JUNIOR^{1,2}**

¹ Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Caixa Postal 15001, CEP 91500-000 Porto Alegre, RS, Brasil.

² Laboratório de Geologia Isotópica, Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Caixa Postal 15001, CEP 91500-000 Porto Alegre, RS, Brasil.

The Capané Antiform, located in the north part of the Neoproterozoic Porongos Metamorphic Complex, is a supracrustal sequence metamorphosed under greenschist (eastern flank) to amphibolite (western flank) facies. Four groups were recognized. The Groups 1 and 2, constituted by acid and intermediate rocks from the central and western part of the Antiform, show high LREE and LILE and low HREE and HFSE, and $\epsilon\text{Nd}(t)$ that varies from strongly negative (~ -20) in acid rocks to moderately negative in basic rocks and TDM ages from paleoproterozoic to mesoproterozoic; the Group 3, consists of metariolites from the eastern flank, shares litochemistry characteristics with the former groups, but show $\epsilon\text{Nd}(t)$ slightly negative (-2 to -4) and mesoproterozoic TDM ages, which suggests differences in the mantle source; and the Group 4, constituted by metabasalts, shows litochemistry similarities with OIB-MORB compositions and has juvenile isotopic signature, which can link this group to the Antiform's previously described ophiolite remains. The first three groups were interpreted as evolved from a magmatic arc, related to the closure of the Porongos paleobasin when the São Gabriel block converged with the Encantadas microcontinent during the neoproterozoic.

Palavras-chave: Complexo Metamórfico Porongos, metavulcânicas, litoquímica, Sm-Nd.

7.1 Introdução

Cinturões de rochas supracrustais do pré-cambriano no Brasil têm a definição de seus ambientes de formação dificultado pela intensa deformação e metamorfismo que oblitera as feições originais diagnósticas. O Complexo Metamórfico Porongos (Hartmann *et al.*, 2000), inserido no Cinturão Tijuca (Chemale, 2000), de idade Neoproterozóica, possui um contexto geotectônico muito complexo. Diversos autores (Jost & Bitencourt 1980; Fragoso-Cesar *et al.* 1982, 1984; Tommasi & Fernandes 1990; Porcher & Fernandes 1990) atestam que o ambiente formador desta paleobacia foi o de uma bacia do tipo *back arc*. Ainda, Frantz *et al.* (1997, 1999, 2000) e Hartmann *et al.* (2004) sugerem estar vinculado a um ambiente do tipo margem passiva, relacionado a processos de rifteamento (Saalman *et al.*, 2005). Todas estas informações, com relação aos ambientes geotectônicos carecem de dados adicionais.

Rochas ígneas são bons indicadores de ambiente, tendo em vista que suas composições refletem as condições de formação. As unidades metavulcânicas do Complexo Metamórfico Porongos constituem, portanto, uma possibilidade de obtenção de informações quanto ao ambiente geológico de formação das paleobacias.

As rochas metavulcânicas básicas a intermediárias, na área da Antiforme Capané, possuem afinidade toleítica transicional e encontram-se metamorfasadas sob a fácies anfíbolito inferior a médio, com média pressão (Marques, 1996, 1998a). Já rochas metavulcânicas ácidas possuem afinidade cálcio-alcálica e estão metamorfasadas na fácies anfíbolito inferior a xistos verdes (Marques, 1996, 1998a). Tais diferenças podem ser relevantes e sugerir colagem tectônica entre duas bacias de evolução distintas ou sobreposição de níveis estratigráficos diferentes de uma mesma bacia sedimentar.

Com o intuito de auxiliar no entendimento do ambiente de formação do Complexo Metamórfico Porongos, no âmbito da Antiforme Capané, realizou-se um estudo geoquímico e isotópico dirigido às associações metavulcânicas deste complexo. Dados isotópicos anteriores foram focados estritamente na obtenção da idade de formação das rochas. Neste trabalho, os dados isotópicos são dirigidos preferencialmente para a obtenção de informações relativas à fonte do magmatismo.

7.2 Geologia Regional

O Complexo Metamórfico Porongos (Hartmann *et al.*, 2000) definido inicialmente, por Jost (1981) como Suíte Metamórfica Porongos, compreende uma associação de rochas supracrustais metamorfisadas em condições de grau baixo na parte leste e intermediário na oeste. O Complexo encontra-se disposto em uma faixa alongada de direção nordeste, com 170km de comprimento e 15 a 30km de largura, localizada na porção leste do escudo sul-riograndense (Fig. 5). Tem como limite a leste a Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu e a Zona de Falha Passo do Marinheiro, estando em contato com os granitóides do Complexo Encruzilhada. Apresenta recobrimento sedimentar neoproterozóico-eopaleozóico da Bacia do Camaquã (sub-bacias Guaritas, a oeste e Piquiri-Boici na região central), e fanerozóico da Bacia do Paraná (região norte), através de falhas normais (Chemale 2000). O Complexo comporta quatro estruturas antiformais, sendo elas a Antiforme Capané, localizada na região norte; o Domo de Santana da Boa Vista, na região central; a Antiforme Serra dos Pedrosas, a leste do Domo de Santana; e a Antiforme do Godinho, a sul do Domo de Santana e do Rio Camaquã.

A Antiforme Capané localiza-se no extremo norte do complexo. As litologias encontram-se orientadas segundo a direção NE – SW e correspondem a rochas metavulcânicas félsicas, intermediárias e máficas, metagranitóides leucocráticos e gnaisses alcalinos, e metassedimentares do tipo metapelitos com intercalações de quartzito e lentes de mármore e de metaconglomerado oligomítico (Marques 1996, Marques *et al.*, 1998 a, b, 2003). Segundo Marques *et al.* (1998b, 2003) os litotipos apresentam intensa deformação do tipo milonítica, ocasionando a geração de duas foliações de baixo ângulo (S_1 e S_2), paralelas entre si, constituindo uma foliação do tipo composta. Em S_1 o metamorfismo atingiu a fácies anfíbolito e em S_2 , xistos verdes, caracterizando retrometamorfismo na seqüência. O Domo de Santana da Boa Vista ocorre na parte central do complexo e corresponde a uma associação de rochas metassedimentares (metapelitos, quartzitos e mármore) do Grupo Cerro dos Madeira na forma de supraestrutura, e infraestrutura contendo rochas do embasamento ensiálico correspondendo aos Granitóides Milonitizados Santana da Boa Vista e Gnaisse Encantadas (Jost & Bitencourt, 1980, Jost 1981, Machado *et al.* 1987, Porcher & Fernandes 1990).

A Antifome Serra dos Pedrosas localiza-se a leste do domo e corresponde ao Complexo Cerro da Árvore. Este complexo consiste de uma seqüência de rochas metavulcânicas intermediárias a félsicas, xistos pelíticos, xistos grafitosos, xistos aluminosos, *metachert*, mármore e quartzitos (Jost & Bitencourt, 1980, Jost 1981). De acordo com estes autores, o zoneamento metamórfico cresce de oeste para leste, tendo três eventos metamórficos crescentes superimpostos.

A Antiforme do Godinho ocorre na região do Passo da Cuia, a sul do Rio Camaquã, e corresponde a associações de rochas metavulcânicas de composição andesítica a dacítica intercaladas com filitos, quartzitos, xistos, margas e metagranitóides (Wildner *et al.*, 1996).

No extremo sul da região ocorre uma seqüência de xistos pelíticos intercalados com quartzitos, margas, metaultramáficas e subordinadamente, metatufos dacíticos a riolíticos e injeções sin-cinemáticas de metagranitóides afetados por zonas de *thrusts* (Remus *et al.*, 1987). A fácies metamórfica varia de fácies xistos verdes médio a anfibolito médio. Gnaisses alcalinos foram reconhecidos na região (Camozzato *et al.* 1994). Remus *et al.* (1987) definiu o Ortognaisse Aberto do Cerro que ocorre intercalado com as rochas supracrustais na forma de *sheets*.

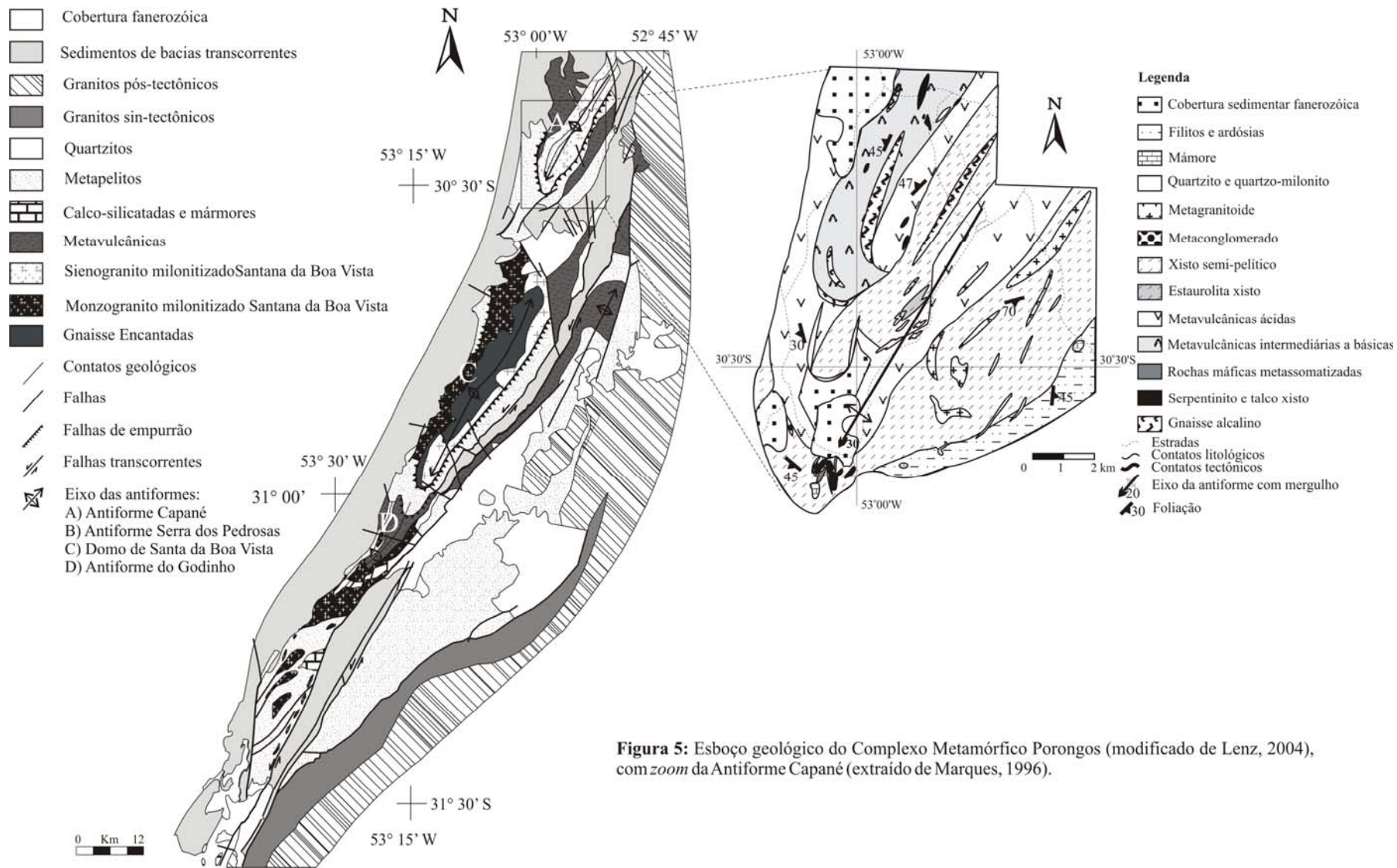


Figura 5: Esboço geológico do Complexo Metamórfico Porongos (modificado de Lenz, 2004), com zoom da Antiforme Capané (extraído de Marques, 1996).

A evolução tectônica do Complexo Metamórfico Porongos é complexa. As litologias encontradas estão inseridas em um contexto de paleobacia, porém não há um consenso na literatura sobre o ambiente de formação de tal paleobacia sedimentar. A intensa deformação e o metamorfismo atuantes obliteraram características primárias importantes para a distinção do tipo de ambiente tectônico. Dados isotópicos realizados na região tiveram intuito geocronológico. Os primeiro dados U-Pb em zircões (TIMS) de metavulcânicas da região meridional-ocidental forneceu uma idade de 1350 ± 227 Ma, considerada na época como possível idade do vulcanismo (Wildner *et al.* 1996), apesar da grande dispersão dos pontos. Posteriormente, dados de U-Pb em zircão (SHRIMP) em metariolito situado na região da Antiforme Capané forneceu uma idade de 783 ± 6 Ma (Porcher *et al.*, 1999) e dados de U-Pb em zircão (TIMS) de um metandesito situado ao sul de Santana da Boa Vista indicou uma idade de 773 ± 8 Ma (Chemale, 2000). Estes dados, considerados de qualidade bastante superior, posicionaram a idade de cristalização magmática das metavulcânicas do Complexo Porongos no neoproterozóico.

7.3 Petrografia

As rochas metavulcânicas do Complexo Metamórfico Porongos na área da Antiforme Capané são descritas de uma maneira geral, delimitando os grupos de composição básica a intermediária e o grupo de composição ácida. Não foi possível fazer subdivisões nestes grupos com base apenas na petrografia, tendo em vista que a intensa deformação e/ou metamorfismo oblitera feições importantes. Uma subdivisão entre os grupos será proposta mais adiante neste trabalho com base a dados geoquímicos e isotópicos.

O grupo das rochas máficas a intermediárias é restrito ao flanco oeste da Antiforme Capané e rochas intermediárias ocorrem apenas localmente nas demais áreas do Complexo. Já a seqüência metavulcânica ácida é abundante e aflora tanto no flanco leste quanto no flanco oeste da Antiforme Capané.

As seqüências metavulcânicas ocorrem intercaladas com rochas metassedimentares e em alguns casos, o vulcanismo foi contemporâneo à sedimentação.

Lentes de *metachert* milimétricas a centimétricas podem ser encontradas em meio a estas intercalações, o que atesta que o vulcanismo foi, em parte, subaquoso (Marques, 1996, 1998 a). A deformação é heterogênea, desde incipiente até intensa, capaz de gerar ultramilonitos. Feições metassomáticas são comuns e estão associadas a zonas de cisalhamentos e também a intrusões *sin*-cinemáticas de rochas graníticas.

O grau metamórfico é variável, assim como as feições deformacionais. De maneira geral, verifica-se a fácies anfíbolito inferior, com retrometamorfismo para a fácies xistos verdes médio, no flanco oeste da Antiforme Capané; e fácies xistos verdes no flanco leste. Marques *et al.* (1998) caracterizaram a partir de metassedimentos e metaultramáficas condições de fácies anfíbolito médio com média pressão no flanco oeste e condições de fácies xistos verdes inferior a médio no flanco leste da Antiforme Capané.

7.3.1 Rochas metavulcânicas básicas a intermediárias

As rochas desta seqüência apresentam coloração acinzentada a esverdeada e encontram-se em muitos casos intensamente intemperizadas. Apresentam, em sua grande maioria, estrutura bandada, marcada pela alternância de níveis félsicos e máficos e/ou variação granulométrica geralmente contendo minerais máficos nas frações finas e félsicos na fração mais grossa, além de níveis contendo *metachert*. Podem ocorrer milonitos cataclasados evidenciando reativações das zonas de deformação. A granulometria predominante é fina. Estas rochas apresentam textura porfiroclástica, com porfiroclastos de plagioclásio e de piroxênio em menor proporção. Ainda, ocorre textura lepidoblástica, muitas vezes dobrada, caracterizada principalmente pela orientação de biotita e/ou actinolita, e granoblástica poligonal marcada nos poucos cristais de quartzo. A mineralogia essencial das rochas de composição máfica consiste em plagioclásio ($\cong 25\%$), anfíbólio ($\cong 30\%$), biotita ($\cong 8\%$), piroxênio ($\cong 3\%$), clorita ($\cong 10\%$); e zircão, apatita, titanita, opacos e mica branca como acessórios. Já as amostras de composição intermediária são constituídas por plagioclásio (35 – 40%), K-feldspato (5 – 10%), quartzo ($\cong 8\%$), biotita (5 – 10%), anfíbólio ($\cong 30\%$); e mica branca, minerais metálicos, clorita, apatita, zircão, turmalina e granada em proporções subordinadas. Recristalização, muitas vezes quase que total, dos

cristais de plagioclásio e substituições de piroxênio por hornblenda definem condições de fácies anfíbolito inferior para o metamorfismo. Em alguns locais há retrometamorfismo para fácies xistos verdes, marcado pela substituição de hornblenda metamórfica por actinolita.

O plagioclásio (An 25-40) ocorre como porfiroclasto e como matriz. Possui forma subédrica em exemplares pouco deformados e forma *augen* quando muito deformado. As dimensões dos cristais variam de 0,1 a 0,6mm. Apresenta extinção ondulante e bordas recristalizadas, e em menor proporção, recristalização total do grão. As clivagens, por vezes, são preenchidas por mica branca e epidoto. Alguns cristais apresentam maclas pouco nítidas e zonação, com núcleo de composição cálcica. Por vezes, o plagioclásio apresenta sombras de pressão composta por actinolita e também, caudas de recristalização. Em amostras metassomatizadas, ocorre carbonatação e seritização.

O piroxênio ocorre na forma de relíquias de clinopiroxênio e ortopiroxênio. Está freqüentemente quase que totalmente substituído por anfibólio. O anfibólio ocorre como porfiroblasto (0,4 a 0,6mm) e/ou como elemento da matriz. Existem duas variedades: a hornblenda e a actinolita. A hornblenda é metamórfica e cresce a partir da transformação do piroxênio. Os cristais possuem inclusões de quartzo e opacos. A hornblenda possui cor verde oliva, forma subédrica, bordas reativas, caudas de destruição e sombras de pressão compostas por actinolita. A actinolita é verde azulada e ocorre substituindo bordas de hornblenda e também de piroxênio. Ocorre na forma de fibras denotando textura lepidoblástica em muitos casos. Por vezes, é substituída por biotita.

O K-feldspato é menos freqüente que o plagioclásio e ocorre como porfiroclasto (0,3 a 0,5mm) e como elemento da matriz nas rochas intermediárias. A forma dos cristais é semelhante às de plagioclásio, ou seja, subédrica e por vezes formando *augens*. O quartzo ocorre nas amostras de rochas metavulcânicas intermediárias e consiste de cristais de tamanho de 0,05 a 0,2mm, geralmente fitado. A recristalização é bastante freqüente, tendo como textura principal a granoblástica poligonal e, localmente, interlobada. Caudas de recristalização também ocorrem.

A biotita ocorre de forma primária na matriz, com cristais subédricos, de tamanho em torno de 0,2mm e de forma secundária substituindo cristais de anfibólio, seguindo a direção de crescimento na forma de fitas alongadas. A mica branca é

constituente secundário e ocorre na forma de placas, substituindo os feldspatos. A clorita também é um mineral secundário e ocorre substituindo cristais de anfibólio e biotita. Possui forma fitada e colabora, junto do anfibólio e biotita, para a formação da textura lepidoblástica das rochas portadoras destes minerais.

A granada é rara e ocorre nos exemplares intermediários. Possui forma arredondada, localmente euédrica a subédrica, de dimensões em torno de 0,2mm, com textura poiquilítica, com inclusões de quartzo e feldspatos. O zircão possui forma euédrica a subédrica, de dimensões por volta de 0,2mm e ocorre em pequena proporção. A apatita possui forma alongada, de dimensões menores de 0,1mm e ocorre principalmente na forma de inclusões nos cristais de feldspatos e subordinadamente de anfibólio.

A titanita possui forma euédrica a subédrica, com dimensões em torno de 0,1mm. Os minerais de minério ocorrem disseminados nas bandas máficas e possuem formas cúbicas, com dimensões variando de 0,05 a 0,5mm. Eles possuem orientação incipiente conforme a foliação, raramente discordantes, e algumas vezes apresentam bordas reativas. A turmalina é hidrotermal e possui forma subédrica, com tamanho em torno de 0,2mm sendo geralmente discordante da foliação. O carbonato ocorre em poucas amostras e pode estar associado à substituição do plagioclásio ou como parte da matriz.

7.3.2 Rochas metavulcânicas ácidas

Estas rochas apresentam coloração acinzentada, sendo alaranjada quando muito intemperizadas. A estrutura predominante consiste em bandamento contendo níveis mais ou menos ricos em sílica. Como na outra seqüência, a deformação é heterogênea e as feições comuns de deformação consistem na formação de *boudins*, *augens* de feldspato, *micafish*, *quartzo ribbon*, dobras do bandamento, crenulação e milonitização de variada intensidade, entre outras. A granulometria varia de acordo com os níveis silicosos, sendo que nas amostras menos deformadas, a textura é fanerítica grossa, e diminui de acordo com a intensidade da deformação. As texturas são porfiroclástica, com porfiroclastos de quartzo e K-feldspato; lepidoblástica, com

alinhamento dos minerais micáceos (mica branca e biotita); e granoblástica poligonal, devido à recristalização do quartzo. Como mineralogia básica ocorre quartzo (25 – 40%), K-feldspato ($\cong 30\%$), plagioclásio (10 – 20%), biotita (15 – 25%), mica branca (15 – 30%); e, em menores proporções, granada, zircão, apatita, titanita, opacos, mica branca, clorita, epidoto, turmalina e óxido de ferro. O metamorfismo é de fácies xistos verdes no flanco leste e anfibolito inferior no flanco oeste da antiforme.

O quartzo é abundante e ocorre na forma de porfiroclastos (0,4 a 0,6mm) e como elemento da matriz. Possui extinção ondulante, forma anédrica e em exemplares mais deformados, está fitado. Por vezes ocorre em concentrações formando bandas concordantes a foliação e formação de *pods*. Subordinadamente ocorrem fraturas que cortam a foliação e estão preenchidas por quartzo recristalizado. A formação de caudas de recristalização e subgrãos é bastante comum. Recristalização dos cristais é freqüente, formando texturas granoblásticas desde serrilhada até poligonal.

O K-feldspato também ocorre como porfiroclasto (0,2 a 0,4mm) e como elemento da matriz. Em geral forma bandas associadas com quartzo e pode ocorrer. Pode como *augens* com bordos corroídos. Feições de recristalização nas bordas são pouco comuns nas amostras do flanco leste. No flanco oeste, a recristalização é quase que total. Em amostras mais alteradas, a sericitização é muito comum.

O plagioclásio (An 10-15) é menos abundante e ocorre como elemento da matriz, raramente como porfiroclasto (0,4mm). Possui formato similar ao do K-feldspato e apresenta recristalização das bordas, localmente está mais efetivamente recristalizado no flanco oeste. Os cristais possuem maclas do tipo polissintéticas.

A biotita ocorre na matriz e por vezes forma porfiroblastos tipo *micafish*, de dimensões em torno de 0,6mm podendo chegar a 0,9mm. Na matriz, ela possui formas subédricas a anédricas e ocorre orientada conforme a foliação, marcando a textura lepidoblástica. Os cristais podem sofrer processos de cloritização.

A mica branca ocorre como porfiroblasto, formando *micafish* (mais freqüentemente que a biotita), de tamanho 0,2mm a 0,4mm e também constitui mineral da matriz. Sua forma é alongada, concordante com a foliação. Pode ocorrer substituindo feldspatos.

A granada é menos freqüente e ocorre na forma de porfiroblasto de formas arredondadas, de diâmetro em torno de 0,2mm. Possui textura poiquilítica,

tendo como inclusões cristais de quartzo e de minerais acessórios. Apresenta sombras de pressão composta por mica branca. Geralmente está rotacionada.

A clorita ocorre como produto secundário a partir da substituição de biotita. A sua forma é de finas lamelas concordantes a foliação. O epidoto é subordinado e ocorre como mineral secundário substituindo cristais de feldspatos da matriz. O zircão possui forma subédrica a euédrica, de tamanho 0,1mm. A apatita ocorre na forma de inclusões em feldspatos, com formas arredondadas. A titanita é subédrica, com 0,2mm em média, e pouco freqüente. Os minerais metálicos estão disseminados na matriz, preferencialmente, nas bandas máficas; e são desde euédricos até anédricos, nem sempre concordantes com a foliação. Em amostras muito deformadas podem estar estirados. Raramente possuem bordas reativas. A turmalina, assim como nas rochas metavulcânicas básicas a intermediárias, é secundária, de origem hidrotermal, subédrica, com 0,2mm de comprimento, e ocorre disseminada na matriz, podendo ou não concordar com a foliação. O óxido de ferro pigmenta os constituintes da matriz em muitas amostras, preenchendo fraturas e clivagens.

7.4 Litoquímica e Geoquímica Isotópica

7.4.1 Procedimentos para obtenção dos dados

A análise de elementos maiores, traço e ETR foi realizada no Laboratório Actlabs, no Canadá (12 amostras). Ainda, serão utilizadas 4 amostras (dados litoquímicos e isotópicos de Sm-Nd) de Gollmann (2005). As amostras foram analisadas segundo o pacote 4LITHOResearch que utiliza como dissolução a fusão com tetraborato/metaborato de Lítio seguida de digestão em solução fraca de ácido nítrico, processo que garante máxima mobilização de elementos como ETR de fases resistentes à dissolução. A leitura dos dados foi feita por ICP e ICP/MS com uso de *spike* para correção de desvios menores e 12 materiais de referência internacional, sendo 2 de controle e 10 padrões. Os dados isotópicos de Sm/Nd foram obtidos no Laboratório de Geologia Isotópica – CPGq da UFRGS. Os procedimentos envolveram: digestão da amostra à quente utilizando primeiro mistura de HNO₃ e HF, e posteriormente HCl; separação dos elementos utilizando passagem em coluna com resina de troca catiônica; e determinação isotópica por MC-ICP-MS (*multicollector inductively coupled plasma*

mass spectrometer) Neptune de alta resolução. No total, foram realizadas 11 análises isotópicas. Os dados litoquímicos e isotópicos encontram-se no quadro 1.

7.4.2 Resultados

A classificação dos protólitos ígneos foi efetuada a partir de diagramas típicos de rochas vulcânicas. O Diagrama de Classificação de Winchester & Floyd (1977) que utiliza elementos como Zr e Ti (Fig. 6), considerados relativamente imóveis, é o mais recomendado em situações de metamorfismo. De acordo com o diagrama, as rochas metavulcânicas variam desde basaltos até riolitos, sendo que a grande maioria encontra-se na interface entre andesitos e riodacito-dacitos, predominando os termos intermediários a ácidos. Os litotipos são subalcalinos e predominantemente cálcio-alcalinos, com poucos exemplares transicionais a membros toleíticos (rochas básicas).

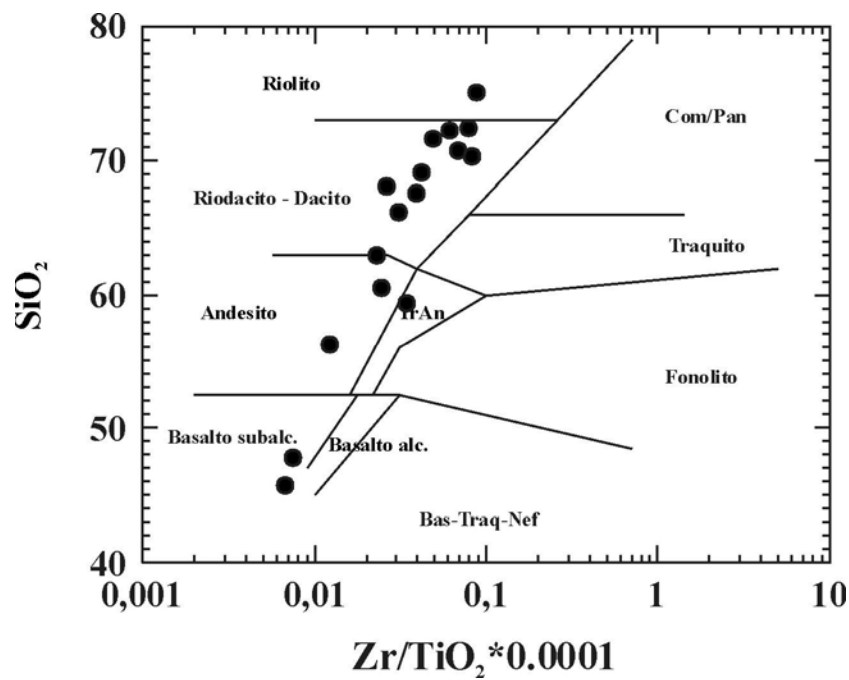


Figura 6: Diagrama de classificação dos protólitos vulcânicos (Winchester & Floyd 1977) das rochas metavulcânicas da Antiforme Capané.

Quadro 1: Análises geoquímicas de rocha total, de elementos maiores, traços, ETR e isótopos de Sm-Nd, para as rochas metavulcânicas da Antiforme Capané/Complexo Metamórfico Porongos.

(%)	PM-01-1 Grupo 1	PM-06 Grupo 1	PM 19 Grupo 2	PM 28 Grupo 2	PM-31B Grupo 1	PM-33 Grupo 3	PM-34 Grupo 3	PM-35 Grupo 4	PM-36 A Grupo 2	PM-37 Grupo 2	PM-38 Grupo 3	K 04 C Grupo 2	K 05 A Grupo 1	K 06 Grupo 4	K 09 Grupo 1	K-10-1 Grupo 3
SiO ₂	75,03	71,65	67,73	68,06	72,5	70,67	70,95	47,86	65,83	60,59	69,42	56,49	63,07	45,97	59,53	72,43
Al ₂ O ₃	12,88	13,27	15,27	13,84	13,07	14,28	14,14	14,02	15,7	16,85	14,9	15,63	17,59	14,57	17,71	13,42
Fe ₂ O ₃ (T)	1,01	3,61	3,97	4,53	3,21	2,64	2,79	9,83	4,68	7,39	3,81	8,66	6,36	13,41	5,87	2,82
MnO	0,008	0,046	0,078	0,059	0,024	0,046	0,049	0,139	0,112	0,159	0,056	0,14	0,04	0,26	0,1	0,055
MgO	0,4	0,58	1,32	2,26	1,28	0,49	0,56	7,85	1,72	3,17	0,78	4	2,61	5,34	2,53	0,7
CaO	0,06	1,66	1,9	1,93	0,14	1,07	0,89	4,76	1,16	1,47	0,44	3,29	0,43	8,56	2,34	0,86
Na ₂ O	0,43	2,95	4,81	3,7	0,31	3,21	2,53	2,97	2,8	1,98	2,73	2,57	4,44	3,91	5,16	2,99
K ₂ O	7,8	3,77	2,49	2,06	7,37	4,75	5,18	0,83	4,11	3,48	4,34	3,2	2,61	1,46	3,34	3,72
TiO ₂	0,198	0,461	0,569	0,512	0,428	0,31	0,399	1,368	0,605	0,845	0,553	1,46	0,54	2,96	0,69	0,476
P ₂ O ₅	0,06	0,17	0,17	0,07	0,12	0,11	0,1	0,24	0,22	0,24	0,13	0,29	0,21	1,1	0,42	0,12
LOI	1,67	1,15	1,45	1,81	1,83	1,23	1,38	9,87	1,81	2,81	2,32	3,96	0,9	1,56	2,06	1,89
Total	99,55	99,29	99,76	98,82	100,3	98,81	98,98	99,73	98,75	99	99,48	98,7	100,41	98,16	99,37	99,48
V (ppm)	13	22	57	59	19	31	33	253	76	114	51	152	ND	227	ND	39
Ba	2018	1022	1388	1450	1290	637	686	297	1032	997	609	662	ND	865	ND	540
Sr	203	168	525	577	71	135	103	137	411	259	135	397,1	178	700,8	932,5	138
Y	23	31	14	9	30	42	48	19	32	31	33	32,1	23,7	23	31,3	42
Zr	177	231	217	136	338	254	295	103	204	209	236	186,8	123,9	196,7	237,7	302
Cr	< 20	20	40	260	< 20	< 20	20	380	60	160	40	95	43	68	ND	30
Co	2	8	10	19	6	4	6	44	14	27	9	24	18	33	ND	7
Ni	< 20	70	30	120	< 20	< 20	60	140	30	100	< 20	60	26	124	ND	< 20
Cu	< 10	50	20	20	20	10	20	90	30	40	30	30	12	30	ND	20
Zn	< 30	40	50	60	50	70	60	70	80	100	110	69	66	91	ND	80
Rb	167	91	60	66	195	217	226	27	166	136	216	101,9	92,6	22,7	93,7	205
Nb	7	7	14	11	17	15	19	30	18	20	21	18,9	6	29,1	27,8	19
Cs	1,4	0,7	1,2	2	2,7	10,4	9,7	1,7	7,4	7,5	7,1	7,2		ND	ND	13,4
Hf	4,1	6,5	5,7	3,4	8,9	7,5	9	2,7	5,9	5,8	7,5	4,9	3,2	0,41	ND	8,6
Ta	0,3	0,3	0,9	0,7	1,2	1,8	1,6	1,9	1,4	1,5	1,7	1,8	0,5	2,6	ND	1,6
Tl	0,9	0,4	0,3	0,4	0,9	1,7	1,4	0,2	1,2	1	1,7	ND	ND	1,5	ND	1,5

Quadro 1: continuação

	PM-01-1 Grupo 1	PM-06 Grupo 1	PM 19 Grupo 2	PM 28 Grupo 2	PM-31B Grupo 1	PM-33 Grupo 3	PM-34 Grupo 3	PM-35 Grupo 4	PM-36 A Grupo 2	PM-37 Grupo 2	PM-38 Grupo 3	K 04 C Grupo 2	K 05 A Grupo 1	K 06 Grupo 4	K 09 Grupo 1	K-10-1 Grupo 3
Pb	90	112	95	121	138	216	151	40	188	166	205	ND	ND	ND	ND	189
Th	19,9	9,8	9,1	5,8	21,1	16,5	20,1	2,5	17,4	14,3	20,6	9,8	1,9	ND	ND	21,9
U	1,7	0,6	0,8	0,5	3,2	5,1	4,5	0,5	4,8	3,7	2,5	ND	ND	ND	ND	5,5
La (ppm)	64,1	33,4	48,1	17,1	49	25,8	62,2	20,5	50,9	50	41	37,5	30,5	36,5	ND	59,3
Ce	129	77	88,4	37,5	105	58,9	123	40,8	102	100	94,1	78,4	59,4	79,6	ND	104
Pr	12,8	7,43	8,99	3,82	11,3	6,7	14	4,67	11,2	11,4	10,5	9,23	6,89	10,2	ND	13,6
Nd	40,7	26,2	30,2	13,6	39,4	24,9	53,8	18,4	40,9	42,5	38,3	34,9	26	43,4	ND	47,9
Sm	6,8	5	5,2	2,4	6,9	5,7	11,1	3,8	7,7	8,1	7,8	7,1	4,5	9,1	ND	9,7
Eu	1,21	0,94	1,41	0,75	1,08	0,8	1,38	1,38	1,33	1,69	1,11	1,68	1,33	3,79	ND	1,3
Gd	5,6	4,6	4	1,9	5,7	5,5	10,5	4	6,5	6,9	6,6	6,3	3,7	8,7	ND	9,2
Tb	0,9	0,9	0,6	0,3	0,9	1	1,7	0,7	1	1,1	1,1	1	0,5	1,2	ND	1,4
Dy	4,6	5,6	3,1	1,6	5,4	6,5	9,1	3,8	5,7	5,9	6,5	5,6	2,4	6,2	ND	7,2
Ho	0,8	1,2	0,5	0,3	1,1	1,3	1,7	0,7	1,1	1,1	1,2	1,1	0,4	1,1	ND	1,3
Er	2,4	3,7	1,6	0,9	3,5	4,2	4,9	2,1	3,2	3,3	3,8	3,2	1,2	3	ND	3,9
Tm	0,36	0,56	0,23	0,14	0,56	0,68	0,78	0,31	0,52	0,52	0,61	0,48	0,17	0,41	ND	0,6
Yb	2,3	3,4	1,5	0,9	3,6	4,4	4,9	2	3,3	3,3	4	3,1	1,1	2,6	ND	3,9
Lu	0,33	0,48	0,21	0,14	0,55	0,66	0,71	0,28	0,46	0,46	0,59	0,45	0,16	0,37	ND	0,55
t=770Ma																
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0,09599	0,10964	0,09674	0,10560	0,10739	0,13765	0,12392	0,12529	0,11119	0,11529	0,12155	0,118397	0,104174	0,122375	0,086732	0,11749
Epsilon Nd (0)	-31,21	-23,22	-21,43	-19,35	-25,68	-8,80	-9,67	-2,28	-16,48	-13,88	-11,61	-10,61	-27,98	-8,79	-31,62	-11,86
Epsilon Nd (t)	-21,34	-14,68	-11,61	-10,40	-16,92	-2,99	-2,51	4,77	-8,07	-5,88	-4,21	-4,61	-18,90	-1,50	-20,80	-4,06
T DM	2593	2330	1949	1959	2463	1703	1519	904	1847	1719	1643	1508	2556	1419	2425	1594
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0,51055	0,51089	0,51105	0,51111	0,51078	0,51149	0,51152	0,51189	0,51123	0,51134	0,51143	0,5116286	0,510678	0,511570	0,510579	0,51144

Os Diagramas de Harker (Harker, 1909), que utilizam SiO₂ como índice de diferenciação, mostram *trends* ígneos característicos, apesar das rochas estarem metamorfizadas. De uma forma geral, as rochas metavulcânicas do Complexo Metamórfico Porongos, na área da Antiforme Capané, possuem correlações negativas para os elementos maiores Al₂O₃, TiO₂, MgO e CaO. Os conteúdos de Na₂O e K₂O apresentam grande dispersão atestando a mobilidade destes elementos. A análise conjunta de elementos ETR (Fig. 7), LILE, HFSE (Fig. 8) e isótopos de Sm-Nd (Fig. 9) permitiram a compartimentação das rochas metavulcânicas da Antiforme Capané em 4 grupos distintos, descritos a seguir:

O Grupo 1 consiste de rochas predominantemente ácidas, localizadas na porção central e oeste da Antiforme Capané. Apresenta forte enriquecimento em ETR_L e baixo fracionamento de ETR_P, anomalia de Eu, razão La/Yb_N em torno de 13,4; Ce/Sm_N, 4 e; Gd/Yb_N, 1,44. Possui alto conteúdo de elementos LILE e baixo de HFSE. As razões de Zr/Nb, Zr/Hf e Th/Nb são altas, no entanto, Ta/Nb possuem valores medianos (Fig. 10). A razão FeO_T/MgO é variável, mas é considerada como média a baixa, com exceção de uma amostra alta sílica (PM- 01). As razões de ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd variam de 0,51055 a 0,51089, o εNd(t) é fortemente negativo, variando de -14,6 a - 21,3 com idades TDM paleoproterozóicas variando de 2,3 a 2,5Ga.

O Grupo 2 é constituído por rochas intermediárias a ácidas e ocorre nas proximidades do Arroio Capané, no flanco oeste da Antiforme Capané. Possuem alto conteúdo de ETR_L e baixo fracionamento de ETR_P e anomalias de Eu. A razão La/Yb_N, em média, é 11,50; Ce/Sm_N, 3,52 2; Gd/Yb_N, 1,78. O grupo é enriquecido em LILE e possuem valores medianos de elementos HFSE. As razões de FeO_T/MgO, Zr/Nb, e Zr/Hf são intermediárias; Th/Nb é intermediária a baixa e; Ta/Nb, intermediária a alta. As razões de ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd são em média 0,51126, o εNd(t) varia de - 4,06 nos termos menos ácidos a - 11,61 nos mais ácidos e TDM entre 1,5 a 1,8Ga.

O Grupo 3 é constituído por litotipos ácidos, ocorrentes no flanco leste da Antiforme Capané. Possuem alto ETR_L, e baixo ETR_P; anomalias de Eu muito bem marcadas e razões La/Yb_N em média, 7,48; Ce/Sm_N, 2,67 e; Gd/Yb_N, 1,49, caracterizando este grupo como de menor fracionamento de ETR, embora consista das rochas mais ácidas. Possuem valores relativamente altos de elementos LILE e medianos de HFSE. A razão

Zr/Nb é intermediária, tendo média por volta de 14,89, e Zr/Hf, é semelhante aos dois grupos anteriores, em torno de 33,30. Já a razão Ta/Nb é superior, sendo 0,09. Th/Nb possui razões intermediárias a altas. A razão FeO_T/MgO é alta, destacando-se dos demais grupos. As razões de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ são semelhantes ao grupo 2, em média 0,51147, $\epsilon\text{Nd}(t)$ mostra valores fracamente negativos, variando de $-2,5$ a $-4,3$ e TDM entre 1,5 e 1,7Ga.

O Grupo 4 é composto por rochas básicas, situadas no flanco oeste da Antiforme Capané. Ao contrário dos demais grupos, onde algumas características se sobrepõem, este grupo é diferenciado em todos os parâmetros analisados. São menos enriquecidos em ETR_L e possuem fracionamento de ETR_P . A razão La/Yb_N é somente superior ao grupo 3, e inferior aos demais, sendo 8,26. Ce/Sm_N possui valor inferior, 2,36 e Gd/Yb_N superior aos demais, 2,16. O grupo é empobrecido em elementos do tipo LILE e um pouco enriquecidos em HFSE, chamando a atenção de que as anomalias negativas de Nb (e também de Eu) conforme visualizado nos demais grupos, não ocorrem neste. Zr/Nb, Ta/Nb, Th/Nb destacam-se por apresentarem valores baixos quando comparados aos demais grupos. Somente a razão Zr/Hf possui valor superior. Apresenta baixa razão FeO_T/MgO semelhante aos baixos valores encontrados nos dois primeiros grupos. As razões de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ são em média 0,51173. O $\epsilon\text{Nd}(t)$ varia de positivo (+4,77) a fracamente negativo ($-1,50$) e a TDM, varia entre 0,9 e 1,4Ga.

De acordo com o Diagrama Evolucionário de Nd (Fig. 11), é nítida a separação destes 4 grupos que marcam populações bem distintas. O grupo 1 apresenta relação com uma fonte de evolução antiga, transicional entre arqueano e proterozóico inferior. O grupo 2 apresenta trend evolutivo paleo-mesoproterozóico e o grupo 3 apresenta menor contribuição de fonte mais antiga. Já o grupo 4 é composto por uma amostra com evolução e outra com contribuição de fonte mais antiga.

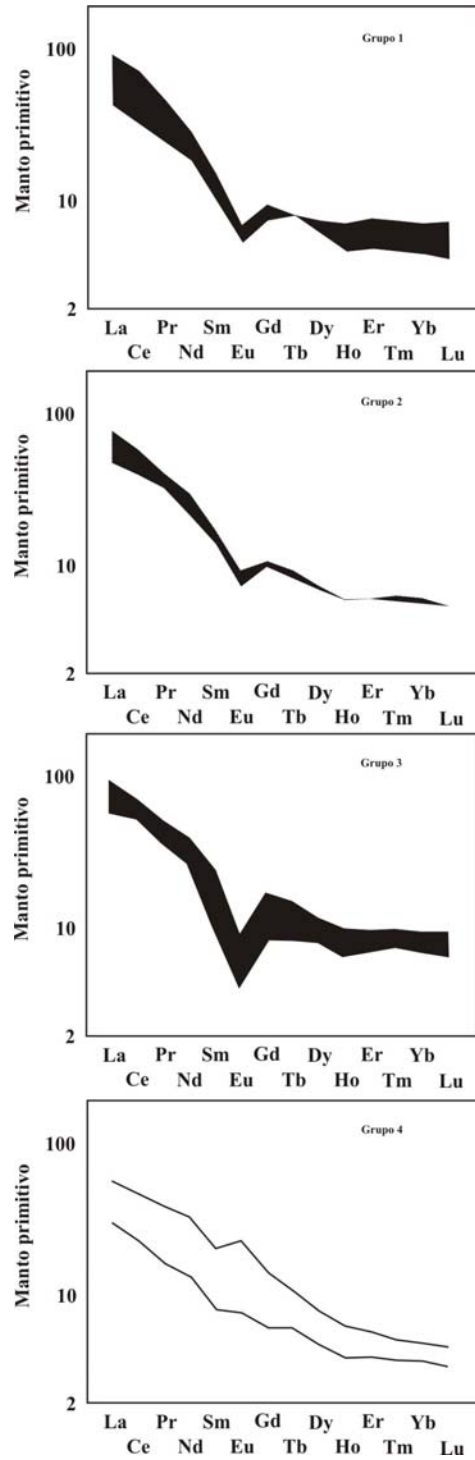


Figura 7: Diagramas de ETR's, normalizados pelo manto primitivo (McDonough & Sun,(1995).

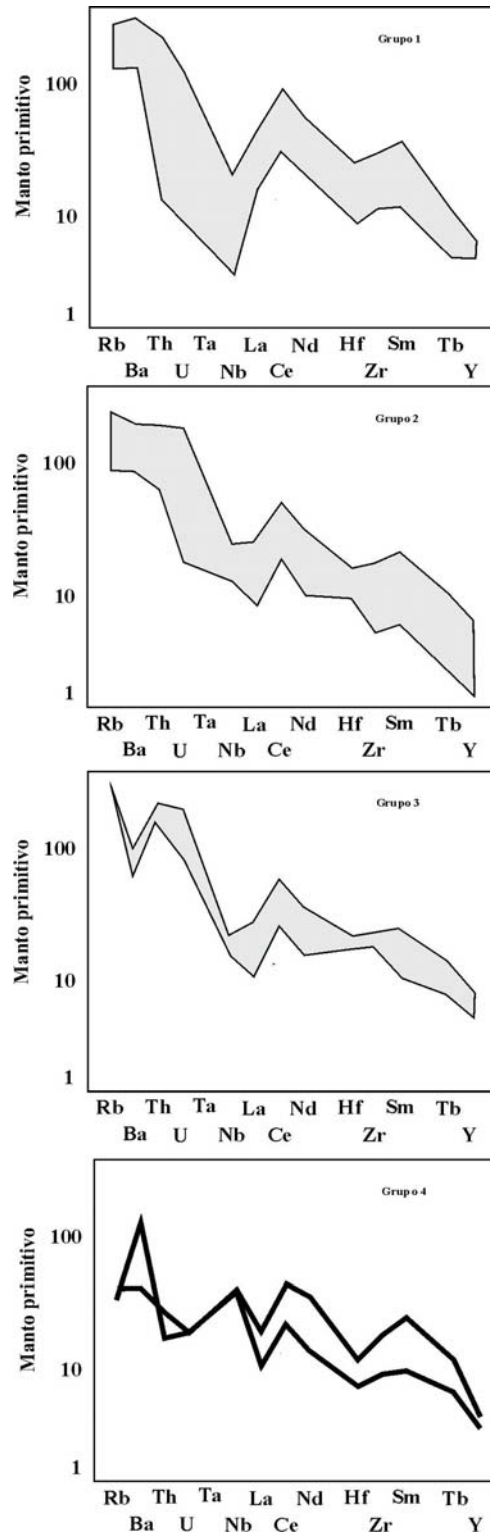


Figura 8: *Spidergrams*, normalização de McDonough *et al.* (1992)

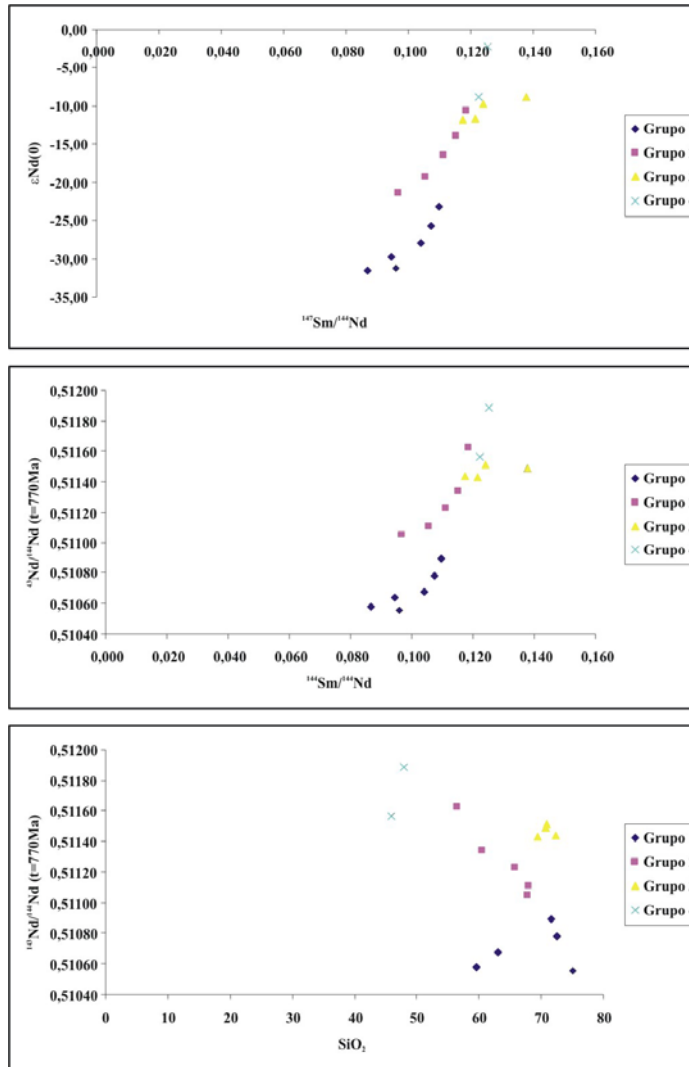


Figura 9: Diagrama de isótopos de Sm-Nd, para as rochas metavulcânicas da Antiforme Capané.

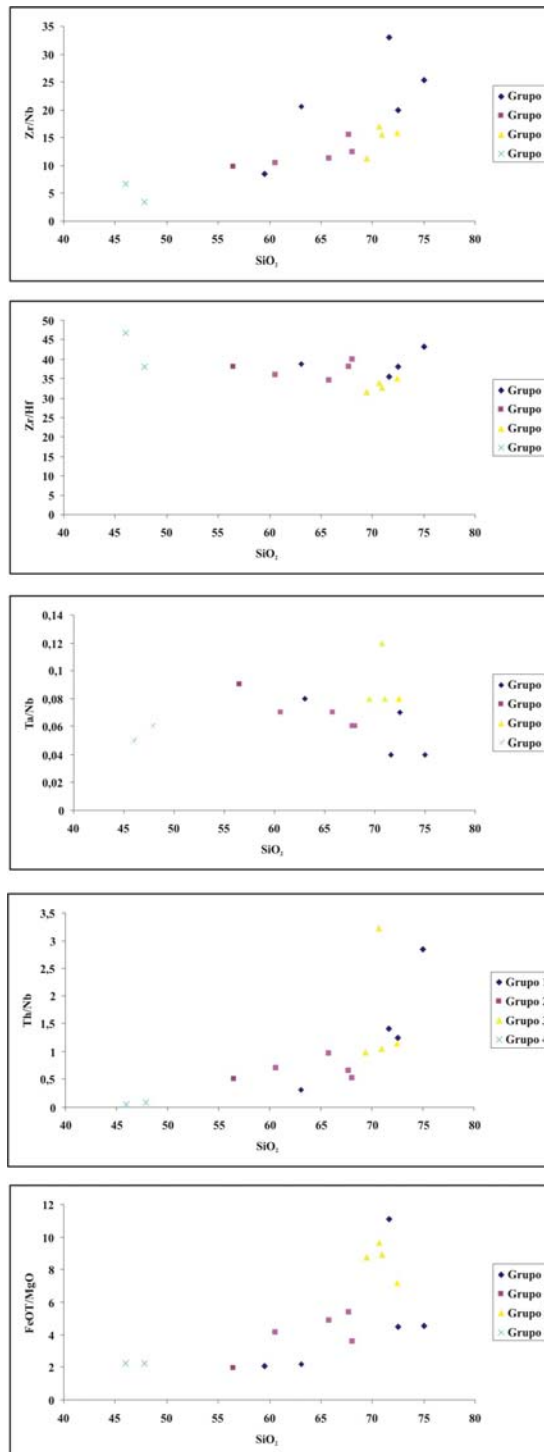


Figura 10: Zr/Nb, Zr/Hf, Ta/Nb, Th/Nb e FeOT x SiO₂, para as rochas metavulcânicas da Antiforme Capané.

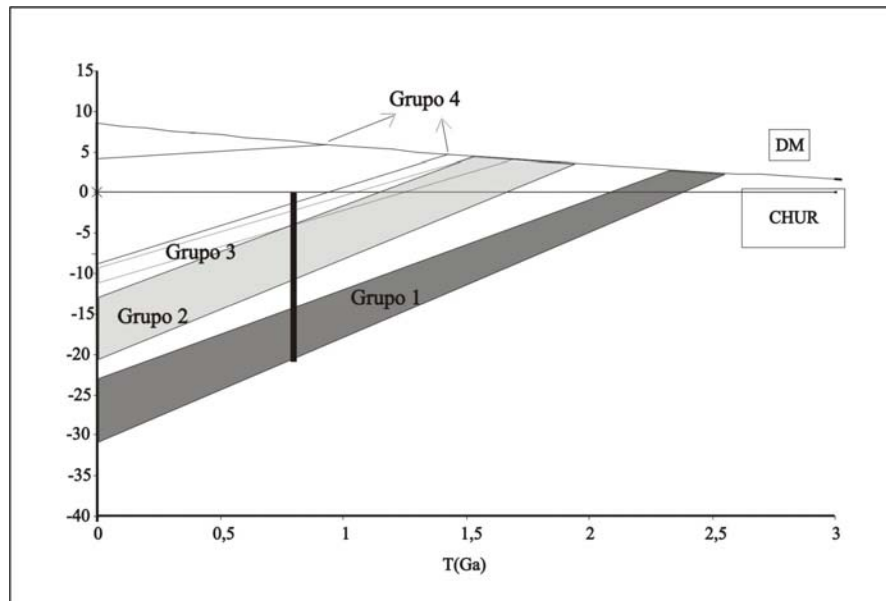


Figura 11: Diagrama evolucionário de Nd.

7.5 Discussões

Os conteúdos relativamente variados de Na_2O e K_2O refletem a mobilidade dada pelas condições de metamorfismo e também pela existência de inúmeras zonas de cisalhamento e intrusões graníticas que proporcionam trocas catiônicas entre as rochas envolvidas, em condições de hidrotermalismo. Assim, estes e outros elementos maiores e traços sujeitos a maior mobilidade foram considerados com cautela. Neste sentido, os elementos traços considerados relativamente imóveis e os isótopos de Sm e Nd foram mais utilizados como referência para as discussões que seguem.

Os diagramas tipo *spider* foram utilizados a fim de investigar a fonte dos protólitos ígneos do Complexo Metamórfico Porongos. É possível visualizar que os grupos 1, 2 e 3, são enriquecimentos em LILE (U, Th) e ETR_L , e empobrecidos em HFSE (Nb, Zr, Hf, Ta) e ETR_P , o que pode ser indicativo de fontes relacionadas a zonas de subducção, com enriquecimento de LILE e ETR_L devido à metassomatismo do manto (Tatsumi *et al.*

2000). Comportamento geoquímico similar tem sido relatado em rochas vulcânicas atuais como as da Margem Continental Ativa na costa oeste da América do Sul (NVZ – *Northern Volcanic Zone*, CVZ – *Central Volcanic Zone* e SVZ – *Southern Volcanic Zone*) (Thorpe *et al.* 1984).

As variações litoquímicas e isotópicas observadas nos grupos 1, 2 e 3 podem estar relacionadas a diversos estágios de interação entre a placa e a cunha do manto. Um exemplo deste tipo de evento é dado na região de *Merapi Volcano* (Gestisser & Keller 2003). O *Merapi Volcano* consiste em uma associação de rochas vulcânicas que variam de basaltos a andesitos basálticos, enriquecidos em LILE e ETR_L , e empobrecidos em HFSE, semelhante ao que ocorre nas rochas metavulcânicas aqui estudadas. Seus baixos índices de HFSE são indicativos de adição de sedimentos via zona de subducção e significativa granada residual em sua petrogênese, sugerindo que a fusão parcial da fonte teve adicionado Th e ETR_L . Com base nestas observações, não é descartada a possibilidade das rochas metavulcânicas da Antiforme Capané terem sido geradas a partir de um evento de subducção, não tendo gênese relacionada à formação da paleobacia sedimentar Porongos, interpretada como margem passiva (Hartmann *et al.* 2004)

Rochas básicas e intermediárias da Antiforme Capané possuem alta razão $(La/Nb)_N$, implicando retenção de granada na fonte (Fig. 12); tal dado pode ser confirmado no diagrama de ETR, onde não há fracionamento de ETR_p .

Apesar das características comuns entre os três grupos, os grupos 1 e 2 apresentam maiores semelhanças entre si, como a relação $^{143}Nd/^{144}Nd \times SiO_2$ (Fig.9), FeO_T/MgO e padrão de ETR, além de relação espacial em campo. As similaridades destes sugerem fortemente uma relação direta entre os dois, sendo a variação isotópica possivelmente resultante apenas de um maior incremento de crosta nas rochas mais ácidas, estas com razão La/Yb levemente mais elevada e $\epsilon Nd(t)$ mais fortemente negativo. Já o grupo 3, que é composto também por rochas ácidas, apresenta características sugestivas de menor contribuição crustal como razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ menos radiogênica (ϵNd apenas fracamente negativo) e razão La/Yb mais baixa. Adicionalmente este grupo apresenta ainda uma maior razão FeO_T/MgO . Tais características não podem ser explicadas apenas por variação de quantidade de material crustal adicionado e sugerem outra variação petrológica

como fonte mantélica distinta, não necessariamente outro ambiente tectônico uma vez que compartilha características geoquímicas importantes como comportamento geral dos LILE e HFSE (Fig. 8).

O grupo 4 possui processo evolutivo diferente evidenciado pelas características geoquímicas e isotópicas que indicam magmatismo juvenil. Nos diagramas do tipo *spider*, percebe-se semelhanças com toleítos oriundos de ambientes do tipo ilha oceânica. Ainda, as rochas metavulcânicas básicas do grupo 4 possuem baixa razão Th/Nb (0,04 a 0,08) condizente com uma evolução a partir de OIB ou MORB (baixo Th/Nb ~ 0,05 – Sun & McDonough, 1989). Estas litologias provavelmente estão relacionadas com as rochas ultramáficas descritas por Marques *et al.*, (1998) como parte de um ofiolito.

Analisando as rochas ácidas separadamente, é possível notar enriquecimento em Th. A variação de Th/Nb sugere a introdução de sedimentos (alto Th/Nb), se considerado um manto de características litosféricas (Th/Nb ~ 0,44 – Saunders *et al.*, 1988; Weaver 1991). Por outro lado, o enriquecimento de Th pode também ser oriundo de fluidos procedentes de uma zona de subducção, onde há desidratação da placa subductada. O gráfico Th/TaxYb (Gorton & Schandl 2000 – Fig. 13), associando esta razão a possíveis ambientes geotectônicos, sugere que grande parte das metavulcânicas ácidas são condizentes com ambiente de margem continental ativa, o que corrobora com a sugestão de envolvimento de uma placa subductada.

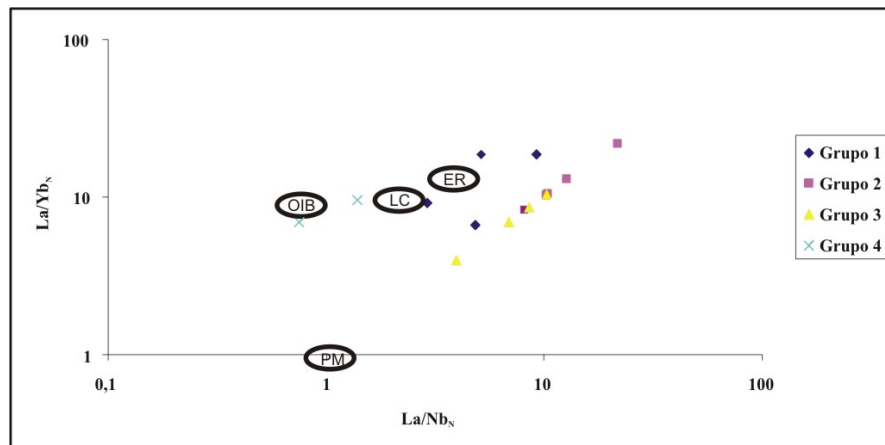


Figura 12: Diagrama $(La/Nb)_N \times (La/Yb)_N$, normalizados pelo condrito (Boyton, 1984) - PM: *primitive mantle*; OIB: *ocean island basalts*; LC: *lower crust*; ER: *eclogite restite*.

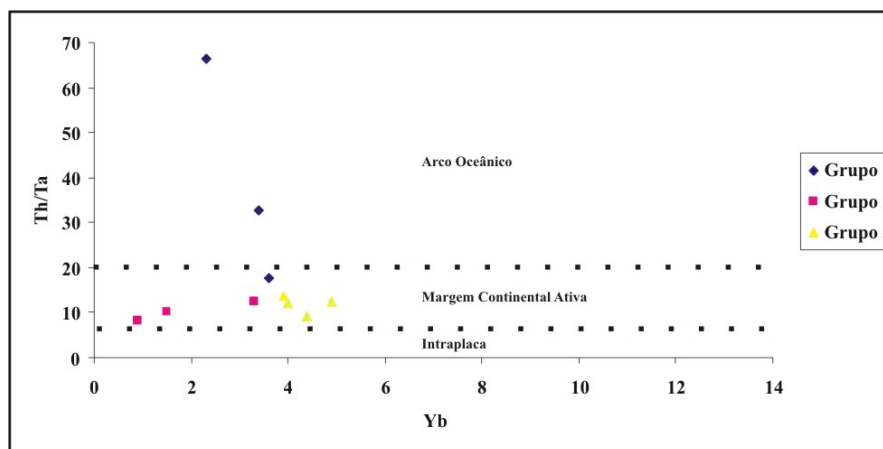


Figura 13: Diagrama Yb x Th/Ta, relacionando ambientes tectônicos (Gorton & Schandl 2000).

7.6 Conclusões

Diversos autores atestam que o Complexo Metamórfico Porongos consiste em uma paleobacia sedimentar do tipo *back arc*, cujas rochas vulcânicas seriam produto de magmatismo deste ambiente. No entanto, a composição geoquímica esperada para litotipos gerados nestas circunstâncias possui diferenças significativas em relação ao que foi encontrado neste trabalho.

De acordo com Wilson (1989), os litotipos esperados para o ambiente de *back arc* possuem afinidades com o manto enriquecido (P-MORB) e OIB, com alto $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e ϵNd de valores baixos. Saunders & Tarney (1979), em estudo realizado em *Scotia Sea*, caracterizam os basaltos do tipo *back arc*, com altos teores de Al, influenciados pela zona de subducção do arco-de-ilhas que gerou as *South Sandwich Islands*, como transicionais de MORB para basaltos do tipo toleíticos de arco-de-ilhas. Na área da Antiforme Capané, apenas as rochas básicas do grupo 4 possuem afinidades com basaltos do tipo MORB/OIB, conforme demonstrado nos diagramas multielementares e nas razões de Th/Nb. No entanto, estas rochas são interpretadas como alóctones, pertencentes à seqüência ofiolítica descrita por (Marques 1996).

Os dados geoquímicos e isotópicos das rochas intermediárias a ácidas (grupos 1, 2 e 3), da Antiforme Capané, embora com algumas diferenças entre si, mostram um comportamento compatível com evolução relacionada à ambiente de subducção, possivelmente produto de um arco magmático.

O ambiente geotectônico sugerido para a origem destas sequências vulcânicas é o de uma margem continental ativa. A evolução das rochas metavulcânicas poderia ser explicada a partir do fechamento da paleobacia Porongos com a convergência do bloco São Gabriel em direção ao Microcontinente Encantadas, formando um arco magmático continental na margem oeste deste continente. As rochas básicas do grupo 4 juntamente com a parte mantélica do ofiolito (Marques 1996) teriam sido obductadas durante o processo de fechamento da paleobacia. As rochas metassedimentares compostas, por metapelitos e subordinadamente metacalcários, metarcóseos e quartzitos, consideradas como oriundas de um ambiente de margem passiva (Jost, 1981; Frantz *et al.*, 1997, 1999,

2000; Hartmann *et al.*, 2004; Saalman *et al.*, 2005) podem ser interpretadas como uma sequência preservada na borda oeste do Microcontinente Encantadas.

7.7 Agradecimentos

Gostaríamos de agradecer ao CNPq, pela concessão da bolsa de mestrado da pós-graduanda Karine Gollmann, no período de março de 2005 a março de 2007. À CAPES e PPGGeo, pela concessão de bolsa PRODOC à segunda autora. Aos bolsistas de iniciação científica Bruna Saar de Almeida e Marcelo Cotta Host, e ao Geól. Diego Fernando Gonçalves de Oliveira, pelo acompanhamento nos trabalhos de campo. À Gisela Raupp de Castro e Márcia Correa Machado pelo auxílio nos trabalhos desenvolvidos no Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS.

7.8 Bibliografia

- Boyton, W.V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (ed). **Rare Earth Element Geochemistry**. Elsevier, pp-63-114.
- Camozzato, E.; Sander, A. ; Ramgrab, G. E. & Wildner, W. 1994. Milonitos alcalinos-peralcalinos da região de Candiota, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Balneário Camboriú, **Anais...** Balneário Camboriú, SBG, v. 3, p. 88-89.
- Chemale Jr, F. 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: Holz, M & De Ros, L.F. (ed). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p. 13-52.
- Fragoso-Cesar, A.R.S., Lavina,E., Paim,P.S.G. & Faccini, U.F. 1984. A antefossa molássica do cinturão Dom Feliciano no escudo do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro, **Anais...** Rio de Janeiro, SBG, v. 7, p. 3272-3283.

- Fragoso-Cesar, A.R.S., Wernick, E. & Soliani Jr, E. 1982. Evolução geotectônica do Cinturão Dom Feliciano – uma contribuição através da aplicação do modelo de Tectônica de Placas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador, **Anais...** Salvador, SBG, v. 1, p. 13-23.
- Frantz, J. C. & Botelho, N. F. 2000. Neoproterozoic granitic magmatism and evolution of the Eastern Dom Feliciano Belt in Southernmost Brazil: a tectonic model. **Gondwana Research**, **3**(1): 7-19.
- Frantz, J. C. ; Botelho, N. F.; Pimentel, M. M.; Potrel, A .; Koester, E. & Teixeira, R. S. 1999. Relações isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd e idades do magmatismo granítico brasileiro da região leste do Cinturão Dom Feliciano no Rio Grande do Sul: evidências de retrabalhamento de crosta continental paleoproterozóica. **Revista Brasileira de Geociências**, **29**(2): 227-32.
- Frantz, J. C. 1997. **Petrologia e hidrotermalismo dos granitóides estaníferos do Rio Grande o Sul**. Brasília. 264 p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Gertisser, R. & Keller, J. 2003. Trace element and Sr, Nd, Pb and O isotope variations in medium-K and high-K volcanic rocks from Merapi Volcano, Central java, Indonesia: Evidence for the involvement of subducted sediments in Sunda Arc magma genesis. **Journal of Petrology**, **44**(3): 457-489.
- Gorton, M.P. & Schandl, E.S. 2000. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. **The Canadian Mineralogist**, **38**: 1065-1073.
- Harker, A . 1909. **The natural history of igneous rocks**. Methuen, London.
- Hartmann, L. A .; Phillip, R.P.; Liu, D.; Wang, L.; Santos, J.O.S.; & Vasconcellos, M.A .Z. 2004. Paleo-proterozoic magmatic provenance of detrital zircons, Porongos Complex quartzites, southern Brazilian Schield. **International Geology Review**, **46**: 127-157.
- Hartmann, L. A .; Porcher, C. C.; Remus, M. V. D. 2000. Evolução das rochas metamórficas do Rio Grande do Sul. . In: Holz, M & De Ros, L.F. (ed). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p. 13-52.

- Jost, H. & Bitencourt, M. F. 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos de Tijucas no Rio Grande do Sul. **Acta Geologica Leopoldinensia**, **4(7):27-60**.
- Jost, H. 1981. **Geology and metallogeny of the Santana da Boa Vista region southern Brasil**. PhD Thesis, University of Georgia.
- Machado, R.; César, A.R.S.F. & Faccini, U.F. 1987. O Domo de Santana (RS): domo gnáissico mantelado ou figura de interferência tipo domo e bacia? In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 3., 1987, Curitiba. **Anais...**, Curitiba. SBG, v.1 p. 167-182.
- Marques, J.C., Frantz, J.C., Jost, H., Roisenberg, A. 2003. In: I ENCONTRO SOBRE A ESTRATIGRAFIA DO RIO GRANDE DO SUL: ESCUDOS E BACIAS, 1., 2003, Porto Alegre. **Boletim de resumos...** Porto Alegre, p. 77-82.
- Marques, J.C., Jost, H., Roisenberg, A., Frantz, J.C. 1998 a. Eventos ígneos da Suíte Metamórfica Porongos na área da Antiforme Capané, Cachoeira do Sul – RS. **Revista Brasileira de Geociências**, **28**: 419-430.
- Marques, J.C., Jost, H., Roisenberg, A., Frantz, J.C. 1998 b. Rochas metassedimentares, geologia estrutural e metamorfismo da Suíte Metamórfica Porongos na área da Antiforme Capané, Cachoeira do Sul – RS. **Revista Brasileira de Geociências**, **28**: 467-472.
- Marques, J.C. 1996. **Petrologia e metalogênese da Sequência Metaultramáfica da Antiforme Capané, Suíte Metamórfica Porongos, Cachoeira do Sul-RS**. Porto Alegre, 196 p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- McDounough, W.F., and Sun, S.S. 1995. Composition of the earth. **Chemical Geology**, **120:223-253**.
- Porcher, C. C., Mcnaughton, N. J. Leite, J. A . D., Hartmann, L. A . & Fernandes, L. A . D. 1999. Idade SHRIMP em zircão: vulcanismo ácido do Complexo Metamórfico Porongos. In: SIMPÓSIO VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1, 1999, Gramado. **Boletim de resumos...** p. 110.
- Porcher, C.C. & Fernandes, L.A.D. 1990. Relações embasamento-cobertura na porção ocidental do Cinturão Dom Feliciano: um esboço estrutural. **Pesquisas**, **17**: 72-84.

- Remus, M.V.D., Tedesco, M.A., Philipp, R.P. & Faccini, U.F. 1987. Evolução estrutural da unidade Porongos a sul do Rio Camaquã, RS. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, 1987, Curitiba. **Anais...** Curitiba, SBG, v. 1, p. 223-244.
- Saalmann, K., Hartmann, L. A . & Remus, M. 2005. Tectonic evolution of two contrasting schists belts in Southernmost Brazil: a plate tectonic model for the Brasiliano Orogeny. **International Geology Review**, **47**: 1234-1259.
- Saunders, A .D.; Norry, M.J. & Tarney, J. 1988. Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace element constraints. **Journal of Petrology, Special Lithosphere Issue**, 415-445.
- Saunders, A . & Tarney, J. 1979. The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the East Scotia Sea. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, **43**: 555-572.
- Sun, S.S. & McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A .D. & Norry, M.J. (eds). **Magmatism in ocean basins**. Geol. Soc. London. Spec. Pub. 42: 313-345.
- McDounough, W.F. & Sun, S.S. 1995. Composition of the earth. **Chemical Geology** **120**: 223-253.
- Tatsumi *et al.* 2000. Slab melting: its role in continental crust formation and mantle evolution. **Geophysical Research Letters**, **27**: 3941-3944.
- Teixeira, W.; Pinese, J.P.P, Iacumin, M., Girardi, V.A .V., Piccirillo, E.M., Echeveste, H., Ribot, A ., Fernandez, R., Renne, P.R. & Heaman, L.M. 2002. Calc-alkaline and tholeiitic dyke swarm of Tandilia, Rio de La Plata craton, Argentina: U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr and $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ data provide new clues for intrapalate rifting shortly after the Trans-Amazonian orogeny. **Precambrian Research**, **119**: 329-353.
- Thorpe, R.S., Francis, P.W. & O'Callaghan, L.J. 1984. Relative roles of source compositions, fractional crystallization and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London**, **A310**: 675-692.

- Tommasi, A . & Fernandes, L. A . D. 1990. O ciclo brasileiro na porção sudeste da Plataforma Sul-americana: um novo modelo. In: CONGRESSO URUGUAYO DE GEOLOGIA, 1., 1990, Montevideo. **Anais...** Montevideo , SBG, v. 1, p. 107-14.
- Weaver, B.L. 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. **Earth Planetary Science Letters**, **104**:381-397.
- Winchester, J. A . & Floyd, P. A . 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. **Chemical Geology**, **20**: 325-43.
- Wildner, W., Camozzato, E., Orlandi Filho, V., Basei, M.A.S. 1996. Rochas vulcanogênicas do Cinturão Metamórfico Porongos na Antiforme do Godinho, região do Passo da Cuia – RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1996, Salvador. **Anais...** Salvador, SBG, v. 2, p. 146-148.

ANEXO 1: MAPA DE PONTOS

