

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

**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.**

DANIEL BARBOSA KNIJNIK

ORIENTADORA: DR^a. MARIA DE FÁTIMA BITENCOURT

CO-ORIENTADOR: DR. LAURO V.S. NARDI

BANCA EXAMINADORA:

Dr. Léo Afraneo Hartmann – Instituto de Geociências, Universidade
Federal do Rio Grande do Sul

Dr^a. Maria José Mesquita – Instituto de Geociências, Universidade
de Campinas

Dr. Edinei Kpester - Instituto de Geociências, Universidade Federal
do Rio Grande do Sul

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

PORTO ALEGRE

2011

Knijnik, Daniel Barbosa

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. / Daniel Barbosa Knijnik. - Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2011.

[80 f.] il.

Dissertação (Mestrado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2011.

Orientação: Profª. Drª. Maria de Fátima Aparecida Saraiva Bitencourt

Co-Orientação: Prof. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi

1. Zona de cisalhamento dorsal de Canguçu. 2. Ambiente pós-colisional. 3. Magmatismo sintectônico. 4. Série shoshonítica. I. Título

Catlogação na Publicação

Biblioteca Geociências - UFRGS

Miriam Alves CRB 10/1947

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus orientadores (Dr^a. Fátima Bitencourt e Dr. Lauro Nardi), pelo modo que exercem a Docência; a meus pais - Leódia Maria B. Knijnik e Paulo Roberto Knijnik (geólogo formado nesta universidade) - pela minha formação como pessoa, que me possibilitou chegar até aqui, sem esquecer da minha mãe de criação, Zilda Rodrigues de Lima. Muitas pessoas do I.G. me ajudaram e me acompanharam nesta empreitada; não seria possível citar todos, mas gostaria de destacar os professores Dr. Léo Hartmann e Dr. Viter M. Pinto e família (Vaneza, Júlia e Rafael) que abriram para mim as portas de outras universidades, bem como às de suas casas; os colegas de pesquisa Tiago Gregory, Eduardo Fontana, Ingke Frotta Muller e Samuel (Fera), além do colega de graduação Vicente Leivas e da equipe do PPGEQ. Sem essas pessoas, as coisas teriam sido muito mais difíceis.

RESUMO

No sul do Brasil, a gênese e a evolução da porção leste do Escudo Sul-rio-grandense tem sido um tema muito discutido. Para alguns autores, essa faixa seria o registro de uma associação de arco magmático neoproterozoico, no entanto; outros autores relacionam esse magmatismo a um ambiente pós-colisional neoproterozoico. Nesta região podem ser citadas como características comuns a este ambiente a formação de um sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes de escala regional vinculadas ao posicionamento de um grande volume de granitoides neoproterozoicos e rochas máficas em menor volume. Essas zonas de cisalhamento têm direção preferencial NE e ocorrem em uma faixa de mesma direção, que se estende desde o Uruguai até o estado de Santa Catarina, denominada Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb). As duas zonas principais desse sistema estão representadas pela Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC) e pela Zona de Cisalhamento Marjor Gercino, com cinemática sinistral e dextral respectivamente. A atividade magmática deste cinturão ocorreu em um período de aproximadamente 70 Ma, marcada inicialmente pelo Granito Quitéria, pela Suíte cordilheira e pelo Granodiorito Cruzeiro do Sul (GCS), todos com idades em torno de 640 Ma, e finalizando com granitos de \pm 580 Ma. A variação composicional e a evolução geoquímica do magmatismo no interior do CCSb, demonstra 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). Rochas de afinidade shoshonítica relacionadas com o ambiente pós-colisional do sul do Brasil podem ser encontradas tanto no interior do CCSb como associadas a rochas vulcânicas de bacias sedimentares neoproterozoicas do tipo *strike-slip*. O GCS pode ser citado como exemplo de um magmatismo shoshonítico sintectônico no contexto geológico do pós-colisional do sul do Brasil, gerado na fase precoce de formação do CCSb. Associados a sua litologia, ocorrem enclaves microgranulares máficos alongados e diques sinplutônicos de composição diorítica a tonalítica. A zona de cisalhamento transcorrente que abriga o GCS possui direção ENE, sentido de movimento lateral esquerdo e condições de deformação compatíveis com o fácies anfíbolito, sendo relacionada com a ZCTDC. As características composicionais são consistentes com o caráter pós-colisional do magmatismo, e a afinidade shoshonítica é revelada pelos altos teores 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 Al-Hb e do termobarômetro Plg-Hb foram estimadas em cerca de 4,3 a 5,3 kbars e temperaturas de cristalização na ordem de 720 a 760 °C.

ABSTRACT

In southern Brazil, the origin and evolution of the eastern portion of the Sul-rio-grandense shield has been a much discussed topic. For some authors, this portion would be a record of an association of Neoproterozoic magmatic arc, however, other authors report this magmatism to a post-collisional Neoproterozoic setting. In this area, can be cited as common characteristics of this setting, the form a regional-scale system of transcurrent shear zones related to the emplacement of a large volume of neoproterozoic granites, and mafic rocks in lower volume. These shear zones have a preferred NE direction and occur in a belt of the same direction, which extends from Uruguay to the Santa Catarina state, called Southern Brazilian Shear Belt (SBSB). The two main shear zones of this system are represented by the Transcurrent Shear Zone of Dorsal do Canguçu (DCSZ) and the Shear Zone Marjor Gercino, with NE-SW orientation and sinistral and dextral shear sense respectively. This discontinuities of lithospheric scale was active between 650 and 580 Ma, providing space for continuous emplacement of magmas and contributing to their generation by re-activating previous mantle and crustal sources. Early magmatism were marked by the Quitéria Granite, Cordilheira Suite and by the Cruzeiro do Sul Granodiorite (CSG), all aged around 640 Ma, and finishing with granite of age around $580 \pm$ Ma. The compositional variation and geochemical evolution of magmatism within SBSB demonstrates the dominance of subalkaline magmatism medium to high-K at an early stage (650-620 Ma), followed by shoshonitic associations (*ca.* 600 Ma) and alkalines associations (590-580 Ma). Shoshonitic rocks affinity related to the post-collisional setting of southern Brazil can be found both inside the SBSB and associated with volcanic rocks of Neoproterozoic sedimentary basins of strike-slip type. The CSG can be cited as an example of a syntectonic shoshonitic magmatism in the geological context of post-collisional of southern Brazil, generated at the early stage of formation of SBSB. Associated with their lithology, occur dioritic to tonalitic mafic microgranular enclaves and synplutonic dykes. The Cruzeiro do Sul Granodiorite (CGS) is an elongate, ENE-trending body of approximately 4 km² emplaced in a sinistral, ENE to NE-trending strike-slip shear zone that is part of the SBSB, and possibly a branch of the DCSZ. The CSG shoshonitic affinity is given by its high level of Sr contents, regular REE chondrite-normalized patterns and the abundance of LREE regarding HREE. Patterns of trace elements with enrichment in Ba and Rb. Its low content of HFS, in relation to LIL, elements is also an important

feature of shoshonitic affinity rocks. Their medium- to high-K content, and metaluminous to slightly peraluminous character are possibly indicative of some crustal contamination during differentiation. The conditions of P and T, calculated with the geobarometer Alt-Hb and Plg -Hb thermobarometer were estimated at about 4.3 to 5.3 kbars and crystallization temperatures on the order of 720 to 760 ° C.

SUMÁRIO

RESUMO	3
ABSTRACT	5
CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO	8
CAPÍTULO II - O ESTADO DA ARTE	10
2. MAGMATISMO SHOSHONÍTICO PÓS-COLISIONALNEOPROTEROZOICO NO SUL DO BRASIL.....	10
2.1 Magmatismo pós-colisional	10
2.2 Magmatismo pós-colisional neoproterozoico no sul do Brasil	11
2.3 Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu	14
2.4 Características do magmatismo shoshonítico	16
2.5 Exemplos do magmatismo pós-colisional shoshonítico no sul do BRASIL .	18
CAPÍTULO III – Materiais e Métodos	23
CAPÍTULO IV – ARTIGO SUBMETIDO À REVISTA GEOLOGIA USP: SÉRIE CIENTÍFICA	28
CAPÍTULO V – CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES	68
CAPÍTULO VI – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	70
ANEXO A – Carta de recebimento da submissão do artigo	80

CAPITULO I

INTRODUÇÃO

A presente dissertação consiste no estudo da unidade litoestratigráfica definida por UFRGS (2006) como Granodiorito Cruzeiro do Sul, e da geologia da área no qual este granitoide se encontra. Esta unidade, localizada no leste do Escudo Sul-rio-grandense (ESRG), esta inserida no contexto geológico de uma faixa de direção NE, que se estende de Santa Catarina ao Uruguai, e é composta por diversas zonas de cisalhamento transcorrentes responsáveis pelo aporte de um grande volume de granitoides e, em menor volume, de rochas máficas, referido por Bitencourt e Nardi (2000) como Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb).

Esta faixa de direção NE é composta predominantemente por granitoides neoproterozoicos, tendo como embasamento associações de ortognaisses paleoproterozoicos. A interpretação desse ambiente geotectônico tem sido tema de debates e divergências. Para alguns autores (e.g. Fernandes *et al*, 1995), essa faixa seria o registro de uma associação de arco magmático neoproterozoico originada pela convergência entre os crátons do Kalahari e Rio de La Plata, gerando subducção de uma placa oceânica e formação de uma margem continental ativa na borda oriental do Cráton Rio de La Plata. No entanto, Bitencourt e Nardi (1993, 2000) relacionam esse magmatismo granítico a um ambiente pós-colisional neoproterozoico.

Considerando que as assinaturas geoquímicas e as características petrográficas de associações petrotectônicas podem diagnosticar ambientes geotectônicos específicos, assim como as composições de suas fontes, e que um magma registra os processos deformacionais sofridos durante sua cristalização, foram realizados estudos de geologia estrutural, petrografia e análises geoquímicas, visando caracterizar e entender a evolução e o posicionamento estratigráfico deste magmatismo em relação às grandes estruturas do CCSb e as litologias que o compõe. Além de estabelecer o ambiente geotectônico em que foi gerada essa unidade e determinar as condições físicas atuantes durante o posicionamento da mesma. Integrando esses conhecimentos, foi possível contribuir para um entendimento mais amplo da área trabalhada.

A estrutura do trabalho esta dividida em seis capítulos. Nos primeiros capítulos (I, II e III), encontram-se esta introdução (Cap. I), uma revisão bibliográfica do estado da arte sobre o assunto (Cap. II) e os métodos utilizados neste trabalho (Cap. III).

No capítulo IV, encontra-se o artigo científico submetido à revista *Geologia USP: Série Científica*, sendo esta a parte principal da dissertação. No capítulo V encontra-se uma discussão dos resultados apresentados nos capítulos anteriores, e o capítulo VI encerra a dissertação, com uma lista das referências bibliográficas utilizadas, tanto no estado da arte da parte como no artigo científico submetido.

CAPÍTULO II

O ESTADO DA ARTE

2. MAGMATISMO SHOSHONÍTICO PÓS-COLISIONAL NEOPROTEROZOICO NO SUL DO BRASIL

2.1 Magmatismo pós-colisional

O pós-colisional é definido como o evento que sucede a colisão (Harris *et al.* 1986; Liégeois 1998; Bonin *et al.* 1998). O magmatismo no pós-colisional é representado principalmente pela formação de grandes batólitos com afinidade predominantemente cálcio-alcálica alto-K com rochas shoshoníticas subordinadas (Liégeois 1998; Harris *et al.* 1986), podendo ocorrer esporádicos granitóides com afinidade alcálica a peralcalina e peraluminosos (Liz *et al.*, 2009). Esse período complexo é marcado por grandes movimentos horizontais de blocos ao longo de grandes zonas de cisalhamento, podendo ocorrer delaminação de litosfera e subducção de pequenas placas oceânicas (Liz *et al.*, 2009).

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) e Ghani, 2002). Apesar de os processos de subducção terem cessado com a colisão continental, são típicas do magmatismo gerado no evento pós-colisional as assinaturas geoquímicas relacionadas à subducção. Essas assinaturas são atribuídas ao metassomatismo do manto litosférico por fluidos derivados da placa subductada antes da colisão (Pearce *et al.* 1990; Turner *et al.* 1992, 1993, 1996; Platt & England 1993).

2.2 Magmatismo pós-colisional neoproterozoico no sul do Brasil

No sul do Brasil, o magmatismo Neoproterozoico pós-colisional (Bitencourt & Nardi, 1993, 2000) perfaz o maior volume de rochas granitoides, expostas em uma faixa de direção NE que se estende de Santa Catarina ao Uruguai, e está intimamente associado à tectônica transpressiva do final do Ciclo Brasileiro (Nardi & Bitencourt, 2007). Designado Batólito Pelotas (BP) por Frago Cesar *et al* (1980), no Escudo Sul-riograndense (ESRG), Batólito Florianópolis, no Escudo Catarinense por Silva L.C. (1999) e Batólito Aiguá no Uruguai, essa faixa é composta predominantemente por granitoides, frequentemente associados a rochas máficas em menor volume, representados por enclaves microgranulares, diques sinplutônicos e corpos dioríticos sincrônicos, além de septos do embasamento Paleoproterozoico.

Nardi e Bitencourt (2007) defendem a idéia que o magmatismo plutônico desses batólitos foi controlado, em sucessivas etapas, pela mesma descontinuidade de escala litosférica, ativa entre 650 e 580 Ma, o denominado Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb) (Fig. 1). 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 de magmatismo no BP, entre 650 e 580 Ma, 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, Philipp e Machado (2002), assim como Bitencourt e Nardi (2000), sugerem que a geração do magmatismo do BP ocorreu em ambiente pós-colisional.

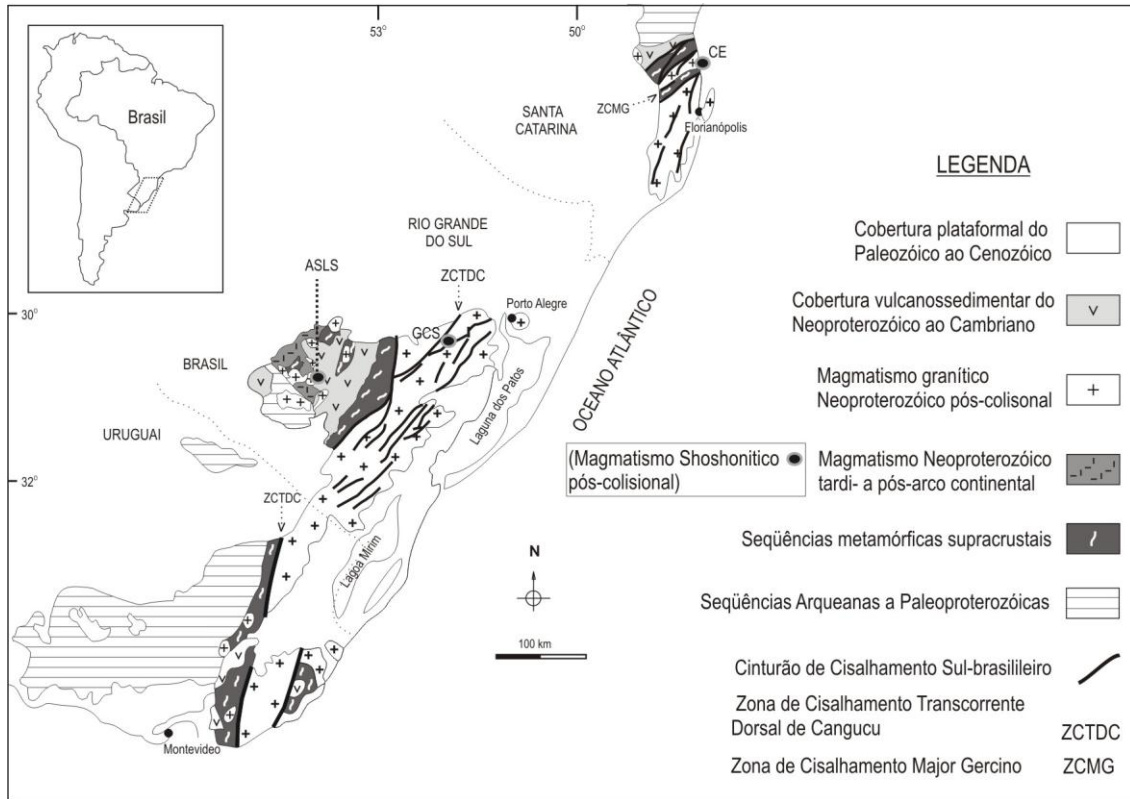


Figura 1 - Principais unidades geotectônicas do Sul do Brasil e Uruguai e localização de exemplos do magmatismo pós-colisional: Complexo Estaleiro (CE), Associação Shoshonítica Lavras do Sul (ASLS) e Granodiorito Cruzeiro do Sul (GCS) (Modificado de Nardi e Bitencourt, 2007).

Através da revisão de dados geocronológicos, 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 Laser Ablation 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 (Fig. 2); Complexo Pinheiro Machado, Suíte Cordilheira, Suíte Erval, Suíte Viamão, Suíte Piquiri, Suíte Encruzilhada do Sul, Suíte Dom Feliciano e Suíte Itapuã.

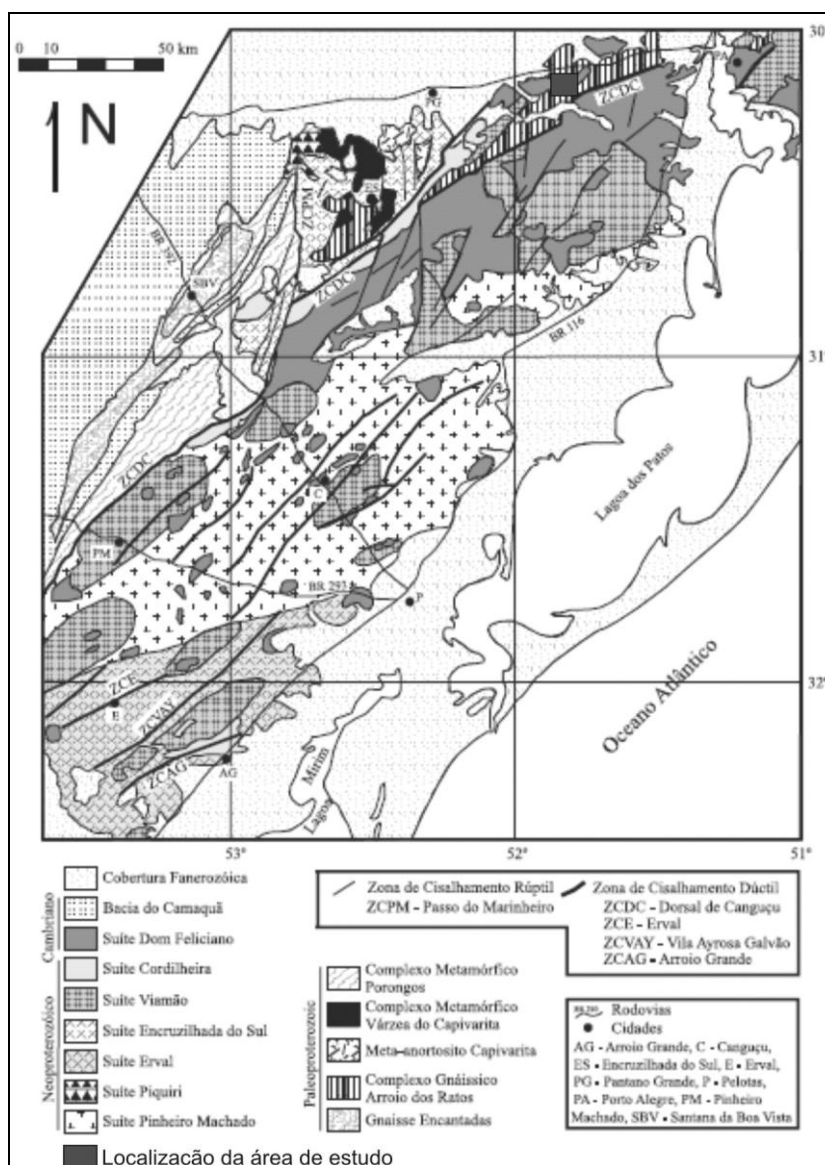


Figura 2 - Mapa geológico do BP, apresentando as principais unidades graníticas e a localização da área de estudo (modificado de Philipp *et al.*, 2003).

Em relação à variação composicional e à evolução geoquímica do magmatismo no interior do CCSb, dados reunidos por Bitencourt e Nardi (1993, 2000), Philipp *et al.* (2000) e Florisbal *et al.*, (2007) permitiram estabelecer a dominância do magmatismo subcalino 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, que inclui peridotitos venulados com abundância de fases hidratadas, tais como anfibólio, apatita e flogopita e, eventualmente, contando com adição de um componente astenosférico.

2.3 Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu

A Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC) pode ser citada como a principal descontinuidade do CCSb no Escudo Sul-rio-grandense. Essa zona de cisalhamento de orientação NE (Fig. 1) tem sido motivo de diversas discussões e interpretações distintas. Originalmente denominado de "Sistema de Falhas Dorsal de Canguçu", esse sistema foi caracterizado por Picada (1971) como sendo 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". Diversos geólogos, como Issler (1982), Figueiredo *et al.*, (1990), Fragoso-César *et al.* (1990), interpretaram como uma sutura entre duas placas litosféricas; Fragoso César *et al.* (1986) definiram como uma zona de cisalhamento intraplaca relacionada a uma colisão oblíqua durante o Ciclo Brasileiro. Outros autores (Jost (1981), Frantz e Jost (1983) e Jost *et al.* (1984) buscaram critérios mais adequados para caracterizar esse sistema de falhas; porém, a ideia em voga, e também acolhida no presente trabalho, foi apresentada por Fernandes *et al.*, (1993) explicando a ZCTDC como uma zona de cisalhamento intracontinental, de escala litosférica do tipo *strike-slip*, acreditando em 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, Chemale Jr, & Philipp (2007), essas zonas principais de direção NE-SW mostram-se reativadas em 4 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 (datado por Koester *et al.* (2001) em (631 ± 6) U-Pb -TIMS) 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, compatível com a fácies Anfibolito inferior a Médio.

Fernandes *et al.* (1993) compartilharam de ideias 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 granitoides porfíricos e peraluminosos sintectônicos[...]* Essa fase de movimentação precoce estaria registrada pela trama magmática dos granitoides porfíricos sintranscorrência, que é materializada por conspícua foliação subvertical e lineação subhorizontal, definidas pela orientação dimensional de megacristais de feldspato potássico (Fernandes *et al.* 1993). O Metagranito Arroio Francisquinho, descrito por Fernandes *et al.* (1988,1990), 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) ainda sugere 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 da série cataclástica, durante o final do Pré-Cambriano e Fanerozoico.

A Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG) (Fig. 1 e 6), 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; o sentido de cisalhamento reportado como dextral (Bitencourt *et al.* 1989) é incompatível com a interpretação apresentada para a ZCTDC (Fernandes *et al.* 1993).

2.4 Características do magmatismo shoshonítico

O termo “*Shoshonite*” foi definido originalmente por Iddings (1895), que descreveu basaltos do *Yellowstone Park*, Wyoming, reconhecendo-os como rochas ígneas potássicas. A definição de Rocha Ígnea Potássica segundo Muller e Groves (2000) abrange as rochas que são mais enriquecidas em K que as rochas ígneas típicas. Essa característica é indicativa de afinidade shoshonítica em séries saturadas, apenas para os termos básicos e intermediários; os termos mais diferenciados ($\text{SiO}_2 > 63\%$ em peso) não apresentam enriquecimento relativo em K.

Desde o início do século XX, diversos autores (Daly, 1910; Ritmann, 1933; Harris 1957; Savelli, 1967; Kay e Gast, 1973) vêm tentando explicar a petrogênese do magmatismo potássico, primeiramente atribuindo as fusões potássicas como produto de assimilação de sedimentos carbonáticos por magmas basálticos, magmas traquíticos, ou pelo modelo de observação de elementos traço, apontando que o enriquecimento nos LILE e nos LREE das rochas ígneas potássicas seria efeito do baixo grau de fusão parcial de granadas-peridotitos do manto superior. No entanto, o advento do conceito de manto somatizado (e.g. Menzies e Hawkesworth 1987) representou a maior quebra de barreiras no entendimento da petrogênese do magmatismo potássico (Pearce 1992).

As rochas das séries shoshoníticas ocorrem predominantemente em ambientes de arco magmático continental maduro e pós-colisionais, são de grande interesse devido à associação com mineralizações relacionadas a certos tipos de depósitos de ouro e metais-base e têm importante significado para reconstrução de ambientes tectônicos de antigos terrenos (Muller e Groves 2000).

A série shoshonítica é representada predominantemente por gabros, dioritos, monzodioritos, monzonitos, quartzomonzonitos e granitos, ou seus correspondentes vulcânicos, definindo no diagrama QAP (Fig.3) o denominado *trend* monzonítico. No diagrama TAS (Fig.4), elas distribuem-se ao longo dos campos das rochas alcalinas saturadas em sílica, cumprindo, no entanto, a condição $(\text{K}_2\text{O}+2) > \text{Na}_2\text{O}$ e $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 2,0$ e sendo denominadas, quando extrusivas, traquibasaltos potássicos, shoshonitos e latitos, além dos traquitos e riolitos. Segundo Nardi e Bitencourt (2000), os granitoides de afinidade shoshonítica são identificados por sua cogeneticidade com essas rochas da série alcalina saturada em sílica, dentre as quais os monzonitos e latitos são

as mais características. Outras feições, em geral utilizáveis na identificação de granitoides com esta afinidade, são os teores de Sr > 400 ppm (para SiO₂ < 73 peso%), razões FeO_T / (FeO_T+MgO), nos granitoides e em seus minerais ferromagnesianos, entre 0,7 e 0,9, seu caráter metaluminoso e padrões regulares de ETR (LaN 100-300, YbN 10±5), com anomalias negativas de Eu apenas nos termos muito diferenciados (SiO₂ > 73 peso%). Padrões de elementos traços com enriquecimento em Ba e Rb, e empobrecimento de *High Field Strength* (Th, Ta, Nb, Ce, Hf, Zr, e Y) em relação aos *Large Ion Lithophile Elements* (K, Rb, e Ba), também são características importantes das rochas de afinidade shoshonítica. Kelemen *et al.* (1993) acrescentam que o empobrecimento de Nb em relação aos ETRL, bem como o enriquecimento em ETRL e LILE, é típico de magmas relacionados a fontes metassomatizadas durante subducção prévia.

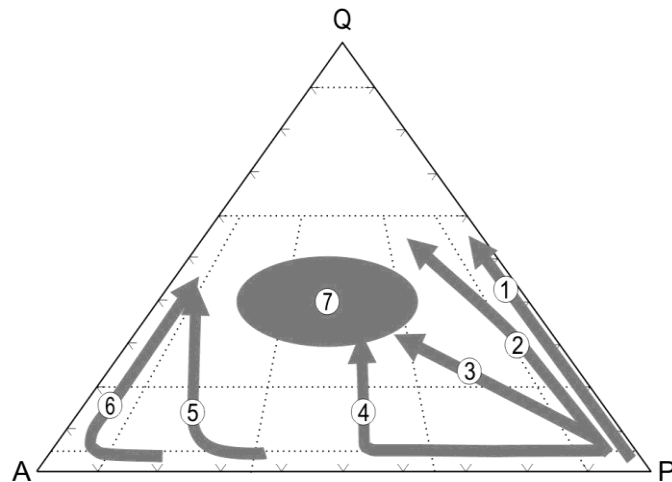


Figura 3 – Principais séries magmáticas e produtos de fusão crustal lançados no diagrama QAP; 1 – série toleítica oceânica (baixo-K); 2 – Calcio-alcina baixo-K 3 – séries subalcina médio-K (toleítica e calcio-alcina médio a alto-K); 4 – série shoshonítica; 5 - alcina sódica; 6 – ultrapotássica; 7 – associações graníticas leucocráticas peraluminosas.

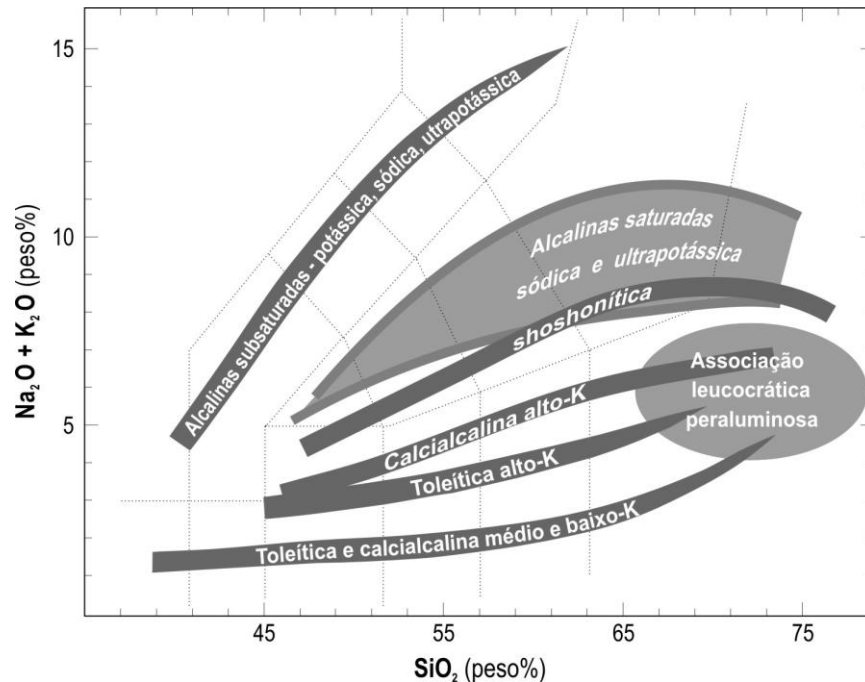


Figura 4 - Diagrama TAS demonstrando a distribuição das séries magmáticas

2.5 Exemplos do magmatismo pós-colisional shoshonítico no sul do BRASIL

Granitoides de afinidade shoshonítica ocorrem tanto no interior do CCSb, assim como associados a rochas vulcânicas relacionadas a bacias sedimentares Neoproterozoicas do tipo *stirike-slip*, como, por exemplo, ao vulcanismo Hilário da Bacia do Camaquã no Rio Grande do Sul, que constitui parte da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (ASLS) de Lima e Nardi (1998). Podem ser citados como granitoides shoshoníticos relacionados ao CCSb o Granodiorito Cruzeiro do Sul, material de estudo do presente trabalho e definido por UFRGS (2006) e o Complexo Granítico Estaleiro documentado por Bitencourt (1996). No Escudo Uruguaio, Oyhantçabal *et al.* (1993) comentam que granitoides de afinidade shoshonítica sincrônicos à tectônica transcorrente relacionada ao CCSb têm ocorrência esparsa.

A ASLS localiza-se na porção oeste do Escudo Sul-rio-grandense (Fig. 1 e 5), extremo sul do Brasil. Esta associação de idade neoproterozoica está relacionada ao início do magmatismo alcalino do estágio pós-colisional do ciclo orogênico Brasileiro no sul do Brasil (Liz *et al.*, 2009), incluindo uma grande variedade de rochas intrusivas e extrusivas: traquibasaltos potássicos, shoshonitos, dacitos, riolitos, quartzo dioritos e

monzodioritos, quartzo monzonitos, granodioritos, monzogranitos e sienogranitos (Fig.5) (Lima *et al.*, 2007). Possui na base traquibasaltos potássicos, sucedidos por quatro ciclos efusivos shoshoníticos, além de depósitos piroclásticos correlatos (Lima 1995). Os corpos intrusivos contemporâneos aos vulcanitos da base são representados pelo Monzodiorito Arroio do Jacques, pelo Monzonito Tapera e pelos granitos do núcleo do Complexo Granítico de Lavras, ambos com idades em torno de 600 Ma (Gastal *et al.* 2006).Corpos ressurgentes hipoabissais (≈ 587 Ma, Liz *et al.* 2005.) são as últimas manifestações intrusivas com afinidade shoshonítica e compreendem monzonitos e quartzo monzonitos. Temporalmente vinculados a esses corpos ocorrem os diques riolítico e diques latíticos. A totalidade dessas rochas intrusivas e extrusivas é provavelmente derivada de magmas parentais basálticos de afinidade shoshonítica, predominantemente, através de mecanismos de fracionamento mineral (Lima e Nardi 1998) e, segundo o mesmo autor, esta foi gerada pela fusão de um manto litosférico metassomatisado por uma subducção prévia.

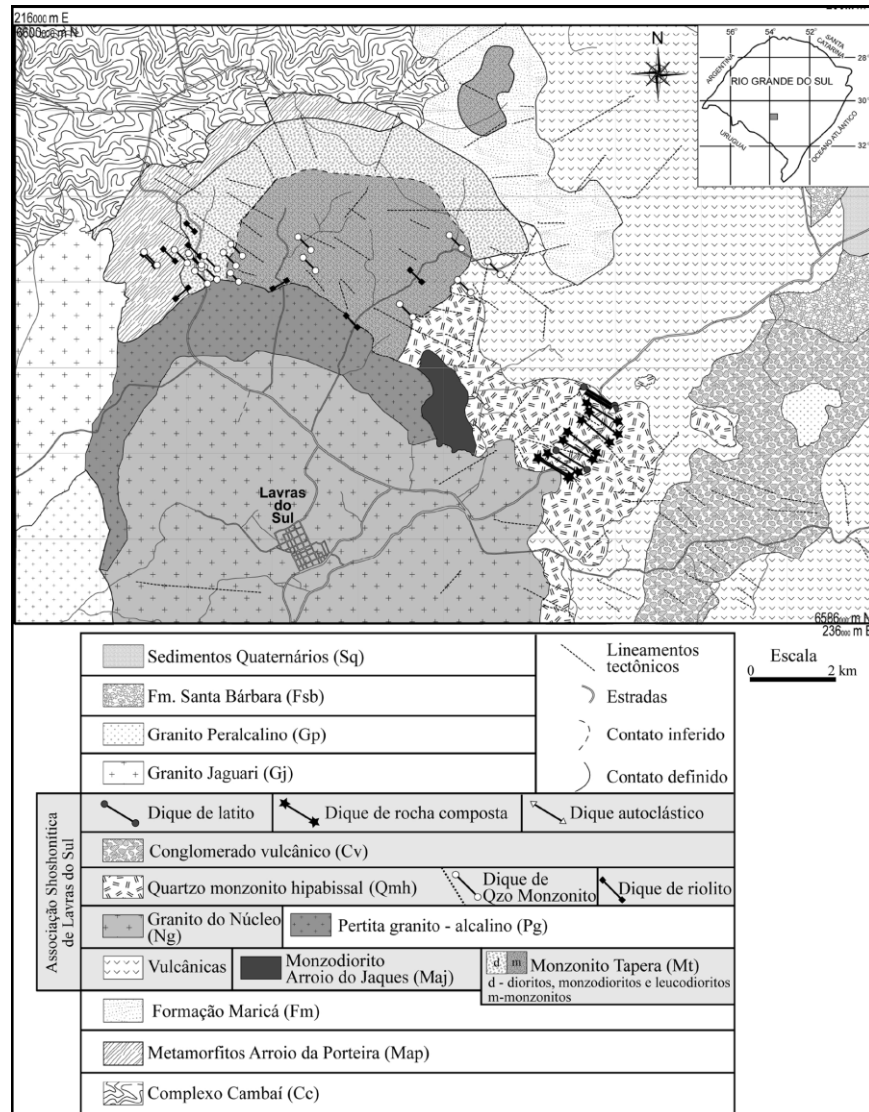


Figura 5 - Mapa geológico da porção norte de Lavras do Sul. (retirado de Liz *et al.* 2009)

O Complexo Granítico Estaleiro localiza-se na região de Porto Belo (litoral norte de Santa Catarina), no extremo nordeste da Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG) (Fig. 6).

Constituído pelo Granodiorito Estaleiro e por uma grande quantidade de veios graníticos dispostos em gerações sucessivas, contendo também corpos tabulares máficos concordantes, o posicionamento deste complexo foi controlado pela tectônica da ZCMG, constituindo uma intrusão eotranscorrência (Bitencourt 1996). O Complexo Camboriú representa as rochas do embasamento da região, intrusivas neste embasamento ocorrem as unidades Metagranito Quatro Ilhas e Metagranito Mariscal. Intrusivos neste conjunto, e tendo seu posicionamento controlado pelo regime de transcorrência, encontram-se o Complexo Granítico Estaleiro (CGE)

e a Suíte Intrusiva Zimbros (Bitencourt, 1996). Segundo a mesma autora, os padrões geoquímicos dos granitoides posicionados sucessivamente são compatíveis com a evolução do magmatismo em ambientes pós-colisionais. Os metagranitoides de Quatro Ilhas e Mariscal têm afinidade cálcico-alcálica alto-K, com maior contribuição crustal registrada no último; o Complexo Granítico Estaleiro mostra afinidade shoshonítica, enquanto o magmatismo da Suíte Intrusiva Zimbros tem caráter moderadamente alcalino, tardi a pós-orogênico.

O Granodiorito Cruzeiro do Sul (GCS) localiza-se na porção leste do Escudo Sul-rio-grandense e está inserido no contexto geológico do CCSb. Definido originalmente por UFRGS (2006), no mapeamento que teve a Folha do exército de Quitéria como área mapeada (Fig.7), seu estudo teve continuidade com o mapeamento de UFRGS (2007) na Folha Serra do Erval e, posteriormente, pelo autor, neste e em outros trabalhos.

O GCS ocorre como um corpo, com dimensão de aproximadamente 4 km², alongado na direção ENE-WSW e controlado por uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral (Fig.2 do artigo inserido), que também abriga os Granitoides posteriores Arroio Divisa e Sanga do Areal; esses três granitoides são intrusivos no Complexo Arroio dos Ratos. Associados ao GCS ocorrem corpos microgranulares máficos alongados e diques sinplutônicos de composição diorítica a tonalítica. Segundo Knijnik (2010), o magmatismo granodiorítico em questão possui idades de cristalização em torno de 630 Ma e composição shoshonítica com possível contaminação crustal, sendo interpretado como um magmatismo pós-colisional em função de suas características estruturais e composicionais.

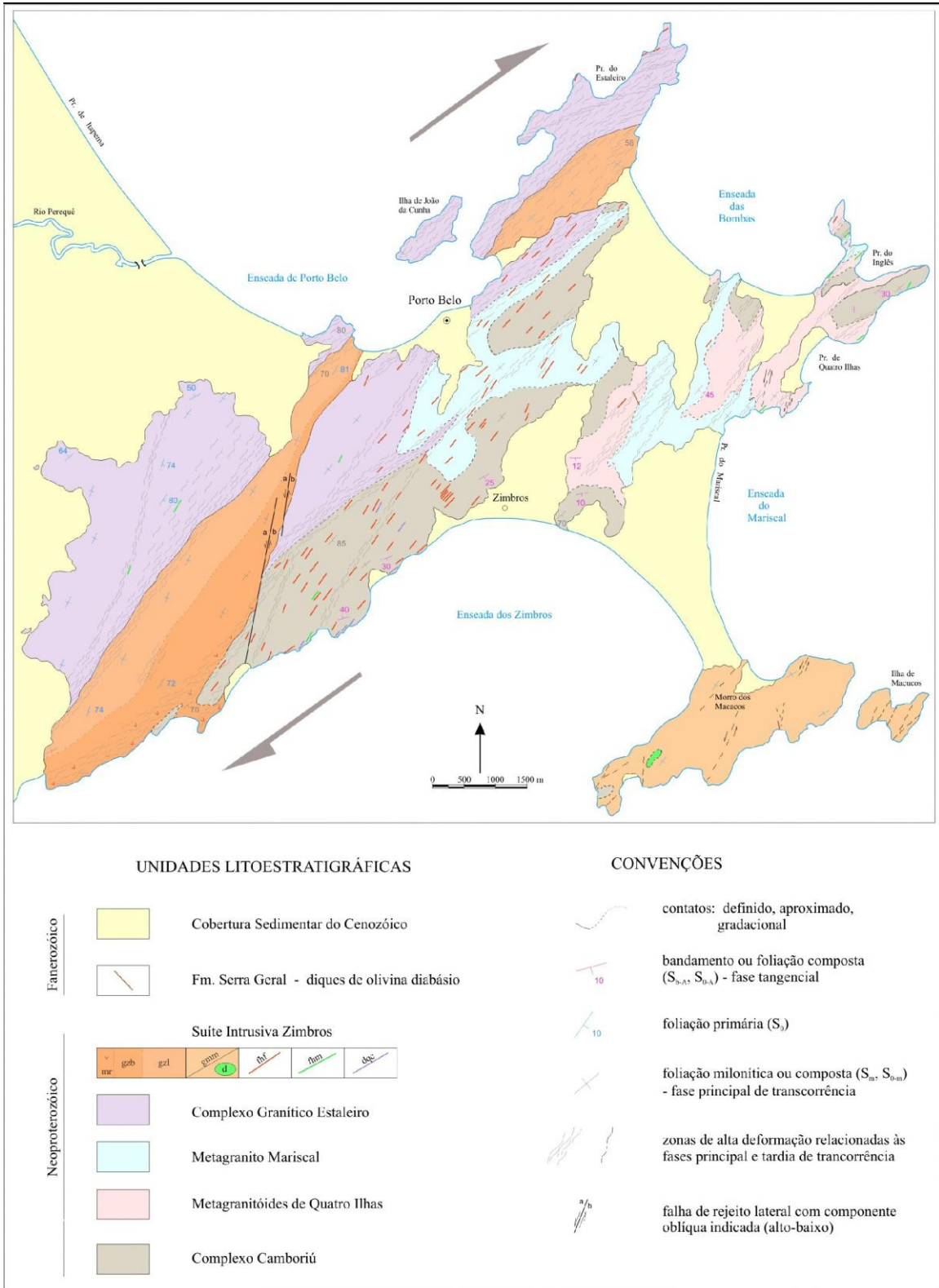


Figura 6 - Mapa geológico da região de Porto Belo (retirado de Bitencourt 1996).

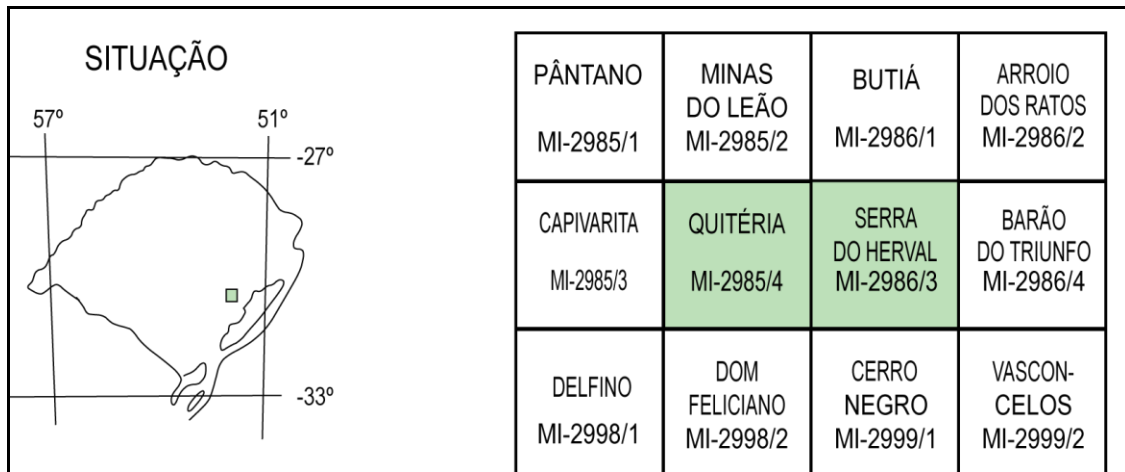


Figura 7 - Articulação das folhas de Quitéria e Serra do Eral, região onde foram realizados os mapeamentos de UFRGS 2006 e 2007 e definido o Granodiorito Cruzeiro do Sul.

CAPÍTULO III

MATERIAIS E MÉTODOS

As técnicas utilizadas neste trabalho foram separadas em etapas de pré-campo, etapas de campo e etapas de pós-campo.

A seguir são descritas as técnicas, bem como suas metodologias.

3 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 lamina petrográficas dos pontos mapeados por UFRGS (2006 e 2007) e das lâminas confeccionadas por Knijnik (2008).

3.1 Análise bibliográfica

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 estudos.

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 teórico para o desenvolvimento desta dissertação.

3.1.1 Sensoriamento Remoto

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 fornecidas pela CPRM, 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

Na etapa de campo estão agrupadas as técnicas de campo de geologia tradicionais com ênfase na coleta de dados estruturais e na amostragem de rochas para análise geoquímica.

3.2.1 Trabalho de campo

A área de estudo foi mapeada pelo autor durante a disciplina de Mapeamento Geológico Básico (UFRGS, 2007) e no trabalho de graduação do mesmo; o conhecimento prévio foi fundamental para delimitação dos objetivos da pesquisa. O trabalho de campo específico deste projeto teve duração total de 21 dias (durante os quatro semestres de pós-graduação) e teve o objetivo de coleta de dados estruturais e amostras de rocha representativas do GCS e litologias associadas, que compõem esta unidade, 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 e os GAD e GSA, que revelassem idades relativas, e descrição detalhada de afloramentos.

A base cartográfica utilizada no trabalho foram as cartas topográficas Quitéria e Serra do Erval (Fig. 7), 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 (1988, 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 GCS, 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 15° para oeste e notação da “regra da mão esquerda” para medição de atitudes estruturais, em que a direção do plano é dada pelo dedo indicador e o mergulho pelo polegar. 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 cataclase, 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

Na etapa pós-campo, estão agrupadas as técnicas de petrografia, geologia estrutural, litoquímica e química mineral. A integração e interpretação dos dados obtidos, com os dados levantados em campo e em laboratório, permitiram responder às principais questões abordadas neste trabalho.

3.3.1 Geologia estrutural

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 a partir do software *Stereonet 3.01*, para interpretação da história

deformacional desta unidade e da própria estrutura regional. 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).

3.3.2 Petrografia

Após a pesquisa de campo, cerca de 15 amostras coletadas foram “encaminhadas” para confecção de laminais petrográficas no prédio anexo do Laboratório do Instituto de Geociências da UFRGS, e um acervo de 20 laminais dos trabalhos de UFRGS (2006 e 2007) e Knijnik 2008 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 do GCS e das rochas máficas associadas.

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 granulagem da rocha.

Os dados foram analisados e interpretados por meio do diagrama QAP (Streckeisen, 1967), contribuindo para uma classificação petrográfica mais precisa desta unidade.

3.3.3 Litoquímica

Os estudos geoquímicos adotados objetivaram classificar o GCS e as rochas máficas associadas em relação a series magmáticas, ambiente geotectônico e investigação de 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 a serem analisados foram: SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, Cão, Na₂O, K₂O, TiO₂ e P₂O₅. 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 ordeem 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.

3.3.4 Química mineral

Anfibólios, biotitas, e feldspatos foram analisados no Centre for Microscopy and Microanalysis da University of Western Austrália (UWA), utilizando o aparelho JEOL JSM-6400. As fórmulas estruturais dos anfibólios foram calculadas na base de 23 átomos de oxigênio, utilizando-se o esquema de normalização 13 e CNK, as fórmulas estruturais das biotitas foram calculadas a 24 átomos de oxigênio, assumindo-se todo o ferro presente como Fe²⁺. O software MINPET, versão 2.02 (Richard, 1995), foi utilizado para obtenção das fórmulas estruturais dos referidos minerais. A amostra analisada foi coletada no centro do corpo, dando-se preferência nas análises para os minerais sem alteração,

CAPÍTULO IV

ARTIGO SUBMETIDO À REVISTA GEOLOGIA USP: SÉRIE CIENTÍFICA

**CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA E ESTRUTURAL DO GRANODIORITO CRUZEIRO DO SUL:
MAGMATISMO SHOSHONÍTICO PÓS-COLISIONAL NEOPROTEROZÓICO EM ZONA DE
TRANSCORRÊNCIA, REGIÃO DE QUITÉRIA, RS**

**GEOCHEMICAL AND STRUCTURAL CHARACTERIZATION OF THE CRUZEIRO DO SUL
GRANODIORITE: NEOPROTEROZOIC POST-COLLISIONAL SHOSHONITIC MAGMATISM
WITHIN TRANCURRENT SHEAR ZONE, QUITÉRIA REGION, SOUTHERNMOST BRAZIL**

Daniel KNIJNIK¹, Maria de Fátima Bitencourt¹, Lauro V.S. NARDI¹, Viter Magalhães PINTO²

1 Instituto de Geociências – Campus do Vale – Av. Bento Gonçalves, 9500 – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Caixa Postal 15001, CEP 91500-000, – Porto Alegre, RS – Brasil.

daniel_bk@live.com.au fatimab@ufrgs.br lauro.nardi@ufrgs.br

2 Instituto de Geociências – Universidade Federal de Roraima – Av. Capitão Ene Garcez 2413 – Boa Vista, RO - 00012421@ufrgs.br

RESUMO

O Granodiorito Cruzeiro do Sul localiza-se na porção leste do Escudo Sul-rio-grandense e ocorre como um corpo de aproximadamente 4 km², alongado na direção ENE-WSW, controlado por uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral. Esta unidade foi desmembrada do Complexo Arroio dos Ratos por não apresentar bandamento de segregação metamórfico e por constituir corpos mapeáveis intrusivos no mesmo, que preservam suas características primárias. Este granitóide compreende horblenda-biotita granodioritos ricos em máficos ($M' \sim 20$), possui foliação magmática marcada pelo alinhamento dimensional de feldspatos e minerais máficos, com importante componente milonítica, principalmente próximo aos contatos. Veios leucograníticos concordantes e discordantes são comuns, e em zonas de mais alta deformação geram um bandamento composto juntamente com enclaves microgranulares máficos alongados e diques sinplutônicos de composição diorítica a tonalítica paralelos à foliação. A foliação milonítica é paralela à foliação primária, com direção EW a ENE-WSW e médio a alto ângulo de mergulho, contendo lineação de estiramento de baixo caimento para W e WSW, indicando a cinemática transcorrente da zona de cisalhamento. O sentido de movimento lateral esquerdo desta zona é confirmado por diversos indicadores cinemáticos de escala meso e microscópica, e as microestruturas desenvolvidas sobre os feldspatos indicam temperaturas de deformação compatíveis com as da fácies anfíbolito. A forma alongada dos corpos paralelamente à zona de transcorrência, a concordância e progressão da foliação magmática em relação à milonítica, ambas paralelas aos limites das intrusões, são evidências estruturais de seu caráter sintectônico. Por outro lado, a ausência de foliação metamórfica retrabalhada pela milonítica permite concluir que o granitóide estudado registra apenas uma fase de deformação que teria ocorrido durante o seu posicionamento, descartando sua relação com o evento transversal de direção EW e baixo ângulo de mergulho responsável pela deformação do Complexo Arroio dos Ratos e vinculando-o ao evento de transcorrência da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu. As características composicionais são consistentes com o caráter pós-colisional do magmatismo e a afinidade shoshonítica é revelada pelos altos teores 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 thermobarometro Plg-Hb são estimadas em cerca de 4,3 a 5.3 kbars e temperaturas de cristalização na ordem de 720 a 760 °C.

Palavras-chave: Zona de cisalhamento Dorsal de Canguçu, ambiente pós-colisional, magmatismo sintectônico, série shoshonítica

ABSTRACT

The Cruzeiro do Sul Granodiorite (CSG) is located in the eastern portion of the Sul-rio-grandense Shield. It forms one ENE-WSW elongate body of approximately 4 km² within a sinistral strike slip shear zone. The CSG rocks were originally considered as part of the Arroio dos Ratos Complex but were recently mapped as a separate unit because (i) no metamorphic banding is observed; (ii) igneous textures are widely preserved; and (iii) they are intrusive in the gneiss complex rocks. The CSG is thus a porphyritic hornblende-biotite granodiorite in a mafic-rich (M'₂₀), medium-grained matrix. The magmatic foliation is marked by the shape alignment of feldspar megacrystals and mafic minerals. A solid-state, mylonitic structure is well developed mainly near the contacts. Leucocratic veins are found both concordant and discordant to the main foliation, and may give rise to a composite banding within high-strain zones, together with elongate mafic microgranular enclaves and synplutonic dykes of tonalitic to dioritic composition. The mylonitic foliation trends EW to ENE-WSW, with medium to steep dip, and contains a shallow plunging stretching lineation, which indicates a transcurrent kinematic for this shear zone. Structural evidences such as the parallelism and progressive evolution of mylonitic foliation relative to the magmatic one, as well as the elongated form of granodioritic bodies and the concordant character of planar structures with the ENE shear zone are interpreted as an indication of syntectonic emplacement. Moreover, the absence of metamorphic foliation reworked by mylonitic shows that the CSG registers only one phase of deformation, which would have occurred during their emplacement. Thus, we conclude that the CSG has no relation with the EW transversal event and low dip angle responsible for the deformation of Arroio dos Ratos Complex, but is linked to the transcurrent event of Dorsal de Canguçu Shear Zone. The structural and compositional features of CSG magmatism are consistent with its post-collisional character and the shoshonitic affinity is given by its high Sr contents, regular REE chondrite-normalized patterns and the abundance of LREE regarding HREE. Patterns of trace elements with enrichment in Ba and Rb, and

impoverishment of High Field Strength in relation to Large Ion Lithophile Elements is also important feature of the rocks of shoshonitic affinity. Their medium- to high-K content, and metaluminous to slightly peraluminous character are possibly indicative of some crustal contamination during their differentiation. The conditions of P and T, calculated with the geobarometer Alt-Hb and Plg-Hb thermobarometer were estimated at about 4.3 to 5.3 kbars and crystallization temperatures on the order of 720 to 760 ° C. The feldspar microstructures suggest deformation temperatures consistent with the amphibolite facies.

Keywords: Dorsal de Canguçu Shear Zone, postcollisional, sintectonic magmatism, shoshonitic series

INTRODUÇÃO

Os granitóides e metagranitóides são os constituintes mais importantes da crosta terrestre, respondendo por aproximadamente 80% do seu volume total. Representam grande parte da história evolutiva da terra e são a mais relevante manifestação do magmatismo orogênico em profundidade, acessível a estudos (Nardi e Bitencourt, 2007). No sul do Brasil, o grande volume de rochas granitóides neoproterozóicas expostas na porção leste do Escudo Sul-rio-grandense (ESRG), em uma faixa de direção NE que se estende de Santa Catarina ao Uruguai (Fig. 1), tem sido um tema muito discutido. Para alguns autores (e.g. Fernandes *et al.*, 1995), esta faixa seria o registro de uma associação de arco magmático neoproterozóico originada pela convergência entre os crátons do Kalahari e Rio de La Plata, gerando subducção de uma placa oceânica e formação de uma margem continental ativa na borda oriental do Cráton Rio de La Plata. No entanto, Bitencourt e Nardi (1993, 2000) relacionam este magmatismo granítico a um ambiente pós-colisional neoproterozóico e, de acordo com os mesmos, as possíveis assembléias 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. Esta hipótese encontra suporte na recente descrição de associações tonalítico-dioríticas de idade paleoproterozóica (Gregory *et al.*, 2011) que fazem parte do embasamento destes granitóides.

O presente trabalho tem como área de estudo um importante segmento representativo deste ambiente pós-colisional, onde três granitóides sintectônicos antes mapeados como ortognaisses e interpretados como representantes da unidade mais antiga da associação de arco magmático (Fernandes *et al.*, 1995), foram desmembrados da mesma e relacionados ao magmatismo pós-colisional neoproterozóico. Segundo Bitencourt e

Nardi (2000), a principal forma de aporte e posicionamento de magmas neste ambiente está vinculada às diversas zonas de cisalhamento transcorrente que compõe a faixa de direção NE, referida pelos mesmos como Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb) (Fig. 1). A variação composicional e a evolução geoquímica do magmatismo no interior do CCSb, assim como a sua estruturação, estão registradas no magmatismo granítico sintectônico encontrado no interior deste cinturão. Através do mapeamento geológico e da caracterização petrológica, geoquímica e estrutural destes granitóides sintranscorrentes é possível contribuir para um melhor entendimento do significado geotectônico de estruturas de grande porte como o CCSb.

De modo geral, o magmatismo pós-colisional é representado principalmente pela formação de grandes batólitos com afinidade predominantemente cálcio-alcalina alto-K, com rochas shoshoníticas subordinadas (Liégeois 1998; Harris *et al.* 1986). Granitóides de afinidade shoshonítica ocorrem tanto no interior do CCSb como associados a rochas vulcânicas relacionadas a bacias sedimentares neoproterozóicas do tipo *strilke-slip*. Segundo Morrison (1980), as rochas da série shoshonítica apresentam razões $\text{Na}_2\text{O} \setminus \text{K}_2\text{O}$ em torno de um e menor que dois, cumprindo a condição $(\text{K}_2\text{O} + 2) > \text{Na}_2\text{O}$. Outras feições, em geral utilizáveis na identificação de granitóides com esta afinidade, são os teores de $\text{Sr} > 400$ ppm (para $\text{SiO}_2 < 73$ peso%), seu caráter metaluminoso e padrões regulares de ETR (LaN 100-300, YbN 10-5), com anomalias negativas de Eu apenas nos termos muito diferenciados ($\text{SiO}_2 > 73$ peso%).

São objetivos deste trabalho apresentar os principais aspectos estruturais e geoquímicos do Granodiorito Cruzeiro do Sul (GSC) e suas implicações na área de estudo, discriminar o ambiente tectônico e a série magmática à qual ele pertence, além de caracterizar a composição química de seus minerais máficos e determinar parâmetros de geotermobarometria, comparando os dados obtidos com outras rochas do mesmo contexto geológico.

CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOTECTÔNICO

O Segmento Meridional da Província Mantiqueira (PM) (Almeida *et al.*, 1977), incluindo as áreas pré-cambrianas do ESRG e sua compartimentação, conforme adotado por Nardi e Bitencourt (2007), são apresentados na figura 1. A geologia do ESRG é composta em grande parte por rochas magmáticas relacionadas com o Ciclo Brasileiro-Panafricano, tendo como embasamento rochas metamórficas de idade paleoproterozóica (Hartmann *et al.* 1999, Soliani Jr. *et al.* 1986).

O Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro foi gerado durante este ciclo e compreende diversas zonas de cisalhamento anastomosadas, de espessura quilométrica e cinemática predominantemente transcorrente, sendo a maior parte destas zonas subvertical, com direção variável entre NS e N60E, e deslocamento horário ou anti-horário Bitencourt e Nardi (2000). Os granitóides condicionados por essa estrutura compõem uma faixa de orientação NE-SW, com cerca de 800 km de comprimento e largura média de 150 km, designada Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul, Batólito Florianópolis em Santa Catarina e Batólito Aiguá no Uruguai.

Este cinturão granítico resulta do magmatismo de ambientes pós-colisionais, onde um grande volume de granitóides (630 a 580 Ma) está associado, em menor volume, a rochas máficas, representadas por enclaves microgranulares, diques sinplutônicos e corpos dioríticos sincrônicos.

A Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC – Fernandes *et al.* 1990), de direção NE-SW, é a principal descontinuidade do CCSb no ESRG e tem sido motivo de diversas discussões e interpretações distintas. É interpretada por Fernandes *et al.* (1993) como uma zona de cisalhamento intracontinental, de escala litosférica do tipo *strike-slip*, apresentando uma longa história evolutiva, com diversas reativações durante o Fanerozóico (Fernandes *et al.*, 1995) com uma possível continuidade física desta para a Zona de Cisalhamento Sierra Ballena, no Uruguai.

Dados reunidos por Bitencourt e Nardi (1993, 2000), Philipp *et al.* (2000) e Florisbal *et al.* (2007) para o magmatismo no interior do CCSb 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). Granitóides sintectônicos peraluminosos são descritos no intervalo de 630-617 Ma.

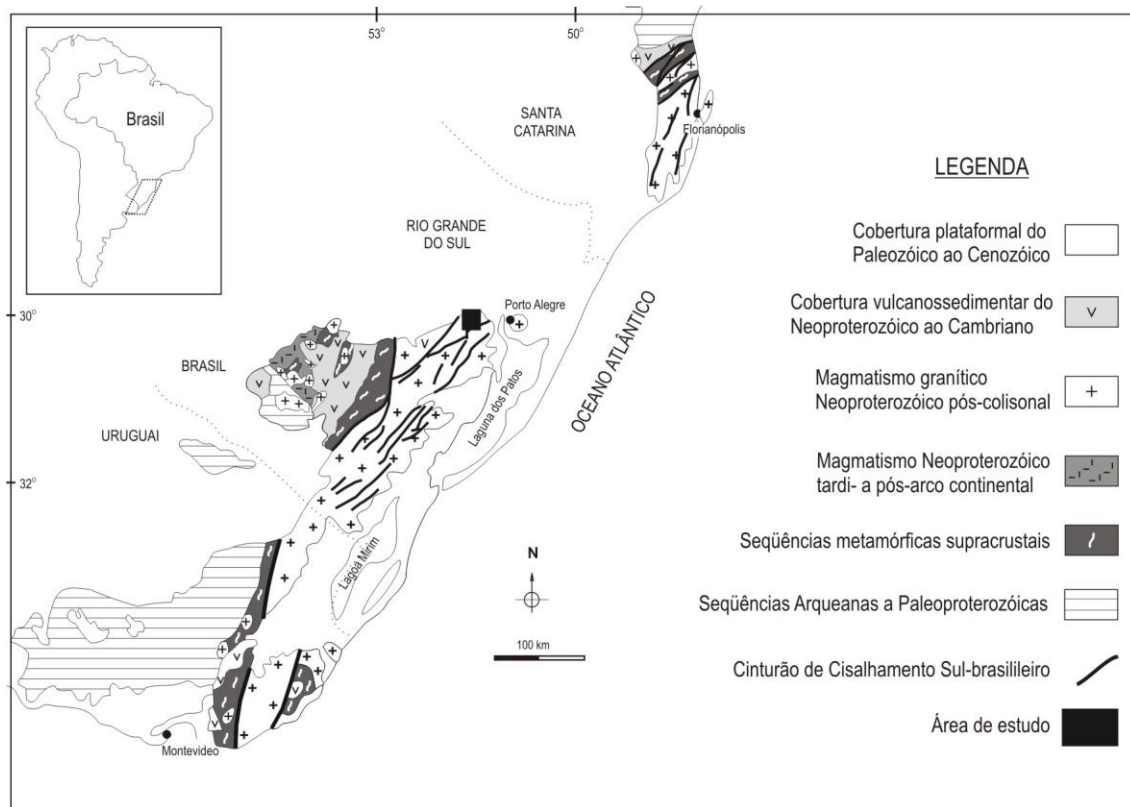


Figura 1 - Compartimentação do Segmento Meridional da PM, principais unidades geotectônicas do Sul do Brasil e Uruguai e localização da área de estudo de (Modificado de Nardi e Bitencourt, 2007).

GEOLOGIA DO GCS

A área de estudo esta localizada na porção leste do estado do Rio Grande do Sul, a cerca de 70 km de Porto Alegre, na região de Quitéria (Fig.1). Observa-se nesta área um complexo arcabouço estrutural definido por zonas de cisalhamento e de cataclase de escala regional e diversos lineamentos (Fig. 2). São reconhecidas zonas de transcorrência de direção ENE e NE principais, interpretadas como parte da ZCTDC, ambas de caráter dúctil e movimento lateral esquerdo, responsáveis pela deformação e abertura de espaços sincrônicos para a colocação de diversos granitóides. Estruturas de caráter rúptil-ductil representadas por extensas cristas de quartzo milonito e filonitos de direção N45E e N55E, assim como zonas de cataclase concordantes com estas estruturas N45 e N55 também puderam ser verificadas. Ocorrem ainda diversos lineamentos N-S que cortam todas as estruturas citadas anteriormente, e em grande parte deles identifica-se movimento lateral esquerdo, com componente oblíqua variável, que podem ser correlacionados ao Sistema Passo do Marinheiro (Picada, 1971).

A compartimentação da área em três grandes domínios esta representada na figura 2. O limite entre esses domínios esta registrado por uma zona de cataclase N45E (Domínio IA e IB) e pelas zonas de cataclase N55E (Domínio IA e II). Estes domínios são delimitados pelas duas zonas de cataclase de escala regional citadas anteriormente, e também foram definidos a partir de critérios vinculados com o posicionamento dos granitóides que afloram nesta região, relacionados aos estágios de movimentação da ZCTDC e ao magmatismo no interior do Batólito de Pelotas. Os domínios IA e IB são compostos pelo Magmatismo pós-colisional sin-transcorrente à ZCTDC mais o Embasamento Paleoproterozóico, enquanto o Domínio II definido na porção SE da área de estudo, representa o Magmatismo pós-colisional tardio.

O Granodiorito Cruzeiro do Sul foi definido por UFRGS (2006), como unidade desmembrada do Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos de Fernandes *et al.* (1988) por não apresentar bandamento de segregação metamórfica e constituir corpos mapeáveis na escala 1:25.000, intrusivos no Complexo, contendo xenólitos de suas litologias bandadas e Knijnik (2008) acrescenta que por também não mostrar deformação dúctil polifásica. Segundo o mapeamento de UFRGS (2007) e Gregory (2011) que tiveram como área mapeada a mesma região do presente trabalho, incluindo a seção-tipo do Complexo, as litologias originalmente definidas como Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos, na área de estudo, predominam termos sem bandamento metamórfico, retirando o termo “Gnáissico” da nomenclatura da unidade.

As unidades mais antigas encontradas na área são septos de um embasamento Paleoproterozoico representados por xenólitos de gnaisses calcissilicatados da Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita e de ortognaisses, metatonalitos e metagranodiritos do CAR. O GCS ocorre como um corpo, de aproximadamente 4 km², alongado na direção ENE-WSW e controlado pela zona de cisalhamento ENE, que também abriga os granitóides mais jovens Arroio Divisa (GAD) e Sanga do Areal (GSA) também desmembrados do Complexo Arroio dos Ratos, por (UFRGS 2007) e estudados posteriormente por Fontana 2008 e Centeno 2008(Fig. 2). Esses três granitóides são sintectônicos à mesma zona de cisalhamento ENE e possuem estruturas deformacionais concordantes (N65-90E) 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, seguida pelos Granitóides Arroio Divisa e Granitóides Sanga do Areal.

Segundo diversos autores (e.g. Koester *et al.*(1997); Fernandes *et al.* 1993)os granitos Quitéria (GQ) e Arroio Francisquinho (GAF) que afloram na porcao 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 referida anteriormente.

A relação destes dois granitos sintectônicos, com o GCS e os GAD e GSA é dificultada por extensas cristas de quartzo milonito e filonitos e zonas de cataclase, não podendo ser verificada em campo. No entanto, a orientação similar, a cinemática esquerda, e a intensidade de deformação semelhante verificada nestas zonas , além de dados de geocronologia U-Pb - TIMS para o Granito Quitéria de Koester *et al.* (2001) obtendo a idade de 631 ± 6 Ma, Frantz *et al.* (2003) datando o GAF pelo método U-Pb (SHRIMP) em 634 ± 6 Ma e pelo mesmo método Knijnik *et al.* (2010) com idades para o GCS de 634 ± 1.5 Ma (todas idades de cristalização), permitiram correlacionar estas unidades como fazendo parte da mesma zona de cisalhamento (ZCTDC), e do mesmo estágio de movimentação da mesma.

As cristas de quartzo milonitos e filonitos, de direção N45E e N55E, são feições bastante expressivas na área, e sua origem ainda é motivo de controvérsia. Tendo em vista as baixas temperaturas de deformação verificadas nestas estruturas, incompatíveis com a alta deformação sofrida pelo GAF, é mais provável que estas tenham sido geradas em alguma fase de reativação da ZCTDC mais rasa, já em um regime dúctil-rúptil, podendo estar relacionada com as zonas de cataclase de que ocorrem sobre elas.

Apesar de a área estudada ser composta por um complexo arcabouço estrutural, foi possível definir uma cronologia para os eventos deformacionais e separá-los em 4 fases principais, inicialmente em condições dúcteis, evoluindo para dúcteis a dúctil-rúpteis à estritamente rúptil. A 1ª fase estaria representada pela zona de cisalhamento transcorrente ENE sinistral de caráter dúctil que abriga os GCS, GAD e GSA (Domínio IB) (Fig. 2) e pela zona de cisalhamento transcorrente NE sinistral de caráter dúctil que abriga os GAF e GQ (Domínio Ia); a 2ª fase representaria reativações destas zonas anteriores em ambiente crustal mais raso com mesma cinemática, podendo gerar cristas de quartzomilonitos e filonitos que limitam os Domínios IA e IB e se sobrepõe aos GAD (N45E e N55E

respectivamente), marcando a transição de um regime dúctil-ruptil para um regime rúptil responsável pela formação de uma 3ª fase de movimentação gerando diversas zonas de cataclase NE, incluindo a estrutura N55E que limita o Domínio IB e II (Fig. 2) responsável pela abertura de espaços para entrada dos Granitos rasos Serra do Eral, Fazenda Varig e do Riolito Ana Dias e por fim a 4ª fase zonas de falha NS também com movimento lateral esquerdo cortando todas as litologias da área.

Estruturas do GCS

O GCS possui foliação magmática marcada pelo alinhamento dimensional de feldspatos e minerais máficos, com importante componente milonítica, principalmente próximo aos contatos. Esta componente milonítica é verificada pela deformação e estiramento dos cristais maiores de feldspatos, formando porfiroclastos com caudas simétricas e assimétricas (Fig. 3 A e G), além do forte alinhamento dos cristais da matriz, assim como pela recristalização e estiramento dos grãos de quartzo, que formam fitas.

A foliação milonítica é paralela à foliação primária, com direção EW a ENE-WSW e médio a alto ângulo de mergulho, contendo lineação de estiramento de baixo caimento para W e WSW (Fig. 3B e 4). O alto ângulo de mergulho da foliação milonítica e a baixa obliquidade da lineação de estiramento indicam cinemática transcorrente da zona de cisalhamento. O sentido de movimento esquerdo desta zona é registrado por diversos indicadores cinemáticos em escala de afloramento, como porfiroclastos de feldspatos, corpos máficos decimétricos a métricos e injeções formando caudas assimétricas, foliações dobradas, *shear bands*, e outras microestruturas que serão discutidas no item da Petrografia.

Veios leucograníticos concordantes e discordantes são comuns, e em zonas de mais alta deformação geram um bandamento composto (Fig. 3 C) juntamente com enclaves microgranulares máficos alongados e diques sinplutônicos de composição diorítica a tonalítica paralelos à foliação. A relação de contemporaneidade dos diques sinplutônicos com o granodiorito encaixante é dada pela ocorrência de injeções mutuas destas litologias (Fig. 3 D) (UFRGS, 2006). Os enclaves máficos possuem contatos lobados e por vezes mostram feições de assimilação e mistura com o GCS. O granodiorito também contém xenólitos decimétricos de anfibolitos, metadioritos e gnaisses do Complexo Arroio dos Ratos (UFRGS, 2006).

Diversas estruturas são formadas sobre estas injeções leucocráticas; dobras, estruturas tipo *pinch and swell* (Fig. 3 E), *boudins* e formação de caudas simétricas e assimétricas (Fig. 3 F). Estas estruturas quando dobradas, possuem planos axiais e eixos de dobras paralelos a foliação da rocha encaixante e às lineações mineral e de estiramento respectivamente, demonstrando mesmo campo de tensão (σ_1) para a formação das dobras e da foliação milonítica do GCS, o que também é verificado na formação das estruturas tipo *pinch and swell* e de *boudins* onde o eixo maior das injeções encontra-se dispostos paralelos a foliação. A progressão da deformação sobre estas injeções formando estruturas tipo *pinch and swell* e *boudins* pode resultar na formação de caudas simétricas e assimétricas (indicando movimento lateral esquerdo). Estes fatos permitem colocar todas essas estruturas de deformação sobre as injeções, como fazendo parte da mesma cinemática que formou a foliação do granitóide encaixante.

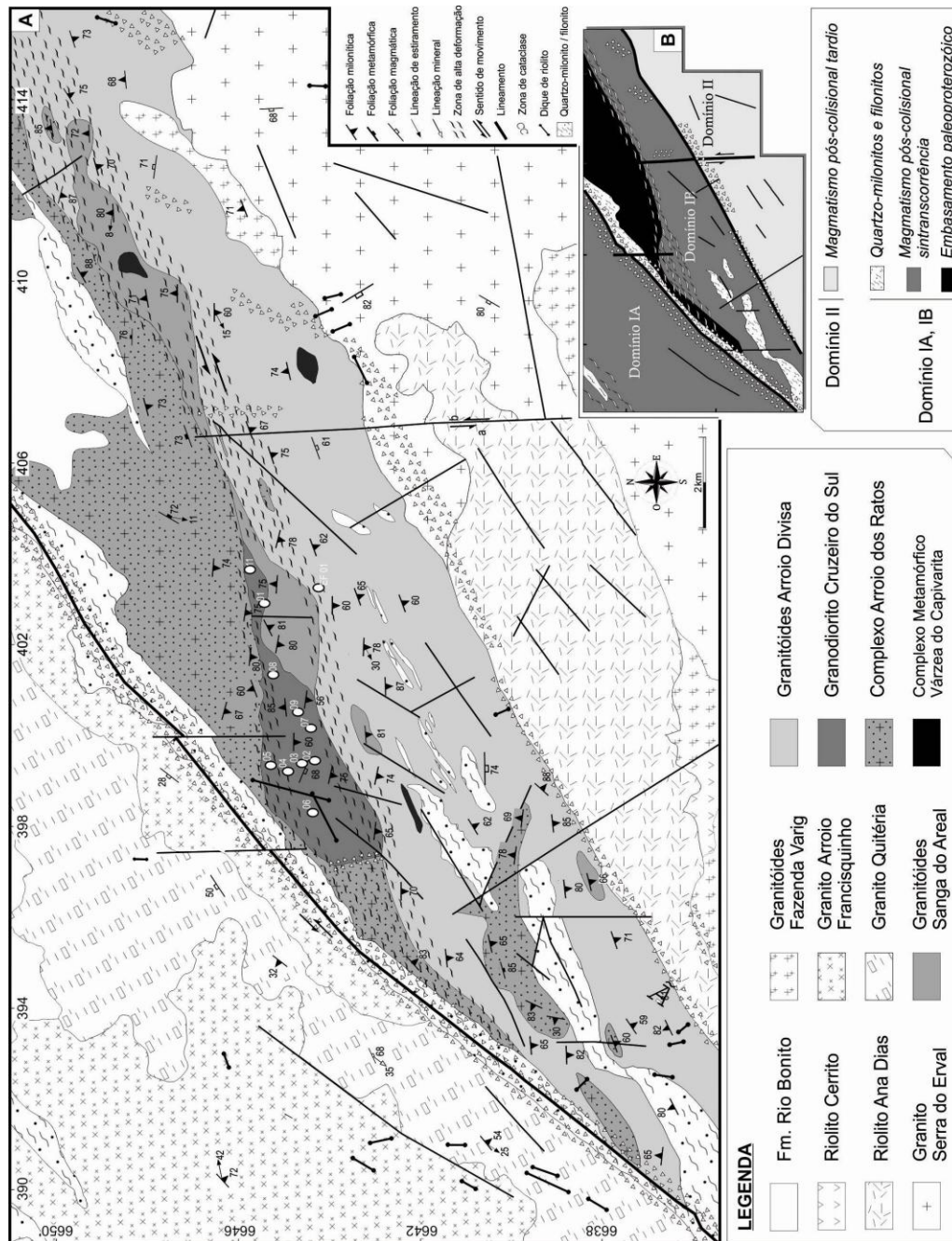


Figura 2A - Mapa geológico da região de Quitéria-Serra do Erval e **2B** dos domínios. – Elipses brancas correspondem a amostragem geoquímica dos pontos DK do GCS, mais EF 01 referente a um xenólito do GCS (modificado de UFRGS, 2006, 2007).

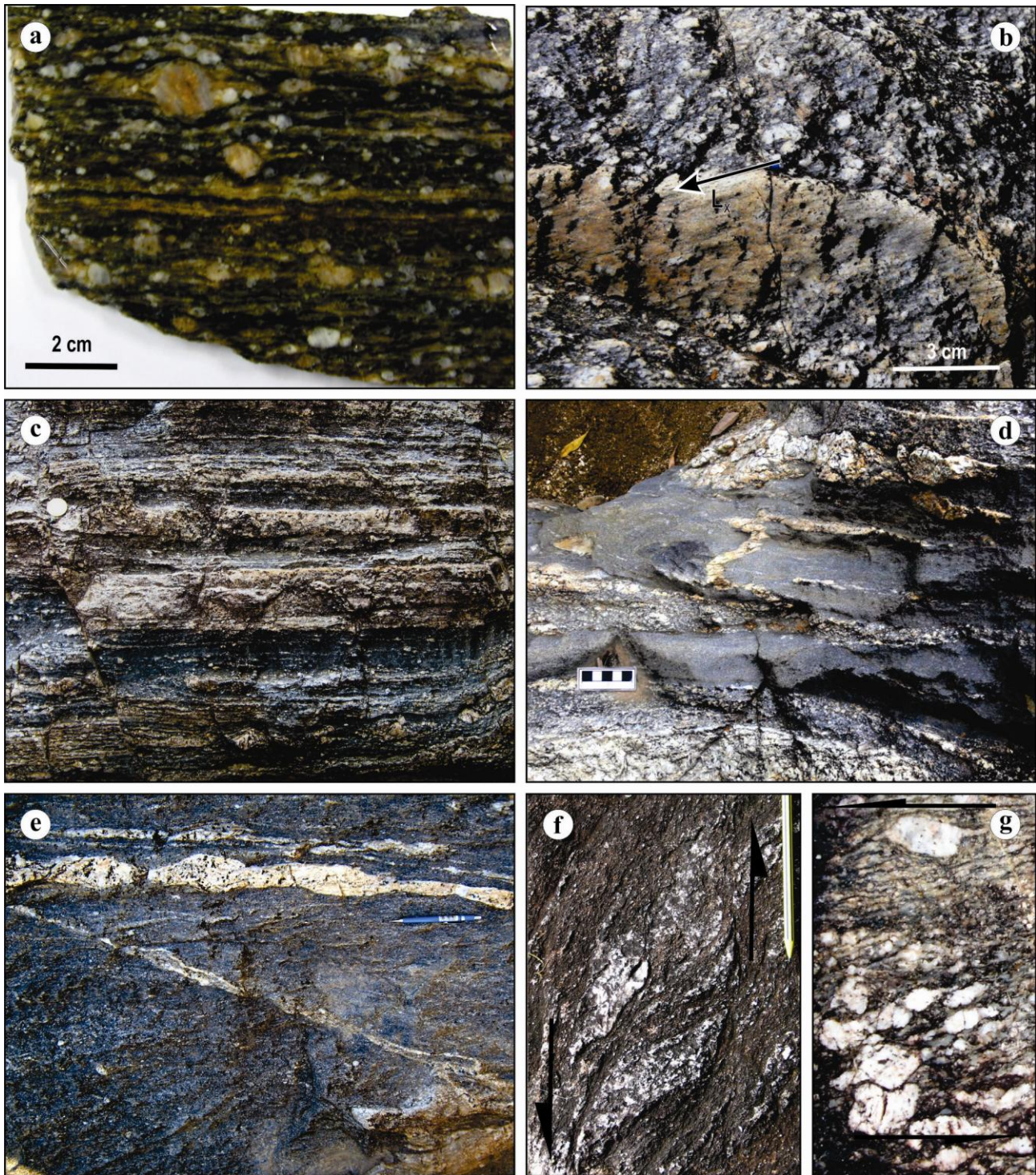


Figura 3. A – Porfiroclastos de feldspatos com caudas simétricas e assimétricas indicando movimento sinistral; B – Detalhe da lineação de estiramento em injeção félsica que corta o GCS (notar o baixo ângulo de caimento da Lx). C - Ponto próximo ao contato do CAR em zona de alta deformação; GCS com bandamento composto dado pelas injeções leucocráticas paralelas a foliação milontica, sendo deslocado por falha rúptil dextral D - Dique

sinplutônico máfico com relações de mutua intrusão com o GCS, cortados por injeção leucocrática dobrada E - Injeção leucocrática com estrutura tipo *pinch and swell* e F e G- Detalhe de indicadores cinemáticos esquerdos; injeções leucocráticas e porfiroclastos com caudas assimétricas.

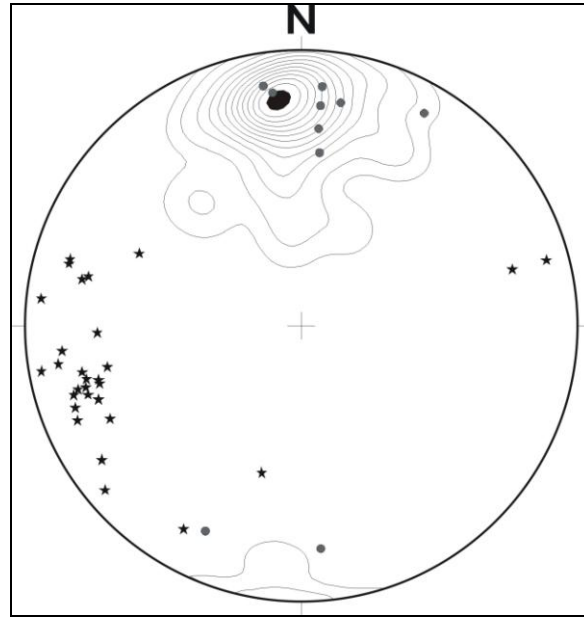


Figura 4. Projeção estereográfica em rede de Schmidt (hemisfério inferior) para os elementos estruturais do GCS - Contornos em (1.0, 2.0, 4.0, 6.0 ... a 24.0%). (contorno - Sm) pólos da foliação milonítica; (pontos cinza - So) pólos da Foliação magmática; (estrela - Lx) lineação de estiramento. (Sm - N = 89 So - N = 11 Lx - N = 30).

PETROGRAFIA

As rochas do GCS possuem duas texturas predominantes, a primeira consta de uma textura porfirítica com foliação magmática e componente milonítica superposta, onde os megacristais de feldspatos e alguns minerais da matriz ainda preservam formas ígneas (Fig. 5A). Esta textura ocorre na maior parte do corpo e evolui em direção aos contatos sul e norte, em zonas de alta deformação para uma textura totalmente milonítica, onde ocorre estiramento dos minerais e aumento da relação matriz/megacristais, porém a composição mineralógica permanece inalterada. Os corpos máficos que ocorrem associados ao GCS, são rochas de granulação fina com textura microporfirítica e foliação magmática marcada por um forte alinhamento de todos os minerais.

A textura porfirítica do GCS é definida por megacristais de feldspatos em matriz inequigranular fina a média, e a proporção de megacristais varia de 20 a 30% em relação à matriz. Os megacristais têm 1 a 2 cm de comprimento, em média, por vezes chegam a 3 cm, possuem formas ovóides alongadas, tipo *augen* e alguns preservam faces retas, que juntamente com sua orientação preferencial bem marcada e o alinhamento dos minerais da matriz, definem uma foliação magmática.

Os megacristais de K-feldspatos (ortoclásio) representam 63% do total dos cristais maiores de feldspatos, predominando em relação ao plagioclásio andesina (An 31%) em matriz granodiorítica contendo em média 20% de biotita e cerca de 5 a 10% de hornblenda. A variação da composição mineralógica do GCS não é muito pronunciada, a rocha rica em máficos ($M^{\circ} \sim 20$), pode ser classificada como um hornblenda-biotita Granodiorito (Fig. 6), com alanita e titanita como acessórios diagnósticos, além de zircão, apatita e opacos.

Os megacristais e minerais da matriz de feldspatos possuem diversas microestruturas de deformação que sugerem uma componente milonítica superposta tais como; a extinção ondulante presente em todos os grãos, menos comum são as microestruturas tipo subgrãos nas bordas dos grãos, maclas deslocadas, e textura granoblástica interlobada e serrilhada presentes pontualmente nos feldspatos da matriz (Fig. 5B). Em menor quantidade, observam-se feldspatos da matriz pouco pertitizados (<10% do grão) com pertitas do tipo filetes e vênulas, assim como localmente ocorrem anfibólio com texturas cumuláticas em aglomerados de cristais de hornblenda e faixas cataclásticas de espessura micrométrica, paralelas a foliação.

A foliação milonítica é predominante no GCS em suas porções mais deformadas, ela é definida pela orientação preferencial de porfiroclastos de feldspatos e dos minerais da matriz que encontram-se totalmente recristalizados. Verifica-se uma diminuição do tamanho dos grãos originais da rocha pela deformação, e a proporção de porfiroclastos/matriz é cerca de 20:80 a 10:90, podendo ser classificada como um milonito a ultramilonito de acordo com a classificação de Sibson (1977) para rochas de falha.

Os porfiroclastos de feldspatos possuem tamanho entre 2 a 6 mm, chegando até 1cm, a distinção dos K-feldspatos e dos plagioclásios é bastante difícil devido as maclas estarem apagadas pela intensa deformação, e pela alteração total ou parcial para mica branca (sericitização) dos mesmos. Ocorrem formando *augens*, porfiroclastos com caudas de recristalização assimétricas indicando direção de movimento lateral esquerdo (Fig.

5C), e microestruturas do tipo *book shelf* também são observadas como indicadores esquerdos. A extinção ondulante é vista em todos os grãos, e subgrãos nas bordas dos cristais também são bastante comuns.

A matriz quartzo-feldspática é fina a muito fina. Os grãos de quartzo da matriz possuem extinção ondulante e ocorrem como agregados microgranulares com textura granoblástica de contatos interlobados, formando fitas e, por vezes em forma de *S*, indicando sentido de movimento lateral esquerdo. Estruturas de estrangulamento tipo *pinch and swell* sobre estas fitas de quartzo e subgrãos de quartzo também são observadas.

No GCS milonítico ocorre intensa venulação quase sempre concordante com a foliação, composta por quartzo, epidoto, opacos e muscovita, sendo que este último mineral ilustra belíssimos indicadores cinemáticos esquerdos, do tipo *mica fish* (Fig. 5 D). Acredita-se que estas venulações sejam um hidrotermalismo relacionado com a zona de cisalhamento na qual o GCS está inserido, podendo estar relacionado com a sericitização dos feldspatos.

Com base nas microestruturas desenvolvidas sobre os feldspatos, como subgrãos e recristalização granoblástica pontual, pode-se atribuir temperaturas na ordem de 550° C para deformação desta litologia.

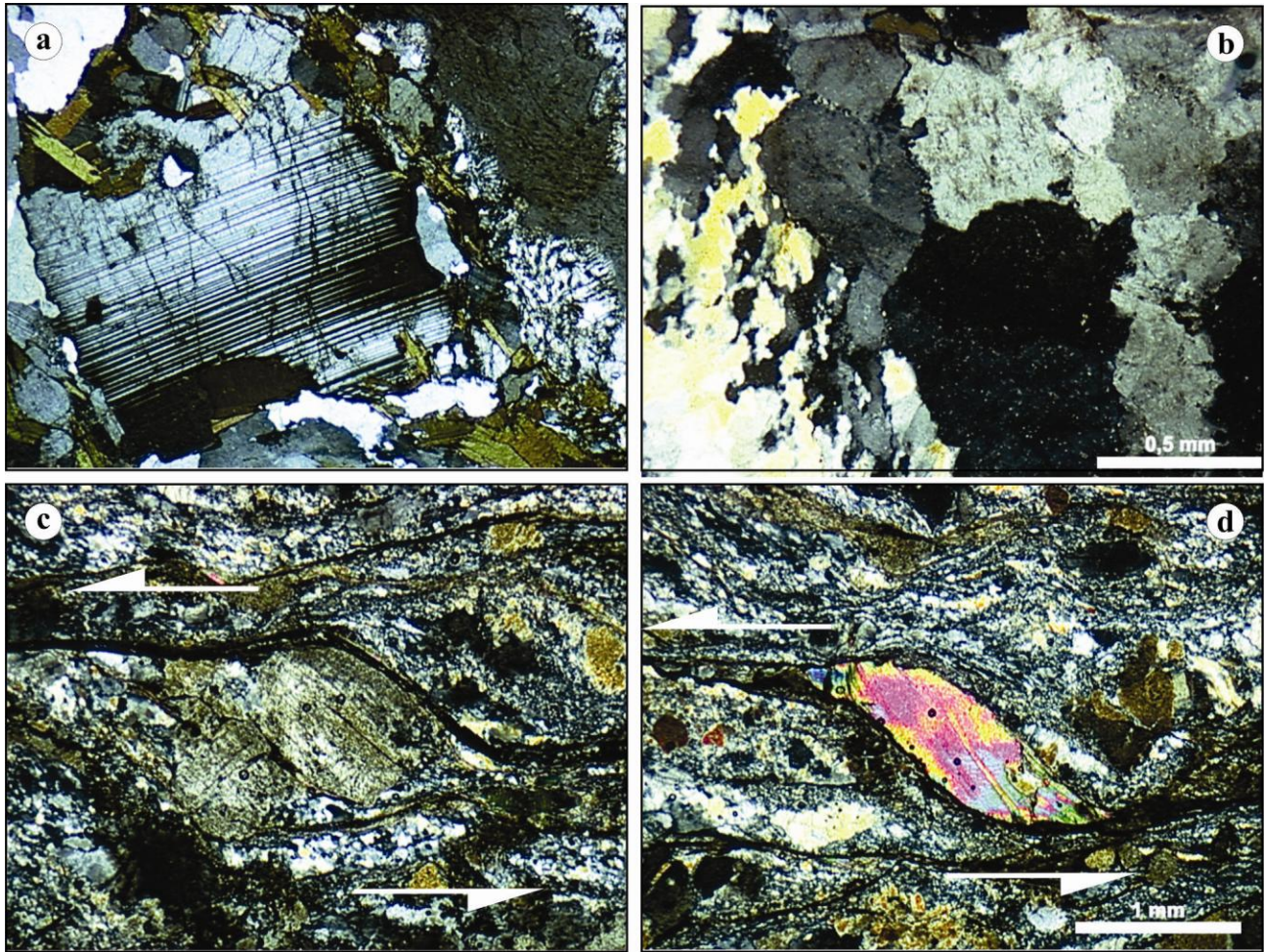


Figura 5 – (A) Plagioclásio preservando faces retas evidenciando grãos ígneos; (B) textura granoblástica nos feldspatos da matriz; (C) Porfiroclasto com cauda de recristalização assimétricas indicando direção de movimento lateral esquerdo (D) indicador cinemático esquerdo, do tipo *mica fish*.

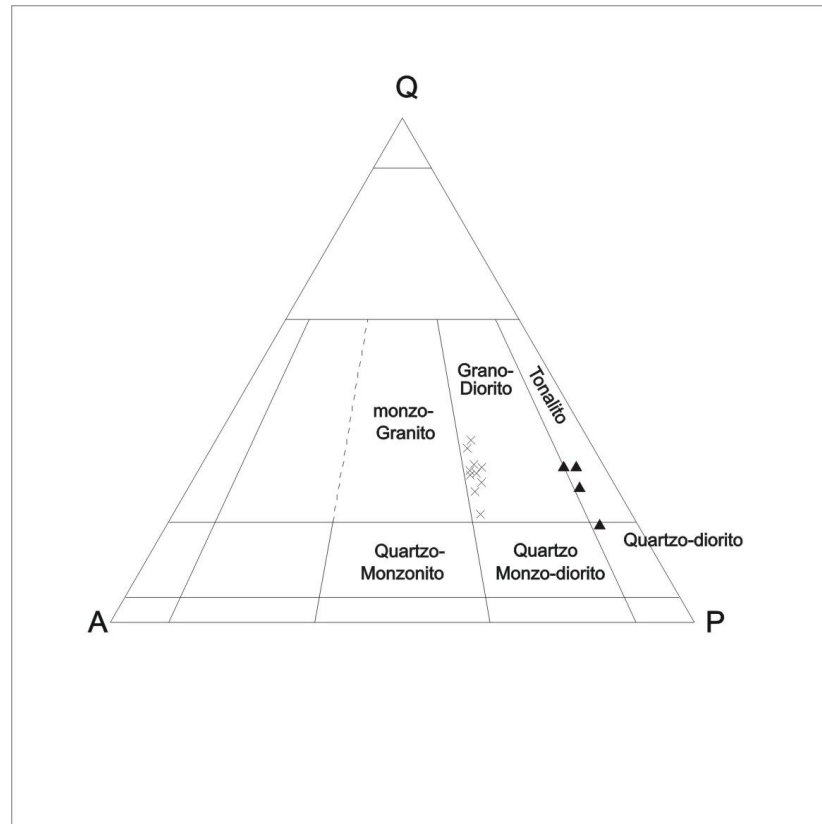


Figura 6 – Amostras do GCS(X) e corpos máficos associados (▲), no diagrama QAP (Streckeisen, 1976).

Os corpos máficos analisados são representados por diques sinplutônicos, seu contato com o GCS é difuso, marcado por um acumulo de biotitas orientadas segundo a foliação da encaixante, ocorre mutua intrusão e alguns cristais das duas litologias são englobados entre as mesmas. Possuem textura microporfírica definida por cristais milimétricos de feldspatos em matriz equigranular muito fina.

A matriz é composta por quartzo, biotita, plagioclásio e raros cristais de K-feldspato, podendo ocorrer também hornblenda e como acessório observa-se apatita, e alanita. A variação da composição mineralógica destes corpos é verificada nos teores de feldspato potássico, plagioclásio e quartzo, enquanto o teor de máficos fica em torno de 20% representado basicamente pela biotita e em menor proporção anfibólio, permitindo classificar estas litologias como Hornblenda – biotita -tonalitos a Hornblenda – biotita - quartzo dioritos (Fig. 6).

Os cristais de feldspatos que definem a textura microporfírica são plagioclásios com teor de An entre 36 e 39 % equivalente ao plagioclásio andesina, e em menor proporção K-feldspatos (ortoclásio), a maior parte deles encontram-se sericitizados e preservam faces retas, denotando que estes corpos não sofreram o mesmo grau de deformação imposta sobre o GCS. Poucos grãos de feldspatos com inclusões de biotita podem ser observados, a maioria dos microfenocristais são límpidos, e menos comum é a textura mirmequítica.

Diversas são as microestruturas presentes nos feldspatos; a extinção ondulante é a mais comum, maclas polisintéticas deslocadas também podem ser encontradas, assim como pontualmente observam-se feldspatos com textura granoblástica interlobada, e fraturamento segundo o plano de clivagem 001 (perpendicular à macla). O quartzo possui extinção ondulante, estão no geral recristalizados e alguns formam subgrãos. Com base nas microestruturas encontradas, sugerem-se temperaturas de deformação de no máximo a 500° C para esta litologia.

GEOQUÍMICA

Determinações de elementos maiores e traços, incluindo elementos terras raras foram realizadas em 10 amostras representativas do GCS e 4 de rochas máficas associadas (Tab. I II e III). Visando obter uma distribuição espacial representativa, e procurando abranger os diferentes tipos texturais e composicionais selecionados previamente com base em critérios de campo e petrográficos, as análises tiveram objetivo de classificar as rochas em relação às séries magmáticas, ambiente geotectônico e investigar sua gênese. Para a realização deste estudo, as amostras foram preparadas no Anexo do Laboratório de Geologia Isotópica do IG/UFRGS e enviadas para análise por ICP-MS para elementos traço e ICP-AES para elementos maiores no *Activation Laboratories*, Canadá. O Limite de detecção para maioria dos elementos maiores foi na ordem de 0,01% e de sub-ppb para os elementos traço.

Os resultados das análises químicas das amostras foram plotados em diagramas binários, tendo SiO₂ como índice de diferenciação (Fig 7). O conteúdo de SiO₂ no granodiorito e nas rochas máficas varia de 54 a 72%, com valores relativamente altos de Al₂O₃ 14 a 17% em peso. O Na₂O e o K₂O apresentam um comportamento irregular nos diagramas, enquanto que os demais óxidos mostram correlações negativas com o aumento de SiO₂. Os decréscimos de TiO₂, MgO, AlO₃, Fe₂O₃(T), CaO e P₂O₅ com a evolução da diferenciação pode ser atribuído ao fracionamento de fases minerais como hornblenda, biotita, plagioclásio, titanita, e apatita.

Tabela I – Resultados Analíticos para elementos maiores do Granodiorito Cruzeiro do Sul e rochas máficas associadas. Óxidos em peso%, P.F. = perda ao fogo (900⁰C). CP - Corpo Principal do GCS, RMA – Rochas Máficas Associadas e XCP – Xenólito do Corpo Principal.

Amostra	rocha	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (T)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P. F	Total
DK-01 B	CP	72.09	14.89	1.08	0.017	0.34	1.54	2.85	5.7	0.255	0.1	0.63	99.49
DK-01 E	CP	66.03	15.05	5.88	0.129	2.19	3.27	2.64	3.38	0.784	0.22	1.39	101
DK-01 G	RMA	68.5	15.53	3.05	0.035	1.13	3.63	3.72	1.52	0.679	0.17	1.23	99.22
DK-02 A	CP	66.62	15.36	5.1	0.073	1.89	3.71	2.74	2.54	0.781	0.31	1.22	100.3
DK-03 B	RMA	54.44	16.62	7.32	0.155	4.07	6.95	1.77	2.14	1.107	0.44	4.43	99.46
DK-03 C	CP	67.24	13.72	6.12	0.108	1.9	2.39	2.58	2.96	0.981	0.06	1.6	99.65
DK-03 D	CP	55.14	15.99	7.91	0.185	4.02	5.47	2.22	3.02	1.665	0.86	2.19	98.66
DK-04 A	RMA	66.13	15.95	3.47	0.042	1.55	3.24	3.73	3.21	0.738	0.19	1.39	99.65
DK-04 B	CP	70.27	14.13	2.2	0.031	0.65	2.07	3.02	4.62	0.298	0.11	1.04	98.43
DK-06 A	CP	67.08	14.53	4.03	0.062	1.28	3.25	3.03	3.67	0.63	0.2	0.91	98.67
DK-08 B	CP	65.06	14.67	5.07	0.079	2.2	3.39	2.66	3.41	0.888	0.29	1.49	99.22
DK-08 D	RMA	67.98	15.33	2.71	0.031	1.11	3.42	4	1.68	0.608	0.15	1.88	98.9
DK-09 B	CP	60.44	16.65	5.74	0.1	2.03	4.11	3.73	4.01	1.034	0.39	1.74	99.97
DK-10 A	CP	64.89	17.39	3.76	0.051	1.16	4.14	3.49	3.21	0.622	0.2	1.14	100.1
DK-10 B	CP	65.17	17.01	3.57	0.052	1.08	3.85	3.36	3.6	0.574	0.19	0.98	99.44
EF-01 A	CP	65.63	14.86	4.12	0.104	1.53	2.78	3.35	3.03	0.657	0.46	2.42	98.98

Tabela II – Resultados Analíticos para elementos traço das amostras representativas do Granodiorito Cruzeiro do Sul e rochas máficas associadas. Elementos traço em PPM. CP - Corpo Principal do GCS, RMA – Rochas Máficas Associadas e XCP – Xenólito do Corpo Principal.

Amostra	rocha	Y	Zr	V	Ba	Sr	Co	Ni	Ga	Rb	Nb	Hf	Ta	Th	U	Cs
DK-01 B	CP	6	106	12	607	261	2	< 20	22	199	11	3.3	1.4	10.2	3.9	5.1
DK-01 E	CP	27	245	91	727	300	14	30	21	164	15	7.1	1.3	5.2	1.7	7.3
DK-01 G	RMA	5	206	45	726	568	7	< 20	20	83	8	5.7	0.5	8.3	1.7	3.5
DK-02 A	CP	21	226	79	1208	507	11	< 20	22	151	11	6.6	0.8	14.5	1.6	13.9
DK-03 B	RMA	26	231	158	960	735	18	< 20	22	156	18	6.3	1.3	15.2	2.9	18.6
DK-03 C	CP	9	388	112	944	414	15	30	21	172	14	11.2	1.1	13.7	2.8	19.8
DK-03 D	CP	19	286	137	1493	879	21	60	24	187	15	6.3	1	4.6	2.4	13.8
DK-04 A	RMA	10	220	78	799	454	7	< 20	27	128	8	6	0.5	12.1	1.4	6.8
DK-04 B	CP	4	164	32	1495	471	5	20	17	110	3	5	0.2	5.6	0.5	2.3
DK-06 A	CP	10	203	67	1103	477	13	40	18	112	9	5.4	0.5	5.4	1.2	5.2
DK-08 B	CP	22	259	99	1112	509	13	20	21	176	16	7.1	1.5	16.6	3.8	14.7
DK-08 D	RMA	5	182	43	559	583	5	< 20	18	79	8	4.9	0.4	7.8	1.3	4.4
DK-09 B	CP	25	359	86	1485	583	13	< 20	23	146	21	9.1	1	10.3	1.1	6.1
DK-10 A	CP	14	123	58	1137	388	8	< 20	24	139	10	3.4	0.7	9	1.5	9.1
DK-10 B	CP	12	240	54	1101	350	7	< 20	23	144	11	6.5	1	3	2.1	8.7
EF-01 A	CP	28	306	57	1516	680	12	< 20	27	228	20	8	3	22	5.4	21.4

Tabela III – Resultados Analíticos para os Elementos Terras Raras das amostras representativas do Granodiorito Cruzeiro do Sul e rochas máficas associadas. Elementos Terras Raras em ppm. CP - Corpo Principal do GCS, RMA – Rochas Máficas Associadas e XCP – Xenólito do Corpo Principal.

Amostra	rocha	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
DK-01 B	CP	24	45.6	5.31	17.1	3.1	0.87	2	0.3	1.4	0.2	0.6	0.08	0.4	0.06
DK-01 E	CP	24.2	48.3	6.14	21.6	4.7	1.21	4.3	0.8	5.1	1	2.7	0.4	2.5	0.36
DK-01 G	RMA	24.6	49.7	6.14	19.9	3.6	1.02	2.5	0.3	1.4	0.2	0.6	0.08	0.5	0.06
DK-02 A	CP	52.8	105	12.8	40	7.5	1.59	5.4	0.8	4.4	0.8	2.1	0.3	1.8	0.26
DK-03 B	RMA	68.5	132	15.8	48.9	9.1	2.52	6.6	1	5.4	1	2.5	0.35	2.2	0.29
DK-03 C	CP	53.6	100	11.2	29.9	4.9	1.08	2.9	0.4	2	0.3	0.9	0.12	0.8	0.13
DK-03 D	CP	49	107	14.1	47.2	9.3	2.21	6.6	1	4.6	0.7	1.8	0.24	1.4	0.18
DK-04 A	RMA	38.2	75.2	9.01	27.8	5.2	1.18	3.3	0.5	2.3	0.4	1	0.14	0.9	0.13
DK-04 B	CP	38.4	50.7	5.3	14.2	2.2	0.94	1.5	0.2	0.9	0.2	0.4	0.06	0.4	0.07
DK-06 A	CP	69.1	67	7.2	20.4	3.5	1.12	2.6	0.4	2.2	0.4	1	0.14	0.9	0.13
DK-08 B	CP	26	134	15.4	45.3	8	1.69	5.7	0.9	4.8	0.9	2.3	0.33	2.2	0.33
DK-08 D	RMA	60.9	50.7	6.06	18.8	3.6	1	2.5	0.3	1.5	0.2	0.5	0.07	0.4	0.05
DK-09 B	CP	40.7	123	14.4	46	8.6	2.07	6.8	1.1	5.9	1	2.6	0.36	2.2	0.3
DK-10 A	CP	17.2	77.5	8.67	25.2	4.7	1.9	3.7	0.6	3	0.5	1.4	0.19	1.2	0.15
DK-10 B	CP	85.6	33	3.98	13.5	2.9	1.61	2.8	0.5	2.7	0.5	1.4	0.2	1.2	0.17
EF-01 A	CP	85.6	171	21	65	12.5	2.14	8.7	1.2	6.1	1.1	2.8	0.4	2.3	0.3

Os *trends* lineares e retílineos apresentados por óxidos de elementos compatíveis como CaO, MgO, TiO₂, Fe₂O₃(T) sugerem que a contaminação dos magmas por fusões félsicas podem ter contribuído no processo de diferenciação.

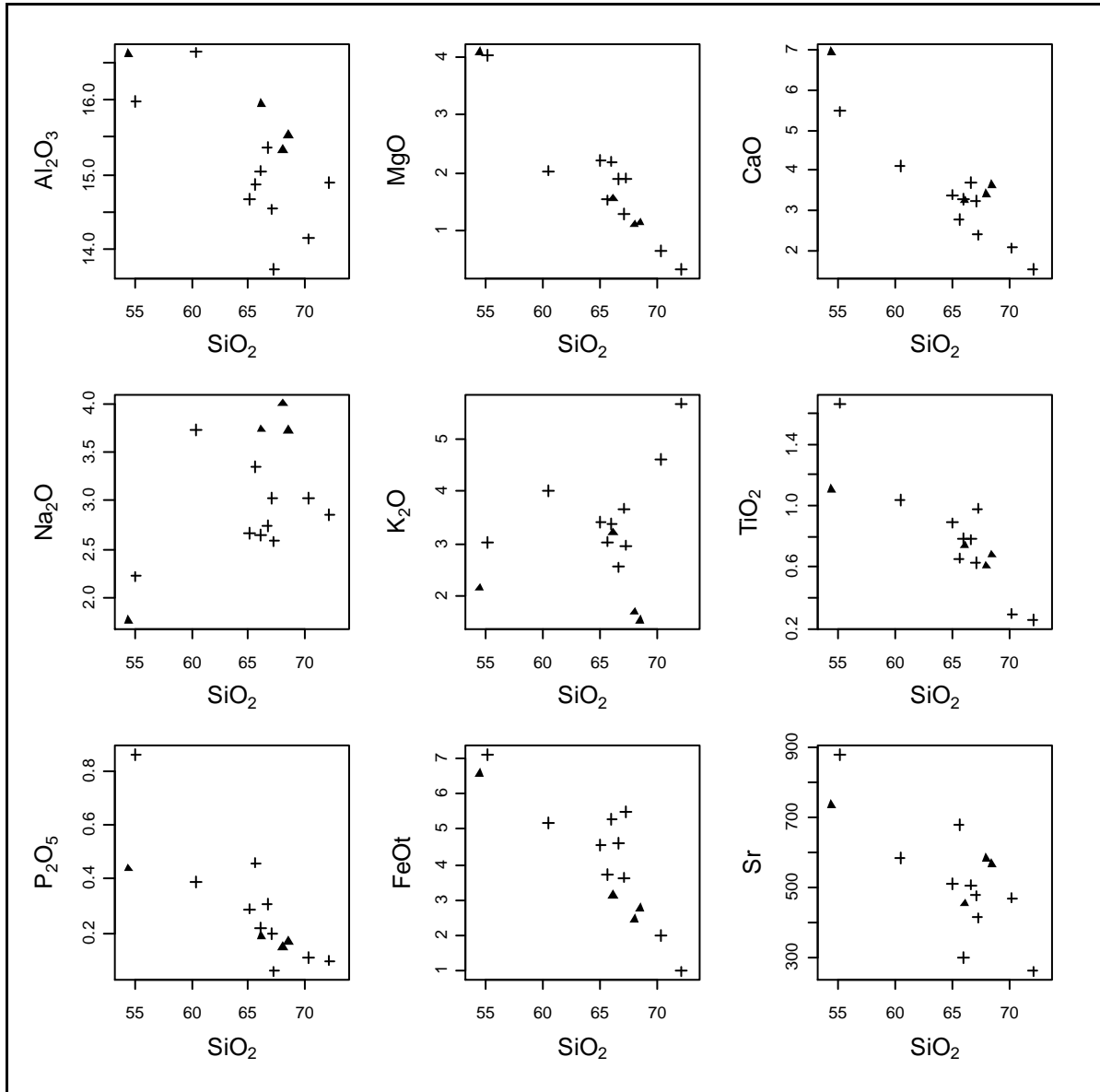


Figura 7 – Diagramas de Harker dos elementos maiores e traço (Sr) tendo sílica como índice de diferenciação. GCS (+) e diques máficos sinplutônicos associados (▲).

Através do gráfico álcalis (Na₂O+K₂O) em função da sílica (SiO₂) (Fig. 8), pode-se identificar as rochas estudadas como pertencentes a série sub-alcálica, supersaturada em sílica, com teor de álcalis (Na₂O+K₂O) variando de 4,3 a 7,74 em peso, e razão Na₂O/K₂O ~ 1 valor correspondente a serie shoshonítica de acordo com

Morrison (1980) . As variações dos teores de potássio (K_2O), em função da sílica (SiO_2), identificam teores médios a altos de K_2O para as amostras do GCS, sendo os valores mais baixos encontrados nos corpos máficos (Fig. 9) . O caráter predominantemente peraluminoso pode ser observado no diagrama de Shand (1943) (Fig. 10). A afinidade não toleítica destas rochas é indicada pelo diagrama $(Fe_{tot}+Ti)$ -Al-Mg de Jensen (1976) (Fig.11). No diagrama R1-R2 de De La Roche., *et al.* (1980) as amostras do GCS correspondem composicionalmente a granodioritos, com uma leve tendência a composições tonalíticas e dioríticas (Fig. 12).

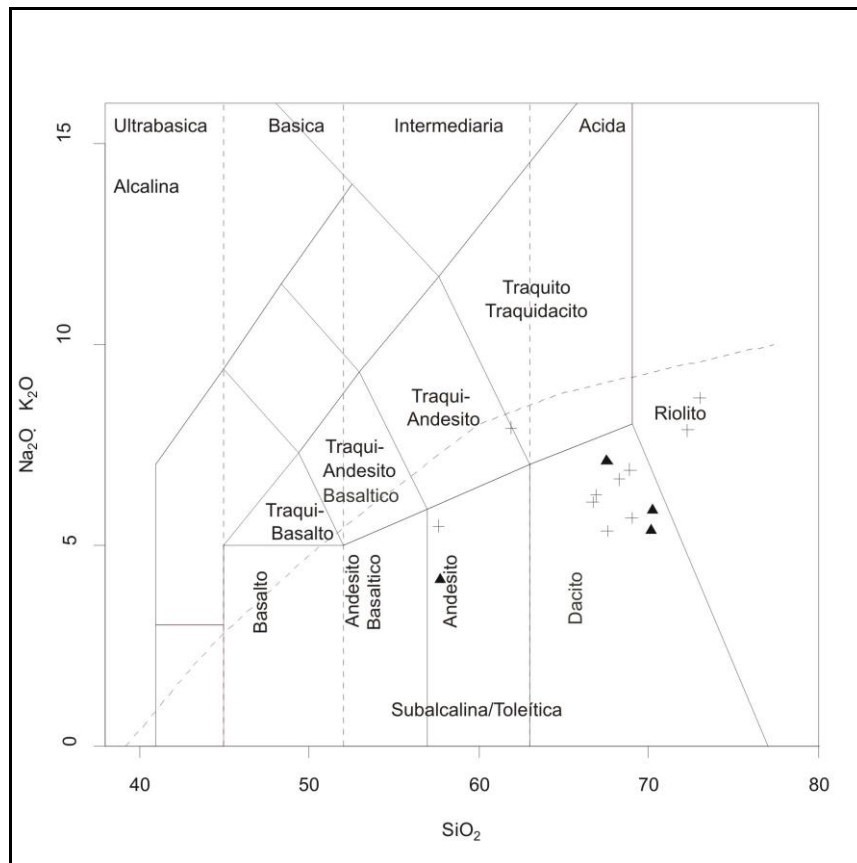


Figura 8 - Diagrama TAS de Le Bas *et al.* (1986), com as amostras do GCS (+) e diques máficos sinplutônicos associados(▲) plotando no campo da série subalcalina, supersaturada em sílica.

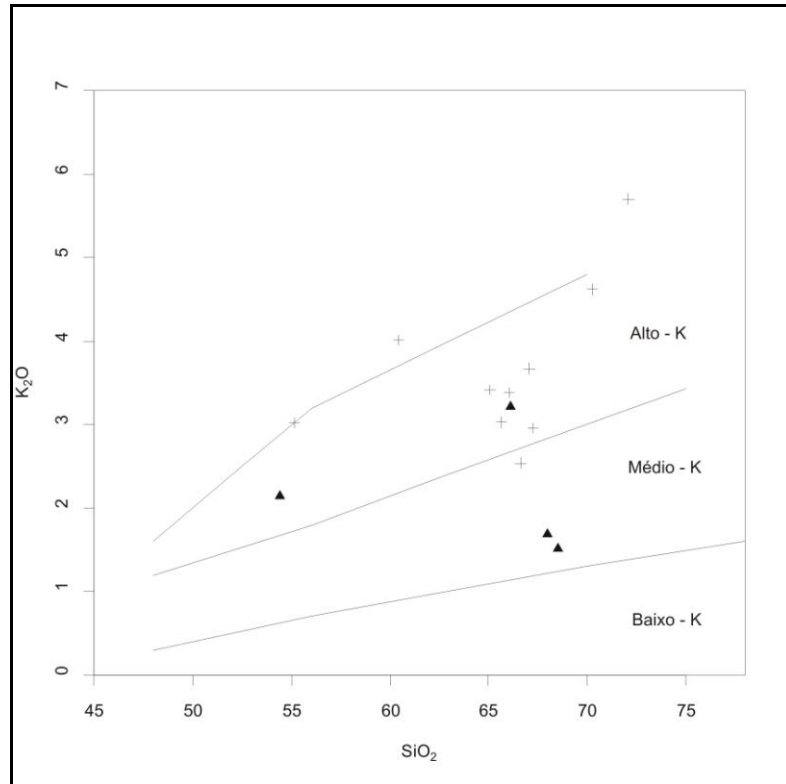


Figura 9 - Diagrama discriminante K_2O - SiO_2 de Le Maitre (2002), com as amostras do GCS (+) e diques máficos sinplutônicos associados(▲).

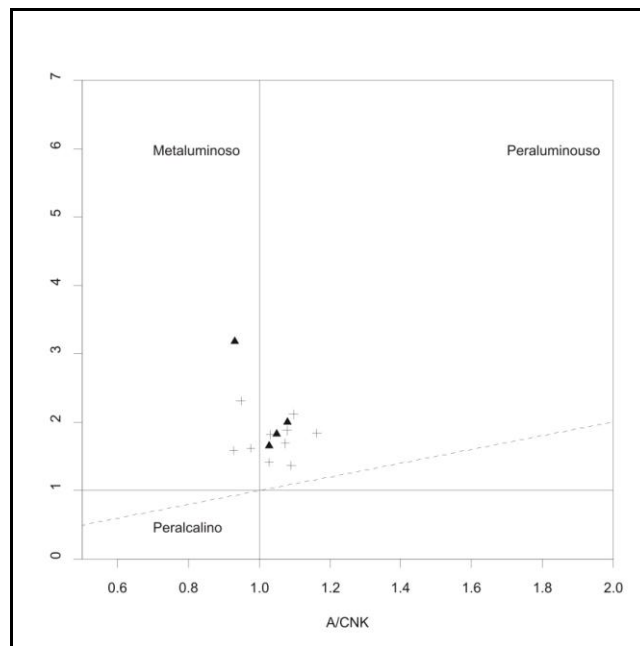


Figura 10 - Diagrama discriminante A/CNK x A/NK de Shand (1943), com as amostras do GCS (+) e diques máficos sinplutônicos associados (▲), evidenciando o caráter levemente peraluminoso das rochas analisadas.

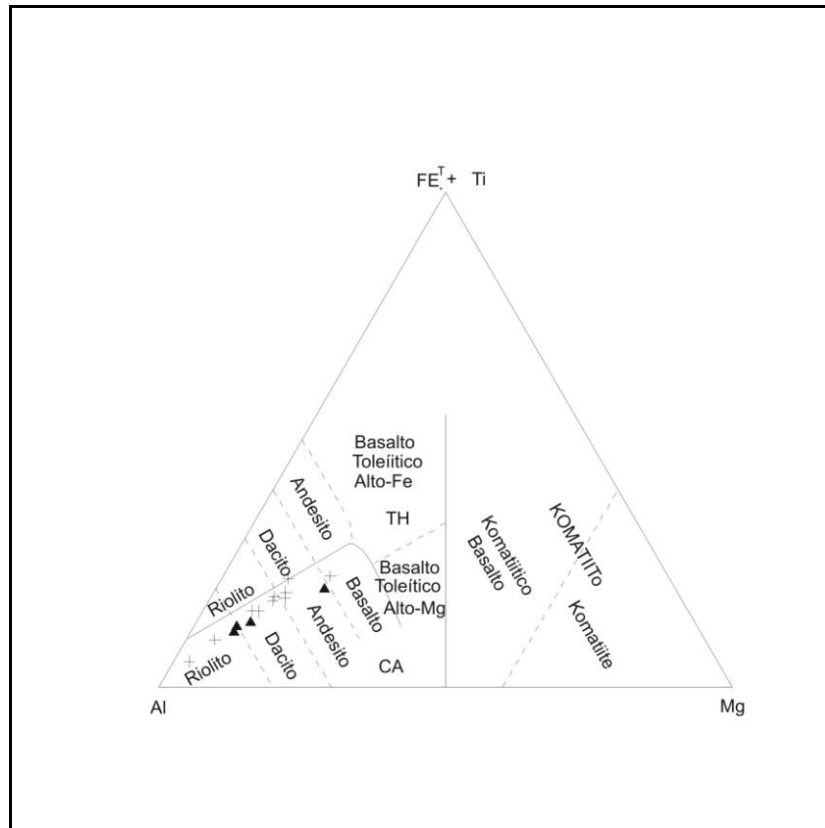


Figura 11 - Diagrama ternário Fe + Ti x Mg x Al de Jensen (1976), com as amostras do GCS (+) e diques máficos sinplutônicos associados(▲), demonstrando afinidade não toleítica.

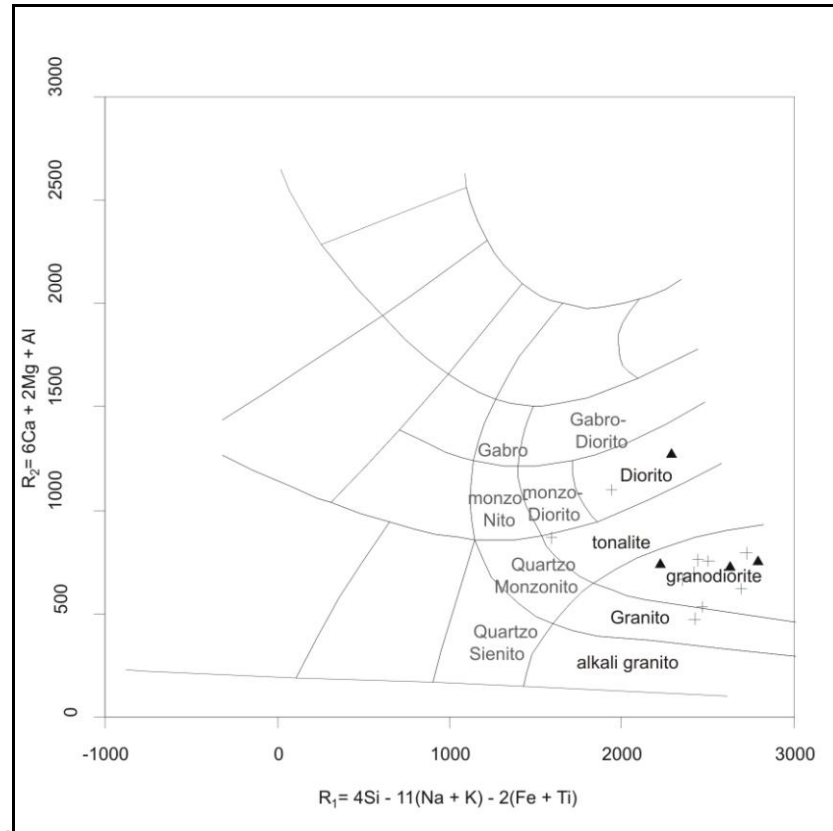


Figura 12 - Diagrama discriminante $R_1 \times R_2$ de De La Roche *et al.* (1980), com as amostras do GCS (+) e diques máficos sinplutônicos associados(▲).

Os altos teores de Sr (entre 300 e 900ppm em media 530 ppm) sugerem a afinidade shoshonítica do magmatismo, e valores semelhantes de Ba e Sr para os componentes máficos e félsicos, sugerem que os magmas são cogenéticos. Padrões de elementos traços com enriquecimento em Ba e Rb, e empobrecimento de *High Field Strength* (Th, Ta, Nb, Ce, Hf, Zr, e Y) em relação aos *Large Ion Lithophile Elements* (K, Rb, e Ba) (Fig. 13), também são características importantes das rochas de afinidade shoshonítica. Comparando as amostras do GCS no diagrama multielementar (Fig. 13) com amostras da ASLS de Lima e Nardi (1998) é possível observar um padrão muito similar entre as duas.

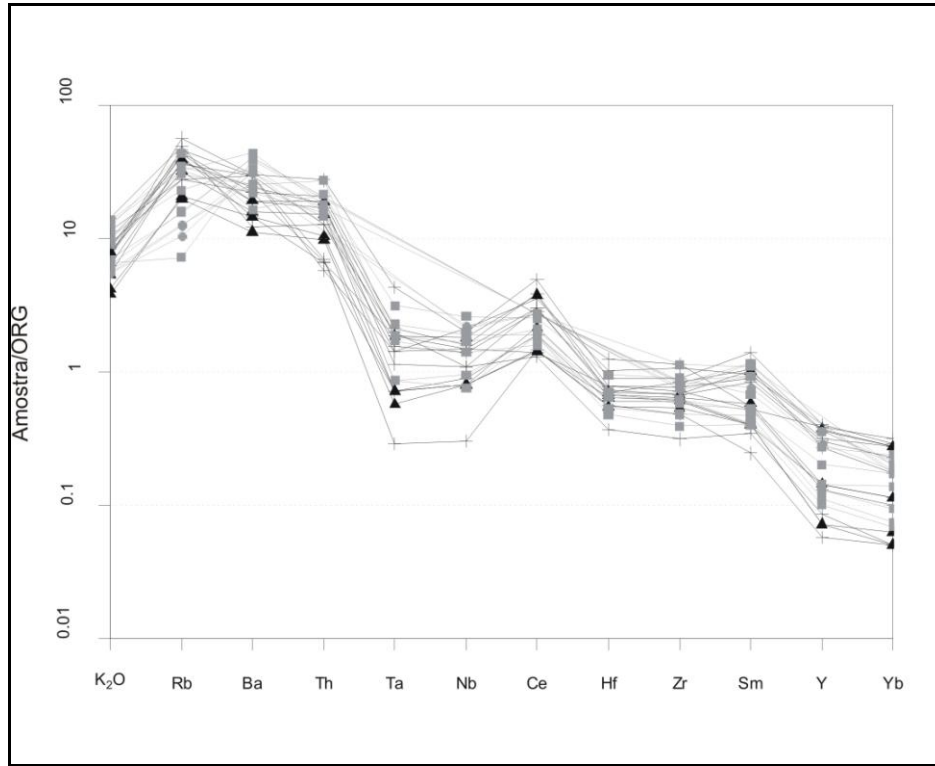


Figura 13 – Diagrama multielementar, com normalização pelos valores de granitos de cadeias meso-oceânicas (ORG) de Pearce *et al.* 1984. GCS (+); diques máficos sinplutônicos associados (▲) e ASLS (■) de Lima e Nardi, 1998.

As concentrações de ETR (expressas em valores que foram normalizados pelos conteúdos condriticos) (Fig. 15), definem padrões com moderado a forte fracionamento dos elementos terras raras pesadas (ETRP) em relação às elementos terras raras leves (ETRL) com razões de CeN/YbN variando de 14 a 29 e em média 21. O conteúdo de ETRL (CeN ~ 111) relativamente elevado, YbN entre 1,91 e 11 (em media 6,46) e ausência de anomalias significativas de Eu são feições típicas do magmatismo shoshonítico. As razões de Eu/Eu* (concentração de Európio/ Európio esperado) são dadas pela equação $EuN/[(SmN+GdN)/2]$ em torno de 0,95 e variando entre 0,63 e 1,14 demonstrando pequenas anomalias positivas e negativas de Eu. O fracionamento dos ETRP é dado pela razão $(Eu/Yb)N$ 4 e dos ETRL $(La/Sm)N$ ~ 5. O comportamento linear e homogêneo dos elementos terras raras, mesmo para rochas com diferentes graus de diferenciação, aponta para a afinidade shoshonítica do magmatismo.

Os diagramas discriminantes de ambientes geotectônicos indicam ambiente de Margem continental ativa evoluindo para um magmatismo de intraplaca (Fig. 15). Seus padrões de elementos traços são similares aos de granitóides pós-collisionais, com enriquecimento em Rb

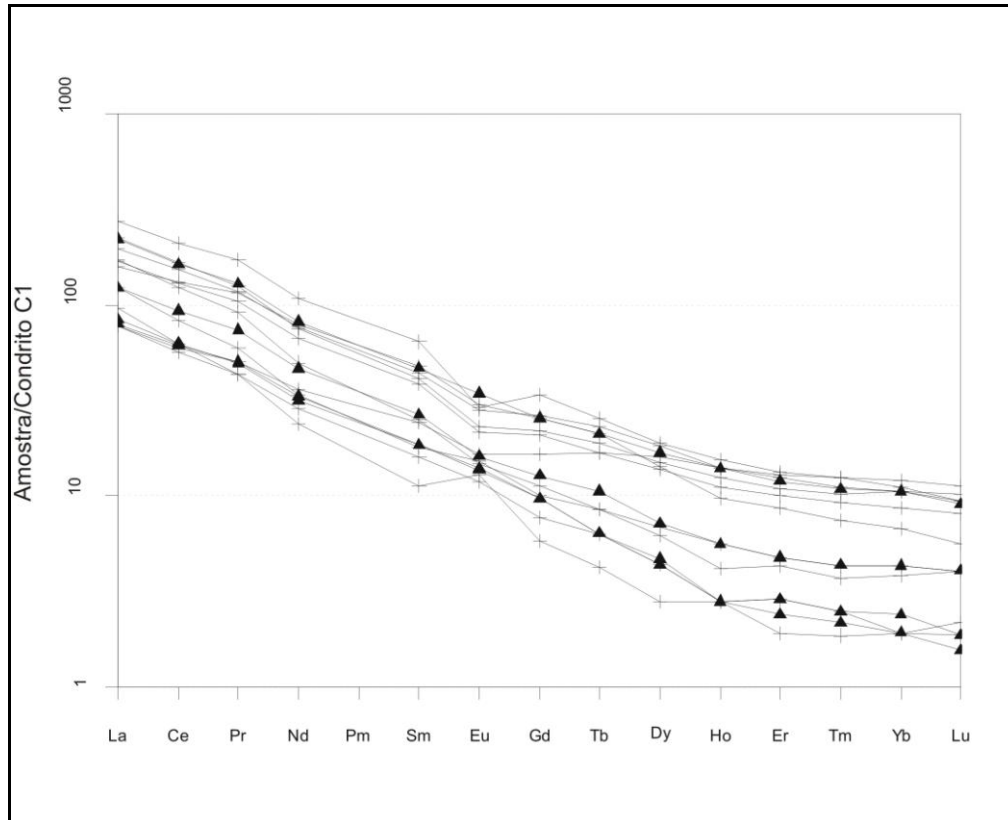


Figura 14 - Padrão de ETR normalizados pelos valores condríticos C1 de Boyton (1984), com as amostras do GCS (+) e diques máficos sinplutônicos associados (▲).

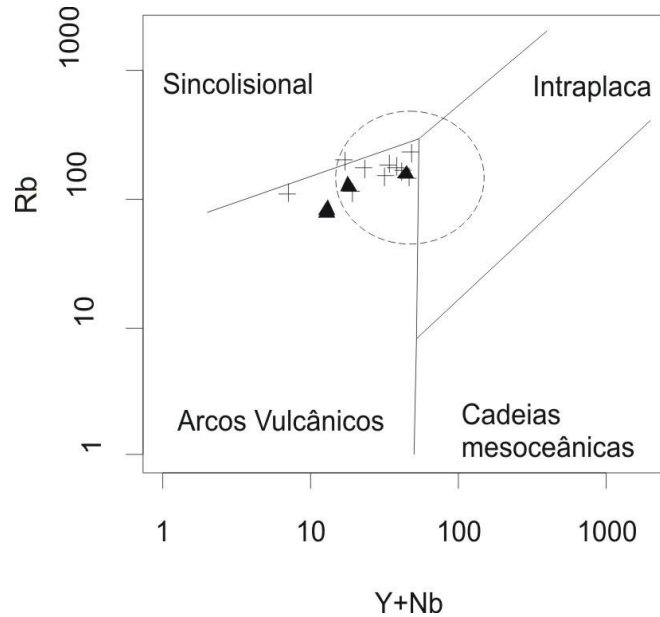


Figura 15 – Diagrama discriminante de Pearce *et al.* (1984). Circulo tracejado indica campo do magmatismo pós-colisional, com as amostras do GCS (+) e diques máficos sinplutônicos associados (▲).

Química mineral das fases máficas

Anfibólio e biotita

Variação composicional e geotermobarometria

Anfibólios e biotitas foram analisados no Centre for Microscopy and Microanalysis da University of Western Austrália (UWA) utilizando o aparelho JEOL JSM-6400. As fórmulas estruturais dos anfibólios foram calculadas na base de 23 átomos de oxigênio utilizando-se o esquema de normalização 13 e CNK, e as fórmulas estruturais das biotitas foram calculadas a 24 átomos de oxigênio, assumindo-se todo o ferro presente como Fe^{2+} e o software MINPET, versão 2.02 (Richard, 1995), foi utilizado para obtenção das fórmulas estruturais dos referidos minerais. A amostra analisada foi coletada no centro do corpo, dando-se preferência aos minerais sem alteração, a tabela IV e V contém dados de análise química e fórmulas estruturais representativas dos anfibólios e biotitas estudados.

Tabela IV

Tabela V

Nos anfibólios estudados não se observa zonação ou texturas de desequilíbrio. São variedades cálcicas na classificação de Leake *et al.* (1997), e sua composição é transicional entre os campos da edenita, Fe-edenita, hastingsita e magnesiohastingsita (Fig. 16) com $Ca_{M4} \geq 1.50$; $(Na + K)_A \geq 0.50$; $Ti < 0.50$, ocorrendo ainda dois grãos que plotam no campo das magnésio-hornblendas com $Ca_{M4} \geq 1.50$; $(Na + K)_A < 0.50$; $Ca_A < 0.50$. As razões catiônica $Mg/(Mg + Fe^{+2})$ e $FM = Fe^{+2} / (Fe^{+2} + Mg)$ encontram-se em torno de 0.5, acompanhada com valores de $Si^{IV} \sim 6.5$.

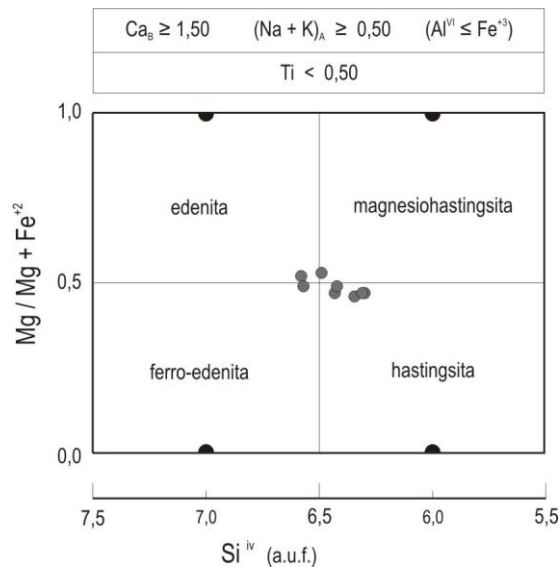


Figura - 16 Classificação dos anfibólios do GCS de acordo com a nomenclatura de Leake et al. (1997).

A utilização do teor de Alt na hornblenda (Alt-Hb) como geobarômetro, conforme originalmente concebido por Hammarstrom e Zen. (1986) e reformulada por Hollister *et al.* (1987), com embasamento termodinâmico e dados adicionais, foi confirmada experimentalmente por Johnson e Rutherford. (1989). A relação empregada neste trabalho resulta da calibração experimental obtida por Schmidt (1992). O experimento de Schimidt (1992) foi realizado em tonalitos compostos por quartzo + hornblenda + plagioclásio + ortoclásio + biotita + óxidos de Fe e Ti em intervalos de $P=2,5-13$ kbar:

$$P (\pm 0,6 \text{ kbar}) = -3,01 + 4,76\text{Alt} (r^2=0,99),$$

Tomando-se a composição das bordas dos cristais como indicativas das condições de equilíbrio com o líquido no final da cristalização, o que é corroborado pelas observações petrográficas, pode-se utilizar valores entre 1,57 a 1,75 auf de Alt como parâmetro para avaliar a pressão total próximo às condições da *solidus* do granodiorito. Evidência adicional da condição de equilíbrio atingida nas bordas dos cristais de anfibólio do GCS é representada pela relação entre a razão FM próxima de 1:1 (Tab.IV e V) de anfibólio e biotita coexistentes.

A aplicação do geobarômetro Alt-Hb segundo a formulação de Schmidt (1992), à composição das bordas de cristais de anfibólio do GCS resulta em valores em torno de 4.3 a 5.3 Kbar, e aplicando esse valor na equação T(b) proposta por Holland e Blundy (1994) que utiliza a composição do par hornblenda-plagioclásio para determinar a temperatura do sistema próximo da curva *solidus*, obtem-se temperaturas entre 719 e 761 °C. O emprego deste geotermômetro se restringe a temperaturas entre 500 e 900°C, composição de plagioclásio com $0,1 < X_{An} < 0,9$, anfibólio com $X_{Na} > 0,03$ auf, $Al_{vi} < 1,8$ auf e Si_{iv} entre 6,0 e 7,7 auf, com ou sem quartzo.

$$T[\pm 313 \text{ K}] = \frac{81.44 - 33.6X_{Na}^{M4} - (.66.88 - 2.92P[\text{kbar}])X_{Al}^{M2} + 78.5X_{Al}^{T1} + 9.4X_{Na}^A}{0.0721 - 0.0083144 \ln \left(\frac{27X_{Na}^{M4} X_{Si}^{T1} X_{An}^{Plag}}{64X_{Ca}^{M4} X_{Al}^{T1} X_{Ab}^{Plag}} \right)}$$

O zircão é uma das fases mais precoces do magma, e a utilização do geotermômetro Zr fornece a temperatura próxima da *liquidus*, suas concentrações nas amostras do GCS situam se em torno de 240 ppm (em média), aproximando-se dos teores de saturação em temperaturas da ordem de 785 °C conforme os dados de Watson & Harrison (1983) para sistemas com alcalinidade similar. No caso estudado, esta temperatura pode representar valores menores do que o normal, devido a contaminação crustal por rochas com teores mais baixos de Zr.

A biotita possui pleocroísmo que varia em tons de castanho a castanho avermelhado, com características petrográficas muito semelhantes, exceto por agregados muito finos de titanita xenomorfica na borda de alguns grãos, sugerindo perda de titânio, provavelmente por reequilíbrio subsólido das biotitas primárias. Estas biotitas com perda de Ti foram identificadas no diagrama Ti x AlVI apresentado na figura 17 onde nota-se também o

aumento do AIVI em função da diminuição do Ti, enquanto a razão FM comparada com os valores de Ti permanece constante na ordem de 0.53 a 0.56 (Tab. V).

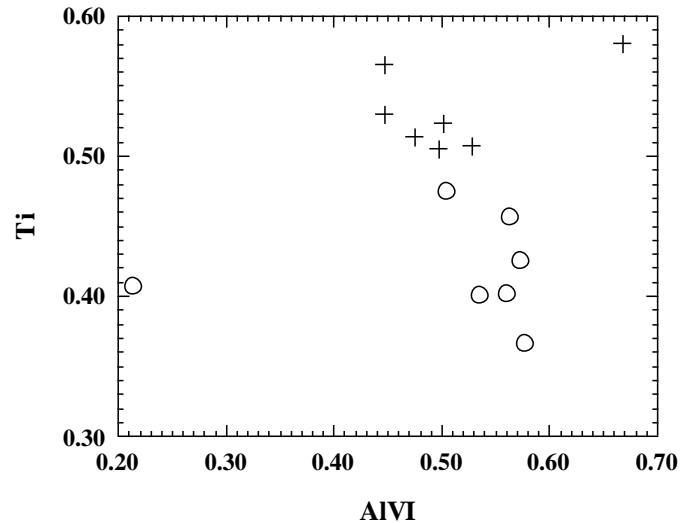


Figura 17– Diagrama Ti x AIVI das biotitas primárias (+) e biotitas com reequilíbrio subsólido (o).

No diagrama idealizado por Nachit *et al.* (1985) a biotita do GCS têm comportamento geral compatível com o de granitóides subalcalinos ferrosos (Fig.18). A biotita do Granito Estaleiro (Bitencourt, 1996), também de afinidade shoshonítica e sin-transcorrente, mostra composição com teores de Altotal e Mg mais elevados. A biotita do GCS é composicionalmente semelhante à granitóides de afinidade shoshonítica intraplaca, como os da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (Nardi, 1984 e Barros e Nardi, 1994) ou do Complexo de Rio Espinharas (Campos *et al.* 2000). A biotita presente em típicos granitóides de afinidade shoshonítica plotam no campo subalcalino magnésiano do diagrama de Nachit *et al.* (1985), como é bem ilustrado pela biotita do Ballons Massif referida por Stussi e Cuney (1996) e pelas biotitas do Monzograntio Santo Antônio de Barros (1994) (Fig.18).

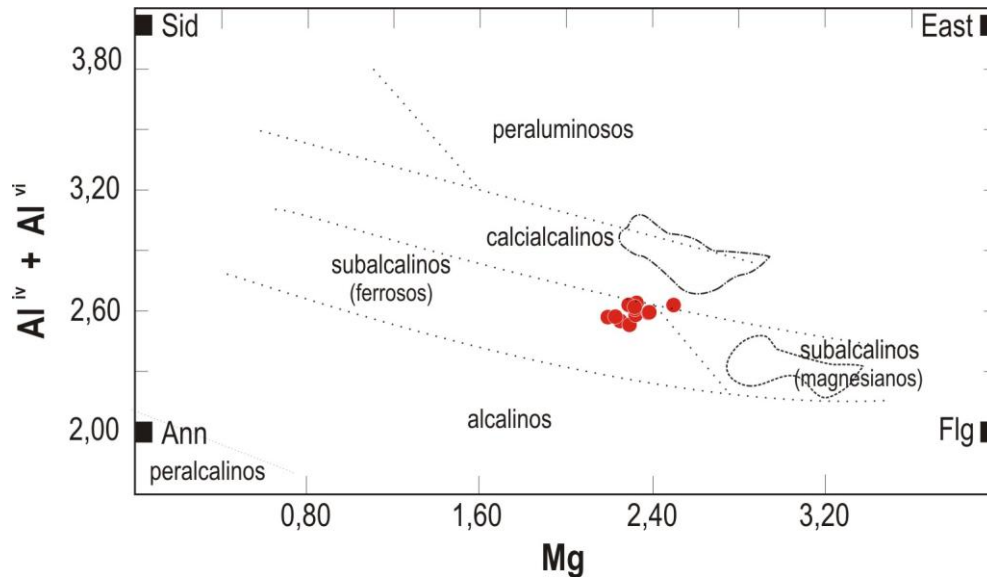


Figura 18 - Biotitas do GCS (pontos em preto), do Granito Estaleiro (tracejado) e do Monzogranito Santo Antônio discriminadas (pontilhado) no diagrama $Al_{IV} + Al_{VI}$ x Mg com os campos delimitados por Nachitt *et al.* (1985).

DISCUSSÃO

O granitóide expostos na área de estudo, juntamente com os Granitóides Arroio Divisa e Sanga do Areal, podem ser considerados como constituintes de uma associação petrotectônica intrusiva no Complexo Arroio dos Ratos, relacionada a um evento transcorrente do Cinturão de Cisalhamento Sul Brasileiro. O sentido de movimento lateral esquerdo desta zona transcorrente é confirmado por diversos indicadores cinemáticos de escala meso e microscópica, e microestruturas desenvolvidas sobre os feldspatos indicam temperaturas de deformação na ordem de 550 a 600 °C compatíveis com as da fácies anfíbolito.

O fato da foliação magmática do GCS evoluir para uma foliação milonítica com mesma direção e igual mergulho (em alto ângulo), assim como a ocorrência de diversas estruturas de deformação, em injeções leucocráticas que cortam o GCS, geradas sobre o mesmo campo de tensão que gerou a foliação milonítica, indicam somente uma fase de deformação dúctil nesta unidade. O alto ângulo da foliação milonítica contendo lineação de estiramento de baixa obliquidade, indica a cinemática transcorrente da zona de cisalhamento.

O GCS preserva características primárias que podem ser vistas em macro e microescala, na forma de cristais de feldspatos com formas ígneas preservando faces retas e maclas bem formadas, principalmente no

centro do corpo, e em zonas de alta deformação estas estruturas são apagadas. Cristais de zircão zonados, com formas alongadas e bipiramidadados também sugerem características magmáticas.

A afinidade shoshonítica do magmatismo constituinte do GCS é revelada pelos altos teores de Sr e 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 e seu caráter metaluminoso também são importantes características das rochas de afinidade shoshonítica. A razão FM tem valores na ordem de 0.5 para as biotitas e anfibólios, e de 0.7 na rocha total. Estas razões mais baixas na biotita e no anfibólio do que na rocha total, poderiam sugerir a cristalização de óxidos de Ti e Fe concomitante a cristalização dos mesmos.

O fato de ocorrer uma variação das temperaturas de saturação do Zr ($T_{sat. Zr}$) entre 750 até 850°C em diversos pontos do corpo, e estas não estarem vinculadas com a localização de amostragem, não permite relacioná-las com a quantidade de deformação sofrida pelo corpo, ou seja, as $T_{sat. Zr}$ não seguem um padrão em um perfil do centro do corpo para as bordas (zonas de alta deformação).

A contaminação dos magmas parentais shoshoníticos do GCS por fusões crustais é compatível com:

- Caráter levemente peraluminoso e subalcalino do GCS em comparação com rochas shoshoníticas sem contaminação na crosta, como as da ASLS.

- A contaminação crustal causou uma diminuição dos conteúdos de álcalis (Na_2O e K_2O), o que além de tornar o magma subalcalino causou o afastamento das rochas plotadas no diagrama R1R2 (Fig. 12) dos campos monzoníticos e quartzo-monzoníticos, típicos do magmatismo shoshonítico.

- Por fim, a zona de cisalhamento transcorrente em que o GCS está inserido também pode ter facilitado os processos de contaminação e assimilação crustal.

CONCLUSÕES

- O granitóide em estudo apresenta-se como um corpo alongado segundo direção ENE, posicionado ao longo de uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral com mesma direção. A forma alongada do corpo paralelamente

à zona de transcorrência, a concordância e progressão da foliação magmática em relação à milonítica, ambas em alto ângulo de mergulho e paralelas aos limites da intrusão, são evidências estruturais de seu caráter sintectônico. Por outro lado, a ausência de foliação metamórfica retrabalhada pela milonítica permite concluir que o GCS registra apenas uma fase de deformação, que teria ocorrido durante o seu posicionamento. Desta forma, entende-se que esta zona de cisalhamento ENE subvertical, possibilitou a abertura de espaço para a entrada deste magmatismo, deformando o mesmo simultaneamente, e conclui-se que o GCS não tem relação com o evento transversal de direção EW e baixo ângulo de mergulho responsável pela deformação do Complexo Arroio dos Ratos referido por Fernandes *et al.* (1992), mas está vinculado ao evento posterior de transcorrência da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu.

- Devido a baixa viscosidade relativa dos magmas parcialmente cristalizados e as altas temperaturas, a intrusão posterior dos Granitóide Arroio Divisa e Sanga do Areal contribui com calor e modifica a reologia da crosta, facilitando a atuação dos mecanismos de deformação nestas litologias.

- O Granito Quitéria (631 ± 6) U-Pb (TIMS) datado por Koester *et al.* (2001), é colocado por diversos autores (Koester *et al.*(1997); Fernandes *et al.* 1993; Hartmann, Chemale e Philipp, 2007) como fazendo parte dos estágios iniciais de movimentação das zonas de alto ângulo de caráter dúctil e sentido levógiro que compõe o sistema de zonas da ZCTDC. Assim, podemos interpretar, que a cinemática transcorrente sinistral e a alta deformação observada na zona de cisalhamento estudada é compatível com a da ZCTDC, podendo representar uma estrutura precoce do mesmo sistema, uma ramificação da ZCTDC ou a própria.

- Novos dados de geocronologia U-Pb em zircão, admitem idades de cristalização em torno de 630 Ma para o GCS, reforçando a idéia de uma estrutura precoce.

- As condições de P e T, calculadas a partir do geobarômetro Alt-Hb e de thermobarometria do par Plg-Hb são estimadas em cerca de 4,3 a 5.3 kbars e temperaturas de cristalização na ordem de 719 a 761 °C. Estes valores demonstraram-se coerentes quando recalculados pelo cálculo de thermobarometria do par Plg-Hb de Anderson (1996) obtendo valores em torno de 4 Kbar e 750 °C, porém optou-se por utilizar equações de

geotermobarometria já consagradas na literatura. Supondo-se um gradiente normal de pressão, estas condições equivalem a cerca de 10 a 15 km de profundidade, compatível com uma temperatura da ordem de 300 a 450°C nas encaixantes.

- Estas temperaturas de cristalização em torno de 719 a 761 °C são similares às encontradas por Koester (1995) para o Granito Quitéria entre 700 e 750 °C, fato que também permite correlacionar estas duas intrusões sintectônicas a mesma descontinuidade.

- Tendo em vista que o GSA é o granitóide mais recente inserido na zona de cisalhamento estudada, e que ele possui mesmo grau de deformação dos GAD e GCS, sua idade de cristalização pode indicar um estágio próximo do término de ativação da zona.

- Esta zona de cisalhamento ENE transcorrente tem escala regional podendo atingir quase 30 Km de extensão, sendo responsável pelo posicionamento de um volume de magmas extremamente grande, e possivelmente por parte da contaminação crustal atribuída ao GCS. Seu entendimento pode ser de fundamental importância para o melhor entendimento da evolução deste sistema de diversas zonas de transcorrência que compõe o Cinturão de Cisalhamento Sul Brasileiro e a ZCTDC.

- Comparado à granitóides de afinidade shoshonítica que não são sintranscorrentes, p. ex. os granitóides da ASLS, as rochas do GCS são mais peraluminosas, relativamente empobrecidas em Sr e subalcalinas, isto é, tem teores mais baixos de Na₂O e K₂O que os granitóides shoshoníticos. Este aumento da peraluminosidade pode estar relacionado, ao menos parcialmente, com o processo de sericitização visto nos feldspatos do GCS. As diferenças composicionais observadas entre os granitóides do GCS e os não relacionados com transcorrência podem ser explicadas pela contaminação dos magmas parentais shoshoníticos com fusões crustais contemporâneas com seu posicionamento e cristalização, conforme sugerido por Nardi e Bitencourt (2009) para granitóides do tipo A.

- Segundo Knijnik *et al.* (2010), a presença de zircões herdados corrobora com a idéia de contaminação crustal durante a ascensão do GCS .

- A presença de corpos máficos associados pode indicar profundidades de níveis litosféricos da zona de cisalhamento, atingindo e fundindo o manto. Estes corpos máficos possuem comportamento dos ETR e dos

elementos traços muito similares aos das rochas do GCS (Fig. 13,14 e 15) sugerindo sua cogeneticidade, assim como os valores semelhantes de Ba e Sr para as duas litologias também sugerem magmas cogenéticos.

- As características composicionais são consistentes com o caráter pós-colisional do magmatismo e o empobrecimento de Nb em relação aos ETRL, bem como o enriquecimento em ETRL e LILE, é típico de magmas relacionados a fontes metassomatizadas durante subducção previa (Kelemen *et al.*, 1993).

- A idade de 634 Ma. é mais antiga que a das rochas de afinidade shoshonítica descritas no Sul do Brasil (610-590 M.a.). Isto indica que fontes mantélicas produtoras de magmas shoshoníticos, que foram importantes entre 610-590 M.a., tiveram ativações precoces logo no início do estabelecimento do Cinturão de Cisalhamento Sul-Brasileiro, imediatamente após a colisão principal do ciclo Brasileiro- PanAfricano.

CAPÍTULO V

CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

A faixa de orientação NE-SW, com cerca de 800 km de comprimento e largura média de 150 km, que se estende desde o Uruguai até o estado de Santa Catarina, representa um ambiente pós-colisional. Nessa faixa, ocorre um sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes de escala regional vinculadas ao posicionamento de um grande volume de granitoides neoproterozoicos. A caracterização desses granitoides de forma mais ampla possível é de fundamental importância para um melhor entendimento da gênese e evolução desse segmento. Através da integração de dados de petrologia, geoquímica e geologia estrutural, foi possível investigar a evolução do magmatismo do GCS e de suas fontes, além de estabelecer o ambiente de formação e determinar as condições físicas atuantes durante o posicionamento do mesmo.

O GCS, junto com os Granitoides Arroio Divisa e Sanga do Areal, podem ser considerados como constituintes de uma associação petrotectônica intrusiva no Complexo Arroio dos Ratos, relacionada a um evento transcorrente do Cinturão de Cisalhamento Sul Brasileiro. O sentido de movimento lateral esquerdo desta zona transcorrente é confirmado por diversos indicadores cinemáticos de escala meso e microscópica, e microestruturas desenvolvidas sobre os feldspatos indicam temperaturas de deformação na ordem de 550 a 600 °C compatíveis com as da fácies anfíbolito. As condições de P e T, calculadas a partir do geobarômetro Alt-Hb e do thermobarometro Plg-Hb, são estimadas em cerca de 4,3 a 5.3 Kbars e temperaturas de cristalização na ordem de 720 a 760 °C.

As características composicionais são consistentes com o caráter pós-colisional do magmatismo, e a afinidade shoshonítica é revelada pelos altos teores 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.

A comparação do GCS com outras unidades representantes do magmatismo pós-colisional de afinidade shoshonítica demonstra uma similaridade dos padrões que definem essa série magmática, porém, pode ser

constatada contaminação dos magmas parentais shoshoníticos do GCS por fusões crustais, o que não é observado na ASLS, por exemplo. Esta contaminação é compatível com o caráter levemente peraluminoso e subalcalino do GCS, e pode ter sido facilitada pela zona de cisalhamento transcorrente em que o GCS está inserido. A idade de 634 Ma 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., tiveram ativações precoces logo no início do estabelecimento do Cinturão de Cisalhamento Sul-Brasileiro, imediatamente após a colisão principal do ciclo Brasileiro- PanAfricano. Por fim, a identificação de magmatismos shoshoníticos, pode auxiliar na identificação de ambientes geotectônicos do tipo pós-colisional, e suas características composicionais são tipicamente relacionadas a fontes metassomatizadas durante subducção prévia.

CAPÍTULO VI

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. & FUCK, R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., 1977 Campina Grande,. Anais... Campina Grande, SBG, 1977. 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. . Juvenile Accretion at 700-750 Ma In Southern Brazil. *Geology, Estados Unidos*, v. 24, n. 05, p. 439-442, 1996.

BARROS,C.E. & NARDI,L.V.S.. O Maciço Granítico Santo Antônio,RS: Magmatismo Neoproterozoico de Afinidade Shoshonítica. *Anais da Academia Brasileira de Ciência*, 66 (4):441-465, 1994.

BITENCOURT, M.F. Granitóides Sintectônicos da Região de Porto Belo, SC: uma abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento 310p, 1996. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, UFRGS, Brasil.

BITENCOURT, M.F.A.; 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. & NARDI, L.V.S. Late to post-collisional Brasileiro granitic magmatism in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65:3-16. Suplemento 1, 1993.

BITENCOURT, M.F. & NARDI, L.V.S. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30:184-187, 2000.

- 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: Henderson P (eds) Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, Amsterdam, p. 63-114.
- CAMPOS, T.F., NEIVA, A.M., NARDI, L.V.S. Geochemistry of the hybrid complex and their minerals from Rio Espinharas Pluton, Northeastern Brazil. *Lithos*, v.64, cap. (3-4), p.131-153, 2000.
- CHEMALE JR., F. Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. *Geologia do Rio Grande Do Sul: CIGO*. p. 13-52, 2000.
- DALY, R.A. 1910: Origin of the alkaline rocks: *Geol. Soc. America Bull.* 21, 87- 118.
- DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, v. 29, p.183–210, 1980.
- FERNANDES, L. A. D. ; KOESTER, E. The Dorsal de Canguçu strike-slip shear zone: its nature and role in the tectonic evolution of the continental crust in Southern Brazil during the Neoproterozoic. In: Gondwana 10: Event Stratigraphy of Gondwana, , Cape Town. *Journal of African Earth Sciences*. v. 27. p. 72-72. 1998.
- FERNANDES, L. A. D.; MENEGAT, R.; COSTA, A. F. U.; KOESTER, E.; PORCHER, C. C.; TOMMASI, A.; KRAEMER, G.; RAMGRAB, G. E.; CAMOZZATO, E. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-grandense: Parte I - Uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 25, p. 351-374, 1995.
- FERNANDES, L.A.D.; TOMMASI, A.; PORCHER, C.C. Esboço estrutural de parte do Batólito Pelotas - região de Quitéria-Capivarita. *Acta Geol. Leopold.*, v.13, p.117-138, 1990.

FERNANDES, L.A.D.; TOMMASI, A. & PORCHER, C.C. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: A reappraisal. *J. South Am. Earth Sci.*, v.5, p.77-96.

FERNANDES L.A.D., TOMMASI A., PORCHER C.C., MARQUES-TOIGO M., GUERRA-SOMMER M.,PICCOLI A.E.M. 1988. Mapa geológico de parte das folhas de Quitéria e Várzea do Capivarita, RS. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. *Série Mapas*. Mapa 14. p. 1-7, 1 mapa preto e branco. Escala 1:25.000

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.

FIGUEIREDO, M.C.H.; FRAGOSO-CÉSAR, A.R.S.; KRONBERG, B.I. Litogeoquímica das principais unidades do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. In: CONGR. BRÁS. GEOL. , 36., 1990. Natal, 1990. *Anais...* Natal, SBG. v. 6, p. 1723-1738.

FLORISBAL, L.M.; BITENCOURT, M.F. & NARDI, L.V.S. 2007. 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* (submetido).

FRAGOSO CESAR, A.R.S. 1980. O Cráton Rio de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. In: Congr. Bras. Geol., 31, Baln. Camboriu, 1980. *Anais...* Baln. Camboriú, SBG, 5:2879-2892.

FRAGOSO-CÉSAR, 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: CONGR. BRÁS. GEOL., 34. Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG. v. 3, p. 1322-1342.

FRAGOSO-CÉSAR, A.R.S; MACHADO, R.; MONTEIRO, R.L.; SALLET, R. *Nappes e estruturas correlatas do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Rio-Grandense: Uma introdução ao problema. Acta Geol. Leopold.*, 30:75-93, 1990.

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

FRANTZ, J.C.; MCNAUGHTON, N.J.; MARQUES, J.C.; HARTMANN, L.A.; BOTELHO, N.F. AND CARAVACA, G. SHRIMP U-Pb Zircon ages of granitoids from southernmost Brazil : constraints on the temporal evolution of the dorsal de canguçu transcurrent shear zone and the eastern dom Feliciano belt ZIRCON AGES OF GRANITOIDS FROM SOUTHERNMOST BRAZIL:CONSTRAINTS ON THE TEMPORAL EVOLUTION OF THE DORSAL DE CANGUÇU TRANSCURRENT SHEAR ZONE AND THE EASTERN DOM FELICIANO BELT Short Papers. In: IV South American Symposium on Isotope Geology Salvador BA. 2003

Gastal M.C.P., Lafon J.M., Ferreira J.F.F., Magro J.F.U., Remus M.V.D., Sommer C.A. 2006. Reinterpretação do Complexo Intrusivo Lavras do Sul, RS, de acordo com os sistemas vulcano-plutônicos de subsidência. Parte 1: geologia, geofísica e geocronologia (207Pb/206Pb e 206Pb/238U). *Rev. Bras. de Geoc.*, **36**(1):109-124.

GREGORY, T. R. Caracterização Estrutural e Petrológica do Magmatismo Precoce do Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos. 2007. p.66. Graduação em Geologia - Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

HAMMARSTROM, J.M. & ZEN, E-An. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Am. Miner.*, 71:1297-1313, 1986.

HARRIS N.W.B., PEARCE J.A., TINDLE A.G.. 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, 1986.

- HARTMANN, L.A.; CHEMALE, F. J. ; 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.
- HARTMANN, L. A. ; NARDI, L. V. S. ; FORMOSO, M. L. L. ; REMUS, MARCUS V D ; LIMA, E. F. ; MEXIAS, A. S. . Magmatism and metallogeny in the crustal evolution of Rio Grande do Sul shield, Brazil. *Pesquisas em Geociências (UFRGS)*, Porto Alegre, v. 26, n. 2, p. 73-92, 1999.
- HIBBARD, M.J.. Petrography to petrogenesis. New Jersey: Prentice Hall. 1995. 604p.
- HOLLAND, T. & BLUNDY, J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *CONTRIB MINERAL PETROL* 116, 433-47, 1994.
- HOLLISTER, L.S.; GRISSOM, G.C.; PETERS, E.K.; STOWELL, H.H. & SISSON, V.B. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Am. Miner.*, 72:231-239, 1987.
- ISSLER, R.S. Granitos e granitóides da região sul. *Pesquisas*, 20:125-184, 1987.
- JENSEN, L. S. *A New Cation Plot for Classifying Subalkalic Volcanic Rocks*. Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper 66, 1976.
- JOHNSON, M.C. & RUTHERFORD, M.J. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17:837-841, 1989.
- 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. Revisão da tipologia, cronologia e significado geotectônico dos falhamentos do Escudo Sul-Rio-Grandense. In: CONGR. BRÁS. GEOL., 33. Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. 1984. v. 3, p. 1707-1720.

KELEMEN, P.B., SHIM & N. AND DUNN, T. Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 120, 111-134, 1993.

KAY, ROBERT W; GAST, PAUL W (1973). "The Rare Earth Content and Origin of Alkali -Rich Basalts". *The Journal of Geology (JSTOR)* 81 (6): 653–682.

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

KNIJNIK, D. B. *Posicionamento estrutural, caracterização petrográfica e geoquímica do Granodiorito Cruzeiro do Sul e rochas máficas associadas, região de Quitéria, RS.* 2008. Trabalho de Conclusão de Curso. (Graduação em Geologia) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Orientador: Fátima Bitencourt.

KNIJNIK, D. B; BITENCOURT, M. F.; NARDI, L. V. S; PINTO, V. M.; SANTOS, J. O. S.; MCNAUGHTON, N. J. . 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. Brasília : 2010.

Koester E.. *Evolução geológica do magmatismo sintectônico à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, região de Encruzilhada do Sul, RS.* 1995 Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de mestrado em Geociências, 240 p.

KOESTER, E. ; SOLIANI JR., E. ; FERNANDES, L.A.D. ; KRAEMER, G. ; TOMMASI, A. . 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, 1997.

KOESTER, E.; SOLIANI JR., E.; LEITE, J. A. D.; HARTMANN, L. A.; FERNANDES, L. A. D.; MCNAUGHTON, N. J.; SANTOS, J. O. S.; OLIVEIRA, L. D. SHRIMP U-Pb age for the emplacement of the Santana Granite and reactivation of the Porto Alegre Suture, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 14, p. 91-99, 2001.

- LE BAS, M. J., LE MAITRE, R. W., STRECKEISEN, A. & ZANETTIN, B. A Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. *Journal of Petrology* 27,745–750, 1986.
- LE MAITRE, R.W.(2002) Le Maitre, R.W. 2002. *Igneous Rocks - A classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, Cambridge. 236pp.
- LEAKE B.E., WOOLEY A.R., ARPS C.E.S., BIRCH W.D., GILBERT M.C., GRICE J.D., HAWTHOENE F.C., KATTO A., KISCH H.J., KRIVOVICHEV V.G., LINTHOUT K., LAIRD J., MANDARINO J.A., MARESH W.V., NICKEL E.H., ROCK N.M.S., SCHUMACHER J.C., SMITH D.C., STEPHENSON N.C.N., UNGARETTI L., WITTAKER E.J.W., YOUZHI G. 1997. NOMENCLATURE OF AMPHIBOLES: REPORT OF THE SUBCOMMITTEE ON AMPHIBOLES OF THE INTERNATIONAL MINERALOGICAL ASSOCIATION, COMMISSION ON NEW MINERALS NAMES, *AM. MINER.*, 82: 1019-1037.
- 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.
- Lima E.F. 1995. *Petrologia das Rochas Vulcânicas e Hipabissais da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul ASLS, RS*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 338p.
- LIMA, E.F. & NARDI, L.V.S. The Lavras do Sul Shoshonitic Association: implications for the origin and evolution of Neoproterozoic shoshonitic magmatism in southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11:67-77. 1998.
- LIMA, E. F. ; SOMMER, Carlos Augusto ; NARDI, Lauro Valentim Stoll . O vulcanismo Neoproterozóico-Ordoviciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: os ciclos vulcânicos da Bacia do Camaquã. In: Roberto Iannuzzi ; José Carlos Frantz.. (Org.). 50 Anos de Geologia. Instituto de

Geociências. Contribuições. 1 ed. Porto Alegre: Editora Comunicação e Identidade, CIGO e IG-UFRGS, 2007, v. 1, p. 79-95.

LIZ J.D; LIMA E.F.; NARDI L.V.S.; SOMMER C.A.; SALDANHA D.L.; PIEROSAN R.; ALEXANDRE F.M. 2005. Caracterização geológica e petrologia das rochas monzoníticas da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (RS.). *In: Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados*, 3, Cabo Frio, *Anais*, CD-ROOM.

LIZ, J D ; LIMA, E. F. ; NARDI, L V S . Avaliação de fontes magmáticas de séries shoshoníticas pós-collisionais com base na normalização pela Associação Shoshonítica de Lavras do Sul aplicação de sliding normalization. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 39 (1), p. 55-66, 2009.

MENZIES, M.A. AND HAWKESWORTH, C.J. (Editors), 1987. *Mantle Metasomatism*. Academic Press, London, 472 PP.

MÜLLER, D. GROVES, D. I. 2000. *Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization*, 3rd ed, 225pp.

NACHITT, H.; RAZAFIMAHEFA, N.; STUSSI, J.M. & CARRON, J.P. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t.301, Série II, n°11:813-818, 1985.

NARDI, L.V.S. *Geochemistry and petrology of the Lavras Granite Complex, RS, Brazil*. Londres. 1984. 268p. Tese de Doutorado em Geologia, London University.

NARDI, L.V.S. ; BITENCOURT, M. F. . Magmatismo Granítico e Evolução Crustal no Sul do Brasil. *In: R. Ianuzzi; J.C. Frantz. (Org.). 50 Anos de Geologia. Instituto de Geociências. Contribuições. Porto Alegre: Editora Comunicação e Identidade, v. 2, p. 125-139, 2007.*

NARDI, L.V.S. ; BITENCOURT, M. F. . A-type granitic rocks in post-collisional settings in southernmost Brazil: their classification and relationship with tectonics and magmatic series. *Canadian Mineralogist*, v. 47(6), p. 1493-1503, 2009.

- MORRISON GW. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rocks association. *Lithos* 13: 97–108. 1980.
- 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.
- OYHANTÇABAL, P.; DERRÉGIBUS, M.; MUZIO, R.; DE SOUZA, S. & PEEL, E. 1993. Complejo Granítico Solis de Mataojo: Evidencias de magmatismo sincolisional relacionado a subducción. *In: Simp. Intern. del Neoproterozoico-Cambrico de La Cuenca del Plata*, 1, La Paloma-Minas, Uruguay, 1993. *Resumenes Extensos...* Montevideo, Dinamige-Fac. Agron., **2**:39.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**:956-983.
- PHILIPP, R. P. ; NARDI, L. V. S. ; BITENCOURT, Maria de Fátima . O Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. *In: Michel Holz; Luis Fernando de Ros. (Org.). Geologia do Rio Grande do Sul*. 1 ed. Porto Alegre: Editora da UFRGS, v. 1, p. 133-160, 2000.
- PHILIPP, R. P. ; MACHADO, R. ; NARDI, L. V. S. ; LAFON, J. M. . O magmatismo granítico Neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão de geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 32, n. 2, p. 277-290, 2002.
- PICADA R.S. Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-riograndense. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 25, 1971. *São Paulo, Anais*, 1:167-191.
- RICHARD L.R. 1995. *Minpet Software. Mineralogical and Petrological data processing system*. Versão 2.02. Copyright (1988-1995).
- RITTMANN, A., 1933. Die geologisch bedingte Evolution und Differentiation des Somma-Vesuvsmagmas. *Zs. Vulkanologie* 15(1–2), 8–94.

- SAVELLI, C., 1967. The problem of rock assimilation by Somma-Vesuvius magmas, I. Compositions of Somma- Vesuvius lavas. *Contrib. Mineral. Petrol.* 16, 328–353.
- SCHMIDT, M.W. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure:an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 110:304-310, 1992.
- 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.
- SIBSON, R. H. Fault rocks and fault mechanisms. *Jour. Geol. Soc., London*, 3;191-213, 1977.
- SILVA, L.C., HARTMANN, L.A., McNAUGHTON, N.J. & FLETCHER, I.R.. SHRIMP U/Pb Zircon Dating of Neoproterozoic Granitic Magmatism and Collision in the Pelotas Batholith, Southernmost Brazil. *International Geology Review*, v. 41, p. 531-551, 1999.
- SOLIANI JR, E. Os dados geocronológicos do Escudo Sul.Rio.Grandense e suas implicações de ordem geotectônica. 1986. São.Paulo. 425p. Tese de Doutorado, Inst. Geoc., USP.
- SOMMER, C. A. ; LIMA, EVANDRO FERNANDES DE ; NARDI, LAURO VALENTIM STOLL ; LIZ, JOAQUIM DANIEL DE ; WAICHEL, BRENO LEITÃO . 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, 2006.
- STRECKEISEN, A. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12:1-33, 1976.
- STUSSI, J.M.; CUNEY, M. Nature of biotites from alkaline,calc-alkaline and peraluminous magmas by Abdel-Fattah M. Abdel-Rahman: A Comment. *Journal of Petrology*, 37 (5):1025-1029, 1996.
- TESSARI, R.I. & PICADA, R.S. Geologia da Quadrícula de Encruzilhada do Sul. *Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral. DNPM*, 124:1-147, 1966.

- 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.
- TURNER S.P., HAWKESWORTH C., LIU J., ROGERS N., KELLEY S., VAN CALSTEREN P. 1993. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks. *Nature*, **364**:50- 53.
- TURNER S.P., ARNAUD N., LIU J., ROGERS N., HAWKESWORTH C., HARRIS N., KELLEY S., VAN CALSTEREN P., DENG W. 1996. Postcollision shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *J. Petrol.*, **37**:45-71.
- UFRGS, 1988. Mapeamento Geológico de parte das folhas de Quitéria e Várzea do Capivarita. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- 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.
- WATSON, E.B. & HARRISON, T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition, effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Let.*, 64:295-304, 1983.