

## Caracterização geoquímica e petrogenética dos Granitoides Arroio Divisa, região de Quitéria, Rio Grande do Sul

*Geochemical and petrogenetic characterization of the Arroio Divisa Granitoids, Quitéria region, Rio Grande do Sul, Brazil*

Eduardo Fontana<sup>1</sup>, Lauro Valentim Stoll Nardi<sup>1</sup>, Maria de Fátima Bitencourt<sup>1</sup>, Daniel Barbosa Knijnik<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS, Avenida Bento Gonçalves 9.500, CEP 91501-970, Porto Alegre, RS, BR (eduardo.fontana@ufrgs.br; lauro.nardi@ufrgs.br; fatimab@ufrgs.br; daniel\_bk@live.com.au)

Recebido em 28 de fevereiro de 2011; aceito em 01 de agosto de 2012

### Resumo

Os Granitoides Arroio Divisa (GAD), localizados na região de Quitéria, porção leste do Escudo Sul-rio-grandense, constituem um corpo alongado de direção NE-SW, com aproximadamente 30 km de extensão e 1 a 6 km de largura. Ao norte, são intrusivos em metatonalitos, metagranodioritos e gnaisses tonalíticos a dioríticos do Complexo Arroio dos Ratos, de idade paleoproterozoica, e ao sul são intrudidos por granitos e riolitos neoproterozoicos. Os GAD são predominantemente granodioritos e granitos foliados, de textura equigranular média a grossa, contendo anfibólio e biotita, além de titanita, zircão e apatita como minerais acessórios. Rochas dioríticas a tonalíticas ocorrem na forma de enclaves microgranulares, corpos de dimensões métricas, e diques sin-plutônicos, de contatos interdigitados e interlobados característicos de mistura heterogênea de magmas. Nas proximidades dos termos dioríticos observa-se um aumento no teor de máficos dos granitoides. É também comum a ocorrência de xenólitos centimétricos a decamétricos de gnaisses e metatonalitos do Complexo Arroio dos Ratos e hornblenda-biotita granodiorito correlacionado ao Granodiorito Cruzeiro do Sul. Nas proximidades das zonas de mistura e de xenólitos maiores, observa-se nos GAD o desenvolvimento de textura heterogranular a porfírica em zonas de espessura métrica. A foliação magmática é marcada pela orientação dimensional de plagioclásio e biotita. Paralela à mesma é frequente a ocorrência de foliação milonítica de intensidade variável, com movimento transcorrente sinistral. Estas estruturas de direção E-W e mergulho acentuado, sofrem inflexão para NE-SW em sua porção leste, causada pela atuação de uma zona de cataclase regional que favoreceu o posicionamento das intrusões graníticas tardias. Quartzo-milonitos e filonitos estão presentes no interior dos GAD ao longo de zonas de mais alta deformação, às vezes com cerca de 100 m de espessura, geradas em condições de baixa temperatura. Os GAD e rochas máficas associadas possuem características geoquímicas semelhantes às das rochas de afinidade toleítica médio a alto-K, com contaminação por fusões de protolitos constituídos por gnaisses com granada. A integração das interpretações estratigráficas, tectônicas e geoquímicas indica que este magmatismo constitui manifestação precoce do magmatismo pós-colisional neoproterozoico do sul do Brasil.

**Palavras-chave:** Magmatismo pós-colisional; Associações toleíticas pós-colisionais; Granitoides pós-colisionais; Granitoides Arroio Divisa.

### Abstract

The Arroio Divisa Granitoids (ADG), situated in the Quitéria region, eastern *Sul-rio-grandense* Shield, conform an elongate, NE-SW oriented body about 30 km long and 1 to 6 km wide. They are intrusive in Paleoproterozoic metatonalites, metagranodiorites, and tonalitic to dioritic gneisses at the northern border, whilst in the south they are intruded by Neoproterozoic granites and rhyolites. The ADG rocks are predominantly foliated granodiorites to granites, with medium- to coarse-grained equigranular textures, containing amphibole and biotite. Titanite, zircon, and apatite are accessory minerals. Dioritic to tonalitic rocks occur as mafic microgranular enclaves, bodies with metric dimensions, and synplutonic dikes, with interpenetrated and sinuous contacts, as usual for magma mingling products. Near the diorites, the mafic contents of the granitoids is increased. Centimeter- to meter-sized xenoliths of gneisses and metatonalites from the Arroio dos Ratos Complex, and of hornblende-biotite granodiorites correlated to the Cruzeiro do Sul Granodiorite are frequently observed. Where mingling and large xenoliths are abundant, the ADG granodiorites change their texture to heterogranular and porphyritic, in meter-wide zones. Magmaic foliation is marked by the shape orientation of plagioclase and biotite. Parallel to

the magmatic foliation, a mylonitic one is developed with variable intensity and sinistral transcurrent movement. The steeply-dipping, ENE-striking structures are rotated towards NE strike at the eastern part of the body, where a regional cataclastic zone has controlled the emplacement of later intrusions. Quartz-mylonites and phylonites are found within the ADG along high-strain, low-temperature zones, sometimes hundred-meters wide. The ADG and associated mafic rocks show geochemical features that indicate their genetic relationship with medium to high-K magmas of tholeiitic affinity contaminated by crustal melts produced from garnet-bearing gneissic protoliths. The integrated interpretation of stratigraphic, tectonic and geochemical evidences indicates that the ADG and associated mafic rocks have formed during the early period of Neoproterozoic post-collisional magmatism in southernmost Brazil.

**Keywords:** Post-collisional magmatism; Tholeiitic post-collisional associations; Post-collisional granitoids; Arroio Divisa Granitoids.

## INTRODUÇÃO

No sul do Brasil, o Ciclo Brasileiro/Pan-africano é registrado em cinturão orogênico com dimensões continentais e orientação predominante NE-SW. Após o evento Dom Feliciano (Babinski et al., 1996), que envolve subdução de crosta oceânica e colisão continental, as principais zonas de cisalhamento transcorrentes que controlam o posicionamento dos magmas na região se desenvolveram (Bitencourt, Nardi, 2000).

O magmatismo neoproterozoico pós-colisional no sul do Brasil possui estreita relação com a tectônica transpressiva do final do Ciclo Brasileiro. A geração e intrusão dos magmas foi controlada pela atividade do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb) entre 650 e 580 Ma (Figura 1) (Bitencourt, Nardi, 2000; Nardi, Bitencourt, 2007).

O caráter translitosférico (Bitencourt, Nardi, 2000) do cinturão facilita a ascensão e posicionamento de um importante volume de fusões mantélicas, gerando significativa presença de magmas básicos a intermediários representados por enclaves microgranulares, diques sin-plutônicos e corpos dioríticos e gabroicos sincrônicos ao magmatismo granítico. A elevação do gradiente geotérmico regional daí decorrente causou a fusão parcial da crosta terrestre e a consequente contaminação dos magmas mantélicos, constituindo assim as associações magmáticas que compõem o Batólito Pelotas (BP) no Rio Grande do Sul e o Batólito Florianópolis em Santa Catarina como descrito por Bitencourt e Nardi (2000), Philipp et al. (2002), Nardi e Bitencourt (2007), entre outros.

A evolução do conhecimento do magmatismo pós-colisional no sul do Brasil é consequência da integração de programas de mapeamento geológico com o estudo detalhado dos afloramentos e de suas características estruturais, acompanhada pela interpretação de dados geoquímicos, isotópicos e geocronológicos.

Os Granitoides Arroio Divisa (GAD) fazem parte de uma das associações magmáticas precoces do magmatismo pós-colisional sintranscorrente. O objetivo deste trabalho é apresentar a caracterização litológica das rochas pertencentes aos GAD, bem como as suas relações espaciais,

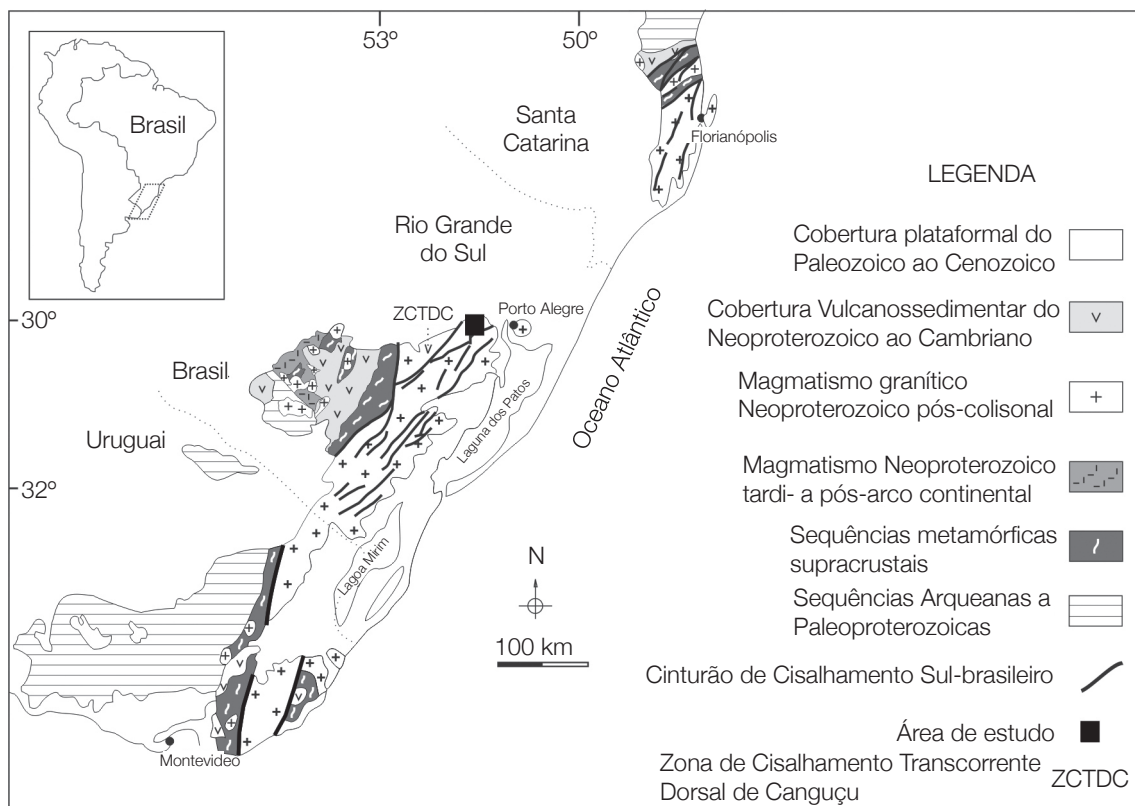
composicionais e estratigráficas, e sua inserção em séries magmáticas. Por meio da determinação de sua afinidade geoquímica, pretende-se contribuir para o entendimento de suas prováveis fontes, do seu ambiente geotectônico e da evolução deste segmento crustal do Escudo Sul-riograndense (ESrg).

São também enfocadas nesta discussão a contaminação durante o magmatismo de provável origem mantélica por fusões crustais e sua evolução para rochas granodioríticas médio a alto-K, bem como a participação gradual e efetiva das zonas de cisalhamento, tanto na geração como na mistura efetiva dos magmas no interior do CCSb.

## GEOLOGIA E CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DOS GRANITOIDES ARROIO DIVISA

A área de estudo localiza-se na porção sul da Província Mantiqueira (Almeida, 1977), na parte leste do ESrg, na porção norte do BP.

Os levantamentos geológicos e geofísicos de Shukowsky e Mantovani (1991), Hallinan (1993), mostram que o BP se estende por cerca de 400 km de comprimento, e possui largura variando de 80 a 120 km; tem continuidade para norte, em Santa Catarina, e para sul, no Uruguai. Segundo Philipp et al. (2002), o magmatismo que originou o batólito teve duração de cerca de 60 Ma. A formação do batólito resulta da adição de distintos processos tectônicos durante o Ciclo Brasileiro e se postulam para as mesmas modelos que envolvem a subdução de litosfera oceânica em margem continental espessa (Figueiredo et al., 1990; Philipp, 1990; Fragoso Cesar, 1991; Philipp et al., 1998; Chemale Jr., 2000), ambiente de colisão continental (Hartmann, 2000; Philipp, Machado, 2001) e ambiente pós-colisional (Bitencourt, Nardi, 1993, 2000; Nardi, Bitencourt, 2007). Esse batólito, segundo Chemale Jr. (2000), é produto da Orogênese Dom Feliciano e foi descrito como pertencente ao estágio final do Ciclo Brasileiro. Segundo Bitencourt e Nardi (1993, 2000) O BP é resultante de magmatismo neoproterozoico em ambiente pós-colisional e perfaz o maior



**Figura 1.** Contexto geológico e localização da área de estudo. Extraído de Bitencourt e Nardi, 2000.

volume de rochas granitoides expostas em uma faixa de direção NE que se estende de Santa Catarina ao Uruguai.

O mapeamento geológico realizado nos últimos anos neste segmento do BP, aliado a interpretações geoquímicas, geocronológicas e estruturais, possibilitou a subdivisão da área de estudo em três domínios tectônicos distintos, como verificado na Figura 2A, cujos limites são marcados por discontinuidades estruturais materializadas por extensas zonas de cataclase.

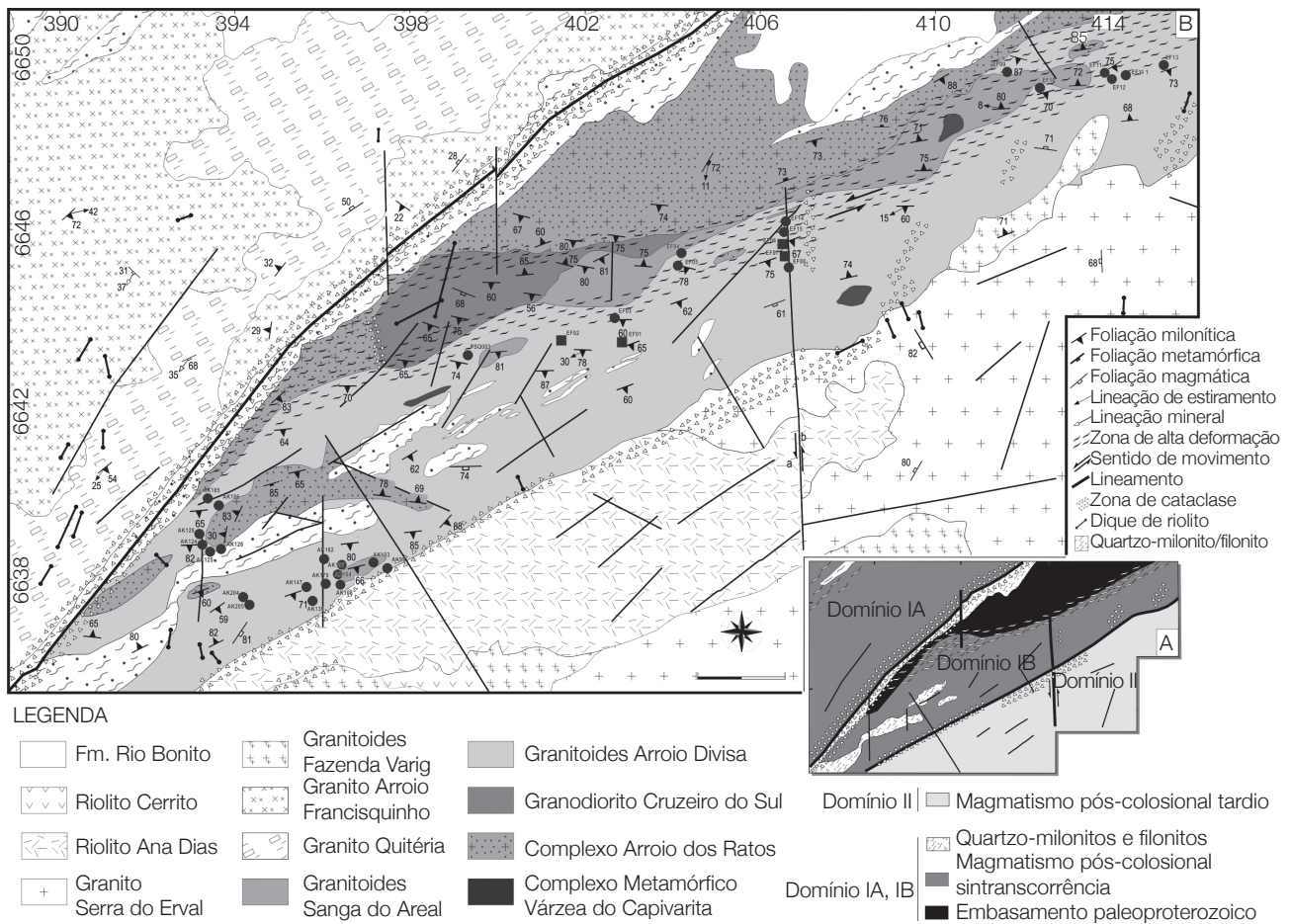
Na porção noroeste (Domínio IA) ficam delimitados os granitoides neoproterozoicos considerados sintectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC) (Fernandes, Tommasi, Porcher, 1992), Granito Arroio Francisquinho (Koester et al., 2001), de idade  $634 \pm 6$  Ma (U/Pb – SHRIMP) (Frantz et al., 2003) e Granito Quitéria, originalmente definido por Fernandes et al. (1988) com idade  $658 \pm 4$  Ma (U/Pb SHRIMP) (Frantz et al., 2003).

Na porção central do mapa (Figura 2B), encontra-se o Domínio IB, onde se observa uma sequência de granitoides originalmente interpretados por UFRGS (2007) como representantes do magmatismo pós-colisional sincrônico a uma ramificação da ZCTDC: Granodiorito Cruzeiro do Sul (GCS) (Knijnik, 2008; Knijnik et al., 2010), Granitoides Arroio Divisa (Fontana, 2008; Fontana, Nardi, Bitencourt, 2009) e Granitoides Sanga do Areal (GSA) (Centeno, 2008).

Esses granitoides, de idade neoproterozoica, são intrusivos no embasamento paleoproterozoico representado pelo Complexo Arroio dos Ratos (CAR) (Gregory, 2007, 2009) e são sempre associados a zonas de mais alta deformação.

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

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



**Figura 2.** Mapa geológico da região de Quitéria e Serra do Erval. Círculos pretos (amostras coletadas para geoquímica), quadrados pretos (amostras laminadas).

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

O embasamento é definido nesta região como Complexo Arroio dos Ratos (Gregory, 2007), resultante de um magmatismo de arco continental paleoproterozoico (Gregory et al., 2009). Entre os granitoides deste domínio, a unidade mais antiga é o GCS, de afinidade shoshonítica, que ocorre como um corpo de aproximadamente 4 km<sup>2</sup>, composto predominantemente por hornblenda-biotita granodioritos com idade de cristalização magmática de 634 ±

1,5 Ma (U-Pb SHRIMP em zircão) (Knijnik et al., 2010). O GCS ocorre como xenólitos métricos e decamétricos no interior do GAD mostrando assim seu caráter precoce no magmatismo pós-colisional. Possui uma foliação de fluxo com importante componente milonítica, que se torna mais acentuada próximo aos gnaisses encaixantes. Microestruturas desenvolvidas sobre feldspatos indicam deformação em condições de temperatura compatíveis com as da fácies anfibolito. É observada a presença de diques sin-plutônicos que são discordantes e mostram ramificações discordantes da foliação milonítica do granodiorito, que corta seus contatos (Knijnik et al., 2008).

Associados temporal e espacialmente ao GAD ocorrem os GSA, de composição mais diferenciada, compreendendo biotita monzogranitos a granodioritos foliados de textura porfírica, com cerca de 30% de megacristais de feldspatos de até 5 cm de comprimento em matriz heterogranular média a grossa. São corpos alongados aflorantes em uma área de em torno de 8 km<sup>2</sup>. As relações de intrusão entre o GAD e GSA não são nítidas ocorrendo



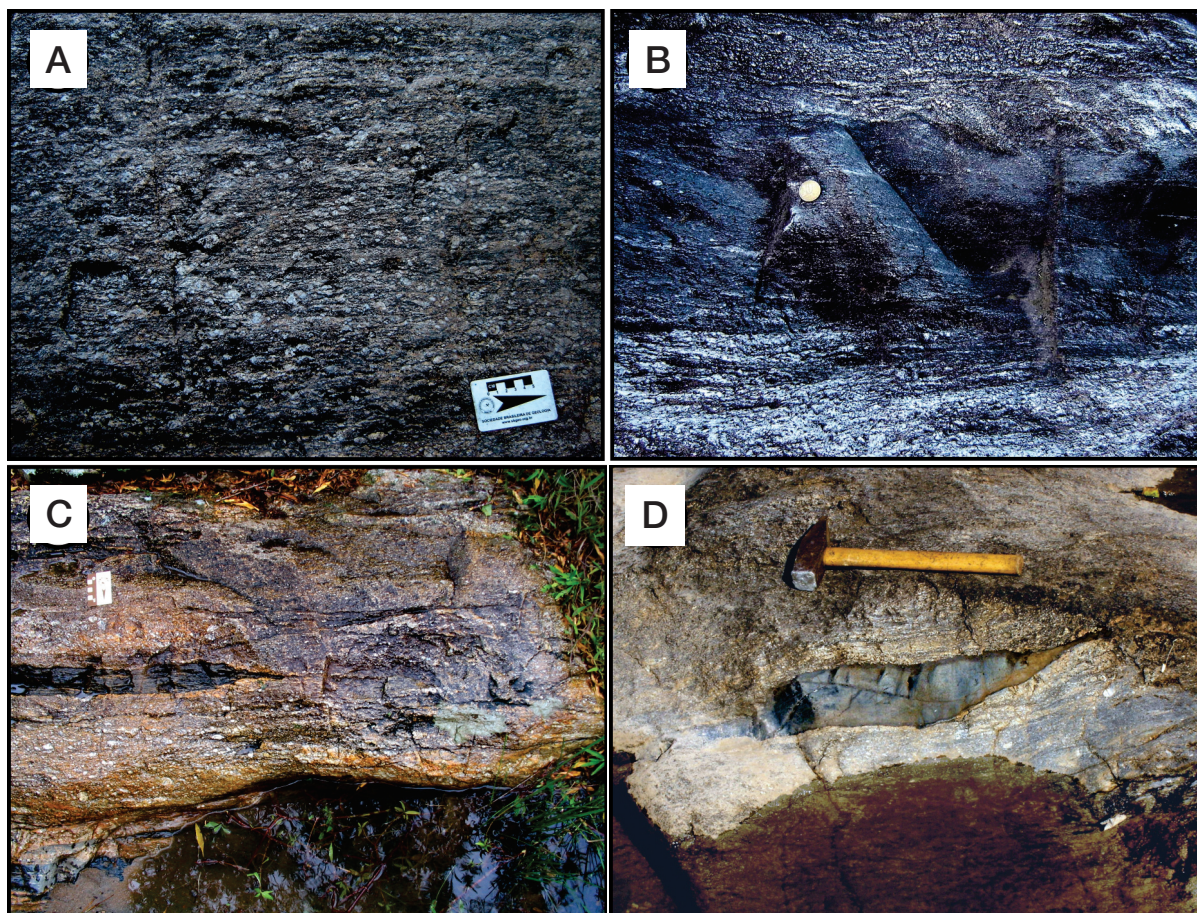
injeções mútuas que podem indicar sua contemporaneidade. A foliação milonítica é bem marcada pela orientação da biotita, dos megacristais lenticulares e do quartzo fitado. Raramente, ocorrem enclaves microgranulares máficos. Através dos dados de campo e geoquímica foi possível verificar o caráter contemporâneo entre o GAD e GSA posicionando estas duas unidades como prováveis estágios finais do magmatismo desta região.

Os GAD, objeto deste trabalho, formam um corpo alongado de direção NE-SW, com aproximadamente 140 km<sup>2</sup>, situado na porção central das folhas topográficas de Quitéria e Serra do Erval (Figura 2B). Os GAD representam o maior volume de rochas entre os granitoides neoproterozoicos no interior do Domínio IB. Predominam granodioritos a tonalitos de granulação média a grossa, onde as principais estruturas verificadas em campo são de origem ígnea. A foliação magmática é marcada pela orientação de feldspatos e biotitas e sobreposta à mesma verifica-se deformação dúctil com forte componente milonítica (Figura 3A).

As microestruturas desenvolvidas durante a cristalização do GAD sugerem a atuação concomitante da deformação gerada pelo seu posicionamento na zona de cisalhamento transcorrente sinistral. Assim, o resultado observado em campo é uma sobreposição de estruturas ígneas e deformacionais que são verificáveis desde a escala regional até as microestruturas.

Suas foliações ígnea e milonítica possuem direção preferencial NE, com mergulhos que variam de 50 a 80° (Figura 2). Nos contatos com os demais granitoides da associação e com o embasamento, o mergulho da foliação tende a ser de alto ângulo e a foliação milonítica é mais bem desenvolvida. No centro do GAD, ao contrário, predomina a foliação magmática de médio ângulo de mergulho, com variações na direção preferencial, o que é característico de sistemas de foliações com esta origem.

As rochas granodioríticas do GAD mostram relações de contato com rochas máficas dioríticas interpretadas como decorrentes de misturas de magmas homogêneas e



**Figura 3.** Principais feições de campo dos Granitoides Arroio Divisa. (A) granitoide principal próximo à zona de mais alta deformação, mostrando saliente foliação milonítica; (B) zona de alta deformação com interação entre porções máficas e félsicas e presença de xenocristais provenientes do magma félsico; (C) enclaves máficos deformados em zona de alta deformação; (D) Enclave máfico orientado segundo a foliação.

heterogêneas, sugerindo sua contemporaneidade (Figuras 3A e B). São assim observados enclaves máficos, diques sin-plutônicos e produtos de hibridização gerados pela mistura durante a deformação (Figuras 3C e D). A ocorrência de mais de um pulso de magma diorítico evidente no GAD sugere que a geração e participação dos magmas máficos foram importantes e contínuas durante todo o processo de cristalização e posicionamento do GAD (Fontana, Nardi, Bitencourt, 2009). As rochas máficas ocorrem sempre alongadas segundo a orientação da foliação magmática, e seu grau de alongamento está relacionado com o aumento da intensidade da deformação. Nos GAD, a relação de contemporaneidade entre as rochas granitoides e dioríticas é indicada pelos contatos pouco nítidos e crenulados entre os dois polos composicionais e suas relações de mútua intrusão. É observada também a presença de xenocristais de feldspatos provenientes da rocha félsica inclusos mecanicamente nos enclaves máficos (Figura 3B). Injeções félsicas possuem forma alongada e evidências de contemporaneidade com o magma granodiorítico.

### Petrografia

Os dados para a caracterização petrográfica das litologias do GAD foram obtidos em cinco amostras das rochas félsicas e cinco amostras das rochas máficas. As amostras foram coletadas em quatro localidades da unidade, e a amostragem predominante ocorreu na sua seção-tipo, localizada na porção central da mesma.

A classificação destas rochas foi feita com base nos critérios de Streckeisen (1976) e Le Maitre et al. (2002), por meio de proporções modais obtidas por contagem de pontos com 1.000 a 1.200 pontos/lâmina e colorimetria de feldspatos (Tabela 1).

**Tabela 1.** Resultados da contagem modal por pontos e colorimetria de granitoides e rochas máficas, referentes aos Granitoides Arroio Divisa.

Amostra	Q	A	P
PSQ-7167 d	21,42	17,85	60,71
EF-02A1	14,95	13,84	71,2
EF-02A	13,1	12,0	61,4
EF-07 B	15,0	10,0	70,0
PSQ-7030 a	15,0	35,3	49,5
PSQ -3014 b	10,4	33,1	56,4
PSQ-7167 b	17,8	25,5	56,5
EF-06A	16,2	36,1	47,6
EF-04 A	18,4	31,6	50,0
PSQ-3010	22,0	30,3	47,3

A partir da contagem modal obtida nas lâminas petrográficas e da estimativa visual com o auxílio de colorimetria de feldspatos, foi verificado que o maior volume de rochas félsicas dos GAD possui composição em média granodiorítica, e as rochas máficas, incluindo enclaves máficos e diques sin-plutônicos, são dioritos e quartzo-dioritos. A localização das amostras onde foram obtidas lâminas pode ser verificada na Figura 2B.

Os GAD são biotita granodioritos milonitizados com textura fina a média que contêm essencialmente quartzo poligonal (20 – 25%), oligoclásio geralmente subédrico (~ 55%) e feldspato alcalino (~ 30%). O mineral máfico mais comum é biotita, com Ng vermelho amarronzado, e que ocorre também como fase precoce inclusa em K-feldspato (Figura 4E), e com menor frequência hornblenda com pleocroísmo de castanho claro a escuro. A principal fase mineral acessória é o zircão, ocorrendo subordinadamente titanita e minerais opacos, e o mineral de alteração mais comum é a clorita. A estrutura comum é milonítica, com porfiroclastos rotacionados e migração de limites de grãos (Figuras 4A, 4B e 4F).

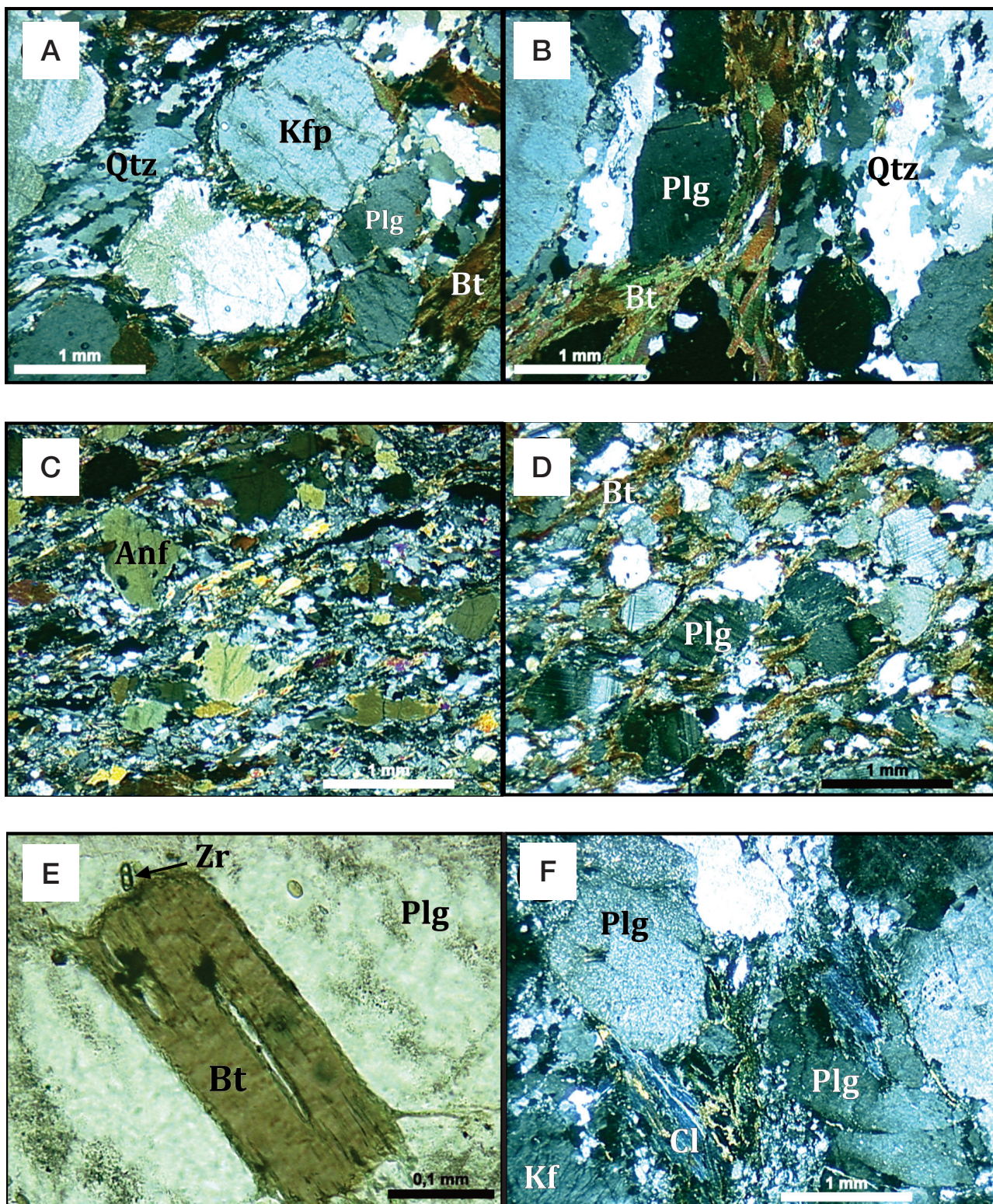
As principais microestruturas observadas no GAD são uma foliação ígnea definida pela orientação de biotita e cristais de plagioclásio, associada a uma componente deformacional milonítica atuante concomitante aos estágios ígneos, que se materializa em um comportamento dúctil do quartzo, gerando fitas e uma capacidade de moldar-se aos grãos de plagioclásio. O quartzo também mostra textura granoblástica de recristalização.

As rochas máficas são caracterizadas como dioritos a quartzo-dioritos com textura equigranular fina e com variável intensidade de deformação gerando em alguns termos textura milonítica (Figura 4D) onde a foliação é marcada pela biotita. Em alguns casos possui matriz composta principalmente por quartzo e plagioclásio e fenocristais de anfibólio subédrico (Figura 4C).

A mineralogia essencial é composta por hornblenda que em luz natural possui pleocroísmo verde claro a verde escuro e com dimensão variando de 0,5 a 1 mm, augita, biotita com Ng vermelho-castanho e andesina-oligoclásio.

O quartzo ocorre na matriz nas amostras que contêm principalmente anfibólio como fenocristais e nas demais ocorre com forma subédrica e dimensões de 0,5 a 1 mm marcando a foliação. O quartzo possui variação de 5 a 16% caracterizando a variação de dioritos a quartzo dioritos. Microclínio subédrico (~ 5%) ocorre disperso. As principais fases acessórias são o zircão, apatita e óxidos de Fe-Ti (magnetita). O mineral de alteração mais comum é a clorita que em determinadas faixas ocorre como alteração dos piroxênios (Figuras 4C, 4D e 4F).





**Figura 4.** Fotomicrografias com polarizadores cruzados de granodioritos e dioritos dos Granitoides Arroio Divisa. (A) quartzo poligonal e biotita, feldspato alcalino; (B) detalhe da foliação milonítica das rochas granodioríticas; (C) rocha diorítica com anfibólios como fenocristais e matriz quartzo feldspática; (D) textura equigranular comum aos dioritos e quartzo dioritos do granitoide Arroio Divisa; (E) biotita precoce inclusa em feldspato alcalino e no detalhe zircão; (F) clorita presente como fase secundária comum em ambas litologias.



## GEOQUÍMICA

Foram selecionadas 20 amostras dos GAD para análise de elementos maiores menores e traço no *Activation Laboratories Ltd.*, Ontario, Canadá, através de *fusion inductively coupled plasma emission spectrometry* (FUS-ICP-ES) e *fusion inductively coupled plasma mass spectrometry* (FUS-ICP-MS) (Tabela 2). As amostras foram separadas em 3 grupos seguindo critérios de campo e de petrografia, onde 18 são representativas das rochas granodioríticas, 6 das rochas máficas e 8 das rochas híbridas do GAD. As rochas máficas foram coletadas nos enclaves e diques máficos. As rochas de composição intermediária, discutidas por Schneider (2010), foram coletadas em porções dos afloramentos onde era evidente a mistura dos componentes máficos e félsicos.

As amostras apresentam teores de sílica que variam de 64,6 a 72,6% (em peso), para as composições granodioríticas, e de 49,5 a 55,9% para as rochas máficas (Figura 5). Os teores de  $Al_2O_3$  nas rochas máficas variam de 12,5 a 15,5% assemelhando-se às rochas de afinidade toleítica ou alcalina, já que rochas básicas e intermediárias cálcio-alcalinas mostram teores mais elevados deste óxido. Através do diagrama álcalis ( $Na_2O + K_2O$ ) em função da sílica (Middlemost, 1994) (Figura 5), pode-se identificar as rochas estudadas com as das séries subalcalinas supersaturadas em sílica.

As variações dos teores de potássio ( $K_2O$ ), em função da sílica ( $SiO_2$ ), segundo os campos delimitados por Le Maitre (1989), mostram que as rochas francamente granodioríticas são médio a alto-K (Figura 6), enquanto as rochas máficas em sua maioria possuem composições correspondentes à basaltos andesíticos.

A relação entre  $FeOT/MgO$  e  $SiO_2$ , conforme sugerido por Miyashiro (1974), indica o caráter toleítico das rochas máficas (Figura 7). O diagrama AFM (Irvine, Baragar, 1971), ilustrando a relação entre o ferro ( $FeOT$ ), o magnésio ( $MgO$ ) e os álcalis ( $Na_2O+K_2O$ ), mostra comportamento semelhante, onde percebe-se um conjunto de amostras posicionadas no campo característico das associações toleíticas (Figura 8). Da mesma forma, os dados das rochas máficas do GAD, plotados no diagrama de Jensen (1976), concentram-se no campo dos basaltos toleíticos alto-Fe e alto-Mg (Figura 9).

Na Figura 10 são utilizados os parâmetros de Shand (1943) que indicam o caráter peraluminoso das rochas granodioríticas ( $A/CNK$  entre 1 e 1,4), enquanto as rochas máficas são metaluminosas.

Diagramas de Harker (Figuras 11 a 13), tendo sílica como índice de diferenciação, indicam que três amostras têm composição básica, semelhante a magmas primários toleíticos baixo-K. Os teores de  $Na_2O$  são baixos em comparação com líquidos basálticos toleíticos, observando-se

que nas rochas máficas mais contaminadas, os teores deste elemento são ainda mais baixos. Os baixos valores de  $Na_2O$  das rochas máficas podem, portanto, refletir o processo de hibridização, com adição predominante de anfíbólio. As rochas máficas e félsicas configuram dois grupos composicionais distintos, que mantêm, no entanto, conteúdos de elementos traços e menores coerentes com uma evolução conjunta. Os valores relativamente elevados da razão  $K_2O/Na_2O$ , particularmente nas rochas máficas, os teores elevados de Rb e a vasta dispersão dos conteúdos de  $Al_2O_3$  nas rochas máficas e félsicas, são reflexos do processo de hibridização dos magmas básicos pelas fusões graníticas observado nas exposições em campo.

Os padrões dos elementos terras raras (ETR) das rochas granodioríticas e graníticas (Figura 14), normalizados pelos valores condriticos (Boynton, 1984), configuram três grupos distintos com gradativo empobrecimento nos teores de ETR, principalmente os ETRP. A razão  $La_N/Yb_N$  varia de em torno de 25, no grupo mais enriquecido em ETRP, para 35 no grupo com teores intermediários, atingindo valores em torno de 50 no terceiro grupo, o mais empobrecido em ETR e o único sem anomalias negativas de Eu. O forte decréscimo de ETRP e a ausência de anomalias negativas de Eu no grupo III, mais empobrecido em ETR, sugere uma origem ou evolução independente das demais rochas granodioríticas.

Nas rochas máficas observa-se um padrão, correspondente à única amostra (EF-11A) de rocha básica, que é horizontalizado, assemelhando-se aos padrões de ETR de rochas básicas do tipo MORB. O número reduzido de amostras destes termos composicionais menos diferenciados impossibilita uma discussão mais efetiva. Sugere, no entanto, que o manto empobrecido pode ter sido uma das fontes ativas durante o magmatismo pós-colisional que gerou os GAD. Os padrões dos termos dioríticos mostram forte enriquecimento de ETRL em relação ao padrão da amostra básica, o que sugere contaminação por materiais ricos em ETRL. Os padrões das rochas dioríticas são caracterizados por  $La_N$  em torno de 70, e razões  $La_N/Yb_N$  próximas de 7. Observa-se uma tendência dos termos dioríticos mostrarem leves anomalias negativas de Eu. De modo geral existe uma tendência de decréscimo das ETRP à medida que aumenta o grau de diferenciação, medido pelo teor de  $MgO$  ou  $MgO + FeO$ .

O diagrama binário de Rb *versus* Y+Nb (Figura 15) (Pearce, Harris, Tindle, 1984) mostra as rochas granodioríticas do GAD posicionando-se no campo do magmatismo pós-colisional ou no topo do campo das rochas de arco magmático.

Foram confeccionados diagramas multielementares (*spiderdiagrams*) utilizando-se diversos padrões de normalização como E-MORB, MORB, OIB e crosta inferior. As rochas dioríticas do GAD mostram padrões que se



Tabela 2. Teores de elementos maiores, menores e traço das rochas dos Granitoides Arroio Divisa.

Amostra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Sc	Be	V	Ba	Sr	Y	LOI	Total
EF-11	49,48	14,82	11,40	0,20	8,15	12,10	0,82	0,68	1,13	0,10	42,00	1,00	307,00	52,00	106,00	25,00	1,53	100,40
CS-04	51,89	15,88	14,43	0,20	5,33	2,79	0,26	4,58	1,60	0,35	35,00	3,00	122,00	411,00	87,30	30,00	2,50	99,81
EF-02	52,17	15,17	8,81	0,16	8,80	8,77	0,85	2,21	1,01	0,16	35,00	2,00	222,00	268,00	231,30	20,90	1,60	99,77
EF-02	53,49	14,12	15,00	0,23	5,16	7,89	0,66	1,02	1,66	0,22	32,00	2,00	354,00	188,00	163,00	27,00	1,13	100,60
EF-02	53,54	13,30	15,61	0,21	3,82	6,79	0,41	1,45	1,77	0,30	31,00	2,00	364,00	282,00	181,00	28,00	2,86	100,10
CS-03	54,20	13,14	16,19	0,21	4,09	6,37	0,39	2,17	1,76	0,27	32,00	< 1	382,00	229,00	165,90	28,30	1,10	99,85
EF-02	54,78	12,75	15,12	0,20	3,88	6,65	0,42	1,52	1,67	0,25	30,00	2,00	364,00	232,00	194,00	27,00	1,18	98,43
CS-03	64,64	15,79	5,96	0,05	2,10	1,70	3,65	3,30	0,57	0,11	12,00	1,00	79,00	396,00	210,60	20,60	2,00	99,86
EF-02	65,22	15,12	6,69	0,08	2,42	2,98	2,91	2,46	0,70	0,18	14,00	2,00	112,00	655,00	338,90	21,70	1,00	99,80
CS-07	65,58	17,19	1,44	0,03	0,49	1,11	2,28	10,10	0,16	0,45	3,00	3,00	15,00	1960,00	325,80	21,00	0,90	99,72
EF-01	65,63	14,86	4,12	0,10	1,53	2,78	3,35	3,03	0,66	0,46	9,00	11,00	57,00	1516,00	680,00	28,00	2,42	98,98
AK-108	66,91	14,53	4,92	0,09	2,15	3,02	2,42	4,05	0,59	0,17	14,00	4,00	90,00	849,00	162,70	31,70	0,90	99,81
CS-06	66,99	14,64	6,18	0,07	2,50	2,47	2,95	2,39	0,63	0,18	14,00	2,00	93,00	693,00	228,20	25,60	0,80	99,81
EF-03B	67,39	14,19	3,53	0,05	1,42	2,36	2,91	3,76	0,50	0,20	9,00	6,00	52,00	866,00	262,00	23,00	1,42	97,74
EF-12	67,65	14,55	2,76	0,04	1,36	2,27	3,31	4,31	0,41	0,14	7,00	3,00	39,00	688,00	331,00	11,00	1,17	97,98
EF-09	67,76	14,98	3,23	0,03	1,24	3,39	3,57	1,91	0,66	0,16	4,00	2,00	39,00	845,00	453,00	5,00	1,15	98,07
AK-106	67,85	14,64	4,11	0,06	1,42	2,48	3,09	4,59	0,62	0,24	5,00	4,00	62,00	1120,00	395,70	14,10	0,60	99,75
CS-05	68,12	17,11	1,76	0,03	0,57	0,96	3,59	6,57	0,14	0,17	3,00	2,00	17,00	1604,00	260,90	5,70	0,70	99,76
EF-13	68,57	14,40	3,15	0,04	1,27	2,24	3,51	3,35	0,50	0,04	8,00	4,00	58,00	472,00	305,00	11,00	1,31	98,41
EF-03	68,64	13,99	5,38	0,10	2,01	3,42	2,23	1,86	0,67	0,11	17,00	3,00	87,00	510,00	186,00	26,00	1,32	99,71
EF-06	68,81	14,49	1,15	0,02	0,29	0,87	2,67	7,51	0,16	0,19	3,00	2,00	9,00	944,00	196,00	11,00	1,00	97,16
EF-04	69,18	14,15	3,12	0,04	0,82	2,64	2,45	4,48	0,50	0,15	7,00	4,00	46,00	1033,00	253,00	22,00	1,88	99,41
CS-07	69,53	14,89	3,20	0,03	1,14	1,84	3,59	4,21	0,37	0,17	7,00	3,00	38,00	573,00	226,20	12,50	0,90	99,86
CS-01	69,70	15,13	3,70	0,05	1,57	1,49	3,30	2,80	0,24	0,26	6,00	10,00	38,00	254,00	162,50	20,50	1,60	99,90
EF-01	70,07	14,81	3,07	0,03	0,87	2,07	2,89	4,77	0,58	0,18	5,00	2,00	41,00	1043,00	191,00	15,00	1,19	100,60
AK-104	70,24	15,07	2,28	0,03	0,66	2,12	3,30	5,25	0,37	0,16	2,00	4,00	32,00	639,00	317,10	7,10	0,40	99,84
EF-02	70,60	14,65	3,26	0,03	0,94	1,01	3,37	4,44	0,37	0,13	7,00	3,00	34,00	685,00	174,70	21,40	1,00	99,85
PSQ-003	71,00	14,96	2,48	0,03	0,66	2,18	3,48	4,03	0,32	0,17	5,00	4,00	31,00	875,00	246,60	13,50	0,50	99,82
EF-10	71,89	13,75	2,32	0,03	0,64	0,95	2,73	5,75	0,26	0,14	7,00	1,00	17,00	984,00	264,00	25,00	0,97	99,43
CS-02	72,68	13,64	2,69	0,04	1,11	0,97	2,64	4,52	0,25	0,20	5,00	2,00	26,00	658,00	117,40	15,60	1,10	99,87

(Continua...)

Tabela 2: Continuação.

Amostra	Zr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
EF-11	84,00	2,80	7,70	1,37	7,40	2,40	0,97	3,50	0,70	5,00	1,10	3,10	0,46	2,90	0,44	210,00
CS-04	156,70	22,00	48,40	6,14	26,10	5,26	1,31	5,46	0,89	5,14	1,04	3,10	0,45	3,00	0,46	170,00
EF-02	100,10	13,70	33,80	4,44	18,30	4,09	1,19	4,29	0,69	4,16	0,75	2,23	0,34	2,10	0,31	730,00
EF-02	139,00	14,00	32,50	4,62	18,50	4,80	1,64	5,30	0,90	5,60	1,10	3,00	0,43	2,60	0,36	70,00
EF-02	134,00	20,40	45,90	6,39	24,50	5,80	1,77	6,10	1,00	5,90	1,20	3,40	0,49	2,90	0,42	< 20
CS-03	137,10	17,70	40,40	5,49	23,00	5,48	1,60	5,71	0,92	5,11	0,98	2,85	0,41	2,55	0,38	< 20
EF-02	122,00	18,30	41,80	5,77	22,20	5,30	1,64	5,50	0,90	5,20	1,00	3,00	0,45	2,70	0,39	< 20
CS-03	167,30	29,50	64,20	7,64	29,60	5,81	0,98	4,88	0,75	3,75	0,67	1,89	0,28	1,79	0,26	190,00
EF-02	194,70	27,20	59,10	6,94	26,20	4,83	1,24	4,43	0,69	3,88	0,78	2,27	0,37	2,39	0,35	17,00
CS-07	60,70	12,70	28,80	3,52	14,50	3,53	1,28	3,67	0,67	3,75	0,71	1,94	0,29	1,68	0,22	20,00
EF-01	306,00	85,60	171,00	21,00	65,00	12,50	2,14	8,70	1,20	6,10	1,10	2,80	0,40	2,30	0,30	< 20
AK-108	184,80	42,10	89,90	10,43	39,90	7,48	1,18	6,33	1,00	5,65	1,05	3,12	0,46	2,96	0,43	60,00
CS-06	199,40	29,20	62,40	7,62	28,60	5,32	1,16	4,98	0,79	4,42	0,90	2,61	0,41	2,66	0,40	220,00
EF-03B	183,00	39,50	80,10	9,71	31,80	6,20	1,16	4,80	0,80	4,70	0,80	2,30	0,32	2,00	0,29	30,00
EF-12	164,00	62,80	116,00	14,60	46,30	8,00	1,23	5,20	0,60	2,90	0,50	1,10	0,14	0,70	0,09	40,00
EF-09	222,00	33,40	65,80	7,88	25,90	4,50	1,19	3,00	0,40	1,70	0,20	0,50	0,06	0,30	0,04	90,00
AK-106	204,70	74,60	143,70	14,53	49,00	6,39	1,39	4,07	0,56	2,72	0,45	1,25	0,19	1,16	0,18	60,00
CS-05	75,40	17,90	38,90	4,77	18,20	3,58	1,02	2,46	0,31	1,32	0,18	0,44	0,07	0,40	0,06	< 20
EF-13	175,00	70,20	141,00	17,00	52,90	10,10	1,29	7,10	0,80	3,40	0,50	1,10	0,12	0,60	0,08	50,00
EF-03	219,00	34,40	70,30	8,47	27,70	5,70	0,98	4,80	0,90	5,20	1,00	3,00	0,46	2,90	0,43	60,00
EF-06	82,00	22,50	45,40	5,45	17,70	3,50	1,08	2,80	0,50	2,70	0,50	1,20	0,17	1,00	0,14	< 20
EF-04	236,00	91,80	188,00	22,30	66,80	11,70	1,67	7,70	1,10	4,90	0,80	2,10	0,30	1,90	0,26	< 20
CS-07	138,70	33,20	69,70	7,95	29,10	5,32	0,85	3,95	0,59	2,79	0,44	1,05	0,13	0,76	0,11	40,00
CS-01	97,40	16,70	37,10	4,49	17,70	3,99	0,68	3,84	0,67	3,72	0,67	1,90	0,30	1,88	0,26	120,00
EF-01	369,00	107,00	216,00	25,00	70,60	11,90	1,34	6,90	0,80	3,70	0,60	1,40	0,19	1,10	0,15	20,00
AK-104	156,50	48,10	96,70	10,57	38,10	5,43	1,09	3,22	0,37	1,58	0,22	0,53	0,08	0,52	0,08	< 20
EF-02	177,60	32,10	70,50	8,30	30,70	5,96	0,94	4,80	0,75	4,08	0,75	1,98	0,30	1,82	0,26	60,00
PSQ-003	209,40	37,80	75,00	8,29	31,00	4,90	1,16	3,93	0,58	2,76	0,47	1,12	0,13	0,79	0,11	< 20
EF-10	203,00	55,20	121,00	15,80	54,60	11,80	1,15	10,00	1,50	6,80	1,00	2,30	0,33	2,10	0,30	< 20
CS-02	105,70	22,30	48,30	5,80	23,30	4,68	0,73	4,09	0,61	3,11	0,52	1,37	0,20	1,29	0,18	30,00

(Continua...)

Tabela 2: Continuação.

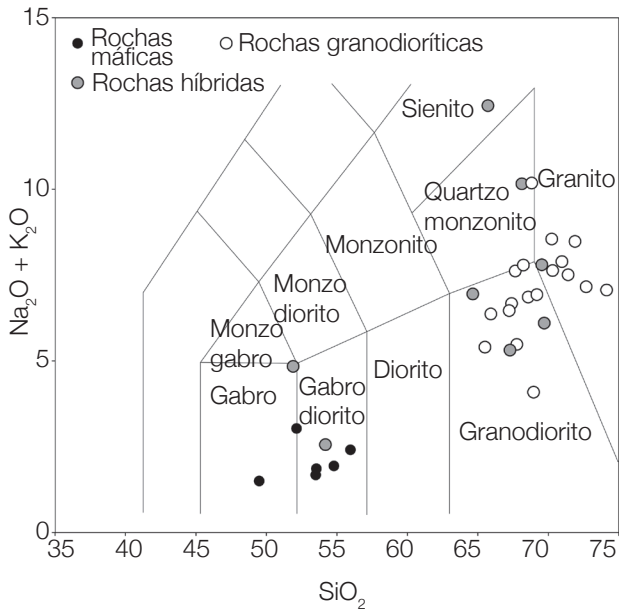
Amostra	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Nb	Mo	Ag	In	Sn	Sb
EF-11	47,0	90,0	< 10	90,0	16,0	1,0	< 5	29,0	3,0	< 2	4,8	< 0,2	9,0	2,2
CS-04	44,5	26,0	29,2	86,0	20,5	1,3	427,8	20,8	1,0	< 0,1	4,0			< 0,1
EF-02	34,2	81,0	16,2	33,0	16,4	1,1	106,9	7,9	0,5	< 0,1	7,0			< 0,1
EF-02	47,0	40,0	50,0	110,0	22,0	1,0	< 5	61,0	6,0	< 2	1,2	< 0,2	5,0	1,0
EF-02	67,0	< 20	40,0	90,0	25,0	3,0	< 5	111,0	6,0	< 2	< 0,5	< 0,2	3,0	4,0
CS-03	55,9	29,0	40,5	47,0	21,4	< 0,5	159,1	6,5	0,4	< 0,1	2,0			< 0,1
EF-02	66,0	< 20	30,0	70,0	23,0	3,0	< 5	115,0	6,0	< 2	< 0,5	< 0,2	3,0	4,6
CS-03	15,6	50,0	28,5	88,0	24,3	< 0,5	192,5	14,7	1,2	< 0,1	5,0			< 0,1
EF-02	16,7	36,0	30,0	83,0	17,5	< 0,5	145,3	8,0	0,6	< 0,1	3,0			< 0,1
CS-07	2,6	< 20	2,3	24,0	16,4	< 0,5	260,0	5,5	0,4	< 0,1	4,0			< 0,1
EF-01	12,0	< 20	60,0	200,0	27,0	3,0	19,0	228,0	20,0	< 2	< 0,5	< 0,2	11,0	5,5
AK-108	11,5	< 20	9,2	82,0	17,3	< 0,5	254,9	15,8	0,9	0,2	6,0			< 0,1
CS-06	15,9	39,0	12,6	73,0	17,9	< 0,5	164,6	8,4	0,7	< 0,1	5,0			< 0,1
EF-03B	8,0	< 20	< 10	60,0	20,0	2,0	< 5	179,0	11,0	< 2	1,4	< 0,2	8,0	1,5
EF-12	6,0	20,0	< 10	60,0	21,0	1,0	< 5	185,0	16,0	< 2	1,2	< 0,2	4,0	1,8
EF-09	14,0	160,0	< 10	< 30	17,0	< 1		< 5	98,0	10,0	< 2	< 0,5	< 0,2	1,1
AK-106	9,0	< 20	10,1	65,0	19,4	< 0,5	188,0	13,2	0,6	< 0,1	3,0			< 0,1
CS-05	3,3	< 20	9,6	25,0	14,4	< 0,5	158,7	2,7	0,6	< 0,1	5,0			< 0,1
EF-13	10,0	< 20	< 10	110,0	23,0	3,0	< 5	201,0	19,0	< 2	< 0,5	< 0,2	2,0	4,2
EF-03	14,0	< 20	< 10	70,0	18,0	2,0	< 5	163,0	11,0	< 2	1,3	< 0,2	7,0	1,7
EF-06	2,0	< 20	< 10	< 30	15,0	1,0	< 5	234,0	5,0	< 2	0,9	< 0,2	6,0	1,0
EF-04	6,0	< 20	< 10	50,0	18,0	1,0	< 5	140,0	9,0	< 2	1,3	< 0,2	6,0	1,5
CS-07	6,6	< 20	11,0	63,0	19,0	< 0,5	164,2	11,8	1,5	< 0,1	4,0			< 0,1
CS-01	9,3	36,0	20,5	53,0	21,0	< 0,5	163,2	11,9	0,6	< 0,1	4,0			< 0,1
EF-01	5,0	< 20	20,0	50,0	21,0	1,0	< 5	212,0	18,0	< 2	1,8	< 0,2	6,0	1,8
AK-104	3,3	< 20	4,0	52,0	21,9	< 0,5	189,0	10,5	0,7	< 0,1	3,0			< 0,1
EF-02	6,0	< 20	15,9	47,0	19,4	< 0,5	173,2	11,0	0,7	< 0,1	4,0			< 0,1
PSQ-003	4,3	< 20	4,2	44,0	17,1	< 0,5	139,1	8,7	0,6	< 0,1	3,0			< 0,1
EF-10	4,0	< 20	140,0	50,0	16,0	1,0	< 5	158,0	7,0	< 2	2,7	< 0,2	5,0	1,6
CS-02	5,1	< 20	4,3	52,0	17,0	< 0,5	166,2	6,8	0,4	< 0,1	4,0			< 0,1

(Continua...)

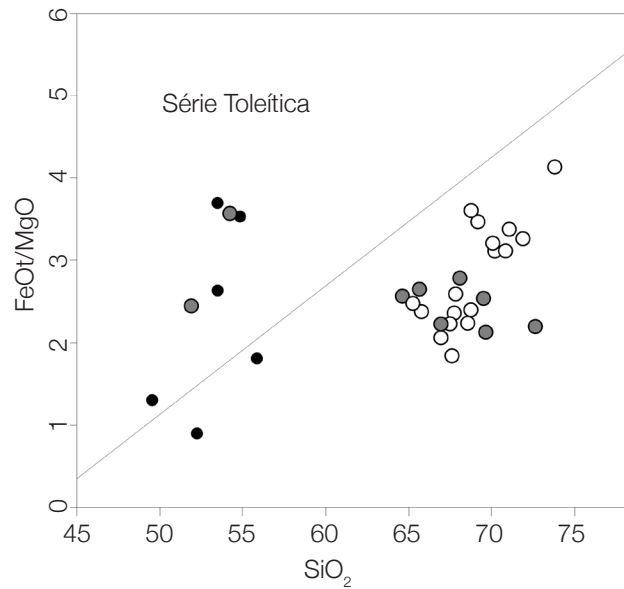
Tabela 2: Continuação.

Amostra	Cs	Hf	Ta	W	Ti	Pb	Bi	Th	U	Au	Cd	Hg	Se
EF-11	3,90	2,50	0,20	< 1	0,30	6,00	< 0,4	0,30	0,20				
CS-04	29,20	4,50	1,20	0,50	1,00	1,90	0,30	1,60	0,40	< 0,5	< 0,1	< 0,01	< 0,5
EF-02	20,00	3,00	0,60	< 0,5	0,40	4,50	0,10	3,90	2,20	2,50	< 0,1	< 0,01	< 0,5
EF-02	6,40	3,90	0,40	1,00	0,40	< 5	0,50	1,80	0,80				
EF-02	8,90	4,40	0,50	1,00	0,30	< 5	< 0,4	3,10	1,20				
CS-03	7,10	3,90	0,50	< 0,5	0,20	3,20	0,30	2,50	1,10	< 0,5	< 0,1	0,01	< 0,5
EF-02	7,20	3,70	0,50	< 1	0,10	< 5	< 0,4	2,70	1,00				
CS-03	10,00	5,20	1,60	1,10	0,70	3,00	0,40	8,40	4,80	< 0,5	< 0,1	< 0,01	< 0,5
EF-02	16,60	5,30	0,50	< 0,5	0,70	1,20	0,20	5,30	1,60	< 0,5	< 0,1	< 0,01	< 0,5
CS-07	3,30	2,00	0,60	< 0,5	0,20	12,30	< 0,1	4,00	2,10	< 0,5	< 0,1	< 0,01	< 0,5
EF-01	21,40	8,00	3,00	1,00	1,80	61,00	18,90	22,00	5,40				
AK-108	23,80	5,90	1,30	0,70	1,30	28,20	0,50	20,00	7,40	< 0,5	< 0,1	< 0,01	< 0,5
CS-06	15,60	5,70	0,50	0,50	0,70	1,20	0,30	6,20	2,30	< 0,5	< 0,1	< 0,01	< 0,5
EF-03B	10,80	5,40	1,40	< 1	1,30	22,00	< 0,4	13,90	6,20				
EF-12	6,40	4,70	1,00	< 1	1,50	26,00	< 0,4	21,80	1,80				
EF-09	7,00	6,10	0,50	< 1	0,30	< 5	< 0,4	10,00	1,50				
AK-106	8,80	5,80	0,70	< 0,5	0,40	7,90	0,10	19,00	3,30	< 0,5	< 0,1	< 0,01	< 0,5
CS-05	4,50	2,70	0,30	< 0,5	0,10	5,70	0,30	6,50	3,40	< 0,5	< 0,1	< 0,01	< 0,5
EF-13	9,90	5,60	1,10	< 1	1,70	140,00	0,70	44,70	4,50				
EF-03	16,50	6,30	1,00	< 1	1,40	10,00	< 0,4	11,40	4,30				
EF-06	2,80	2,60	0,60	< 1	1,20	25,00	< 0,4	7,40	2,20				
EF-04	5,20	6,70	0,60	< 1	1,10	23,00	0,80	30,00	3,40				
CS-07	7,70	4,50	0,90	0,60	0,50	5,80	0,10	13,90	3,70	< 0,5	< 0,1	< 0,01	< 0,5
CS-01	10,70	3,00	0,80	1,10	0,40	2,70	0,90	4,60	4,70	2,90	< 0,1	< 0,01	< 0,5
EF-01	9,70	10,00	0,70	< 1	1,60	16,00	< 0,4	43,00	2,40				
AK-104	3,60	4,90	0,80	< 0,5	0,20	7,70	< 0,1	18,90	3,50	0,60	< 0,1	< 0,01	< 0,5
EF-02	3,90	5,20	0,80	0,70	< 0,1	6,80	0,30	10,30	6,70	< 0,5	< 0,1	< 0,01	< 0,5
PSQ-003	4,80	5,50	0,70	< 0,5	0,20	5,00	< 0,1	10,90	3,10	0,80	< 0,1	< 0,01	< 0,5
EF-10	4,00	6,00	0,60	11,00	1,20	29,00	< 0,4	19,20	6,20				
CS-02	6,00	3,20	0,80	< 0,5	0,30	4,90	0,20	7,90	4,40	< 0,5	< 0,1	< 0,01	< 0,5

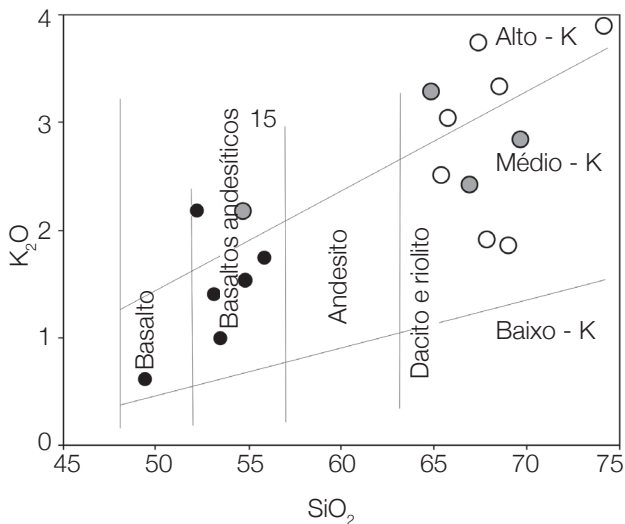




**Figura 5.** Amostras dos Granitoides Arroio Divisa e rochas máficas associadas no diagrama TAS (Middlemost, 1994).

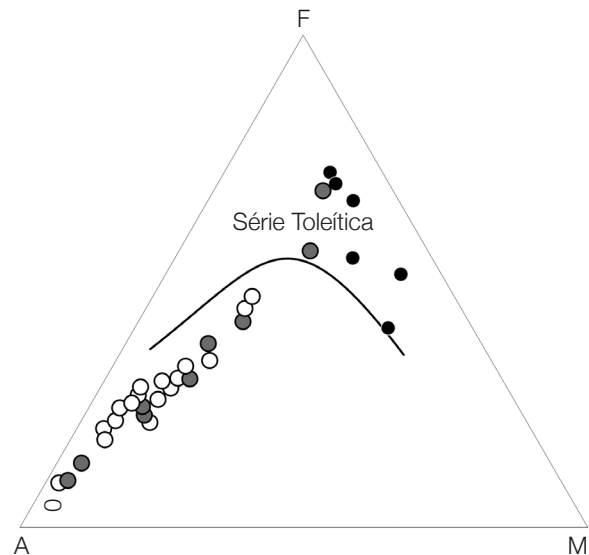


**Figura 7.** Amostras dos Granitoides Arroio Divisa (símbolos como na Figura 5) e rochas máficas associadas no diagrama  $FeO_T/MgO$  vs.  $SiO_2$  (Miyashiro, 1974). A linha que cruza o diagrama representa o limite dos campos típicos das rochas da série toleítica e das demais.

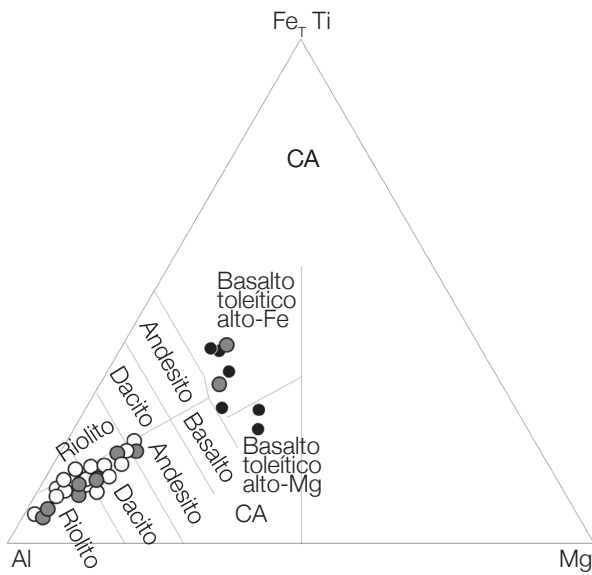


**Figura 6.** Amostras dos Granitoides Arroio Divisa (símbolos como na Figura 5) e rochas máficas associadas no diagrama discriminatório  $SiO_2$  vs.  $K_2O$ . Modificado de Le Maitre et al. (1989).

assemelham mais fortemente com OIB (Figura 16) e crosta inferior, mostrando padrões próximos da linha correspondente a unidade para grande parte dos elementos. Em relação aos padrões de OIB, os GAD mostram enriquecimento (cinco a dez vezes) de Cs, Rb, U, K, Th e empobrecimento (três vezes) de Nb, Ti, P e Sr. Com relação aos padrões da crosta inferior, as diferenças envolvem esses mesmos elementos mas são mais acentuadas. Consta-se também que



**Figura 8.** Amostras dos Granitoides Arroio Divisa (símbolos como na Figura 5) e rochas máficas associadas no diagrama discriminatório  $(Fe + Ti) - Al - MgO$ , modificado de Jensen (1976). As rochas máficas dos mostram afinidade toleítica, enquanto as demais situam-se no limite dos campos toleítico e cálcio-alcalino.

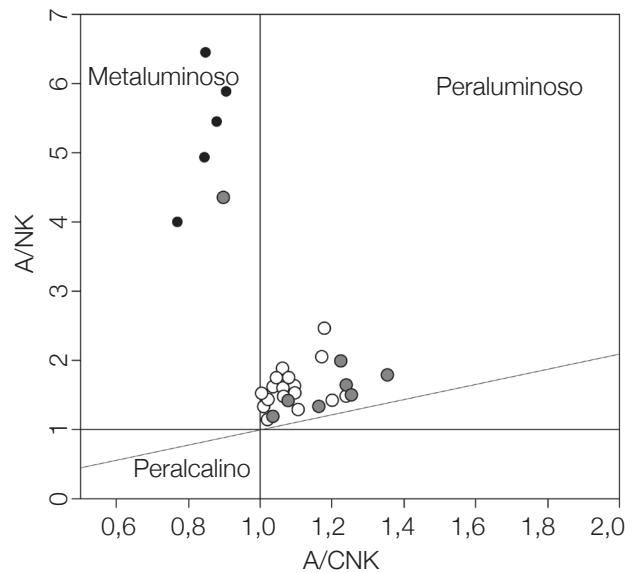


**Figura 9.** Amostras dos Granitoides Arroio Divisa (símbolos como na Figura 5) e rochas máficas associadas no diagrama discriminatório AFM modificado de Irvine e Baragar (1971). A figura mostra o *trend* das rochas dos Granitoides Arroio Divisa, com as rochas menos diferenciadas no campo toleítico e as demais no campo das rochas não toleíticas.

em relação à crosta inferior, os GAD mostram enriquecimento em Nb e Y (duas vezes). Ressalta-se ainda a semelhança dos padrões de elementos normalizados para os termos dioríticos, granodioríticos e graníticos dos GAD, mostrando-se todos aproximadamente paralelizados.

## PETROGÊNESE

Na maior parte dos sistemas magmáticos que incluem mistura, os magmas menos diferenciados não são introduzidos apenas no início da história plutônica, mas, geralmente são injetados em diferentes fases de cristalização do magma mais diferenciado e mais precoce. Diferentes tipos de interação sucessiva são verificadas, dependendo do grau de cristalinidade do magma mais diferenciado, durante o tempo de injeção do magma máfico (Barbarin, 1992). A ocorrência de rochas híbridas, enclaves isolados e diques sin-plutônicos na área de estudo é uma evidência de um sistema de mistura heterogênea de magmas, com diferentes viscosidades, temperaturas e composições. Os diferentes estágios de cristalização das rochas granodioríticas e graníticas geram diferenças de viscosidade que, no momento da interação entre os dois polos composicionais, são

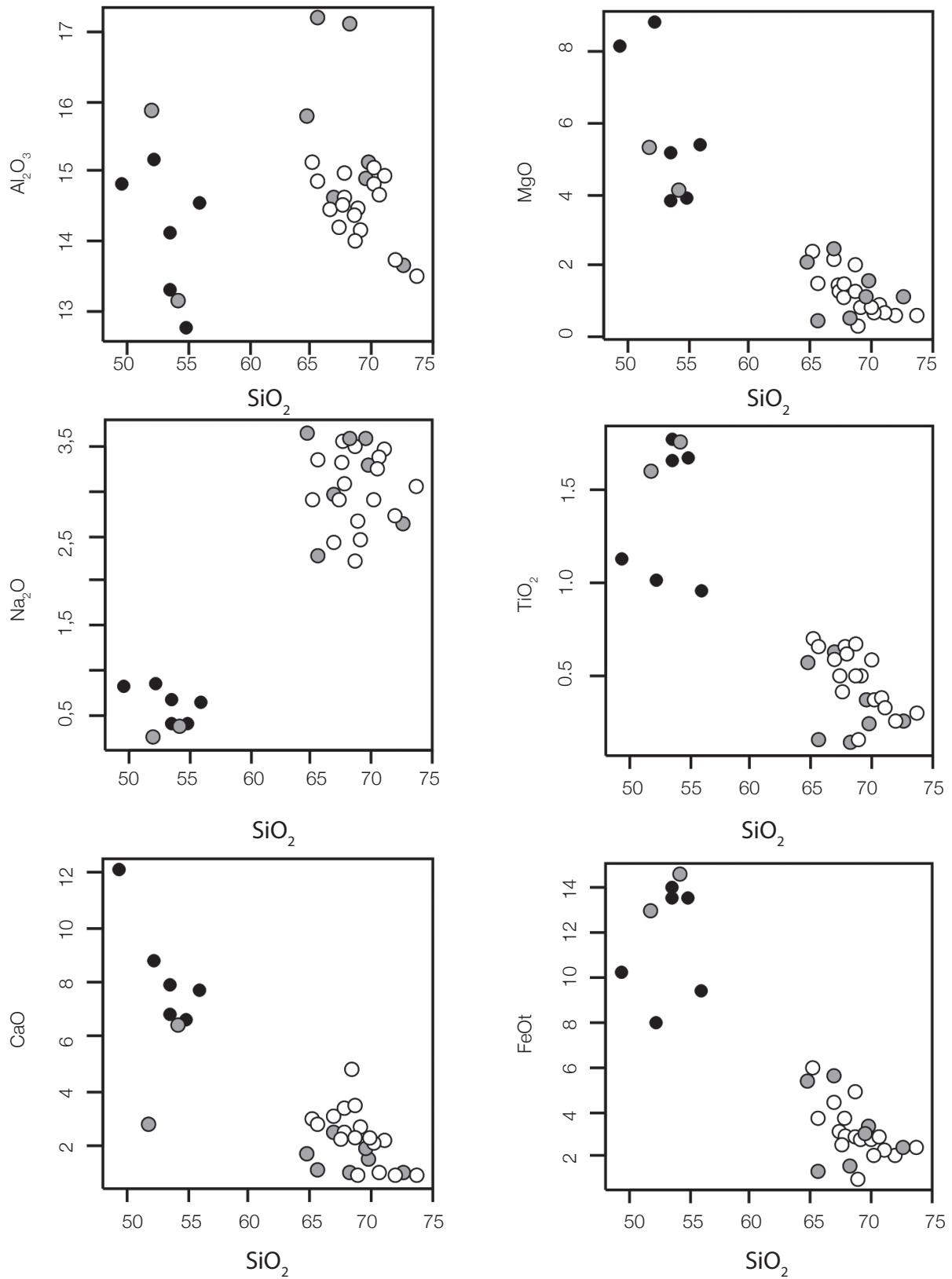


**Figura 10.** Diagrama de Shand modificado, com os Granitoides Arroio Divisa (símbolos como na Figura 5) e rochas máficas associadas, evidenciando o caráter peraluminoso dos termos granodioríticos e o metaluminoso das rochas máficas.

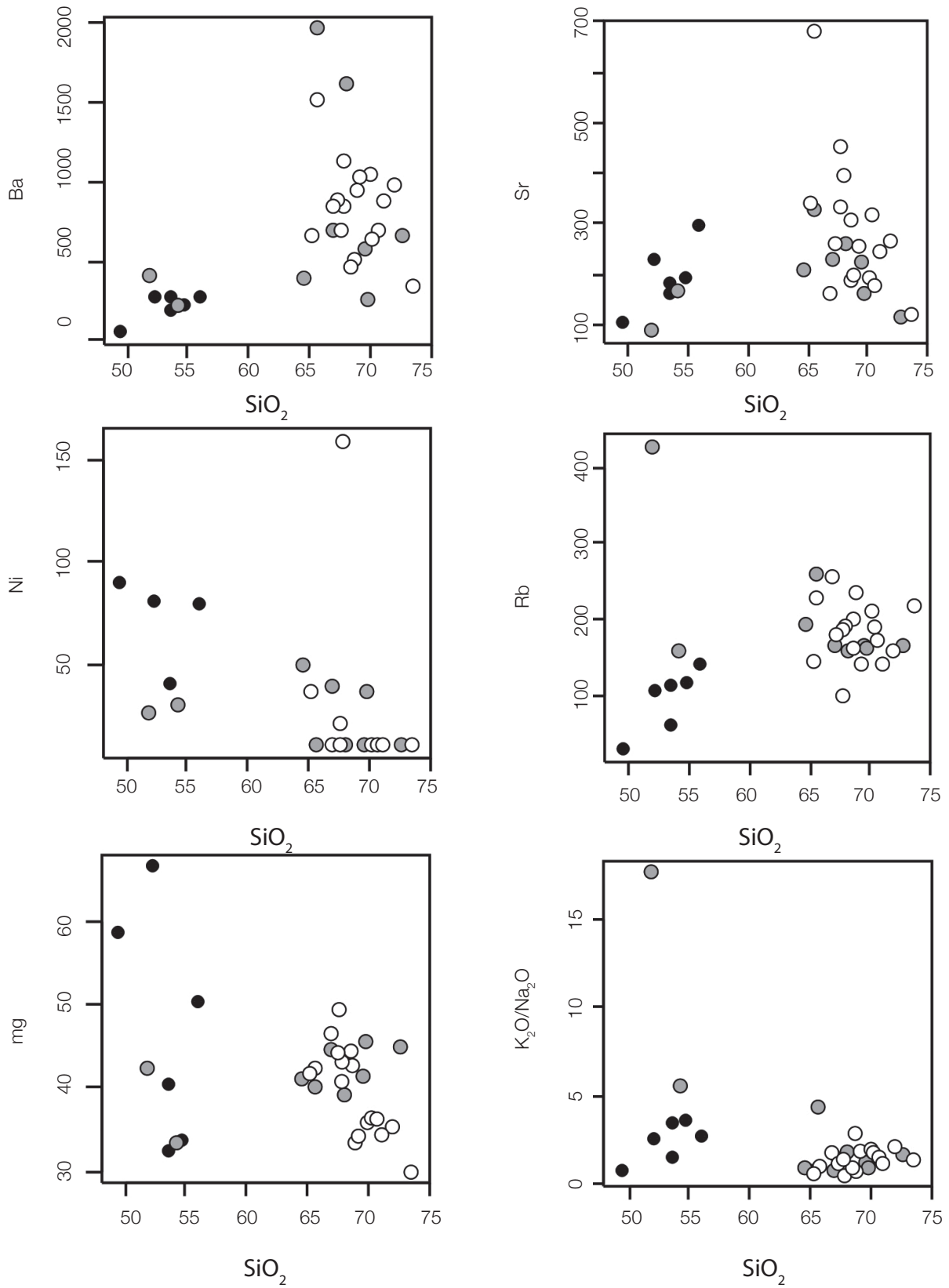
responsáveis pelas diferentes formas dos corpos máficos e pelas demais estruturas magmáticas observadas. A dinâmica envolvida no processo de mistura é controlada pela tectônica, que facilita o processo de hibridização, promovendo a homogeneização do sistema.

Como discutido por Barbarin (2005), rochas de composição granítica podem representar misturas de dois componentes — máfico e félsico — mascarados pelo processo de hibridização. Schneider (2010) propõe a ocorrência de ao menos dois pulsos distintos de magmas dioríticos, o primeiro misturando-se homogeneamente com magmas graníticos e granodioríticos e gerando rochas híbridas félsicas. Um segundo pulso formaria misturas heterogêneas com o sistema magmático localizadamente hibridizado, já em estado mais avançado de cristalização. Da mesma forma, as rochas máficas do GAD apresentam algumas características geoquímicas, como os teores elevados ou muito variados de Rb,  $K_2O$ , ( $Na_2O + K_2O$ ) e os conteúdos moderados de ETR, que sugerem contaminação por materiais crustais, provavelmente durante a ascensão dos magmas.

As rochas granodioríticas possuem características geoquímicas compatíveis com as das rochas máficas, mostrando, no entanto, aumento da peraluminosidade, redução relativa dos teores de álcalis, e padrões de ETR mais

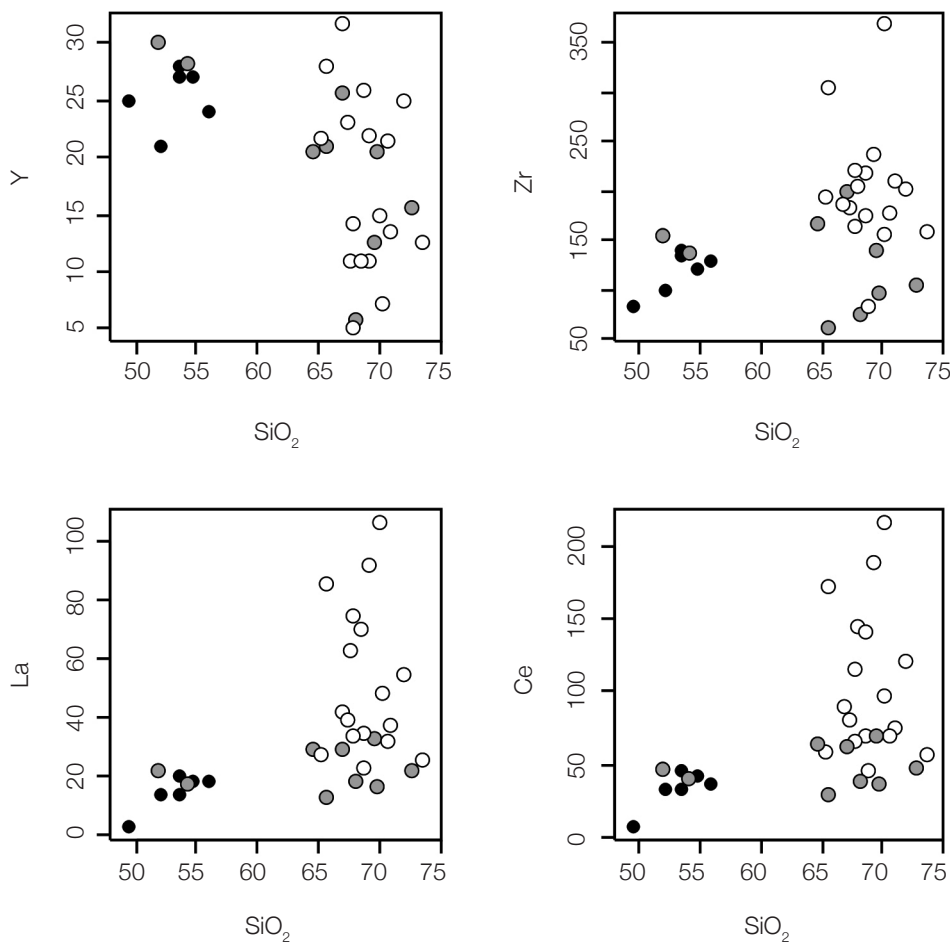


**Figura 11.** Amostras dos Granitoides Arroio Divisa (símbolos como na Figura 5) e rochas máficas associadas nos diagramas binários (Harker) mostrando o comportamento dos elementos maiores em função de SiO<sub>2</sub>.



**Figura 12.** Amostras dos Granitoides Arroio Divisa (símbolos como na Figura 5) e rochas máficas associadas em diagramas binários (Harker) em função de SiO<sub>2</sub>.





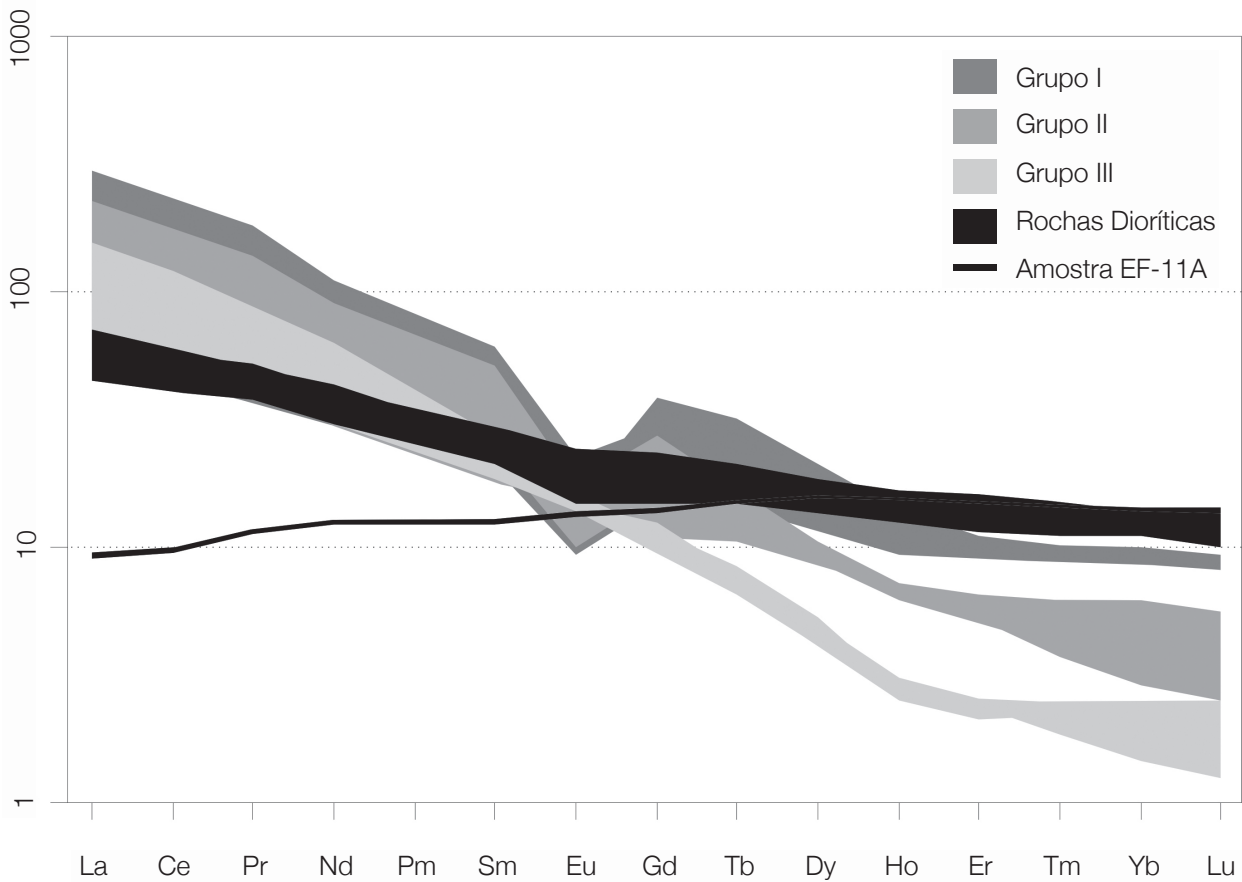
**Figura 13.** Amostras dos Granitoides Arroio Divisa (símbolos como na Figura 5) e rochas máficas associadas em diagramas binários (Harker) mostrando o comportamento de elementos traço em função de  $\text{SiO}_2$ .

fracionados, feições que podem indicar a contaminação dos magmas parentais por fusões crustais. A dispersão dos teores de vários elementos como o K, nas rochas granodioríticas e graníticas, pode ser interpretada como decorrente desta contaminação e hibridização. Da mesma forma, o caráter cálcio-alcalino mostrado em vários diagramas é interpretado como decorrente da contaminação crustal que mascara o caráter toleítico médio a alto-K dos magmas parentais. O grupo III de granitoides, ilustrado na Figura 14, pode representar rochas de derivação crustal, sendo os demais produtos híbridos.

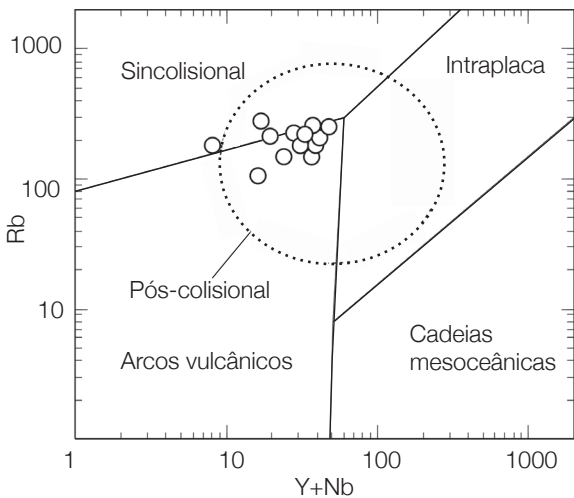
### Origem e evolução dos Granitoides Arroio Divisa

As rochas do GAD utilizadas na comparação com os basaltos OIB são mais diferenciadas; assim, parte do enriquecimento em elementos incompatíveis é facilmente compreendido. Já o empobrecimento em Nb, Ti, P e Sr sugere contaminação crustal dos magmas dioríticos ou de seus parentais.

A fonte dos OIB tem características composicionais e isotópicas relacionadas à reciclagem de crosta oceânica antiga e assimilação de sedimentos terrígenos e pelágicos (Pilet et al., 2005). De acordo com Wilson (1993) e Condie (2005), entre outros autores, as fontes dos OIB representam misturas de três componentes principais: (i) manto enriquecido com contribuição de sedimentos pelágicos ou litosfera subcontinental (EM1); (ii) manto enriquecido com contribuição de sedimentos continentais subductados (EM2); (iii) manto enriquecido com contribuição de crosta oceânica reciclada (HIMU). Workman et al. (2004) sugerem que as fontes EM2 representam contribuição de litosfera oceânica parcialmente fundida e reciclada. Portanto, as fontes OIB do magmatismo básico-intermediário que gerou os GAD, são porções do manto afetadas por uma subducção mais antiga, o que é coerente com os modelos geotectônicos que propõem a existência de subducção de crosta oceânica nesta região, por volta de 700 – 800 Ma (Babinski, 1996; Kraemer, 1995; Fragozo Cesar, 1991; Silva et al., 1999; Bitencourt,



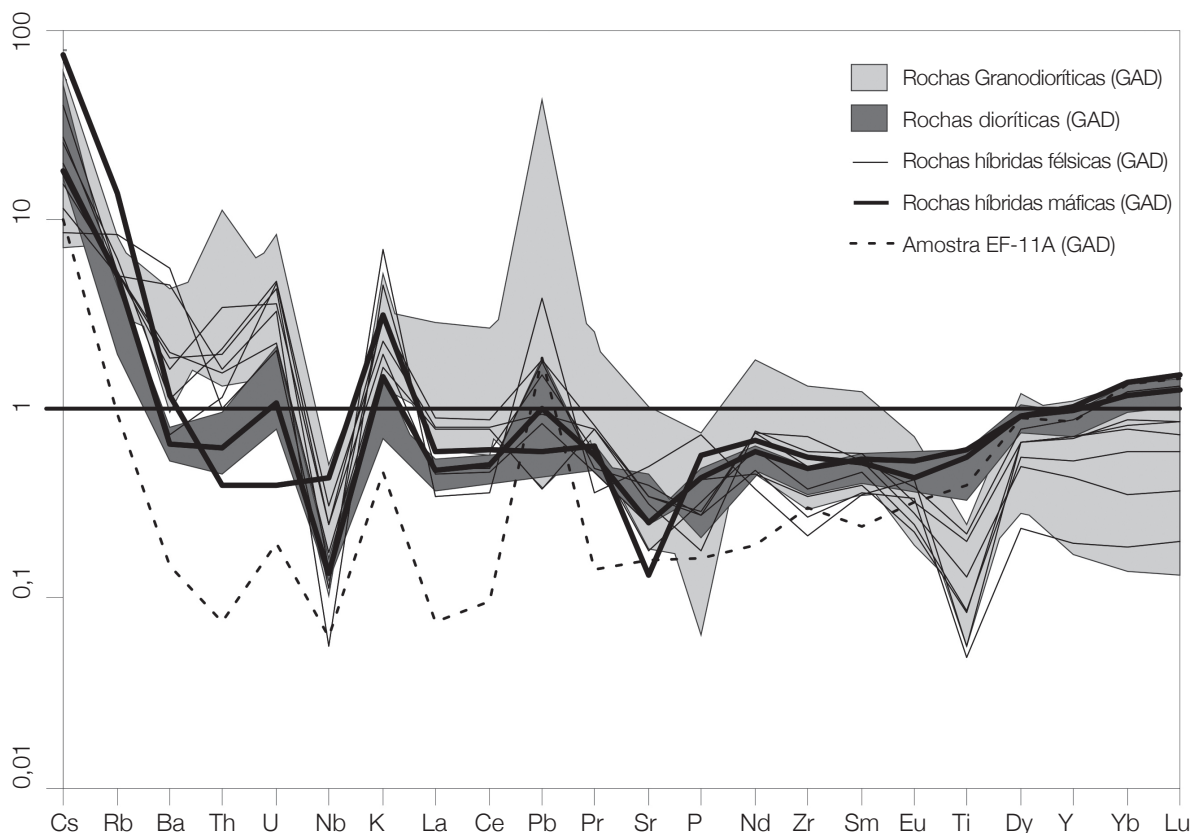
**Figura 14.** Padrão de elementos terras raras normalizados pelos valores condrícticos (Boynton, 1984). Os tons de cinza representam os três grupos das rochas félsicas, em preto as rochas máficas e a linha preta representa a amostra menos diferenciada entre os enclaves máficos.



**Figura 15.** Diagrama discriminante de ambientes geotectônicos Rb x (Y+Nb) de Pearce, Harris e Tindle (1984).

Nardi, 2000; Philipp et al., 2002). Wildner, Nardi e Lima (1999) e Nardi e Lima (2000) identificaram a participação de fontes do tipo OIB – EM1 no magmatismo neoproterozoico do extremo sul do Brasil.

Os teores baixos de ETR pesados, observados principalmente no grupo III das rochas félsicas, com o fracionamento de ETR mais forte, podem indicar presença de granada nos resíduos das fusões crustais. A granada no resíduo da fusão parcial causaria este forte empobrecimento em ETRP devido aos elevados coeficientes de partição que possui para estes elementos (Henderson, 1984). Gnaisses paleoproterozoicos descritos por Gregory (2009) nesta região representam potenciais protólitos. A tendência de empobrecimento dos ETR dos grupos de granitoides ilustrados nos diagramas da Figura 14 pode refletir diferentes graus de hibridização entre um magma básico e uma fusão crustal, que pode estar representada pelos granitoides do grupo III.



**Figura 16.** Spidergram de elementos traços normalizados para ocean island basalts, modificado de Sun e McDonough (1989).

O caráter co-magmático dos granitoides com as rochas dioríticas, excluindo o grupo III, é sugerido pelos padrões ilustrados no diagrama ternário AFM e de Jensen (1976) (Figuras 8 e 9) e pelo paralelismo e coerência dos padrões das rochas dioríticas e granitoides (grupos I e II) nos diagramas multielementares (*spidergrams*) e de ETR. Os diagramas binários mostram padrões que sugerem a evolução a partir de um mesmo magma, mesmo que envolvendo forte contaminação por fusões crustais, como verificado também na Suíte Paulo Lopes em Santa Catarina (Florisbal et al., 2009), correlacionável aos GAD (Fontana et al., 2010).

Contatos interdigitados e lobados constituem a principal relação entre os dois tipos litológicos dominantes no GAD, dioríticos e granodioríticos/graniticos. Nas rochas félsicas, as evidências de hibridização são a elevada quantidade de minerais máficos em porções localizadas. Nas rochas máficas, o aumento da quantidade de biotita é a principal evidência da hibridização. Foram identificados dois tipos de processo de hibridização: (i) um homogêneo, que representa a mistura dos magmas

máficos com magmas graníticos, e provavelmente, fusões crustais, gerando a o maior volume de granitoides; (ii) o outro grupo representa um pulso de magma máfico mais tardio, e forma os enclaves máficos e diques sin-plutônicos.

As principais características geoquímica indicativas de contaminação por materiais crustais são: o aumento da peraluminosidade, aparente caráter cálcio-alcálico nos diagramas de Jensen (1976) e no diagrama ternário AFM, grande variação nos conteúdos de  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$  e das razões  $FeO_T/MgO$  das rochas granitoides.

O geotermômetro desenvolvido por Watson e Harrison (1983), fundamentado no conteúdo de Zr da rocha e em sua composição química global, foi utilizado para os granodioritos e granitos. As temperaturas de saturação do zircão variam de 790 até 840°C, sendo as temperaturas máximas observadas nas amostras de rocha mais diferenciadas. Isto é interpretado como decorrente da saturação mais precoce em zircão dos magmas mais diferenciados. As rochas graníticas enquadram-se nos denominados ‘hot granites’, definidos por Miller, McDowell e Mapes

(2003) como sendo cristalizados a partir de magmas com temperaturas superiores a 800°C. Conforme discutido por aqueles autores, temperaturas desta ordem exigem a participação de magmas básicos aportando calor no caso dos granitoides representarem fusões crustais. Alternativamente, seriam esperadas em magmas derivados por diferenciação de composições mais básicas de origem mantélica.

### **Afinidade geoquímica dos magmas parentais do Granitoide Arroio Divisa**

A afinidade toleítica média a alto-K dos magmas máficos é claramente demonstrada nos diagrama AFM (Figura 8), pelas razões  $FeO_T/MgO$ , no diagrama de Jensen (1976) (Figura 9) e pelos teores de  $Al_2O_3$  mais baixos que os característicos das rochas de afinidade alcalina.

O enriquecimento em K, levando à sua caracterização como médio a alto-K, é comum em magmatismo toleítico continental, mesmo em ambientes cratônicos. Os termos félsicos do GAD, em sua maior parte, possuem padrões de elementos traços coerentes com o dos magmas dioríticos, como é ilustrado pelo diagrama multielementar (Figura 16) e pelos padrões de ETR (Figura 14), sugerindo assim sua vinculação genética. A contemporaneidade dos granitoides e das rochas dioríticas, indicada pelas relações de campo, estruturais e estratigráficas, também aponta para a possibilidade de tratar-se de uma mesma associação petrológica. Assumindo-se, portanto, que as rochas máficas e félsicas do GAD resultam da evolução dos magmas dioríticos, por processos envolvendo fracionamento mineral e contaminação ou assimilação crustal, os GAD são considerados de afinidade toleítica médio a alto-K. Associações pós-colisionais neoproterozoicas com composições semelhantes e com a mesma afinidade toleítica médio a alto-K foram reconhecidas por Bitencourt e Nardi (1993) e Florisbal et al. (2005, 2009).

Os GAD podem ser enquadrados no estágio pós-colisional do Ciclo Brasileiro/Pan-africano, tendo idades compatíveis com o período imediatamente posterior à colisão principal, com idade suposta de 640 – 650 Ma (Bitencourt e Nardi, 2000). Possuem caráter sintectônico com o estágio precoce do CCSb e estratigraficamente sucedem o GCS, que tem idade de 630 Ma (Knijnik et al., 2010) e são intrudidos por granitoides mais diferenciados de afinidade geoquímica similar, que compreendem a unidade Sanga do Areal. São correlacionáveis à Suíte Paulo Lopes de mesma afinidade geoquímica, pós-colisional e de idade semelhante (Florisbal et al., 2005, 2009). Da mesma forma, nos diagramas geoquímicos, é verificado o posicionamento das amostras nos

campos representativos das rochas de ambientes geotectônicos pós-colisionais.

### **Modelo petrogenético**

Como proposto por Schneider (2010), o modelo evolutivo para os processos envolvendo hibridização e mistura heterogênea prediz a existência de um magma inicial de composição diorítica ou basáltica e seus produtos mais diferenciados, misturando-se mutuamente, e com magmas graníticos predominantemente crustais; assim produzindo as rochas do GAD. Durante a cristalização sintectônica dos granitoides ocorre uma nova injeção de magma máfico que desenvolve estruturas de mistura heterogênea: os enclaves máficos microgranulares, corpos tabulares e misturas homogêneas localizadas, constituindo tipos híbridos. Fusões crustais seriam gradativamente adicionadas ao sistema, formando os granitoides do grupo III, fortemente empobrecido em ETRP e sem anomalia de Eu. No estágio final da cristalização deste sistema, o conjunto litológico é infiltrado pelos líquidos finais do sistema, constituindo veios leucocráticos que cortam os corpos máficos.

Este modelo tem como decorrência que as rochas dioríticas do GAD não representam exatamente o magma parental dos granitoides dos grupos I e II, mas, um pulso magmático posterior, como indicado pelas relações estruturais, provavelmente da mesma fonte, em condições tectônicas semelhantes e praticamente contemporâneo. Justifica-se assim que, na discussão geoquímica, as rochas dioríticas sejam tratadas como representando o magma parental do GAD.

A amostra EF-11, apesar de única, sugere a existência de magma básico, proveniente de fonte sem contaminação crustal significativa (MORB) e contemporâneo com o GAD. Seus padrões empobrecidos em LILE e ETRL em comparação com as rochas máficas do GAD sugerem sua proveniência de fonte mantélica não afetada pela subducção prévia. Não deve ser descartada, no entanto, a possibilidade de esta amostra representar o magma parental dos dioritos, desprovido da intensa assimilação de materiais crustais que seria causadora do enriquecimento em ETRL e LILE observado nas rochas dioríticas do GAD.

### **CONCLUSÕES**

Os GAD são predominantemente granodioritos e possuem relações de mistura homogênea e heterogênea com magmas máficos que são indicativas de sua contemporaneidade. A verificação de diferentes tipos de



mistura sugere que a participação do componente máfico foi importante e contínua durante todo o processo de cristalização e posicionamento dos GAD. A maior parte dos granodioritos e rochas dioríticas do GAD apresenta evidências geoquímicas sugestivas de seu caráter co-magmático.

Os GAD são sintectônicos com o CCSb e estão posicionados em zonas de cisalhamento sinistrais em contexto transpressivo, o que indica a compatibilidade com ambientes geotectônicos pós-colisionais. Os GAD são constituídos por rochas metaluminosas a peraluminosas de afinidade toleítica, médio a alto-K, mostrando nas rochas granodioríticas evidências de contaminação crustal dos magmas parentais. O grupo de rochas granodioríticas mais empobrecido em ETRP apresenta características geoquímicas que sugerem origem por fusão parcial de gnaisses com granada, e pode representar o contaminante crustal do GAD. Os teores e padrões normalizados dos elementos traços, particularmente nas rochas dioríticas, indicam fontes relacionadas com subducção prévia em ambientes de arco magmático continental maduro ou pós-colisional.

A similaridade composicional, estrutural e geoquímica do GAD com a Suíte Paulo Lopes remete ao modelo de Florisbal et al. (2005, 2009), posicionando essas unidades em um contexto pós-colisional. A afinidade toleítica médio a alto-K dos GAD, embora de difícil reconhecimento nos termos fêlsicos devido à contaminação por materiais de origem crustal, caracteriza o magmatismo pós-colisional precoce no sul do Brasil.

## AGRADECIMENTOS

Os autores são gratos aos revisores Drs. Valdecir Janasi e Silvio Vlach que muito contribuíram para o melhoramento do manuscrito. Este trabalho foi financiado pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), programas PRONEX e Universal.

## REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., 1977. Campina Grande. *Atas...* Campina Grande, SBG, p. 363-391.
- BABINSKI, M.; CHEMALE JR., F.; HARTMANN, L. A.; VAN SCHMUS, R.; SILVA, L. C. Juvenile accretion at 750-700 Ma in Southern Brazil. *Geology*, v. 24, p. 439-442, 1996.
- BARBARIN, B. Les granites crustaux hercyniens d'Europe Occidentale. Comparaison avec les granites S du Lachlan Fold Belt, Australie. Dualité d'origine. *Compte Rendue de l'Académie des Sciences*, v. 314, 595-601, 1992.
- BARBARIN, B. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholiths, California: nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos*, v. 80, p. 155-177, 2005.
- BITENCOURT, M. F.; NARDI L.V. S. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, p.184-187, 2000.
- BITENCOURT, M. F.; NARDI, L. V. S. Late to Post-collisional Brasileiro granitic magmatism in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciência*, v. 65, suppl. 1, p. 3-16, 1993.
- BOYNTON, W. V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: HENDERSON, P. *Rare earth element geochemistry*, Amsterdam: Elsevier, 1984, p. 63-114. (Developments in geochemistry, 2).
- CENTENO, A. P. *Geologia dos granitóides Sanga do Areal, intrusivos no Complexo Arroio dos Ratos, na região de Quitéria – Serra do Erval, RS*. Porto Alegre, RS. 2008. 45 p. Monografia (Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- CHEMALE JR., F. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: HOLZ, M.; DE ROS, L. F. *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: CIGO-UFRGS, p.13-52, 2000.
- CONDIE, K. C. TTGs and adakites: are they both slab melts? *Lithos*, v. 80, p. 33-44, 2005.
- FERNANDES, L. A. D.; TOMMASI, A.; PORCHER, C. C. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 5, p.77-96, 1992.
- FERNANDES, L. A. D.; TOMMASI, A.; PORCHER, C. C.; VIEIRA JR., N.; MARQUES-TOIGO, M.; GUERRA-SOMMER, M.; PICCOLI, A. E. Mapa geológico de parte das folhas de Quitéria e Várzea do Capivarita - RS, Quitéria, folha SH 22-Y-B-I-4, estado do Rio Grande do Sul, Várzea do Capivarita, folha SH

- 22-Y-B-I-3, estado do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, estado do Rio Grande do Sul: 1988.1 mapa, preto e branco. Escala 1:50.000.
- FIGUEIREDO, M. C. H.; CESAR, A. R. S.; KRONBERG, B. I. Litogeoquímica das principais unidades do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990. Natal. *Anais...*, Natal: SBG, 1990, v. 4, p. 1623-1738.
- FLETCHER, I. R.; SANTOS, J. O. S.; VASCONCELLOS, M.A.Z. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Science*, v. 47, n. 5, p. 829-844, 2000.
- FLORISBAL, L. M., NARDI, L. V. S; BITENCOURT, M. F.; BETIOLLO, L. M. As rochas máficas da suíte pós-colisional Paulo Lopes: magmatismo básico e granítico cogenéticos de afinidade toleítica no sul do Brasil. *Pesquisas em Geociências*, v. 32, n. 2, p. 69-80, 2005.
- FLORISBAL, L. M.; BITENCOURT, M. D. F.; NARDI, L. V. S.; CONCEIÇÃO, R. V. Early post-collisional granitic and coeval mafic magmatism of medium- to high-K tholeiitic affinity within the neoproterozoic southern brazilian shear belt. *Precambrian Research*, v. 175, n. 1-4, p. 135-148, 2009.
- FONTANA, E. *Granitóides Arroio Divisa: considerações estratigráficas e petrogenéticas*. Porto Alegre, RS. 2008. 63p. Monografia (Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- FONTANA, E. ; NARDI, L. V. S. ; BITENCOURT, M. F. Afinidade toleítica médio a alto-k das rochas dioríticas e granodioríticas sintranscorrentes do cinturão de cisalhamento sul-brasileiro na região de Quitéria, Rio Grande do Sul. In: XII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 2009, OURO PRETO-MG. Geoquímica: do átomo ao planeta - Programa oficial.
- FONTANA, E.; NARDI, L. V. S.; BITENCOURT, M. F.; FLORISBAL, L. M. Afinidade toleítica das rochas neoproterozóicas máficas e félsicas pós-colisionais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45., 2010. Belém. *Anais...* Belém: SBG, 2010, v. 1. p. PAP226.
- FRAGOSO CESAR A. R. S. *Tectônica de placas no Ciclo Brasileiro: as orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. São Paulo. 1991. 362 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- FRANTZ, J. C.; MCNAUGHTON, N. J.; MARQUES, J. C.; HARTMANN, L. A.; BOTELHO, N. F.; 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 Short Papers. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., 2003. Salvador. *Anais...* Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 2003, p. 174-177.
- GREGORY, T. R. *Caracterização estrutural e petrológica de metatonalitos e metadioritos do Complexo Arroio dos Ratos na sua seção-tipo, região de Quitéria, RS*. Porto Alegre, 2009. 65p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- GREGORY, T. R. *Caracterização estrutural e petrológica do magmatismo precoce do Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos*. Porto Alegre. 2007. 70p. Monografia (Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- HALLINAN, S. E.; MANTOVANI, M. S. M.; SHUKOWSKI, W.; BRAGGION JR., I. Estrutura do Escudo Sul-brasileiro: uma revisão através de dados gravimétricos e magnetométricos. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 23, p. 201-214, 1993.
- HARTMANN, L. A.; LEITE, J. A. D.; DA SILVA, L. C.; REMUS, M. V. D.; MCNAUGHTON, N. J.; GROVES, D.I.; HENDERSON, P. *Rare Earth Elements Geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, 1984.
- IRVINE, T. N.; BARAGAR, W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 523-548, 1971.
- JENSEN, L. S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. *Canadian Geological Survey, Miscellaneous Paper 66*, 1976.
- KNIJNIK, D. B. *Posicionamento estrutural, caracterização petrográfica e geoquímica do Granodiorito Cruzeiro do Sul e rochas máficas associadas, região de Quitéria, RS*. Porto Alegre, 2008. 64p. Monografia (Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- KNIJNIK, D. B.; BITENCOURT, M. F.; NARDI, L.V. S.; FONTANA, E.; CENTENO, A. P. Caracterização petrológica e estrutural do Granodiorito Cruzeiro do Sul Porção Leste do Escudo Sul-Rio-Grandense-Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44., 2008., Curitiba. *Anais...* Curitiba: CHARMA, 2008. v. 1. p. 516.
- 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: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 7., 2010. Brasília. *Anais...* Brasília: UnB, 2010. p. 44-47.
- KOESTER, E.; ROISENBERG, A.; FERNANDES, L. A. D.; SOLIANI JR., ENIO; NARDI, L. V. S.; KRAEMER, G. Petrologia dos granitoides sintectônicos a Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, Encruzilhada do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 31, n. 2, p. 131-140, 2001.
- KRAEMER, G. *Evolução Magmática e Tectônica da Suíte Ortometamórfica Imbicuí, Região de Lavras do sul (RS)*. Porto Alegre. 99 p. 1995. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- LE MAITRE, R.W. (editor). *A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Oxford: Blackwell Scientific Publication, 1989. 193 p.
- LE MAITRE, R.W.; STRECKEISEN, A.; ZANETTIN, B.; LE BAS, M. J.; BONIN, B.; BATEMAN, P. (editors). *Igneous rocks: a classification and glossary of terms: of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge: Cambridge University Press, 2002. 193 p.
- MIDDLEMOST, E. A. K. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Review*, v. 37, p. 215-224, 1994.
- MILLER, C. F.; MCDOWELL, S. M.; MAPES, E. W. Hot and cold granites? Implications for zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology*, v. 31, n. 6, p. 529-532, 2003.
- MIYASHIRO, A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, v. 274, p. 321-355, 1974.
- NARDI, L. V. S.; BITENCOURT, M. F. Magmatismo granítico e evolução crustal do sul do Brasil. In: *50 Anos de Geologia*, IGEO-UFRGS. Porto Alegre, 2007, p. 125-141.
- NARDI, L. V. S.; LIMA, E. F. Hybridisation of mafic microgranular enclaves in the Lavras Granite Complex, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Science*, v. 13, p. 67-78, 2000.
- PEARCE, J. A.; HARRIS, N. W.; TINDLE, A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, v. 25, p. 956-983, 1984.
- PHILIPP, R. P. *Geologia e petroquímica dos granitoides da região de Monte Bonito, Pelotas, RS*. Porto Alegre, 1990. 231p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- PHILIPP, R. P.; MACHADO, R. Estratigrafia e significado tectônico das suítes graníticas do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 31, p. 257-266, 2001.
- 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 da geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 32, p. 277-290, 2002.
- PHILIPP, R. P.; NARDI, L. V. S.; MACHADO, R. O Magmatismo Granítico Neoproterozóico tardi a pós-colisional da região de Porto Alegre, RS. In: Contribuição ao estudo dos granitos e rochas correlatas. *SBG, Núcleo Bahia-Sergipe*, Pub. Esp., 5, p. 129-152, 1998.
- PILET, S.; HERNANDEZ, J.; SYLVESTER, P.; POUJOL, M. The metasomatic alternative for ocean island basalt chemical heterogeneity. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 236, n 1-2, p. 148-166, 2005.
- SCHNEIDER, C. L. *Processos de hibridização de rochas máficas e félsicas nos Granitoides Arroio Divisa, Quitéria, RS*. Porto Alegre, 2010. 58 p. Monografia (Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- SHAND, S. J. Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite. New York: John Wiley & Sons, 1943.
- SHUKOWSKY, W.; MANTOVANI, M. S. M. Estruturação dos terrenos Pré-Cambrianos da região sul do Brasil e oeste do Uruguai: um estudo por modelamento gravimétrico. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 19, p. 275-287, 1991.
- SILVA, L. C.; HARTMANN, L. A.; MCNAUGHTPN, N. J.; FLETCHER, I. R. SHRIMP U/Pb zircon timing of Neoproterozoic granitic magmatism and deformation in the Pelotas Batholith in Southernmost Brazil. *International Geology Review*, v. 41, p. 531-551, 1999.
- STRECKEISEN, A. L. To each plutonic rock, its proper name. *Earth Science Review*, v. 12, p. 1-33, 1976.
- SUN, S. S.; MCDONOUGH, W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: SOUNDERS, A.D.; NORRY, M.J. (editors). Magmatism in the ocean basins. *Geological Society London*, special publication, v. 42, p. 313-345, 1989.
- UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL (UFRGS). Mapeamento Geológico de parte das folhas Quitéria SH22-Y-B-I-4 (MI2985/4) e Serra do Eral - SH 22-Y-B-II-3 (MI2986/3), RS. Porto Alegre. 2007 1 vol., 2 mapas, color., escala: 1:25 000.
- UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL (UFRGS). Projeto: Quitéria – Serra do Eral: Geologia da Faixa III. Porto Alegre. 110 p. Trabalho de Graduação em Geologia. RS, Porto Alegre: 1978. 1 mapa, color., escala: 1:25.000.
- WATSON, E. B.; HARRISON, T. M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 64, p. 295-304, 1983.
- WILDNER, W.; NARDI, L. V. S.; LIMA, E. F. Post-collisional alkaline magmatism on the Taquarém Plateau: a well preserved neoproterozoic-cambrian plutono-volcanic association in southern Brazil. *International Geology Review*, v. 41, n. 12, p. 1082-1098, 1999.
- WILSON, M. Geochemical signatures of oceanic and continental basalts: a key to mantle dynamics? *Journal of the Geological Society*, v. 150, p. 977-990, 1993.
- WORKMAN, R. K.; HART, S. R.; JACKSON, M.; REGELOUS, M.; FARLEY, K. A.; BLUSZTAJN, J.; KURZ, M.; STAUDIGEL, H. Recycled metasomatized lithosphere as the origin of the Enriched Mantle II (EM2) end-member: Evidence from the Samoan Volcanic Chain. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 5, n. 4, 2004. DOI:10.1029/2003GC000623.