



**EVOLUÇÃO DO COMPLEXO PORONGOS NA REGIÃO DO CAPANÉ
COM BASE EM MAPEAMENTO GEOLÓGICO, PETROGRAFIA, GEOQUÍMICA
E DATAÇÃO U-Pb DE ZIRCÃO DETRÍTICO NO USP SHRIMP-IIe**

PORTO ALEGRE, DEZEMBRO DE 2014

THALES SEBEN PETRY

**EVOLUÇÃO DO COMPLEXO PORONGOS NA REGIÃO
DO CAPANÉ COM BASE EM MAPEAMENTO GEOLÓGICO,
PETROGRAFIA, GEOQUÍMICA E DATAÇÃO U-Pb DE ZIRCÃO
DETRÍTICO NO USP-SHRIMP-IIe**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Léo Afraneo Hartmann

PORTO ALEGRE, DEZEMBRO DE 2014

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Petry, Thales Sebben

Evolução do Complexo Porongos na região do Capané com base em mapeamento geológico, petrografia, geoquímica e datação U-Pb de zircão detritico no USP SHRIMP-IIIE. / Thales Sebben Petry. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2014.
[93 f.] il.

Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2014.

Orientador(es): Léo Afraneo Hartmann
Coorientador(es):

1. Antiforme Capané 2. Complexo Porongos 3. Geoquímica 4. Geocronologia U-Pb I. Título.

CDU 55

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Veleida Ana Blank 10/571 CRB

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso **“EVOLUÇÃO DO COMPLEXO PORONGOS NA REGIÃO DO CAPANÉ COM BASE EM MAPEAMENTO GEOLÓGICO, PETROGRAFIA, GEOQUÍMICA E DATAÇÃO U-Pb DE ZIRCÃO DETRÍTICO NO USP SHRIMP-IIe”**, elaborado por **“THALES SEBEN PETRY”**, como requisito parcial da obtenção do grau de Bacharel em Geologia

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Antonio Pedro Viero

Prof. Dra. Carla Cristine Porcher

Sérgio Luiz Junges

AGRADECIMENTOS

Os meus agradecimentos vão para as pessoas que tornaram este trabalho possível e me ajudaram de várias maneiras durante o curso de geologia. A minha família por todo suporte e apoio nas minhas decisões nesta importante etapa da minha vida. Aos meus amigos pela parceria e companheirismo nos momentos mais difíceis e também nos mais tranquilos. Ao professor Léo pelo conhecimento passado e pela paciência que teve durante os meus anos de bolsa, e também a todos os professores do curso por formar profissionais de qualidade para a nossa sociedade. Aos colegas da salinha pelos momentos de descontração e por toda a ajuda, principalmente a Juliana, que contribuiu muito no meu trabalho. A todos aqueles que participam e fazem com que o CAEG continue promovendo eventos acadêmico e festas a todos que queiram participar. E a todas as instituições que financiam o desenvolvimento e o progresso científico do país. Sem estas pessoas este trabalho não seria realizado. Muito obrigado a todos!

RESUMO

O Complexo Porongos é uma unidade estratigráfica de grande significado para o entendimento da evolução do Escudo Sul-Riograndense. A complexa história geológica do cinturão de dobramentos requer a integração de diversas técnicas para definição de um modelo tectônico evolutivo correto. Nesse trabalho, são reportados dados de mapeamento, petrografia, geoquímica de rocha total e proveniência U-Pb SHRIMP de zircões do Complexo Porongos na região do Capané. No trabalho de mapeamento geológico foi observado que a sucessão de rochas na região do Capané é composta principalmente por rochas metassedimentares como filitos, xistos e quartzitos, com ocorrência subordinada de clorita xistos, mármore, granitos e serpentinitos. Petrograficamente, as amostras consistem em filito, mica xisto, clorita xisto e quartzito milonítico. Os filitos possuem clivagem ardósiana e textura lepidoblástica pouco desenvolvida indicando grau metamórfico muito baixo para as rochas do flanco oeste da Antiforme Capané. A análise geoquímica de 42 amostras indicou três grupos distintos com base nos elementos maiores, os clorita xistos ($\text{SiO}_2 < 50\%$ em peso) ($n=4$), os filitos (SiO_2 57-75%) ($n=32$) e os quartzitos ($\text{SiO}_2 > 79\%$) ($n=6$). Os clorita xistos são enriquecidos em TiO_2 , Fe_2O_3 e MgO e elementos de transição em relação à crosta continental superior (CCS) e empobrecidos em LILE e HFSE, o que indica áreas fontes máficas para este grupo. O padrão de ETR's dos clorita xistos no diagrama normalizado pelos condritos é caracterizado pelo enriquecimento ETR's leves em relação aos ETR's pesados, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ entre 6,17 e 8,91, e Eu/Eu^* entre 0,85 e 1,00. Os teores dos elementos maiores, LILE, HFSE e elementos de transição dos filitos são compatíveis com os valores da CCS, o que indica que este grupo possui áreas fontes supracrustais. O padrão de ETR's no diagrama normalizado pelos condritos mostra o enriquecimento em ETR's leves em relação aos ETR's pesados, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ entre 6,44 e 20,13, e Eu/Eu^* entre 0,35 e 0,77. Os quartzitos apresentam enriquecimento em SiO_2 e empobrecimento nos demais elementos maiores, LILE, HFSE e elementos de transição em relação a CCS. Não há um padrão de ETR's bem definido, pois este varia com a abundância de minerais pesados. Os diagramas de discriminação de ambiente tectônico (Th-La-Sc e Sc-Th-Zr/10) indicam o ambiente transicional para os filitos

e ambiente de arco de ilhas para os clorita xistos. Duas amostras representativas uma do grupo dos filitos e uma do grupo dos clorita xistos foram datadas por U-Pb SHRIMP IIe totalizando 70 grãos de zircão analisados. Foram obtidas idades paleoproterozóicas (26%) e mesoproterozóicas (18%), que já haviam sido reportadas em estudos prévios, e idades neoproterozóicas (56%). A predominância de idades neoproterozóicas (entre 801-553 Ma) indica que as rochas do Batólito Pelotas foram importantes áreas fontes de sedimentos. Com base nos dados geocronológicos e geoquímicos obtidos, este trabalho propõe ambiente deposicional de *foreland* (antepaís) para a paleobacia Porongos. A idade concórdia para a população de zircões mais jovem das duas amostras é $578,7 \pm 3,6$ Ma e é interpretada como a idade máxima de deposição do Complexo Porongos na região do Capané.

Palavras-Chave: Complexo Porongos, Antiforme Capané, geoquímica, geocronologia U-Pb.

ABSTRACT

The Porongos Complex is a stratigraphic unit of major significance for the understanding of the evolution of the Sul-Riograndense shield. The fold and thrust belt has a complex geological history which requires integration of multiple analytical techniques to define a model of tectonic evolution. We presently report field data, petrography, whole rock geochemistry and U-Pb provenance data of the Porongos Complex in the Capané region. Geological mapping allowed the identification of a rock succession mainly composed of metasedimentary rocks such as phyllite, schist and quartzite, with the subordinate occurrence of chlorite schist, marble, granite and serpentinite. Petrographic analyses characterized the rock samples as phyllites, mica schists, chlorite schists and quartz milonites. In the western Capané region, the phyllites display slaty cleavage and poorly developed lepidoblastic texture that indicates very low metamorphic grade for the rocks. The whole rock geochemistry of 42 samples indicates three different groups based on major element contents (wt. %). These are the chlorite schist group (n=4) and $\text{SiO}_2 < 50\%$, the phyllite group (n=32) and SiO_2 between 57 and 75% and the quartzite group (n=6) with $\text{SiO}_2 > 79\%$. The chlorite schist group displays enrichment in TiO_2 , Fe_2O_3 e MgO (wt.%) and transition elements compared to upper continental crust (UCC) and depletion in LILE and HFSE, which indicates a significant contribution from mafic sources. The REE pattern normalized to chondrite diagram yields enrichment of LREE compared to HREE. The La_N/Yb_N ratio varies between 6.17 and 8.91, and Eu/Eu^* between 0.85 and 1.00. The phyllite group yields major element, LILE, HFSE and transition element contents compatible with the UCC values, which indicates mostly contribution from upper crustal source rocks. The REE patterns normalized to chondrite diagram shows enrichment of LREE compared to HREE. The La_N/Yb_N ratio varies between 6.44 and 20.13 and Eu/Eu^* between 0.35 and 0.77. The quartzite group displays enrichment in SiO_2 (wt.%) and depletion in the other major elements, LILE, HFSE and transition elements compared to the UCC. The tectonic discriminant diagrams (Th-La-Sc and Sc-Th-Zr/10) indicates continental island arc environment for the phyllites and oceanic island arc for the chlorite schists. U-Pb detrital zircon of one phyllite and one chlorite schist sample was dated by USP SHRIMP-IIe. The provenance data of 70

detrital zircons yielded Paleoproterozoic ages (26%), Mesoproterozoic ages (18%) and Neoproterozoic ages (56%). Similar Paleoproterozoic and Mesoproterozoic ages were reported in previous studies. However, the significant content of Neoproterozoic ages indicated that the Pelotas Batholith was an important source for the sediments. The data set, integrated with field relationships, indicates that the Porongos basin was deposited in a foreland tectonic setting. The concordia age of the younger zircons at 578.7 ± 3.6 Ma defines the maximum depositional age of the basin, much younger than previously interpreted (780 Ma).

Keywords: Porongos Complex, Capané Antiform, geochemistry, U-Pb geochronology

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Desenho esquemático dos principais processos do ICP-MS (modificado de Steve Kvech).....	23
Figura 2 - Fotografia do equipamento USP SHRIMP-IIe durante a sessão realizada pelo autor, com a indicação de alguns componentes do equipamento.	25
Figura 3 - Mapa geológico do Escudo Sul-Riograndense (modificado de Fernandes et al., 1992, Philipp, 1998, Chemale Jr., 2000, Paim, 2000, Hartmann et al., 2011 e Camozzato et al., 2013).....	26
Figura 4 - Mapa geológico da Antiforme Capané (modificado de Hartmann & Jost, 1980 e Marques et al., 1998).....	45
Figura 5 – Mapa geológico com a indicação dos pontos de campo e pontos com análise.....	47
Figura 6 – Fotos de campo dos afloramentos das rochas datadas. (A) Foto geral do afloramento do quartzo-muscovita xisto, amostra 198; (B) Foto de amostra de mão do quartzo-muscovita xisto, amostra 198; (C) Foto geral do afloramento do clorita xisto, amostra 300; (D) Foto de amostra de mão do clorita xisto, amostra 300.	48
Figura 7 - Fotomicrografias da lâmina petrográfica de clorita xisto (amostra 300), LN e LP (A e B) – bandamento granulométrico irregular e descontínuo; LN e LP (C e D) – textura leidoblástica fina marcada pela orientação da clorita com clastos de albíta e quartzo bem arredondados.....	49
Figura 8 - Fotomicrografias da lâmina petrográfica de Muscovita-biotita-felspato-quartzo xisto (amostra 25b), LP (A) – foto da banda granulometricamente mais fina composta por micas (50%) e clastos de tamanho regular (0,05 mm); LN (B) – lente alongada e irregular composta por subgrãos grossos de quartzo; fotomicrografias da lâmina petrográfica de quartzo milonito (amostra 32), LP (C) – porfiroclasto de quartzo estirado com cauda de recristalização assimétrica; LN (D) – matriz ultramilonítica de quartzo.....	50
Figura 9 - Fotomicrografias das lâminas petrográficas dos filitos (amostras 171, 170 e 197), LN (A) – clivagem ardósiana com espaçamento milimétrico dobrada	

em <i>kink bands</i> ; LN (B) – clivagem ardosiana com espaçamento milimétrico marcada pela orientação da muscovita; LP (C) – textura da rocha marcada pela orientação da muscovita com clastos de quartzo; LN (D) – lentes de quartzo paralelas a clivagem ardosiana e dobradas.	52
Figura 10 - Fotomicrografias da lâmina petrográfica do quartzo-muscovita xisto (amostra 198), LP (A) – estrutura xistosa e textura lepidoblástica fina marcada pela orientação da muscovita; LP (B) – cristal bem formado de muscovita (~2 mm); LN (C) – bandamento granulométrico e foliação da banda granulometricamente mais fina oblíqua ao bandamento; LP (D) – bandas mais grosseiras compostas por 50% quartzo.	53
Figura 11- Diagramas de Harker SiO_2 vs Al_2O_3 , SiO_2 vs Fe_2O_3 e SiO_2 vs MgO (valores em peso %)	57
Figura 12 – (A) Diagrama de classificação de rochas sedimentares (Herron, 1988) (B) Diagrama de separação de protólitos ígneos e sedimentares (Garrels & McKenzie, 1971)	58
Figura 13 – (A) Diagrama dos elementos maiores, LILE, HFSE e elementos de transição selecionados normalizados pela crosta continental superior (Taylor & McLennan, 1985). (B) e (C) Diagrama de ETR normalizado pelos condritos (Boynton, 1984).....	60
Figura 14 – (A) e (B) Diagramas ternários Sc-Th-Zr/10 e Th-La-Sc de discriminação de ambiente tectônico de rochas sedimentares (Bhatia & Crook, 1986). (C) Diagrama binário La/Th vs Hf de proveniência de rochas sedimentares (Floyd & Leveridge, 1987).	65
Figura 15 – Imagem de <i>back scattered electron</i> dos zircões da amostra 198, com o local das análises indicado pelo círculo branco e as idades expressas em Ma	68
Figura 16 – (A) Diagrama concórdia das idades da amostra 198. (B) Histograma de frequência de todas as idades da amostra 198 com mais de 10% de concordância. (C) Histograma de frequência das idades neoproterozóicas da amostra 198. (D) Diagrama concórdia para a população de zircões mais jovem da amostra 198.	68
Figura 17 – Imagem de <i>back scattered electron</i> de alguns zircões da amostra 300, com o local das análises indicado pelo círculo branco e as idades expressas em Ma.	69

Figura 18 - (A) Diagrama concórdia das idades da amostra 300. (B) Histograma de frequência de todas idades da amostra 300 com mais de 10% de concordância. (C) Histograma de frequência das idades neoproterozóicas da amostra 300. (D) Diagrama concórdia para a população de zircões mais jovem da amostra 300.	70
Figura 19. Histograma de frequência das idades concordantes obtidas para as duas amostras datadas.	71
Figura 20 – Imagem de <i>back scattered electron</i> dos seis zircões da população mais jovem da amostra 300, com o local das análises indicado pelo círculo branco e as idades expressas em Ma.	73
Figura 21 – Idade concórdia da população de zircões mais jovem das duas amostras.	73
Figura 22 – Modelo do ambiente de <i>foreland</i> proposto para o Complexo Porongos na região do Capan (modificado de Pirouz et al., 2011).	74

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 - Idades disponíveis do Escudo Sul-Riograndense	35
Tabela 2 - Idades publicadas do Complexo Porongos	41
Tabela 3 - Tabela com os teores máximo e mínimo, média e desvio padrão dos elementos selecionados para os grupos de rocha e os comparativos	55
Tabela 4 - Tabela com a química das amostras descritas na petrografia	56

Sumário

1. INTRODUÇÃO.....	16
1.1 Objetivos	17
1.2 Estado da arte	17
2. METODOLOGIA	20
2.1 Revisão bibliográfica	20
2.2 Mapeamento geológico	20
2.3 Petrografia.....	21
2.4 Preparação das amostras	22
2.5 Geoquímica	22
2.6 Análise U-Pb SHRIMP em zircão.....	24
3. GEOLOGIA REGIONAL	25
3.1 Unidades do embasamento pré-Brasiliano	26
3.2 Terreno São Gabriel.....	28
3.3 Batólito Pelotas	30
3.4 Bacia do Camaquã.....	33
3.5 Complexo Porongos.....	37
3.5.1 Antiforme Capané.....	43
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	46
4.1 Mapeamento geológico	46
4.2 Análise Petrográfica	49
4.3.1 Maturidade sedimentar e áreas fontes	62
4.3.2 Ambiente tectônico da bacia.....	63
4.4 Proveniência U-Pb de zircões	67

4.4.1 Áreas fontes.....	70
4.4.2 Implicações tectônicas.....	71
Referências.....	76
ANEXOS.....	83

1. INTRODUÇÃO

A integração de várias técnicas de estudo pode conduzir a resultados significativos para o entendimento da evolução de terrenos pré-cambrianos complexos. As relações geológicas são a principal ferramenta de estudo, mas a integração com técnicas analíticas avançadas permite posicionar os terrenos na posição histórica correta. Em terrenos deformados, análises químicas são essenciais para a classificação das rochas e de seu posicionamento em ambiente de protólitos. Para bacias sedimentares, a datação de zircão fornece informações muito precisas sobre a proveniência dos sedimentos.

No sul do Escudo Brasileiro, o Complexo Porongos é uma unidade geológica chave na evolução geotectônica da região, pois está posicionado entre terrenos distintos (e.g., Saalman et al., 2006; Porcher & Fernandes, 1990). A oeste estão o terreno São Gabriel (900-650 Ma, juvenil) e o terreno Taquarembó (2550-2000 Ma, cráton). A leste do complexo, encontra-se o Batólito Pelotas (650-550 Ma). Essa posição geográfica do complexo e sua estrutura interna originaram diversas hipóteses de origem, incluindo margem passiva, bacia de retro-arco e bacia de rift. Seu posicionamento e estrutura interna de cinturão de dobras e falhas foram caracterizados por diversos autores (Jost & Bitencourt, 1980; Porcher & Fernandes, 1990; Saalman et al., 2006). A idade do complexo tem sido interpretada como paleoproterozóica ou mais provavelmente neoproterozóica (780 Ma), com alguma indicação de que a bacia pode ter sido formada em torno de 600 Ma (Basei et al., 2008; Borba et al., 2008).

Na porção norte do complexo, encontra-se a Antiforme Capané, que contém serpentinitos em ambiente de xistos pelíticos e xistos vulcânicos. Essa é a região de enfoque do presente trabalho, pois há necessidade de testar as várias hipóteses genéticas do complexo e de suas associações de rochas. As várias metodologias citadas são utilizadas neste estudo, com vistas a caracterizar as rochas, suas associações e sua proveniência. O grande escopo é o entendimento da associação de rochas que constitui o Complexo Porongos na região do Capané.

1.1 Objetivos

O trabalho tem como objetivos gerais aprimorar o mapa geológico da região, caracterizar as rochas da região por meio da petrografia e química de rocha total e propor um modelo de evolução geotectônica para o Complexo Porongos na região do Capané com a integração das metodologias citadas e a geocronologia. Os objetivos específicos do trabalho são:

- Revisar o mapa geológico da região,
- Descrever petrograficamente as texturas e mineralogia das rochas,
- Classificar geoquimicamente 42 amostras de rocha analisadas,
- Determinar a proveniência de zircões detríticos, mediante a datação de duas amostras de rocha por U-Pb USP SHRIMP-IIe,
- Determinar o ambiente tectônico de formação do complexo.

1.2 Estado da arte

O ambiente tectônico de deposição da paleobacia Porongos tem sido discutido por diversos autores e permanece incerto. O posicionamento da paleobacia foi previamente relacionado a bacias back-arc, margem passiva e intracratônica, sendo esse um dos principais temas de controvérsia na evolução crustal do Escudo Sul-Riograndense. Devido à relevância do tema será feita nesse capítulo uma breve revisão sobre os principais tipos de bacias sugeridos e suas associações de rochas.

Bacia de margem passiva

São bacias originadas como consequência direta do rifteamento continental, como efeito afinamento crustal e da subsidência termal. São caracterizadas pela grande extensão lateral, que varia de centenas a milhares de quilômetros, e pelo espessamento da sequência sedimentar em direção ao oceano. Os primeiros estágios da sedimentação da bacia são dominados por sedimentos maduros, siliciclásticos, predominantemente quartzo-feldspáticos e pelíticos. Com a evolução da bacia e progressiva redução no nível relativo do mar, os sedimentos siliciclásticos tendem a ser depositados em ambientes estuarinos e sedimentação na plataforma, passa a ser por deposição química, comumente carbonática (Busby & Ingersoll 1995). Rochas vulcânicas basálticas

ocorrem associadas, principalmente, ao início da formação de crosta oceânica, com um volume subordinado de rochas vulcânicas ácidas (Busby & Ingersoll 1995).

Bacia intracratônica

Bacias intracratônicas ocorrem no interior dos continentes, longe dos limites de placas. Geralmente são formadas por processos de extensão continental, subsidência térmica ou ajustes isostáticos (Busby & Ingersoll 1995). São subdivididas em “sequências cratônicas”, que representam ciclos sedimentares transgressivos-regressivos. A sedimentação predominante é carbonática, mas também pode ser detrítica e evaporítica, e os ambientes de sedimentação são diversos.

Bacia de antepaís (*foreland*)

As bacias de antepaís (*foreland*) são formadas entre o cinturão orogênico e o cráton estável pela subsidência flexural causada pelo espessamento da crosta. São preenchidas pelo grande volume de sedimentos clásticos derivados principalmente da erosão do cinturão orogênico (DeCelles et al., 1996; Critelli et al., 2011). As bacias de antepaís são divididas em quatro depozonas: “*wedge-top*”, “*foredeep*”, “*forebulge*” e “*back-bulge*” (DeCelles et al., 1996). A depozona *wedge-top* é caracterizada pela acumulação de sedimentos na porção frontal do cinturão de dobras e falhas em ambiente aluvial ou de plataforma rasa. O *foredeep* é a região entre o *wedge-top* e *forebulge*, e possui normalmente 100-300 km de largura e 2-8 km de espessura. Os sedimentos são derivados do cinturão, com contribuições menores do cráton. É comum encontrar a transição dos sedimentos finos de ambiente marinho profundo para sedimentos mais grossos de ambiente marinho raso ou continental (Critelli et al., 2011). O *forebulge* consiste na região de soerguimento por flexura do cráton. É considerada uma região de não deposição ou erosão, podendo ser encontrados depósitos fluviais e eólicos (DeCelles et al., 1996). No ambiente de *back-bulge*, que se situa entre o cráton e o *forebulge*, há uma maior contribuição de sedimentos do cráton e os ambientes são geralmente marinho raso e continental (Critelli et al., 2011).

Bacias sedimentares associadas ao sistema de arco

Bacias defronte ao arco (forearc)

São bacias de deposição marinha, formadas entre o limite da fossa com o arco (Condie, 1988). Variam em tamanho e abundância de acordo com o estágio evolutivo do arco. Estas revestem o prisma acrescionário, o qual pode ser exposto na forma de montanhas submarinas dentro e entre as bacias de *forearc*. Os sedimentos clásticos destas bacias podem registrar a erosão progressiva dos arcos, sendo assim, pacotes dominados por litarenitos, sublitenitos e arenitos arcoseanos imaturos com variadas proporções de detritos de origem vulcânica são sobrepostos por sedimentos tardios.

Bacias intra-arco

A origem de bacias posicionadas dentro de arcos magmáticos é de maneira geral pouco compreendida. Segundo Smith & Landis (1995), estas bacias são definidas como espessas acumulações de rochas vulcânicas-vulcanoclásticas e sedimentares epiclásticas ao longo da plataforma do arco, oriundos de vulcões adjacentes e sobrepostos. Arcos vulcânicos produzem grande quantidade de material clástico que pode constituir a maior parte dos edifícios dos arcos, além de rochas ígneas intrusivas e extrusivas. Estes materiais descem as encostas e preenchem bacias de vários tipos, dentro ou nos flancos dos arcos. Existem pelo menos três tipos principais de depocentros sedimentares e vulcânicos dentro dos arcos. O primeiro tipo ocorre em regiões baixas situadas entre os vulcões e ao longo dos seus flancos. O segundo tipo ocorre em regiões situadas entre uma cadeia ativa e uma cadeia estabilizada, quando o eixo do arco vulcânico migra para uma nova posição sobre a plataforma de arco oceânico. O último tipo ocorre em regiões delimitadas por falhas.

Bacias situadas atrás do arco (back-arc)

Localizam-se atrás de arcos magmáticos continentais e oceânicos. São bacias originadas por esforços distensivos, caracterizadas por elevado fluxo térmico, litosfera relativamente fina e em muitos casos um centro de espalhamento do tipo cordilheira oceânica, o qual amplia o tamanho da bacia.

Sedimentos são extremamente variados e dependem do tamanho da bacia e da proximidade de um arco. Próximo ao arco geralmente predominam os sedimentos vulcanoclásticos, enquanto que em ambientes mais distais predomina a sedimentação pelágica. Os primeiros estágios da abertura da bacia são representados por espessos pacotes epiclásticos, representando a importância dos fluxos gravitacionais. Com a abertura contínua da bacia, estes depósitos passam lateralmente a turbiditos, os quais são sucedidos distalmente por sedimentos pelágicos e biogênicos. Os primeiros estágios de abertura da bacia são acompanhados por diversas atividades magmáticas, incluindo uma etapa dominante de vulcânicas básicas até um vulcanismo félsico subordinado, enquanto os estágios mais tardios de evolução são caracterizados por uma cordilheira oceânica ativa (Condie, 1988).

2. METODOLOGIA

A integração das técnicas utilizadas permite observar os resultados nas diferentes escalas, desde a escala microscópica com a petrografia, até a escala regional, com proveniência de zircões detríticos. Neste capítulo será feita descrição da metodologia utilizada neste estudo.

2.1 Revisão bibliográfica

A revisão bibliográfica consistiu na revisão dos artigos científicos, dissertações, livros, mapas e teses realizadas anteriormente na área de estudo e no Escudo Sul-Riograndense. A revisão bibliográfica teve como objetivo obter embasamento teórico sobre a geologia regional, metodologias e técnicas utilizadas, além de viabilizar o planejamento das estratégias de ação para o estudo a ser realizado nesse trabalho.

2.2 Mapeamento geológico

O trabalho de campo foi realizado em três etapas de dois dias, nas quais foram feitos perfis geológicos em diferentes áreas da Antiforme Capané. O trabalho de mapeamento geológico teve como finalidade reconhecer as litologias

descritas na bibliografia, a coleta de amostras para preparação das lâminas petrográficas e para as análises químicas e geocronológicas.

As amostras foram numeradas de acordo com o ponto e discriminadas para as devidas técnicas, como petrografia e análise química. As coordenadas de cada ponto foram registradas através de aparelho de GPS *Etrex* da marca Garmin. A amostragem foi procedida com vistas a coletar sempre os fragmentos livres de alteração em locais de boa exposição. Em cada afloramento foram realizadas fotografias para registro e interpretação dos mesmos.

O Sistema de Informações Geográficas foi utilizado através do programa ArcGis 10.1, contendo uma base cartográfica com os principais acessos, folhas 1:50.000 do Banco de Dados Geográfico do Exército Brasileiro, mapas geológicos extraídos de trabalhos realizados anteriormente e os arquivos vetoriais (*shapefiles*). Isso para poder gerar novas informações geológicas da área de estudo e fazer a integração com os dados pré-existentes.

2.3 Petrografia

A preparação das amostras para a confecção das lâminas delgadas foi realizada no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências da UFRGS. Com a petrografia, objetiva-se a classificação das rochas, descrição e reconhecimento das composições, textura e estruturas dos litotipos. As etapas de preparação das lâminas delgadas foram as seguintes:

- corte da amostra em fatias (aproximadamente 2 cm de espessura) na serra circular motorizada com disco de corte diamantado;
- corte na forma de tablete em serra circular de médio porte, com formato de lâminas delgadas;
- polimento de uma superfície do tablete e posterior colagem da lâmina de vidro;
- secagem da cola do tablete com a lâmina de vidro em estufa durante 24 h;
- desbaste do tablete com a lâmina de vidro em serras menores para a retirada do máximo possível rocha;
- desbaste final da lâmina de vidro numa serra de corte mais preciso;
- lixamento da lâmina numa série de lixas com distintos potenciais abrasivos (de 120 a 4000 grana)

- acabamento final da lâmina em uma poletriz, operando a 100 rotações por minuto com abrasivo composto por alumina durante 5 minutos, até a lâmina atingir a espessura de 0,03 mm.
- descrição das lâminas petrográficas utilizando microscópios Leica DM LP.

2.4 Preparação das amostras

A preparação das amostras e separação dos minerais pesados (zircão) para as análises geocronológicas foram feitas pelo autor no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências da UFRGS. As etapas de preparação seguiram esta ordem: fragmentação das amostras com martelo; quebra dos fragmentos em britador de mandíbulas; peneiramento para separar a fração menor que 2,83 mm; moagem dos fragmentos em moinho de disco orbital; peneiramento e seleção das partículas menores que 300 μm ; bateamento para concentração dos minerais pesados; secagem das amostras e separação dos minerais magnéticos com o separador magnético *Frantz Isodynamic*; separação manual dos zircões com lupa binocular. As etapas de montagem, polimento, metalização e imageamento da *mount* com os zircões foram feitas por laboratório da USP.

2.5 Geoquímica

Foram selecionadas 42 amostras de rocha da região para serem analisadas com o pacote analítico 4a-4b pelo ACME *Analytical Laboratories*, no Canadá. As amostras foram previamente serradas em tabletes, para eliminar a parte externa alterada da rocha. O método utilizado para análise dos elementos foi o ICP (Plasma acoplado indutivamente) para os elementos maiores onde 0,1 g das amostras em pastilhas são fundidas por metaborato/tetraborato de lítio e diluído em digestão nítrica. A perda ao fogo é obtida através da diferença de peso após combustão de 1000 °C. Os elementos traço e terras raras foram analisados por ICP-MS (Espectrometria de massa), seguindo o mesmo procedimento dos elementos maiores, adicionado de uma separação de 0,5 g de uma amostra digerida em água régia para análise por ICP-MS.

O ICP-MS é constituído de quatro processos principais: introdução da amostra e geração de aerossol, ionização por plasma de argônio, discriminação de massa e sistema de detecção.

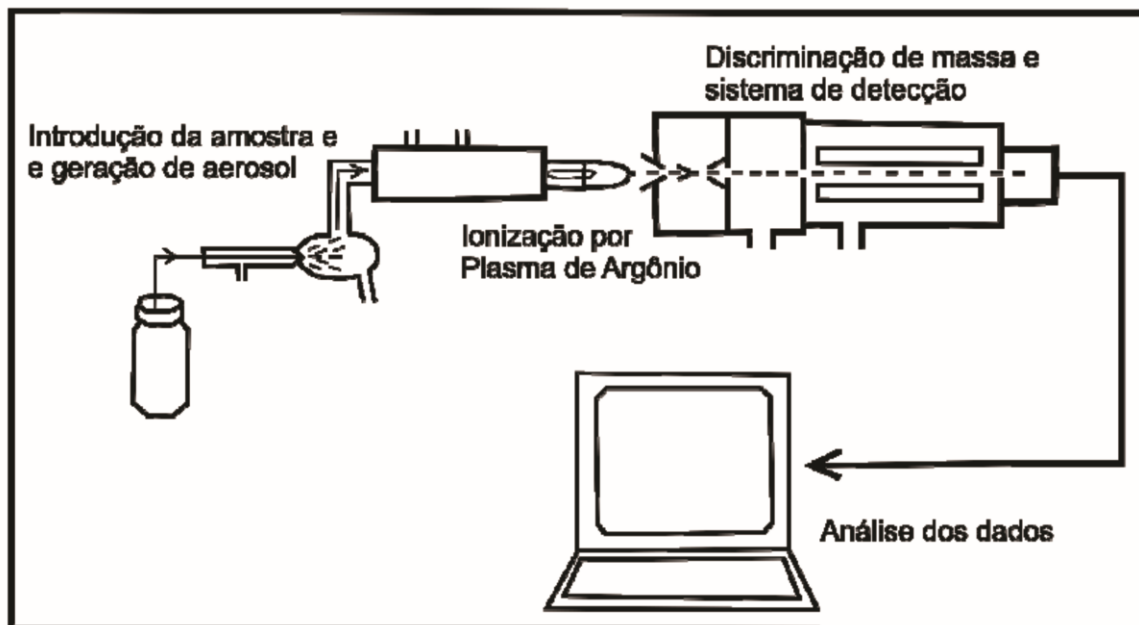


Figura 1. Desenho esquemático dos principais processos do ICP-MS (modificado de Steve Kvech).

Plasmas são gases em temperatura muito alta que tem uma fração de seus constituintes dissociados em elétrons e íons (argônio). A temperatura dos íons no plasma atinge 10.000 °K, suficiente para excitar todos os tipos de átomos da amostra. O tipo mais comum de detector de íons encontrados em um sistema de ICP-MS é o multiplicador de elétrons *channeltron*, que consiste em um cone ou tubo em forma de chifre com alta voltagem aplicada, responsável pela detecção. Uma das grandes vantagens do ICP-MS é o limite de detecção extremamente baixo para uma ampla variedade de elementos. A maioria dos elementos pode ser detectada em partes por trilhão; no presente trabalho, foi utilizado partes por milhão e excepcionalmente partes por bilhão (ouro).

O processamento dos dados foi realizado com o programa Excel por meio da elaboração de planilhas, que foram utilizadas no programa de software livre GCDKit para elaboração de diagramas e interpretação dos dados.

2.6 Análise U-Pb SHRIMP em zircão

O USP SHRIMP-IIe é uma microsonda iônica que realiza análises isotópicas U-Th-Pb a partir da massa de íons secundários emitidos após bombardeamento iônico que “erode” progressivamente a superfície do grão. Essa remoção de material do alvo da microsonda iônica é a que caracteriza tanto as capacidades quanto as limitações da técnica. Os íons secundários emitidos pelo grão bombardeado são uma coleção de combinações atômicas e moleculares de praticamente todos os elementos no alvo e no raio iônico primário. O espectro de massa de íons secundários depende da composição do alvo, variando de simples a complexa, sendo esta a predominante para a maioria das amostras geológicas. O processo de *sputtering* torna a microsonda iônica com sensibilidade muito alta para praticamente todos os elementos, com limite de detecção abaixo de 1 ppm e *background* desprezível. O determinante principal do limite de detecção é a eficiência de detecção secundária de um dado elemento, sobre um bombardeamento iônico primário e condições de extração de íons secundários particulares. A alta sensibilidade do SHRIMP o torna capaz de analisar elementos-traço, mas a característica de principal interesse dos geocronólogos é a capacidade de analisar composições isotópicas (Williams, 1998).

Nesse trabalho, duas amostras de rochas metassedimentares foram datadas pelo autor por U-Pb no USP SHRIMP-IIe no Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP, totalizando 70 grãos de zircões detríticos analisados. Previamente, foram feitas imagens de catodoluminescência dos zircões pela USP, e posteriormente pelo autor imagens de *backscattered electrons* no Microscópio Eletrônico de Varredura (JEOL 6610-LV) do Laboratório de Geologia Isotópica – CPGq/UFRGS. Todas as idades obtidas são expressas nos diagramas da curva concórdia, que foram calculadas utilizando 2σ . Nos histogramas e nas interpretações, foram utilizadas apenas as idades com mais de 90% de concordância. Os dados isotópicos obtidos estão nas Tabelas 6 e 7 dos apêndices e as imagens de todos os zircões estão nas Figuras 1, 2 e 3 dos anexos.

Para cada análise, foram feitas cinco leituras de massa iônica de cada ponto, totalizando 20 minutos por ponto. Foram determinadas as razões isotópicas para os íons $^{204}\text{Pb}^+$, $^{206}\text{Pb}^+$, $^{207}\text{Pb}^+$, $^{208}\text{Pb}^+$, $^{238}\text{U}^+$, $^{232}\text{Th}_{16}\text{O}^+$ e $^{238}\text{U}_{16}\text{O}^+$.

A cada 4 grãos analisados, foi feita uma análise do padrão analítico para calibração dos resultados. Os dados gerados foram reduzidos no programa SQUID® (Ludwig, 2000) e as incertezas associadas às razões são de 1σ ou 2σ . Os diagramas de concórdia e os histogramas de frequência de idades foram calculados utilizando o programa ISOPLOT® 3.0 (Ludwig, 2003).



Figura 2 - Fotografia do equipamento USP SHRIMP-IIe durante a sessão realizada pelo autor, com a indicação de alguns componentes do equipamento.

3. GEOLOGIA REGIONAL

O Escudo Sul-Riograndense (Fig 3) é constituído por rochas de idades variadas formadas desde o Arqueano até o Cambriano inferior. Historicamente, o escudo é subdividido em quatro unidades principais: Terreno Taquarembó, Cinturão Tijucas (Complexo Porongos), Terreno São Gabriel e Batólito Pelotas. Com o objetivo de auxiliar o entendimento da estratigrafia do escudo, as principais unidades geológicas e suas respectivas idades estão sumarizadas na Tabela 1. O Cinturão Dom Feliciano (por exemplo, Fernandes et al., 1992) inclui todas as unidades geradas no Neoproterozóico, tendo como embasamento o Cráton La Plata (Terreno Taquarembó e fragmentos menores).

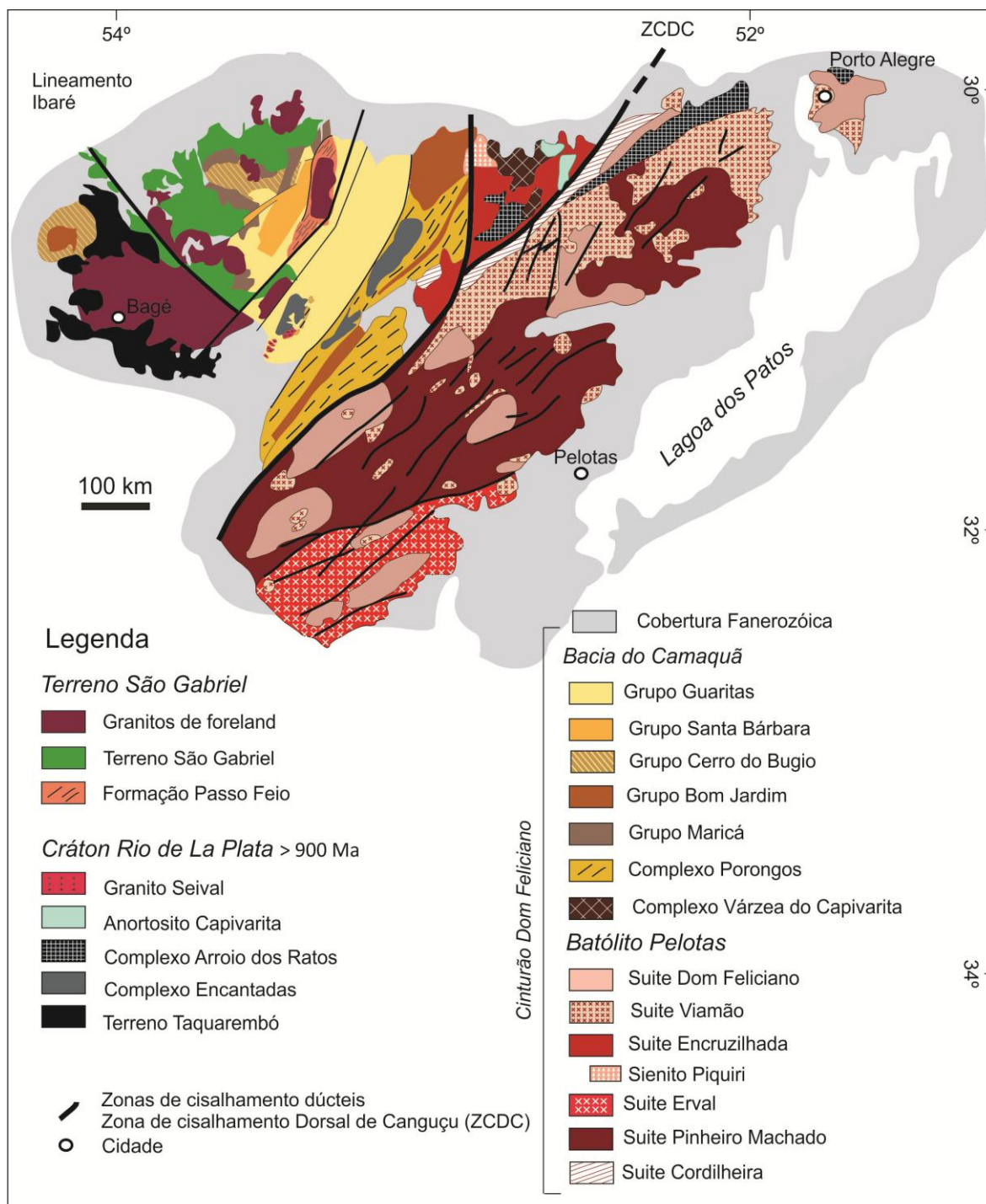


Figura 3 - Mapa geológico do Escudo Sul-Riograndense (modificado de Fernandes et al., 1992, Philipp, 1998, Chemale Jr., 2000, Paim, 2000, Hartmann et al., 2011 e Camozzato et al., 2013).

3.1 Unidades do embasamento pré-Brasiliano

O Terreno Taquarembó é constituído pelo complexo granulítico Santa Maria Chico, que representa uma parte exposta do Cráton La Plata. Fragmentos do cráton também ocorrem em outras regiões do Escudo Sul-Riograndense, como o Complexo Encantadas, os gnaisses Arroio dos Ratos e o anortosito Capivarita.

O Terreno Taquarembó ocorre em uma área de ~600 km² na porção oeste do Escudo Sul-Riograndense (Hartmann, 1998). É limitado do Bloco São Gabriel, ao norte, pela Zona de Cisalhamento Ibaré, ao leste pela Sutura de Caçapava do Sul, ao oeste e ao sul é recoberto pela Bacia do Paraná e possui unidades correlatas no Uruguai.

No Terreno Taquarembó, aflora um expressivo volume de rochas graníticas neoproterozóicas, vulcânicas, sub-vulcânicas e plutônicas, com xenólitos de granulitos de poucos metros até mega xenólitos de vários quilômetros, que indicam o retrabalhamento do complexo durante o ciclo Brasileiro. As litologias dominantes no complexo granulítico são granulitos básicos com granada, tonalitos e trondhjemitos ácidos, intercalados em escala métrica, e também silimanita gnaisses. Ocorrem subordinadamente e em menor escala piroxenitos, anortositos e metaultramafitos, entre outros. As rochas são bandadas ou maciças e foram complexamente dobradas por três eventos deformacionais (Hartmann, 1998). São descritos quatro eventos metamórficos no Terreno Taquarembó (Hartmann, 1991, 1998). Os dois primeiros, M₁ e M₂, são eventos de metamorfismo regional de idade Paleoproterozóica que alcançaram condições da fácies granulito. O terceiro evento, M₃, é de metamorfismo de contato e atingiu a fácies hornblenda cornubianito, e o quarto, M₄, é da fácies albita-epidoto cornubianito, ambos são relacionados à deformação e magmatismo neoproterozóicos.

O Complexo Granulítico Santa Maria Chico apresenta idades U-Pb SHRIMP (Tabela 1) em zircão de 2022 Ma e 2550 Ma e idades de 2540 Ma e 2180 Ma por Pb/Pb (TIMS) em rocha total (Soliani Jr., 1986). As idades-modelo de Sm-Nd apontam valores entre 2490 e 2600 Ma, que indicam metamorfismo regional Paleoproterozóico entre 2020 e 2100 Ma em rocha formada no final do Arqueano (2550 Ma) a partir de acreção juvenil.

As datações SHRIMP U-Pb de zircões de um gnaiss granodiorítico do Complexo Arroio dos Ratos indicaram idade de 2078 ± 13 Ma. Essa idade foi interpretada como idade ígnea (Leite et al., 2000). As datações LA-ICP-MS U-Pb em zircões do anortosito Capivarita mostraram idade de 1573 ± 21 Ma, enquanto as idades de titanitas ígneas de um metagabro intercalado mostraram idade de 1530 ± 33 Ma, interpretadas como idades magmáticas (Chemale et al., 2011).

3.2 Terreno São Gabriel

O Terreno São Gabriel compreende associações de rochas de ambientes relacionados aos sistemas de arco intra-oceânico e arco continental (Babinski et al., 1996; Saalman et al., 2005a, b, c; Saalman et al., 2006; Hartmann et al., 2011) de dois eventos, o evento Passinho com idade aproximada de 879 Ma (Leite et al., 1998) e o evento São Gabriel, que ocorreu entre 753 e 680 Ma (Hartmann et al., 2011). O Terreno São Gabriel localiza-se na parte oeste do Escudo Sul-Riograndense e é limitado ao sul pelo Terreno Taquarembó, ao norte e ao oeste é recoberto pela Bacia do Paraná e o contato com o Complexo Porongos, ao leste, é recoberto pela Bacia do Camaquã (Fig. 3).

O evento Passinho foi datado por SHRIMP U-Pb em uma amostra de metadiorito da região sul do Cerro Mantiqueiras e apresentou idade de 879 ± 14 Ma (Leite et al., 1998). Também foram reportados zircões detríticos, datados por SHRIMP U-Pb, de um albita-muscovita-clorita xisto da Formação Passo Feio com idades entre 908 e 774 Ma relacionados a este mesmo evento (Remus et al., 2000).

O evento São Gabriel foi amplamente estudado e inclui rochas vulcanossedimentares, ofiolíticas e plutônicas de arco de ilhas oceânicas e margem continental ativa. Não existe uma divisão estratigráfica precisa para o Terreno São Gabriel, porém uma divisão estratigráfica litológica e estrutural foi proposta (Saalman et al., 2006b; Hartmann et al., 2011), com as seguintes associações de rochas: os ortognaisses e granitóides pós-colisionais do Complexo Cambaí e as sucessões metavulcanossedimentares, que incluem o Grupo Palma.

O Grupo Palma pode ser dividido em uma unidade inferior e uma unidade superior (Saalman et al., 2006; Hartmann et al., 2011), sendo que a unidade superior não apresenta as duas primeiras fases de deformação presentes na unidade inferior. A unidade inferior do Grupo Palma compreende as Formações Cerro do Ouro e Cambaizinho. A Formação Cerro do Ouro é composta por metabasaltos, anfibolitos e rochas metaultramáficas, como xistos magnesianos e serpentinitos. A Formação Cambaizinho consiste, predominantemente, de paragnaisses (biotita gnaisses, granada-biotita gnaisses, epidoto-zoisita-hornblenda-dolomita gnaisses e anfibólio gnaisses) xistos (granada-biotita xistos,

granada-esturoлита-biotita xistos) e quartzitos. Intercalados às rochas metassedimentares ocorrem xistos magnesianos, serpentinitos e anfibolitos. A idade modelo (T_{DM}) de 0.6-1.3 Ga e valores positivos de ϵNd para as rochas metavulcânicas e metassedimentares do Grupo Palma inferior indicam idade Neoproterozóica e derivação de rochas ígneas juvenis (Babinski et al., 1996; Saalman et al., 2005 b). O Grupo Palma superior compreende a Formação Campestre, que é composta por rochas vulcânicas e vulcanoclásticas (andesitos, dacitos, tufos intermediários e tufitos) de baixo grau metamórfico. A datação de zircões magmáticos da Formação Campestre por U-Pb convencional apresentou idade de 753 ± 2 Ma (Machado et al., 1990) e idade U-Pb SHRIMP de 757 ± 17 Ma (Remus et al., 1999), interpretadas como idades de cristalização. As rochas metassedimentares da Formação Campestre apresentam idades modelo (T_{DM}) entre 0,9 e 0,77 Ga e valores positivos de ϵNd (Saalman et al., 2005 b).

O estudo de proveniência de zircões e $\delta^{18}O$ da Formação Cambaizinho (Lena et al., 2014) indica que os sedimentos da Formação Cambaizinho são, predominantemente, imaturos e derivados da erosão do arco São Gabriel. Zircões do grupo de idade mais antiga, entre 840 e 750 Ma, mostram assinaturas de $\delta^{18}O$ derivadas do manto, interpretadas como estágios iniciais do arco de ilhas oceânicas. O grupo com idades entre 750 e 690 Ma apresenta valores de $\delta^{18}O$ característicos de fontes mantélicas e continentais. Este período é interpretado como o pico do magmatismo do arco e formação de uma margem continental ativa. O grupo de idades mais jovens, entre 690 e 650 Ma, mostra valores de $\delta^{18}O$ com assinatura de crosta continental, sem contribuições de fontes mantélicas.

O Complexo Cambaí consiste de metadioritos, metatonalitos e metatrondhjemitos. A assinatura geoquímica cálcio-alcálica destas rochas indica a formação em ambiente de arco magmático (Saalman et al., 2005 b, c; Babinski et al., 1996). Datações U-Pb SHRIMP em zircão apresentaram idades de 750 ± 16 Ma para um tonalito (Leite et al., 1998), 735 ± 5 Ma e 718 ± 2 Ma para os ortognaisses Vila Nova, 704 ± 3 Ma para o granito Santa Zélia (suíte Lagoa da Meia Lua), 694 ± 5 para um trondhjemito intercalado com tonalito de 690 ± 2 Ma (suíte Lagoa da Meia Lua), 682 ± 1 para um granodiorito (suíte Sanga do Jobim) e 680 ± 2 para um tonalito da suíte Sanga do Jobim (Hartmann et al., 2011). Os gnaisses tonalíticos apresentam idades modelo (T_{DM}) entre 0,7 e 0,9 Ga e valores

positivos de ϵNd (Saalman et al., 2005 b). O granito Santa Zélia apresenta as idades modelo de aproximadamente 1,4 Ga e valores negativos de ϵNd , indicativo de contaminação por material crustal.

A Formação Passo Feio compreende rochas metassedimentares que afloram na região de Caçapava do Sul, junto ao granito Caçapava. Consiste de metabasaltos, meta-arenitos, metapelitos, clorita xistos e metatufos de idade desconhecida, portanto a correlação com as outras formações do Terreno São Gabriel é imprecisa.

O modelo de evolução do Terreno São Gabriel proposto (Hartmann et al., 2011) sugere a origem de um arco de ilhas oceânicas em 753 Ma, registrado pelo vulcanismo da Formação Campestre. O pico do magmatismo, que é concomitante aos primeiros estágios de deformação e metamorfismo das rochas vulcanossedimentares e plutônicas, ocorreu entre 735 e 719 e é associado aos gnaisses Vila Nova. Os estágios finais da orogênese São Gabriel são registrados pelas rochas intrusivas da suíte Sanga do Jobim com idade de 680 Ma.

3.3 Batólito Pelotas

O Batólito Pelotas recobre mais da metade da área do Escudo Sul-Riograndense e compreende rochas graníticas geradas no intervalo entre 650 e 550 Ma (Soliani et al., 1986; Koester, 1995; Babinski et al., 1997; Silva et al., 1997; Vasquez, 1997; Hartmann et al., 2000; Philipp et al., 2005). Ocorre na porção leste do Escudo Sul-Riograndense e é limitado do Complexo Porongos, ao oeste, pela Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu, ao norte é recoberto pela Bacia do Paraná, ao leste é delimitado pelos sedimentos Fanerozóicos da planície costeira e tem continuidade ao sul no Uruguai. São reconhecidas no Batólito Pelotas seis suítes graníticas, são elas: Pinheiro Machado, Erval, Cordilheira, Viamão, Encruzilhada e Dom Feliciano. Ocorrem em pequeno volume intrusões de rochas básicas a intermediárias, como o gabro Passo da Fabiana (Fragoso Cesar, 1991) e o diorito Capim Branco (Wildner e Ramgrab, 1994), rochas vulcânicas e sub-vulcânicas ácidas, enxames de diques Asperezas e as rochas piroclásticas Ana Dias (Fragoso Cesar, 1986).

A suíte Pinheiro Machado ocorre na porção central do batólito e é composta por granitoides composicionalmente variados, granodioritos a monzogranitos, tonalitos e dioritos, de textura média a grossa. É definida como a suíte mais antiga, devido à foliação de baixo ângulo (Philipp & Machado, 2005). A datação SHRIMP U-Pb de zircões resultou em idade de 613 Ma (Silva et al., 1999), a datação U-Pb (TIMS) de zircões determinou uma idade de 610 Ma com idades modelo T_{DM} entre 1,6 - 2,0 Ga e valores de ϵNd entre -5,6 e -10 para a suíte Pinheiro Machado (Babinski et al., 1997). Xenólitos gnáissicos na suíte Pinheiro Machado, os gnaisses Piratini, foram datados por SHRIMP U-Pb de zircões e deram idade de 781 Ma (Silva et al., 1999). A suíte Erval ocorre na porção SE, alongada na direção NE-SW (Philipp, 1998). É intrudida pelas suítes Viamão, Cordilheira e Dom Feliciano e tem composição predominantemente monzogranítica (Philipp & Machado, 2005). Não existem dados geocronológicos publicados para esta suíte. A suíte Viamão ocorre no Batólito Pelotas distribuída em corpos alongados de até 200 km². A suíte é composta por monzogranitos com volume menor de granodioritos e, raramente, sienogranitos (Philipp & Machado, 2005). A idade U-Pb (TIMS) de zircões é de 590 Ma, para o granito Arroio Moinho (Babinski et al., 1997), a datação SHRIMP U-Pb de zircões apresentou idade de 658 Ma, para o granito Quitéria, (Frantz et al., 2003) e a determinação isotópica de Rb-Sr apresentou idade de 670 Ma (Koester, 1995). As idades modelo T_{DM} variam entre 1,3 e 1,7 Ga com valores de ϵNd entre -1,3 e -7,6 (Babinski et al., 1997).

A suíte Encruzilhada do Sul ocorre na porção NE do batólito e corresponde a aproximadamente 10 % de sua área. É composta por diversos corpos graníticos, predominantemente sieno e monzograníticos, e o sienito Piquiri, alongados na direção NE-SW. As determinações isotópicas Rb-Sr indicam idades de 570 Ma (Soliani, 1986) e 580 Ma (Vasquez, 1997) para esta suíte. As idades U-Pb (TIMS) de zircão são de 590 Ma com as idades modelo T_{DM} variando entre 1,7 e 2,0 Ga e os valores de ϵNd entre -11 e -15 (Babinski et al., 1997). A suíte Cordilheira ocorre apenas na parte oeste do Batólito Pelotas e é composta por sieno e monzogranitos de duas micas. Os corpos graníticos são alongados e paralelos a Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu e são sin-tectônicos em relação à zona de cisalhamento (Koester, 1995). As idades SHRIMP U-Pb em

zircões dos granitos da suíte Cordilheira determinaram o intervalo de 634 a 605 Ma. A idade do granito Francisquinho é de 634 Ma, para o granito Cordilheira é de 625 Ma, para o granito Cerro Agudo é de 617 Ma e o granito Figueiras tem idade de 605 Ma (Frantz et al., 2003). As determinações isotópicas Rb-Sr de rocha indicam idades de 620 e 630 Ma (Koester, 1995; Koester et al., 1997). A suíte Dom Feliciano aflora na parte norte do batólito e é considerada a suíte mais jovem, indicado pelo posicionamento posterior as zonas de cisalhamento de alto ângulo. É caracterizada por intrusões polifásicas de sienogranitos, localmente monzogranitos e K-feldspato granitos (Philipp & Machado, 2005). Foram obtidas as idades de 550 a 570 Ma, com as determinações isotópicas Rb-Sr em rocha total, para esta suíte (Cordani et al., 1974; Soliani, 1986; Frago Cesar, 1991). As idades modelo T_{DM} variam entre 0,98 e 2,9 Ga com valores de ϵNd variando de -0,3 a -9,5 (Babinski et al., 1997).

O magmatismo granítico do Batólito Pelotas é composto predominantemente por suítes metaluminosas a levemente peraluminosas (Pinheiro Machado, Viamão e Dom Feliciano), uma suíte peraluminosa (Cordilheira) e, subordinadamente, granitos alcalinos (Encruzilhada do Sul) e peralcalinos (granito Bela Vista) (Philipp & Machado, 2005). As suítes Pinheiro Machado, Viamão e Cordilheira apresentam assinatura cálcico-alcalina (Philipp & Machado, 2005), enquanto que as rochas graníticas das suítes Dom Feliciano e Encruzilhada do Sul possuem associação alcalina (Philipp, 1998).

Os dados geocronológicos disponíveis permitem determinar o intervalo do magmatismo do Batólito Pelotas entre 630 e 550 Ma. As idades mais antigas pertencem à suíte Pinheiro Machado (610 - 630 Ma), que é interpretada como sendo formada pela subducção de crosta oceânica sob crosta continental espessa em um arco magmático pré-colisional (Phillip & Machado, 2005). O magmatismo subsequente ao da suíte Pinheiro Machado, com idades mais jovens (570 - 600 Ma), é relacionado aos eventos tardi-tectônicos e podem corresponder ao maior evento tectônico responsável pelo desenvolvimento das zonas de cisalhamento de alto ângulo (Philipp & Machado, 2005). O magmatismo da suíte Dom Feliciano (550 - 570 Ma) é interpretado como pós-colisional. Os valores das idades modelo TDM (0,98 - 2,9 Ga) e os valores negativos de ϵNd (-0,3 - -15) são fortes indicativos de significativa contribuição crustal para as suítes do Batólito Pelotas.

A datação Ar^{39}/Ar^{40} de biotitas de rochas miloníticas das zonas de cisalhamento dúcteis das suítes Pinheiro Machado e Erval resultou em idades entre 540 e 530 Ma, que foram interpretadas como idades de importantes eventos termo-tectônicos que teriam afetado as suítes do Batólito Pelotas (Philipp et al., 2003).

3.4 Bacia do Camaquã

A Bacia do Camaquã compreende um pacote de rochas sedimentares depositadas em ambiente marinho, na porção basal, e continental, para o topo da sequência, com rochas vulcânicas intercaladas. Ocorre na porção central do Escudo Sul-Riograndense e sua origem e evolução é relacionada à orogênese do final do Ciclo Brasileiro. Recobre o Complexo Porongos ao leste, o Terreno São Gabriel ao oeste e, ao norte e ao sul, é recoberta pelas rochas da Bacia do Paraná (Fig. 3). Foram definidos cinco ciclos deposicionais de origem tectônica separados por inconformidades e cada ciclo corresponde a um grupo, sendo eles: Maricá, Bom Jardim, Cerro do Bugio, Santa Bárbara e Guaritas (Paim et al., 2000).

O Grupo Maricá é definido como a unidade basal da Bacia do Camaquã e consiste de uma sequência sedimentar composta por rochas de depósitos costeiros, fluviais e marinhos rasos com pouca contribuição vulcânica (Leites et al., 1990). O Grupo Maricá foi intensamente afetado por eventos vulcânicos, intrusivos e por soerguimento. Dados geocronológicos LAM-ICPMS-MC U-Pb de zircões de uma rocha piroclástica indicam idade de 630 Ma, interpretada como idade do vulcanismo e de deposição (Borba et al., 2008). O Grupo Bom Jardim consiste de uma sequência vulcanossedimentar composta por rochas vulcânicas andesíticas, rochas piroclásticas (Formação Hilário) e sedimentares (Janikian et al., 2003). Esta sequência foi depositada em um ambiente lacustre tectonicamente ativo. A idade SHRIMP U-Pb de zircão obtida para um andesito da Formação Hilário foi de 580 Ma (Remus et al., 1999) e a idade LAM-ICPMS-MC de zircões de um basalto alcalino foi de 591 Ma (Lima & Nardi, 1998).

O Grupo Cerro do Bugio é composto pelas rochas vulcânicas basálticas e riolíticas da Formação Acampamento Velho, em sua base, e pelos depósitos de conglomerados aluviais da Formação Santa Fé. A datação LAM-ICPMS-MC U-Pb

de zircões de um andesito basáltico determinou a idade de 553 Ma para a associação máfica basal da formação (Almeida et al., 2012), enquanto que a idade SHRIMP U-Pb em zircões de um riolito apresentou a idade de 549 Ma (Sommer et al., 2005). O Grupo Santa Bárbara é composto pelas Formações Acampamento Velho, Santa Fé, Lanceiros e Segredo. As formações são relacionadas a progradação de um sistema deltaico. O Grupo Guaritas é litologicamente similar ao Grupo Santa Bárbara e esta unidade representa o último evento deposicional registrado na Bacia do Camaquã. É composto pelas formações Pedra Pintada e Varzinha. A Formação Pedra Pintada é relacionada às rochas vulcânicas chamadas Membro Rodeio Velho (Almeida et al., 2012), que são derrames de andesito vesiculado. A datação U-Pb de zircões (LAM-ICPMS-MC) apresentou a idade de 547 Ma, interpretada como idade ígnea do Membro Rodeio Velho.

A Bacia do Camaquã foi formada no ambiente de retroarco da orogênese do final do Ciclo Brasileiro e preenchida, essencialmente, com sedimentos clásticos e rochas vulcanogênicas (Chemale, 2000). O Grupo Maricá corresponde à unidade basal da bacia e ocorreu no intervalo de tempo entre 601 e 592 Ma, com base nos dados geocronológicos da Formação Maricá e do Membro Hilário (Almeida et al., 2012; Janikian et al., 2008). O ambiente tectônico do Grupo Bom Jardim é relacionado aos eventos tardi a pós-tectônicos, com idade entre 591 e 573 Ma. Superposto ao Grupo Bom Jardim estão o Grupo Santa Bárbara e as rochas vulcânicas da Formação Acampamento Velho, com idade estimada entre 553 e 549 Ma (Almeida et al., 2012) e formados em ambiente controlado por eventos extensionais. Os últimos eventos tectônicos registrados na Bacia do Camaquã são relacionados ao Grupo Guaritas e ao Membro Rodeio Velho com idade estimada entre 547 e 535 Ma (Almeida et al., 2012).

Tabela 1- Idades U-Pb disponíveis do Escudo Sul-Riograndense, idades do Complexo Porongos na Tabela 2.

Unidade tectônica	Unidade estratigráfica	Litotipos	Idade U-Pb de zircão (Ma)	Idade máxima de deposição (Ma)
	Grupo Guaritas	Arenito		540 ²² - 535 ¹⁹
Bacia do Camaquã	Grupo Santa Bárbara	Arenito, andesito, riolito e dacito	573 ± 18 ⁹ ,	566 ²¹ (base) - 553 ²²
			574 ± 7 ²³ ,	
			549 ± 4 ²⁴ ,	
	553 ± 5 ²⁰			
Grupo Bom Jardim	Andesito e lamprófiro	592 ± 3 ²⁰	593 ± 6 ²³ , 580 ± 7 ⁶	
Grupo Maricá	Clastos piroclásticos ¹⁷ , arenito ²⁰	630 ± 3 ¹⁷	601 ± 3 (idade concórdia) ²⁰	
	Suíte Viamão	Monzogranito	595 ± 1 ⁹	
	Suíte Encruzilhada do Sul	Monzo e sienogranitos	594 ± 5 ⁹	
Batólito Pelotas	Suíte Pinheiro Machado	Granodiorito a monzogranito; tonalito, diorito e qtz diorito	781 ± 5 (xenólito) ¹⁶ ,	
			609 ± 17 ¹⁶ ,	
			623 ± 2 ⁹ ,	
	Suíte Cordilheira	Monzo e sienogranitos (duas micas)	610 ± 5 ⁹	
			658 ± 4 ¹⁷ ,	
			634 ± 6 ¹⁷ ,	
			625 ± 6 ¹⁷ ,	
			617 ± 8 ¹⁷ ,	
			605 ± 8 ¹⁷	
	Complexo Palma – Fm. Campestre	Rochas vulcânicas intermediárias e vulcanoclásticas	753 ± 2 ¹⁵ (riolito), 757 ± 17 ¹³ (dacito)	
Terreno São Gabriel	Complexo Cambaizinho	Rochas metassedimentares		660 ¹¹ , ~650 ¹²
	Complexo Cambaí	Gnaisses TTG e granito Santa Zélia	750 ± 16 (metatonalito) ¹⁰ , 735 ± 5 (diorito) ¹¹ ,	
			718 ± 2	

		(tonalito) ¹¹ ,
		690 ± 2 (tonalito) ¹¹ ,
		680 ± 2 (tonalito) ¹¹ ,
		682 ± 1 (granodiorito) ¹¹ ,
Evento Passinho	Metadiorito	879 ± 14 ¹⁰
<hr/>		
Anfibolito Tupi Silveira	Anfibolito	1567 ± 21 ⁷
		Magmatismo
		1573 ± 21 (zircão) ⁸
		1530 ± 33 (titanita) ⁸
Anortosito Capivarita	Anortosito	Metamorfismo
		606 ± 6 (zircão) ⁸
		651 ± 9 (titanita) ⁸
Craton Rio de La Plata		
Granito Cerro da Vigia	Gnaiss granítico	1768 ± 24 ⁷
Complexo Arroio dos Ratos	Gnaisses TTG	2078 ± 13 ³ (granodiorito)
Gnaisses Encantadas	Gnaisses TTG	2234 ± 28 ⁵ , 2263 ± 18 ⁶ (tonalito)
		Magmatismo
		2,55 ¹ ,
Complexo granulítico Santa Maria Chico	Trondhjemito, granulito máfico, silimanita gnaiss, piroxenito, lherzolito, quartzito	2366 ± 8 ² Metamorfismo
		2,02 ¹ ,
		2035 ± 9 ²
<hr/>		

¹Hartmann et al. (1999), ²Hartmann et al. (2008), ³Leite et al. (2000), ⁴Remus et al. (1996), ⁵Saalmann et al. (2011; LA-ICP-MS), ⁶Chemale Jr. (2000), ⁷Camozzato et al. (2013), ⁸Chemale et al. (2011), ⁹Babinski et al. (1996; U-Pb convencional), ¹⁰Leite et al. (1998), ¹¹Hartmann et al. (2011), ¹²Lena et al. (2014), ¹³Remus et al. (1999), ¹⁴Saalmann et al. (2005), ¹⁵Machado et al. (1990; U-Pb convencional), ¹⁶Silva et al. (1999), ¹⁷Borba et al. (2008), ¹⁸Paim et al. (2000), ¹⁹Hartmann et al. (2008), ²⁰Almeida et al. (2012), ²¹Bica et al. (2013), ²²Oliveira et al. (2014), ²³Janikian et al. (2012), ²⁴Sommer et al. (2005). Todas as idades por U-Pb SHRIMP, exceto quando indicado.

3.5 Complexo Porongos

O Complexo Porongos consiste de um cinturão alongado com 170 km de comprimento por 15 a 30 km de largura. É situado na porção central do Escudo Sul-Riograndense e é delimitado ao leste pelo Batólito Pelotas pelas Zonas de Cisalhamento Dorsal de Canguçu e Passo do Marinheiro, ao oeste é recoberto pelas rochas da Bacia do Camaquã e é recoberto pelas rochas da Bacia do Paraná ao sul e ao norte (Fig.3).

O Complexo Porongos é um cinturão de xistos orientado na direção NE-SW (Fig.4). É composto por uma sucessão vulcanossedimentar neoproterozóica (Jost & Bitencourt, 1980; Hartmann et al., 2004; Saalmann et al., 2006 a) depositada sobre o embasamento paleoproterozóico, o Complexo Encantadas (Remus et al., 1990; Saalmann et al., 2006 a; Philipp et al., 2008), e deformada e metamorfisada durante o ciclo Brasileiro.

O Complexo Encantadas compreende uma associação tonalito-trondhjemitó-granodiorito paleoproterozóica formada durante o ciclo Trans-Amazônico (2,26 - 2,02 Ga). Ocorre principalmente na região de Santana da Boa Vista, na parte central da antiforme, e é composto pelos gnaisses Encantadas, com ocorrências de lentes de anfibólitos e granitos milonitizados (Remus et al., 1990). Os gnaisses tonalíticos tem composição variando de tonalito a quartzo-diorito e possuem bandamento marcado pela intercalação de camadas quartzo-feldspáticas com camadas máficas de biotita e anfibólio. Os gnaisses trondhjemitóicos são texturalmente semelhantes aos tonalíticos, compostos pela alternância de bandas félsicas e máficas. Os gnaisses dioríticos tem a foliação marcada pela orientação dos grãos de plagioclásio e hornblenda. Os anfibólitos são maciços e compostos, principalmente, por hornblenda (Philipp et al., 2008).

Geoquimicamente os ortognaisses possuem caráter sub-alcálico relacionado à série magmática cálcio-alcálica, baixo a médio-K, e são metaluminosos a levemente peraluminosos (Philipp et al., 2008).

O Complexo Encantadas é caracterizado por uma trama estrutural que resulta da superposição de eventos deformacionais dos ciclos Trans-Amazônico e Brasileiro. Foram reconhecidos três eventos deformacionais dúcteis de idade Trans-Amazônica, sendo que os dois primeiros estão associados ao pico do metamorfismo, que atingiu as condições da fácies anfíbolito (Saalman et al., 2006). O evento de retrometamorfismo na fácies xisto verde pode estar relacionado ao terceiro evento deformacional Trans-Amazônico ou aos eventos do ciclo Brasileiro (Saalman et al., 2006 a). As datações SHRIMP U-Pb em zircões de um gnaisse tonalítico e um pegmatito da região de Santana da Boa Vista indicaram idades de 2363 ± 6 Ma e 2263 ± 18 Ma, respectivamente, interpretadas como idades de cristalização magmática, e idades de 2045 ± 10 Ma e 2021 ± 11 Ma, nas mesmas rochas, interpretadas como idades de metamorfismo (Hartmann, Porcher & Remus, 2000). As características geoquímicas e tectônicas descritas para o Complexo Encantadas foram interpretadas como sendo consistentes com a formação em ambiente de margem continental ativa de idade paleoproterozóica (Philipp et al., 2008). Também foi proposto o ambiente de arco de ilhas oceânicas para a formação do complexo (Hartmann et al., 1999).

A sequência vulcanossedimentar compreende a principal unidade do Complexo Porongos e foi depositada sobre o embasamento paleoproterozóico (Complexo Encantadas). As relações estratigráficas foram obliteradas devido à intensa deformação e a imbricação tectônica durante o ciclo Brasileiro, por isso a correlação entre as unidades é imprecisa (Saalman et al., 2006 a). A sequência é composta predominantemente por rochas metassedimentares siliciclásticas como metapelitos, quartzitos, metarcóseos, com ocorrências menores de mármore, grafita xistos, rochas metavulcânicas e lentes de rochas metaultramáficas (serpentinóis com cromita, talco xistos, antofilita xistos e clorita xistos) (Jost & Bitencourt, 1980; Remus et al., 1990; Marques et al., 2003; Saalman et al., 2006 a). Estudos geoquímicos das rochas do Complexo Porongos são escassos, sendo que apenas um trabalho publicado apresenta química de rocha total (Saalman et al., 2006 a). Foram analisadas dez amostras

de rochas metassedimentares e metavulcânicas ácidas das porções NW e SE do complexo. As rochas metavulcânicas são riolitos e dacitos de caráter subalcalino. As amostras analisadas, metavulcânicas e metassedimentares, apresentam elevado conteúdo de elementos incompatíveis, enriquecimento de ETR's leves e depleção de ETR's pesados (Saalman et al., 2006 a). Estes padrões são compatíveis com a crosta continental superior. Os valores de ϵNd das dez amostras analisadas são negativos. Para as rochas metassedimentares da porção sudeste os valores de ϵNd variam entre -6,25 e -6,85 e as idades modelo (T_{DM}) entre 1954 e 1734 Ma. Enquanto que para as rochas metassedimentares da porção noroeste os valores variam entre -14,72 e -17,96 e as idades modelo (T_{DM}) entre 2710 e 2346 Ma. O valor de ϵNd para um metadacito é de -6,87 e para as metavulcânicas e metavulcanoclásticas varia entre -20,64 e -21,72 (Saalman et al., 2006 a).

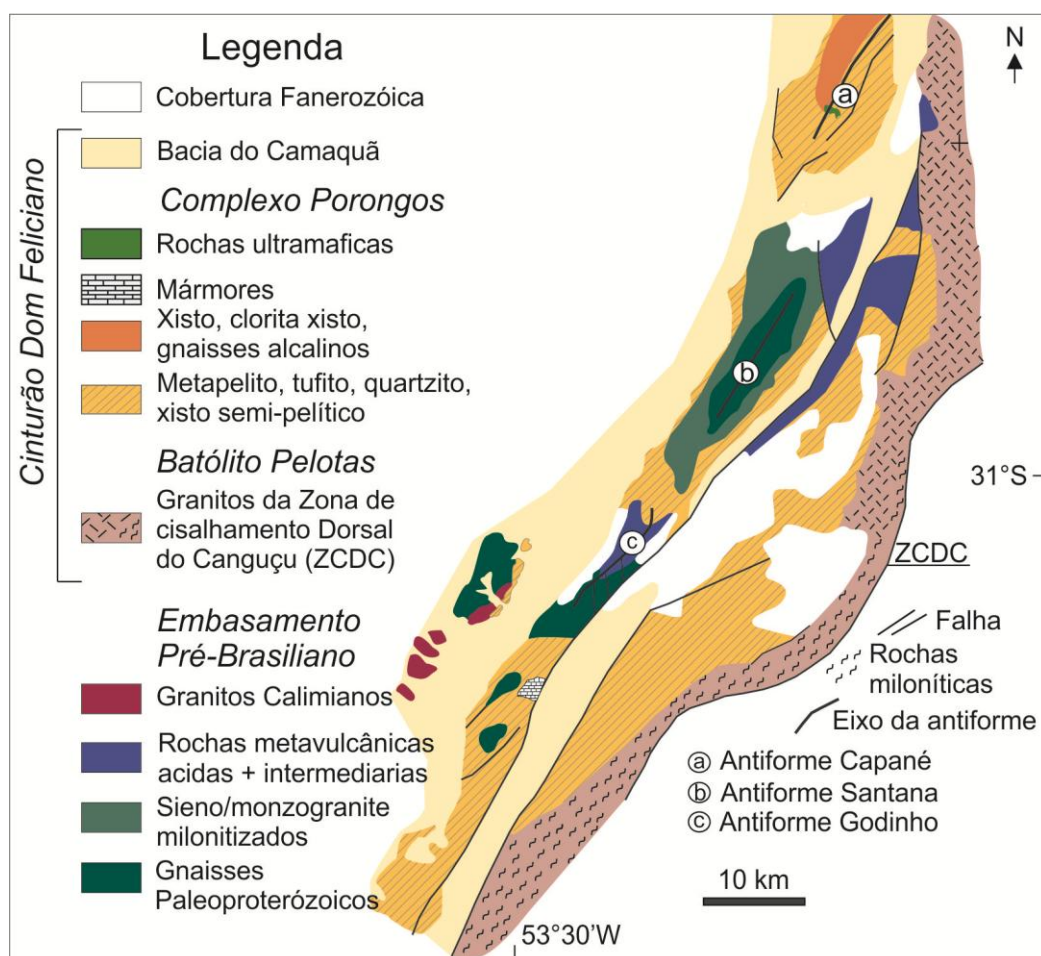


Figura 4 - Mapa geológico do Complexo Porongos (modificado de Chemale Jr., 2000 e outros)

A sequência de rochas supracrustais do Complexo Porongos apresenta trama estrutural complexa. Em escala regional é possível reconhecer quatro estruturas antiformes com eixos orientados na direção NW-SE (Jost & Bitencourt, 1980; Remus et al., 1990; Saalman et al., 2006 a), são elas : a antiforme Serra do Godinho, ao sul, o domo de Santana da Boa Vista, na parte central, a antiforme Serra dos Pedrosa, a leste do domo de Santana, e a antiforme Capané, ao norte do complexo (Jost & Bitencourt, 1980). Foram reconhecidos cinco eventos deformacionais (D1 a D5), com eventos metamórficos associados, nas rochas do complexo (Saalman et al., 2006 a). O primeiro evento deformacional (D1) foi responsável pela geração da foliação S1 e veios e segregações de quartzo, utilizados como marcadores das fases de deformação subsequentes (Saalman et al., 2006 a). As condições de metamorfismo podem ser estimadas pela ocorrência das mobilizações de quartzo, o que requer condições da fácies xisto verde. O segundo evento deformacional (D2) consiste de dobramentos isoclinais milimétricos a centimétricos da foliação S1 e das segregações de quartzo, o que gerou a foliação S2. O terceiro evento deformacional (D3) consiste no redobramento centimétrico a decimétrico, também isoclinal, das dobras geradas em D2. Os eventos D2 e D3 são concomitantes ao evento de pico metamórfico. As assembleias minerais dos metapelitos da porção noroeste do complexo são compostas por biotita, muscovita, epidoto/clinozoisita e cloritóide, o que sugere condições metamórficas da fácies xisto verde superior (Saalman et al., 2006 a). O quarto evento deformacional (D4) é representado por dobras abertas a fechadas, com vergência para NW, de escala decimétrica a métrica. A foliação gerada neste evento é caracterizada pela crenulação das foliações anteriores e o metamorfismo associado é retrógrado. Este evento é provavelmente relacionado ao cavalgamento da sequência no sentido NW (Saalman et al., 2006 a). O último evento deformacional (D5) é de natureza rúptil e caracterizado por falhamentos que levaram ao dobramento em escala regional e ao soerguimento do núcleo do embasamento.

Os dados geocronológicos publicados da sucessão vulcanossedimentar do Complexo Porongos tem foco nas idades ígneas das rochas metavulcânicas e na proveniência das rochas metassedimentares (Tabela 2). Foram obtidas idades SHRIMP U-Pb em zircões de $807 \pm 6,8$ Ma e $801 \pm 4,7$ Ma para metadacitos das

regiões de Santana da Boa Vista e Serra do Godinho, respectivamente (Petry et al., 2014), e 783 ± 6 Ma para um metariolito da região do Capané (Porcher et al., em Hartmann, Porcher & Remus, 2000). A idade U-Pb (TIMS) de 773 ± 8 Ma foi obtida para um metandesito (Chemale Jr., 2000) e a idade U-Pb (LA-ICP-MS) de 789 ± 7 Ma foi obtida para um metariolito (Saalmann et al., 2011), ambos da região de Santana da Boa Vista. Os dados de proveniência obtidos SHRIMP U-Pb em 164 zircões de seis amostras de quartzitos, cinco da região de Santana da Boa Vista e um da região da Serra do Godinho, indicaram apenas idades Paleoproterozóicas com picos de: 2514, 2470, 2350, 2200, 2140, 2100, 2080, 2060, 2040, 2020 e 2005 Ma (Hartmann et al., 2004). Com a datação SHRIMP U-Pb de 23 zircões de um filito sericítico foram definidos quatro grupos de idades: oito grão com idade entre 2,2 e 1,7 Ga, três grãos com idade entre 1,5 e 1,4 Ga, seis grãos de idade entre 1,3 e 0,9 Ga e cinco grãos de idade entre 0,99 e 0,62 Ga (Basei et al., 2008). As idades LA-ICP-MS U-Pb em zircões de xistos e quartzo milonitos da região de Santana da Boa Vista indicam picos de: 2359, 2198, 2175, 2087, 1912, 1799, 1753, 1649, 1541, 1488, 1363, 1282, 1250, 1162, 1123 e 592 Ma, em 50 análises de 5 amostras dos xistos Arroio Areião; 2662, 2533, 2254, 2021, 1931, 1783, 1712, 1516, 1343, 1333, 1236, 1217 e 1018 Ma, em 61 análises de duas amostras dos xistos Cerro Cambará; 2924, 2917, 2431, 2311, 2246, 2045, 2039, 1792, 1755, 1633 e 586 Ma, em 67 análises de duas amostras de quartzo milonitos (Gruber et al., 2011). Um trabalho recente de proveniência SHRIMP U-Pb em zircões reportou idades das regiões de Santana de Boa Vista, Capané e Serra do Godinho, dividindo-as em domínios leste e oeste: para o domínio leste os picos são de 1765, 1347, 1306 e 1224 Ma; para o domínio oeste os picos são de 2154, 2096, 1800, 755 e 620 Ma (Pertille et al., 2014).

Tabela 2- Idades publicadas do Complexo Porongos

Região	Litotipo	Método	Idade U-Pb (ínea) (Ma)	Picos obtidos (Ma)	Idade máxima de deposição (Ma)
Santana e Godinho	Metadacitos	SHRIMP	$807 \pm 6,8$; $801 \pm 4,7^1$		
Capané	Metariolito	SHRIMP	783 ± 6^2		
Santana	Metandesito	TIMS	773 ± 8^3		

Santana	Metariolito	LA-ICP-MS	789 ± 7 ⁴	
Santana e Godinho	Quartzitos	SHRIMP		2514, 2470, 2350, 2200, 2140, 2100, 2080, 2060, 2040, 2020 e 2005 ⁵
Santana	Metapelitos	SHRIMP		2200-1700, 1500-1400, 1300-900, 990-620 ⁶
Santana	Quartzo milonitos	LA-ICP-MS		2359, 2198, 2175, 2087, 1912, 1799, 1753, 1649, 1541, 1488, 1363, 1282, 1250, 1162, 1123 e 592 ⁷
Santana	Xistos	LA-ICP-MS		2662, 2533, 2254, 2021, 1931, 1783, 1712, 1516, 1343, 1333, 1236, 1217 e 1018; 2924, 2917, 2431, 2311, 2246, 2045, 2039, 1792, 1755, 1633 e 586 ⁷
Capané, Santana e Godinho	Metapelitos e quartzitos	SHRIMP		2154, 2096, 1800, 1765, 1347, 1306, 1224, 755 e 620 ⁸

¹Petry et al. (2014); ²Porcher et al. (2000); ³Chemale Jr. (2000); ⁴Saalmann et al. (2011); ⁵Hartmann et al. (2004); ⁶Basei et al. (2008); ⁷Gruber et al. (2011); ⁸Pertille et al. (2014)

Corpos graníticos ocorrem intercalados com as rochas supracrustais do Complexo Porongos. São rochas graníticas de composição sieno a monzograníticas, com ocorrência subordinada de granodioritos, e algumas ocorrências de natureza alcalina-peralcalina (Hartmann & Jost, 1980; Remus et al., 1991; Zvirtes, 2012). Estas rochas apresentam aspecto ígneo com texturas de baixa deformação e granulares, ou aspecto metamórfico, com estruturas gnáissicas, xistosas ou miloníticas (Remus et al., 1991). A deformação superposta modificou as texturas ígneas originais transformando os granitos em milonitos nas zonas de alta deformação. Nas zonas de menor deformação a orientação dos minerais pode estar associada ao estágio magmático das injeções (Remus et al., 1991). Estas relações estruturais indicam que os granitoides são sin-tectônicos as deformações principais das rochas supracrustais (Remus et al., 1991).

O ambiente tectônico de formação da bacia precursora do Complexo Porongos ainda é incerto. Os ambientes tectônicos propostos para o complexo são: back arc, margem passiva e rift continental. Foi proposto o ambiente de back arc com a subducção de crosta oceânica sob crosta continental, provavelmente

representada pelos gnaisses Encantadas (Porcher & Fernandes, 1990; Fernandes et al., 1992; Marques et al., 1998). O ambiente de margem passiva foi proposto devido à ampla predominância de sedimentos siliciclásticos intercalados com rochas carbonáticas, característicos de plataforma rasa a profunda (Jost & Bitencourt, 1980; Saalman et al., 2006 a), o que também é compatível com o ambiente de rift continental (Saalman et al., 2006 a). A origem da bacia foi relacionada ao vulcanismo de ~780 Ma, que foi associado ao estiramento e afinamento crustal (Saalman et al., 2006 a; Saalman et al., 2011).

3.5.1 Antiforme Capané

A Antiforme Capané está situada na porção norte do Complexo Porongos (Fig. 4). A região foi alvo de mapeamento geológico feito por estudantes de graduação do curso de geologia da UNISINOS, em 1978, e por estudantes do curso de geologia da UFRGS em 1994. Os trabalhos realizados na Antiforme Capané compreendem estudos sobre a estratigrafia e tectônica da região (Jost & Bitencourt, 1980), sobre os gnaisses alcalinos (Hartmann & Jost, 1980; Zvirtes, 2012), sobre as rochas metassedimentares e condições de metamorfismo (Marques et al., 1998 b), sobre as rochas metavulcânicas (Marques et al., 1998 a) e sobre as rochas metaultramáficas (Marques et al., 2003) (Fig. 5).

Os trabalhos de mapeamento realizados na Antiforme Capané (Jost & Bitencourt, 1980) identificaram uma parte da sequência aflorante na região de Santana da Boa Vista denominada Formação Arroio Olaria. É composta por lentes de mármore intercaladas com xistos pelíticos e camadas espessas de quartzitos. Trabalhos posteriores subdividiram as rochas supracrustais da região em uma unidade dominada por rochas metassedimentares e outra por rochas metavulcânicas (Marques et al., 1998 a, b). As duas unidades possuem injeções de granitos leucocráticos concordantes com a foliação. Ocorrem também lentes de rochas metaultramáficas e gnaisses alcalinos. A unidade metassedimentar é composta por metapelitos e quartzitos, subordinadamente metaconglomerados e lentes de mármore e metamargas (Marques et al., 1998 b). Os metapelitos compreendem micaxistos finos a grossos, predominantes nos flancos da antiforme, e filitos e ardósias, que ocorrem na zona de charneira. Os micaxistos são compostos por quartzo, biotita, clorita, mica branca e óxidos de ferro,

frequentemente com porfiroblastos de granada e estaurolita. Já os filitos e as ardósias são composicionalmente homogêneos, mineralogicamente semelhantes aos micaxistos, porém com textura mais fina, e podem ser confundidos com rochas metavulcânicas em escala de afloramento (Marques et al., 1998 b). Os quartzitos ocorrem como bancos de centenas de metros de comprimento e estão intercalados com os micaxistos. Variam de puros a impuros e, comumente, possuem muscovita, clorita e feldspatos (Marques et al., 1998 b). Os mármoreos ocorrem como lentes de centenas de metros de comprimento e espessura variável. Mineralogicamente são compostos por dolomita, subordinadamente quartzo e mica branca. Os níveis de metamargas são formados por carbonato, talco, flogopita, pirita, quartzo e serpentina. As rochas metavulcânicas descritas no flanco oeste da Antiforme Capané foram divididas em dois grupos: as de caráter máfico a intermediário com afinidade transicional a toleítica e as de caráter félsico com afinidade cálcico-alcálica (Marques et al., 1998 a). As rochas ultramáficas ocorrem principalmente na região sul da antiforme e compreendem serpentinitos com cromita, por vezes com textura reliquiar, rochas metabásicas metassomatizadas, rodingitos e xistos magnesianos (antofilita xistos, clorititos e talco xistos) (Marques et al., 2003).

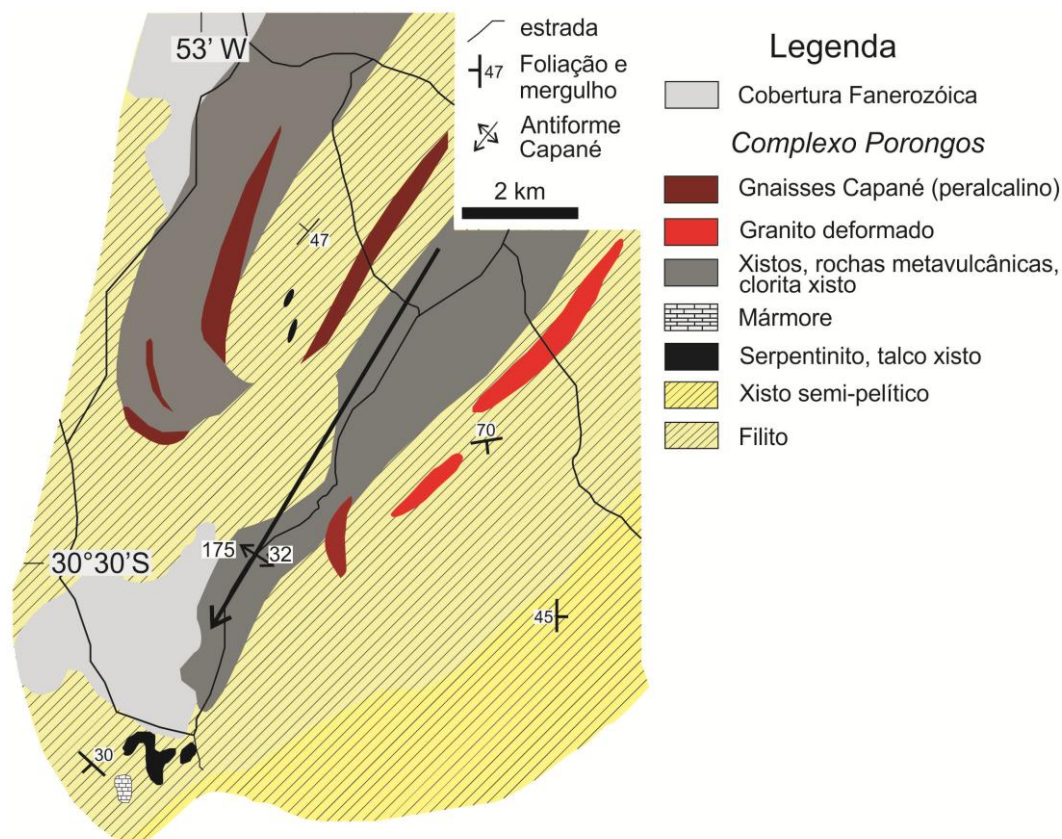


Figura 3 - Mapa geológico da Antiforme Capané (modificado de Hartmann & Jost, 1980 e Marques et al., 1998)

Os trabalhos realizados no gnaiss alcalino da região do Capané (Hartmann & Jost, 1980), posteriormente identificado como metagranito (Zvirtes, 2012) tiveram como foco um corpo alongado com 4 km de comprimento e largura variável de até 600 metros. Foi classificado como aegirina pertita granito milonítico, com textura variando de protomilonítica a ultramilonítica, e é composto por feldspato do tipo pertita, quartzo, aegirina, riebeckita e titanita (Zvirtes, 2012). Geoquimicamente é uma rocha de afinidade alcalina com caráter peralcalino. As estruturas do Metagranito Capané são concordantes com as observadas nas rochas metassedimentares encaixantes, o que sugere que tenham sido deformadas em um mesmo evento (Zvirtes, 2012). Uma idade U-Pb convencional de zircão de 543 ± 6 Ma foi publicada para o Metagranito Capané (Chemale, 2000).

A estrutura antiformal tem eixo de direção média NE30°E e caimento médio de 20° para 220° (Fig. 5). O mergulho do flanco oeste é em média 38° NW e no flanco leste o mergulho é de 30° SE (Marques et al., 1998 b). As feições texturais

e estruturais das rochas da Antiforme Capané indicam uma deformação não-coaxial e milonítica com a formação de duas foliações. A foliação S1 é local e está superposta por S2, que é predominante (Marques et al., 1998 b). Ambas foram formadas por cisalhamento durante o transporte tangencial para NE. Todo conjunto foi dobrado de forma suave nos estágios finais da deformação, o que gerou a estrutura antiforme. As associações minerais de S1 indicam metamorfismo na fácies anfibolito inferior e de S2 na fácies xisto verde médio a superior (Marques et al., 1998 b).

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Mapeamento geológico

Durante as etapas de mapeamento geológico, com a integração dos dados do projeto, foram realizados 120 pontos de campo. Por vezes a classificação de campo é dificultada pela atuação do intemperismo sobre rochas de complexidade estrutural, as texturas finas de baixo grau metamórfico e a diversidade litológica da região. Com o auxílio da petrografia e geoquímica de rocha foi possível caracterizar com mais precisão os litotipos, que consistem principalmente de filitos e xistos. Os pontos que possuem análise geoquímica e/ou lâmina petrográfica estão indicados com o número de campo. O mapa apresentado é modificado de trabalhos anteriores com a compilação dos dados obtidos neste trabalho. As litologias encontradas em cada ponto condizem com os litotipos expressos no mapa (Fig. 6).

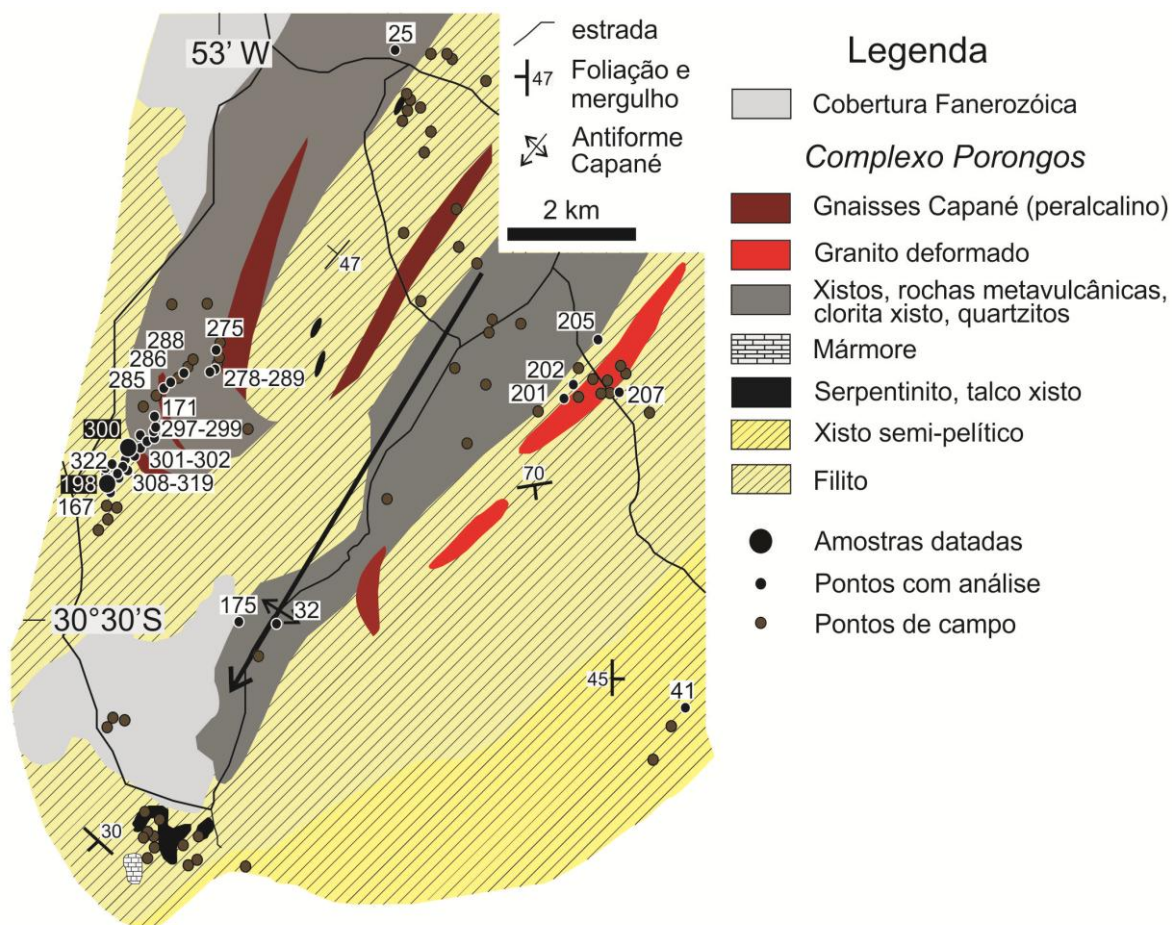


Figura 4 – Mapa geológico com a indicação dos pontos de campo e pontos com análise.

A área de principal interesse nos trabalhos de mapeamento na região do Capané é o flanco oeste, pois ali haviam sido descritas rochas metavulcânicas (Marques et al., 1998a). No presente trabalho, nesta área específica do Capané, foram identificados filitos e xistos. Os clorita xistos encontrados nesta região possuem características que podem indicar que sejam de origem vulcanoclástica, sendo as únicas rochas que indicam um possível protólito vulcânico. As duas amostras selecionadas para datação, o quartzo-muscovita xisto (Figs. 7a, b) e o clorita xisto (Figs. 7c, d) e a maioria das rochas selecionadas para análise química situam-se nesta região.

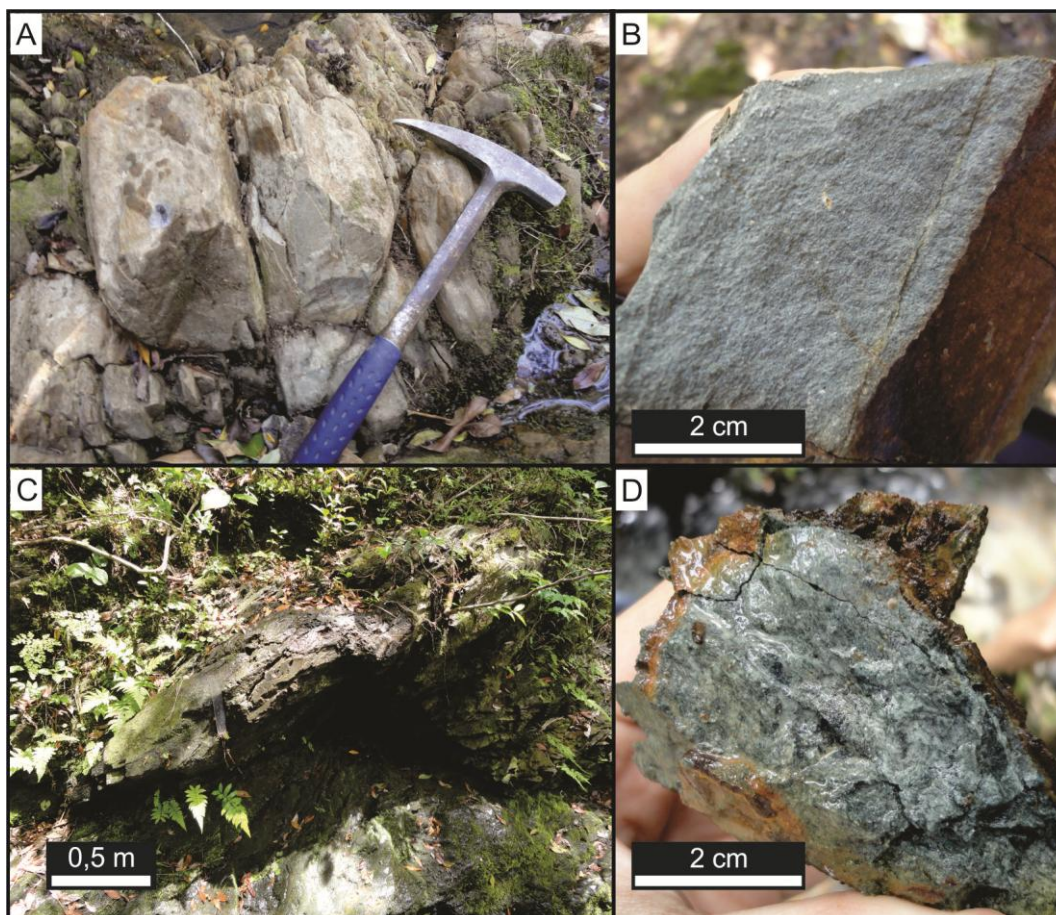


Figura 5 – Fotos de campo dos afloramentos das rochas datadas. (A) Foto geral do afloramento do quartzo-muscovita xisto, amostra 198; (B) Foto de amostra de mão do quartzo-muscovita xisto, amostra 198; (C) Foto geral do afloramento do clorita xisto, amostra 300; (D) Foto de amostra de mão do clorita xisto, amostra 300.

Foram realizados trabalhos de campo na porção sul do Capané para identificar as encaixantes das rochas metaultramáficas. As unidades de rocha ultramáfica consistem de lentes de serpentinitos e xistos magnesianos alongadas e orientadas NE-SW (Marques et al., 2003). Foram identificados no campo, além dos serpentinitos, rodingitos e lentes de cromita maciça, porém não foram identificadas rochas típicas de associações ofiolíticas como gabros e metavulcânicas básicas associadas às metaultramáficas. As rochas encaixantes são compostas por mica xistos, metamargas, mármore e quartzitos.

O mapeamento geológico em perfis estratégicos ao longo de áreas específicas da região do Capané permitiu observar que a sequência aflorante, nas áreas mapeadas, é composta principalmente por rochas metassedimentares como quartzitos, filitos, mica xistos e mármore. Também foram identificados granitos milonitizados, gnaisses alcalinos, xistos magnesianos e serpentinitos.

4.2 Análise Petrográfica

Albita-clorita xisto (amostra 300)

A rocha apresenta estrutura maciça alternada com bandas irregulares e descontínuas de foliação pouco marcada. O acamamento primário não está preservado, porém são visíveis bandas irregulares e descontínuas de granulometria mais fina (Fig. 8 a e b). A textura principal da rocha é lepidoblástica muito fina definida pela orientação da clorita com clastos bem arredondados de quartzo e albita (até 0,2 mm) (Fig 8 c e d). A rocha é bastante fraturada e a foliação parece estar paralela aos fraturamentos. A rocha é rica em óxidos que ocorrem em trilhas em meio à foliação. Contagem modal: 50% clorita, 25% albita, 15% quartzo, 10% óxidos

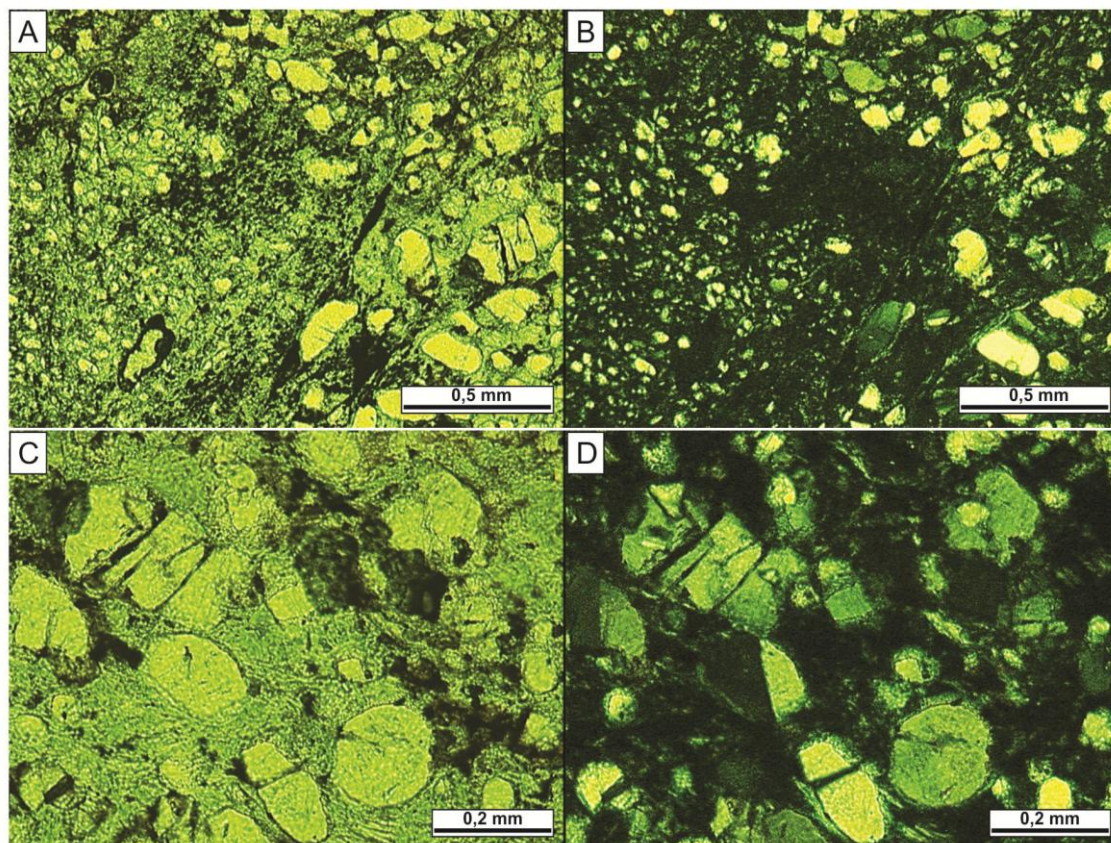


Figura 6 - Fotomicrografias da lâmina petrográfica de clorita xisto (amostra 300), LN e LP (A e B) – bandamento granulométrico irregular e descontínuo; LN e LP (C e D) – textura lepidoblástica fina marcada pela orientação da clorita com clastos de albita e quartzo bem arredondados.

Muscovita-biotita-feldspato-quartzo xisto (amostra 25-B)

A rocha apresenta estrutura marcada pelo bandamento contínuo e regular (0,1 a 0,05 mm) marcado pela variação granulométrica dos clastos de quartzo e feldspato. As bandas granulométricas mais finas são mais ricas em micas (50%) e os clastos têm tamanho regular e em média 0,05mm (Fig 9 a). As bandas mais grosseiras são menos ricas em micas (15%) e os clastos tem em média 0,1 mm. Os clastos são no geral subangulosos e o quartzo apresenta formação de subgrãos. A biotita ocorre de forma alongada e ripiforme (<0,1mm), já a muscovita apresenta-se bem formada. Ocorrem lentes alongadas e irregulares compostas por subgrãos grosseiros de quartzo (5 x 2,5 mm) (Fig 9 b).

Contagem modal: 60% quartzo, 25% feldspatos e 15% micas

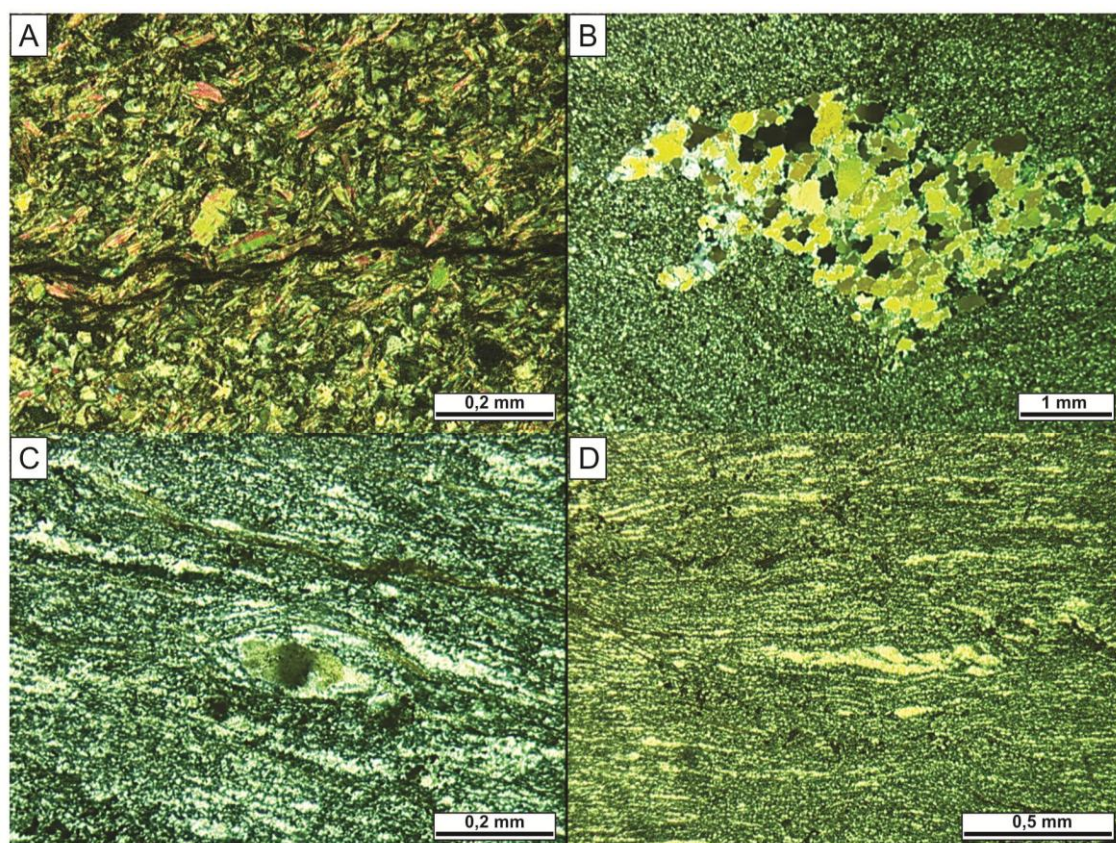


Figura 7 - Fotomicrografias da lâmina petrográfica de Muscovita-biotita-feldspato-quartzo xisto (amostra 25b), LP (A) – foto da banda granulometricamente mais fina composta por micas (50%) e clastos de tamanho regular (0,05 mm); LN (B) – lente alongada e irregular composta por subgrãos grossos de quartzo; fotomicrografias da lâmina petrográfica de quartzo milonito (amostra 32), LP (C) – porfiroclasto de quartzo estirado com cauda de recristalização assimétrica; LN (D) – matriz ultramilonítica de quartzo.

Quartzo milonito (amostra 32)

A rocha possui estrutura marcada pela foliação milonítica. Os porfiroclastos de quartzo encontram-se estirados (Fig. 9 c) em meio a matriz milonítica fina de quartzo (Fig. 9 d) e, por vezes possuem caudas de recristalização assimétrica. A rocha é bastante fraturada e ocorrem óxidos e carbonatos próximos às fraturas.

Contagem modal: 85% matriz milonítica, 10% porfiroclastos de quartzo
5% carbonatos

Quartzo filitos (Amostras 33A, 170, 171B e 197)

As rochas possuem estrutura marcada pela clivagem ardosiana com espaçamento milimétrico (Fig 10 a e b). A textura é muito fina marcada pela orientação da muscovita (Fig 10 b e c). O acamamento original foi preservado e é paralelo a clivagem ardosiana, que esta deformada por dobras do tipo *kink bands*. Ocorrem lentes compostas por quartzo que são paralelas a clivagem ardosiana e também encontram-se dobradas (Fig 10 d). Os clastos de quartzo, raramente feldspatos, são tamanho silte, predominantemente, mas ocorrem grãos de tamanho até areia (1 mm). Os clastos são subangulosos a subarredondados. As rochas possuem mineralogia parecida, apenas variando as quantidades de quartzo nas lentes e clastos (em torno de 15%) em uma matriz micácea em torno de 85 %.

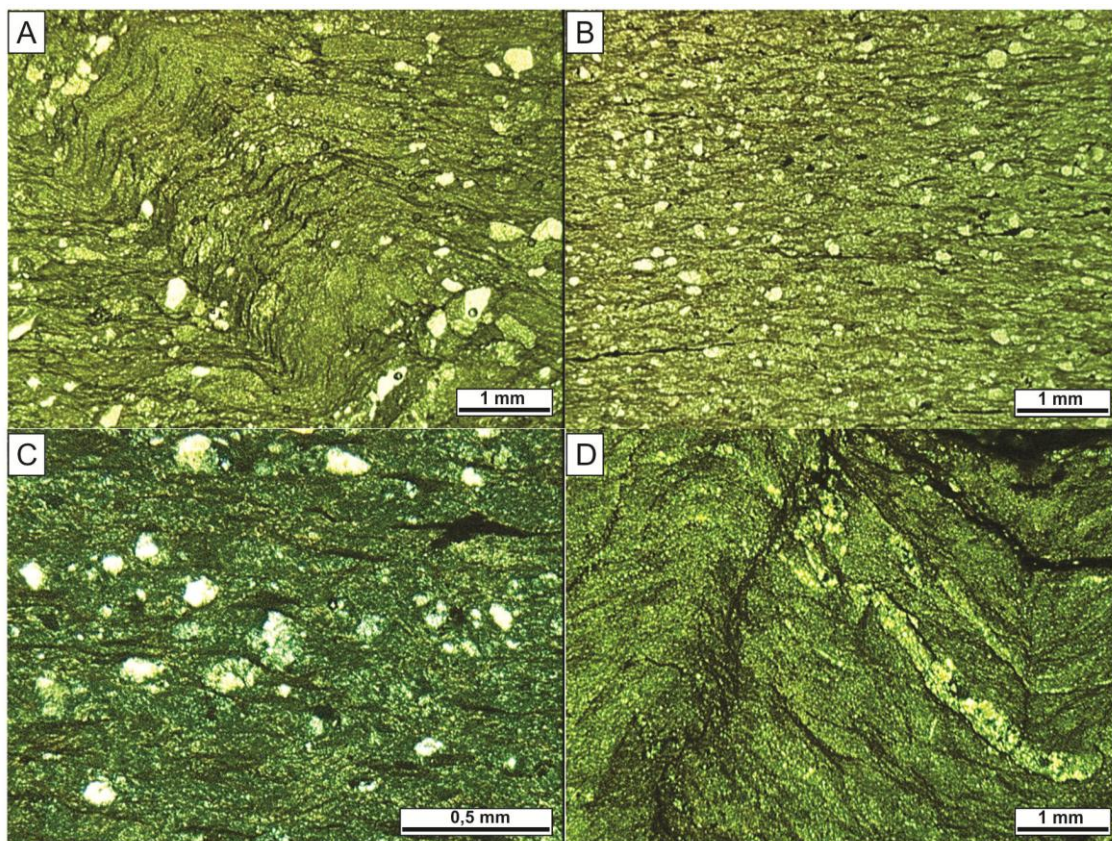


Figura 8 - Fotomicrografias das lâminas petrográficas dos filitos (amostras 171, 170 e 197), LN (A) – clivagem ardósiana com espaçamento milimétrico dobrada em *kink bands*; LN (B) – clivagem ardósiana com espaçamento milimétrico marcada pela orientação da muscovita; LP (C) – textura da rocha marcada pela orientação da muscovita com clastos de quartzo; LN (D) – lentes de quartzo paralelas a clivagem ardósiana e dobradas.

Quartzo-muscovita xisto (amostra 198)

A estrutura da rocha é xistosa com textura lepidoblástica fina definida pela orientação da muscovita (Fig. 11 a). Os clastos de quartzo e plagioclásio são angulosos a subangulosos com até 0,25 mm. Os clastos são distribuídos homogeneamente na rocha. Ocorrem alguns cristais de muscovita bem formados com até 0,2 mm (Fig. 11 b).

Contagem modal: 60% muscovita, 35% quartzo e 5% plagioclásio

Quartzo-muscovita xisto (amostra 175)

A estrutura da rocha é marcada pelo bandamento granulométrico e composicional (Fig. 11 c). A textura da rocha é lepidoblástica fina a grossa. O bandamento é marcado pelo aumento do tamanho dos clastos de quartzo e da muscovita. As bandas mais grosseiras são compostas por 50% de quartzo (Fig.

11 d). As bandas de granulometria mais fina são compostas por muscovita, com poucos cristais finos de quartzo. A foliação das bandas granulometricamente mais finas é oblíqua ao bandamento. Os clastos são subangulosos a subarredondados com até 0,3 mm e os grãos das bandas com textura grossa possuem formação de subgrãos.

Contagem modal: 70% muscovita e 30% quartzo

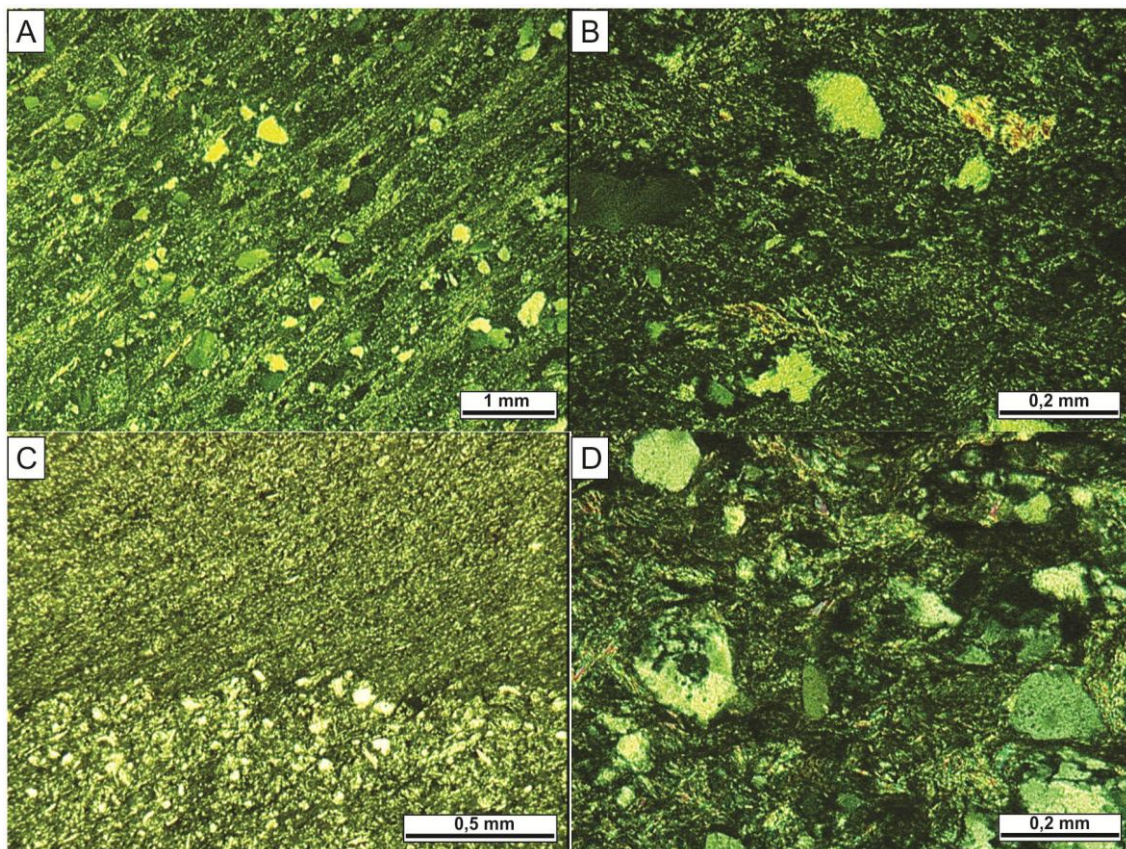


Figura 9 - Fotomicrografias da lâmina petrográfica do quartzo-muscovita xisto (amostra 198), LP (A) – estrutura xistosa e textura lepidoblástica fina marcada pela orientação da muscovita; LP (B) – cristal bem formado de muscovita (~2 mm); LN (C) – bandamento granulométrico e foliação da banda granulometricamente mais fina oblíqua ao bandamento; LP (D) – bandas mais grosseiras compostas por 50% quartzo.

4.3 Geoquímica

As análises geoquímicas são amplamente utilizadas para determinar o ambiente tectônico e as áreas fontes das rochas sedimentares. A composição química das rochas sedimentares clásticas é controlada por diversas variáveis, como: natureza das rochas das áreas fontes, grau de intemperismo nas áreas fontes, maturidade dos sedimentos, ambiente de deposição e diagênese. Com exceção de alguns diagramas que utilizam os elementos maiores serão utilizados os elementos relativamente imóveis e ETR para a caracterização geoquímica das rochas metassedimentares e suas áreas fontes. As rochas analisadas são representativas da sequência aflorante na região do Capané. O valor máximo, mínimo, a média e o desvio padrão dos dados geoquímicos utilizados são apresentados na Tabela 3 juntamente com as composições médias utilizadas como comparativos (CCS, crosta continental superior, Taylor & McLennan, 1985; PAAS, *post-Archean Australian shale*, Taylor & McLennan, 1985; NASC, *North American shale composite*, Gromet et al., 1984). Os dados geoquímicos das amostras que foram descritas na petrografia são apresentados na Tabela 4. A tabela com os dados de todas as análises é apresentada nos apêndices.

Tabela 3 – Tabela com os teores máximo e mínimo, média e desvio padrão dos elementos selecionados para os grupos de rocha e os comparativos

Elemento, Razão	Filitos				Clorita xistos				Quartzitos				CCS	PAAS	NASC
	Min	Max	Média	σ	Min	Max	Média	σ	Min	Max	Média	σ			
SiO ₂	57,65	75,29	65,72	3,75	43,35	50,43	46,69	3,72	79,68	90,68	86,36	4,33	66,0	62,8	64,9
TiO ₂	0,57	1,11	0,77	0,14	1,55	3,83	2,15	1,12	0,05	0,38	0,18	0,13	0,5	1,0	0,7
Al ₂ O ₃	10,88	22,29	15,55	2,26	15,68	19,06	16,91	1,49	3,85	10,22	6,39	2,38	15,2	18,9	16,9
Fe ₂ O ₃	3,71	9,04	6,36	1,19	11,11	19,48	14,10	3,70	0,99	3,69	2,03	1,10	5,0	6,5	5,67
MgO	0,46	2,72	1,76	0,50	5,29	10,35	7,96	2,27	0,18	0,87	0,42	0,27	2,2	2,2	2,86
CaO	0,02	1,92	0,35	0,41	0,48	1,93	1,05	0,69	0,01	0,15	0,08	0,05	4,2	1,3	3,63
Na ₂ O	0,08	5,35	1,83	0,99	1,92	4,5	3,55	1,12	0,04	2,73	0,66	1,07	3,9	1,2	1,14
K ₂ O	1,95	5,76	3,22	0,83	0,07	2,22	0,79	1,00	0,9	5,31	2,69	1,67	3,4	3,7	3,97
Ba	349	955	554,25	159,17	89	1004	359	434,57	312	1475	594,17	438,01	550,0	650,0	636,0
Rb	81,4	242	120,52	33,59	2,6	43,3	18,70	19,76	27,9	66,5	49,43	25,30	112,0	160,0	125,0
Sr	16,7	386,1	91,76	84,23	93,9	231,4	139,05	62,45	14,9	173,7	73,60	56,29	350,0	240,0	142,0
Y	17	41	29,16	7,23	19,4	48,7	27,70	14,04	2,6	21,7	9,90	7,04	22,0	27,0	35,0
Zr	159	265	208,41	29,05	112,1	328,7	171,23	105,17	16,6	476,1	240,63	189,38	190,0	210,0	200,0
Hf	3,3	9,1	5,65	1,09	2,7	7,8	3,95	2,57	0,7	11,8	6,37	4,97	5,8	5,0	6,3
Nb	9,3	39,9	14,80	5,37	18,1	33,9	28,55	7,09	0,8	6,9	3,90	2,30	25,0	19,0	13,0
Ta	0,6	3,5	1,06	0,51	1,2	1,9	1,60	0,29	0,1	0,5	0,30	0,16	2,2	1,28	1,12
Th	8	25,9	12,20	4,51	2,2	2,9	2,63	0,34	0,6	8,4	4,82	3,06	10,7	14,6	12,3
Sc	6	20	14,50	2,98	34	40	36,25	2,63	1	5	2,33	1,51	11,0	16,0	15,0
V	28	149	90,34	20,85	269	310	289,75	17,97	8	31	17	9,76	60,0	150,0	130,0
Co	2	23,3	14,97	4,99	40,2	51,8	44,68	5,01	0,5	6,2	2,43	2,11	10,0	-	-
Ni	18	87	44,63	16,48	18	121	64,75	48,57	<20	<20	-	-	-	55,0	58
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	2,75	6,92	4,34	0,85	2,28	3,04	2,78	0,36	7,8	23,63	15,32	6,09	4,34	3,32	3,84
100TiO ₂ /Zr	0,14	0,48	0,38	0,07	1,17	1,4	1,30	0,11	0,04	0,3	0,12	0,10	0,26	0,48	0,35
Σ ETR	144,4	376,5	206,37	47,93	102,4	259,09	206,37	75,31	14,3	218	89,63	72,23	146,5	184,3	135,8
(La/Yb) _N	6,44	20,13	10,17	2,74	6,17	8,91	10,17	1,19	9,01	29,9	14,89	7,65	9,19	9,13	6,85
(La/Sm) _N	2,5	5,26	3,93	0,44	2,59	3,81	3,93	0,59	3,67	7,18	4,88	1,26	4,19	4,33	3,5
(Gd/Yb) _N	1,01	2,27	1,70	0,25	1,47	2,01	1,70	0,26	1,56	2,76	1,95	0,42	1,39	1,33	-
Eu/Eu*	0,35	0,77	0,64	0,08	0,85	1	0,64	0,08	0,67	1,41	0,86	0,29	0,65	0,65	-
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	16,62	37,31	20,67	4,34	4,09	11,62	20,67	3,43	13,89	142,8	56,80	46,65	30,40	18,90	24,14
Th/Sc	0,52	3,97	0,92	0,01	0,06	0,09	0,92	0,01	0,3	8,4	2,90	2,95	0,97	0,91	0,82
La/Sc	1,4	9,77	3,12	0,31	0,49	1,21	3,12	0,32	1,7	30,6	11,21	10,67	2,73	2,39	2,07

Tabela 4 – Tabela com a química das amostras descritas na petrografia

Grupo	Filitos							Clorita xistos	Quartzitos
	Amostra	33A	175	25B	170	171B	197	198	300
SiO ₂	64,62	57,65	72,08	65,60	65,76	61,42	68,38	50,43	87,41
TiO ₂	1,00	1,11	0,36	0,76	0,74	0,98	0,70	1,55	0,38
Al ₂ O ₃	16,62	19,65	13,43	14,87	15,50	16,75	14,11	16,67	5,28
Fe ₂ O ₃	7,70	9,04	3,71	6,74	6,13	7,41	6,22	11,11	3,69
MnO	0,04	0,09	0,11	0,12	0,10	0,10	0,08	0,08	0,01
MgO	0,81	2,27	0,85	1,80	1,66	2,35	2,05	9,24	0,18
CaO	0,02	0,28	1,17	0,13	0,23	0,27	0,24	0,48	0,08
Na ₂ O	0,08	1,20	3,45	2,16	1,53	2,41	2,88	3,89	0,04
K ₂ O	3,28	3,86	3,03	3,06	3,49	3,04	2,10	0,07	1,59
LOI	5,50	4,30	1,50	4,50	4,50	4,90	3,00	6,00	1,10
Ba	581,00	811,00	793,00	491,00	527,00	617,00	357,00	89,00	486,00
Rb	134,00	175,70	114,80	116,30	134,90	124,10	83,70	2,80	37,10
Sr	16,70	71,50	386,10	50,20	65,00	91,70	76,60	93,90	14,90
Ta	1,20	1,40	1,70	1,10	1,30	1,10	0,90	1,90	0,50
Nb	17,80	21,80	15,80	11,70	15,30	15,10	11,50	33,90	6,90
Hf	7,10	6,70	7,70	4,60	5,40	5,20	4,90	2,70	8,80
Zr	265,10	254,00	260,80	167,80	195,00	205,70	170,70	112,10	328,90
Y	33,40	43,40	37,00	23,20	29,50	33,90	23,40	19,40	21,70
Th	15,30	20,00	23,80	8,90	13,60	10,90	9,00	2,90	6,60
U	2,40	3,10	4,20	2,30	3,10	2,20	2,00	0,70	1,40
Ni	87,00	60,00	18,00	57,00	36,00	55,00	42,00	89,00	<20
Co	14,20	21,40	5,90	23,30	17,20	15,40	17,50	42,60	6,20
Sc	17,00	21,00	6,00	15,00	15,00	20,00	14,00	34,00	5,00
V	99,00	149,00	28,00	95,00	98,00	126,00	98,00	269,00	31,00
La	45,50	67,10	58,60	34,10	44,70	49,30	30,90	23,40	48,40
Ce	88,30	135,90	114,10	75,60	88,90	98,10	61,40	47,60	97,90
Pr	10,26	15,78	12,32	8,03	10,24	11,26	7,23	5,05	10,43
Nd	41,10	57,80	44,80	29,50	36,70	41,70	26,90	20,60	37,40
Sm	7,78	10,93	8,75	5,42	6,74	7,81	5,19	4,02	6,58
Eu	1,51	2,09	0,91	1,03	1,40	1,68	1,16	1,31	1,44
Gd	6,99	9,39	7,24	4,49	5,76	6,60	4,84	3,99	5,07
Tb	1,05	1,56	1,09	0,76	0,94	1,00	0,67	0,58	0,76
Dy	6,38	7,88	6,61	3,38	5,12	6,03	4,26	4,24	4,32
Ho	1,29	1,83	1,20	0,87	1,04	1,16	0,85	0,72	0,76
Er	3,55	4,92	3,76	2,66	3,15	3,52	2,47	1,92	2,35
Tm	0,49	0,75	0,61	0,40	0,49	0,56	0,40	0,30	0,33
Yb	3,15	4,54	3,76	2,53	3,14	3,43	2,52	1,77	2,33
Lu	0,49	0,69	0,53	0,43	0,48	0,54	0,38	0,30	0,33
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	3,89	2,93	5,37	4,41	4,24	3,67	4,85	3,03	16,55
100TiO ₂ /Zr	0,38	0,44	0,14	0,45	0,38	0,48	0,41	1,38	0,12
ΣREE	217,84	321,16	264,28	169,20	208,80	232,69	149,17	115,80	218,40
(La/Yb)N	9,74	9,96	10,51	9,09	9,60	9,69	8,27	8,91	14,00
(La/Sm)N	3,68	3,86	4,21	3,96	4,17	3,97	3,75	3,66	4,63
(Gd/Yb)N	1,79	1,66	1,55	1,43	1,48	1,55	1,54	1,81	1,75
Eu/Eu*	0,63	0,63	0,35	0,64	0,69	0,72	0,71	1,00	0,76
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	16,62	17,70	37,31	19,57	20,95	17,09	20,16	10,75	13,89
Th/Sc	0,90	0,95	3,97	0,59	0,91	0,55	0,64	0,09	1,32
La/Sc	2,68	3,20	9,77	2,27	2,98	2,47	2,21	0,69	9,68

Elementos maiores

Com base na geoquímica dos elementos maiores, utilizando os litotipos representativos identificados com a petrografia, foi possível dividir as rochas analisadas em três grupos: filitos (n=32), clorita xistos (n=4) e quartzitos (n=6). Esta divisão reflete nas características dos litotipos. As variações geoquímicas de elementos maiores e a discriminação dos grupos são mostradas nos diagramas de Harker da figura 10. Os óxidos apresentados nos diagramas apresentam correlação negativa com SiO_2 , evidenciado pelo coeficiente de correlação (r), com algumas variações.

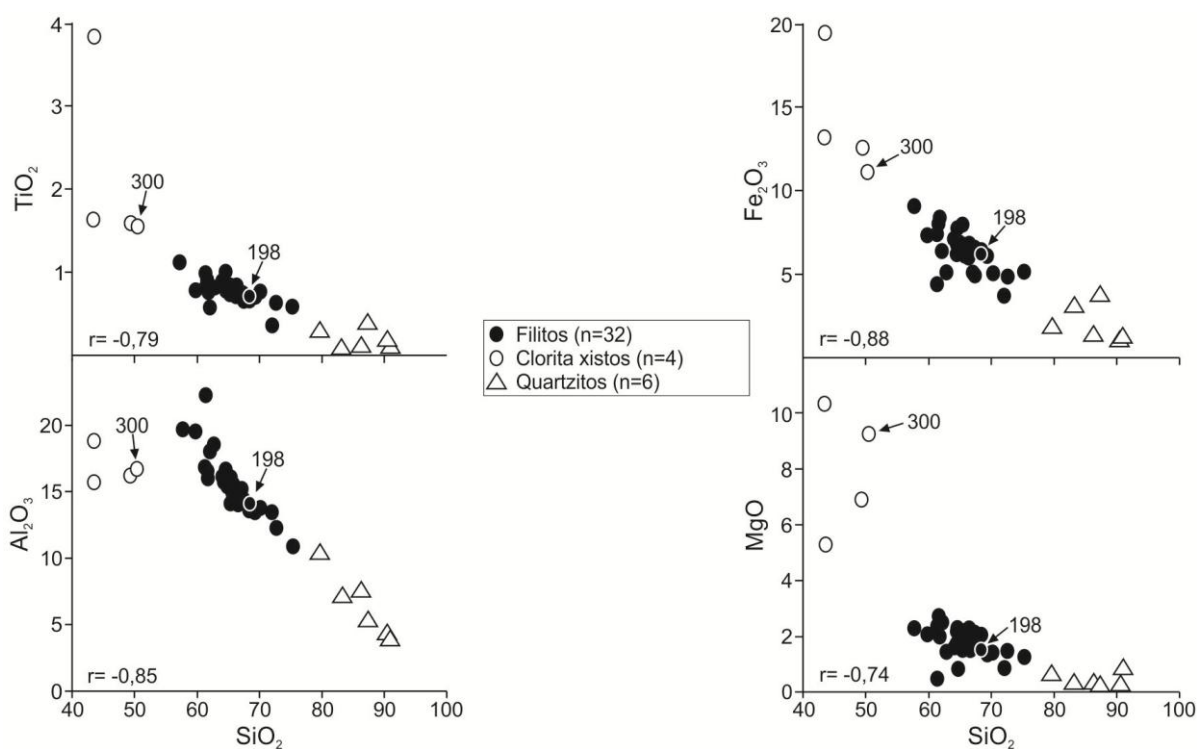


Figura 10- Diagramas de Harker SiO_2 vs Al_2O_3 , SiO_2 vs Fe_2O_3 e SiO_2 vs MgO (valores em peso %)

O grupo dos filitos apresenta teores de elementos maiores compatíveis com a crosta continental superior (Fig. 14 a), mas com variações consideráveis; SiO_2 (57,65 – 75,29%), TiO_2 (0,57 – 1,11%), Al_2O_3 (10,88 – 22,29%), Fe_2O_3 (3,71 – 9,04%), MgO (0,46 – 2,72%), CaO (0,02 – 1,92%), Na_2O (0,08 – 5,35%) e K_2O (1,95 – 5,76%). Os teores de elementos maiores dos clorita xistos são: SiO_2 (43,35 – 50,43%), TiO_2 (1,55 – 3,83%), Al_2O_3 (15,68 – 19,06%), Fe_2O_3 (11,11 – 19,48%), MgO (5,29 – 10,35%), CaO (0,48 – 1,93%), Na_2O (1,92 – 4,50%) e K_2O (0,07 – 2,22%). O grupo dos quartzitos foi definido pelo alto teor de SiO_2 (79,68 –

90,96%) com os seguintes teores dos demais elementos maiores: TiO_2 (0,05 – 0,38%), Al_2O_3 (3,85 – 10,22%), Fe_2O_3 (0,99 – 3,69%), MgO (0,18 – 0,87%), CaO (0,01 – 0,15%), Na_2O (0,04 – 2,73%) e K_2O (0,90 – 5,31%).

No diagrama de classificação geoquímica para rochas sedimentares (Fig. 13 a) (Herron, 1988) os filitos são classificados como folhelhos ou grauvacas, duas amostras de clorita xistos são classificadas como Fe-folhelho e os quartzitos são classificados como arenitos líticos e arcoseanos. O diagrama $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Garrels & McKenzie, 1971) (Fig. 13 b) é um bom indicador da origem do protólito das rochas analisadas. O diagrama indica a predominância dos protólitos de origem sedimentar para os filitos, já para os clorita xistos, o diagrama indica protólitos ígneos.

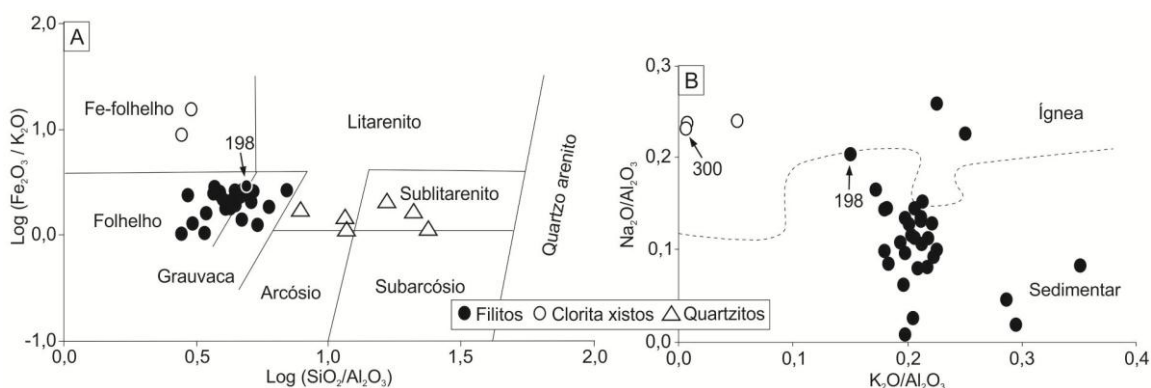


Figura 11 – (A) Diagrama de classificação de rochas sedimentares (Herron, 1988) (B) Diagrama de separação de protólitos ígneos e sedimentares (Garrels & McKenzie, 1971)

Litófilos (LILE) e Elementos de alto campo de força (HFSE)

Os teores dos elementos litófilos para os filitos são compatíveis com os da crosta continental superior, porém a maioria das amostras deste grupo apresenta leve empobrecimento nestes elementos. Os teores de Ba variam entre 349 e 955 ppm (PAAS= 650 ppm, NASC= 636 ppm), Rb entre 81,4 e 242 ppm (PAAS= 160 ppm, NASC= 125 ppm) e Sr entre 16,7 e 386,1 ppm (PAAS= 240 ppm, NASC= 142 ppm). Os clorita xistos apresentam forte empobrecimento nos elementos litófilos, quando normalizados para a crosta continental superior (Fig. 14 a), com exceção de uma amostra que apresenta enriquecimento em Ba. Os teores de Ba variam entre 89 e 1004 ppm, Rb entre 2,6 e 43,3 ppm e os de Sr entre 93,9 e

231,4 ppm. Os quartzitos são empobrecidos em LILE em relação à CCS, com exceção de uma amostra que apresenta enriquecimento em Ba. Os teores de Ba variam entre 312 e 1475 ppm, Rb entre 27,9 e 66,5 ppm e Sr entre 14,9 e 173,7 ppm.

Os HFSE são elementos incompatíveis na maioria dos processos ígneos, por isso tendem a enriquecer nas rochas félsicas em relação às rochas máficas (Feng & Kerrich, 1990). Os teores de HFSE dos filitos são compatíveis com os da CCS (Fig. 14 a). Os teores de Y variam de 17 a 41 ppm (PAAS= 27 ppm, NASC= 35 ppm), Zr de 159 a 265 ppm (PAAS= 210 ppm, NASC= 200 ppm), Hf de 3,3 e 9,1 ppm (PAAS= 5 ppm, NASC= 6,3 ppm), Nb de 9,3 e 39,9 ppm (PAAS= 19 ppm, NASC= 13 ppm), Ta de 0,6 a 3,5 ppm (PAAS= 1,28 ppm, NASC= 1,12 ppm) e os de Th entre 8 a 25,9 ppm (PAAS= 14,6 ppm, NASC= 12,3 ppm). Para os cloritaxistos os teores de Y variam de 19,4 e 48,7 ppm, Zr de 112,1 e 328,7 ppm, Hf de 2,6 e 7,8 ppm, Nb de 18,1 e 33,9 ppm, Ta de 1,2 e 1,9 ppm e os de Th de 2,2 e 2,9 ppm. Os quartzitos apresentam teores de Y entre 2,6 e 21,7 ppm, Zr entre 16,6 e 476,1 ppm, Hf entre 0,7 e 11,8 ppm, Nb entre 0,8 e 6,9 ppm, Ta entre 0,1 e 0,5 ppm e Th entre 0,6 e 8,4 ppm.

Os elementos de transição são bons indicadores de áreas fontes máficas. Os filitos apresentam variações nos teores de alguns destes elementos (Sc, V, Co, Ni), porém no geral os teores são compatíveis com a CCS. Para os filitos os teores de Sc variam de 6 e 20 ppm (PAAS= 16 ppm, NASC= 15 ppm), V de 28 e 149 ppm (PAAS= 150 ppm, NASC= 130 ppm), Co de 2 e 23,3 ppm e os Ni de 18 e 87 ppm (PAAS= 55 ppm, NASC= 58 ppm). Os cloritaxistos apresentam enriquecimento nos teores dos elementos de transição, quando normalizados para a CCS. Os teores de Sc variam de 34 e 40 ppm, V de 269 e 310 ppm, Co de 40,2 e 51,8 ppm e Ni de 18 e 121 ppm. Os quartzitos apresentam teores de Sc de 1 e 5 ppm, V de 8 e 31 ppm, Co de 0,5 e 6,2 ppm e de Ni <20 ppm.

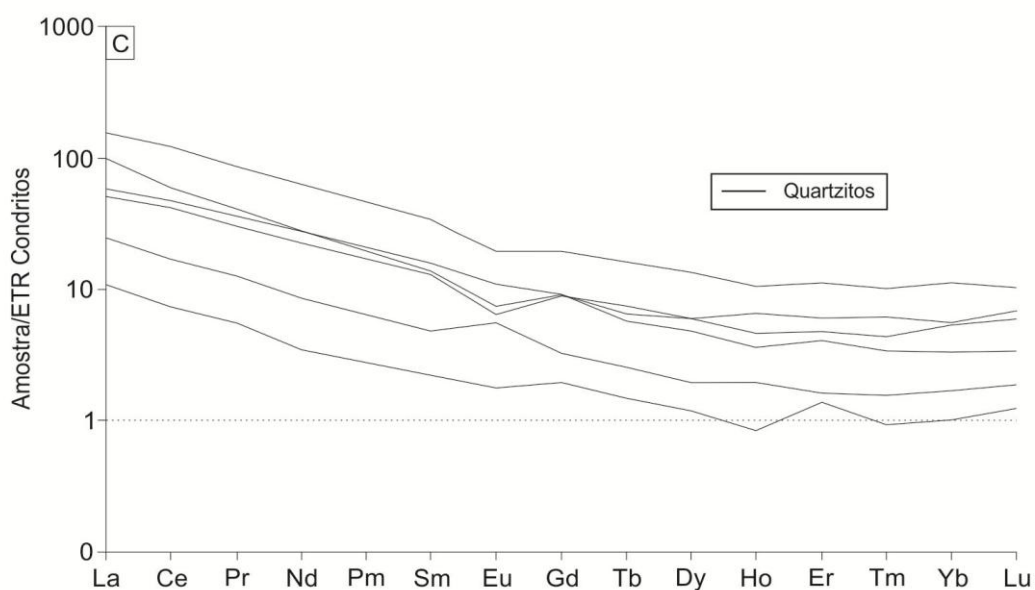
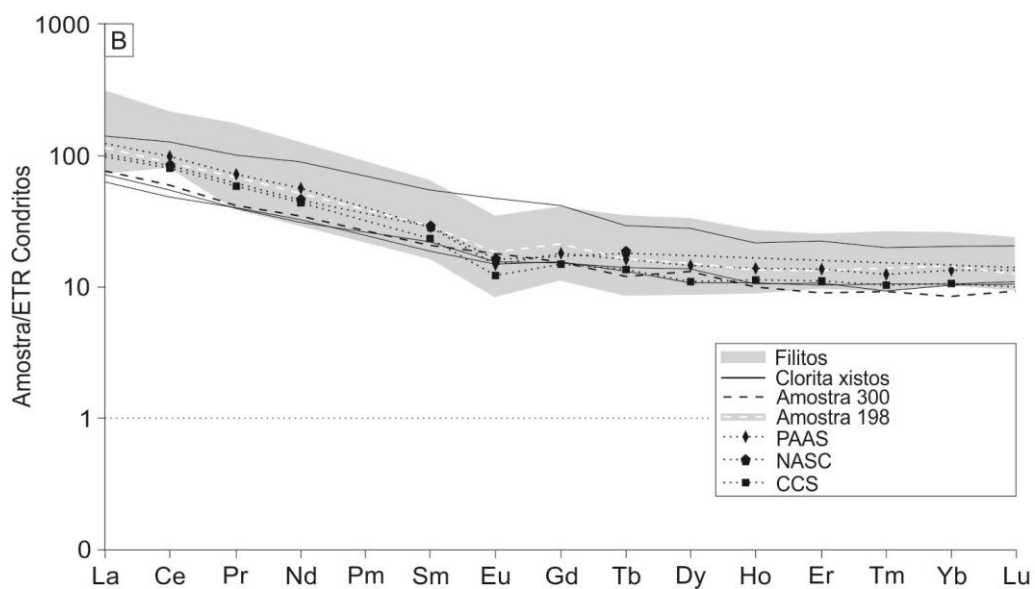
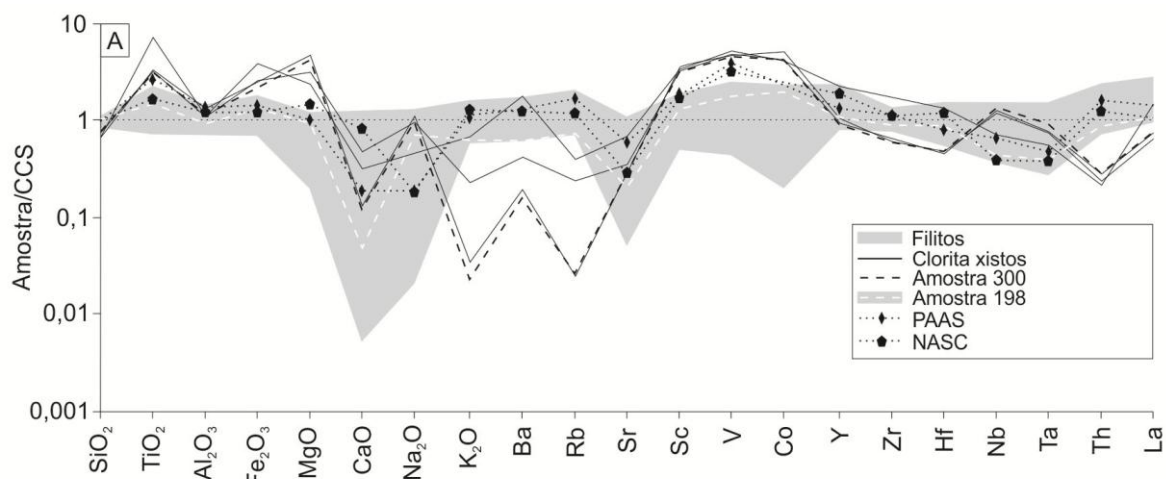


Figura 12 – (A) Diagrama dos elementos maiores, LILE, HFSE e elementos de transição selecionados normalizados pela crosta continental superior (Taylor & McLennan, 1985). (B) e (C) Diagrama de ETR normalizado pelos condritos (Boynton, 1984).

Elementos Terras Raras (ETR's)

Os ETR's são particularmente importantes no estudo de proveniência de rochas sedimentares e metassedimentares, pois são considerados imóveis durante os processos sedimentares e metamórficos. A maioria das amostras do grupo dos filitos apresenta enriquecimento no Σ ETR em relação à CCS (Σ ETR= 146,5 ppm), PAAS (Σ ETR= 184,3 ppm) e NASC (Σ ETR= 135,8 ppm) e os teores variam de 144,4 a 376,5 ppm. Para os clorita xistos os valores de Σ ETR variam entre 102,4 e 259,09, sendo que três amostras são empobrecidas e uma é enriquecida em comparação a CCS, PAAS e NASC. Os quartzitos são empobrecidos no Σ ETR, em relação à CCS, PAAS e NASC, com exceção de uma amostra, e os valores variam de 14,3 a 218 ppm. O padrão de ETR's dos filitos e clorita xistos, no diagrama normalizado para os condritos (Fig. 14 b), mostra o enriquecimento em ETR's leves em relação aos ETR's pesados e anomalia negativa do Eu, exceto para duas amostras de clorita xistos que não possuem anomalia. Os quartzitos apresentam enriquecimento em ETR's leves em relação aos pesados e anomalia negativa do Eu, exceto para uma amostra que apresenta anomalia positiva, quando normalizados para os condritos (Fig. 14 c). O grau de fracionamento ETR's leves é dado pela razão $(La/Sm)_N$. Para os filitos esta razão tem valores entre 2,5 e 5,26 e, para a maioria das amostras, os valores são levemente inferiores aos da CCS (4,19) e PAAS (4,33) e superiores ao valor do NASC (3,5). Para os clorita xistos estes valores estão entre 2,59 e 3,81. Os quartzitos possuem razões entre 3,67 e 7,18. O grau de fracionamento dos ETR's pesados é dado pela razão $(Gd/Yb)_N$. Para os filitos estes valores estão entre 1,01 e 2,27 e, para a maioria das amostras, estes valores são ligeiramente superiores aos da CCS (1,39) e PAAS (1,33). Os clorita xistos possuem valores entre 1,47 e 2,01 e os quartzitos valores entre 1,56 e 2,76 para a razão $(Gd/Yb)_N$. A anomalia do Eu é quantificada pela razão Eu/Eu^* . Para os filitos os valores desta razão estão entre 0,35 e 0,77, compatíveis com os da CCS e PAAS (0,65). Os clorita xistos possuem razões entre 0,85 e 1 e os quartzitos têm esses valores entre 0,67 e 1,41.

4.3.1 Maturidade sedimentar e áreas fontes

Um fator determinante para a composição dos sedimentos clásticos, além da natureza das rochas das áreas fontes, é o grau de intemperismo e a maturidade dos sedimentos. Por isso é importante considerar estes fatores antes de interpretar os dados geoquímicos que podem ser usados como indicadores de áreas fontes. As razões utilizadas estão expressas nas tabelas 3 e 4.

Os processos sedimentares são responsáveis pelo fracionamento entre SiO_2 (quartzo) e Al_2O_3 (argilas) e Zr (zircão), entre outros (El-Bialy, 2013). A razão $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ é utilizada como indicador da maturidade química das rochas sedimentares e metassedimentares (Karadag, 2014; El-Bialy, 2013). Os valores desta razão para as rochas ígneas básicas são próximos a 3, para as rochas graníticas são próximos a 5 e os valores superiores a 6 indicam maturidade ou reciclagem sedimentar (Roser et al., 1996). Para os filitos os valores variam entre 2,75 e 6,92 e a maioria das amostras possui valor superior aos do PAAS (3,32) e do NASC (3,84). Para os clorita xistos estes valores estão entre 2,28 e 3,04 e para os quartzitos entre 7,8 e 23,63. A razão $100 \cdot \text{TiO}_2/\text{Zr}$ é utilizada para distinguir se as rochas metassedimentares são derivadas de sedimentos pelíticos ou areníticos, sendo que valores superiores a 0,33 indicam origem pelítica (Garcia et al., 1994). Os valores desta razão para os filitos esta entre 0,14 e 0,48 e a maioria das amostras apresenta valores entre os do NASC (0,35) e do PAAS (0,48). Os valores para os clorita xistos estão entre 1,17 e 1,4 e para os quartzitos entre 0,04 e 0,3. Estes resultados indicam que as rochas metassedimentares possuem origem pelítica, predominantemente, o que aponta para a imaturidade sedimentar e baixo grau de retrabalhamento.

Diversas razões elementares têm sido utilizadas no estudo de proveniência de rochas metassedimentares (Taylor & McLennan, 1985; Roser & Korsch, 1986; El-Bialy, 2013; Karadag, 2014), como $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, La/Sc e Th/Sc. As rochas com valores para a razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ próximos a 14 são interpretadas como sendo originadas de rochas máficas, enquanto que os valores entre 19 e 28 são indicativos de fontes félsicas (Girty et al., 1996). Para os filitos esta razão varia entre 16,62 e 37,31 e a maioria dos valores é próxima dos valores do PAAS (18,9). Para os clorita xistos estes valores variam entre 4,09 e 11,62 e para os quartzitos entre 13,89 e 142,8. A razão La/Sc possui valores entre 2,5 e 16,3 para

sedimentos derivados de fontes félsicas e entre 0,43 e 0,86 para sedimentos de fontes máficas (Armstrong-Altrin et al., 2004). Para os filitos esta razão varia entre 1,4 e 9,77 e os valores são compatíveis com os do PAAS (2,39) e CCS (2,73). Para os clorita xistos os valores variam entre 0,49 e 1,21 e para os quartzitos entre 1,7 e 30,6. Nos processos de diferenciação magmática os elementos Th e Sc são considerados incompatível e compatível, respectivamente, por isso a razão Th/Sc é interessante para identificar fontes máficas. Os valores para sedimentos com fontes félsicas estão entre 0,8 e 20,5 e para sedimentos com fontes máficas entre 0,05 e 0,22 (Armstrong-Altrin et al., 2004). O valor utilizado como referência para a CCS é 0,8 (McLennan et al., 1990). Para os filitos os valores da razão Th/Sc variam entre 0,52 e 3,97 e a maioria dos valores é levemente inferior aos do PAAS (0,91) e CCS (0,97). Para os clorita xistos os valores variam entre 0,06 e 0,09 e para os quartzitos entre 0,3 e 8,4.

O padrão de ETR's das rochas metassedimentares é importante para inferir a proveniência dos sedimentos, pois eles preservam os padrões das rochas das áreas fontes. As rochas máficas possuem baixa razão $(La/Yb)_N$ e não possuem anomalia de Eu, enquanto que as rochas mais félsicas possuem razão $(La/Yb)_N$ mais elevada e anomalia negativa de Eu (Cullers et al., 1997). Os filitos possuem os valores de $(La/Yb)_N$ entre 6,44 e 20,13, sendo que a maior parte dos valores é compatível com a CCS (9,19), e possuem anomalia negativa do Eu. Os clorita xistos possuem valores entre 6,17 e 8,91 para $(La/Yb)_N$, duas amostras apresentam anomalia negativa do Eu e duas não apresentam anomalia do Eu. Os quartzitos possuem razão $(La/Yb)_N$ entre 9,01 e 29,9 e anomalia negativa do Eu, com exceção de uma amostra que apresenta anomalia positiva.

4.3.2 Ambiente tectônico da bacia

A química das rochas sedimentares é relacionada ao ambiente tectônico no qual foram depositadas. Muitos estudos tem tentado distinguir os sedimentos com base nos teores de elementos maiores, traço e ETR e com isso elaborar diagramas discriminantes dos ambientes tectônicos das bacias sedimentares (Bhatia & Crook, 1986; Roser & Korsch, 1986; McLennan et al., 1990). Apesar dos diagramas terem sido desenvolvidos para sedimentos clásticos fanerozóicos, eles tem sido muito utilizados para rochas metassedimentares mais antigas (Dostal & Keppie, 2009; El-Bialy, 2013; Karadag, 2014). Os elementos Th, La, Zr, Sc e Hf

tendem a ser imóveis durante os processos sedimentares e caracterizam rochas fontes específicas. Os diagramas ternários Th-La-Sc e Sc-Th-Zr/10 (Bhatia & Crook, 1986) e o diagrama La/Th vs Hf (Floyd & Leveridge, 1987) são os mais apropriados para distinguir os ambientes tectônicos das rochas metassedimentares (Fig. 15 c).

Nos diagramas ternários (Fig. 15 a e b), as áreas destacadas representam os campos obtidos para rochas metassedimentares de uma bacia de *foreland* (Karadag, 2014) e para rochas metassedimentares com áreas fontes graníticas (El-Bialy, 2013). O diagrama Th-La-Sc (Fig. 15 b) indica o ambiente transicional para os filitos, juntamente com o PAAS, NASC e a CCS. Os clorita xistos são indicados no campo do ambiente de arco de ilhas e os quartzitos se localizam distribuídos de maneira uniforme tendendo aos campos de margem passiva, margem continental ativa e ambiente transicional. No diagrama Sc-Th-Zr/10 (Fig 15 a) os filitos estão localizados no campo do ambiente transicional, juntamente com o PAAS, NASC e a CCS. Os clorita xistos situam-se próximos ao ambiente de arco de ilhas e os quartzitos próximos do campo da margem passiva. No diagrama La/Th vs Hf (Fig. 15 c) os todas as amostras do grupo dos filitos situam-se no campo das áreas fontes félsicas, ou próximas a ele, juntamente com o PAAS, NASC e a CCS. Os clorita xistos se localizam no campo das áreas fontes intermediárias e os quartzitos estão distribuídos aleatoriamente no diagrama.

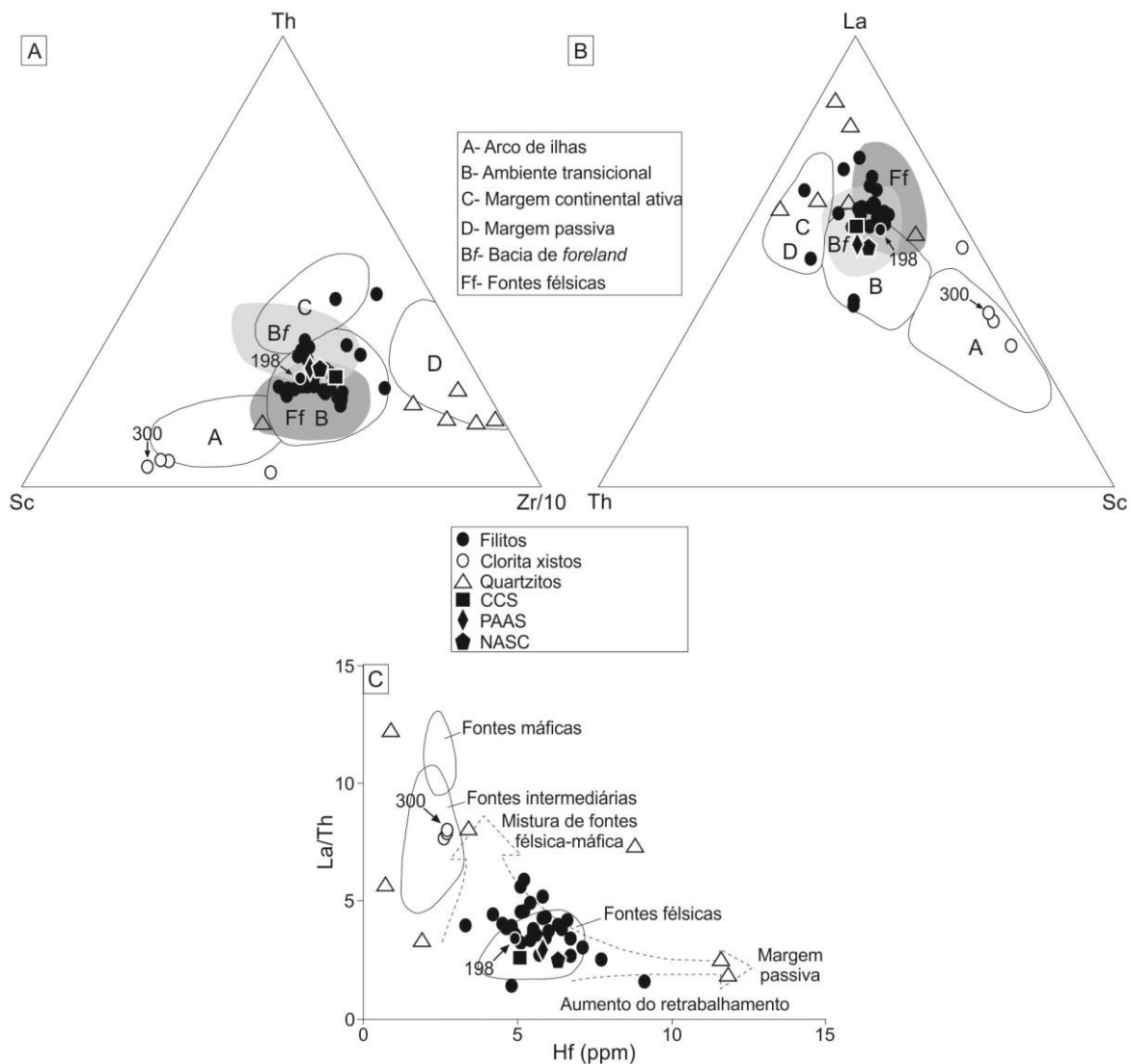


Figura 13 – (A) e (B) Diagramas ternários Sc-Th-Zr/10 e Th-La-Sc de discriminação de ambiente tectônico de rochas sedimentares (Bhatia & Crook, 1986). (C) Diagrama binário La/Th vs Hf de proveniência de rochas sedimentares (Floyd & Leveridge, 1987).

Os teores de elementos maiores, LILE, HFSE e elementos de transição dos filitos são semelhantes aos observados nas médias para folhelhos (PAAS e NASC) o que indica que os prováveis protólitos destas rochas eram folhelhos (Fig. 13 a). Estes elementos também mostram a compatibilidade com a CCS (Fig. 14 a), o que é uma forte evidência de que os filitos possuem rochas fontes de origem supracrustal, predominantemente. O empobrecimento em Nb e Ta é uma assinatura característica de magmas de arco (Pearce & Peate, 1995), este padrão é visto nos filitos e é uma característica herdada das áreas fontes. O padrão de ETR dos filitos e as razões utilizadas como indicadores de proveniência apontam para as rochas félsicas.

Os clorita xistos não são compatíveis com o PAAS e NASC e o diagrama de classificação do protólito (Fig. 13 b) indica protólito ígneo. Devido às características petrográficas, que indicam transporte sedimentar, e a datação de 40 grãos de zircões detríticos na amostra 300, será assumida a origem sedimentar para estas rochas (Fig. 13 a). Os elementos maiores, LILE, HFSE e elementos de transição são incompatíveis com a CCS. Os teores elevados de TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO e elementos de transição indicam a forte contribuição de fontes máficas. O empobrecimento em LILE e HFSE (Zr, Hf, Th) evidencia pouca contribuição de fontes supracrustais. O padrão de ETR e as razões utilizadas como indicadores de proveniência para os clorita xistos apontam para as rochas máficas.

Os quartzitos, apesar do alto teor de SiO_2 , são relativamente imaturos, a classificação como arenitos líticos e arcoseanos (Fig. 13 a) é uma evidência disto. Possuem baixos teores de elementos maiores, LILE, HFSE e elementos de transição, quando comparados a CCS, com exceção do aumento nos teores de Zr e Hf de algumas amostras, que é relacionado à maior abundância de zircão. Os quartzitos possuem baixo ΣETR e fracionamento de ETR's maior que a CCS.

Com os dados obtidos para elementos maiores, traço e ETR é possível inferir os filitos possuem áreas fontes félsicas. O ambiente transicional foi identificado e é suportado pelo que foi observado em trabalhos similares (El-Bialy, 2013; Mehmet, 2014). As rochas do Escudo Sul-Riograndense que possuem características compatíveis com as identificadas nos filitos do Capané são as do Batólito Pelotas. Os clorita xistos possuem características muito distintas dos

filitos e podem ter protólito vulcanoclástico. O ambiente tectônico de arco de ilhas, apesar de compatível com a química dos clorita xistos, é conflitante com o que foi observado para os filitos, então essas características devem ser da área fontes ou da mistura das áreas fontes.

4.4 Proveniência U-Pb de zircões

As duas amostras estudadas correspondem a dois distintos litotipos identificados com a geoquímica. A amostra 198 é um qtz-msc xisto, considerado representativo das rochas detríticas mais abundantes do Complexo Porongos. A amostra 300 é um clorita xisto (albita-clorita xisto), previamente considerada do grupo das rochas metavulcânicas descritas na região do Capané (Marques et al., 1998 a).

Quartzo-muscovita xisto - amostra 198

No qtz-msc xisto, os zircões paleoproterozóicos e mesoproterozóicos têm entre 60 e 100 μm de comprimento, são anédricos, subangulosos a subarredondados, pouco fraturados e sem zonações. Os dois zircões neoproterozóicos imageados tem 100 e 120 μm , são prismáticos, subédricos, pouco arredondados, possuem fraturas e zonação. Foram feitas 30 análises em 30 grãos de zircão com idades variando entre 579 ± 20 e 2267 ± 14 Ma (Fig. 17 a). O conteúdo de U dos zircões varia entre 42 e 292 ppm, Th entre 18 e 260 ppm e Pb entre 3,4 e 85,7 ppm. As razões Th/U dos zircões variam entre 0,24 e 1,88, o que indica origem magmática. As idades paleoproterozóicas representam 35%, as idades mesoproterozóicas representam 38% e as neoproterozóicas representam 27% das idades obtidas para esta amostra.

No histograma de frequência relativa (Fig. 17 b) os principais picos na curva Gaussiana são 2265, 1368, 790 e 585 Ma com picos menores em 2135, 2051, 2005, 1842, 1633, 1516, 1251, 1135, 1049 e 628 Ma. No histograma de frequência relativa para as idades neoproterozóicas (Fig. 17 c) os picos são de 790, 764, 627 e 585 Ma. Na curva concórdia (Fig. 17 d) para a população de zircões mais jovem desta amostra está representada a idade concórdia de $585,9 \pm 5,1$ Ma.

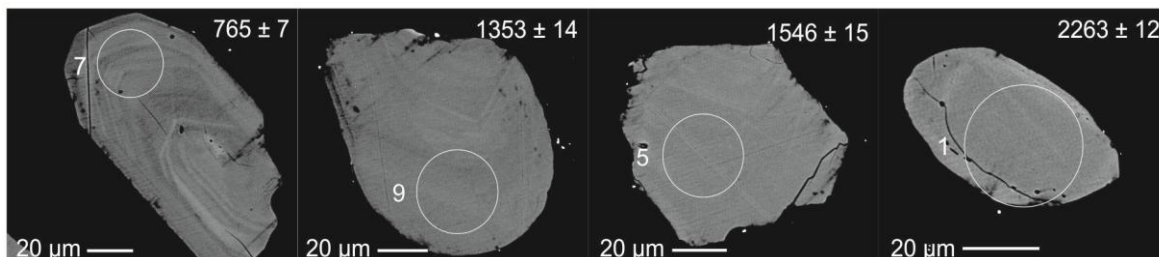


Figura 14 – Imagem de *back scattered electron* dos zircões da amostra 198, com o local das análises indicado pelo círculo branco e as idades expressas em Ma

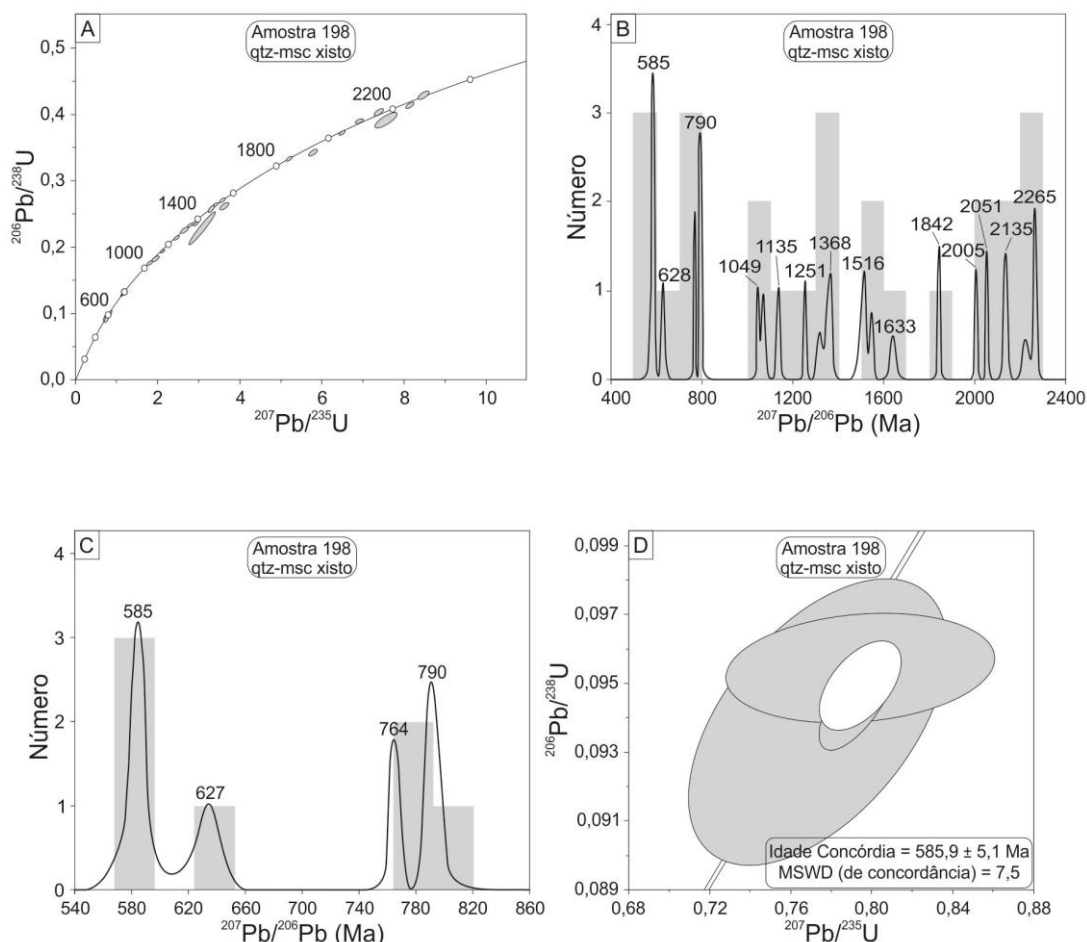


Figura 15 – (A) Diagrama concórdia das idades da amostra 198. (B) Histograma de frequência de todas as idades da amostra 198 com mais de 10% de concordância. (C) Histograma de frequência das idades neoproterozóicas da amostra 198. (D) Diagrama concórdia para a população de zircões mais jovem da amostra 198.

Clorita xisto – amostra 300

No clorita xisto, os zircões paleoproterozóicos tem entre 120 e 150 µm de comprimento, são anédricos, bem arredondados e moderadamente fraturados. Os grãos não possuem zonação bem marcada. Os grãos mesoproterozóicos tem ~120 µm de comprimento, são anédricos, moderadamente arredondados e não

possuem zonação. Os grãos neoproterozóicos são, no geral, prismáticos com 120 a 250 μm de comprimento, euédricos a subédricos, pouco arredondados e alguns grão são bastante fraturados. Alguns grãos apresentam zonação ígnea (Fig. 18). Foram feitas 42 análises em 40 grãos de zircão com idades variando entre 553 ± 6 e 2206 ± 17 Ma (Fig. 19 a). O conteúdo de U dos zircões varia entre 41 e 604 ppm, Th entre 10 e 422 ppm e Pb entre 4,7 e 118,3 ppm. As razões Th/U dos zircões variam entre 0,25 e 1,31, o que indica origem magmática. As idades paleoproterozóicas representam 21%, as mesoproterozóicas representam 5% e as neoproterozóicas representam 74% das idades obtidas para esta amostra.

No histograma de frequência relativa (Fig. 19 b) os principais picos na curva Gaussiana são de 2194, 790, 601 e 580 Ma com picos menores em 2133 e 1240 Ma. No histograma de frequência relativa para as idades neoproterozóicas (Fig. 19 c) os picos são de 790, 664, 636, 625, 612, 601, 580 e 553 Ma. Na curva concórdia (Fig. 19 d) para a população de zircões mais jovem desta amostra está representada a idade concórdia de $578 \pm 3,8$ Ma.

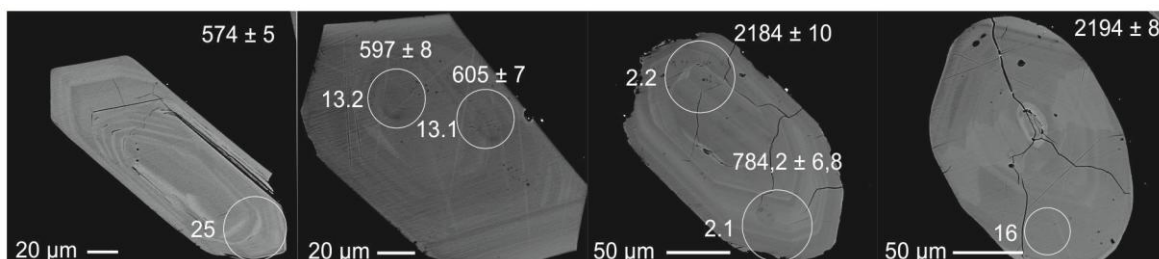


Figura 16 – Imagem de *back scattered electron* de alguns zircões da amostra 300, com o local das análises indicado pelo círculo branco e as idades expressas em Ma.

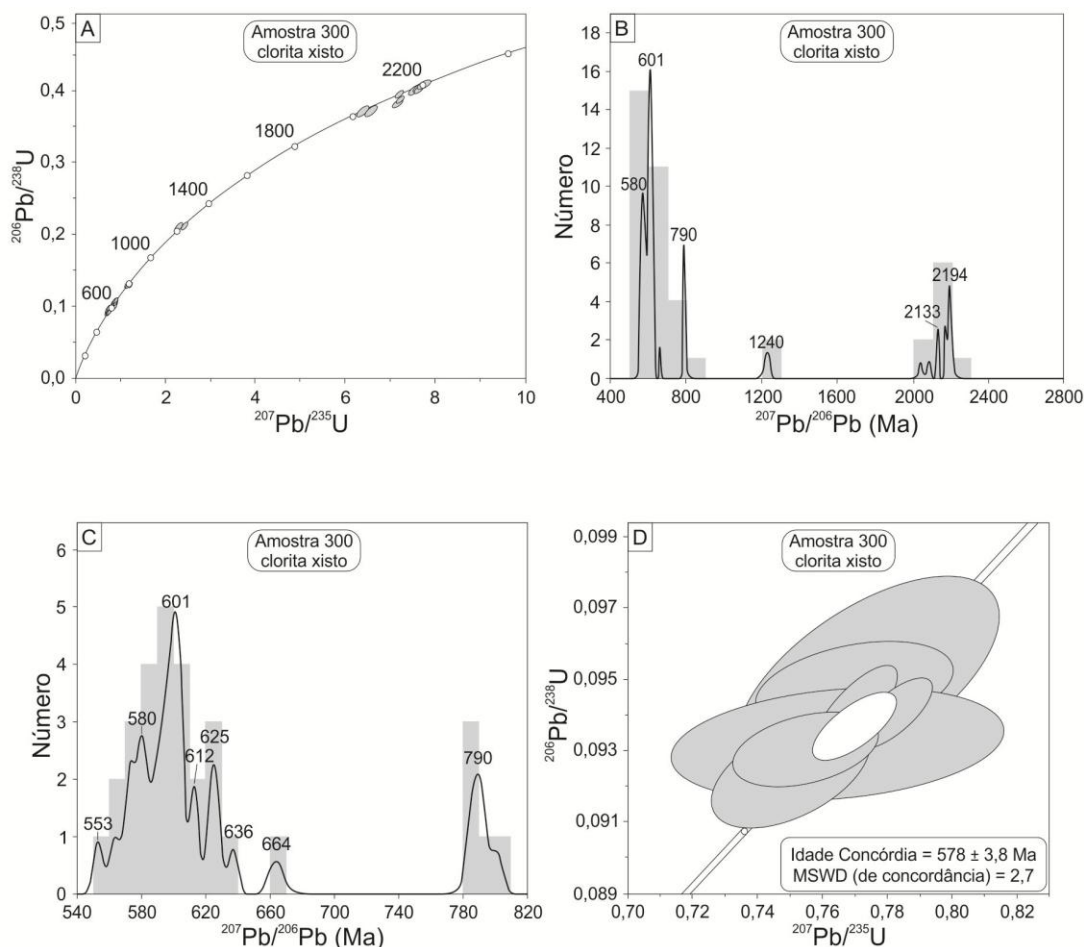


Figura 17 - (A) Diagrama concórdia das idades da amostra 300. (B) Histograma de frequência de todas idades da amostra 300 com mais de 10% de concordância. (C) Histograma de frequência das idades neoproterozóicas da amostra 300. (D) Diagrama concórdia para a população de zircões mais jovem da amostra 300.

4.4.1 Áreas fontes

Nos resultados obtidos para as duas amostras as idades paleoproterozóicas somam 26%, as idades mesoproterozóicas 18% e as neoproterozóicas 56% do total. Os picos maiores identificados na curva Gaussiana do histograma de frequência relativa para as duas amostras (Fig. 20) são de 2185, 790, 619 e 588 Ma, com picos menores em 2131, 2059 e 1510 Ma. As idades paleoproterozóicas podem ser correlacionadas às rochas geradas no ciclo Trans-Amazônico (Tabela 1), como os gnaisses Encantadas (2234 ± 28 , 2263 ± 18 Ma) e com o Complexo Arroio dos Ratos (2078 ± 13 Ma). Rochas de idade mesoproterozóica são raras ou pouco conhecidas no Escudo Sul-Riograndense. As idades do pico de 1510 Ma podem ser correlacionadas com o evento tectônico que gerou o Anortosito Capivarita (1573 ± 21 Ma) e o Anfibolito

Tupi Silveira (1567 ± 21 Ma). As demais idades mesoproterozóicas obtidas (1050-1362 Ma) não são correlacionáveis com nenhum dado publicado do escudo.

O pico de 790 Ma pode ser correlacionado com a idade obtida para um xenólito da suíte Pinheiro Machado (781 ± 5 Ma) ou com as idades obtidas para as rochas metavulcânicas (Tabela 2). O pico de idades mais representativo para as duas amostras é de 619 Ma. Estas idades podem ser correlacionadas com as idades obtidas para a suíte Cordilheira (634 ± 6 , 625 ± 6 , 617 ± 8 e 605 ± 8 Ma) e com as idades da suíte Pinheiro Machado (609 ± 17 , 623 ± 2 e 610 ± 5 Ma). As idades do pico neoproterozóico mais jovem, 588 Ma, podem ser correlacionadas com as idades da suíte Viamão (595 ± 1 Ma) e da suíte Encruzilhada do Sul (594 ± 5 Ma). A falta de dados geocronológicos do Batólito Pelotas impede a correlação das idades obtidas com as suítes mais jovens.

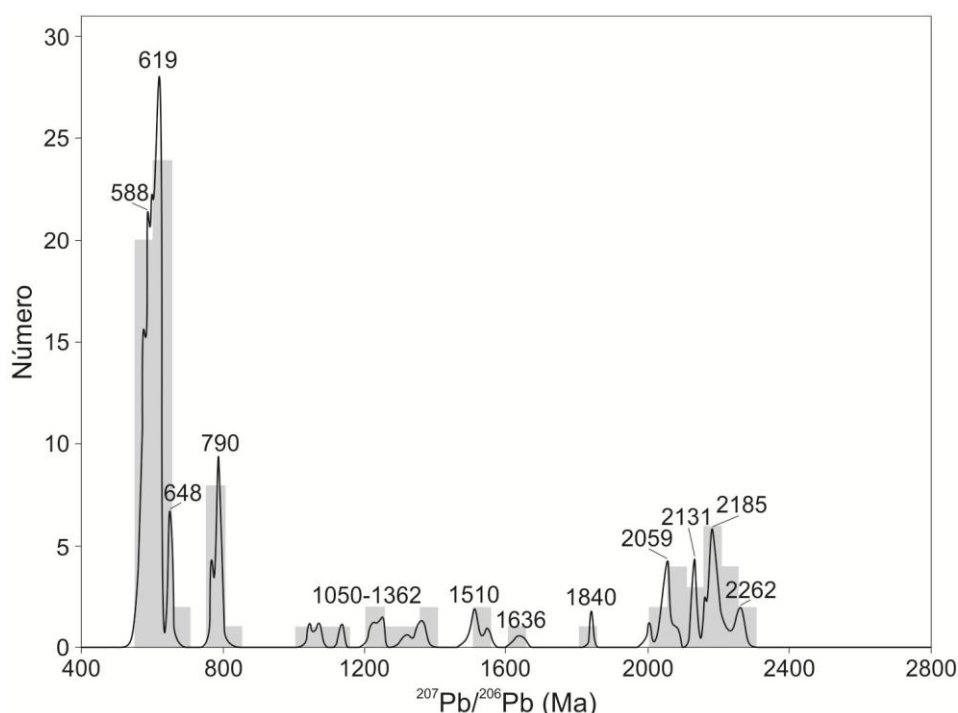


Figura 18. Histograma de frequência das idades concordantes obtidas para as duas amostras datadas.

4.4.2 Implicações tectônicas

As duas amostras apresentam idades de zircão detrítico semelhantes, indicando que possuem áreas fontes similares. A variabilidade dos resultados é relacionada à abundância dos grupos de idades. Estudos de proveniência de zircões detríticos realizados na região de Santana da Boa Vista reportaram o

predomínio de idades paleoproterozóicas (Hartmann et al., 2004) com contribuições de fontes mesoproterozóicas (Basei et al., 2008; Gruber et al., 2011). Segundo os autores as fontes paleoproterozóicas estariam relacionadas aos gnaisses Encantadas (e outras unidades do embasamento, Cráton Rio de La Plata). Os dados obtidos em publicações anteriores e a ausência de dados geocronológicos na região do Capané levaram a interpretações que não integravam o Complexo Porongos como um todo e com as demais unidades do Escudo Sul-Riograndense. A ocorrência subordinada de grãos neoproterozóicos e a predominância de zircões paleoproterozóicos limitaram a influência do Cinturão Dom Feliciano como área fonte da bacia, embora alguns autores tenham considerado isto (Basei et al., 2008; Borba et al., 2008).

Nas amostras datadas as rochas de idade paleoproterozóica são importantes áreas fontes e os picos já haviam sido identificados em outros trabalhos. As áreas fonte mesoproterozóicas são representativas e alguns picos já haviam sido identificados. Rochas de idade neoproterozóica ~780 Ma foram descritas como rochas vulcânicas do próprio Complexo Porongos e neste trabalho são áreas fonte para o complexo na região do Capané. Isto sugere que estas rochas podem estar intercaladas tectonicamente em meio a sequência sedimentar do complexo. No presente trabalho o grande número de idades entre 692 e 553 Ma e sua ampla variação são indicativas de que as rochas do Batólito Pelotas foram uma importante área fonte para estas duas amostras da Antiforme Capané. Neste intervalo é possível identificar as idades das suítes graníticas do batólito que possuem datação.

A integração idades de proveniência de zircão detrítico com a geologia regional indica que a paleobacia do Complexo Porongos na região do Capané foi gerada sob a influência do orógeno Dom Feliciano em ambiente de *foreland* (Fig. 23). Esta interpretação já havia sido feita por Borba et al. (2008). Em ambientes de *foreland* também ocorre intensa intercalação tectônica com unidades mais antigas do embasamento. Isso significa que muitas fontes de sedimentos com idades ainda não reconhecidas no Escudo Sul-Riograndense podem ser provenientes do próprio orógeno Dom Feliciano. A idade máxima de deposição de uma bacia sedimentar pode ser determinada pela idade concórdia da população de zircões mais jovem. A idade concórdia obtida para a população de zircões ais

jovem das duas amostras, composta por nove grãos (Fig. 21), é de $578,7 \pm 3,6$ Ma (Fig. 22). Esta idade será assumida como a idade máxima de deposição para o Complexo Porongos na região do Capané, com base nas duas amostras datadas.

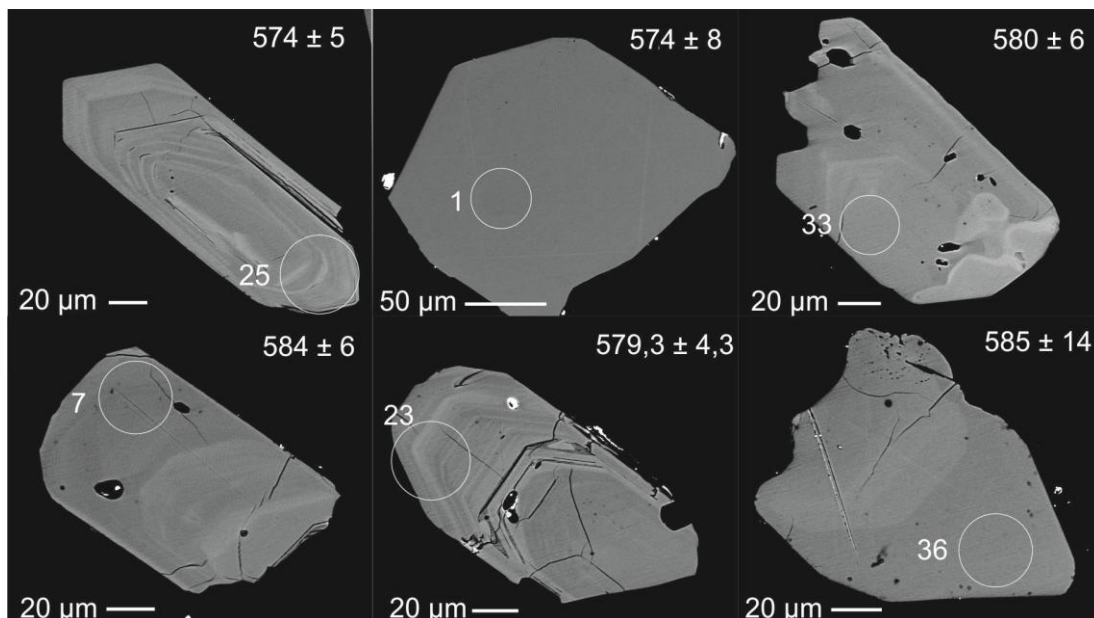


Figura 19 – Imagem de *back scattered electron* dos seis zircões da população mais jovem da amostra 300, com o local das análises indicado pelo círculo branco e as idades expressas em Ma.

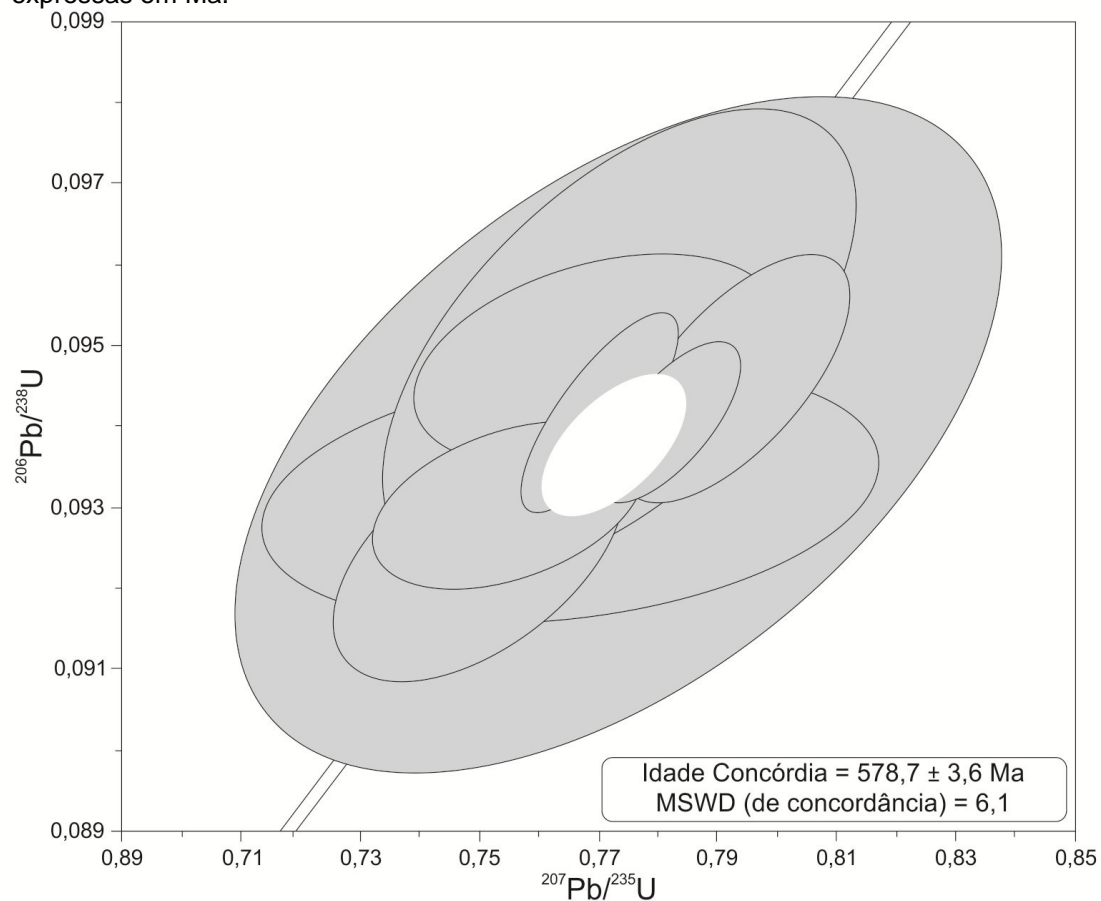


Figura 20 – Idade concórdia da população de zircões mais jovem das duas amostras.

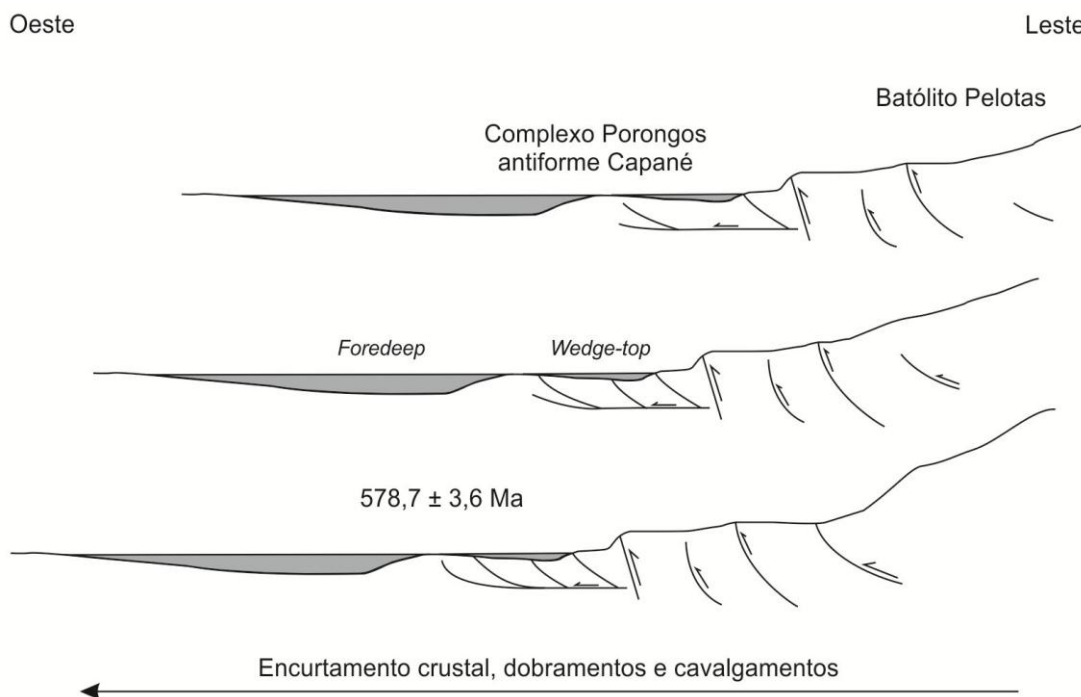


Figura 21 – Modelo do ambiente de *foreland* proposto para o Complexo Porongos na região do Capané (modificado de Pirouz et al., 2011).

5. CONCLUSÕES

1. A idade máxima de deposição da bacia na região do Capané é $578,7 \pm 3,6$ Ma. Esta idade foi determinada pela idade concórdia da população de zircões detríticos mais jovem das duas amostras datadas.
2. A formação e evolução da paleobacia do Complexo Porongos ocorreram no ambiente de *fold and thrust belt* e *foreland* da orogênese Dom Feliciano, tendo sido dobrada e cavalgada durante a orogênese.
3. A geoquímica de rocha total evidencia que as rochas são quimicamente imaturas e que os filitos e quartzitos são provenientes da erosão de rochas supracrustais félsicas.
4. Os diagramas de ambiente tectônico indicam o ambiente transicional para a maioria das amostras analisadas, com concentração de dados no ambiente *foreland*. Estes resultados são suportados pela proveniência de zircões detríticos, que indica grande contribuição das rochas do Batólito Pelotas.
5. Foram datados zircões detríticos de idade neoproterozóica ~ 780 Ma, que podem ser correlacionadas às rochas metavulcânicas encontradas em outras regiões do Complexo Porongos.
6. A sucessão de rochas aflorantes nas regiões mapeadas do Capané é composta, predominantemente, por rochas metassedimentares (filitos, xistos e quartzitos). Subordinadamente ocorrem rochas metaultramáficas (serpentinitos e talco xistos), mármores e granitos intercalados tectonicamente na sequência metassedimentar.
7. Não foram identificadas rochas metavulcânicas na região.
8. Com base nas feições petrográficas e na proveniência de zircões, os clorita xistos são considerados como rochas detríticas.
9. As lâminas analisadas indicam que as rochas possuem protólitos pelíticos devido à composição micácea. A clivagem ardosiana e a textura

lepidoblástica fina observadas em algumas lâminas indicam que as rochas são de muito baixo grau metamórfico.

Referências

Almeida, D.D.P.M., Chemale Jr., F., Machado, A. 2012. Late to post-orogenic Brasiliano-Pan-African volcano-sedimentary basins in the Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. *Petrology – New Perspectives and Applications*, 5: 73-105.

Armstrong-Altrin, J.S., Lee, Y.I., Verma, S.P., Ramasamy, S. 2004. Geochemistry of sandstones from the Upper Miocene Kudanulam Formation, southern India: implications for provenance, weathering, and tectonic setting. *Journal of Sedimentary Research* 74: 285–297.

Babinski, M., Chemale Jr., F., Hartmann, L.A., Van Schmus, W.R., Silva, L.C. 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. *Geology*, 24: 439-442.

Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Nutman, A.P., Preciozzi, F., 2008. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. *Geological Society, London, Special Publication*, 294: 239-256.

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

Bicca, M.M, Chemale, F. Jr, Jelinek, A.R., Oliveira, C.H.E., Guadagnin, F., Armstrong R. 2013 Tectonic Evolution and Provenance of the Santa Bárbara Group, Camaquã Mines Region, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 48: 173–192.

Borba, A.; Mizusaki, A. M.; Santos, J.; McNaughton, N.; Onoe, A. & Hartmann, L. 2008. U-Pb zircon and ⁴⁰Ar-³⁹Ar K-feldspar dating of syn-sedimentary volcanism of the Neoproterozoic Maricá Formation: constraining the age of foreland basin inception and inversion in the Camaquã Basin of southern Brazil. *Basin Research*, 20: 359-375.

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., Philipp, R.P., Chemale Jr., F. 2013. Idades Estaterianas e Calimianas no Domo da Vigia: Complexos Vigia e Porongos, Metagranito Seival e Anfibolito Tupi Silveira, Bagé, RS. In: Simp. Nac. Estudos Tectônicos, 14. Chapada dos Guimarães (MT): SBG. *Resumos Expandidos* (CDRom).

Chemale Jr, F., Philipp, R.P., Dussin, A.I., Formoso, M.L.L., Kawashita, K., Bertotti, A.L., 2011. Lu–Hf and U–Pb age determination of Capivarita Anorthosite in the Dom Feliciano Belt, Brazil. *Precambrian Research*, 186:117-126.

Chemale Jr., F., 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. *Geologia do Rio Grande do Sul*, Holz, M. & De Ros, L.F. (Eds.), p. 13-52, Porto Alegre: CIGO/Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brazil.

Critelli, S., Muto, F., Tripodi, V., Perri, F., 2011. Relationships between lithospheric flexure, thrust tectonics and stratigraphic sequences in foreland setting: the southern Apennines foreland basin system, Italy. In: *New Frontiers in Tectonic Research - At the Midst of Plate Convergence*. Dr. Uri Schattner, U. (Ed.), ISBN: 978-953-307-594-5

Cullers, R.L., Bock, B., Guidotti, C. 1997. Elemental distribution and neodymium isotopic compositions of Silurian metasediments, western Maine, USA: redistribution of the rare earth elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61:1847–1861.

DeCelles, P.G., Giles, K.A. 1996. Foreland basin systems. *Basin Research* 8,105-123.
Dilek, Y., Furnes, H. 2014. Ophiolites and their origins. *Elements*, 10: 93–100

Dostal, J., Keppie, J.D. 2009. Geochemistry of low-grade clastic rocks in the Acatlán Complex of southern Mexico: Evidence for local provenance in felsic–intermediate igneous rocks. *Sedimentary Geology*, 222:241-253.

El-Bialy, M.Z. 2013. Geochemistry of the Neoproterozoic metasediments of Malhaq and Um Zariq formations, Kid metamorphic complex, Sinai, Egypt: Implications for source-area weathering, provenance, recycling, and depositional tectonic setting. *Lithos*, 175-176: 68-85.

Feng, R., Kerrich, R. 1990. Geochemistry of fine-grained clastic sediments in the Archean Abitibi greenstones belt, Canada: implications for provenance and tectonic setting. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54:1061–1081.

Fernandes, L.A.D., Tomassi, A. & Porcher, C. C. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: A reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences*, 5: 77–96.

Floyd, P.A., Leveridge, B.E. 1987. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society of London*, 144: 531–542.

Fragoso-César, A.R.S., 1991. *Tectônica de placas no Ciclo Brasileiro: As orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 36.

Fragoso Cesar, A.R.S., Figueiredo, M.C.H., Soliani Jr., E., Faccini, U.F. 1986. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, *Anais*, 3: 1322-1343.

Frantz, J.C., McNaughton, N.J., Marques, J.C., Hartmann, L.A., Botelho, N.F., Caravaca, G. 2003. SHRIMP U-Pb zircon ages of granitoides from southernmost Brazil: Constraints on the temporal evolution of the Dorsal do Canguçu transcurrent shear zone and the eastern Dom Feliciano Belt. *Short Papers, IV SSAGI*, 174-177.

Garcia, D., Fontelles, M., Moutte, J. 1994. Sedimentary fractionations between Al, Ti, and Zr and the genesis of strongly peraluminous granites. *Journal of Geology*, 102, 411–422.

Garrels, R.M., McKenzie, 1971. *Evolution of Sedimentary Rocks*. WM Norton and Co., New York, 394 p.

- Girty, G.H., Ridge, D.L., Knaack, C., Johnson, D., Al-Riyami, R.K. 1996. Provenance and depositional setting of Paleozoic chert and argillite, Sierra Nevada. *California Journal of Sedimentary Research*, 66: 107–118.
- Gromet, L.P., Dymek, R.E., Haskin, L.A., Korotev, R.L. 1984. The North American shale composite: its composition, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48: 2469–2482.
- Gruber, L., Porcher, C.C., Lenz, C., Fernandes, L.A.D. 2011. Proveniência de metassedimentos das sequências Arroio Areião, Cerro Cambará e Quartzito Milonitos no Complexo Metamórfico Porongos, Santana da Boa Vista, RS. *Pesquisas em Geociências*, 38 (3): 205-223.
- Hartmann, L.A. & Jost, H. 1980. Gnaisses alcalinos da Antiforme Capané (RS). *Acta Geologica Leopoldensia*, 7: 13-25.
- Hartmann, L. A. 2008. Protolith age of Santa Maria Chico granulites dated on zircons from an associated amphibolite-facies granodiorite in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 80: 543-551.
- Hartmann, L.A., 1991. Condições de metamorfismo no Complexo Granulítico Santa Maria Chico, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 21(2):107-113. Hartmann, L.A., 1998. Deepest exposed crust of Brazil – geochemistry of Paleoproterozoic depleted Santa Maria Chico granulites. *Gondwana Research*, 1: 331-441.
- Hartmann, L.A., Leite, J.A.D., da Silva, L.C., Remus, M.V.D., McNaughton, N.J., Groves, D.I., Fletcher, I.R., Santos, J.O.S., Vasconcellos, M.A.Z. 2000. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Sciences*, 47: 829–844.
- Hartmann, L.A., Leite, J.A.D., McNaughton, N.J., Santos, J.O.S. 1999. Deepest exposed crust of Brazil - SHRIMP establishes three events. *Geology*, 27: 947-950.
- Hartmann, L.A., Nardi, L.V.S., Formoso, L.L., Remus, M. V. D., De Lima, E. F. & Mexias, A. S. 1999. Magmatism and Metallogeny in the Crustal Evolution of Rio Grande do Sul Shield, Brazil. *Pesquisas em Geociências*, 26: 45–63.
- Hartmann, L.A., Philipp, R. P., Liu, D., Wang, L., Santos, J. O. S. & Vasconcellos, M. A. Z. 2004. Paleoproterozoic Magmatic Provenance of Detrital Zircons, Porongos Complex Quartzites, Southern Brazilian Shield. *International Geology Review*, 46: 127–57.
- Hartmann, L.A., Philipp, R.P., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J. 2011. Time frame of the 753-680 Ma Juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, Southern Brazilian Shield. *Gondwana Research*, 19: 84-99.
- Hartmann, L. A., Porcher, C. C., Remus, M. V. D. 2000. Evolução das rochas metamórficas do Rio Grande do Sul. *Geologia do Rio Grande do Sul*, Holz, M. & De Ros, L.F. (Eds.), 79-118, Porto Alegre: CIGO/Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brazil.
- Herron, M.M.1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core and log data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58: 820-829.

Hasui, Y., Carneiro, C.D.R., Coimbra, A.M. 1975. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 5 (4): 257-266.

Janikian, L.; Almeida, R.; Fragoso-Cesar, A. R. & Fambrini, G. 2003. Redefinição do Grupo Bom Jardim (Neoproterozóico III) em sua área tipo: litoestratigrafia, evolução paleoambiental e contexto tectônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 33: 349-362.

Janikian, L., Almeida, R.P., Fragoso-Cesar, A.R.S., Martins, V.T.S., Dantas, E.L., Tohver, E., McReath, I., D'Agrella-Filho, M.S. 2012. Ages (U–Pb SHRIMP and LA ICPMS) and stratigraphic evolution of the Neoproterozoic volcano-sedimentary successions from the extensional Camaquã Basin, Southern Brazil. *Gondwana Research*, 21: 466–482.

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 Leopoldensia*, 4: 27–60.

Karadag, M.M. 2014. Geochemistry, provenance and tectonic setting of the Late Cambrian-Early Ordovician Seydisehir Formation in the Çaltepe and Fele areas, SE Turkey. *Chemie der Erde*, 74: 205-224.

Koester, E. 1995. *Petrologia e Geocronologia dos Granitóides Sintectônicos à Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 240p.

Koester, E., Soliani Jr., E., Fernandes, L.A.D., Kramer, G., Tomasi, A., 1997. Geocronologia Rb/Sr e K/Ar dos granitóides sintectônicos à zona de cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu. *Pesquisas em Geociências*, 24: 67–77.

Leite, J.A.D., Hartmann, L.A., Fernandes, L.A.D., McNaughton, N.J., Soliani Jr., E., Koester, E., Santos, J.O.S., Vasconcellos, M.A.Z. 2000. Zircon U–Pb SHRIMP dating of gneissic basement of the Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, 13: 739-750.

Leite, J.A.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Chemale Jr., F., 1998. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. *International Geology Review*, 40: 688–705.

Leites, S., Lopes, R. C., Wildner, W., Porcher, C. & Sander, A., 1990. Divisão litofaciológica da Bacia do Camaquã na folha Passo do Salsinho, Caçapava do Sul, RS, e sua interpretação paleoambiental. 36 Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais*, 300-312.

Lena, L.O.F., Pimentel, M.M., Philipp, R.P., Armstrong, R., Sato, K. 2014. The evolution of the Neoproterozoic São Gabriel juvenile terrane, southern Brazil based on high spatial resolution U-Pb ages and $\delta^{18}\text{O}$ data from detrital zircons. *Precambrian Research*, 247: 126-138.

Lima, E. & Nardi, L. 1998. The Lavras do Sul Shoshonitic Association: implications for origin and evolution of Neoproterozoic Shoshonitic magmatism in southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11: 67-77.

Ludwig, K.R., 2000. SQUID 1.0, A User's Manual. *Berkeley Geochronology Center Special Publication N°2*.

Ludwig, K.R., 2003. User's Manual for Isoplot 3.0: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publication N°4*.

Marques, J.C., Roisenberg, A., Jost, H., 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., Roisenberg, A., Jost, H., 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., Roisenberg, A., Jost, H., Frantz, J.C., Teixeira, R.S. 2003. Geologia e geoquímica das rochas metaultramáficas da Antiforme Capané, Suíte Metamórfica Porongos, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 33: 83-94.

Machado, N., Koppe, J.C., Hartmann, L.A. 1990. A Late Proterozoic U-Pb age for the Bossoroca belt, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 2/3:87-90.

McLennan, S.M., Taylor, S.R., McCulloch, M.T., Maynard, J.B. 1990. Geochemical and Nd–Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 2015–2050.

Oliveira, C.H.E., Chemale Jr., F., Jelinek, A.R., Bicca, M.M., Philipp, R.P. 2014. U-Pb and Lu-Hf isotopes applied to the evolution of the late to post-orogenic transtensional basins of the Dom Feliciano belt, Brazil. *Precambrian Research*, 246: 240-255.

Paim, P., Chemale Jr., F. & Lopes, R. C. 2000. A Bacia do Camaquã. *Geologia do Rio Grande do Sul*, Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.), 231-274, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil.

Pertille, J.S, Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., McNaughton, N., Philipp, R.P., Petry, T.S. 2014. Provenance of detrital zircons from the Porongos Complex, Neoproterozoic south Brazil: Predominance of Meso and Paleoproterozoic Sources. *Abstracts*, 9th SSAGI, 213.

Petry, T.S., Pertille, J.S., Hartmann, L.A., Philipp, R.P., Tassinari, C.C.G., Sato, K., 2014. Rhyodacites from the Porongos Complex, southernmost Brazilian Shield, evaluated by integration of field geology, geochemistry and U-Pb dating with the USP-SHRIMP IIe. *Abstracts*, 9th SSAGI, 189.

Philipp, R.P. 1998. *A Evolução Geológica e Tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 255p.

Philipp, R.P., Machado, R., Chemale, F. 2003. Reavaliação e Novos Dados Geocronológicos (Ar/Ar, Rb/Sr, Sm/Nd) do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul: Implicações Petrogenéticas e Idade de Reativação das Zonas de Cisalhamento. *Geol. USP Série Científica*, 3: 71-84.

Philipp, R.P., Lusa, M., Nardi, L.V.S. 2008. Petrology of dioritic, tonalitic and trondhjemitic gneisses from Encantadas Complex, Sanatan da Boa Vista, southernmost Brazil: Paleoproterozoic continental-arc magmatism. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 80: 735-748.

Philipp, R.P., Machado, R., 2005. The Late Neoproterozoic granitic magmatism of the Pelotas Batholith, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 19: 461-478.

Pirouz, M., Simpson, G., Bahroudi, A., Azhdari, A. 2011. Neogene sediments and modern depositional environments of the Zagros foreland basin system. *Geological Magazine*, 148: 838-853.

Porcher, C.C. & Fernandes, L.A.D. 1990. Relações embasamento-cobertura na porção ocidental do Cinturão Dom Feliciano: um esboço estrutural. *Pesquisas em Geociências*, 17:72–84.

Porcher, C.C., Remus, M.V.D., Hartmann, L.A. 2000. Evolução das rochas metamórficas do Rio Grande do Sul. *Geologia do Rio Grande do Sul*, Holz, M. & De Ros, L.F. (Eds.), p. 13-52, Porto Alegre: CIGO/Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brazil.

Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Groves, D.I., Fletcher, I.R. 2000. The link between hydrothermal epigenetic copper mineralization and the Caçapava Granite of the Brasiliano Cycle in Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 13: 191-216.

Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., Ribeiro, M. 1991. Nota sobre a geologia dos metamorfitos de pressão intermediária e granitoides associados da região de Pinheiro Machado/RS. *Acta Geologica Leopoldensia*, 14: 175-190.

Remus, M. V. D., Philipp, R. P., Faccini, U. F., Junges, S. L. 1990. Contribuição ao estudo geológico-estrutural dos Gnaisses Encantadas e as relações com as supracrustais Porongos na região de Santana da Boa Vista/RS. *Anais do Congresso Brasileiro de Geologia*, 36 Congresso Brasileiro de Geologia, Natal (ed. Sociedade Brasileira de Geologia Rio de Janeiro), 2356–70.

Remus, M.V.D., McNaughton, N.J., Hartmann, L.A., Koppe, J.C., Fletcher, I.R., Groves, D.I., Pinto, V.M. 1999. Gold in the Neoproterozoic juvenile Bossoroca Volcanic Arc of Southernmost Brazil: isotopic constraints on timing and sources. *Journal of South American Earth Sciences*, 12: 349-366.

Roser, B.P., Cooper, R.A., Nathan, S., Tulloch, A.J. 1996. Reconnaissance sandstone geochemistry, provenance, and tectonic setting of the lower Paleozoic terranes of the West Coast and Nelson, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 39: 1–16.

Roser, B.P., Korsch, R.J. 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Journal of Geology*, 94: 635–650.

Saalmann, K., Gerdes, A., Lahaye, Y., Hartmann, L.A. Remus, M.V.D., Laufer, A. 2011. Multiple accretion at the eastern margin of the Rio de La Plata craton: prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. *International Journal of Earth Sciences*, 100: 355-378.

Saalmann, K., Hartmann, L.A., Remus, M.V.D. 2005a. Tectonic evolution of two contrasting schist belts in southernmost Brazil: a plate tectonic model for the Brasiliano Orogeny. *International Geology Review*, 47: 1234-1259.

Saalmann, K., Remus, M.V.D., Hartmann, L.A. 2005c. Geochemistry and crustal evolution of volcano-sedimentary successions and orthogneisses in the São Gabriel belt, southernmost Brazil – relics of Neoproterozoic magmatic arcs. *Gondwana Research*, 8: 143-163.

Saalmann, K., Remus, M.V.D., Hartmann, L.A. 2006a. Structural evolution and tectonic setting of the Porongos Belt, southern Brazil. *Geological Magazine*, 143: 59-88.

Saalmann, K., Remus, M.V.D., Hartmann, L.A. 2006b. Tectonic evolution of the Neoproterozoic juvenile São Gabriel belt, southern Brazil – constraints on Brasiliano Orogenic evolution of the La Plata cratonic margin. *Journal of South American Earth Sciences*, 21: 204-227.

Saalmann, K., Hartmann, L.A., Remus, M.V.D., Koester, E., Conceição, R.V. 2005 b. Sm-Nd isotope geochemistry of metamorphic volcano-sedimentary successions in the São Gabriel belt, southernmost Brazil: evidence for the existence of juvenile Neoproterozoic oceanic crust to the east of the La Plata Craton. *Precambrian Research*, 136: 159-175.

Silva, L.C., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R. 1999. SHRIMP U-Pb Zircon Dating of Neoproterozoic Granitic Magmatism and Collision in the Pelotas Batholith, Southernmost Brazil. *International Geology Reviews*, 41: 531-551.

Silva, L.C., McNaughton, N.J., Hartmann, L.A., Fletcher, I.R. 1997. UPb (SHRIMP) geochronology in the Camboriú Complex and other gneisses from the basement of the Neoproterozoic Southern Brazilian Granitic province, Brazil. SBG, International Symposium of Granitic Rocks and Associated Mineralization II, Salvador, *Boletim de Resumos Expandidos*, 278–279.

Soliani Jr., E. 1986. *Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica*. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade de São Paulo, 425p, inédito.

Sommer, C.; Lima, E.; Nardi, L.; Figueiredo, A. & Pierosan, R. 2005. Potassic and low- and high-Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 18: 237-254.

Taylor, S.R., McLennan, S.M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford.

Vasquez, M.L., 1997. *Evolução petrogenética dos granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul - RS*. Porto Alegre. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Dissertação de Mestrado, 195p.

Wildner, W. and Ramgrab, G.E. 1994. O Diorito Capim Branco. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú, *Boletim de Resumos Expandidos*, 3: 61–62.

Williams, I.S. 1998. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. In: McKibben, M.A., Shanks III, W.C., and Ridley, W.I. (Eds.). Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. *Reviews in Economic Geology*, 7: 1-35.

Zvirtes, G. 2012. *Evolução tectônica do metagranito Capané, Complexo Porongos, Cachoeira do Sul – RS*. Monografia de Trabalho de Conclusão, UFRGS, Porto Alegre, 99 p.

ANEXOS

Tabela 1. Análises geoquímicas de rocha total do grupo dos filitos, Complexo Porongos da região do Capané.

Grupo	Filitos									
	Amostra	33A	41	175	202	25B	167	170	171B	197
SiO ₂	64,62	61,33	57,65	59,84	72,08	61,78	65,60	65,76	61,42	65,14
TiO ₂	1,00	0,81	1,11	0,77	0,36	0,75	0,76	0,74	0,98	0,85
Al ₂ O ₃	16,62	22,29	19,65	19,56	13,43	15,99	14,87	15,50	16,75	15,56
Fe ₂ O ₃	7,70	4,35	9,04	7,29	3,71	8,38	6,74	6,13	7,41	6,24
MnO	0,04	0,01	0,09	0,04	0,11	0,13	0,12	0,10	0,10	0,05
MgO	0,81	0,46	2,27	2,05	0,85	1,98	1,80	1,66	2,35	1,95
CaO	0,02	0,04	0,28	0,15	1,17	0,24	0,13	0,23	0,27	0,31
Na ₂ O	0,08	0,55	1,20	0,34	3,45	1,26	2,16	1,53	2,41	1,48
K ₂ O	3,28	4,56	3,86	5,76	3,03	3,34	3,06	3,49	3,04	3,07
LOI	5,50	5,30	4,30	3,90	1,50	5,80	4,50	4,50	4,90	5,00
Ba	581,00	568,00	811,00	834,00	793,00	665,00	491,00	527,00	617,00	453,00
Rb	134,00	177,70	175,70	242,00	114,80	123,00	116,30	134,90	124,10	112,40
Sr	16,70	138,70	71,50	63,10	386,10	68,00	50,20	65,00	91,70	55,30
Ta	1,20	0,90	1,40	0,90	1,70	0,70	1,10	1,30	1,10	0,90
Nb	17,80	12,50	21,80	13,60	15,80	11,70	11,70	15,30	15,10	14,70
Hf	7,10	5,20	6,70	4,80	7,70	4,20	4,60	5,40	5,20	6,00
Zr	265,10	201,70	254,00	198,50	260,80	163,20	167,80	195,00	205,70	219,20
Y	33,40	30,10	43,40	17,30	37,00	29,80	23,20	29,50	33,90	27,30
Th	15,30	15,10	20,00	15,50	23,80	9,60	8,90	13,60	10,90	11,10
U	2,40	2,20	3,10	2,30	4,20	2,10	2,30	3,10	2,20	2,20
Ni	87,00	18,00	60,00	32,00	18,00	47,00	57,00	36,00	55,00	31,00
Co	14,20	2,00	21,40	12,40	5,90	19,40	23,30	17,20	15,40	11,80
Sc	17,00	17,00	21,00	15,00	6,00	17,00	15,00	15,00	20,00	16,00
V	99,00	60,00	149,00	84,00	28,00	109,00	95,00	98,00	126,00	98,00
La	45,50	88,40	67,10	21,00	58,60	42,00	34,10	44,70	49,30	40,70
Ce	88,30	161,50	135,90	106,30	114,10	77,20	75,60	88,90	98,10	87,20
Pr	10,26	19,89	15,78	4,45	12,32	9,49	8,03	10,24	11,26	9,27
Nd	41,10	70,20	57,80	16,40	44,80	34,80	29,50	36,70	41,70	35,40
Sm	7,78	11,86	10,93	3,02	8,75	6,77	5,42	6,74	7,81	6,36
Eu	1,51	2,37	2,09	0,59	0,91	1,45	1,03	1,40	1,68	1,34
Gd	6,99	8,34	9,39	2,77	7,24	5,98	4,49	5,76	6,60	5,55
Tb	1,05	1,05	1,56	0,39	1,09	0,97	0,76	0,94	1,00	0,79
Dy	6,38	5,40	7,88	2,72	6,61	4,93	3,38	5,12	6,03	5,12
Ho	1,29	1,00	1,83	0,61	1,20	1,15	0,87	1,04	1,16	0,96
Er	3,55	3,14	4,92	1,95	3,76	3,09	2,66	3,15	3,52	2,73
Tm	0,49	0,46	0,75	0,33	0,61	0,47	0,40	0,49	0,56	0,42
Yb	3,15	2,96	4,54	2,20	3,76	3,09	2,53	3,14	3,43	2,74
Lu	0,49	0,46	0,69	0,30	0,53	0,46	0,43	0,48	0,54	0,43
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	3,89	2,75	2,93	3,06	5,37	3,86	4,41	4,24	3,67	4,19
100TiO ₂ /Zr	0,38	0,40	0,44	0,39	0,14	0,46	0,45	0,38	0,48	0,39
ΣREE	217,84	377,03	321,16	163,03	264,28	191,85	169,20	208,80	232,69	199,01
(La/Yb)N	9,74	20,13	9,96	6,44	10,51	9,16	9,09	9,60	9,69	10,01
(La/Sm)N	3,68	4,69	3,86	4,37	4,21	3,90	3,96	4,17	3,97	4,03
(Gd/Yb)N	1,79	2,27	1,66	1,01	1,55	1,56	1,43	1,48	1,55	1,63
Eu/Eu*	0,63	0,73	0,63	0,62	0,35	0,70	0,64	0,69	0,72	0,69
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	16,62	27,52	17,70	25,40	37,31	21,32	19,57	20,95	17,09	18,31
Th/Sc	0,90	0,89	0,95	1,03	3,97	0,56	0,59	0,91	0,55	0,69
La/Sc	2,68	5,20	3,20	1,40	9,77	2,47	2,27	2,98	2,47	2,54

Tabela 2. Análises geoquímicas de rocha total do grupo dos filitos, Complexo Porongos na região de Capané.

Grupo	Filitos									
	Amostra	310	311	312	198	275	278	285	286	297
SiO ₂	65,38	66,41	66,61	68,38	67,44	67,07	69,36	68,36	75,29	64,46
TiO ₂	0,75	0,83	0,77	0,70	0,65	0,71	0,70	0,68	0,58	0,87
Al ₂ O ₃	14,10	15,13	14,03	14,11	14,42	15,17	13,36	13,57	10,88	15,74
Fe ₂ O ₃	7,93	6,24	6,75	6,22	4,95	5,05	6,09	6,37	5,18	6,17
MnO	0,05	0,06	0,05	0,08	0,10	0,07	0,07	0,20	0,07	0,07
MgO	1,52	1,89	1,52	2,05	2,10	1,65	1,33	1,48	1,27	1,71
CaO	0,18	0,25	0,32	0,24	1,92	1,51	0,21	0,29	0,05	0,27
Na ₂ O	1,48	1,91	2,00	2,88	3,24	5,35	1,30	1,45	0,91	1,26
K ₂ O	2,99	3,04	2,52	2,10	3,61	1,95	2,40	2,63	1,99	3,41
LOI	5,20	3,90	5,00	3,00	1,10	1,10	4,90	4,60	3,50	5,70
Ba	464,00	412,00	462,00	357,00	955,00	387,00	402,00	529,00	464,00	513,00
Rb	109,10	105,70	90,30	83,70	125,60	109,10	95,90	103,40	81,40	119,20
Sr	54,50	61,30	76,70	76,60	383,90	189,70	47,30	66,60	27,40	48,00
Ta	1,00	0,90	0,80	0,90	0,90	1,40	0,70	0,70	0,60	0,90
Nb	13,80	13,40	12,40	11,50	14,60	22,40	11,40	11,20	9,30	13,90
Hf	6,40	6,30	4,50	4,90	6,60	6,70	5,80	5,50	4,80	5,90
Zr	239,10	225,10	180,70	170,70	221,00	255,80	228,40	198,50	180,70	217,60
Y	26,60	27,20	22,90	23,40	22,30	41,20	24,80	26,30	19,60	32,90
Th	9,30	10,30	9,40	9,00	12,90	17,30	8,00	8,70	7,50	10,90
U	2,20	2,00	2,10	2,00	2,50	4,30	3,20	2,70	1,40	2,40
Ni	40,00	34,00	32,00	42,00	35,00	31,00	80,00	49,00	27,00	39,00
Co	11,90	17,90	10,00	17,50	12,60	13,50	10,00	21,10	14,00	13,20
Sc	14,00	15,00	14,00	14,00	9,00	12,00	13,00	13,00	10,00	16,00
V	91,00	93,00	86,00	98,00	64,00	80,00	77,00	84,00	63,00	98,00
La	34,90	40,40	37,40	30,90	53,40	45,40	41,20	31,60	29,10	46,50
Ce	76,90	86,80	72,10	61,40	109,20	101,40	87,10	66,10	64,40	84,30
Pr	8,12	9,24	8,36	7,23	10,97	10,95	9,72	7,39	6,74	10,85
Nd	29,50	34,30	32,00	26,90	39,40	41,70	34,80	27,20	25,10	42,00
Sm	5,59	6,16	5,73	5,19	6,39	7,79	6,57	5,23	4,51	8,14
Eu	1,19	1,32	1,04	1,16	1,39	1,35	1,27	1,15	0,89	1,66
Gd	5,18	5,59	5,06	4,84	5,49	7,35	6,00	5,08	3,94	7,23
Tb	0,77	0,80	0,68	0,67	0,72	1,13	0,75	0,71	0,56	0,97
Dy	4,76	5,31	4,01	4,26	4,23	7,79	4,99	4,66	3,98	5,96
Ho	0,88	0,99	0,82	0,85	0,71	1,39	0,83	0,86	0,66	1,07
Er	2,60	2,70	2,22	2,47	2,34	4,27	2,39	2,51	2,02	2,88
Tm	0,42	0,43	0,35	0,40	0,31	0,64	0,35	0,36	0,29	0,47
Yb	2,61	2,68	2,36	2,52	2,05	3,75	2,46	2,35	2,21	2,87
Lu	0,36	0,41	0,37	0,38	0,29	0,56	0,36	0,35	0,29	0,44
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	4,64	4,39	4,75	4,85	4,68	4,42	5,19	5,04	6,92	4,10
100TiO ₂ /Zr	0,31	0,37	0,43	0,41	0,29	0,28	0,31	0,34	0,32	0,40
ΣREE	173,78	197,13	172,50	149,17	236,89	235,47	198,79	155,55	144,69	215,34
(La/Yb)N	9,02	10,16	10,68	8,27	17,56	8,16	11,29	9,07	8,88	10,92
(La/Sm)N	3,93	4,13	4,11	3,75	5,26	3,67	3,94	3,80	4,06	3,59
(Gd/Yb)N	1,60	1,68	1,73	1,54	2,16	1,58	1,96	1,74	1,43	2,03
Eu/Eu*	0,68	0,69	0,59	0,71	0,72	0,55	0,62	0,68	0,65	0,66
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	18,80	18,23	18,22	20,16	22,18	21,37	19,09	19,96	18,76	18,09
Th/Sc	0,66	0,69	0,67	0,64	1,43	1,44	0,62	0,67	0,75	0,68
La/Sc	2,49	2,69	2,67	2,21	5,93	3,78	3,17	2,43	2,91	2,91

Tabela 3. Análises geoquímicas de rocha total do grupo dos filitos, Complexo Porongos da região de Capané.

Grupo	Filitos									
	Amostra	299	313	314	315	316	324	327	279	321
SiO ₂	70,20	66,94	65,35	72,63	67,31	64,11	62,83	62,12	61,59	66,47
TiO ₂	0,76	0,71	0,84	0,63	0,74	0,89	0,81	0,57	0,90	0,71
Al ₂ O ₃	13,77	14,35	16,03	12,22	14,50	16,12	18,52	18,01	16,59	14,98
Fe ₂ O ₃	5,06	6,57	6,22	4,83	6,60	7,07	5,07	6,36	7,98	6,01
MnO	0,05	0,05	0,07	0,05	0,07	0,04	0,03	0,10	0,09	0,04
MgO	1,41	1,72	2,17	1,47	2,10	1,58	1,41	2,47	2,72	2,25
CaO	0,26	0,25	0,24	0,20	0,17	0,23	0,14	0,60	0,24	0,20
Na ₂ O	1,96	1,64	2,04	1,36	1,93	1,80	0,83	1,64	2,72	2,26
K ₂ O	2,50	2,91	3,55	2,66	2,86	3,32	5,30	4,01	2,85	3,19
LOI	3,70	4,60	3,10	3,60	3,40	4,50	4,80	3,70	3,90	3,50
Ba	478,00	451,00	522,00	558,00	349,00	492,00	662,00	903,00	430,00	700,00
Rb	96,10	104,30	123,30	93,10	99,90	110,80	191,30	127,00	91,70	112,70
Sr	82,00	56,70	66,70	52,90	56,40	64,90	39,00	142,40	97,50	118,50
Ta	0,80	0,90	0,90	0,90	1,00	1,00	1,50	3,50	0,70	0,90
Nb	12,40	11,10	14,20	13,20	13,10	14,50	18,20	39,90	12,70	13,20
Hf	5,80	3,30	5,10	4,90	5,10	5,90	5,70	9,10	5,10	5,40
Zr	230,00	159,40	208,70	179,80	179,00	212,40	204,60	247,00	187,80	208,90
Y	26,00	23,30	28,00	26,20	27,90	29,30	35,00	53,90	28,80	24,10
Th	8,80	8,60	11,70	9,80	9,30	11,40	17,40	25,90	9,30	9,40
U	3,00	1,80	2,90	2,00	2,00	3,10	4,40	7,30	2,20	2,20
Ni	34,00	44,00	39,00	37,00	43,00	44,00	55,00	52,00	54,00	85,00
Co	11,50	18,10	14,40	7,90	17,00	18,70	23,30	16,40	20,40	9,50
Sc	13,00	15,00	15,00	11,00	14,00	16,00	16,00	12,00	18,00	13,00
V	83,00	92,00	100,00	70,00	92,00	107,00	84,00	90,00	110,00	86,00
La	37,20	33,60	37,00	34,50	52,40	38,40	46,20	39,40	41,80	45,70
Ce	78,60	63,50	83,90	65,80	89,10	84,50	98,10	93,70	88,10	95,70
Pr	8,88	7,90	8,95	7,74	12,10	9,21	10,85	10,80	9,67	10,55
Nd	33,60	28,60	34,60	27,70	46,90	34,60	40,30	39,80	37,50	37,20
Sm	6,05	4,95	6,53	4,99	8,47	6,74	8,08	9,93	7,24	6,83
Eu	1,19	1,10	1,26	0,90	1,70	1,31	1,33	1,26	1,49	1,55
Gd	5,48	4,53	5,67	5,14	7,25	5,97	6,91	9,88	6,29	5,58
Tb	0,79	0,77	0,84	0,75	0,99	0,89	1,05	1,53	0,90	0,79
Dy	4,62	4,59	5,09	4,66	5,64	5,64	6,17	10,10	5,43	4,54
Ho	0,94	0,89	1,07	0,88	1,08	1,01	1,09	1,83	0,94	0,78
Er	2,40	2,64	2,97	2,73	2,76	3,12	3,17	5,04	2,66	2,37
Tm	0,41	0,38	0,45	0,39	0,44	0,47	0,52	0,81	0,43	0,33
Yb	2,61	2,08	2,95	2,54	2,85	2,87	3,22	5,06	2,58	2,24
Lu	0,36	0,38	0,44	0,38	0,44	0,48	0,47	0,72	0,41	0,32
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	5,10	4,66	4,08	5,94	4,64	3,98	3,39	3,45	3,71	4,44
100TiO ₂ /Zr	0,33	0,45	0,40	0,35	0,41	0,42	0,40	0,23	0,48	0,34
ΣREE	183,13	155,91	191,72	159,10	232,12	195,21	227,46	229,86	205,44	214,48
(La/Yb)N	9,61	10,89	8,46	9,16	12,04	9,02	9,67	5,25	10,92	13,75
(La/Sm)N	3,87	4,27	3,56	4,35	3,89	3,58	3,60	2,50	3,63	4,21
(Gd/Yb)N	1,69	1,75	1,55	1,63	2,05	1,67	1,73	1,57	1,96	1,98
Eu/Eu*	0,63	0,71	0,63	0,54	0,66	0,63	0,54	0,39	0,68	0,77
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	18,12	20,21	19,08	19,40	19,59	18,11	22,86	31,60	18,43	21,10
Th/Sc	0,68	0,57	0,78	0,89	0,66	0,71	1,09	2,16	0,52	0,72
La/Sc	2,86	2,24	2,47	3,14	3,74	2,40	2,89	3,28	2,32	3,52

Tabela 4. Análises geoquímicas de rocha total do grupo dos filitos e clorita xistos, Complexo Porongos, região de Capané.

Grupo	Filitos		Clorita xistos				
	Amostra	318	319	300	301	302	322
SiO ₂		64,55	64,96	50,43	43,46	49,35	43,51
TiO ₂		0,87	0,87	1,55	1,64	1,59	3,83
Al ₂ O ₃		15,88	15,77	16,67	19,06	16,22	15,68
Fe ₂ O ₃		6,78	6,87	11,11	13,20	12,59	19,48
MnO		0,05	0,05	0,08	0,12	0,14	0,38
MgO		2,15	2,22	9,24	10,35	6,94	5,29
CaO		0,23	0,22	0,48	0,51	1,93	1,28
Na ₂ O		2,07	2,11	3,89	4,50	3,87	1,92
K ₂ O		3,35	3,34	0,07	0,11	0,77	2,22
LOI		3,70	3,20	6,00	6,50	6,10	5,30
Ba		445,00	461,00	89,00	111,00	232,00	1004,00
Rb		113,40	114,60	2,80	2,60	26,10	43,30
Sr		57,00	64,10	93,90	112,50	118,40	231,40
Ta		0,80	0,90	1,90	1,60	1,70	1,20
Nb		13,30	14,00	33,90	30,80	31,40	18,10
Hf		5,60	5,50	2,70	2,70	2,60	7,80
Zr		191,00	212,00	112,10	116,90	127,20	328,70
Y		28,70	29,90	19,40	21,90	20,80	48,70
Th		11,10	10,60	2,90	2,50	2,90	2,20
U		2,10	2,20	0,70	0,50	0,80	1,40
Ni		46,00	45,00	89,00	121,00	31,00	18,00
Co		18,80	18,30	42,60	51,80	44,10	40,20
Sc		16,00	16,00	34,00	40,00	35,00	36,00
V		95,00	102,00	269,00	282,00	298,00	310,00
La		38,90	39,80	23,40	19,60	22,10	43,70
Ce		85,60	87,60	47,60	39,20	44,00	102,90
Pr		9,15	9,61	5,05	4,92	4,85	12,39
Nd		33,90	37,90	20,60	18,60	19,60	53,60
Sm		6,37	7,09	4,02	4,25	3,65	10,63
Eu		1,35	1,47	1,31	1,13	1,10	3,49
Gd		6,29	6,04	3,99	3,90	4,06	10,67
Tb		0,90	0,91	0,58	0,67	0,62	1,40
Dy		5,26	5,43	4,24	4,43	3,48	9,08
Ho		0,98	0,99	0,72	0,75	0,77	1,56
Er		2,89	3,02	1,92	2,25	2,18	4,74
Tm		0,44	0,43	0,30	0,30	0,34	0,65
Yb		2,86	2,96	1,77	2,14	2,20	4,28
Lu		0,43	0,43	0,30	0,34	0,35	0,66
SiO ₂ /Al ₂ O ₃		4,06	4,12	3,03	2,28	3,04	2,77
100TiO ₂ /Zr		0,46	0,41	1,38	1,40	1,25	1,17
ΣREE		195,32	203,68	115,80	102,48	109,30	259,75
(La/Yb)N		9,17	9,07	8,91	6,17	6,77	6,88
(La/Sm)N		3,84	3,53	3,66	2,90	3,81	2,59
(Gd/Yb)N		1,77	1,64	1,81	1,47	1,48	2,01
Eu/Eu*		0,65	0,69	1,00	0,85	0,87	1,00
Al ₂ O ₃ /TiO ₂		18,25	18,13	10,75	11,62	10,20	4,09
Th/Sc		0,69	0,66	0,09	0,06	0,08	0,06
La/Sc		2,43	2,49	0,69	0,49	0,63	1,21

Tabela 5 Análises geoquímicas de rocha total do grupo dos quartzitos, Complexo Porongos, região de Capané.

Grupo	Quartzitos					
	Amostra	32	201	205	207	288
SiO ₂	87,41	90,96	90,52	79,68	86,33	83,27
TiO ₂	0,38	0,07	0,19	0,27	0,11	0,05
Al ₂ O ₃	5,28	3,85	4,35	10,22	7,52	7,14
Fe ₂ O ₃	3,69	1,27	0,99	1,78	1,33	3,09
MnO	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,09
MgO	0,18	0,87	0,19	0,62	0,32	0,33
CaO	0,08	0,01	0,05	0,12	0,07	0,15
Na ₂ O	0,04	0,06	0,08	0,10	2,73	0,97
K ₂ O	1,59	1,65	2,75	5,31	0,90	3,95
LOI	1,10	1,20	0,80	1,70	0,60	0,70
Ba	486,00	406,00	312,00	517,00	369,00	1475,00
Rb	37,10	29,50	43,10	92,50	27,90	66,50
Sr	14,90	71,50	35,30	51,80	94,40	173,70
Ta	0,50	0,20	0,30	0,40	0,10	<0,1
Nb	6,90	2,00	5,50	5,00	3,20	0,80
Hf	8,80	3,40	11,80	11,60	1,90	0,70
Zr	328,90	129,40	476,10	409,90	82,90	16,60
Y	21,70	7,90	13,30	10,30	3,60	2,60
Th	6,60	3,80	8,40	7,20	2,30	0,60
U	1,40	1,00	1,50	1,30	0,20	0,10
Ni	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Co	6,20	1,60	0,50	1,30	1,40	3,60
Sc	5,00	1,00	1,00	3,00	2,00	2,00
V	31,00	12,00	<8	16,00	<8	9,00
La	48,40	30,60	15,50	17,90	7,60	3,40
Ce	97,90	47,50	33,30	38,20	13,50	6,00
Pr	10,43	4,94	3,67	4,40	1,54	0,68
Nd	37,40	16,70	13,60	16,50	5,10	2,10
Sm	6,58	2,68	2,54	3,07	0,94	0,44
Eu	1,44	0,55	0,47	0,80	0,41	0,13
Gd	5,07	2,36	2,25	2,39	0,84	0,51
Tb	0,76	0,27	0,35	0,31	0,12	0,07
Dy	4,32	1,54	1,96	1,92	0,63	0,38
Ho	0,76	0,26	0,47	0,33	0,14	0,06
Er	2,35	0,85	1,28	0,99	0,34	0,29
Tm	0,33	0,11	0,20	0,14	0,05	0,03
Yb	2,33	0,69	1,16	1,11	0,35	0,21
Lu	0,33	0,11	0,22	0,19	0,06	0,04
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	16,55	23,63	20,81	7,80	11,48	11,66
100TiO ₂ /Zr	0,12	0,05	0,04	0,07	0,13	0,30
ΣREE	218,40	109,16	76,97	88,25	31,62	14,34
(La/Yb)N	14,00	29,90	9,01	10,87	14,64	10,92
(La/Sm)N	4,63	7,18	3,84	3,67	5,09	4,86
(Gd/Yb)N	1,75	2,76	1,56	1,73	1,94	1,97
Eu/Eu*	0,76	0,67	0,60	0,90	1,41	0,84
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	13,89	55,00	22,89	37,85	68,36	142,80
Th/Sc	1,32	3,80	8,40	2,40	1,15	0,30
La/Sc	9,68	30,60	15,50	5,97	3,80	1,70

Tabela 6 Resultados isotópicos das análises U-Pb SHRIMP da amostra 198

Nome do Spot	U ppm	Th ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Pb ppm	4f(206) ₂ (%)	Razões isotópicas					err corr	Idades		Conc (%)
						$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		
1321F.1-1	128	233	1,88	25,1	0,440	0,2269 ± 1,93	2,6527 ± 3,12	0,0847 ± 2,49	0,0648 ± 2,38	0,619	1318 ± 23	1311 ± 48	101	
1317G.1-1	304	105	0,36	50,5	0,000	0,1929 ± 1,24	2,1431 ± 1,50	0,0806 ± 0,86	0,0551 ± 1,75	0,823	1137 ± 13	1211 ± 17	94	
1317G.2-1	290	260	0,93	24,2	1,921	0,0955 ± 1,35	0,7944 ± 6,88	0,0603 ± 6,75	0,0275 ± 4,37	0,197	588 ± 8	616 ± 146	95	
1317G.2-2	112	87	0,80	41,4	0,000	0,4304 ± 1,46	8,5031 ± 1,68	0,1433 ± 0,83	0,1144 ± 1,82	0,868	2307 ± 28	2267 ± 14	102	
1317G.3-1	207	136	0,68	31,5	0,402	0,1766 ± 1,27	1,8199 ± 2,31	0,0747 ± 1,92	0,0512 ± 2,26	0,552	1048 ± 12	1062 ± 39	99	
1317G.3-2	144	57	0,41	22,5	0,749	0,1809 ± 1,37	1,9487 ± 3,19	0,0781 ± 2,87	0,0512 ± 4,93	0,431	1072 ± 14	1150 ± 57	93	
1317G.5-1	219	129	0,61	17,8	0,000	0,0946 ± 1,32	0,7929 ± 2,00	0,0608 ± 1,50	0,0280 ± 2,01	0,660	583 ± 7	631 ± 32	92	
1317G.4-1	47	78	1,70	3,7	0,000	0,0911 ± 2,99	0,7769 ± 4,66	0,0619 ± 3,58	0,0268 ± 3,84	0,641	562 ± 16	670 ± 77	84	
1317G.4-2	47	81	1,78	3,7	0,000	0,0912 ± 2,63	0,7871 ± 5,13	0,0626 ± 4,40	0,0286 ± 3,82	0,513	563 ± 14	695 ± 94	84	
1317G.4-3	646	716	1,15	49,6	0,636	0,0889 ± 1,44	0,7429 ± 2,81	0,0606 ± 2,41	0,0266 ± 1,95	0,512	549 ± 8	626 ± 52	88	
1317G.2-3	292	105	0,37	85,7	0,020	0,3415 ± 1,51	5,8059 ± 1,62	0,1233 ± 0,58	0,0913 ± 1,84	0,933	1894 ± 25	2005 ± 10	94	
1321F.10-1	227	52	0,24	50,5	0,541	0,2594 ± 2,60	3,3488 ± 2,99	0,0936 ± 1,48	0,0372 ± 8,79	0,868	1487 ± 34	1500 ± 28	99	
1321F.1-2	161	96	0,61	35,9	0,371	0,2595 ± 2,32	3,6064 ± 2,68	0,1008 ± 1,33	0,0629 ± 3,21	0,868	1487 ± 31	1639 ± 25	90	
1321F.3-1	84	72	0,89	28,2	0,000	0,3923 ± 2,65	7,5509 ± 3,06	0,1396 ± 1,54	0,1096 ± 3,36	0,864	2134 ± 48	2222 ± 27	95	
1321F.12-3	42	71	1,76	3,4	0,000	0,0939 ± 3,64	0,7731 ± 6,83	0,0597 ± 5,78	0,0275 ± 5,47	0,533	579 ± 20	593 ± 125	98	
1321F.10-2	221	117	0,55	19,4	0,176	0,1021 ± 1,96	0,8806 ± 4,01	0,0625 ± 3,50	0,0295 ± 4,18	0,488	627 ± 12	692 ± 75	90	
1321F.9-1	122	66	0,56	24,4	0,118	0,2330 ± 11,2	3,0612 ± 11,4	0,0953 ± 2,14	0,0647 ± 11,6	0,982	1350 ± 137	1534 ± 40	87	
198-1.1	82	20	0,25	29,1	0,106	0,4128 ± 1,07	8,1365 ± 1,27	0,1429 ± 0,69	0,1183 ± 2,63	0,838	2228 ± 20	2263 ± 12	98	
198-2.1	122	97	0,82	24,7	0,000	0,2364 ± 0,99	2,9265 ± 1,29	0,0898 ± 0,83	0,0694 ± 2,01	0,764	1368 ± 12	1421 ± 16	96	
198-3.1	208	75	0,37	23,5	0,077	0,1313 ± 0,96	1,1798 ± 1,82	0,0652 ± 1,55	0,0382 ± 2,66	0,527	795 ± 7	781 ± 33	102	
198-4.1	273	211	0,80	78,7	0,099	0,3350 ± 0,89	5,2010 ± 1,01	0,1126 ± 0,48	0,0954 ± 1,75	0,879	1863 ± 14	1842 ± 9	101	
198-5.1	71	26	0,38	16,5	0,000	0,2710 ± 1,13	3,5541 ± 1,51	0,0951 ± 1,01	0,0614 ± 5,50	0,745	1546 ± 15	1530 ± 19	101	
198-6.1	47	18	0,40	16,2	0,000	0,4041 ± 1,26	7,3777 ± 1,55	0,1324 ± 0,90	0,0875 ± 6,14	0,812	2188 ± 23	2130 ± 16	103	
198-7.1	314	177	0,58	34,0	0,083	0,1259 ± 0,91	1,1246 ± 1,31	0,0648 ± 0,94	0,0284 ± 6,02	0,694	765 ± 7	767 ± 20	100	
198-8.1	126	63	0,51	28,8	0,018	0,2650 ± 0,99	3,3834 ± 1,55	0,0926 ± 1,19	0,0537 ± 6,97	0,642	1515 ± 13	1480 ± 22	102	
198-9.1	84	32	0,40	16,8	0,000	0,2334 ± 1,13	2,7661 ± 1,61	0,0859 ± 1,14	0,0489 ± 8,72	0,705	1353 ± 14	1337 ± 22	101	
198-10.1	244	72	0,31	82,5	0,008	0,3930 ± 0,91	6,9034 ± 1,48	0,1274 ± 1,16	0,0884 ± 8,63	0,617	2137 ± 17	2062 ± 20	104	
198-61.1	285	210	0,76	31,8	-0,012	0,1302 ± 0,82	1,1804 ± 1,14	0,0658 ± 0,79	0,0398 ± 1,25	0,718	789 ± 6	799 ± 17	99	
198-55.1	115	125	1,12	21,3	0,321	0,2145 ± 0,94	2,4585 ± 1,87	0,0831 ± 1,60	0,0585 ± 1,61	0,502	1253 ± 11	1272 ± 32	98	
198-30.1	161	76	0,49	51,3	0,032	0,3715 ± 0,83	6,4892 ± 0,98	0,1267 ± 0,51	0,1062 ± 1,35	0,854	2036 ± 15	2053 ± 9	99	

Tabela 7 Resultados isotópicos das análises U-Pb SHRIMP da amostra 300.

Nome do Spot	U ppm	Th ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Pb ppm	$4f(206)_2$ (%)	Razões isotópicas					Idades		Conc (%)
						$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	err corr	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
300-1.1	63	25	0,40	5,1	0,353	0,0932 ± 1,39	0,7651 ± 5,51	0,0595 ± 5,33	0,0300 ± 7,06	0,252	574 ± 8	587 ± 116	98
300-2.1	322	135	0,43	35,7	0,000	0,1294 ± 0,91	1,1898 ± 1,23	0,0667 ± 0,83	0,0375 ± 1,68	0,743	784 ± 7	829 ± 17	95
300-3.1	91	66	0,75	10,2	0,000	0,1299 ± 1,14	1,1885 ± 1,92	0,0664 ± 1,55	0,0410 ± 2,27	0,592	787 ± 8	818 ± 32	96
300-4.1	152	159	1,08	13,6	0,154	0,1038 ± 1,09	0,8648 ± 2,26	0,0604 ± 1,99	0,0318 ± 2,05	0,481	637 ± 7	618 ± 43	103
300-5.1	322	441	1,41	27,6	0,021	0,0997 ± 0,90	0,8458 ± 1,45	0,0615 ± 1,14	0,0303 ± 1,30	0,617	613 ± 5	658 ± 25	93
300-6.1	96	91	0,98	33,6	0,163	0,4074 ± 1,09	7,7690 ± 1,46	0,1383 ± 0,97	0,1135 ± 1,72	0,745	2203 ± 20	2206 ± 17	100
300-7.1	112	54	0,50	9,2	0,476	0,0948 ± 1,14	0,7698 ± 3,24	0,0589 ± 3,04	0,0279 ± 3,86	0,351	584 ± 6	562 ± 66	104
300-8.1	85	50	0,61	15,4	0,000	0,2117 ± 1,14	2,4518 ± 1,65	0,0840 ± 1,19	0,0644 ± 3,63	0,694	1238 ± 13	1293 ± 23	96
300-9.1	90	51	0,58	8,4	0,041	0,1084 ± 1,40	0,9200 ± 2,57	0,0615 ± 2,16	0,0343 ± 3,05	0,545	664 ± 9	658 ± 46	101
300-10.1	179	180	1,04	14,8	0,210	0,0961 ± 1,06	0,7928 ± 2,00	0,0598 ± 1,69	0,0287 ± 2,11	0,531	592 ± 6	597 ± 36	99
300-11.1	164	120	0,76	13,5	0,212	0,0957 ± 1,04	0,7898 ± 3,18	0,0599 ± 3,02	0,0287 ± 2,76	0,327	589 ± 6	600 ± 65	98
300-12.1	58	77	1,38	18,4	0,053	0,3720 ± 1,21	6,6079 ± 1,52	0,1288 ± 0,93	0,1069 ± 1,68	0,790	2039 ± 21	2082 ± 16	98
300-13.1	82	79	1,00	6,8	0,255	0,0970 ± 1,34	0,8053 ± 6,02	0,0602 ± 5,86	0,0306 ± 3,71	0,223	597 ± 8	611 ± 127	98
300-14.1	111	86	0,80	9,3	0,335	0,0972 ± 1,11	0,8043 ± 3,67	0,0600 ± 3,49	0,0294 ± 3,02	0,302	598 ± 6	603 ± 76	99
300-15.1	129	71	0,57	11,3	0,239	0,1015 ± 1,07	0,8558 ± 3,63	0,0611 ± 3,47	0,0310 ± 3,89	0,294	623 ± 6	644 ± 74	97
300-16.1	211	122	0,60	73,3	0,039	0,4042 ± 0,91	7,6553 ± 1,03	0,1374 ± 0,47	0,1142 ± 1,33	0,891	2188 ± 17	2194 ± 8	100
300-17.1	250	115	0,47	28,4	0,000	0,1323 ± 0,93	1,1936 ± 1,30	0,0655 ± 0,90	0,0406 ± 2,08	0,718	801 ± 7	789 ± 19	101
300-18.1	59	75	1,31	20,2	-0,142	0,4007 ± 1,26	7,6026 ± 1,51	0,1376 ± 0,84	0,1135 ± 1,70	0,831	2172 ± 23	2197 ± 15	99
300-19.1	304	185	0,63	25,5	0,047	0,0975 ± 0,89	0,8018 ± 1,64	0,0596 ± 1,37	0,0304 ± 1,73	0,543	600 ± 5	590 ± 30	102
300-20.1	370	211	0,59	31,7	0,000	0,0997 ± 0,99	0,8288 ± 1,33	0,0603 ± 0,89	0,0305 ± 1,58	0,743	613 ± 6	614 ± 19	100
300-21.1	152	97	0,66	13,2	0,000	0,1016 ± 1,00	0,8432 ± 1,70	0,0602 ± 1,38	0,0320 ± 4,35	0,587	624 ± 6	611 ± 30	102
300-22.1	250	131	0,54	20,9	0,021	0,0976 ± 0,91	0,8162 ± 1,44	0,0607 ± 1,11	0,0296 ± 1,81	0,633	600 ± 5	627 ± 24	96
300-23.1	347	349	1,04	28,1	0,000	0,0941 ± 0,87	0,7816 ± 1,27	0,0603 ± 0,92	0,0288 ± 1,31	0,685	580 ± 5	613 ± 20	94
300-24.1	452	267	0,61	38,2	0,277	0,0981 ± 0,85	0,8095 ± 1,47	0,0598 ± 1,20	0,0297 ± 1,96	0,578	603 ± 5	598 ± 26	101
300-25.1	331	138	0,43	26,6	0,505	0,0930 ± 0,89	0,7546 ± 2,42	0,0588 ± 2,25	0,0231 ± 3,62	0,367	574 ± 5	561 ± 49	102
300-26.1	41	10	0,25	12,9	-0,060	0,3700 ± 1,33	6,4171 ± 1,68	0,1258 ± 1,03	0,1132 ± 3,34	0,790	2029 ± 23	2040 ± 18	99
300-27.1	74	22	0,30	13,4	0,343	0,2086 ± 1,23	2,3090 ± 2,20	0,0803 ± 1,82	0,0578 ± 4,65	0,558	1221 ± 14	1204 ± 36	101
300-28.1	161	60	0,39	18,0	0,000	0,1306 ± 0,96	1,1754 ± 1,47	0,0653 ± 1,11	0,0401 ± 2,16	0,654	791 ± 7	783 ± 23	101
300-29.1	95	103	1,13	7,4	0,000	0,0912 ± 1,14	0,7510 ± 2,13	0,0597 ± 1,81	0,0285 ± 2,36	0,532	563 ± 6	594 ± 39	95
300-30.1	372	146	0,41	126,1	0,094	0,3942 ± 0,85	7,2068 ± 0,92	0,1326 ± 0,35	0,1093 ± 1,25	0,926	2142 ± 15	2133 ± 6	100
300-31.1	130	154	1,22	10,4	0,314	0,0924 ± 1,37	0,7501 ± 2,67	0,0589 ± 2,29	0,0287 ± 2,31	0,514	570 ± 7	562 ± 50	101
300-32.1	604	84	0,14	53,0	0,057	0,1021 ± 0,84	0,8429 ± 1,12	0,0599 ± 0,74	0,0301 ± 3,72	0,750	627 ± 5	599 ± 16	105

300-33.1	442	422	0,99	35,8	0,016	0,0942 ± 1,06	0,7704 ± 1,38	0,0593 ± 0,88	0,0285 ± 1,41	0,772	580 ± 6	579 ± 19	100
300-34.1	159	98	0,64	12,3	0,233	0,0896 ± 1,07	0,7218 ± 2,64	0,0584 ± 2,41	0,0275 ± 2,64	0,405	553 ± 6	546 ± 53	101
300-35.1	93	99	1,10	32,1	0,107	0,4002 ± 1,09	7,5545 ± 1,28	0,1369 ± 0,67	0,1106 ± 1,48	0,853	2170 ± 20	2189 ± 12	99
300-36.1	57	71	1,28	4,7	0,385	0,0951 ± 2,50	0,7739 ± 4,25	0,0590 ± 3,44	0,0298 ± 5,00	0,587	585 ± 14	569 ± 75	103
300-37.1	297	180	0,62	25,0	0,096	0,0980 ± 0,89	0,8116 ± 2,05	0,0601 ± 1,85	0,0300 ± 2,06	0,434	603 ± 5	606 ± 40	99
300-38.1	147	67	0,47	16,5	0,000	0,1303 ± 0,99	1,1633 ± 1,55	0,0647 ± 1,20	0,0394 ± 2,14	0,637	790 ± 7	765 ± 25	103
300-39.1	355	234	0,68	118,3	0,042	0,3876 ± 0,83	7,2344 ± 0,91	0,1354 ± 0,36	0,1086 ± 1,37	0,917	2112 ± 15	2169 ± 6	97
300-40.1	67	34	0,52	5,6	-0,010	0,0967 ± 1,25	0,8144 ± 2,42	0,0611 ± 2,07	0,0314 ± 3,23	0,517	595 ± 7	641 ± 45	93
300-2.2	130	90	0,72	42,6	0,159	0,3817 ± 1,02	7,1889 ± 1,17	0,1366 ± 0,58	0,1082 ± 1,47	0,871	2084 ± 18	2185 ± 10	95
300-13.2	85	62	0,75	7,2	0,000	0,0984 ± 1,17	0,8186 ± 2,25	0,0604 ± 1,92	0,0311 ± 2,60	0,522	605 ± 7	616 ± 41	98

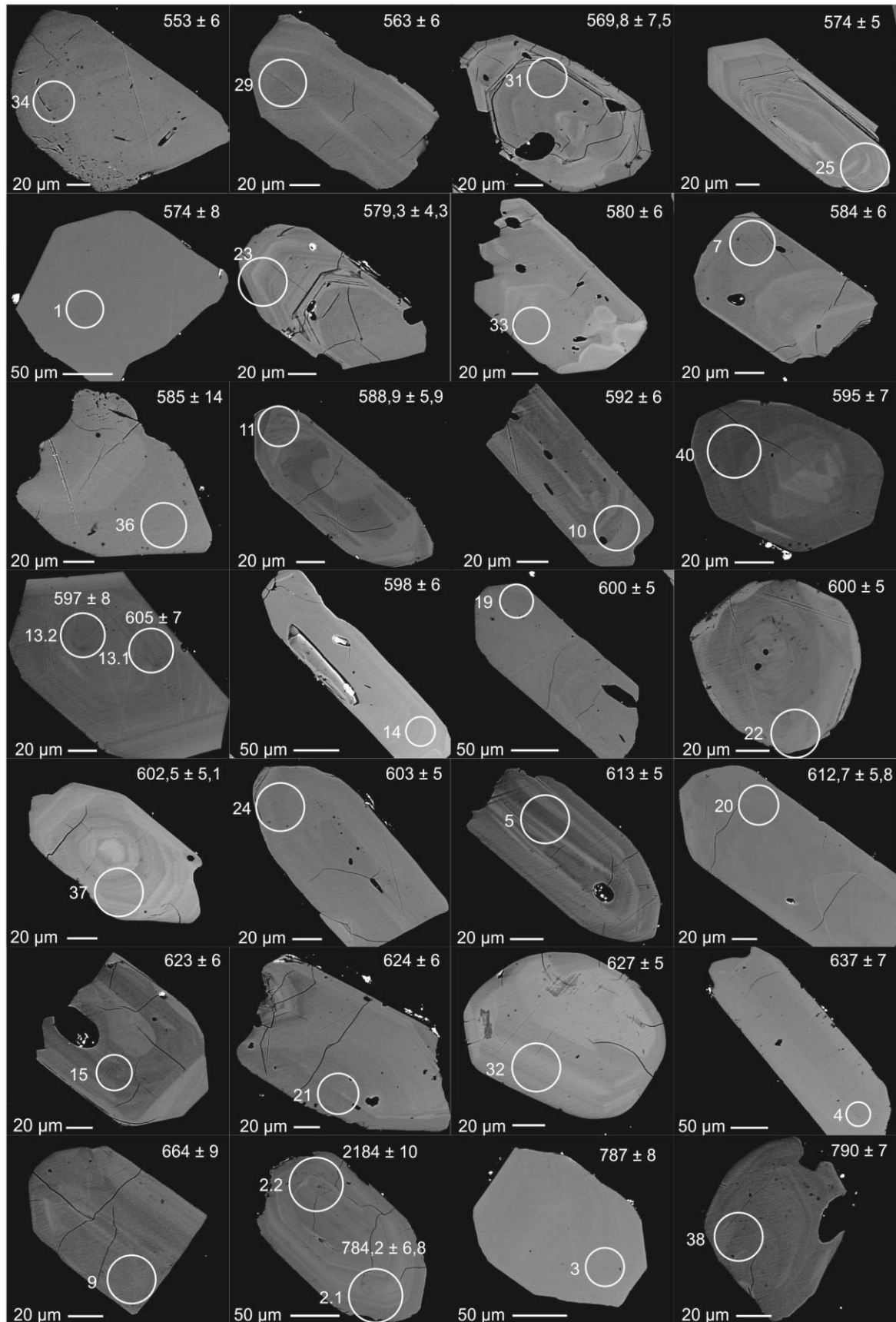


Figura 1. Imagem de *back scattered eléctron* dos zircões da amostra 300 com o local da análise indicado pelo círculo branco e idade expressa em Ma.

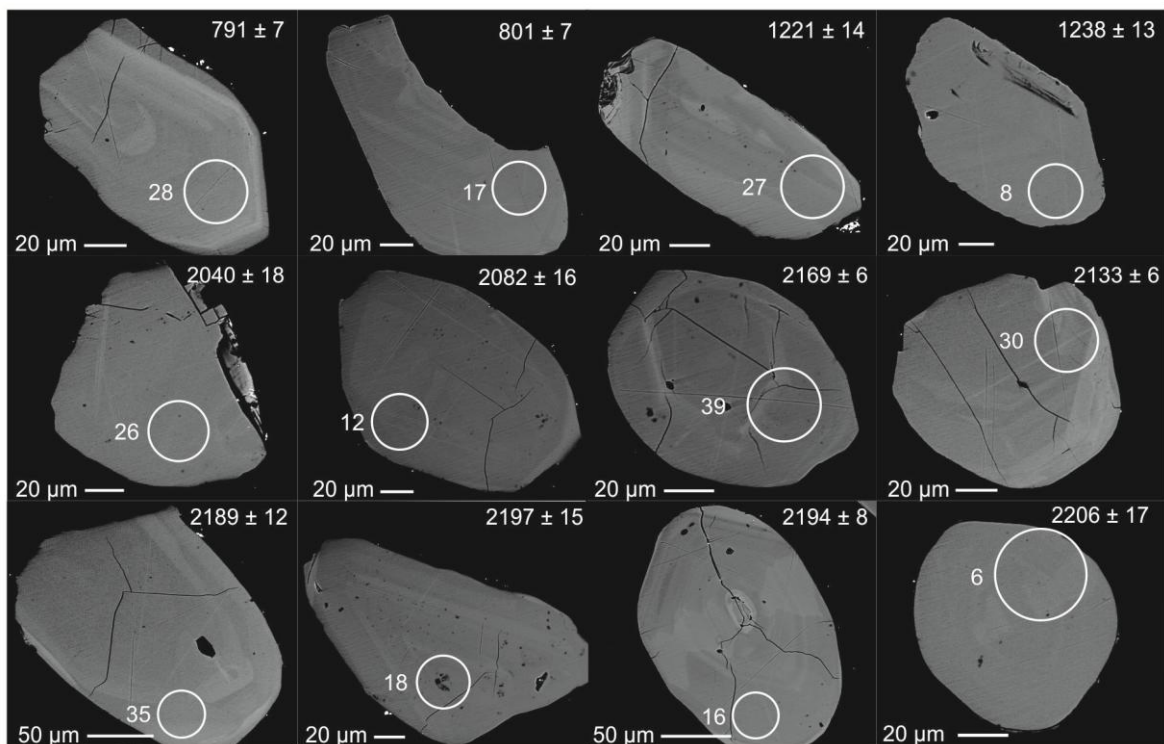


Figura 2 Imagem de *back scattered elétron* dos zircões da amostra 300 com o local da análise indicado pelo círculo branco e idade expressa em Ma.

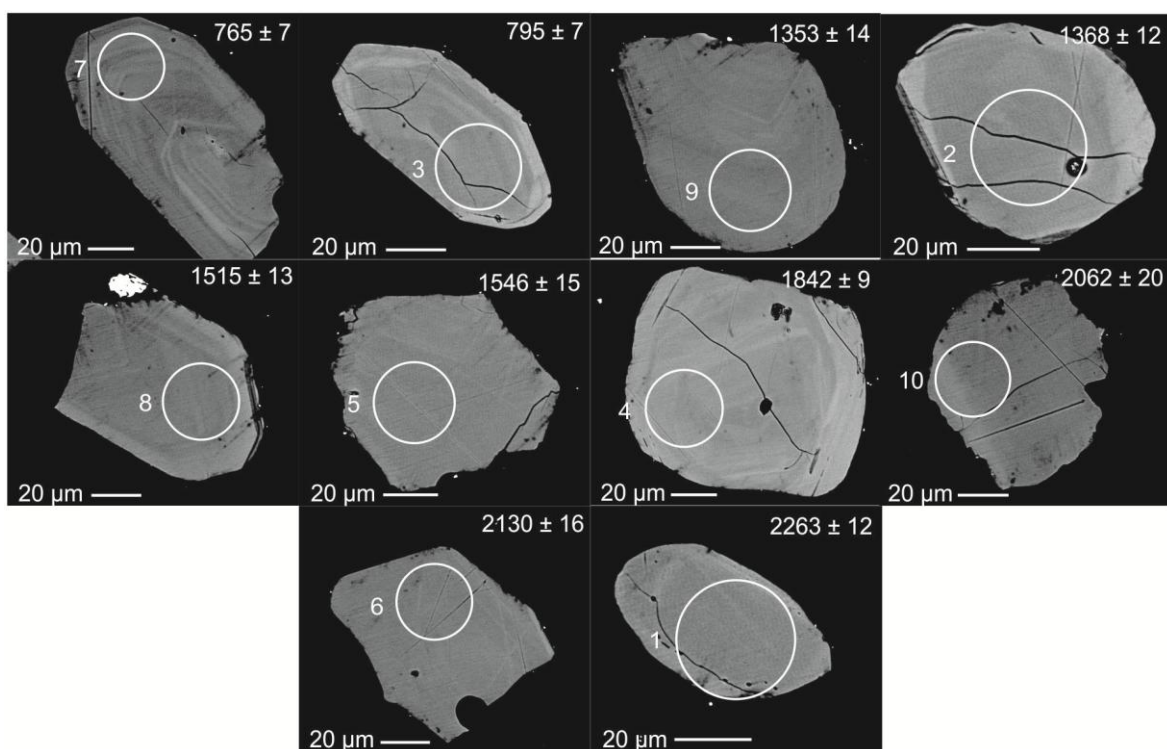


Figura 3. Imagem de *back scattered elétron* dos zircões da amostra 198 com o local da análise indicado pelo círculo branco e idade expressa em Ma.

Tabela 5 – Coordenadas UTM para os pontos de campo na região do Capané (datum Corrego Alegre 21)

Ponto de Campo	UTM N	UTM E	Ponto de Campo	UTM N	UTM E
22	313022	6633192	304	306872	6627801
23	311693	6633986	305	306892	6627815
24	311364	6634102	306	306917	6627825
25	310747	6634142	307	306924	6627847
26	312311	6633657	308	306959	6627880
27	313588	6631627	309	305898	6627134
28	313179	6631765	310	305991	6627007
29	310622	6626622	311	306033	6627022
30	311736	6628780	312	306068	6627041
31	311951	6627547	313	306091	6627049
32	308722	6624496	314	306123	6627088
33	308448	6623998	315	306150	6627098
34	308273	6627774	316	306184	6627110
35	306189	6622909	317	306238	6627132
36	306010	6622943	318	306244	6627174
39	314512	6628821	319	306271	6627203
40	314999	6628064	320	306301	6627217
41	315977	6623060	321	306316	6627258
44	314305	6628598	322	306362	6627314
45	312872	6629564	324	306472	6627453
46	318254	6632941	327	306512	6627564
47	317914	6632671	328	306544	6627605
50	306593	6620593	329	306579	6627629
161	305770	6626089	C01	311194	6629939
165	305973	6626729	C02	310863	6631080
166	305976	6622795	C03	311172	6632439
167	305970	6626814	C04	311120	6633205
168	306021	6626905	C05	311017	6633319
169	305994	6626941	C06	311597	6634052
170	306000	6626969	C08	306989	6629891
171	305995	6627095	C09	307060	6629890
172	306236	6627188	C10	307605	6629903
173	306300	6627480	C11	310581	6634026
174	308110	6624590	C12	307290	6620494
175	308094	6624596	C13	307441	6620551
176	312282	6628534	C14	307214	6620814
177	313135	6628080	C15	306572	6620968
178	314247	6628418	C16	306648	6620958
179	314610	6628746	C17	306647	6620932
197	305922	6626843	C18	306691	6620828
198	305974	6627008	C19	312291	6629430
199	314151	6629300	C20	312378	6629635
200	314177	6628410	C21	312274	6630092
201	313580	6628305	C22	312098	6630554
202	313704	6628374	C23	311814	6630839
203	313714	6628325	C24	311787	6631477
204	313753	6628500	C25	311334	6632825
205	314059	6628613	C26	310931	6633365
206	314297	6628591	C27	310968	6633285
207	314522	6628427	C28	310957	6633142
274	307802	6629137	C29	310841	6632999
275	307802	6629082	C30	306822	6621264

276	307783	6629055	C32	306592	6621009
277	307791	6628993	C33	306558	6621402
278	307784	6628936	C34	307463	6620943
279	307763	6628893			
280	307461	6628935			
281	307423	6628929			
282	307353	6628934			
285	306756	6628335			
286	306793	6628360			
287	306921	6628498			
288	306984	6628546			
289	307008	6628570			
290	307049	6628597			
291	307112	6628642			
292	307225	6628739			
293	307248	6628797			
294	307288	6628912			
295	306670	6627901			
299	306703	6627753			
300	306758	6627746			
301	306776	6627762			
302	306800	6627660			
303	306848	6627796			
