

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

OS GRANITÓIDES SINTECTÔNICOS PÓS-COLISIONAIS
SANGA DO AREAL, INTRUSIVOS NO COMPLEXO ARROIO DOS RATOS, NA
REGIÃO DE QUITÉRIA, RS.

ADRIO PEIXOTO CENTENO

ORIENTADOR: Prof. Lauro Valentim Stoll Nardi

CO-ORIENTADORA: Prof^a. Dr^a. Maria de Fátima A. S. Bitencourt

PORTO ALEGRE – 2012

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

OS GRANITÓIDES SINTECTÔNICOS PÓS-COLISIONAIS SANGA DO AREAL,
INTRUSIVOS NO COMPLEXO ARROIO DOS RATOS, NA REGIÃO DE QUITÉRIA,
RS.

ADRIO PEIXOTO CENTENO

ORIENTADOR: Prof. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi

CO-ORIENTADORA: Prof^a. Dr^a. Maria de Fátima A. S. Bitencourt

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer - Inst. de Geociências, Univ. Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Ruy Paulo Phillip - Inst. de Geociências, Univ. Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Rômulo Machado - Inst. de Geociências, Univ. Federal de São Paulo

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

PORTO ALEGRE – 2012

Centeno, Adrio Peixoto

Os granitóides sintectônicos pós-colisionais Sanga do Areal, intrusivos no Complexo Arroio dos Ratos, na Região de Quitéria, RS. / Adrio Peixoto Centeno – Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2012.

[66 f]. il.

Dissertação (Mestrado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2012.

ORIENTADOR: Prof. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi

CO-ORIENTADORA: Prof^a. Dr^a. Maria de Fátima A. S. Bitencourt

1. Magmatismo. 2. Pós-Colisional Sintectônico. 3. Granitóides Sintranscorrentes. 4. Complexo Arroio dos Ratos. 5. Granitóides Sanga do Areal. I. Título.

Catálogo na Publicação

Biblioteca Geociências - UFRGS

Renata Cristina Grün CRB 10/1113

RESUMO

Esta dissertação faz parte de um projeto que tem como objetivo investigar a origem e evolução do magmatismo de arco e pós-colisional do Escudo Sul-rio-grandense (ESRG), caracterizando a partir de estudos geoquímicos, estruturais e petrográficos os Granitóides Sanga do Areal (GSA), localizados na região de Quitéria, porção leste do Escudo Sul-rio-grandense. Estes granitóides consistem de dois corpos principais, alongados na direção NE-SW, com aproximadamente 14 km de extensão e 2 km de largura, e também de diversas intrusões menores, posicionadas, preferencialmente, na porção mediana de alta deformação cisalhante do Complexo Arroio dos Ratos. Estão em contato na porção NW com metatonalitos, metagranodioritos e gnaisses tonalíticos a dioríticos de idade paleoproterozóica do referido complexo e com hornblenda-biotita granodioritos da unidade neoproterozóica Granodiorito Cruzeiro do Sul. Na porção SE o contato se dá com tonalitos a dioritos relacionados aos Granitóides Arroio Divisa de idade neoproterozóica. Os GSA são biotita monzogranitos de textura porfírica em seu termo principal, com cerca de 30% de megacristais de até 5 cm de comprimento de plagioclásio e K-feldspato. A matriz heterogranular média a grossa é composta por quartzo fitado, feldspato parcialmente recristalizado e biotita. Subordinadamente, observam-se corpos de espessura centimétrica a métrica de biotita granodiorito equigranular médio, com fenocristais esparsos de feldspatos alinhados na foliação. Raramente ocorrem enclaves microgranulares máficos. A foliação milonítica é bem marcada pela orientação da biotita, dos megacristais lenticulares e do quartzo fitado e tem direção E-W, com alto ângulo de mergulho para N e para S, contendo lineação de estiramento direcional, com baixo caimento para W a SW. A foliação ígnea primária, concordante a sub-concordante com a foliação milonítica, tem ocorrência restrita e é marcada pela orientação dos megacristais não deformados e das lamelas de biotita. Estruturas S-C, caudas assimétricas em porfiroclastos de feldspatos, biotita *fish* e fitas assimétricas de quartzo são consistentes e indicam movimento transcorrente sinistral. Os Granitóides Sanga do Areal têm afinidade sub-alcalina médio a alto K, provavelmente toleítica, compatível com ambiente pós-colisional, onde foram deformados e controlados por zonas de cisalhamento transcorrente sub-verticais. Foi obtida uma idade U-Pb em zircão dos granitóides de $626,6 \pm 4,9$ Ma (MSWD=2.2), coerente com as relações de campo.

Palavras-chave: magmatismo pós-colisional sintectônico, granitóides sintranscorrentes, Complexo Arroio dos Ratos, Granitóides Sanga do Areal.

ABSTRACT

This research investigates the evolution of arc to post-collisional magmatism in the Sul-rio-grandense Shield (ESGR), using geochemistry, structural and petrographic studies of the Sanga do Areal Granitoids (GSA). These granitoids are located in the Quitéria region, east of ESGR. The GSA form two main, NE-striking intrusions, and several other small ones, mainly within the shear zone crosscutting the central portion of the Arroio dos Ratos Complex. The two main bodies are about 14 km long and 2 km wide. To the northwest, the GSA rocks are in contact with Paleoproterozoic metatonalites, metagranodiorites, tonalitic to dioritic gneisses of the Complex, and Neoproterozoic hornblende-biotite granodiorites of the Cruzeiro do Sul unit. To the southeast, they are surrounded by tonalitic to dioritic rocks, related to the Neoproterozoic Arroio da Divisa Granitoids. The GSA rocks are composed mainly of porphyritic biotite monzogranites, with about 30% megacrysts of plagioclase and 5 cm long K-feldspar. The medium to coarse grained heterogranular groundmass is composed of microcrystalline ribbon quartz, partially re-crystallized feldspar and biotite. Medium-grained equigranular granodiorite occurs as centimeter to meter-thick bodies, with sparse feldspar megacrysts aligned on the foliation plane. Microgranular mafic enclaves are rarely observed within the GSA rocks. The mylonitic foliation is well-developed and marked by biotite, oriented lenticular megacrysts, as well as quartz ribbons. It strikes E-W and dips at high angles either N or S. The stretching lineation within the foliation shows shallow plunges, preferentially W-SW. A primary igneous foliation is sometimes observed, and it is concordant or sub-concordant with the mylonitic one, and marked by orientation of igneous megacrysts and biotite lamellae. S-C structures, asymmetric tails in feldspar porphyroclasts, biotite fish, and asymmetric quartz ribbons indicate transcurrent movement with consistent sinistral shear sense. The Sanga do Areal Granitoids show subalkaline medium- to high-K affinity, probably tholeiitic, and trace element composition consistent with sources related to post-collisional settings, which were deformed and controlled by E-NE and NE sub-vertical transcurrent shear zones. A U-Pb age in zircon grains from Sanga do Areal Granitoids of 626.6 ± 4.6 Ma ((MSWD=2.2) was obtained and considered coherent with stratigraphic relations.

Key-words: Post-collisional syn-tectonic magmatism; Arroio dos Ratos Complex; Sanga do Areal Granitoids, Neoproterozoic post-collisional magmatism, syn-tectonic granitoids.

Sobre a estrutura da dissertação:

A integração de dados de geologia estrutural, petrografia e geoquímica de rochas plutônicas deformadas em zona de cisalhamento, é o resultado do estudo realizado na região de Quitéria – Serra do Erval, entre os municípios de São Jerônimo e Butiá, no Estado do Rio Grande do Sul. O objetivo deste trabalho é a caracterização de granitóides intrusivos no Complexo Arroio dos Ratos e nos Granitóides Arroio Divisa, denominados Granitóides Sanga do Areal, enfocando sua idade, relações de campo, estruturais e estratigráficas, bem como sua petrografia e geoquímica.

Deste modo, a estrutura da dissertação é dividida em cinco capítulos. O capítulo I é dedicado à introdução. Uma revisão bibliográfica sobre o estado da arte é apresentada no capítulo II e os métodos utilizados neste trabalho são apresentados no capítulo III.

No capítulo IV encontra-se o desenvolvimento do trabalho, com a descrição da geologia e dos resultados obtidos com a pesquisa.

No capítulo V encontra-se uma discussão dos resultados apresentados nos capítulos anteriores.

Lista de Figuras

- Figura 1. A) Contexto geotectônico do sul do Brasil e Uruguai, inserido no Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb), modificado de Bitencourt & Nardi (2000); B) Contexto geológico regional (modificado de Ramgrab, 1997), destacando-se a área de ocorrência do denominado Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos por Fernandes *et al.* (1988) e litologias nele intrusivas. A área delimitada pelo polígono na porção sul do detalhe corresponde ao mapa da Figura 2..... 24
- Figura 2: A) mapa esquemático representando os domínios geotectônicos. B) mapa geológico de detalhe em escala 1:25000 do Complexo Arroio dos Ratos, na região de Quitéria – Serra do Erval, RS. (modificado de UFRGS, 2006, 2007)..... 26
- Figura 3: termo principal porfírico, com megacristais de plagioclásio e feldspato alcalino, paralelos a foliação. 29
- Figura 4: fenocristais de feldspato com indicadores cinemáticos sinistrais. 29
- Figura 5: A) croqui esquemático representando megacristais de feldspato, discordantes da foliação magmática mas que tendem a ser rotacionados até uma concordância com esta caracterizando movimento sinistral. B) croqui esquemático representando porfiroclastos de feldspato com caudas assimétricas em rochas com foliação milonítica, que caracterizam movimento sinistral de deformação..... 30
- Figura 6: Projeção estereográfica em rede de Schmit (hemisfério inferior) de pólos da foliação milonítica, com predomínio de planos subverticais de direção E-W..... 30
- Figura 7: Projeção estereográfica em rede de Schmit (hemisfério inferior) para lineação de estiramento de baixo ângulo (~20°), com caimento preferencialmente entre W e SW. 31
- Figura 8: Detalhe de injeção tabular do termo subordinado com textura equigranular média, concordante com a foliação do termo principal..... 32
- Figura 9: A) textura seriada que varia de tamanho de megacristais até a matriz; B) megacristal de K-feldspato no termo principal, com inclusões orientadas de plagioclásio; C) matriz composta de quartzo microcristalino fitado. D) “mica fish” no termo principal indicando deformação sinistral. (modificado de UFRGS, 2007). 40
- Figura 10: A) detalhe de um cristal de zircão em nicóis cruzados; B) detalhe de cristais de apatita em nicóis cruzados; C) cristal de alanita zonada, parcialmente

alterado para epidoto em nicóis cruzados; D) cristal de alanita parcialmente alterado para epidoto em nicóis cruzados; E) sub-grãos em plagioclásio em nicóis cruzados, estrutura característica de alta temperatura; F) mirmequitos na borda de megacristal de feldspato alcalino em nicóis cruzados. 41

Figura 11: diagrama QAP de classificação para rochas plutônicas (Streckeisen 1974). Os pontos pretos representam amostras do termo principal porfirítico enquanto os pontos vermelhos representam amostras do termo equigranular. 43

Figura 12: Diagrama de A/CNK – A/NK. Os pontos vermelhos representam os GSA *strictu sensu*; os círculos vermelhos vazados são os GSA equigranulares, os triângulos azuis os GAD e as cruces pretas representam o Granito Quitéria (Koester *et al.* 2001)..... 44

Figura 13: Diagramas multielementares com padrões dos granitóides estudados normalizados pelos valores de ORG conforme sugerido por Pearce *et al.* (1984). Os pontos vermelhos representam os GSA *strictu sensu*; os círculos vermelhos vazados são os GSA equigranulares, os triângulos azuis os GAD e as cruces pretas representam o Granito Quitéria (Koester *et al.* 2001)..... 45

Figura 14: Diagramas de ambientes tectônicos sugeridos por Pearce *et al.* (1984). Os pontos vermelhos representam os GSA *strictu sensu*; os círculos vermelhos vazados são os GSA equigranulares, os triângulos azuis os GAD e as cruces pretas representam o Granito Quitéria (Koester *et al.* 2001)..... 46

Figura 15: Padrões de ETR normalizados pelos valores condríticos (Boynton, 1984). Os pontos vermelhos representam os GSA *strictu sensu*; os círculos vermelhos vazados são os GSA equigranulares, os triângulos azuis os GAD e as cruces pretas representam o Granito Quitéria (Koester, *et al.*, 2001)..... 47

Figura 16: Parâmetros geoquímicos nos granitóides GAD (quadrados), GSA (triângulos), nas rochas máficas associadas aos GAD (losangos), e nas rochas ácidas toleíticas de Etendeka (xis)..... 47

Figura 17: Imagens de elétrons retro-espalhados (BSE) dos cristais de zircão da amostra AC-01A. Todos os pontos analisados estão representados na figura: As circunferências com linha cheia representam análises com baixa discordância associada e com linhas pontilhadas os cristais com alta discordância associada e que não foram utilizados no cálculo das idades. 51

Figura 18. Diagrama concórdia para os Granitóides Sanga do Areal (AC-01A) mostrando idade de herança sobre a curva concórdia e no intercepto superior e idade de cristalização. A idade de cristalização obtida pelas médias das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ é também apresentada no quadro inferior da figura..... 54

Lista de Tabelas

Tabela 1: Resultados da contagem modal para as lâminas do termo principal. 42

Tabela 2: resultados da contagem modal para as lâminas do termo equigranular médio..... 42

Tabela 3: Dados U-Pb obtidos por LA-MC-ICP-MS para os Granitóides Sanga do Areal (AC-01A) 53

SUMÁRIO

CAPÍTULO I.....	12
1 INTRODUÇÃO.....	12
CAPÍTULO II.....	14
2 O ESTADO DA ARTE.....	14
2.1 O magmatismo pós-colisional sul-brasileiro durante o Neoproterozóico.....	14
2.2 A Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu.....	16
CAPÍTULO III.....	18
3 MATERIAIS E MÉTODOS.....	18
3.1 Etapa pré-campo.....	18
3.2 Etapa de campo.....	19
3.3 Etapa pós-campo.....	20
CAPÍTULO IV.....	22
4.1 CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOTECTÔNICO.....	22
4.2 GEOLOGIA DOS GRANITÓIDES SANGA DO AREAL.....	25
4.3 LITOLOGIAS ENCAIXANTES.....	32
4.3.1 Complexo Arroio dos Ratos.....	32
4.3.2 Granodiorito Cruzeiro do Sul.....	34
4.3.3 Granitóides Arroio Divisa.....	35
4.3.4 Granito Quitéria.....	37
4.3.5 Granito Serra do Erval.....	38
4.3.6 Riolito Ana Dias.....	39
4.4 PETROGRAFIA DOS GRANITÓIDES SANGA DO AREAL.....	40
4.5 GEOQUÍMICA.....	43
4.6 DISCUSSÃO DOS DADOS GEOQUÍMICOS.....	48
4.7 GEOCRONOLOGIA.....	50
CAPÍTULO V.....	54
5. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	54
Anexo 1 – pontos amostrados e analisados.....	63
Anexo 2 – resultados das análises geoquímicas.....	65

CAPÍTULO I

1 INTRODUÇÃO

O estudo integrado de geologia estrutural, petrologia, geoquímica das rochas graníticas fornece importantes informações sobre seus mecanismos e ambientes de geração, contribuindo para a compreensão da evolução crustal e estabelecimento de modelos geotectônicos. No sul do Brasil, a maior parte dos terrenos pré-cambrianos é constituída por granitóides e seus equivalentes metamórficos, sendo, portanto, imprescindível a sua utilização na investigação da evolução crustal desta região. Dessa forma, este trabalho tem como propósito descrever os Granitóides Sanga do Areal (GSA), intrusivos no Complexo Arroio dos Ratos (CAR) e aflorantes na região de Quitéria – Serra do Erval, município de São Jerônimo, RS, porção leste do Escudo Sul-rio-grandense (ESRG).

A interpretação do ambiente geotectônico dos granitóides da porção leste ESRG tem sido tema de debate e controvérsia. Para alguns autores (e.g. Fernandes *et al.* 1995a e b) a maior parte destes granitóides seria o registro de um arco magmático neoproterozóico acrescido e deformado durante o Ciclo Brasileiro em um evento de colisão entre dois blocos cratônicos (Cráton Rio de La Plata e Kalahari). Já para Bitencourt & Nardi (1993, 2000) e Nardi & Bitencourt (2007), o maior volume das rochas graníticas que perfazem a parte leste do ESRG teria se gerado em um ambiente pós-colisional, também de idade brasileira, no chamado Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb). Segundo Bitencourt *et al.* (1989), o CCSb corresponde a uma larga faixa granítica de disposição geral NE, cujo magmatismo seria controlado por uma grande estrutura de cinemática predominantemente transcorrente. De acordo com Bitencourt & Nardi (1993), as possíveis associações de rochas representantes de um arco magmático na parte leste do ESRG deveriam ser procuradas nas associações de ortognaisses que formam o embasamento deste cinturão granítico. Considerando o ciclo de Wilson, uma colisão continental seguiria um episódio de fechamento de oceano, com encerramento do típico magmatismo de arco associado a zonas de subducção.

O Cinturão de Cisalhamento Sulbrasileiro contém granitóides sintectônicos, relacionados com a atividade tectônica atuante no contexto pós-colisional do Ciclo

Brasilião, com idades que variam em torno de 640 a 620 ma. Representam a atividade magmática relacionada ao referido cinturão, tendo nos termos shoshoníticos (Knijnik *et al.* 2008, 2011) a maior influência mantélica. Os Granitóides Arroio Divisa (GAD) representam o estágio subsequente já contendo influência de fusões crustais, relacionado ao pico de atividade da zona, gerando além da fusão mantélica (devido ao cinturão ser translitosférico), importantes fusões crustais. O último estágio do magmatismo sintectônico estaria marcado pela geração dos Granitóides Sanga do Areal (GSA).

CAPÍTULO II

2 O ESTADO DA ARTE

2.1 O magmatismo pós-colisional sul-brasileiro durante o Neoproterozóico

O evento pós-colisional é definido como aquele que sucede a colisão (Harris *et al.* 1986; Liégeois *et al.* 1998; Bonin *et al.* 1998). O magmatismo durante o estágio dito pós-colisional, é representado pela formação de batólitos com afinidade cálcio-alcalina alto-K com rochas shoshoníticas subordinadas, podendo ocorrer esporádicos granitóides com afinidade alcalina a peralcalina e peraluminosos (Liégeois *et al.* 1998). Neste período acontecem movimentos horizontais de blocos ao longo de grandes zonas de cisalhamento, podendo ocorrer delaminação de litosfera e subducção de pequenas placas oceânicas.

As principais fontes subcrustais deste magmatismo são a cunha do manto afetada pela subducção prévia, manto contaminado por crosta inferior devido a delaminação (Kay & Malhburg-Kay, 1991) ou a astenosfera ativada por ocasião do rompimento da placa subduzida – *slab breakoff* (Atherton & Ghani, 2002). Embora haja cessado o processo de subducção, com a colisão continental, as assinaturas geoquímicas do magmatismo gerado no evento pós-colisional são ainda comparáveis às típicas de subducção. Essas assinaturas são atribuídas ao metassomatismo do manto litosférico por fluidos derivados da placa subductada antes da colisão (Pearce 1996 e Turner *et al.* 1992).

No sul do Brasil, o magmatismo Neoproterozóico pós-colisional (Bitencourt & Nardi, 1993, 2000) representa o maior volume de rochas granitóides, expostas em uma faixa de direção NE que se estende de Santa Catarina ao Uruguai, associado à tectônica transpressiva do final do Ciclo Brasileiro (Nardi & Bitencourt, 2007). Designado Batólito Pelotas (BP) por Frago Cesar *et al.* (1986), no Escudo Sul-riograndense (ESRG), Batólito Florianópolis, no Escudo Catarinense e Batólito Aiguá no Uruguai. Essa faixa é composta predominantemente por granitóides, frequentemente associados a rochas máficas em menor volume, representados por enclaves microgranulares, diques sinplutônicos e corpos dioríticos sincrônicos, além de septos do embasamento paleoproterozóico.

Para Nardi e Bitencourt (2007), o magmatismo plutônico desses batólitos foi controlado pela mesma descontinuidade de escala litosférica, ativa entre 650 e 580 Ma, em sucessivas etapas, denominada Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb). Essa descontinuidade compreende diversas zonas de cisalhamento anastomosadas, de espessura quilométrica e cinemática predominantemente transcorrente. A maior parte dessas zonas é subvertical, com direção variável entre NS e N60E, e deslocamento horário ou anti-horário.

A origem do grande volume do magmatismo no BP, foi atribuída a um ambiente de arco magmático acima de zona de subducção do Oceano Adamastor, com mergulho para oeste (Fernandes *et al.*, 1995) ou de um oceano localizado a oeste do BP e mergulhando para leste (Chemale Jr., 2000). Entretanto, outros autores Bitencourt & Nardi (1993, 2000), Philipp *et al.* (2002) sugerem que a geração do magmatismo do BP ocorreu em ambiente pós-colisional.

Philipp *et al.* (2007) acreditam que a atividade magmática do BP ocorreu em um período de aproximadamente 100 Ma, com três estágios principais para a geração e posicionamento de magmas: (1) Neoproterozoico I – Granito Quitéria, Suíte Cordilheira, Complexo Pinheiro Machado, Suíte Erval e Suíte Viamão, idades de 650 e 620 Ma (U-Pb e Pb-Pb em Zircão TIMS e SHRIMP), (2) Neoproterozoico II – Suíte Piquiri, Suíte Encruzilhada do Sul e Suíte Dom Feliciano, idades 610 e 590 Ma; (U-Pb e Pb-Pb em Zircão TIMS e SHRIMP, isócrona Rb-Sr); (3) Cambriano – Suíte Itapuã, idades de 600 e 550 Ma (U-Pb SHRIMP e LA-ICP-MS em zircão, isócronas Rb-Sr). Em trabalhos anteriores, Philipp *et al.* (2002) e Oliveira *et al.*, (2001), revisando análises de dados geoquímicos e petrológicos, subdividiram o BP em um complexo granítico e sete suítes principais: Complexo Pinheiro Machado, Suíte Cordilheira, Suíte Erval, Suíte Viamão, Suíte Piquiri, Suíte Encruzilhada do Sul, Suíte Dom Feliciano e Suíte Itapuã.

Com relação à variação composicional e à evolução geoquímica do magmatismo no interior do CCSb, dados reunidos por Bitencourt & Nardi (1993, 2000), Philipp *et al.* (2000) e Florisbal *et al.* (2007) permitiram estabelecer a dominância do magmatismo subalcalino médio a alto-K, na fase precoce (650-620 Ma), seguido por associações shoshoníticas (ca. 600 Ma) e associações alcalinas (590-580 Ma). Granitoides sintectônicos peraluminosos são descritos no intervalo de 630-617 Ma. Sommer *et al.* (2006) interpretam essa variação e evolução como sendo resultado da fusão de uma fonte mantélica heterogênea, incluindo peridotitos

venulados com abundância de fases hidratadas, tais como anfibólio, apatita e flogopita, com adição eventual de um componente astenosférico.

2.2 A Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu

A Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC) caracteriza a principal descontinuidade do Cinturão de Cisalhamento Sulbrasileiro (CCSb) no Escudo Sul-rio-grandense. Essa zona de cisalhamento de orientação NE, originalmente denominado de "Sistema de Falhas Dorsal de Canguçu", foi descrita por Picada (1971) como uma "zona de falhas profundas ('fratura abissal') de direção N35E a N75E [...] com cerca de 10 km de largura e 150 km de extensão [...] ao longo da qual se alinham corpos de granitos e migmatitos recortados por brechas de milonitos e cataclasitos de grandes dimensões". Issler (1982), Figueiredo *et al.* (1990) interpretaram-na como uma sutura entre duas placas litosféricas; Fragoso César *et al.* (1986) a definiram como uma zona de cisalhamento intraplaca relacionada a uma colisão oblíqua durante o Ciclo Brasileiro. Outros autores (Jost (1981), Frantz & Jost (1983) e Jost *et al.* (1984) discutiram critérios para caracterizar esse sistema de falhas.

Fernandes *et al.* (1993) apresentam a ZCTDC como uma zona de cisalhamento intracontinental, de escala litosférica do tipo *strike-slip*, sugerindo uma possível continuidade física dessa zona para o sul, em território uruguaio, chamada de Zona de Cisalhamento Sierra Ballena.

A evolução das principais zonas de cisalhamento transcorrentes que seccionam o BP e compõem a ZCTDC estão intimamente relacionadas ao posicionamento sintectônico de associações graníticas. Segundo Hartmann *et al.* (2007), as principais zonas de direção NE-SW mostram-se reativadas em quatro estágios principais, inicialmente em regime compressivo e em condições dúcteis, evoluindo para dúcteis a dúctil-rúpteis e, posteriormente, em regime extensional, sob condições dúcteis a dúctil-rúpteis. Sugerem ainda, que o Granito Quitéria e a Suíte Cordilheira registram este evento dúctil precoce, caracterizado por zonas direcionais de alto ângulo de extensão continental, movimentação lateral esquerda e alta deformação, de temperatura compatível com a de fácies anfibolito inferior a médio.

Fernandes *et al.* (1993) compartilharam de idéias semelhantes sobre a evolução da ZCTDC, apontando que "a fase de movimentação precoce da ZCTDC

é registrada por zonas de cisalhamento transcorrente de escala litosférica, que acomodaram a principal movimentação tectônica longitudinal do cinturão. Tais zonas são reconhecidas principalmente a partir das ocorrências, características petrológicas e estruturais de granitóides porfiríticos e peraluminosos sintectônicos[...] Essa fase de movimentação precoce estaria registrada pela trama magmática dos granitóides porfiríticos sintranscorrência, que é materializada por evidente foliação subvertical e lineação sub-horizontal, definidas pela orientação dimensional de megacristais de feldspato potássico (Fernandes *et al.* 1993). O Metagranito Arroio Francisquinho (Fernandes *et al.* 1988,1990, Koester *et al.* 2001a,b), assim como o Granito Cordilheira de Tessari & Picada (1966), ambos definidos como sintectônicos às zonas de transcorrência, são incluídos na Suíte Granítica Cordilheira, e seriam exemplos de granitos peraluminosos citados acima. Fernandes *et al.* (1993) identifica estágios de deformação de baixa temperatura caracterizado pelo intenso desenvolvimento de filonitos e milonitos, assim como inúmeras reativações das estruturas desse sistema de transcorrência, sob condições de temperaturas ainda mais baixas, formando rochas cataclásticas, durante o final do Pré-Cambriano e Fanerozóico.

A Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG) que representa uma das zonas de transcorrência de grande porte contidas no denominado CCSb (Bitencourt 1996), já foi alvo de correlação com a ZCTDC. Apesar de estar inserida no mesmo contexto geológico, mostra temperaturas de deformação compatíveis e características similares a ZCTDC, porém o sentido de cisalhamento reportado como dextral (Bitencourt *et al.* 1989) é incompatível com a interpretação apresentada para a ZCTDC (Fernandes *et al.* 1993).

CAPÍTULO III

3 MATERIAIS E MÉTODOS

As técnicas utilizadas neste trabalho foram separadas em etapas de pré-campo, etapas de campo e etapas de pós-campo, que seguem descritas com suas metodologias.

3.1 Etapa pré-campo

Na etapa pré-campo foram realizadas revisões bibliográficas e utilizadas técnicas de sensoriamento remoto através da interpretação de fotografias aéreas e de imagens de satélite. Também foi realizada uma revisão de lâminas petrográficas dos pontos mapeados por UFRGS (2006 e 2007) e Centeno (2008).

A análise bibliográfica consistiu na revisão dos trabalhos anteriores com o objetivo de obter embasamento teórico sobre técnicas, conceitos, modelos, assim como informações geológicas da área de estudo.

Os trabalhos realizados por outros autores no CCSb, assim como trabalhos a respeito das teorias e técnicas empregadas no presente trabalhos foram compilados na forma de fichas de resumos, tabelas de compilação de dados e figuras.

Foram analisados livros, teses, dissertações, monografias, artigos científicos e mapas, que deram subsídio para o desenvolvimento desta dissertação.

A análise de imagens de satélite e fotografias aéreas foi desenvolvida na etapa pré-campo com o objetivo de identificar os principais lineamentos da região estudada, assim como as áreas a serem visitadas na etapa de campo.

As fotografias aéreas na escala 1:25.000, foram analisadas com o auxílio de estereoscópio de mesa. O principal objetivo foi o de identificar os lineamentos e possíveis afloramentos, para serem visitados.

3.2 Etapa de campo

A área de estudo foi mapeada durante a disciplina de Mapeamento Geológico Básico (UFRGS, 2007) e no trabalho de graduação do autor, sendo que o conhecimento prévio foi fundamental para determinar o enfoque da pesquisa.

O trabalho de campo foi executado num período de quatro meses (durante os quatro semestres de pós-graduação) e teve o objetivo de coleta de dados estruturais e amostras de rocha representativas das litologias associadas ao CAR, para posterior confecção de lâminas petrográficas e análise de química mineral, elementos maiores, menores e traço. Além de verificar relações de contato entre o GCS, os GAD e GSA, que revelassem idades relativas, e descrição detalhada de afloramentos. (Anexo 1).

A base cartográfica utilizada no trabalho foram as cartas topográficas Quitéria e Serra do Erval em escala 1:50.000, fornecida pelo Serviço Geográfico do Exército do Brasil; mapas geológicos de trabalhos realizados pela disciplina de Mapeamento Geológico Básico do curso de Geologia da UFRGS (1978, 2006 e 2007) e pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM – Folha de Porto Alegre).

Em campo, buscou-se realizar perfis estratégicos, visando observar variações deformacionais do GSA, determinando a posição espacial de cada ponto e medindo as estruturas presentes. Para isso, foi utilizada uma bússola da marca Brunton, com declinação magnética de 15o para oeste e notação de direção do mergulho para medição de atitudes estruturais, em que a direção do plano é dada pelo azimute. Esses dados estão georreferenciados por Sistema de Posicionamento Global (GPS) na Projeção Universal de Mercator (UTM), datum Córrego Alegre.

A coleta de amostras foi baseada em critérios texturais e espaciais, dentro do corpo de principal interesse de estudo. Foram coletadas amostras em diferentes localidades deste corpo, tentando distribuir a amostragem da forma mais ampla possível. O procedimento utilizado na coleta envolveu a escolha de amostras com grau de alteração o mais baixo possível, longe de injeções, veios ou zonas de catáclase, marcação de orientação na face da amostra in situ, e do corte para laminação paralelo a foliação e perpendicular a estruturas lineares quando presentes; acondicionamento e identificação e fotografar o local onde foi feita a coleta. Para análise geoquímica a amostra deveria ter cerca de 10 x o tamanho do maior mineral.

3.3 Etapa pós-campo

Através das informações bibliográficas, de campo e de laboratório, obtidas a partir da observação e descrição das litologias, estruturas e microestruturas identificadas, assim como coleta de dados estruturais, foram gerados estereogramas estruturais, para interpretação da história deformacional desta unidade e das estruturas regionais. Além disso, foram definidas e caracterizadas, correlativamente, as estruturas observadas e possíveis episódios de deformação, e as condições em que se deu a deformação (caracterizar o estado de tensão dominante em cada fase de deformação).

Após a pesquisa de campo, cerca de 15 amostras coletadas foram destinadas a confecção de lâminas petrográficas no prédio anexo do Laboratório do Instituto de Geociências da UFRGS, e um acervo de 20 lâminas dos trabalhos de UFRGS (2006 e 2007) também foi utilizado.

A partir do estudo de características óticas dos constituintes minerais da rocha, suas relações de contato, texturas, microestruturas e o teor de anortita do plagioclásio medido com o método do ângulo de extinção da macla da albita (Hibbard, 1995), foi possível realizar uma caracterização petrográfica mais detalhada das litologias que integram GSA .

A contagem modal foi outra técnica utilizada na realização deste trabalho, para quantificação das principais fases minerais. Utilizando microscópio equipado com contador, foram contados em torno de 1000 a 1200 medidas por lâmina, num espaçamento definido de acordo com a granulação da rocha. Os dados foram analisados e interpretados por meio do diagrama QAP (Streckeisen, 1967, 1974), contribuindo para uma classificação petrográfica mais precisa desta unidade.

Os estudos geoquímicos adotados objetivaram classificar o GSA e suas fácies associadas em relação a séries magmáticas, ambiente geotectônico e discutir sua gênese. Para a realização desses estudos, 14 amostras selecionadas foram preparadas no Anexo do Laboratório de Geologia Isotópica do IG/UFRGS, envolvendo as seguintes etapas: (i) lavagem das amostras; (ii) moagem das amostras em prensa hidráulica; (iii) redução da granulometria das amostras em gral de porcelana até a obtenção da fração pó; (iv) moagem das amostras em moinho de bolas; (v) pesagem de 15g de amostra em balança analítica com quatro casas decimais de precisão e (vi) acondicionamento e envio das amostras para análise

por ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) para elementos traço e ICP-AES (Inductively Coupled plasma Atomic Emission Spectroscopy), no Activation Laboratories do Canadá. Os elementos maiores e menores analisados foram: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 e P_2O_5 . O limite de detecção para a maioria desses elementos é na ordem de 0,01%, e os resultados dados em peso percentual (%peso). Para os elementos traço (Sc, Be, V, Ba, Sr, Y, Zr, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Rb, Nb, Mo, Ag, In, Sn, Sb, Cs, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Tl, Pb, Bi, Th e U), o limite de detecção foi na ordem de sub-ppb (anexo 2).

Os dados obtidos, foram processados com o software *GCDkit 2.3*, interpretados através de diagramas discriminantes gerados pelo mesmo e os resultados, foram comparados com referências.

A geocronologia através do método U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS é considerada uma ferramenta fundamental para o estabelecimento da cronoestratigrafia das rochas graníticas da região. A preparação das amostras utilizadas nos estudos de geocronologia U-Pb em zircão foi realizada no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (LGI-UFRGS) sob a coordenação do corpo técnico do referido laboratório, abrangendo as etapas de separação mineral, catação manual e montagem das pastilhas em resina, imageamento dos cristais através de microscópio eletrônico de varredura (Jeol JSM 5800).

Os grãos de zircão foram datados com Microsonda a Laser (New Wave UP213) acoplado a um MC-ICP-MS (Neptune), no Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS. Os dados isotópicos foram adquiridos em modo estático com tamanhos dos spots entre 25 e 40 μm . Duas análises no padrão GJ-1 foram realizadas a cada dez pontos de zircão feitos na amostra. Maiores detalhes sobre o equipamento e metodologia estão descritos em Guadagnin et al. (2010). Para cálculo das idades e representação dos dados em diagramas concórdia utilizou-se o Software Isoplot® (Ludwig, 1993).

CAPÍTULO IV

4.1 CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOTECTÔNICO

A Província Mantiqueira, definida por Almeida *et al.* (1977), é paralela à costa atlântica do sudeste e sul do Brasil, delineando uma faixa de direção NE-SW, com mais de 3.000 km de comprimento, que se estende do sul da Bahia até o Uruguai. Subdivide-se em três segmentos (norte, central, sul) que no final do Neoproterozóico (antes da abertura do Atlântico Sul) representaram os orógenos Araçuai, Ribeira e Dom Feliciano, respectivamente.

No segmento meridional da Província Mantiqueira, está situado o Batólito Pelotas (BP), que se estende por cerca de 400 km de comprimento, e possui largura variando de 80 km a 120 km, com continuidade para norte, em Santa Catarina, e para sul, no Uruguai. Segundo Philipp *et al.* (2002), o magmatismo que originou o referido batólito teve duração de cerca de 60 Ma. A formação do batólito resulta da adição de distintos processos tectônicos durante o Ciclo Brasileiro, para os quais se postulam modelos que envolvem a subducção de litosfera oceânica em margem continental espessa (Figueiredo, 1990; Frago Cesar, 1991; Philipp, 1998; Chemale Jr., 2000), ambiente de colisão continental (Issler, 1982, Hartmann *et al.* 2000; Philipp & Machado, 2002) e ambiente pós-colisional (Bitencourt & Nardi, 1993, 2000; Nardi & Bitencourt, 2007). Este batólito, segundo Chemale Jr. (2000) é produto da Orogênese Dom Feliciano e foi descrito como pertencente ao estágio final do Ciclo Brasileiro. O BP é resultante, segundo Bitencourt & Nardi *et al.* (1993 e 2000), de magmatismo neoproterozóico em ambiente pós-colisional e perfaz o maior volume de rochas granitóides expostas em uma faixa com orientação NE-SW, que se estende de Santa Catarina ao Uruguai (Fig. 1A).

Este cinturão orogênico com dimensões continentais, caracteriza o Ciclo Brasileiro/Pan Africano na consolidação do Gondwana, durante o Evento Dom Feliciano (Babinski *et al.*, 1996), envolvendo subducção de crosta oceânica e colisão continental, onde se desenvolveram zonas de cisalhamento transcorrentes que controlam o posicionamento dos magmas na região.

O magmatismo pós-colisional no sul do Brasil possui estreita relação com a tectônica transpressiva do final do Ciclo Brasileiro. Este evento foi controlado pela

atividade do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb) entre 650 e 580 Ma, com grande importância na reativação de fontes mantélicas previamente modificadas por subducção e na promoção de fusões crustais, sendo também bastante relevante o seu papel como conduto na ascensão e alojamento dos magmas (Bitencourt & Nardi, 2000, Nardi & Bitencourt, 2007).

Na faixa adjacente na porção oeste, observada na figura 1A, ocorrem rochas metamórficas supracrustais que separam o cinturão relacionado com arco magmático, das sequências arqueanas e paleoproterozóicas situadas mais a oeste.

A figura 1B representa a região de Quitéria, situada próxima a um dos principais sistemas de lineamentos do CCSb de direção preferencial NE, onde encontram-se corpos alongados de granitóides com tectônica e foliações primárias concordantes, representados em campo, por vales, cristas e coxilhas que também podem ser verificadas em fotografias aéreas e imagens de satélite. Estas estruturas são denominadas Sistema de Falhas Dorsal de Canguçu por Picada (1971), e Fernandes et al. (1988) refere-se a esta estrutura na região de Quitéria - Capivarita como Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, onde diferentes granitóides estariam posicionados e deformados em dois padrões distintos (D1 e D2). O episódio D1 afetaria o denominado Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos (CGAR), as rochas supracrustais da Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita e o Metanortosito Capivarita, em condições de alto grau metamórfico e petrotramas de direção predominantemente E-W. O episódio D2 estaria relacionado com o posicionamento dos granitóides brasileiros, Metagranitos Quitéria e Arroio Francisquinho, sob condições metamórficas de baixo grau com caráter transcorrente, apresentando foliações de direção NE. (Fig. 1).

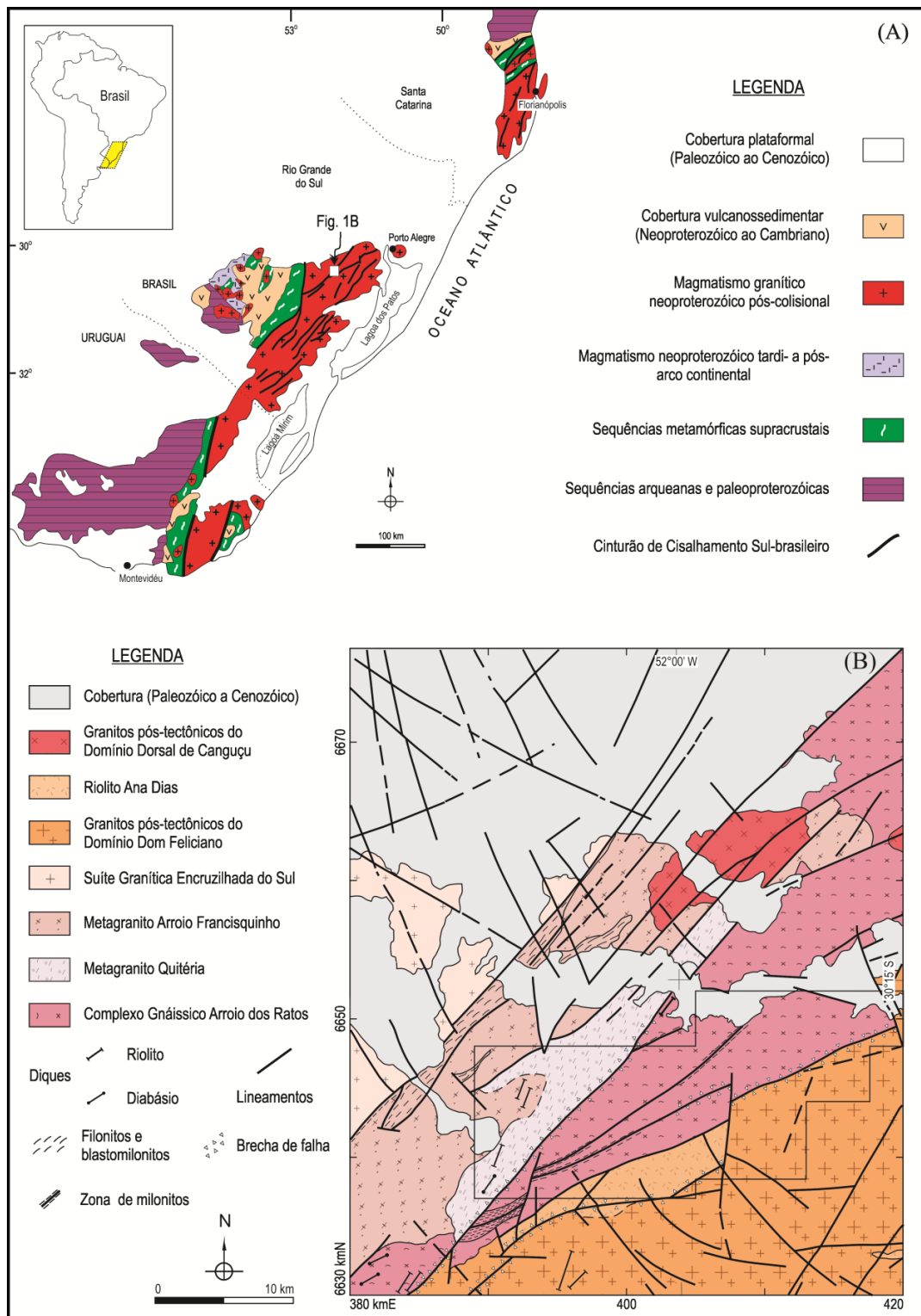


Figura 1. A) Contexto geotectônico do sul do Brasil e Uruguai, inserido no Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb), modificado de Bitencourt & Nardi (2000); **B)** Contexto geológico regional (modificado de Ramgrab, 1997), destacando-se a área de ocorrência do denominado Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos por Fernandes *et al.* (1988) e litologias nele intrusivas. A área delimitada pelo polígono na porção sul do detalhe corresponde ao mapa da Figura 2.

4.2 GEOLOGIA DOS GRANITÓIDES SANGA DO AREAL

Os Granitóides Sanga do Areal (GSA) apresentam xenólitos, identificados como as unidades mais antigas na região, por representarem septos de um embasamento Paleoproterozóico, caracterizados por gnaisses calcissilicatados da Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita e de ortognaisses, metatonalitos e metagranodiritos do Complexo Arroio dos Ratos (CAR).

A segunda unidade mais antiga, o Granodiorito Cruzeiro do Sul (GCS), ocorre como um corpo de aproximadamente 4 km², alongado na direção ENE-WSW, controlado pela zona de cisalhamento ENE, que também abriga os granitóides mais jovens Arroio Divisa (GAD) e Sanga do Areal (GSA). Esses três granitóides são sintectônicos à mesma zona de cisalhamento ENE e possuem estruturas deformacionais concordantes e de igual temperatura, mas suas relações de campo, e principalmente a presença de xenólitos, permitem estabelecer sua ordem estratigráfica, com o Granodiorito Cruzeiro do Sul como unidade mais antiga dentre os granitóides intrusivos no CAR, ocorrendo como xenólitos métricos e decamétricos no interior do GAD indicando assim seu caráter precoce no magmatismo pós-colisional.

Associados temporal e espacialmente ao Granitóides Arroio Divisa, estão os Granitóides Sanga do Areal, de composição mais diferenciada, compreendendo biotita monzogranitos a granodioritos. O GSA ocorre em uma área também de formato alongado, em torno de 8Km², às vezes como corpos isolados. Em campo, as relações de intrusão entre o GAD e GSA muitas vezes não são nítidas, ocorrendo injeções mútuas que podem indicar uma relação de contemporaneidade. Entretanto, em determinados locais, nota-se o GSA como injeções no GAD sendo esse fator determinante para se estabelecer a relação de intrusão tardia do GSA em relação ao GAD.

Através dos dados de campo e composicionais foi possível propor o caráter contemporâneo entre o GAD e GSA posicionando estas duas unidades como prováveis estágios finais do magmatismo sin-transcorrente na região.

Nos últimos anos, trabalhos de mapeamento geológico aliados à interpretações geoquímicas, geocronológicas, petrográficas e estruturais nas litologias deste segmento do Batólito Pelotas, possibilitaram a subdivisão em três domínios tectônicos distintos, onde os limites são marcados por descontinuidades estruturais caracterizadas por extensas zonas de cataclase. (Fig. 2).

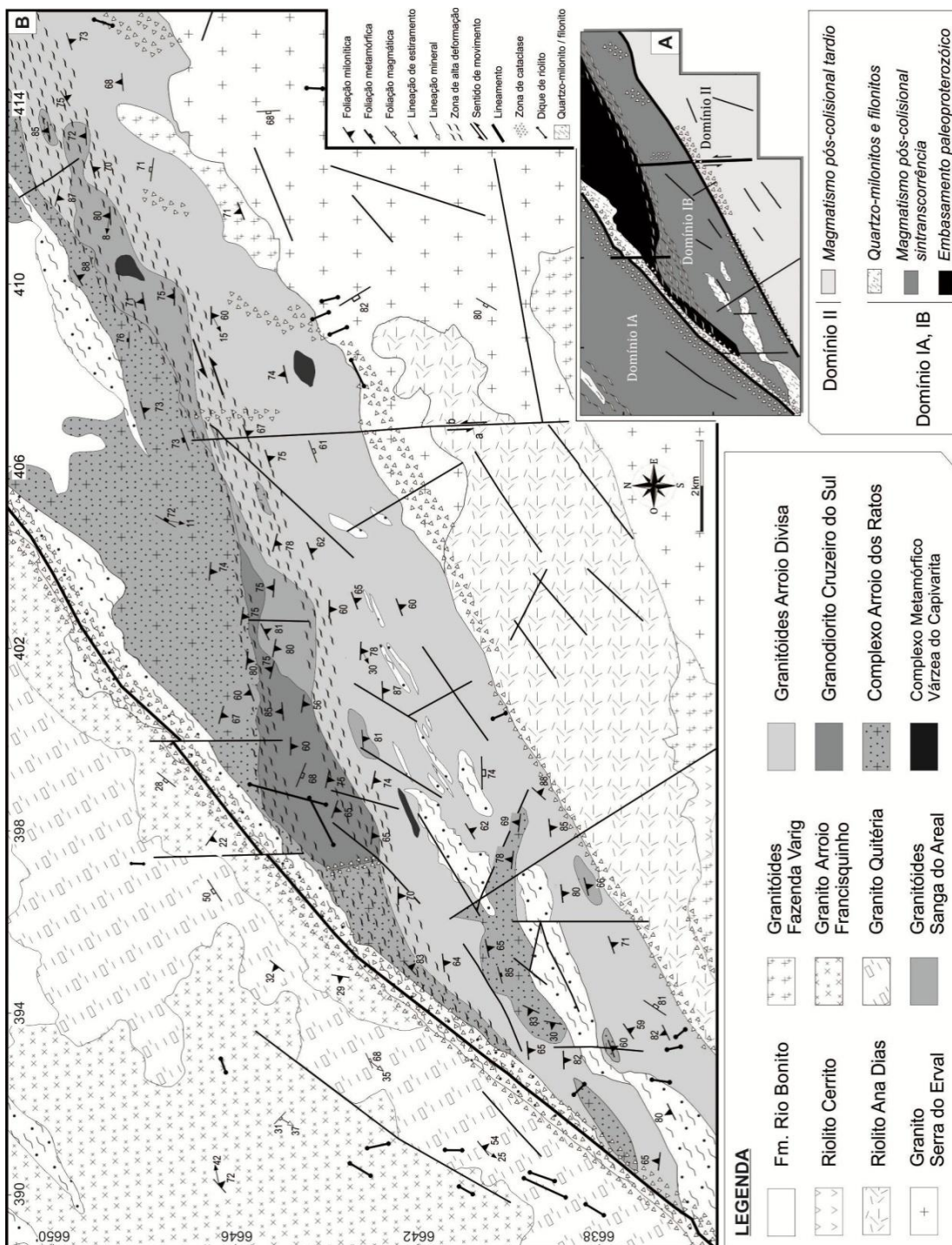


Figura 2: **A)** mapa esquemático representando os domínios geotectônicos. **B)** mapa geológico de detalhe em escala 1:25000 do Complexo Arroio dos Ratos, na região de Quitéria – Serra do Eval, RS. (modificado de UFRGS, 2006, 2007).

No Domínio IA, situado na porção noroeste (Figura 2A), ficam delimitados os granitoides neoproterozóicos sintectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC), Granito Arroio Francisquinho (Koester *et al.*, 2001), e

Granito Quitéria (Fernandes *et al.*, 1988, Koester *et al.* 2001 a e b)

O Domínio IB localiza-se na porção central do mapa (Figura 2A), onde se observa uma sequência de granitóides originalmente interpretados por UFRGS (2007) como representantes do magmatismo pós-colisional sincrônico a uma ramificação da ZCTDC: Granodiorito Cruzeiro do Sul (GCS) (Knijnik *et al.*, 2008 e 2011), Granitóides Arroio Divisa (Fontana, 2008) e Granitóides Sanga do Areal (GSA) (Centeno, 2008). Estes granitóides, de idade neoproterozóica, intrudem o embasamento paleoproterozóico representado pelo Complexo Arroio dos Ratos (CAR) (Gregory *et al.*, 2007, 2011) e mostram-se sempre associados a zonas de mais alta deformação.

O Domínio II, localizado na porção sudeste do mapa (Figura 2A) é constituído pelos granitos Serra do Erval (UFRGS, 1978) e Fazenda Varig (UFRGS, 2007), Riolito Ana Dias, definido originalmente por UFRGS (1978) e posteriormente Fragoso César (1991), e relacionado à Suíte Granítica Dom Feliciano (Philipp *et al.* 1998) e Riolito Cerrito (UFRGS 2007). Estas unidades são relacionadas com o magmatismo pós-colisional tardio da região.

Representando um evento posterior à fase de movimentação principal da ZCTDC ocorrem quartzo-milonitos, com filonitos subordinados, interpretados como resultantes da reativação das principais direções estruturais em condições de temperatura mais baixa. A ocorrência mais expressiva marca o limite entre os domínios IA e IB, e seu retrabalhamento resulta em importante zona de cataclase que mascara a geometria original da ZCTDC na área de estudo. Zonas de quartzo milonitos de direção NE-SW ocorrem também no interior dos granitóides sintectônicos do Domínio IB, indicando que estas estruturas são mais jovens que a ZCTDC e sugerindo também a atuação de uma componente extensional na sua geração (Figura 2B).

A evolução do magmatismo e das estruturas nesta região está relacionada à atividade do CCSb. No Domínio IB, o posicionamento das unidades GCS, GAD e GSA, que compõem o magmatismo granítico, marcam estágios da evolução da zona de cisalhamento, com o desenvolvimento de estruturas magmático-deformacionais, resultando na ocorrência de rochas miloníticas sincrônicas ou imediatamente sucessivas à cristalização de cada pulso. A zona de mais alta deformação presente neste domínio frequentemente marca os contatos entre as litologias intrusivas, demonstrando que as mesmas eram ativas durante o posicionamento dos magmas.

A gênese dos magmas neoproterozóicos está relacionada a uma mistura de

fusões de crosta e fusões mantélicas. O embasamento paleoproterozóico, provável contribuinte crustal durante as fusões, é definido nesta região como Complexo Arroio dos Ratos (Gregory *et al.*, 2007), resultante de um magmatismo de arco continental Paleoproterozóico (Gregory *et al.*, 2011). Entre os granitóides deste domínio, a unidade mais antiga é o Granodiorito Cruzeiro do Sul, exposto como um corpo de aproximadamente 4Km² de hornblenda-biotita granodioritos. O GCS também ocorre como xenólitos métricos e decamétricos no interior do GAD indicando assim seu caráter precoce no magmatismo pós-colisional. Possui uma foliação de fluxo com importante componente milonítica, que se torna mais acentuada próximo aos gnaisses encaixantes. Microestruturas desenvolvidas sobre feldspatos indicam deformação em condições de temperatura compatíveis com as da fácies anfíbolito. É observada a presença de diques sinplutônicos e ramificações discordantes da foliação milonítica do granodiorito, que corta seus contatos (Knijnik *et al.*, 2008, 2011).

Os GSA estão associados ao Granitóides Arroio Divisa (GAD), sendo difusas as relações de intrusão entre eles, ocorrendo injeções mútuas que indicam um caráter de contemporaneidade. A foliação milonítica é bem marcada pela orientação da biotita, dos megacristais lenticulares e do quartzo fitado. Raramente, ocorrem enclaves microgranulares máficos. Através dos dados de campo e geoquímica foi possível verificar a contemporaneidade entre estas litologias, posicionando estas duas unidades como prováveis estágios finais do magmatismo na região.

Os Granitóides Sanga do Areal são monzogranitos porfiríticos miloníticos de coloração acinzentada. Possuem textura porfirítica em seu termo principal, com cerca de 30% de megacristais, que atingem até 4 cm de comprimento, de plagioclásio e feldspato alcalino com até 5% de pertitas, em proporções equivalentes desses dois minerais. A matriz é heterogranular média a grossa, composta por quartzo fitado, feldspatos parcialmente recristalizados e biotita. (Fig. 3).



Figura 3: termo principal porfirítico, com megacristais de plagioclásio e feldspato alcalino, paralelos a foliação.

A rocha é foliada, com orientação de fenocristais e dos minerais da matriz (biotita e quartzo fitado). A foliação é milonítica, ainda preservando estruturas ígneas. A foliação ígnea primária é concordante a sub-concordante com a foliação milonítica, tem ocorrência restrita em alguns afloramentos e é marcada pela orientação dos megacristais não deformados e das lamelas de biotita. A intensidade da foliação milonítica é variável, com cristais ora subédricos ora lenticulares. Estruturas S-C, caudas assimétricas em porfiroclastos de feldspatos e fitas assimétricas de quartzo indicam movimento transcorrente sinistral. (Fig. 4).



Figura 4: fenocristais de feldspato com indicadores cinemáticos sinistrais.

São comuns feldspatos euédricos, discordantes com a foliação principal, mas que tendem a serem girados até uma concordância com a mesma. Eles estão posicionados de forma a sugerir movimento esquerdo da foliação magmática. (Fig. 5-A).

Nos termos mais miloníticos, as caudas assimétricas nos porfiroclastos de feldspato também indicam sentido de movimento esquerdo, sugerindo que a foliação magmática é sincrônica com a milonítica. (Fig. 5 - B).

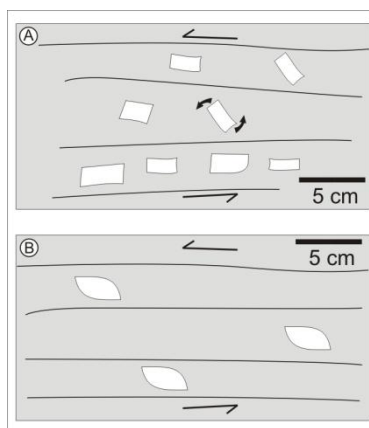


Figura 5: A) croqui esquemático representando megacristais de feldspato, discordantes da foliação magmática mas que tendem a ser rotacionados até uma concordância com esta caracterizando movimento sinistral. B) croqui esquemático representando porfiroclastos de feldspato com caudas assimétricas em rochas com foliação milonítica, que caracterizam movimento sinistral de deformação.

As medidas estruturais para foliações miloníticas (S_m) apresentam planos cuja direção varia de 075° até 105° e alto ângulo de mergulho. (Fig. 6).

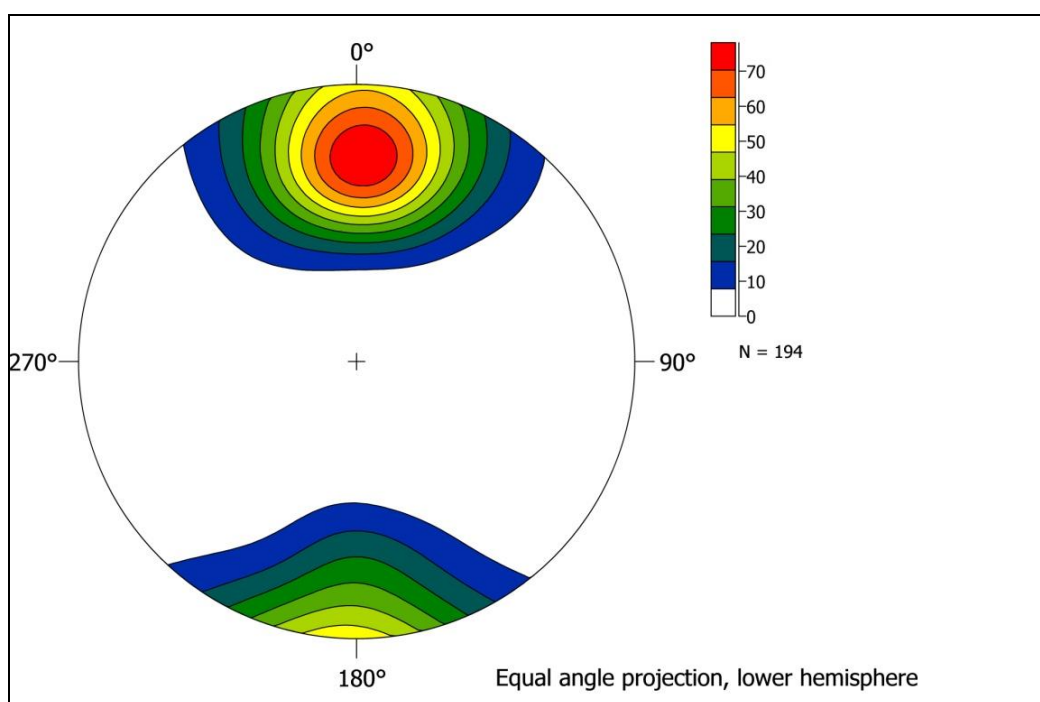


Figura 6: Projeção estereográfica em rede de Schmit (hemisfério inferior) de pólos da foliação milonítica, com predomínio de planos subverticais de direção E-W.

A lineação de estiramento (L_x), contida da foliação milonítica (S_m), apresenta uma variação no sentido entre W e SW preferencialmente, com baixos ângulos de caimento, na ordem de 20° . (Fig. 7).

O predomínio de foliação milonítica (S_m) com alto ângulo de mergulho,

contendo lineação de estiramento de baixo ângulo de caimento, é compatível com sinemática transcorrente, com indicadores sinemáticos de meso e microescala predominantes sinistrais.

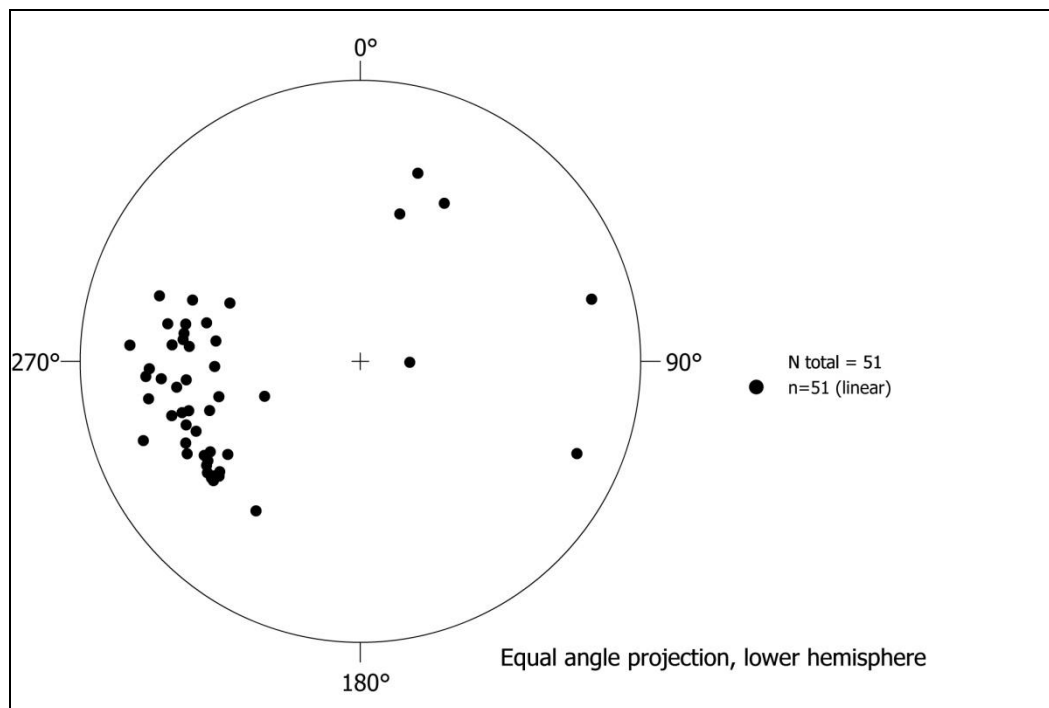


Figura 7: Projeção estereográfica em rede de Schmit (hemisfério inferior) para lineação de estiramento de baixo ângulo ($\sim 20^\circ$), com caimento preferencialmente entre W e SW.

Subordinadamente em volume, porém ocorrendo em quase todos os afloramentos, observam-se corpos intrusivos de textura equigranular fina a média e concordante com a foliação do termo principal, que possui composição similar e foliação paralela à da rocha grossa (*GSA strictu sensu*). Ocorre como injeções tabulares de espessura centimétrica a métrica de contatos difusos com a rocha principal. Os termos de granulação fina contém megacristais esparsos e restritos à borda do corpo, de feldspato alcalino e plagioclásio, com até 3 cm de comprimento que podem ser interpretados como xenocristais da encaixante, sugerindo a interação entre os dois magmas, possivelmente como injeções sin-magmáticas. (Fig. 8).



Figura 8: Detalhe de injeção tabular do termo subordinado com textura equigranular média, concordante com a foliação do termo principal.

Tratam-se, provavelmente de injeções tardias ao longo da foliação, às vezes constituindo corpos tabulares e às vezes irregulares, sempre com contatos difusos com o granitóide principal.

4.3 LITOLOGIAS ENCAIXANTES

4.3.1 Complexo Arroio dos Ratos

Inicialmente, o Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos (CGAR) foi definido por Fernandes *et al.* (1988) como: “ortognaisses tonalíticos a granodioríticos leucocráticos com bandamento milimétrico (G1) contendo enclaves dioríticos de textura fina a média e xenólitos de paragnaisses. O conjunto todo é cortado por veios de granitóides leucocráticos finos a médios (G2) e por sua vez intrudido por granitóides leucocráticos grossos a pegmatóides (G3) em volumes variáveis. Metamorfismo de alto grau e deformação polifásica afetam todas as rochas desse complexo.”

De acordo com UFRGS (2007) o Complexo Arroio dos Ratos (CAR) compreende “biotita metatonalitos e biotita metagranodioritos caracterizados pela presença de foliação metamórfica e textura granoblástica. Subordinadamente observam-se gnaisses tonalíticos a dioríticos com bandamento metamórfico contínuo e regular, alternando-se bandas máficas e félsicas de espessura milimétrica a centimétrica. Nos termos não-bandados, é comum a ocorrência de xenólitos de dimensões centimétricas a métricas de gnaisses tonalíticos com granada, gnaisses dioríticos e anfíbolitos. Uma foliação milonítica geralmente bem desenvolvida se superpõe à estrutura metamórfica e tende a obliterar as características originais e transpor contatos litológicos pré-existent. Paralelo à

foliação milonítica, em zonas de alta deformação, desenvolve-se um bandamento contínuo e regular, marcado pela alternância entre a encaixante e xenólitos muito estirados, realçado por injeções leucocráticas concordantes.”

Gregory et al. (2007) identificam na seção tipo definida por Fernandes et al. (1988) para o CGAR, “duas associações tonalítico-dioríticas e seu embasamento, divididos de acordo com critérios de intrusão, aspectos litológicos e características estruturais. As rochas da Associação 1 têm como característica diagnóstica a presença de textura granoblástica distribuída de forma generalizada entre todos os constituintes. As rochas da Associação 2 têm composição similar e são intrusivas discordantemente na primeira, distinguindo-se por apresentar texturas ígneas e relações geométricas primárias mais preservadas”.

Gregory et al. (2011) reconhece uma associação do tipo TTG no CAR, o qual faz parte do embasamento do Batólito Pelotas, levando a identificação de um conjunto de rochas tonalíticas a dioríticas foliadas, denominado Associação 1 (A1), intrudido discordantemente por rochas de composição similar. O embasamento destas litologias compreende gnaisses calcissilicáticos, gnaisses tonalíticos e rochas metavulcano-sedimentares. A A1 é composta por granada-biotita metatonalitos de textura média a grossa e por metadioritos a metatonalitos de textura fina, com granada restrita aos termos mais diferenciados. Relações de campo indicam que os termos finos constituem diques sinplutônicos nos demais. Em ambos os grupos, a textura granoblástica é atribuída a recristalização sob temperaturas compatíveis com as da fácies anfíbolito superior a granulito. A foliação principal, S1, tem direção NW-SE a EW, e a sua dispersão é atribuída principalmente aos efeitos das dobras F2, cujo eixo tem caimento baixo a médio para WSW, coincidente com a posição da lineação de estiramento. Retirando-se os efeitos das dobras F2, a geometria original da foliação na Associação 1 teria sido subhorizontal, com mergulho suave para WSW. O sentido de movimento dado por estruturas de macro e microescala indica topo para E. Os metatonalitos e metadioritos da A1 são meta a peraluminosos e pertencem à série cálcio-alcalina médio a alto-K. O comportamento dos elementos maiores e traços, bem como o padrão de fracionamento moderado dos ETR, com enriquecimento dos leves em relação aos pesados, indicam ambiente de arco continental maduro para o magmatismo desta associação, sendo a mesma comparável a associações TTG, situando a A1 no Paleoproterozóico, estabelecendo uma comparação com os ortognaisses do Complexo Encantadas, embora estes registrem com maior intensidade o metamorfismo regional orogênico, as rochas da A1 representam o

registro da fase mais madura do mesmo arco continental onde teria se gerado o Complexo Encantadas.

4.3.2 Granodiorito Cruzeiro do Sul

O Granodiorito Cruzeiro do Sul (GCS) é definido por UFRGS, (2007) como “hornblenda-biotita granodiorito porfírico rico em máficos, com 30 a 40% de fenocristais de feldspatos em matriz inequigranular fina a média, contendo alanita e titanita como acessórios diagnósticos. Possui uma foliação de fluxo com importante componente milonítica, que se torna mais acentuada próximo aos gnaisses encaixantes, onde aumenta também a quantidade de veios leucograníticos concordantes milonitizados, gerando-se um bandamento composto. Enclaves microgranulares são comuns, bem como diques sinplutônicos de composição diorítica paralelos à foliação composta e xenólitos de anfibolitos, metadioritos e gnaisses. Microestruturas desenvolvidas sobre feldspatos indicam deformação em condições de temperatura compatíveis com as da fácies anfibolito”.

UFRGS (2007) apresenta as seguintes diferenças em relação à descrição anterior: “(i) a ocorrência de xenólitos é rara, constituindo gnaisses máficos; (ii) a composição dos diques sinplutônicos varia de diorítica a tonalítica; (iii) alguns diques sinplutônicos são discordantes ou mostram ramificações discordantes da foliação milonítica do granodiorito, que corta seus contatos”.

Knijnik et al. (2011) caracterizam o GCS como um corpo de aproximadamente 4 km², alongado na direção ENE-WSW, controlado por uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral, compreendendo hornblenda-biotita granodioritos ricos em máficos ($M' \sim 20$), com idade de cristalização magmática de 634 ± 1.5 Ma (U-Pb SHRIMP em zircão).

Possui contato tectônico a norte com o CAR e com cristas de quartzomilonito, e a sul com os Granitóides Arroio Divisa (GAD) em uma zona de cisalhamento de alto grau com direção ENE. Aflora em lajeados, em encostas de morros, ao longo de drenagens e subordinadamente em matacões. Suas melhores exposições estão nos arredores da Fazenda Cruzeiro do Sul, que denomina a unidade. Apresenta foliação de fluxo magmático, com componente milonítica, observada pela orientação preferencial dos fenocristais de feldspatos e minerais da matriz. Localizadamente, há formação de uma foliação milonítica definida por porfiroclastos com caudas simétricas e assimétricas indicando sentido de

movimento sinistral. Variações composicionais não são acentuadas, exceto pelo teor de máficos (biotita e anfibólio) presentes na matriz. A foliação milonítica tem orientação ENE com altos mergulhos e as lineações de estiramento têm baixo caimento para WSW sugerindo uma zona de cisalhamento transcorrente que gerou espaço para a colocação do GCS e foi responsável por sua deformação.

Corpos máficos de granulação fina e de composição predominantemente diorítica com espessura de 3 cm até 1 m, ocorrem como injeções paralelas e subordinadamente em ângulo com a foliação do GCS. Xenocristais de K-feldspato do GCS capturados pelos diques e relações de mútua intrusão evidenciam que esses dois magmas são sin-plutônicos.

Veios leucograníticos de espessura centimétrica deformados (milonizados e boudinados) ocorrem cortando o GCS paralelos à sua foliação e pontualmente em ângulo com a foliação. Próximo aos contatos com o CAR, o GCS possui um falso bandamento marcado pela alta deformação dos veios e dos minerais estirados da própria rocha.

As características composicionais são condizentes com o caráter pós-colisional do magmatismo e a afinidade shoshonítica é caracterizada pelos teores altos de Sr, pelo comportamento linear e homogêneo dos elementos terras raras e abundância dos LREE em relação aos HREE. Os padrões de elementos traço, com enriquecimento em Ba e Rb e empobrecimento dos HFS em relação aos LILE, bem como seu caráter metaluminoso, também são importantes características que marcam a sua afinidade shoshonítica. As condições de P e T, calculadas a partir do geobarômetro Alt-Hb e do termobarômetro Plg-Hb, são estimadas em cerca de 4,3 a 5,3 kbar e temperaturas de cristalização na ordem de 720 a 760 °C.

4.3.3 Granitóides Arroio Divisa

Os Granitóides Arroio Divisa (GAD) são definidos por UFRGS (2007) como “hornblenda-biotita tonalitos a granodioritos foliados, de textura equigranular média a grossa, contendo titanita, zircão e apatita como minerais acessórios. Hornblenda dioritos ocorrem na forma de enclaves microgranulares, emulsões e diques sinplutônicos, de contatos interdigitados e interlobados, característicos de mistura heterogênea de magmas. Em direção aos termos dioríticos ocorre um aumento no teor de máficos dos granitóides. É também comum a ocorrência de xenólitos centimétricos a decamétricos de gnaisses e metatonalitos do Complexo Arroio dos

Ratos, da Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita e do Granodiorito Cruzeiro do Sul. Nas proximidades das zonas de mistura e de xenólitos maiores, observa-se o desenvolvimento de textura heterogranular a porfírica em zonas de espessura métrica. A foliação magmática é marcada pela orientação dimensional de plagioclásio e biotita, e paralela à mesma é freqüente a ocorrência de foliação milonítica de intensidade variável.”

Os GAD formam um grande corpo alongado de direção NE, limitado ao norte pelo CAR, GCS e GSA. Ao sul, está em contato com o Granito Serra do Erval e com o Riolito Ana Dias. Este contato é marcado por uma zona de catáclase. Os GAD intrudem o CAR, em suas porções leste e sul. Na porção central dos GAD ocorre uma grande falha de direção N-S que afeta também as unidades adjacentes.

Estes granitóides estão freqüentemente associados a rochas básicas de composição diorítica, tendo hornblenda como componente máfico principal, na forma de diques sin-plutônicos, injeções e enclaves microgranulares máficos, de dimensões variando entre 5 cm e 1 m, com contatos difusos e interlobados, característicos de processos de mistura heterogênea de magmas. São comuns xenólitos bandados e deformados de composição tonalítica, trondhjémítica do Complexo Arroio dos Ratos, calciossilicatada da Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita e granodiorítica do Granodiorito Cruzeiro do Sul, variando em dimensões de centimétricas até decamétricas, com formas tabulares, alongadas e arredondadas em contatos retos e difusos, evidenciando processos de reação (UFRGS 2007). Estes xenólitos são freqüentemente concordantes à foliação milonítica. O CAR ocorre ainda como xenólitos de dimensões centimétricas a quilométricas, contidos na unidade GAD.

Os Granitóides Arroio Divisa são predominantemente equigranulares, de textura média a grossa, tendendo a porfírica nas porções próximas às zonas de misturas de magmas e aos xenólitos, marcadas pela presença de porfiroclastos de plagioclásio e K-feldspato.

A foliação molonítica de direção E-W está sobreposta à foliação magmática. O processo de deformação é evidenciado por microestruturas do tipo kink bands, maclas em cunha, subgrãos em plagioclásio e K-feldspato e estruturas do tipo mica fish e plagioclásio fish assim como a extinção ondulante observada nestes minerais. O feldspato apresenta cerca de 5%, de pertitas do tipo vênulas e filetes.

Fontana et al. (2011) descrevem os GAD como um corpo alongado de direção NE-SW, com aproximadamente 30 km de extensão e 1 a 6 km de largura, intrusivos no Complexo Arroio dos Ratos, sendo os GAD e rochas máficas

associadas portadores de características geoquímicas de afinidade toleítica médio a alto-K, incluindo também magmas produzidos por fusão crustal de gnaisses com granada, que além de gerar corpos graníticos, contaminou os magmas parentais dioríticos. A integração das interpretações estratigráficas, tectônicas e geoquímicas indica que este magmatismo constitui manifestação precoce do magmatismo pós-colisional neoproterozóico.

4.3.4 Granito Quitéria

O Granito Quitéria compreende, de acordo com UFRGS (2007) “biotita monzogranitos a granodioritos foliados, porfiríticos, com megacristais euédricos a subédricos de feldspato perítico de 1 a 3 cm de comprimento em matriz heterogranular média, de composição tonalítica a granodiorítica, que representa em torno de 65% da rocha. Os minerais acessórios são apatita e zircão. A foliação primária é marcada pela orientação de biotita e de megacristais prismáticos. Localizadamente, observa-se foliação milonítica concordante com a primária, dada por feldspatos lenticulares e quartzo fitado. Raramente, observam-se diques sinplutônicos e enclaves microgranulares máficos alongados e concordantes com a foliação magmática.”

Para Koester et al. (2001a), o metagranito Quitéria está representado por três áreas principais de exposição espacialmente distintas, que são circundadas pelos granitóides da Suite Granítica Cordilheira. Apresenta mineralogia magmática principal composta por quartzo, andesina, feldspato alcalino e biotita, tendo como minerais acessórios a granada, zircão, muscovita, apatita, esfero, alanita e turmalina. Como mineralogia secundária, produto de transformações secundárias, ocorre a albita, opacos (?), epidoto, mica branca, clorita, biotita e muscovita. Uma das principais características do metagranito Quitéria para esse autor é a presença de uma trama de fluxo magmático $S = L$, onde a foliação e a lineação são evidenciadas pelo alinhamento dimensional dos fenocristais de feldspato alcalino, conferindo à rocha uma foliação subvertical NE-SW, e uma lineação sub-horizontal com direção de caimento predominantemente SW ou NE do eixo maior dos cristais.

Segundo diversos autores (e.g. Koester et al.(1997); Fernandes et al. 1992, 1993) os granitos Quitéria e Arroio Francisquinho que afloram na porção NW da área, são definidos como sintectônicos à ZCTDC, e teriam se posicionado nos estágios iniciais de movimentação da mesma. Estes granitos estão inseridos na

zona de cisalhamento NE, de caráter dúctil e movimento lateral esquerdo.

Os granitos Quitéria e Arroio Francisquinho afloram predominantemente em lajeados, blocos e matacões, com grau de alteração variado (UFRGS, 2007). Os cristais de K-feldspato possuem em média 15% de pertitas do tipo filetes e marcam a foliação milonítica evidenciada pela assimetria de megacristais de hábito lenticulares, e pelo quartzo estirado, indicando movimento sinistral. A foliação ígnea é marcada pela orientação dos cristais não deformados de biotita e dos megacristais de K-feldspato euédricos (Koester et al. 2001). O corpo que se encontra na porção sul da área descrita em UFRGS (2007) está inteiramente contido no Granito Serra do Erval. Este corpo do Granito Quitéria apresenta foliação ígnea de direção NW, discordante da foliação original, podendo tratar-se de um megaxenólito que sofreu deslocamento devido à intrusão do Granito Serra do Erval.

O corpo central possui formato alongado com direção nordeste e faz contato com os Granitóides Arroio Divisa, a norte, e com as rochas da fácies equigranular média do Granito Serra do Erval, a sul. A foliação ígnea tem direção E-W e há importante foliação milonítica na porção leste deste corpo, concordante com a foliação primária

O pequeno corpo localizado na porção N-NE (UFRGS, 2007) separa as duas fácies do Granito Serra do Erval. Faz contato tectônico com a fácies grossa a norte e com a fácies média a sul, estando inteiramente contido nesses granitos. Este corpo é intrusivo nos Granitóides Arroio Divisa e é intrudido pelo Granito Serra do Erval, sendo influenciado a oeste por uma zona de cataclase de direção NE. Possui foliação ígnea de direção E -W.

4.3.5 Granito Serra do Erval

Esta unidade foi originalmente definida por UFRGS (1978), como Complexo Granítico Serra do Erval, compreendendo três porções distintas: fácies riolítica, fácies sienogranítica e fácies monzonítica.

Segundo UFRGS (2007) compreende “biotita leucossienogranitos de textura equigranular hipidiomórfica, com quartzo facetado abundante e K-feldspato pertítico. Os minerais acessórios são zircão, apatita e fluorita, além de cassiterita em veios pegmatíticos. De modo localizado, observa-se foliação magmática marcada por orientação de biotita, feldspatos e agregados alongados de grãos equidimensionais de quartzo”.

Com base em critérios texturais, UFRGS (2007) individualiza este granito em duas subunidades: a fácies equigranular média (fem) é dominante em volume, com K-feldspato finamente pertítico, e a fácies equigranular grossa (feg), onde as pertitas são mais abundantes, na forma de fitas grossas ou manchas. Sobre ambas as fácies, observa-se margem resfriada de ocorrência irregular e localizada, marcada pela presença de termos equigranulares finos e termos porfíricos de matriz abundante, com cavidades miarolíticas e até 10% de biotita.

O Granito Serra do Erval (GSE) aflora em uma grande área, como lajeados extensos e também matacões. Ocorre como um corpo com tendência arredondada com leve disposição concordante com as demais unidades na direção nordeste. O GSE é um corpo intrusivo nos Granitóides Arroio Divisa e no Granito Quitéria. O contato é tectônico com estas unidades mais antigas, marcado por uma extensa zona de cataclase, que possivelmente favoreceu a intrusão desses granitóides mais jovens. A existência de um grande lineamento com direção N-S afeta estas unidades mais jovens em caráter rúptil.

4.3.6 Riolito Ana Dias

É constituído por rochas hipabissais que ocorrem como um corpo intrusivo alongado na direção principal NE, de dimensões aproximadas de 15 x 4,5 km, intrusivo nos Granitóides Arroio Divisa, no Granito Serra do Erval e no Granito Quitéria.

Conforme UFRGS (1978), o Riolito Ana Dias (RAD) é definido como corpos hipabissais e diques de dimensões variadas, apresentando variação no teor de fenocristais e gradando de um riolito porfírico até um microgranito. Os diques também apresentam variação na proporção fenocristais/matriz, assim como variação do tamanho dos fenocristais.

(Fragoso César, 1991, apud UFRGS, 2007) caracteriza a unidade RAD por tufo, ignimbritos e diques riolíticos, sendo que o magmatismo associado ao RAD teria semelhança composicional e geoquímica com os corpos graníticos mais diferenciados da Suíte Granítica Dom Feliciano.

O RAD foi definido por UFRGS (2007) como “riolitos porfíricos com variação textural gradacional para termos equigranulares finos, de aparência plutônica. Os termos porfíricos têm 20 a 40% de fenocristais euédricos de quartzo e K-feldspato, subordinadamente plagioclásio, envoltos em matriz afanítica a fernerítica muito fina”.

4.4 PETROGRAFIA DOS GRANITÓIDES SANGA DO AREAL

Sob o ponto de vista petrográfico os GSA apresentam em seu termo principal uma textura seriada, com variação de tamanho de grãos de megacristais até os cristais da matriz, não ocorrendo uma bimodalidade de tamanho de grãos (Fig. 9 – A). Os megacristais presentes apresentam uma proporção equivalente de plagioclásio, por vezes zonado, e K-feldspato (Fig. 9 – B). Os minerais máficos ocorrem muito alterados para clorita (cloritização de biotita) e quebrados.

O quartzo sofre alongamento nas zonas de alta deformação, desenvolvendo fitas de grãos microcristalinos recristalizados (Fig. 9 – C). Observam-se alguns indicadores de deformação sinistral, como por exemplo, mica fish. (Fig. 9 – D).

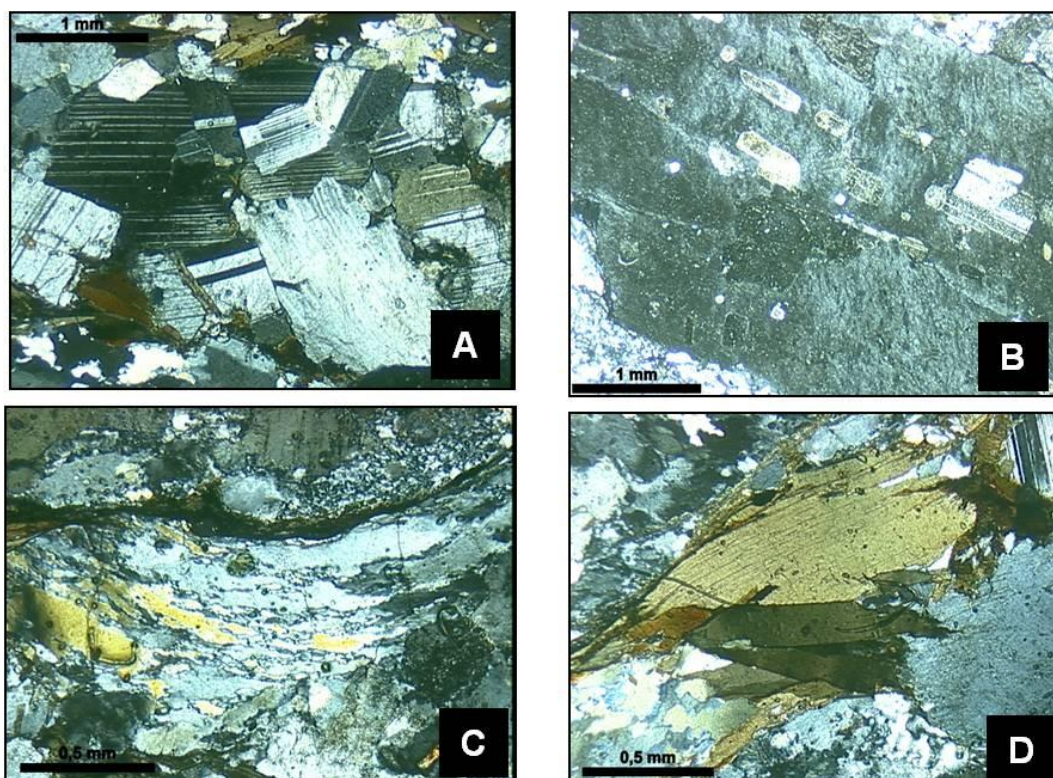


Figura 9: A) textura seriada que varia de tamanho de megacristais até a matriz; B) megacristal de K-feldspato no termo principal, com inclusões orientadas de plagioclásio; C) matriz composta de quartzo microcristalino fitado. D) “mica fish” no termo principal indicando deformação sinistral. (modificado de UFRGS, 2007).

Em seu termo cinza fino observa-se uma textura heterogranular microporfírica seriada, similar ao principal. Sobre os plagioclásios, está presente uma grande quantidade de mica branca.

Como acessórios ocorrem zircão, apatita e alanita, que por vezes está alterada para epidoto (Fig 10 – A,B,C e D).

São observadas microestruturas de alta temperatura como sub-grãos em plagioclásio (Fig. 10 – E). Ocorrem também estruturas de deformação como flambagem de maclas de plagioclásio e terminações em cunha. Localizadamente ocorrem mirmequitos nas bordas dos cristais de feldspato alcalino e plagioclásio (Fig. 10 – F).

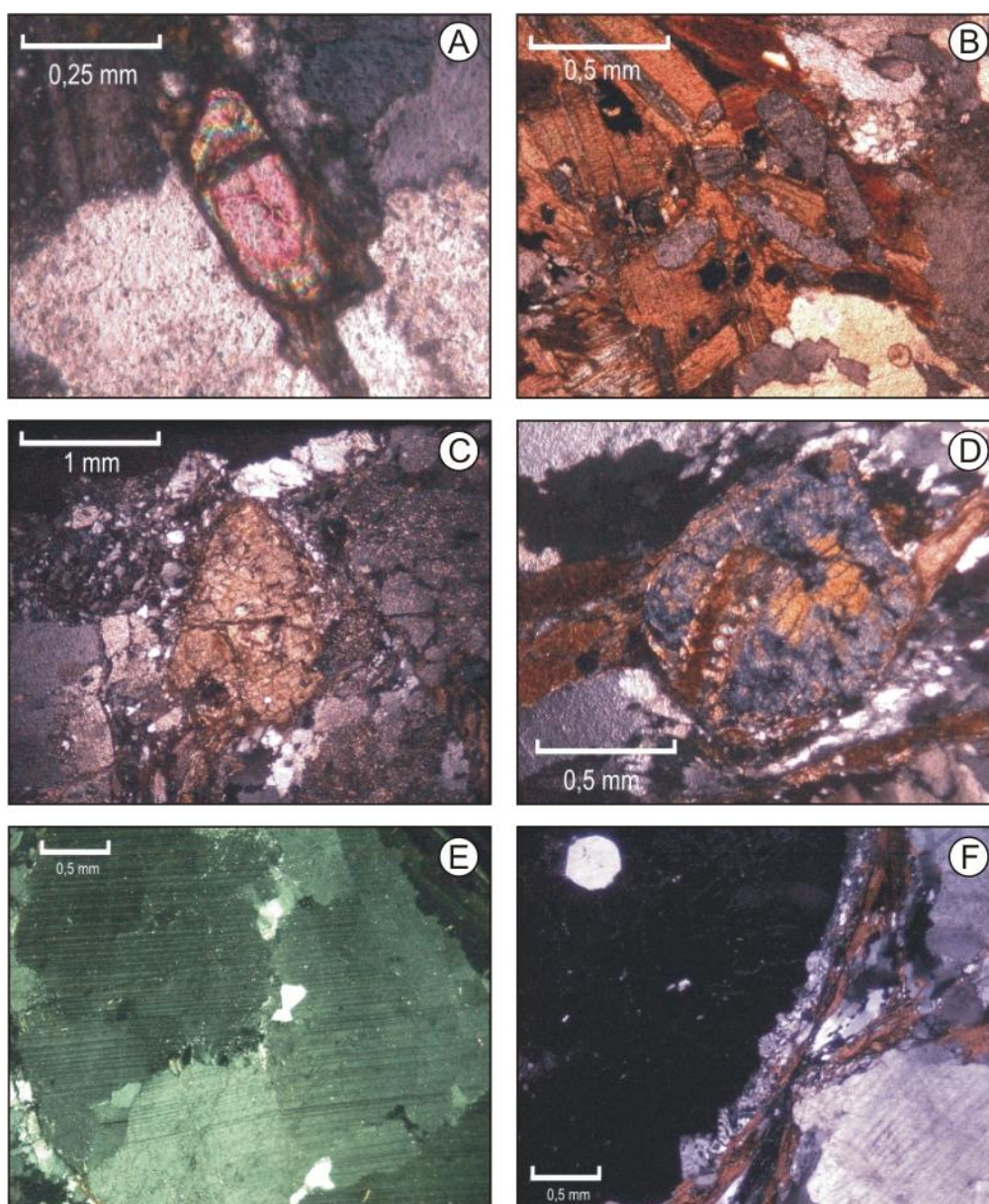


Figura 10: A) detalhe de um cristal de zircão em nicóis cruzados; B) detalhe de cristais de apatita em nicóis cruzados; C) cristal de alanita zonada, parcialmente alterado para epidoto em nicóis cruzados; D) cristal de alanita parcialmente alterado para epidoto em nicóis cruzados; E) sub-grãos em plagioclásio em nicóis cruzados, estrutura característica de alta temperatura; F) mirmequitos na borda de megacristal de feldspato alcalino em nicóis cruzados.

A biotita possui ng castanho-avermelhado e o teor de An do plagioclásio, identificado pelo método- α , descrito por Hibbard (1995), situa-se em torno de 24%, caracterizando a composição de oligoclásio. Para a contagem modal, foram individualizados os dois termos do GSA, onde para o termo principal foram utilizadas quatro lâminas (Tab. 1) e para o termo equigranular médio duas lâminas (Tab. 2), conforme os dados expostos à seguir.

Tabela 1: Resultados da contagem modal para as lâminas do termo principal.

amostra	AC01A	AC03A	AC04A	AC07A
Qtzo (%)	37,6	27,6	23,9	38,2
Kf (%)	32,2	31,4	33,8	33,5
Plg (%)	22,3	31,1	32	26,3
Bt (%)	4,8	9,5	9,7	1,5
Msc (%)	0,3	0,3		0,3
Apatita (%)	0	0	0,4	0
Alanita (%)	0	0	0	0,3
Zircão (%)	0	0	0	0
Vazios (%)	2,7	0	0	0
Total (%)	99,9	99,9	99,8	100,1
Q (%)	40,83	30,63	26,64	38,98
A (%)	34,96	34,85	37,68	34,18
P (%)	24,21	34,52	35,67	26,84
Total (%)	100,00	100,00	100,00	100,00

Tabela 2: resultados da contagem modal para as lâminas do termo equigranular médio.

Amostra	AC01B	AC02A
Qtzo (%)	36,8	42
Kf (%)	39,3	34,8
Plg (%)	21,5	23
Bt (%)	1,8	0
Msc (%)	0,2	0
Apatita (%)	0	0
Alanita (%)	0	0
Zircão (%)	0	0
Vazios (%)	0	0
Total (%)	99,6	99,8
Q (%)	37,70	42,08
A (%)	40,27	34,87
P (%)	22,03	23,05
Total (%)	100,00	100,00

Estes dados foram colocados em diagrama de classificação para rochas plutônicas (Streckeisen 1974), sendo as amostras localizadas no campo dos

monzogranitos. (Fig. 11). As amostras referentes ao termo equigranular fino apresentam um leve aumento de K-feldspato em relação a plagioclásio.

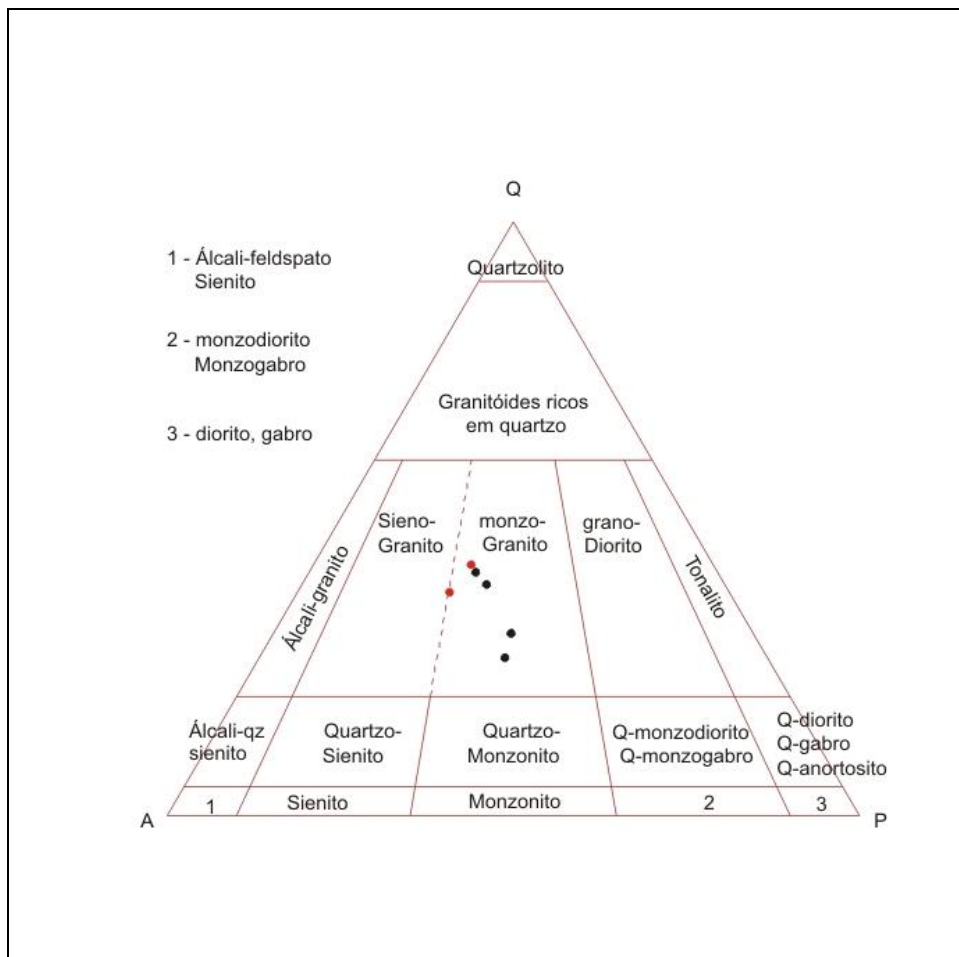


Figura 11: diagrama QAP de classificação para rochas plutônicas (Streckeisen 1974). Os pontos pretos representam amostras do termo principal porfirítico enquanto os pontos vermelhos representam amostras do termo equigranular.

4.5 GEOQUÍMICA

Os dados obtidos para as amostras do GSA foram comparados com os dados dos GAD (Fontana, 2008, Fontana *et al.* 2011), e do Granito Quitéria (Koester *et al.*, 2001) e colocados em diversos diagramas de elementos traços e maiores.

No diagrama de $A/CNK - A/NK$ utilizando o critério sugerido por Shand (1943), todas as litologias são muito parecidas, mostrando índice de peraluminosidade (ACN/K) entre 1 e 1,2 o que as classifica como peraluminosas (Fig. 12).

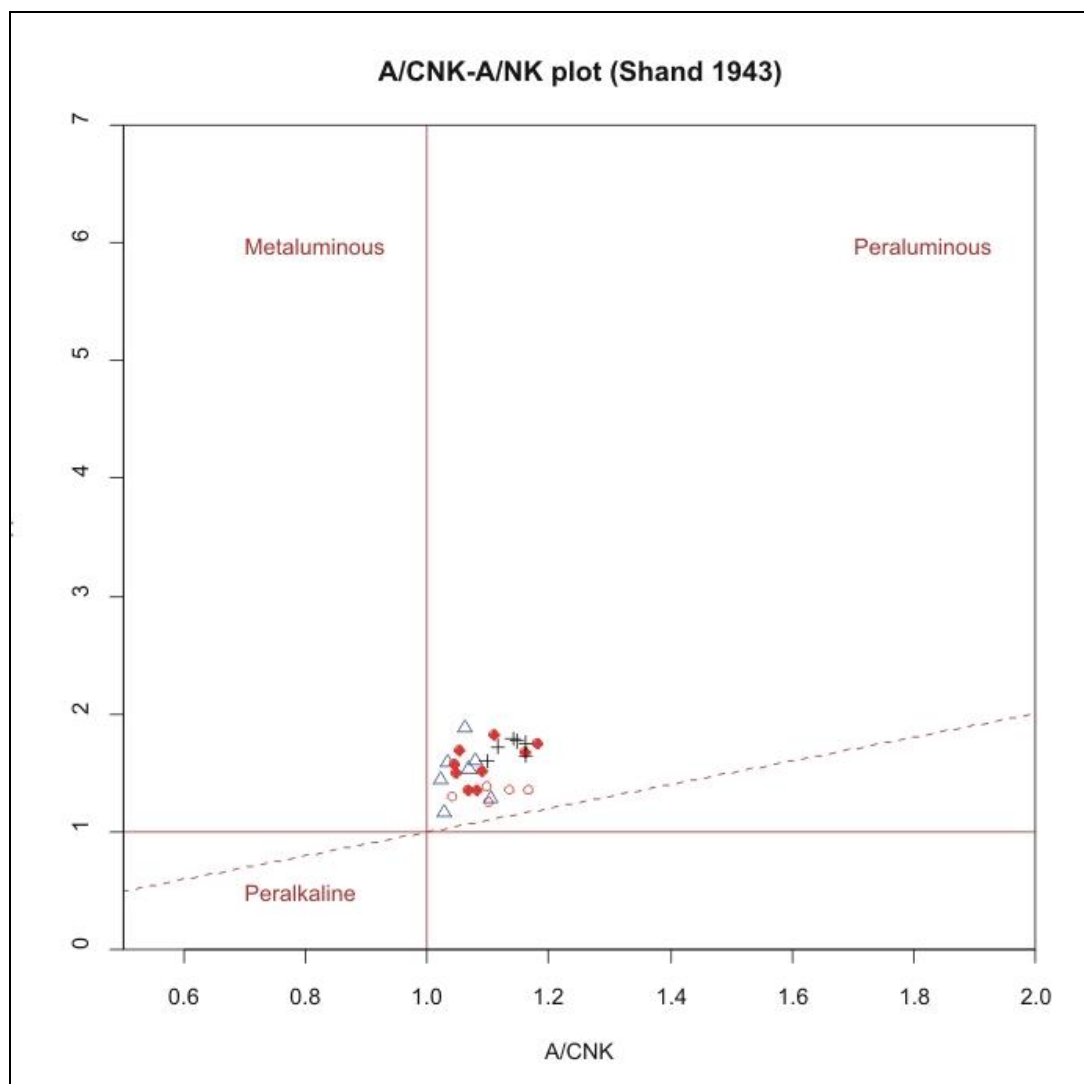


Figura 12: Diagrama de A/CNK – A/NK. Os pontos vermelhos representam os GSA *strictu sensu*; os círculos vermelhos vazados são os GSA equigranulares, os triângulos azuis os GAD e as cruzes pretas representam o Granito Quitéria (Koester *et al.* 2001).

Segundo o diagrama multielementar da figura 13 (Pearce *et al.* 1984), mostrando os conteúdos dos elementos em relação ao padrão dos granitos de cadeias oceânicas (ORG) todos os elementos são muito semelhantes nas três litologias. Todos mostram anomalias negativas para Nb, que são comuns em granitos que provém de magmas parentais derivados de fontes mantélicas afetadas por subducção.

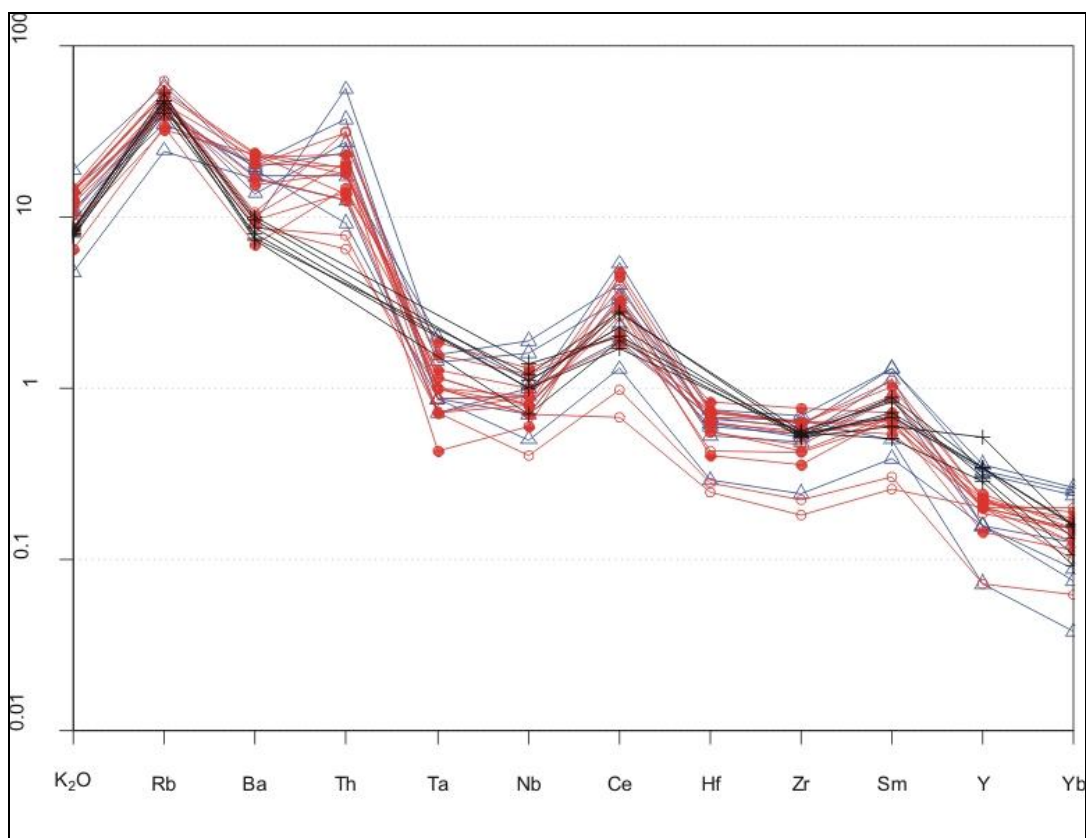


Figura 13: Diagramas multielementares com padrões dos granitóides estudados normalizados pelos valores de ORG conforme sugerido por Pearce *et al.* (1984). Os pontos vermelhos representam os GSA *strictu sensu*, os círculos vermelhos vazados são os GSA equigranulares, os triângulos azuis os GAD e as cruzes pretas representam o Granito Quitéria (Koester *et. al.* 2001).

Segundo os diagramas de ambientes tectônicos de Pearce *et al.* (1984), todas as amostras aparecem agrupadas no campo pós-colisional ou de arco magmático maduro (CAG) (Fig. 14). Posicionam-se no campo definido por Nardi e Bitencourt (2007) como típico dos granitóides neoproterozóicos, pós-colisionais, vinculados às séries subalcalinas, do sul do Brasil.

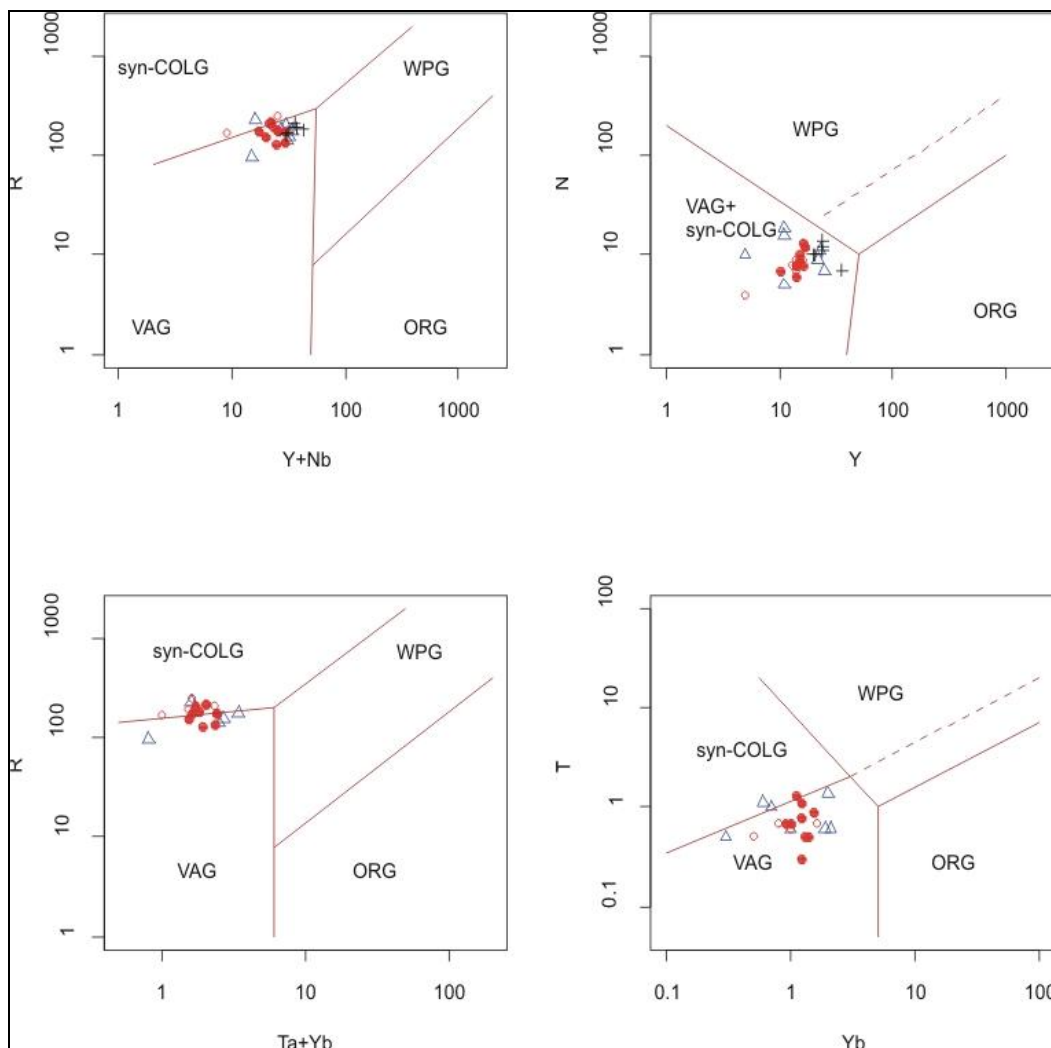


Figura 14: Diagramas de ambientes tectônicos sugeridos por Pearce et al. (1984). Os pontos vermelhos representam os GSA *strictu sensu*, os círculos vermelhos vazados são os GSA equigranulares, os triângulos azuis os GAD e as cruzes pretas representam o Granito Quitéria (Koester et al. 2001).

De modo geral os padrões de ETR normalizados pelos valores condríticos mostram padrões muito semelhantes para os três grupos de rochas. Os valores LaN variam aproximadamente entre 70 e 200. Os valores LuN variam aproximadamente entre 5 e 10 e as razões LaN/LuN são em torno de 20 (Fig. 15). Na maior parte das amostras formam-se anomalias negativas leves a moderadas de Eu, observando-se que as anomalias mais negativas ocorrem nos padrões mais enriquecidos em ETRL (elementos terras raras leves). As amostras mais diferenciadas são as mais empobrecidas em ETR, no entanto, não observa-se nenhuma outra regularidade nos padrões da maior parte das amostras de granitóides.

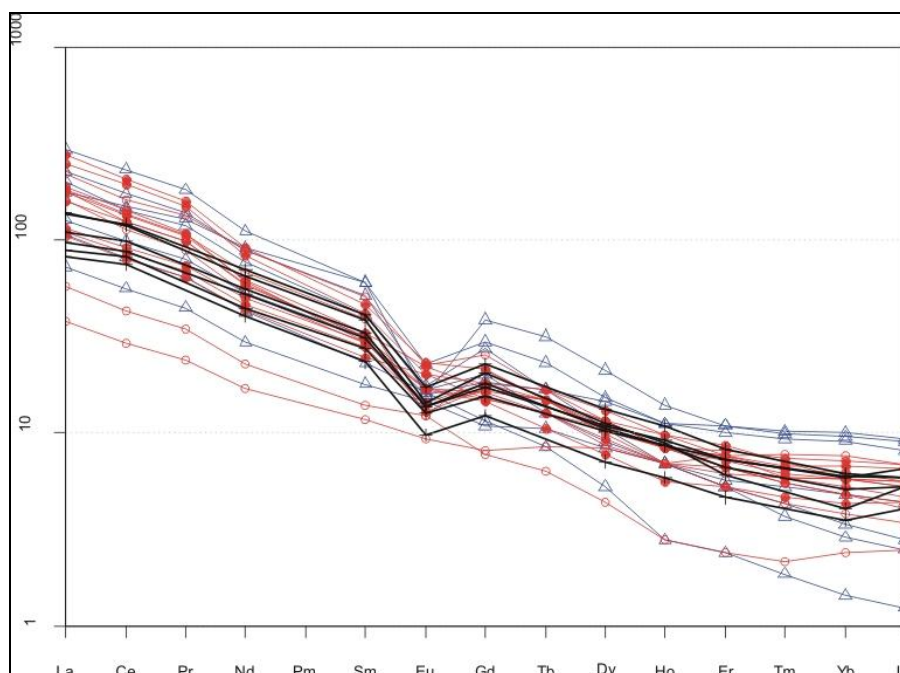


Figura 15: Padrões de ETR normalizados pelos valores condriticos (Boynton, 1984). Os pontos vermelhos representam os GSA *strictu sensu*; os círculos vermelhos vazados são os GSA equigranulares, os triângulos azuis os GAD e as cruzes pretas representam o Granito Quitéria (Koester, *et al.*, 2001).

De acordo com os critérios sugeridos por Whalen *et al.* (1987) as três litologias mostram um comportamento semelhante, correspondendo a granitos subalcalinos médio a alto K ou do tipo-I Caledoniano, tendendo a aproximar-se de composições de granitóides intraplaca do tipo A.

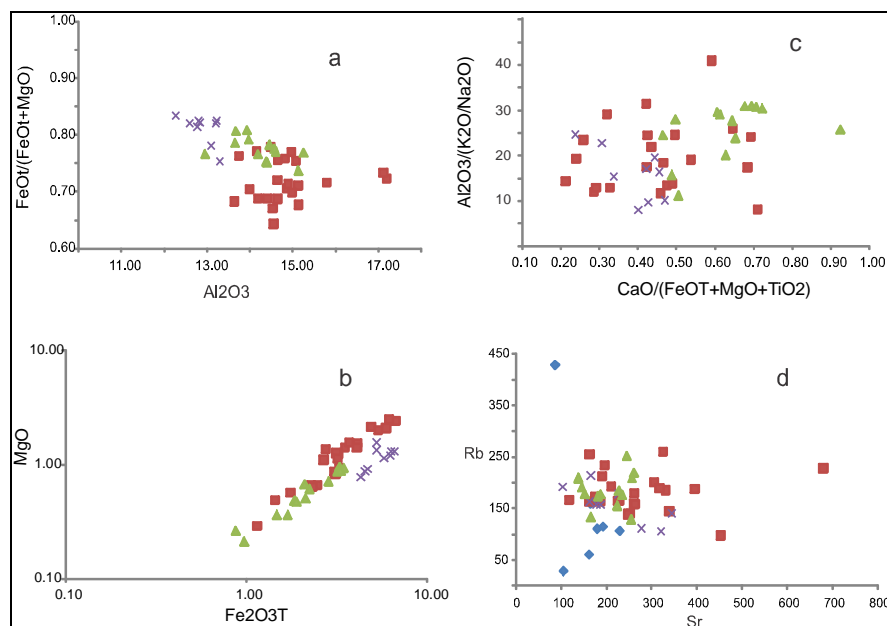


Figura 16: Parâmetros geoquímicos nos granitóides GAD (quadrados), GSA (triângulos), nas rochas máficas associadas aos GAD (losangos), e nas rochas ácidas toleíticas de Etendeka (xis).

A comparação de parâmetros composicionais dos GAD e GSA (Figura 16) mostra um maior grau de diferenciação no segundo, indicado pela diminuição dos teores de MgO e Fe₂O₃T (Fig. 16 b), bem como um leve aumento do grau de oxidação (Fig 16 a e b) sugerido pelos parâmetros discutidos por Dall'Agnol & Oliveira (2007). Na figura 16 d consta-se um leve decréscimo dos teores de Sr nos GSA e uma semelhança dos teores de Rb em ambas litologias. Estes parâmetros também foram comparados aos das rochas ácidas da província de Paraná-Etendeka (Peate, 1997) por representarem típicas rochas de afinidade toleítica, embora de ambiente anorogênico e extensional.

4.6 DISCUSSÃO DOS DADOS GEOQUÍMICOS

Os dados obtidos para elementos maiores e traços indicam que os GSA são granitóides de caráter peraluminoso, pós-colisionais de afinidade toleítica médio a alto K, semelhantes aos granitos do tipo-I caledoniano, de acordo com os diagramas de elementos traço para definição de ambientes geotectônicos e fontes. Quando comparados nos diagramas de Whalen *et al.* (1987), são muito parecidos com granitos diferenciados de séries sub-alcálicas de médio a alto potássio, o que é confirmado pelos padrões de ETR.

A comparação dos dados geoquímicos referentes às rochas do GSA com GAD (Fig 16) indicam um caráter mais diferenciado do GSA, marcado pelos valores levemente mais elevados de SiO₂ e menores para MgO e Fe₂O₃T (Fig. 16 b). A razão FeOT/(FeOT + MgO) é mais elevada nos granitóides GSA o que indica um maior grau de oxidação (Fig. 16 a). O maior grau de oxidação também é sugerido pelo diagrama da figura 16 c. Os teores de Sr são levemente mais baixos nos GSA, conforme seria esperado com o aumento do grau de diferenciação; o Rb no entanto, não mostra qualquer variação correspondente (Fig. 16 d). Os demais elementos analisados mostram valores muito próximos nos granitóides de ambas associações. Com base nestas similaridades composicionais, na mineralogia e relações de campo propõe-se que os GSA representam um pulso magmático mais evoluído e mais jovem que o GAD, sendo ambos, no entanto, provenientes das mesmas fontes e produzidos pelos mesmos processos.

Como proposto por Fontana *et al.* (2011) as rochas máficas associadas aos GAD tem afinidade com a série toleítica médio a alto-K e, como a similaridade, inclusive temporal, entre estas e o GSA é muito grande, admite-se que também

estes possam representar o produto da diferenciação de magmas básicos de afinidade toleítica médio a alto-K com significativa assimilação de materiais crustais, conforme o modelo proposto por Florisbal *et al.* (2009). De acordo com Florisbal *et al.* (2009) os granitos Garopaba e Paulo Lopes são produtos da cristalização de líquidos derivados de magmas básicos toleíticos, médio a alto-K, composicionalmente similares aos basaltos da bacia do Paraná, que assimilaram grandes quantidades de materiais crustais.

Os GSA apresentam características petrográficas e geoquímicas muito semelhantes ao Granito Quitéria, o que permite considerá-los como correlacionáveis. A caracterização geoquímica e a interpretação dos dados estruturais indicam que os GSA são semelhantes aos granitos do tipo-I Caledoniano ou aos KCG conforme a sugestão de Barbarin (1999). Os chamados KCG são tipicamente associados à ambientes de arcos magmáticos maduros e pós-colisionais, sendo temporal e espacialmente relacionados com granitóides peraluminosos produzidos por fusão parcial da crosta (Barbarin 1999). Esta é uma situação semelhante ao sul do Brasil onde os granitóides tipo KCG, isto é, o GSA, GAD e o Granito Quitéria, associam-se espacial e temporalmente ao Arroio Francisquinho (Koester *et al.*, 2001 a e b). O mesmo se repete no Estado de Santa Catarina com os granitóides Quatro Ilhas e Mariscal descritos por Bitencourt & Nardi (1993) entre outros.

Provavelmente, os GSA representam contaminação crustal em magmas de afinidade toleítica como observado na Suíte Paulo Lopes, SC (Florisbal, 2007, Florisbal *et al.* 2009). A forte similaridade composicional dos GSA com os granitóides da referida suíte permitem admitir uma evolução e origem semelhante para ambos, isto é, contaminação de magmas toleíticos pós-colisionais por fusões crustais geradas durante o magmatismo sintranscorrente.

A comparação dos granitóides GSA e GAD com rochas graníticas de afinidade toleítica de ambientes anorogênicos, salienta os teores maiores de Al_2O_3 dos primeiros, bem como os teores mais elevados de elementos como Nb, Zr, Y e outros HFS nos tipos anorogênicos. Estas diferenças composicionais podem, ao menos parcialmente, serem atribuídas à assimilação de materiais crustais nos granitóides pós-colisionais. Conforme sugerido por Nardi & Bitencourt (2007) o posicionamento dos magmas parentais, sintectônico ao Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro, favoreceria a formação de fusões crustais e a sua assimilação pelos magmas de proveniência do manto anteriormente afetado pela subducção de crosta oceânica.

4.7 GEOCROLOGIA

O acervo de dados geocronológicos disponível para o magmatismo granítico ocorrente na região de Quiteria - RS é ainda escasso, e limitado aos trabalhos recentemente apresentados por Gregory et al. (2011), Knijnik et al. (2010) e Fontana et al. (2011), cujos resultados são discutidos em conjunto com os dados obtidos no presente trabalho.

A fim de completar o quadro de idades atual, bem como contribuir para a construção de um quadro cronológico da granitogênese ocorrente na região de Quiteria - RS, cristais de zircão de uma amostra dos Granitóides Sanga do Areal foram analisados via LA-MC-ICP-MS. Os procedimentos analíticos são apresentados na primeira parte da dissertação, no capítulo de metodologia, e maiores detalhes em Guadagnin et al. (2010).

As imagens de elétrons retroespalhados (BSE) obtidas por microscópio eletrônico de varredura mostram que os cristais de zircão apresentam hábito prismático curto, com zoneamento normal e padrão concêntrico preservado. (Fig. 17).

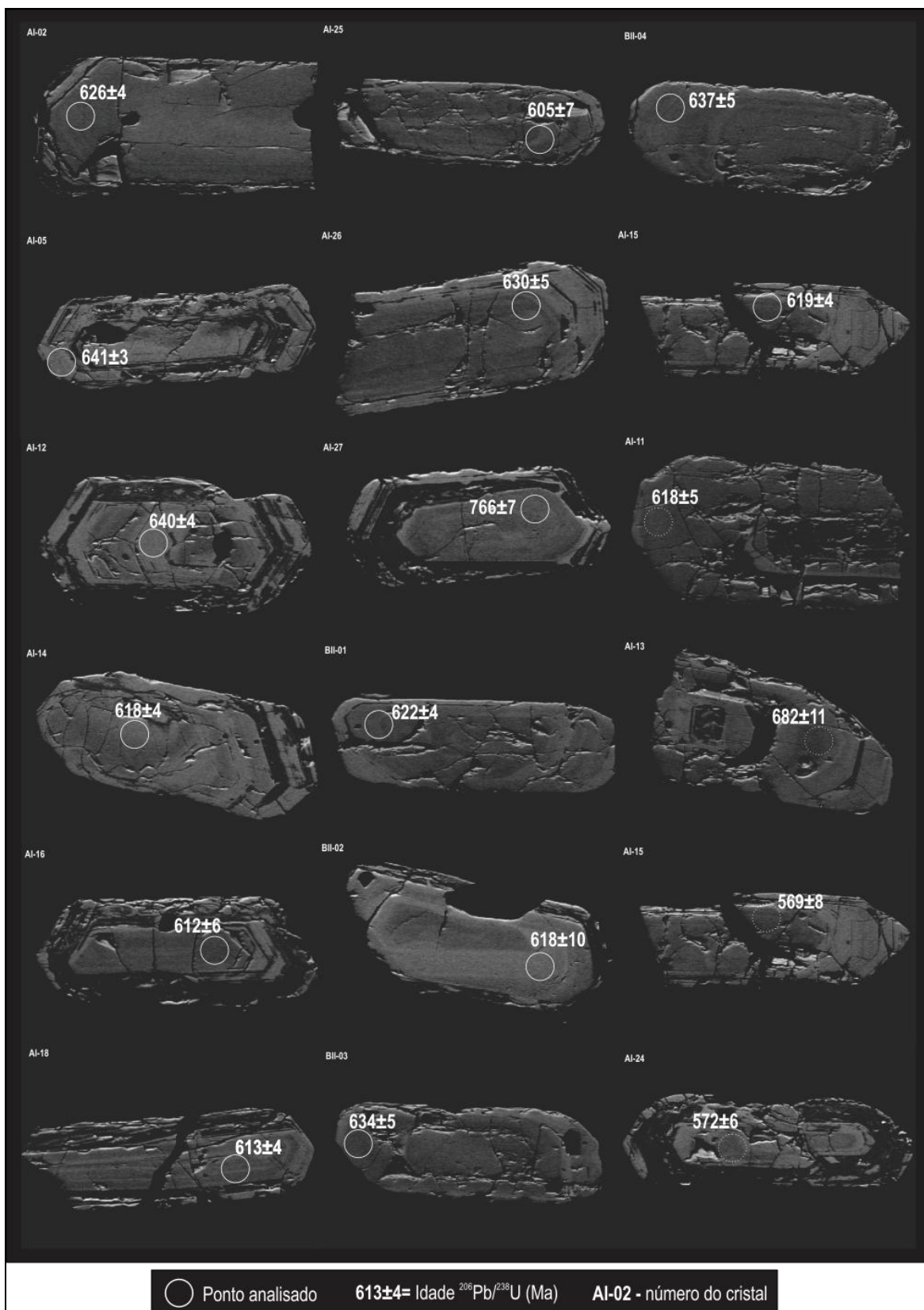


Figura 17: Imagens de elétrons retro-espalhados (BSE) dos cristais de zircão da amostra AC-01A. Todos os pontos analisados estão representados na figura: As circunferências com linha cheia representam análises com baixa discordância associada e com linhas pontilhadas os cristais com alta discordância associada e que não foram utilizados no cálculo das idades.

Cerca de 13 análises foram realizadas em cristais de zircão de uma amostra de biotita monzogranito porfirítico típico do termo principal dos Granitóides Sanga do Areal (AC-01A). Os cristais apresentam hábito prismático, razão 3:2 e 4:1, com tamanho médio de 200 μm ; o zoneamento é geralmente evidente e regular, à exceção de alguns poucos cristais que não exibem zoneamento. Fraturas concêntricas e também transgranulares sem um padrão bem definido são bastante comuns, por vezes associadas à variação na intensidade de cor das imagens para tons mais claros, sugerem maiores concentrações de elementos de alto peso molecular, como U ou Th nas bordas (Fowler, 2002). Apenas um núcleo herdado foi identificado.

A maioria dos spots resultou em idades pouco discordantes (~4%). Uma idade concórdia, calculada em 767 ± 12 Ma, é interpretada com um núcleo herdado (cristal AI-27 da fig. 17). Seguindo a metodologia sugerida por Küster et al. (2008) e Williams et al. (2009), foram separados apenas os dados com discordância associada por volta de 5% (dez cristais) e para estes calculou-se a idade de intercepto superior no diagrama concórdia de 626 ± 20 Ma (MSWD=3), interpretada como a idade de cristalização. Considerando todo o conjunto de análise, ou seja dados com discordância associada inferior a 10% (treze cristais), foram também calculadas as idades pelas médias, chegando-se a idade $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ de 626.6 ± 4.9 Ma (MSWD=2.2), portanto, com valor central da idade muito similar e erro e MSDW associados mais baixos que o determinado pela idade de intercepto superior do diagrama concórdia.

Todos os pontos obtidos para a amostra são apresentados na Tabela 1, sendo os utilizados para confecção do diagrama concórdia indicados na mesma.

Tabela 3: Dados U-Pb obtidos por LA-MC-ICP-MS para os Granitóides Sanga do Areal (AC-01A)

Spot	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	Age (Ma) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Error Ma	Age (Ma) $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Error Ma	Age (Ma) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Error Ma	% Disc	Th ppm	U ppm	Pb ppm	ID
Zr-194-A-I-02	0.8522	1.54	0.1019	0.57	0.37	0.0606	1.43	626	4	626	10	626	9	0	105	293	33	1
Zr-194-A-I-05	0.8759	1.72	0.1045	0.42	0.25	0.0608	1.67	641	3	639	11	632	11	-1	161	1050	105	1
Zr-194-A-I-12	0.8664	1.69	0.1043	0.68	0.40	0.0602	1.55	640	4	634	11	611	9	-5	260	1356	144	1
Zr-194-A-I-14	0.8369	2.06	0.1007	0.58	0.28	0.0602	1.97	619	4	617	13	612	12	-1	202	1048	105	1
Zr-194-A-I-16	0.8367	2.77	0.0995	0.96	0.35	0.0610	2.60	612	6	617	17	638	17	4	80	217	22	1
Zr-194-A-I-18	0.8376	1.84	0.0998	0.63	0.34	0.0608	1.73	613	4	618	11	634	11	3	195	367	41	1
Zr-194-A-I-25	0.8248	1.82	0.0984	1.22	0.67	0.0608	1.36	605	7	611	11	633	9	4	125	340	35	1
Zr-194-A-I-26	0.8559	2.33	0.1027	0.78	0.33	0.0605	2.20	630	5	628	15	620	14	-2	100	229	27	1
Zr-194-B-II-01	0.8463	1.63	0.1013	0.68	0.42	0.0606	1.48	622	4	623	10	625	9	1	94	264	31	1
Zr-194-B-II-02	0.8416	2.56	0.1006	1.60	0.63	0.0607	2.00	618	10	620	16	627	13	1	94	264	27	1
Zr-194-B-II-03	0.8662	2.34	0.1033	0.78	0.33	0.0608	2.20	634	5	633	15	632	14	0	66	157	18	1
Zr-194-B-II-04	0.8713	2.20	0.1038	0.82	0.37	0.0609	2.04	637	5	636	14	635	13	0	76	194	22	1
Zr-194-A-I-11	0.8541	2.18	0.1006	0.82	0.38	0.0616	2.02	618	5	627	14	659	13	6	114	354	34	2
Zr-194-A-I-13	0.8098	3.83	0.0944	1.90	0.50	0.0622	3.33	582	11	602	23	681	23	15	53	165	17	2
Zr-194-A-I-15	0.7712	2.35	0.0922	1.34	0.57	0.0607	1.94	569	8	580	14	627	12	9	132	364	36	2
Zr-194-A-I-24	0.7906	4.56	0.0928	1.05	0.23	0.0618	4.44	572	6	592	27	668	30	14	212	806	75	2
Zr-194-A-I-27	1.1284	1.83	0.1263	0.87	0.48	0.0648	1.61	766	7	767	14	768	12	0	87	412	54	3

Amostras e padrões corrigidos para Pb comum.

$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ corrigidos para Pb comum. Correção do Pb comum efetuada conforme descrito em Guadagnin et al. (2010).

$^{235}\text{U} = 1/137.88 \cdot \text{Utotal}$

Todos erros da tabela calculados em 1σ (%) para razões isotópicas e absoluto para as idades)

Spots família 1 utilizados para cálculo da idade de cristalização. No diagrama concordância são representados pelos círculos amarelos.

Spots família 2 são considerados com alta % de discordância e não foram utilizados nos cálculos das idades.

Spot família 3 representa a idade de herança.

A figura 17 apresenta as imagens de elétrons retroespalhados (BSE) dos pontos analisados e a figura 18 apresenta o diagrama concórdia, bem como a idade $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ calculada pela distribuição média de idades dos pontos com discordância associada inferior a 10%.

Apenas um cristal com núcleo herdado forneceu uma idade neoproterozóica mais antiga (767 ± 12 Ma) o que indica a participação de fonte neoproterozóica na formação dos Granitóides Sanga do Areal.

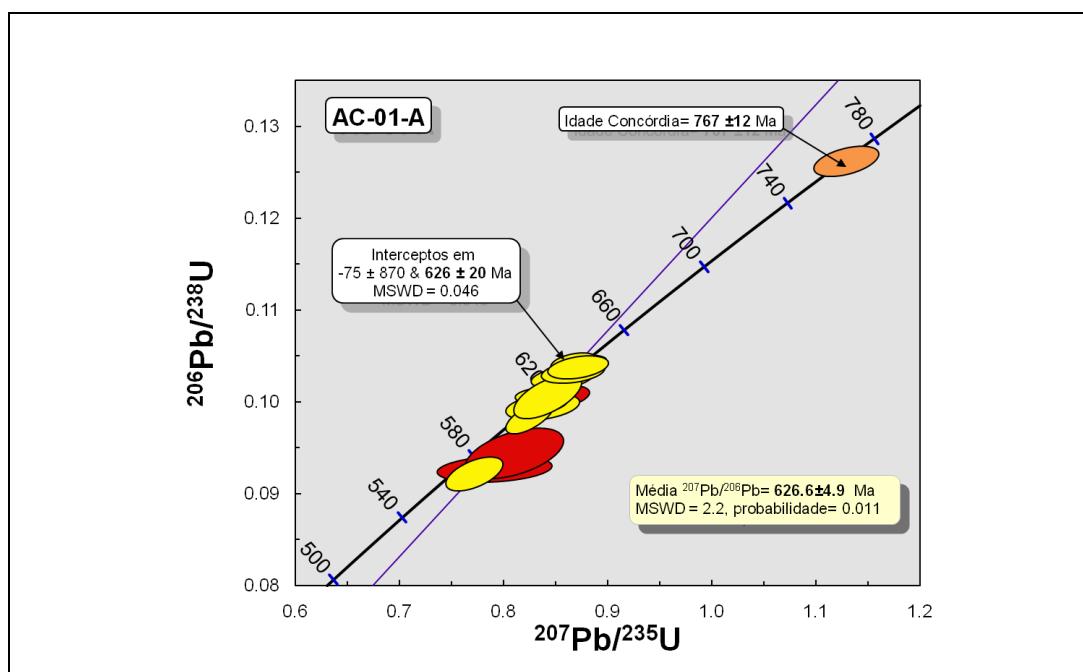


Figura 18. Diagrama concórdia para os Granitóides Sanga do Areal (AC-01A) mostrando idade de herança sobre a curva concórdia e no intercepto superior e idade de cristalização. A idade de cristalização obtida pelas médias das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ é também apresentada no quadro inferior da figura.

CAPÍTULO V

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os Granitóides Sanga do Areal são biotita monzogranitos milonitizados, deformados em zonas de cisalhamento transcorrentes de direção E-W e movimento sinistral, que são cogenéticos com os Granitóides Arroio Divisa, porém, são um pulso mais evoluído dessa associação magmática. Os GAD apresentam rochas básicas de afinidade toleítica, e os GSA, podem ser relacionados geneticamente

com as rochas ácidas dos GAD, portanto os GSA possuem afinidade toleítica de médio a alto potássio. Do ponto de vista tectono-estrutural, os GSA são granitóides intrusivos e sintectônicos em um cinturão de cisalhamento regional, em zonas subverticais de direção ENE a NE. Elas são o foco da atividade magmática, cortam toda a área de estudo e são provedoras de espaços para a colocação dos granitóides, a maior parte deles submetidos a cisalhamento progressivo pós-posicionamento. As microestruturas observadas em indicadores cinemáticos e em sua foliação evidenciam seu caráter sintectônico. Os GSA diferenciam-se estruturalmente dos GAD por não possuírem os corpos básicos associados, concordantes com a foliação.

Estratigraficamente, a unidade mais antiga da região estudada é representada pelos xenólitos metatolíticos e gnaisses tonalíticos do Complexo Arroio dos Ratos. Estes são intrudidos pelo hornblenda–biotita granodiorito da unidade Granodiorito Cruzeiro do Sul, que por sua vez ocorre na forma de xenólitos no GAD. Os GSA representam a unidade mais jovem dentre essas, representando um pulso intrusivo tardio, porém cogenético com os GAD.

De modo geral, os dados geoquímicos e mineralógicos não permitem definir se os granitóides estudados pertencem à série toleítica ou à cálcio-alcalina médio a alto K. A afinidade toleítica é proposta com base nos termos dioríticos associados aos GAD e GSA. As características geoquímicas de rochas ácidas da série toleítica, como mais baixo Al_2O_3 e alta razão $FeOT/MgO$, bem como teores moderadamente elevados de elementos como Zr, Nb e Y, são mascaradas pela grande quantidade de materiais crustais assimilados, conforme discutido em Florisbal *et al.* (2009). São, assim, considerados como produtos da diferenciação da série toleítica continental com abundante assimilação crustal, proporcionada pelo seu caráter sintectônico.

Os diagramas geotectônicos indicam um ambiente de arco magmático maduro ou pós-colisional para a formação dessas rochas. A proposição de um ambiente pós-colisional fundamenta-se nos dados de geologia regional que sugerem uma idade aproximada de 640-650 Ma para o evento colisional principal no neoproterozóico do sul do Brasil (Nardi e Bitencourt 2007, Philipp *et al.* 2009). Também no estado de Santa Catarina o contexto geológico é similar, apoiando esta mesma hipótese.

Nos magmas neoproterozóicos ocorrentes no CCSb, a gênese está relacionada a uma mistura de fusões de crosta e fusões mantélicas. O embasamento paleoproterozóico, provável contribuinte crustal durante as fusões,

definido na região de Quitéria – RS como Complexo Arroio dos Ratos (UFRGS, 2007), foi produto de um magmatismo de arco continental paleoproterozóico (Gregory et al., 2009), com resultados geocronológicos preliminares obtidos por Gregory et al. (2011), em zircões de metatonalitos, indicando uma idade de 2.148 ± 33 Ma (U-Pb SHRIMP em zircão) para o magmatismo da Associação 1, comparado-os com a sequência de ortognaisses do Complexo Encantadas, caracterizados por Philipp et al. (2008) como uma associação do tipo TTG, de gnaisses dioríticos e subordinadamente de hornblenditos. Estas rochas seriam o registro de um arco magmático continental, que segundo estes autores, apresentam idades ígneas e metamórficas de 2.263 ± 6 Ma e 2.045 ± 10 Ma respectivamente.

Entre os granitóides do CAR, a unidade mais antiga é o GCS, composto predominantemente por hornblenda-biotita granodioritos de afinidade shoshonítica, com idade de cristalização magmática de 634 ± 1.5 Ma (U-Pb SHRIMP em zircão – Knijnik et al., 2010). Esta idade é mais antiga que a das rochas de afinidade shoshonítica descritas no Sul do Brasil (610-590 M.a.). Isso indica que fontes mantélicas produtoras de magmas shoshoníticos, que foram importantes entre 610-590 M.a., apresentaram ativações precoces no início do estabelecimento do Cinturão de Cisalhamento Sul-Brasileiro, imediatamente após a colisão principal do ciclo Brasileiro- Pan Africano.

Os Granitóides Sanga do Areal, com afinidade sub-alcalina médio a alto K, provavelmente toleítica, compatível com ambiente pós-colisional, foram deformados e controlados por zonas de cisalhamento transcorrentes sub-verticais, apresentando idade de cristalização de $626,6 \pm 4,9$ Ma (U-Pb em zircão). Os dados obtidos através da geocronologia corroboram a hipótese dos GSA representarem a unidade mais jovem dentre as litologias constituintes do CAR, caracterizando um pulso intrusivo tardio e cogenético com os GAD.

BIBLIOGRAFIA

- Almeida, F. F. M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B. B. & Fuck, R. A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande, 1977. Atas... Campina Grande, SBG, p. 363-391.
- Atherton, M. P. & Ghani, A. A. 2002. Slab breakoff: A Model For Caledonian, Late Granite Syn-Collisional Magmatism In The Orthotectonic (Metamorphic) Zone Of Scotland And Donegal, Ireland. *Lithos*, 62:65–85.
- Babinski, M.; Chemale Jr, F.; Hartmann, L. A.; Schmus, W. R. V.; Silva, L. C. 1996. Juvenile Accretion at 700-750 Ma In Southern Brazil *Geology, Estados Unidos*, v. 24, n. 05, p. 439-442
- Barbarin, B., 1999. A Review Of The Relationships Between Granitoid Types, Their Origins And Their Geodynamic Environments. *Lithos*, 46 (1999): 605-626.
- Bitencourt, M. F. A. S. 1996 Granitóides Sintectônicos da Região de Porto Belo, SC: uma abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento 310p. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, UFRGS, Brasil.
- Bitencourt, M. F. A. S.; Hackspacher, P. C.; Nardi, L. V. S. 1989. A Zona de Cisalhamento Major Gercino-Santa Catarina. In: Simp. Nac. Est. Tect., 2. Natal, 1989. Boletim de Resumos... Natal, SBG. p. 214-216.
- Bitencourt, M. F. A. S. & Nardi, L. V. S. 1993. Late- to Post-collisional Brasileiro Magmatism in Southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 65, p. 3-16.
- Bitencourt, M. F. A. S. & Nardi, L. V. S. 2000. Tectonic Setting And Sources Of Magmatism Related To The Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30(1), p. 186-189.
- Bonin B., Azzouni-Sekkal A., Buss F., Ferrag S. Alkalic- calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. *Lithos*, 45:45-70, 1998.
- Boynton, W. V. 1984. Cosmochemistry Of The Rare Earth Elements: Meteorite Studies. In: P. Henderson (Ed.). *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, p 63-114.
- Centeno, A. P. 2008. Geologia Dos Granitóides Sanga Do Areal, Intrusivos no Complexo Arroio dos Ratos, Na Região de Quitéria – Serra Do Erval, RS. Porto Alegre, 45p. Monografia de conclusão de curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Chemale Jr., F. Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. *Geologia do Rio Grande Do Sul: CIGO*. p. 13-52, 2000.
- Dall'Agnol ,R. & Oliveira, D. C. 2007. Oxidized, Magnetite-Series, Rapakivi-Type Granites Of Carajás, Brazil: Implications For Classification And Petrogenesis Of A-

Type Granites. *Lithos* 93:215-233.

Fernandes, L. A. D.; Tommasi, A.; Porcher, C. C.; Vieira Jr., N.; Marques-Toigo, M.; Guerra-Sommer, M.; Piccoli, A. E. 1988. Mapa geológico de parte das folhas de Quitéria e Várzea do Capivarita - RS, Quitéria, folha SH 22-Y-B-I-4, Estado do Rio Grande do Sul, Várzea do Capivarita, folha SH 22-Y-B-I-3, Estado do Rio Grande do Sul. Porto Alegre - RS, 1 mapa preto e branco. Escala 1:50.000.

Fernandes, L. A. D., Tommasi, A., Porcher, C. C. 1990. Esboço estrutural de parte do Batólito Pelotas - Região de Quitéria-Capivarita. *Acta Geologica Leopoldensia*, São Leopoldo, v. XIII, n. 30, p. 117-138.

Fernandes, L. A. D., Tommasi, A., Porcher, C. C., Koester, E., Kraemer, G., Scherer, C. M. S., Menegat, R. 1992. Granitóides brasileiros precoces do Cinturão Dom Feliciano: caracterização geoquímica e discussão estratigráfica. *Revista Pesquisas*, v. 19, n. 2, p. 195-215.

Fernandes, L. A. D. ; Tommasi, A. ; Vauchez, A. ; Porcher, C. C. ; Menegat, R. ; Koester, E. Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu: Caracterização e Importância na Compartimentação Tectônica do Cinturão Dom Feliciano. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 23(20), p. 1-10, 1993

Fernandes, L. A. D.; Menegat, R.; Costa, A. F. U.; Koester, E.; Kraemer, G.; Tomasi, A.; Porcher, C. C.; Ramgrab, G. E.; Camozzato, E. 1995a. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte I - uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 360-374.

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

Figueiredo, M. C. H.; Fragoso-César, A. R. S.; Kronberg, B. I. 1990. Litogeoquímica das principais unidades do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. In: *Congr. Bras. Geol.*, 36., 1990. Natal, 1990. Anais... Natal, SBG. v. 6, p. 1723-1738.

Florisbal, L. M. 2007. Evolução petrológica do magmatismo pós-colisional precoce de idade neoproterozóica do sul do Brasil: A Suíte Paulo Lopes, SC. Porto Alegre. 58 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Florisbal, L. M., Bitencourt, M. F. A. S., Nardi, L.V.S. 2009. The early post-collisional granitic and coeval mafic magmatism of medium to high-K tholeiitic affinity within the Neoproterozoic southern Brazilian Shear Belt. *Precambrian Research*, 175: 135–148.

Fontana, E. 2008. Granitóides Arroio Divisa: considerações estratigráficas e petrogenéticas. Porto Alegre, 63p. Monografia de conclusão de curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Fontana, E., Nardi, L. V. S., Bitencourt, M. F. A. S. - Caracterização Geoquímica e

Petrogenética dos Granitóides Arroio Divisa, Região de Quitéria, Rio Grande do Sul. Submetido à Geologia – Série Científica –USP, em fevereiro de 2011.

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: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, 1986. Anais... Goiânia, SBG, 3:1322-1343.

Fragoso Cesar, A. R. S. 1991. Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: As orogênias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. São Paulo, 362 p. Tese de Doutorado Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Frantz, J. C. & Jost, H. 1983. Petrologia dos granitos estaníferos do Rio Grande do Sul. In: SIMP. SUL-BRAS. GEOL., 1. Porto Alegre. Anais... Porto Alegre, SBG. p. 49-67

Gregory, T. R.; Bitencourt, M. F. A. S.; Nardi, L. V. S. 2007. Caracterização Estrutural e Petrológica do Magmatismo Precoce do Complexo Arroio dos Ratos. Porto Alegre, 54 p. Monografia de conclusão do curso de graduação. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Gregory, T. R.; Bitencourt, M. F. A. S.; Nardi, L. V. S. 2011. Caracterização estrutural e petrológica de metatonalitos e metadioritos do Complexo Arroio dos Ratos na sua seção-tipo, região de Quitéria, RS. Revista Pesquisas em Geociências. Porto Alegre: Instituto de Geociências, UFRGS, v. 38(1), p. 85-108.

Guadagnin, F.; Chemale Jr., F.; Dussim, I.; Jelinek, A. R.; Santos, M. N.; Borba, M. L.; Justino, D.; Bertotti, A. L.; Alessandretti, L. 2010. Depositional age and provenance of the Itajaí Basin, Santa Catarina State, Brazil: Implications for SW Gondwana correlation. Precambrian Research 180 (3-4), 156-182.

Hartmann, L. A.; Chemale Jr, F.; Philipp, R. P. Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: R. Ianuzzi; J.C. Frantz. (Org.). 50 Anos de Geologia. Instituto de Geociências. Contribuições. Porto Alegre: Editora Comunicação e Identidade, v. 2, p. 97-123, 2007.

Harris N. W. B., Pearce J. A., Tindle A. G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward M.P. & Ries A.C. (eds.) Collision tectonics. Geological Society of London, Special Paper, 19:115-158,

Hibbard, M. J. 1995. Petrography to petrogenesis. New Jersey: Prentice Hall. 604p.

Issler. R. S. 1982. Evento geodinâmico brasileiro - fechamento de oceano e colisão continental dos cratons Rio de La Plata e Dom Feliciano; granitos a duas micas e ofiolitos. Congresso Brasileiro de Geologia, 32. Salvador. Anais... Salvador. SBG. v.I. p.24-38.

Jost, H. 1981. Geology and Metallogeny of the Santana da Boa Vista Region, Southern Brazil- Georgia. 208 p. (PhD Thesis, University of Georgia).

Jost, H.; Frantz, J. C.; Brod, J. A. 1984. Revisão da tipologia, cronologia e significado geotectônico dos falhamentos do Escudo Sul-Rio- Grandense. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33. Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro,

SBG.. v. 3, p. 1707-1720.

Kay, R. W. & Mahlburg-Kay, S. 1991. Creation and destruction of lower continental crust. *Geologische Rundschau*, 80:259-278.

Knijnik, D. B.; Bitencourt, M. F. A. S., Nardi, L. V. S. 2008. Posicionamento estrutural, caracterização petrográfica e geoquímica do Granodiorito Cruzeiro do Sul e rochas máficas associadas, região de Quitéria, RS. Porto Alegre, 64p. Monografia de conclusão de curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Knijnik, D. B ; Bitencourt, M. F. A. S.; Nardi, L. V. S; Pinto, V. M.; Santos, J. O. S.; Mcnaugh-ton, N. J. 2010. U-Pb (SHRIMP) Zircon geochronology of the Cruzeiro do Sul granodiorite - post-collisional shoshonitic magmatism from southern Brazil. In: VII - SSAGI South American Symposium On Isotope Geology, Brasilia, Anais....

Knijnik, D. B.; Bitencourt, M. F. A. S.; Nardi, L. V. S. 2011 Caracterização geoquímica e estrutural do granodiorito Cruzeiro do Sul: magmatismo shoshonítico pós-colisional neoproterozóico em zona de transcorrência, região de Quitéria, Rio Grande do Sul. Dissertação de mestrado. - Porto Alegre : IGEO/UFRGS. [80 f.] il.

Koester, E.; Soliani Jr., E.; Fernandes, L. A. D.; Kraemer, G.; Tommasi, A. 1997. Geocronologia Rb/Sr e K/Ar dos granitóides sintectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu na região de Encruzilhada do Sul (RS). *Revista Pesquisas*, v. 24, n. 1/2, p. 67-77,

Koester, E.; Roisenberg, A.; Fernandes, L. A. D.; Soliani Jr, E.; Nardi, L. V. S.; Kraemer, G. 2001a. Petrologia dos granitóides sintectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, Encruzilhada do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 31 (2):131-140.

Koester, E.; Fernandes, L. A. D.; Soliani Jr, E.; Nardi, L. V. S.; Kraemer, G.; Roisenberg, A. 2001b. Geologia e geoquímica dos granitóides sintectônicos à Zona de Cisalhamento transcorrente Dorsal de Canguçu,RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 31 (2): 141-154.

Küster, D.; Liégeois, J-P; Matukov, D.; Sergeev, S. & Lucassen, F. 2008. Zircon geochronology and Sr, Nd, Pb isotope geochemistry of granitoids from Bayuda Desert and Sabaloka (Sudan): evidence for a Bayudian event (920-900 Ma) preceding the Pan-African orogenic cycle (860-590 Ma) at the eastern boundary of the Saharan Metacraton. *Precambrian Research* 164, 16-39.

Liégeois, J. P.; Navez, J.; Hertogen, J.; Black, R. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. *Lithos*, 45:1-28, 1998.

Nardi, L. V. S. & Bitencourt, M. F. A. S. 2007. Magmatismo Granítico e Evolução Crustal no Sul do Brasil. In: Iannuzzi, R. & Frantz, J. C. 50 anos de geologia: Instituto de Geociências. Contribuições. Porto Alegre, Comunicação e Identidade, p. 124-141.

Oliveira, L. D.; Koester, E.; Soliani Jr., E. Geoquímica das rochas graníticas pós-transcorrentes da região de Porto Alegre e Viamão, RS. *Geochimica Brasiliensis*,

Brasil, v. 15, n. 1/2, p. 65-92, 2001.

Pearce, J. A., Harris, N. W. & Tindle, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956–983.

Pearce, J. A., 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19: 120-125.

Peate, D.W. 1997. The Parana-Etendeka Province. In: *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary, Flood Volcanism, Geophysical Monograph 100*, American Geophysical Union, 1997.

Picada, R.S. 1971. Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-rio-grandense. Caracterização dos sistemas de falhas. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 25., 1971, São Paulo. Anais... São Paulo, SBG, v.1, p. 167-191.

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

Philipp, R. P. & Machado, R. 2002. Ocorrência e significado dos septos do embasamento encontrados nas suítes graníticas do Batólito Pelotas, RS, Brasil. *Revista Pesquisas em Geociências*. Porto Alegre: Instituto de Geociências, UFRGS, v. 29(1), p. 43-60,

Philipp, R. P., Machado, R., Nardi, L. V. S., Lafon, J.M. 2002. O magmatismo graníticoneoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão da geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências*. 32 (2):277-290.

Philipp, R. P.; Machado, R; Chemale Jr., F. 2007. A Geração dos Granitóides Neoproterozóicos do Batólito Pelotas: Evidências dos Isótopos de Sr e Nd e Implicações para o Crescimento Continental da Porção Sul do Brasil. . In: Iannuzzi, R. & Frantz, J. C. 50 anos de geologia: Instituto de Geociências. Contribuições. Porto Alegre, Comunicação e Identidade, p. 59-77.

Ramgrab, G.E. (Coord.) 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Folha Porto Alegre SH.22-Y-B. Estado do Rio Grande do Sul. Escala 1:250.000. Brasília, CPRM, 164p.

Shand, S. J. 1943. *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. New York: John Wiley & Sons.

Sommer, C. A. ; Lima, E. F.; Nardi, L. V. S.; Liz, J. D.; Waichel, B. L., 2006. The evolution of Neoproterozoic magmatism in southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic and silica-saturated, sodic alkaline volcanism in post-collisional basins. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 78, n. 3, p. 573-589.

Streckeisen, A. 1967. Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. *N.Jb.Miner.Abh.*,107(2):144-214.

Streckeisen, A. 1974. Classification and nomenclature of plutonic rocks. *Geologische Rundschau* 63, 773–786.

Tessari, R. I. & Picada, R. S., 1966 Geologia da Quadrícula de Encruzilhada do Sul. Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral. DNPM, 124:1-147.

Turner, S. P.; Foden, J. D.; Morrison, R. S., 1992. Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: an example from the Padthaway ridge, South Australia. *Lithos*, 28:151-179.

UFRGS, 1978. Projeto: Quitéria – Serra do Erval. Porto Alegre. 110 p. Trabalho de Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

UFRGS, 2006. Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte da Folha Quitéria SH22-Y-B-I-4 (MI2985/4), RS. Porto Alegre. 1 vol., 2 mapas. Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

UFRGS, 2007. Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte das folhas Quitéria SH22-Y-B-I-4 (MI2985/4) e Serra do Erval - SH 22-Y-B-II-3 (MI2986/3), RS. Porto Alegre. 1 vol., 2 mapas. Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Williams, I.S.; Deung-Lyong, C.; Kim, S.W. (2009). Geochronology, and geochemical and Nd-Sr isotopic characteristics, of Triassic plutonic rocks in the Gyeonggi Massif, South Korea: constraints on Triassic post-collisional magmatism. *Lithos* 107, 239-256.

Whalen, J. B.; Currie, K. L. & Chappell, B. W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, 407-419.

Anexo 1 – pontos amostrados e analisados

Amostra	UTM (Córrego Alegre)	Petrografia	Geoquímica	Geocronologia	Orientação (<i>deep direction</i>)	Descrição
AC-01A	409906/6647573	Sim	Sim	Sim	326/51	Termo principal porfirítico dos GSA.
AC-01B	409906/6647573	Sim	Sim	Não	092/55	Termo equigranular, com fenocristais esparsos. Porção fina ao lado do AC01A. granitóide fino (plagioclásio, KF, quartzo, biotita); levemente leucocrático. A biotita realça a foliação junto com o quartzo fitado e orientado. Contato com a encaixante (GSA porfirítico).
AC-01C	409906/6647573	Não	Sim	Não	266/47	Matriz fina do granodiorito.
AC-01D	409906/6647573	Não	Sim	Não	-	Matriz fina do granodiorito. KF com pertitas finas.
AC-01E	409906/6647573	Não	Sim	Não	sem orientação de campo	GSA termo principal porfirítico.
AC-02A	409901/6647412	Sim	Sim	Não	346/80	Rocha coloração cinza, textura fina composição granodiorítica.
AC-03A	409583/6647888	Sim	Sim	Não	272/23	GSA porfirítico, termo principal. Rocha foliada, orientação de fenocristais e minerais da matriz (biotita e quartzo).
AC-04A	409351/6647881	Sim	Sim	Não	Am. sem orientação de campo	GSA milonítico com textura porfirítica (termo principal).
AC-07A	402627/6644653	Sim	Sim	Não	080/68	Termo principal porfirítico dos GSA.
AC-08A	402775/6644750	Sim	Não	Não	230/32	Rocha composição diorítica com fenocristais de feldspato e matriz muito fina com bastantes máficos. Termo de textura fina dos GSA.
AC-09A	402656/6645404	Sim	Não	Não	054/56	Tonalito fino, milonítico. Porção de textura fina dos GSA.

AC-10A	402727/6645792	Sim	Não	Não	081/77	GSA porfírico de KF com finas pertitas ou tonalito milonítico em zona de alta deformação. Foliação milonítica com agregados quartzo e feldspato muito estirados, bem como fenocristais de KF muito estirados.
AC-10C	402822/6645880	Sim	Não	Não	258/54	Xenólito máfico nos GSA. Parece termos máficos da associação 1 ou 2 do CAR. Foliação marcada por anfibólio.
AC-12A	402358/6645172	Sim	Sim	Não	170/43	GSA menos milonítico, textura porfírica grossa.
AC-13A	402667/6645175	Não	Sim	Não	Am. sem orientação de campo.	Termo principal dos GSA. Afloramento com injeções do termo de textura fina.
AC-14A	413338/6649657	Sim	Não	Não	275/89	Injeção tabular do termo porfírico dos GSA nos GAD.
AC-16A	412919/6649336	Não	Sim	Não	164/59	Termo principal porfírico dos GSA.
AC-17A	412373/6649227	Não	Sim	Não	150/70	Porção de textura fina dos GSA.
AC-17B	412373/6649227	Não	Sim	Não	Am. sem orientação de campo.	Porção de textura porfírica do GSA, termo principal.

Anexo 2 – resultados das análises geoquímicas

Amostras	AC-01A	AC-01B	AC-01C	AC-01D	AC-01E	AC-02A	AC-03A	AC-04A	AC-07A	AC-12A	AC-13A	AC-16A	AC-17A	AC-17B
Fácies	TP	TS	TS	TS	TP	TS	TP	TP	TP	TP	TP	TP	TS	TP
SiO2	68.08	72.76	73.4	71.77	68.44	72.44	72.71	68.94	68.05	71.41	68.84	72.07	69.06	71.11
Al2O3	14.2	13.68	13.66	14.46	15.26	14.41	12.96	14.47	14.39	14.58	14.61	13.94	15.14	13.98
Fe2O3t	3.19	0.98	1.48	1.9	3.46	0.88	2.24	2.86	3.28	1.86	3.32	1.7	2.11	2.13
MnO	0.052	0.015	0.021	0.028	0.051	0.017	0.028	0.035	0.043	0.03	0.042	0.026	0.026	0.03
MgO	0.87	0.21	0.36	0.47	0.93	0.26	0.61	0.71	0.96	0.48	0.88	0.36	0.67	0.5
CaO	2.04	0.76	0.87	1.46	2.28	1.08	2.07	2.53	2.78	1.47	2.85	1.49	1.5	1.97
Na2O	3.01	2.89	2.84	2.74	3.61	3.01	2.05	2.35	2.52	2.86	2.56	2.58	3.25	2.32
K2O	3.3	5.8	5.04	5.55	2.61	5.33	4.85	4.98	3.49	5.64	4.14	5.64	5.95	5
TiO2	0.461	0.095	0.191	0.245	0.496	0.123	0.372	0.475	0.543	0.258	0.522	0.233	0.461	0.326
P2O5	0.17	0.05	0.07	0.1	0.2	0.08	0.12	0.12	0.16	0.11	0.16	0.15	0.23	0.12
LOI	2.8	1.58	1.04	1.17	1.8	1.19	1.34	1.32	1.39	1.23	1.3	0.77	1.03	0.65
Total	98.17	98.83	98.97	99.89	99.13	98.83	99.36	98.78	97.6	99.93	99.21	98.96	99.42	98.14
Sc	8	3	3	6	8	2	5	7	8	5	8	4	4	6
Be	6	2	3	4	6	4	2	3	3	4	4	3	4	4
V	34	8	11	23	41	< 5	27	37	44	20	46	12	18	24
Ba	481	441	532	1159	344	433	1028	1115	1153	1192	863	513	1000	778
Sr	153	139	146	258	166	182	225	229	256	262	236	138	246	188
Y	16	14	14	13	17	5	14	16	15	14	15	14	16	10
Zr	214	61	157	144	217	75	189	212	259	121	198	147	212	183
Cr	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Co	5	1	2	4	6	1	4	5	6	3	6	2	3	3
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Cu	< 10	50	< 10	10	< 10	< 10	< 10	< 10	10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Zn	70	< 30	30	< 30	70	< 30	40	50	50	40	50	30	50	< 30
Ga	22	19	19	19	22	18	16	19	20	19	20	18	21	18
Ge	2	1	1	1	2	1	1	1	1	2	1	1	1	1
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	8	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	177	209	190	208	134	173	155	184	129	218	175	207	251	177
Nb	13	7	9	8	12	4	6	8	9	8	10	8	9	7
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	2.6	1.3	1.6	0.5	1.4	1.5	1.4	2.9	1.5	1.7	2.5	0.9	4.9	0.9
In	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2
Sn	8	6	6	5	8	6	4	8	7	5	8	5	5	7
Sb	1.4	1.1	3.3	1.3	2.1	1.5	0.8	2.3	1.3	2.1	1.4	1.3	2.6	1.1
Cs	4.2	2.2	2.3	4.9	3.8	3.7	4.4	8.8	8.8	5.4	8.8	5.2	9.9	7.1
La	34.1	11.7	56.9	50.5	35.8	17.9	77.5	87	55.3	55.8	32.4	49.5	69	58.7
Ce	70.1	23.7	110	92.5	73.5	34.5	157	167	109	101	64	101	132	115

Anexo 2 - Continuação

Amostras	AC-01A	AC-01B	AC-01C	AC-01D	AC-01E	AC-02A	AC-03A	AC-04A	AC-07A	AC-12A	AC-13A	AC-16A	AC-17A	AC-17B
Fácies	TP	TS	TS	TS	TP	TS	TP	TP	TP	TP	TP	TP	TS	TP
Pr	8.52	2.9	13	10.9	9.03	4.21	18.2	19.6	12.8	12	7.85	12	16.4	13.3
Nd	28	10.2	40.9	32.1	30.1	13.6	49.9	54.7	37.2	35.2	26.4	35.9	53	36.8
Sm	5.4	2.3	7.7	5.7	5.8	2.7	8.1	9.1	6.4	6.2	4.8	6.2	10	5.8
Eu	1.02	0.68	0.9	1.26	1.05	0.9	1.49	1.71	1.63	1.26	1.48	0.95	1.66	1.24
Gd	4.3	2.1	5.5	3.9	4.7	2	4.7	5.6	4.4	4.2	3.9	4.4	6.6	3.8
Tb	0.7	0.4	0.7	0.6	0.8	0.3	0.7	0.7	0.7	0.6	0.6	0.7	0.8	0.5
Dy	3.7	2.7	3.2	2.8	4.2	1.4	3.3	3.7	3.5	3	3.4	3.4	3.7	2.5
Ho	0.7	0.5	0.5	0.5	0.7	0.2	0.6	0.6	0.6	0.5	0.6	0.6	0.6	0.4
Er	1.6	1.6	1.1	1.3	1.8	0.5	1.5	1.6	1.6	1.4	1.7	1.4	1.4	1.1
Tm	0.19	0.25	0.14	0.19	0.23	0.07	0.2	0.21	0.22	0.19	0.24	0.18	0.18	0.15
Yb	1.1	1.6	0.8	1.2	1.2	0.5	1.2	1.3	1.4	1.2	1.5	1	1	0.9
Lu	0.15	0.22	0.11	0.18	0.17	0.08	0.17	0.18	0.21	0.18	0.22	0.14	0.13	0.14
Hf	6.6	2.2	4.9	3.9	6.5	2.5	5.6	6.4	7.5	3.6	6.1	5	6.8	5.7
Ta	1.3	0.7	0.7	0.8	1.1	0.5	0.3	0.5	0.5	0.8	0.9	0.7	0.6	0.7
W	2	1	1	1	<1	<1	2	1	1	<1	<1	<1	<1	<1
Tl	1.2	1.3	1.5	1.1	1	1.1	1.1	1.4	0.9	1.7	1.2	1.3	2	1.1
Pb	21	23	37	23	24	32	17	26	16	36	20	26	33	17
Bi	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	0.4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4
Th	11.1	5.2	25.4	14.2	11.9	6.3	15.7	18.5	10.8	15.4	10.1	16.8	24.8	14.7
U	5.2	7.3	6.3	4.8	6.9	2.4	1.7	2.5	2	4.5	2.2	2.7	4.6	2.8

Óxidos em peso%; LOI = perda ao fogo (900° C); elementos traço e terras raras em ppm; TP = Termo Principal, TS = Termo Secundário.