

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

**CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA E PETROGENÉTICA DOS GRANITÓIDES
ARROIO DIVISA, REGIÃO DE QUITÉRIA, RIO GRANDE DO SUL.**

EDUARDO FONTANA

PORTO ALEGRE - 2011

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

**CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA E PETROGENÉTICA DOS GRANITÓIDES
ARROIO DIVISA, REGIÃO DE QUITÉRIA, RIO GRANDE DO SUL.**

EDUARDO FONTANA

ORIENTADOR: Prof^a. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi

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

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Edinei Koester - Inst. de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp - Inst. de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Valdecir de Asis Janasi - Dep. de Geociências, Universidade São Paulo

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

PORTO ALEGRE - 2011

Fontana, Eduardo

Caracterização geoquímica e petrogenética dos granitóides Arroio Divisa, região de Quitéria, Rio Grande do Sul. / Eduardo Fontana. - Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2011.

[61 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: Prof. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi

Co-Orientador: Prof^a. Dr^a. Maria de Fátima A. S. Bitencourt

1. Magmatismo Pós-Colisional. 2. Associações Toleíticas Pós-Colisionais. 3. Granitóides Pós-Colisionais. 4. Geoquímica I. Título.

Catálogo na Publicação

Biblioteca Geociências - UFRGS
Renata Cristina Grun CRB 10/1113

Se a ciência nos ensina alguma coisa,
nos ensina a aceitar os nossos fracassos,
assim como os nossos sucessos,
com tranquila dignidade...
e elegância.

Barão Friedrich von Frankenstein

in Young Frankenstein (1974) dirigido por Mel Brooks

RESUMO

Os Granitóides 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 paleoproterozóica, e ao sul são intrudidos por granitos e riolitos neoproterozóicos. 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, emulsões e diques sinplutônicos, 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 granitóides. 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 porfirítica 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. Os GAD e rochas máficas associadas possuem características geoquímicas indicativas de afinidade toleítica médio a alto-K, incluindo também magmas produzidos por fusão crustal de gnaisses com granada, que além de gerar corpos graníticos, contaminou os magmas parentais dioríticos. A integração das interpretações estratigráficas, tectônicas e geoquímicas indica que este magmatismo constitui manifestação precoce do magmatismo pós-colisional neoproterozóico do sul do Brasil.

Palavras chave: magmatismo pós-colisional, associações toleíticas pós-colisionais, granitóides pós-colisionais, Granitóides Arroio Divisa

ABSTRACT

The Arroio Divisa Granitoids (ADG), situated in the Quitéria region, eastern Sul-riograndense 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, emulsions, 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. Magmatic 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 medium to high-K tholeiitic affinity, also including crustal magmas produced by partial melting of garnet-bearing gneissic protoliths. These crustal melts yielded granitic liquids that contaminated the dioritic parental magmas of ADG. 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

LISTA DE FIGURAS E TABELAS DA DISSERTAÇÃO

| | |
|---|----|
| Figura 1: Localização da área do estudo e principal via de acesso..... | 11 |
| Tabela 1: Resultados da contagem modal por pontos e colorimetria de granitóides e rochas máficas, para classificação segundo STRECKEISEN, (1976)..... | 17 |

LISTA DE ILUSTRAÇÕES DO MANUSCRITO SUBMETIDO

| | |
|---|----|
| Figura 1: Contexto geológico e localização da área de estudo (extraído de Bitencourt e Nardi, 2000)..... | 20 |
| Figura 2: Mapa geológico da região de Quitéria e Serra do Erval. Círculos pretos (amostras coletadas para geoquímica), quadrados pretos (amostras lâminadas)..... | 26 |
| Figura 3: Principais feições de campo dos Granitóides Arroio Divisa: a) granitóide 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..... | 27 |
| Figura 4: a) quartzo poligonal e biotita, feldspato alcalino com textura ocelar; 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 GAD; e) biotita precoce inclusa em feldspato alcalino e no detalhe zircão; clorita presente como fase secundária comum em ambas litologias..... | 29 |
| Figura 5: Diagrama TAS (Middlemost 1994)..... | 31 |
| Figura 6: Diagrama discriminatório SiO ₂ vs K ₂ O modificado de Le Maitre et al. (1989)..... | 32 |
| Figura 7: Diagrama FeOT/MgO vs. SiO ₂ mod. de Miyashiro (1974). A linha que cruza o diagrama representa a transição das rochas pertencentes à série calc. alcalina para a toleítica..... | 32 |
| Figura 8: Diagrama discriminatório AFM modificado de Irvine e Baragar (1971). A figura mostra o trend das rochas do GAD, partindo das composições calc. alcalinas para as da série toleítica como indicado pela linha no centro do diagrama..... | 33 |
| Figura 9: Diagrama discriminatório Fe (t) x Ti – Al - MgO, modificado de Jensen (1976). As rochas toleíticas do GAD apresentam neste diagrama caráter alto FeOT..... | 33 |

- Figura 10: Diagrama modificado de Shand et al. (1943). Evidenciando o caráter levemente peraluminoso e o comportamento linear no campo metaluminoso das rochas Dioríticas.
.....34
- Figura 11: Diagramas binários (Harker) mostrando o comportamento dos elementos maiores em função de SiO₂.....35
- Figura 12: Diagramas binários (Harker) mostrando o comportamento dos elementos traço em função de SiO₂.....36
- Figura 13: Diagramas binários (Harker) mostrando o comportamento dos elementos traço em função de SiO₂.....37
- Figura 14 - Padrão de ETR normalizados pelos valores condríticos (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.....38
- Figura 15: Diagrama discriminante de ambientes geotectônicos Rb x (Y+Nb) de Pearce (1996).....39
- Figura 16: Spidergram de elementos traços normalizados para OIB – OceanIslandBasalts. Modificado de Sun e McDonough (1989).....40
- Figura 17: Diferentes tipos de interação entre os magmas máfico e félsico durante os diferentes estágios de cristalização do magma félsico durante as sucessivas injeções máficas. A linha pontilhada representa os estágios mais frequentes no GAD. Modificado de Barbarin (1989).....42

SUMÁRIO

| | |
|--|----|
| RESUMO | 5 |
| ABSTRACT | 6 |
| LISTA DE FIGURAS DA DISSERTAÇÃO | 7 |
| LISTA DE ILUSTRAÇÕES DO MANUSCRITO SUBMETIDO | 7 |
| SUMÁRIO..... | 9 |
| INTRODUÇÃO..... | 11 |
| METODOLOGIA..... | 15 |
| | |
| 2.1 TRABALHO DE CAMPO..... | 15 |
| 2.2 PETROGRAFIA..... | 16 |
| 2.3 GEOQUÍMICA..... | 16 |
| | |
| MANUSCRITO SUBMETIDO..... | 19 |
| CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS..... | 54 |
| REFERÊNCIAS | 59 |
| CARTA DE SUBMISSÃO..... | 61 |

Sobre a Estrutura desta Dissertação:

Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno de um artigo publicado em periódico. Conseqüentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais:

- a) Introdução, tópicos referentes ao tema principal e descrição do objeto da pesquisa deste mestrado.
- b) Manuscrito submetido a periódico com corpo editorial permanente e revisores independentes, escrito pelo autor durante o desenvolvimento de seu mestrado.
- c) Conclusões e Considerações Finais
- d) Anexo, compreendendo: Declaração de recebimento do manuscrito, por parte da Revista *Série Científica da USP*.

INTRODUÇÃO

Esta dissertação apresenta os resultados do estudo que se desenvolveu ao longo dos últimos quatro anos na região de Quitéria e Serra do Herval - RS envolvendo mapeamento geológico de detalhe, petrografia, geologia estrutural e geoquímica de rocha total a fim de colaborar com a evolução do conhecimento geológico da região. As rochas estudadas são rochas granitóides foliadas com rochas máficas associadas. A área de estudo encontra-se na parte centro-leste do estado do Rio Grande do Sul, leste do escudo sul rio-grandense (ESRG).

1.1 Localização e acesso

A região de Quitéria e Serra do Herval esta localizada a 120 km de Porto Alegre, e 30 km a Sul de Butiá – RS. Na parte centro-leste do estado do Rio Grande do Sul, leste do escudo sul rio-grandense (Figura 1).



Figura 1 - Localização da área do estudo e principal via de acesso.

O acesso principal a área de estudo é feito pela BR-290 até a cidade de Butiá – RS, seguindo na direção sul pela estrada principal de Quitéria por cerca de 30 km até as proximidades do Cerro Redondo e Cerro dos Burros. Este marco geomorfológico é a principal referência verificada na região e onde são observadas as primeiras ocorrências e afloramentos referentes às rochas estudadas. Estes afloramentos têm continuidade a NE e SW por diversos kms em acessos de estradas vicinais e por trilhas.

1.2 Objetivos do trabalho

O principal objetivo deste trabalho é a caracterização geoquímica e petrogenética dos diferentes tipos litológicos que compõe as rochas félsicas e máficas da área de estudo, a fim de colaborar com a geração de um modelo evolutivo apropriado para esta unidade. Elucidar a origem dos Granitóides Arroio Divisa irá contribuir para o entendimento do contexto evolutivo do magmatismo pós-colisional do Batólito Pelotas, bem como sua relação com o Cinturão de Cisalhamento Sul Brasileiro.

1.3 Abordagem temática

A história geológica do planeta Terra se encontra registrada majoritariamente em rochas graníticas, que são o registro tangível ao homem, de antigos magmatismos orogênicos. Isto posto, seu estudo é de importância fundamental para compreender a história evolutiva da crosta terrestre.

Dada a abundância de rochas graníticas na região sul do Brasil, sobretudo no Escudo Sul Rio-Grandense (ESRG), o estudo dos processos de geração e evolução das mesmas deve trazer uma importante contribuição a compreensão da evolução da crosta nesta região.

A maior parte dos terrenos pré-cambrianos no Rio Grande do Sul é constituída por granitóides e seus equivalentes metamórficos, sendo, portanto, imprescindível sua investigação para compreensão da evolução crustal do ESRG (Bitencourt e Nardi, 2007).

A porção leste de ESRG compreende uma longa faixa de rochas de composição granitóide e metagranitóide, com direção NE. Esta expressiva faixa granítica se estende do Uruguai a Santa Catarina, compreendendo grande parte do magmatismo de caráter pós-colisional. Este magmatismo é controlado pela atividade de zonas de cisalhamento translitosféricas, que

quando tomadas em conjunto, compõem o Cinturão de Cisalhamento Sul-Brasileiro (CCSb) (Bitencourt e Nardi, 2000)

O CCSb é interpretado como agente controlador da ascensão e posicionamento de um importante volume de magmas máficos e félsicos, bem como responsável pela interação dos mesmos em diferentes escalas e graus.

1.3.1 Granitóides e rochas máficas associadas

Importantes constituintes da crosta terrestre e de processos geodinâmicos, os granitóides ocorrem de forma abundante na crosta média (Didier J. 1991). Estas rochas são uma importante ferramenta para o entendimento da geração da crosta terrestre e sua reciclagem ao longo do tempo geológico, principalmente por serem constituintes essenciais do magmatismo orogênico. Nas décadas de 70 e 80, rochas granitóides foram extensivamente estudadas por diversos autores na tentativa compreender sua abundância e relacionar sua gênese com orogênicas e seus respectivos ambientes metamórficos, sendo o foco deste trabalho a Europa ocidental (Hall 1973). Os modelos gerados nestes estudos relacionam à gênese dos magmas graníticos estritamente com anatexia de rochas crustais.

No período de 70-80 as investigações em torno da origem de rochas graníticas em determinados segmentos crustais foram fortemente influenciadas pela observação da presença de grandes volumes de sedimento pelítico hidratado em zonas de colisão no Cinturão Hercíniano, que favoreceria a hipótese das fusões crustais como principal mecanismo de geração dos granitos. Por outro lado, trabalhos como de Blake et al. (1965); Lameyre (1966); Didier and Lameyre (1969a) já começam a questionar geração de magmas graníticos como produto exclusivamente de fusão crustal e passam a colocar fontes relacionadas a magmas máficos em evidência. A participação de magmas máficos é constatada pela presença de enclaves máficos microgranulares e diques máficos sinplutônicos. A evolução do conceito de enclaves e sua vinculação com os magmas graníticos fora sintetizada no trabalho *Granites and Their Enclaves*, Didier (1973).

Contudo, já em meados das décadas de 80 e 90, diversos autores (Lameyre, 1988; Barbarin, 1990b; Vielzeuf et al., 1990) começam a apontar os processos exclusivamente vinculados a fusão crustal como de um papel secundário na geração dos grandes volumes de rochas graníticas e por consequência da própria crosta, mostrando a importância da participação de fontes mantélicas na gênese de granitos. A participação do manto na gênese de granitos é

ora apontada apenas como a fonte de calor que propicia a fusão da crosta, ora como efetivamente participante como matéria. Já no final da década de 90, os trabalhos publicados passam a vincular os granitoides a fontes primárias mantélicas (Bonin et al., 1998, Bitencourt & Nardi, 2000, Chappell & White, 2001).

A vinculação de granitóides às séries magmáticas, como sugerido inicialmente por Tauson (1974), Lameyre & Bowden (1982) e posteriormente por Nardi (1986), leva a abordagem dos granitos como produtos evoluídos de magmas primários de caráter definido pelas séries e, assim, traz um papel essencial na análise conjunta de associações félsicas e máficas ao entendimento da gênese e evolução do magmatismo granítico. Considerando fontes mantélicas como contribuintes de matéria e não apenas de calor para a geração do magmatismo graníticos que perfaz grande parte da crosta, postula-se também que a mesma pode ser construída a partir de acreção vertical (Nardi & Bitencourt, 2007).

METODOLOGIA

2.1 Trabalho de campo

Foram realizados trabalhos de campo em escala de detalhe dentro da área escolhida, sendo coletadas amostras com controle litológico e estrutural, buscando critérios diagnósticos da unidade e características que colaborassem com a sua caracterização. Efetuaram-se também fotografias e croquis dos afloramentos e locais de amostragem para consultas em laboratório. Estes dados estão georeferenciados por Sistema de Posicionamento Global (GPS) na Projeção Universal de Mercator (UTM), datum Córrego Alegre, utilizando 15° para oeste de declinação magnética na bússola. A tabela contendo as amostras obtidas encontra-se no Anexo 1 desta monografia.

Para a coleta de dados espaciais, foi utilizada bússola equipada com clinômetro, as amostras e informações de campo foram obtidas a partir da observação e descrição das litologias e estruturas identificadas. Essas foram coletadas com a medida da sua orientação em campo, tomando-se um plano de referência na amostra, *in situ* e medindo-a com a bússola. Atentou-se para o cuidado na coleta das amostras, no intuito de coletá-las sem alteração e longe das zonas de cataclase. A transposição de estruturas observadas e medidas em campo para croquis esquemáticos é uma ferramenta importante para a caracterização de terrenos magmáticos e deformados. A etapa pós-campo necessitou assim, total atenção para com os dados obtidos e contou com o auxílio de croquis que indicam os locais de amostragem, medidas estruturais e fotografias. As amostras foram devidamente armazenadas na sala de mapeamento do IGEO, e selecionadas posteriormente para laminação e geoquímica. Esta fase seguiu com consultas às cadernetas, fotografias e aos croquis esquemáticos, seguindo técnica rigorosa que envolve a escolha de amostras representativas, e que sejam quantificáveis, levando-se em conta, além disso, a quantidade e o tamanho de grão de cada amostra.

2.2 Petrografia

As amostras coletadas foram serradas para confecção de lâminas delgadas no anexo do Laboratório do Instituto de Geociências da UFRGS, totalizando dez lâminas nas duas etapas de campo. O corte foi marcado em campo, paralelo à lineação e perpendicular à foliação. Fo-

ram realizados estudos petrográficos com descrição das lâminas delgadas, caracterizando a composição das litologias e microestruturas deformacionais desenvolvidas, tendo em vista a sua relação com os aspectos de campo. A contagem modal por pontos foi elaborada em microscópio equipado com contador, efetuando-se em torno de 1000 a 1200 medidas por lâmina, num espaçamento de 2x 0,3 mm (Tabela 1). Com o intuito de colaborar com a classificação modal das rochas deste trabalho as amostras foram submetidas a coloração dos feldspatos pelo Método Colorimétrico Cobaltinitrito, que consiste na aplicação de ácido fluorídrico (48%) por 30 segundos para o ataque químico a camadas argilosas de alteração superficial. Após é aplicada a solução de cobaltinitrito por 1 minuto. A reação do K com a solução gera uma capa de cor amarelo intenso nos feldspatos alcalinos, salientando-os, perante os plagioclásios que ficam na cor branca devido a reação do Ca com a mesma solução. Após obtidos os resultados com o método foi feita uma estimativa visual da porcentagem QAP.

Tabela 1: Resultados da contagem modal por pontos e colorimetria de granitóides e rochas máficas, para classificação segundo STRECKEISEN, A. L. (1976)

| | Amostra | Q | A | P |
|----------|-------------|------|------|------|
| Máficos | PSQ-7167 d | 12,0 | 10,0 | 34,0 |
| | EF-02A1 | 12,2 | 11,3 | 58,1 |
| | EF-02A | 13,1 | 12,0 | 61,4 |
| | EF-07 B | 15,0 | 10,0 | 70,0 |
| | PSQ-7030 a | 16,4 | 37,4 | 50,6 |
| Félsicos | PSQ -3014 b | 20,4 | 43,1 | 66,0 |
| | PSQ-7167 b | 20,8 | 28,5 | 59,7 |
| | EF-06A | 21,3 | 41,1 | 53,6 |
| | EF-04 A | 22,4 | 41,6 | 56,0 |
| | PSQ-3010 | 25,6 | 32,3 | 50,3 |

2.3 Geoquímica

As amostras foram pulverizadas no anexo do Laboratório do Instituto de Geociências da UFRGS, sendo submetidas à prensa hidráulica, pulverização preliminar em gral de porcelana e final no moinho de esferas. As precauções contra contaminações foram cautelosas.

As amostras assim preparadas foram enviadas para o Activation Laboratories Ltd., Ontario, Canadá (*ACTLABs*), para análises quantitativas de elementos maiores e traços, utilizando a técnica de FUS-ICPES (Fusion Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry) para os elementos maiores e alguns traços (Sc, Be, V, Ba, Sr, Y e Zr) e FUS-ICP-MS (Fusion Induc-

tively Coupled Plasma Mass Spectrometry) para demais elementos traços e terras raras. A Espectroscopia de Emissão de Plasma é um método baseado na emissão de energia eletromagnética, e apresenta bons resultados para elementos maiores, menores e traço, devido à sua alta sensibilidade.

Neste método, a produção do espectro se dá pela nebulização da amostra em solução no interior de um plasma de argônio, que é sustentado por um campo magnético gerado por uma bobina de radiofrequência. A amostra ionizada é direcionada para o interior de um espectrômetro de massa quadrupole, atingindo temperaturas da ordem de 10.0000C permitindo dessa maneira, completa atomização dos elementos, minimizando os efeitos de interferência química. O espectro produzido é constituído principalmente de linhas de átomos ionizados, resultando em dados geoquímicos mais precisos.

Os dados químicos adquiridos com estas análises foram tratados utilizando o programa GeoChemical Data ToolKIT (GCDkit). Este programa pode ser adquirido gratuitamente pelo endereço eletrônico www.gla.ac.uk/gcdkit/. O software possibilita o acesso a um grande número de diagramas e modelos matemáticos clássicos da literatura e favorece a utilização dos dados provenientes do laboratório, os diagramas utilizados que são apresentados nesta dissertação tiveram o intuito de verificar sempre as diferenças entre os diferentes tipos litológicos da associação e responder aos problemas levantados.

Os dados referentes aos Elementos Terras Raras (ETR) foram utilizados no desenvolvimento de modelos de fusão parcial e cristalização fracionada através de equações obtidas em Ersoy e Helvacı (2010). O modelamento contribuiu para o entendimento das porcentagens de fusões envolvidas e para estimar o volume dos magmas nas misturas, porém os dados referentes ao modelamento com base nas fusões de crosta paleoproterozóicas da região e nos granitoides gerados bem como a cristalização fracionada dos líquidos resultantes, esta em preparação e não serão apresentados nesta dissertação de mestrado.

MANUSCRITO SUBMETIDO**Caracterização Geoquímica e Petrogenética dos Granitóides Arroio Divisa, Região de Quitéria, Rio Grande do Sul.**

Eduardo Fontana (eduardo.fontana@ufrgs.br)*, Lauro V. S. Nardi (lauro.nardi@ufrgs.br)*
Maria de Fátima Bitencourt (fatimab@ufrgs.br)*

*Departamento de Geologia - Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Av. Bento Gonçalves, 9500 - Porto Alegre/RS CEP 91501-970

RESUMO

Os Granitóides Arroio Divisa (GAD), localizados na região de Quitéria, porção leste do Escudo Sul-riograndense, 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 paleoproterozóica, e ao sul são intrudidos por granitos e riolitos neoproterozóicos. 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, emulsões e diques sinplutônicos, 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 granitóides. 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. Os GAD e rochas máficas associadas possuem características geoquímicas indicativas de afinidade toleítica médio a alto-K, incluindo também magmas produzidos por fusão crustal de gnaisses com granada, que além de gerar corpos graníticos, contaminou os magmas parentais dioríticos. A integração das interpretações estratigráficas, tectônicas e geoquímicas indica que este magmatismo constitui manifestação precoce do magmatismo pós-colisional neoproterozóico do sul do Brasil.

Palavras chave: magmatismo pós-colisional, associações toleíticas pós-colisionais, granitóides pós-colisionais, Granitóides 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, emulsions, 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. Magmatic 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 medium to high-K tholeiitic affinity, also including crustal magmas produced by partial melting of garnet-bearing gneissic protoliths. These crustal melts yielded granitic liquids that contaminated the dioritic parental magmas of ADG. 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 na consolidação do Gondwana registra um imenso cinturão orogênico com dimensões continentais e orientação NE-SW. Durante o Evento Dom Feliciano (Babinski et al., 1996), que envolve subducção de crosta oceânica e colisão continental, se desenvolveram as principais zonas de cisalhamento transcorrentes que controlam o posicionamento dos magmas na região.

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

atividade do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb) entre 650 e 580 Ma (Figura. 1) (Bitencourt e Nardi, 2000, Nardi e Bitencourt, 2007).

O caráter translitosférico do cinturão facilita a ascensão e posicionamento de um importante volume de fusões mantélicas, gerando significativa presença de magmas máficos representados por enclaves microgranulares, diques sinplutônicos e corpos dioríticos e gabróticos 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.

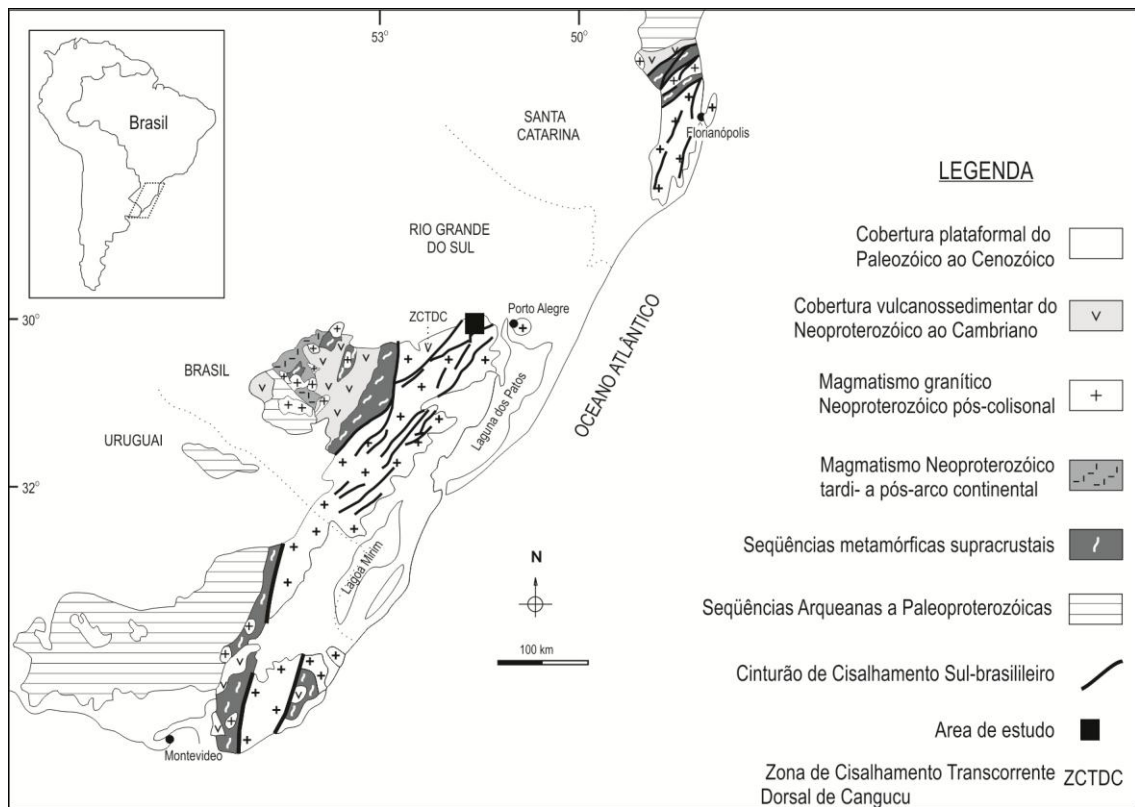


Figura 1: Contexto geológico e localização da área de estudo (extraído de Bitencourt e Nardi, 2000).

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 Granitóides 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-rio-grandense.

Além disso, é foco nesta discussão a contaminação durante o magmatismo de provável origem mantélica por fusões de crosta e sua evolução para rochas granodioríticas médio a alto-K, como a participação gradual e efetiva das zonas de cisalhamento, tanto na geração como na mistura efetiva dos magmas no interior do CSSb.

GEOLOGIA E CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DOS GRANITÓIDES ARROIO DIVISA

A área de estudo localiza-se na porção sul da Província Mantiqueira (Almeida, 1977), na parte leste do Escudo Sul-rio-grandense (ESRG), na porção norte do Batólito Pelotas (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 km a 120 km; tem continuidade para norte, em Santa Catarina, e para sul, no Uruguai. Segundo Philipp (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 a mesma modelos que envolvem a subducção de litosfera oceânica em margem continental espessa (Figueiredo, 1990; Philipp, 1990; Frago-Cesar, 1991; Philipp et al., 1998; Chemale Jr., 2000), ambiente de colisão continental (Hartmann, 2000; Philipp e Machado, 2001) e ambiente pós-colisional (Bitencourt e Nardi, 1993, 2000; Nardi e Bitencourt, 2007). Este batólito, segundo Chemale Jr. (2000) é produto da Orogênese Dom Feliciano e foi descrito como pertencente ao estágio final do Ciclo Brasileiro. O BP é resultante, segundo Bitencourt e Nardi et al. (1993 e 2000), de magmatismo neoproterozóico em ambiente pós-colisional e perfaz o maior volume de rochas granitóides expostas em uma faixa 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 descontinuidades estruturais materializadas por extensas zonas de cataclase.

Na porção noroeste (Domínio IA) ficam delimitados os granitóides neoproterozóicos considerados sintectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC) (Fernandes et al., 1992), Granito Arroio Francisquinho (Koester et al., 2001), de idade 634 ± 6 Ma (U/Pb – SHIRIMP - Frantz et al., 2003) e Granito Quitéria, originalmente definido por Fernandes et al. (1988) com idade 647 ± 4 Ma (U/Pb SHIRIMP - Koester et al., 2008).

Na porção central do mapa (Figura 2B), encontra-se o Domínio IB, onde se observa uma sequência de granitóides originalmente interpretados por UFRGS (2007) como representantes do magmatismo pós-colisional sincrônico a uma ramificação da ZCTDC: Granodiorito Cruzeiro do Sul (GCS) (Knijnik, 2008 e Knijnik et al., 2010), Granitóides Arroio Divisa (Fontana, 2008 e Fontana et al., 2009) e Granitóides Sanga do Areal (GSA) (Centeno, 2008). Estes granitóides, de idade neoproterozóica, intrudem o embasamento paleoproterozóico representado pelo Complexo Arroio dos Ratos (CAR) (Gregory 2007 e 2009) e são verificados em campo 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 Eral (UFRGS, 1978) e Fazenda Varig (UFRGS, 2007), Riolito Ana Dias, definido originalmente por UFRGS (1978) e posteriormente Fragozo César (1991), e relacionado à Suíte Granítica Dom Feliciano (Philipp et al. 1998) e Riolito Cerrito (UFRGS 2007). Estas unidades são relacionadas com o magmatismo pós-colisional tardio da região.

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

A evolução do magmatismo e das estruturas nesta região está relacionada à atividade do CCSb. No Domínio IB, o posicionamento das unidades GCS, GAD e GSA, que compõem o magmatismo granítico, marcam estágios da evolução da zona de cisalhamento, com o desenvolvimento de estruturas magmático-deformacionais, resultando na ocorrência de rochas miloníticas sincrônicas ou imediatamente sucessivas à cristalização de cada pulso. A zona de

mais alta deformação presente neste domínio frequentemente marca os contatos entre as litologias intrusivas, demonstrando que as mesmas eram ativas durante o posicionamento dos magmas.

A gênese dos magmas neoproterozóicos está relacionada a uma mistura de fusões de crosta e fusões mantélicas. O embasamento paleoproterozóico, provável contribuinte crustal durante as fusões, é definido nesta região como Complexo Arroio dos Ratos (Gregory, 2007), resultante de um magmatismo de arco continental Paleoproterozóico (Gregory et al., 2009). Entre os granitóides deste domínio, a unidade mais antiga é o GCS, que ocorre como um corpo de aproximadamente 4Km², 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) possuindo afinidade shoshonítica (Knijnik et al., 2010). O GCS ocorre como xenólitos métricos e decamétricos no interior do GAD indicando assim seu caráter precoce no magmatismo pós-colisional. Possui uma foliação de fluxo com importante componente milonítica, que se torna mais acentuada próximo aos gnaisses encaixantes. Microestruturas desenvolvidas sobre feldspatos indicam deformação em condições de temperatura compatíveis com as da fácies anfíbolito. É observada a presença de diques sinplutônicos que são discordantes e mostram ramificações discordantes da foliação milonítica do granodiorito, que corta seus contatos (Knijnik, 2008).

Associados temporal e espacialmente ao GAD ocorre os GSA, de composição mais diferenciada, compreendendo biotita monzogranitos a granodioritos foliados de textura porfirítica, com cerca de 30% de megacristais de feldspatos de até 5 cm de comprimento em matriz heterogranular média a grossa. Possui uma área em torno de 8Km² e é extremamente alongado, ocorrendo às vezes como corpos isolados. Em campo as relações de intrusão entre o GAD e GAS não são nítidas ocorrendo injeções mútuas que podem indicar uma relação de contemporaneidade. A foliação milonítica é bem marcada pela orientação da biotita, dos megacristais lenticulares e do quartzo fitado. Raramente, ocorrem enclaves microgranulares máficos. Através dos dados de campo e geoquímica foi possível verificar 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 km², 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 granitóides neoproterozóicos 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.

Sua foliação ígnea e milonítica possuem direção preferencial NE, com mergulhos que variam de 50° a 80° (Figura 2). Nos contatos com os demais granitóides 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 possuem relações de mistura homogênea e heterogênea com magmas básicos indicando contemporaneidade entre os líquidos (Figura 3a e 3b). Ocorrem em campo enclaves máficos, diques sinplutônicos e produtos de hibridização gerada pela mistura efetiva durante a deformação. (Figura 3c e 3d) A ocorrência de diferentes tipos de mistura sugere que a participação do componente básico foi importante e contínua durante todo o processo de cristalização e posicionamento do GAD (Fontana et al., 2009).

Estas 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 granitóides e dioríticas é indicada pelos contatos pouco nítidos e crenulados entre os dois pólos 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, o que é indicativo de diferentes estágios de cristalização magmática entre estes pólos (Figura 3b).

É comum no GAD a ocorrência de injeções félsicas. Devido à intensidade da deformação em determinados locais, estas injeções possuem forma alongada e evidências de contemporaneidade com o magma granodiorítico. Esta litologia pode estar relacionada aos líquidos oriundos de fusão crustal que marca um grupo distinto de rochas dentro da associação.

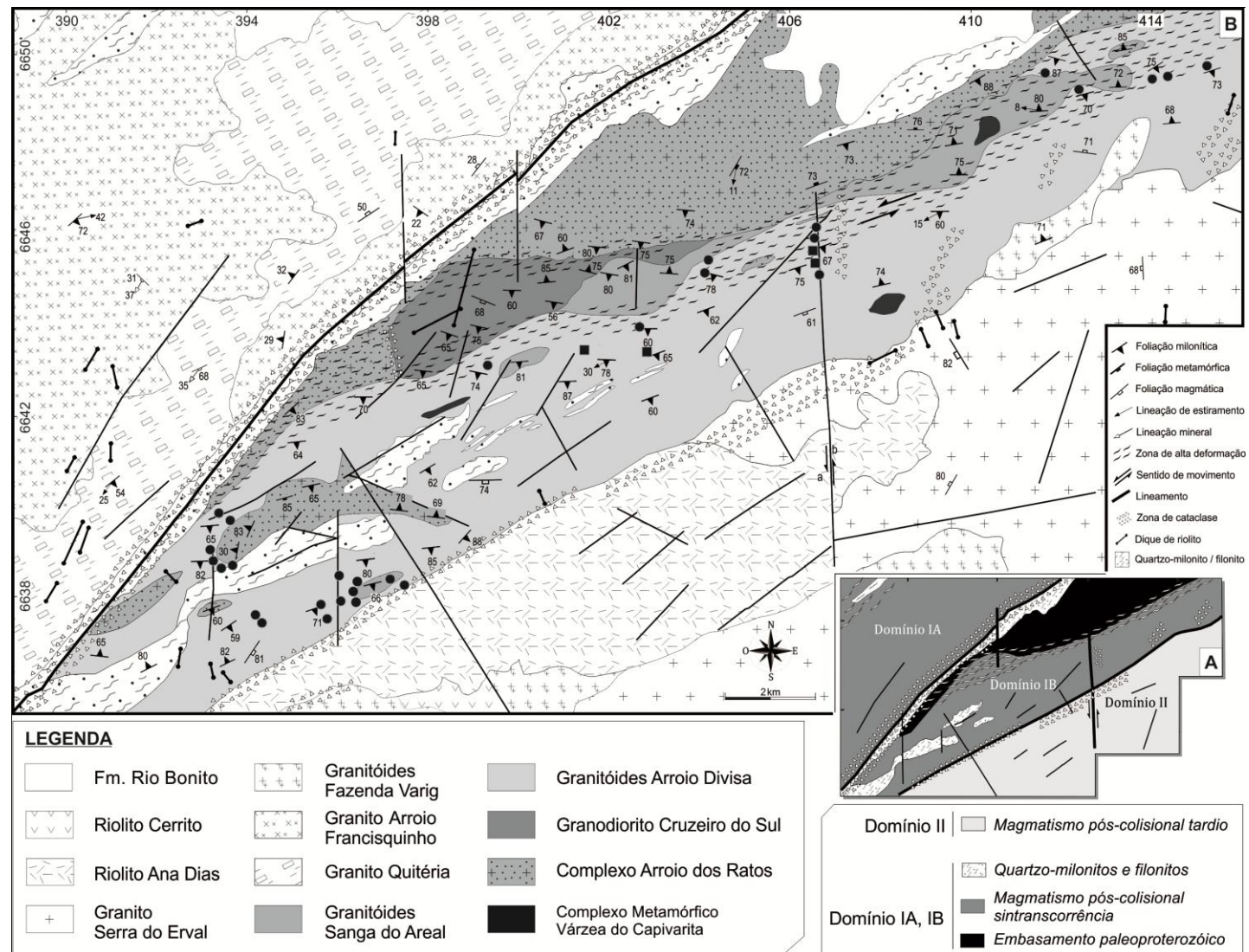


Figura 2: Mapa geológico da região de Quitéria e Serra do Erval. Círculos pretos (amostras coletadas para geoquímica), quadrados pretos (amostras lâminadas)

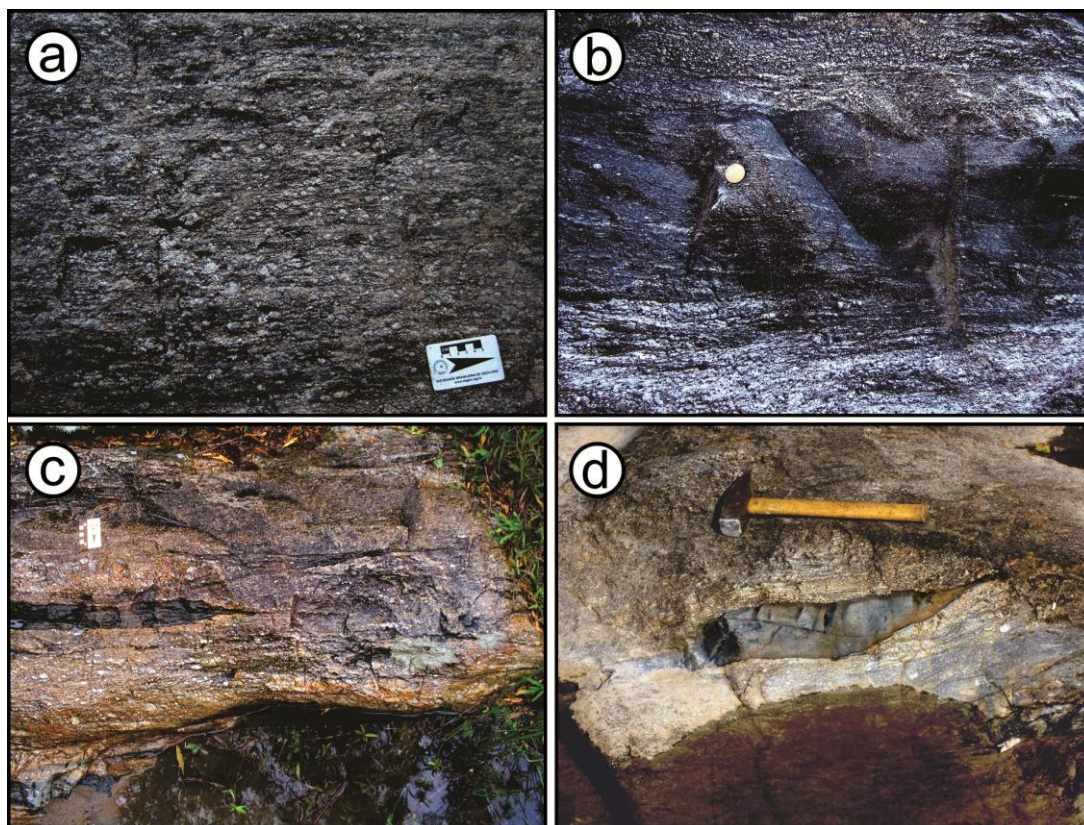


Figura 3: Principais feições de campo dos Granitóides Arroio Divisa: a) granitóide principal próximo à zona de mais alta deformação, mostrando saliente foliação milonítica; b) zona de alta deformação com interação entre porções máficas e félsicas e presença de xenocristais provenientes do magma félsico; c) enclaves máficos deformados em zona de alta deformação; d) Enclave máfico orientado segundo a foliação.

Os dados para a caracterização petrográfica das litologias do GAD foram obtidos em 5 amostras das rochas félsicas e 5 amostras das rochas máficas. As amostras foram coletadas em 4 localidades da unidade, e a amostragem predominante ocorreu na sua seção-tipo, localizada na porção central da mesma. A coleta das amostras para laminação e posterior classificação foi feita com base em critérios de campo e visando sempre a interpretação dos pólos composicionais.

A classificação destas rochas foi feita com base nos critérios de Streckeisen (1976) e Le Maître et al. (2002), por meio de proporções modais obtidas por contagem de pontos com 1000 a 1200 pontos/lâmina e colorimetria de feldspatos. (Anexo 1)

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 Granitóides Arroio Divisa possui composição em média granodiorítica, e as rochas máficas, incluindo enclaves máficos e diques sinplutônicos, são dioritos e quartzo-dioritos. A localização das amostras onde foram obtidas lâminas pode ser verificada na figura 2A.

São biotita granodioritos milonitizados com textura fina a média que contêm essencialmente quartzo poligonal (~15 %), plagioclásio - oligoclásio geralmente subédrico (~55 %) e feldspato alcalino (~30 %), os minerais máficos comuns são biotita que geralmente apresenta *ng* vermelho amarronado que ocorre também como uma fase precoce inclusa no feldspato alcalino (Figura 4e) e com menor frequência hornblenda com pleocroísmo variando de marron 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 textura comum é a milonítica com porfiroclastos rotados e migração de limites de subgrão (Figura 4a, 4b e 4f).

As principais microestruturas observadas no GAD são uma foliação ígnea definida pela orientação de filossilicatos e cristais de plagioclásio associada a uma componente deformacional milonítica atuante concomitante aos estágios ígneos materializando no quartzo, um comportamento dúctil gerando fitas e uma capacidade de moldar-se aos grãos de plagioclásio, o quartzo gera 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. Outro grupo 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; clinopiroxênios – augita; as biotitas com *ng* vermelho amarronado; plagioclásio com raras seções preservadas, porem as seções prismáticas mensuráveis indicam teor de anortita cálcica - oligoclásio.

O quartzo ocorre como matriz nas amostras que contem principalmente anfibólios como fenocristais e nas demais ocorrem com forma subédrica com dimensões de 0,5 a 1 mm marcando a foliação, o quartzo possui variação de 5% a 20% caracterizando a variação de dioritos a quartzo dioritos, microclínio subédrico (~ 5%) ocorrendo disperso. A principal fase mineral acessória é o zircão, apatita e minerais opacos (magnetita). O mineral de alteração mais comum é a clorita que em determinadas faixas ocorre como alteração dos piroxênios (Figura 4c, 4d e 4f).

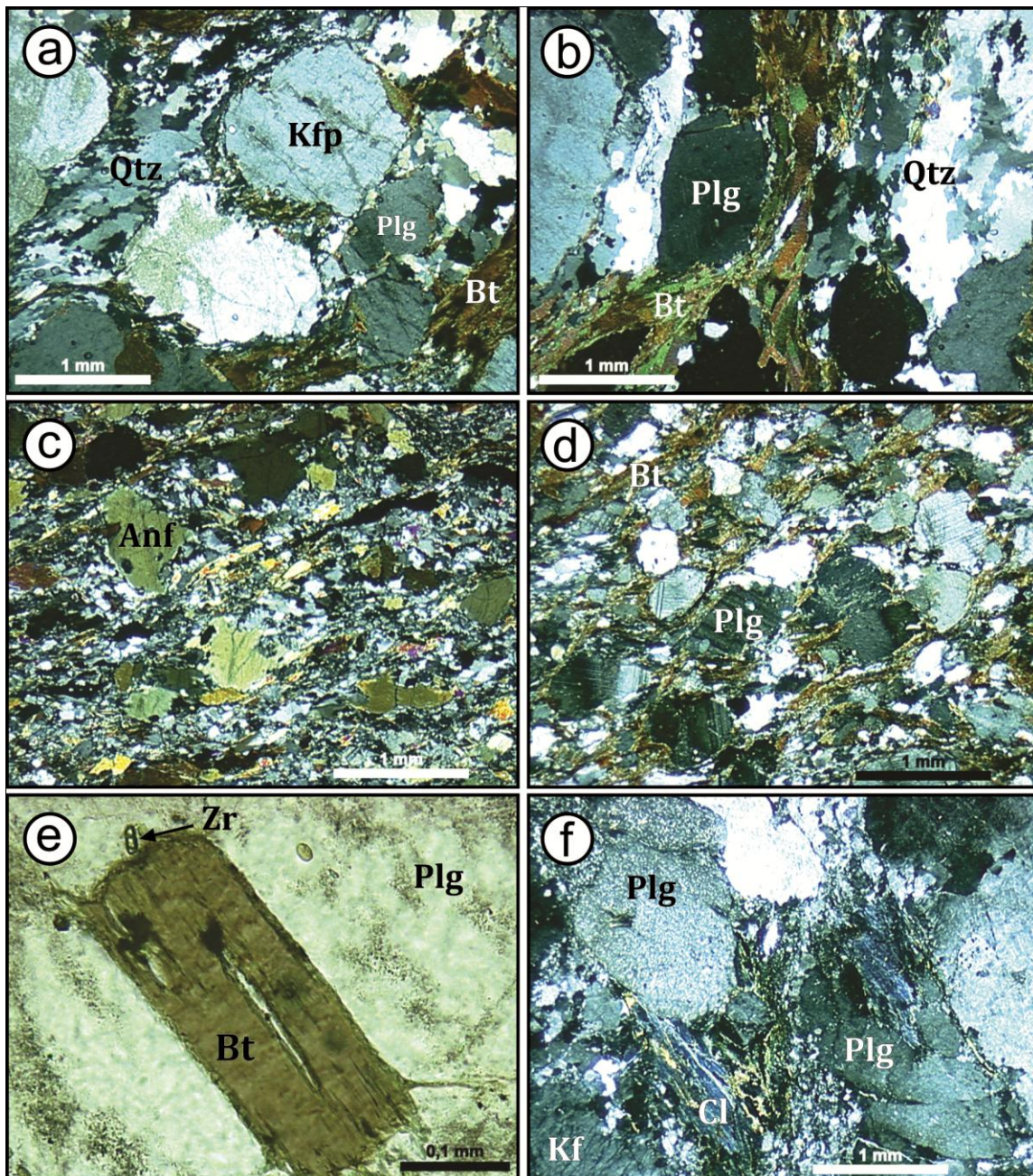


Figura 4: a) quartzo poligonal e biotita, feldspato alcalino com textura ocelar; b) detalhe da foliação milonítica das rochas granodioríticas; c) rocha diorítica com anfibólios como fenocristais e matriz quartzo feldspática; d) textura equigranular comum aos dioritos e quartzo dioritos do GAD; e) biotita precoce inclusa em feldspato alcalino e no detalhe zircão; clorita presente como fase secundária comum em ambas litologias.

GEOQUÍMICA E PETROGÊNESE

Foram selecionadas 32 amostras dos Granitóides Arroio Divisa para análises de elementos maiores menores e traço no *Activation Laboratories Ltd.*, Ontario, Canadá, através de FUS-ICP-ES (*Fusion Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry*) e FUS-ICP-MS (*Fusion Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*). As amostras foram separadas em três 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 e as rochas híbridas segundo critérios registrados em Schneider (2010). (Anexo 2)

Nos diagramas e figuras utilizados neste capítulo os círculos pretos representam as rochas dioríticas, incluindo enclaves e diques sin-plutônicos enquanto os círculos brancos com contorno preto as rochas granodioríticas. Os círculos de cor cinza representam as rochas híbridas (Schneider, 2010) do GAD.

As amostras apresentam teores de sílica que variam de 64,6 a 72,6 % peso, para as composições granodioríticas e de 49,5 a 55,9 % peso 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). As rochas máficas em sua maioria são classificadas como 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 e 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 (Figura 9).

Na figura (Figura 10) são utilizados os parâmetros de Shand et al. (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 (Figura 11, 12 e 13), tendo sílica como índice de diferenciação, indicam que uma das amostras tem composição básica, semelhante a magmas primários toleíticos baixo K. Entretanto, por se tratar de apenas uma amostra não será enfatizada nas comparações e interpretações. A maior parte das rochas máficas tem composição intermediária e, em conjunto com os termos félsicos, definem padrões que são coerentes, isto é, variações apresentadas por ambos os grupos, que podem ser entendidas, de modo geral, como produzidas por fracionamento mineral. Para alguns elementos como Al_2O_3 , Na_2O , Sr, ETR, Zr e Y, observa-se uma dispersão relativamente grande nas rochas félsicas, sugerindo múltipla origem ou a atuação de processos que causam variações composicionais adicionais, como segregação mineral.

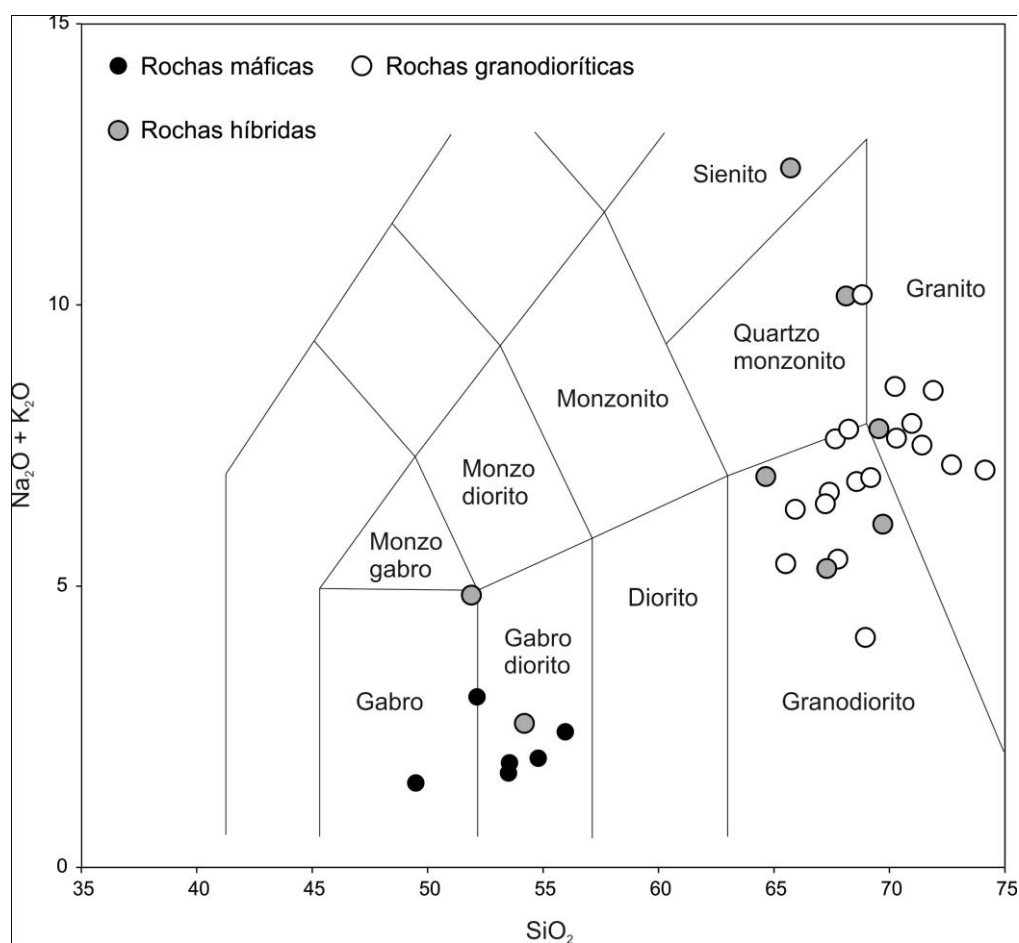


Figura 5: Diagrama TAS (Middlemost 1994).

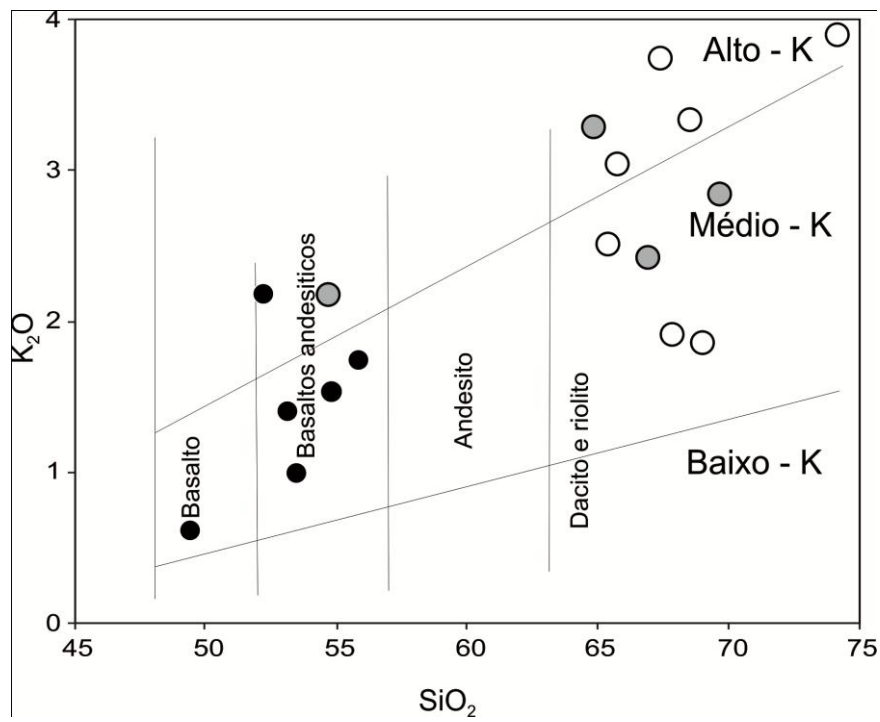


Figura 6 - Diagrama discriminatório SiO_2 vs K_2O modificado de Le Maitre et al. (1989).

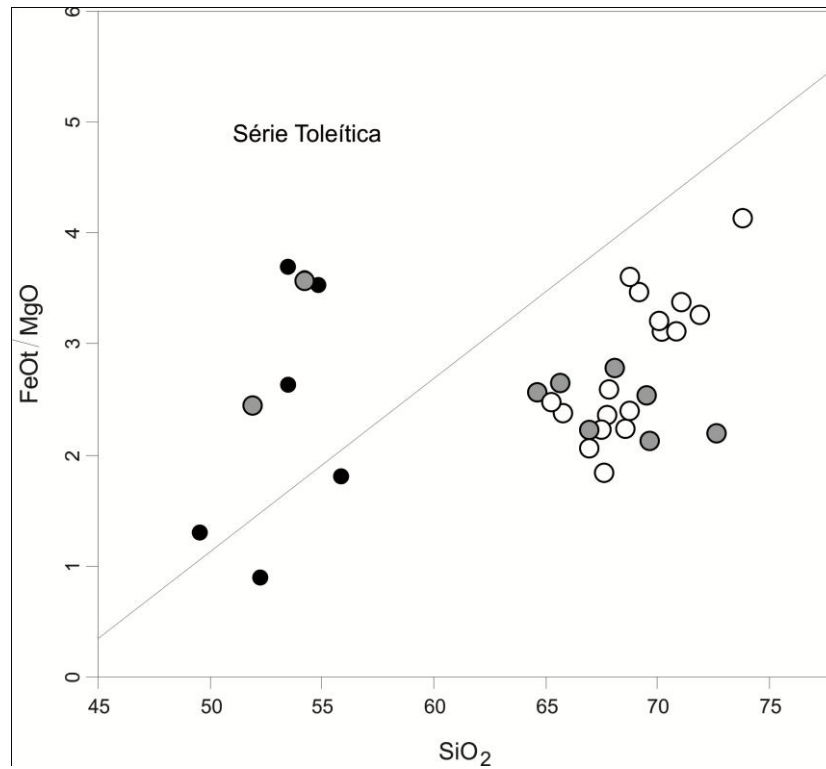


Figura 7 - Diagrama FeOT/MgO vs. SiO_2 mod. de Miyashiro (1974). A linha que cruza o diagrama representa a transição das rochas pertencentes à série calc. alcalina para a toleítica.

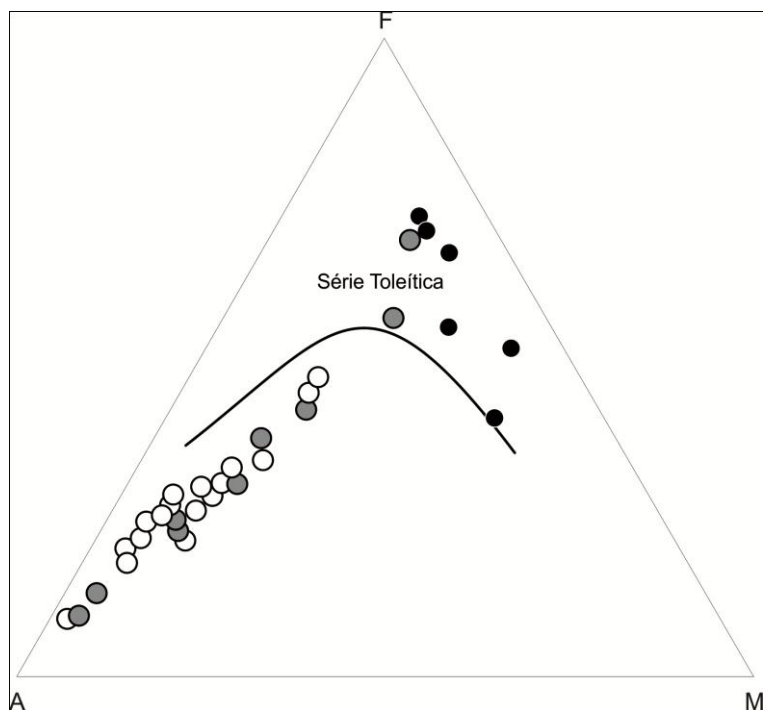


Figura 8 - Diagrama discriminatório AFM modificado de Irvine e Baragar (1971). A figura mostra o trend das rochas do GAD, partindo das composições calc. alcalinas para as da série tolítica como indicado pela linha no centro do diagrama.

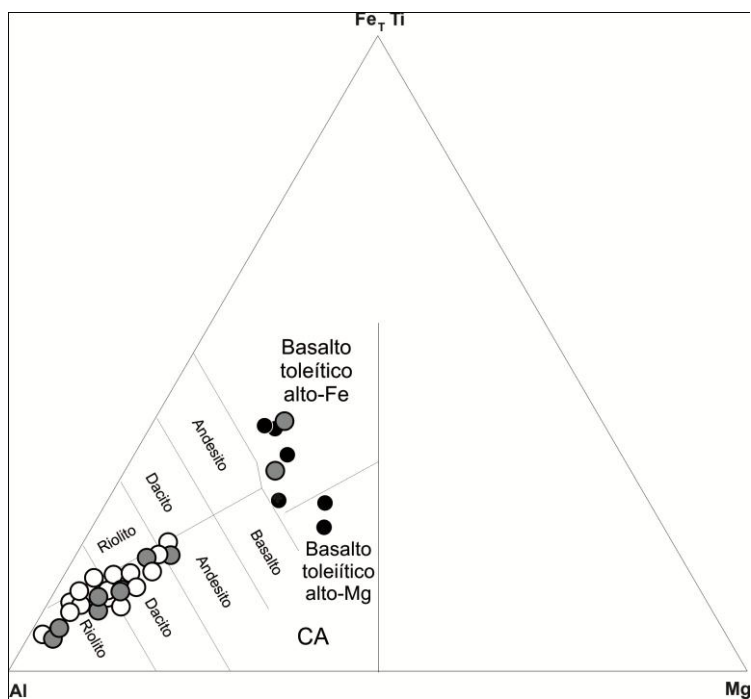


Figura 9 - Diagrama discriminatório Fe (t) x Ti - Al - MgO, modificado de Jensen (1976). As rochas toleíticas do GAD apresentam neste diagrama caráter alto FeOT.

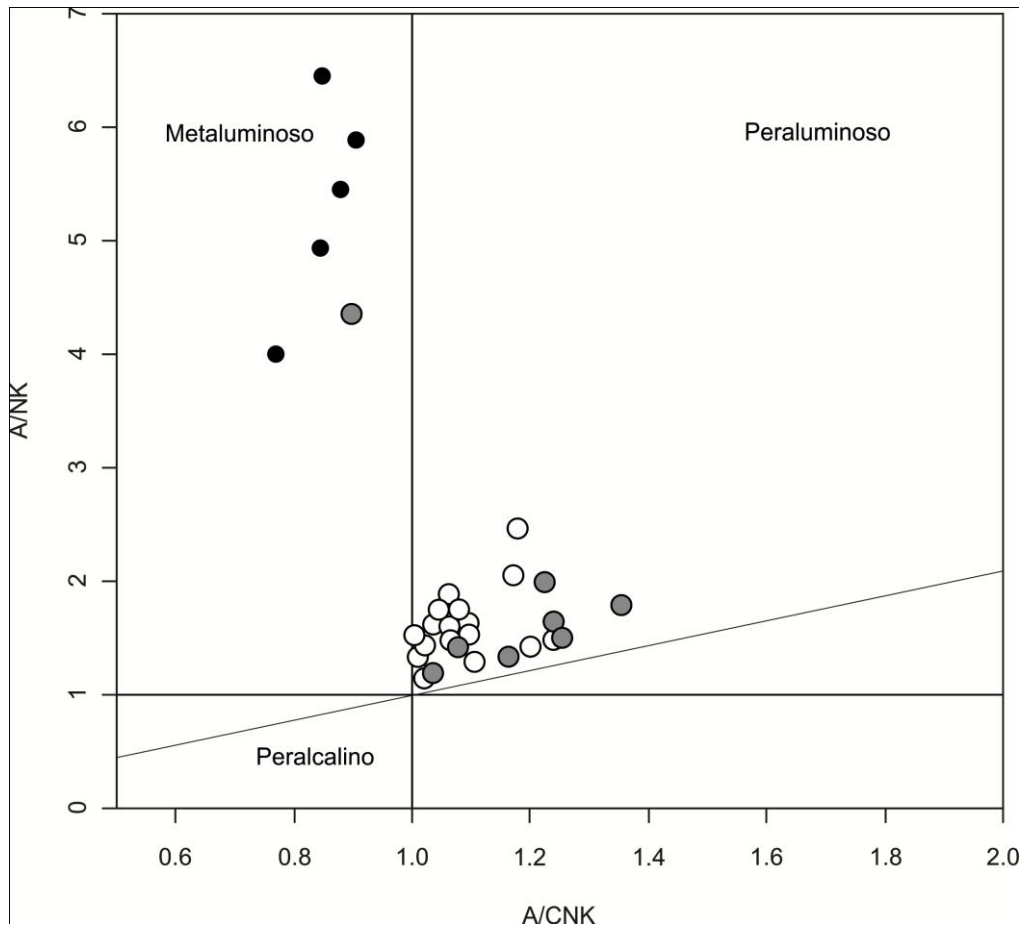


Figura 10 - Diagrama modificado de Shand et al. (1943). Evidenciando o caráter levemente peraluminoso e o comportamento linear no campo metaluminoso das rochas Dioríticas.

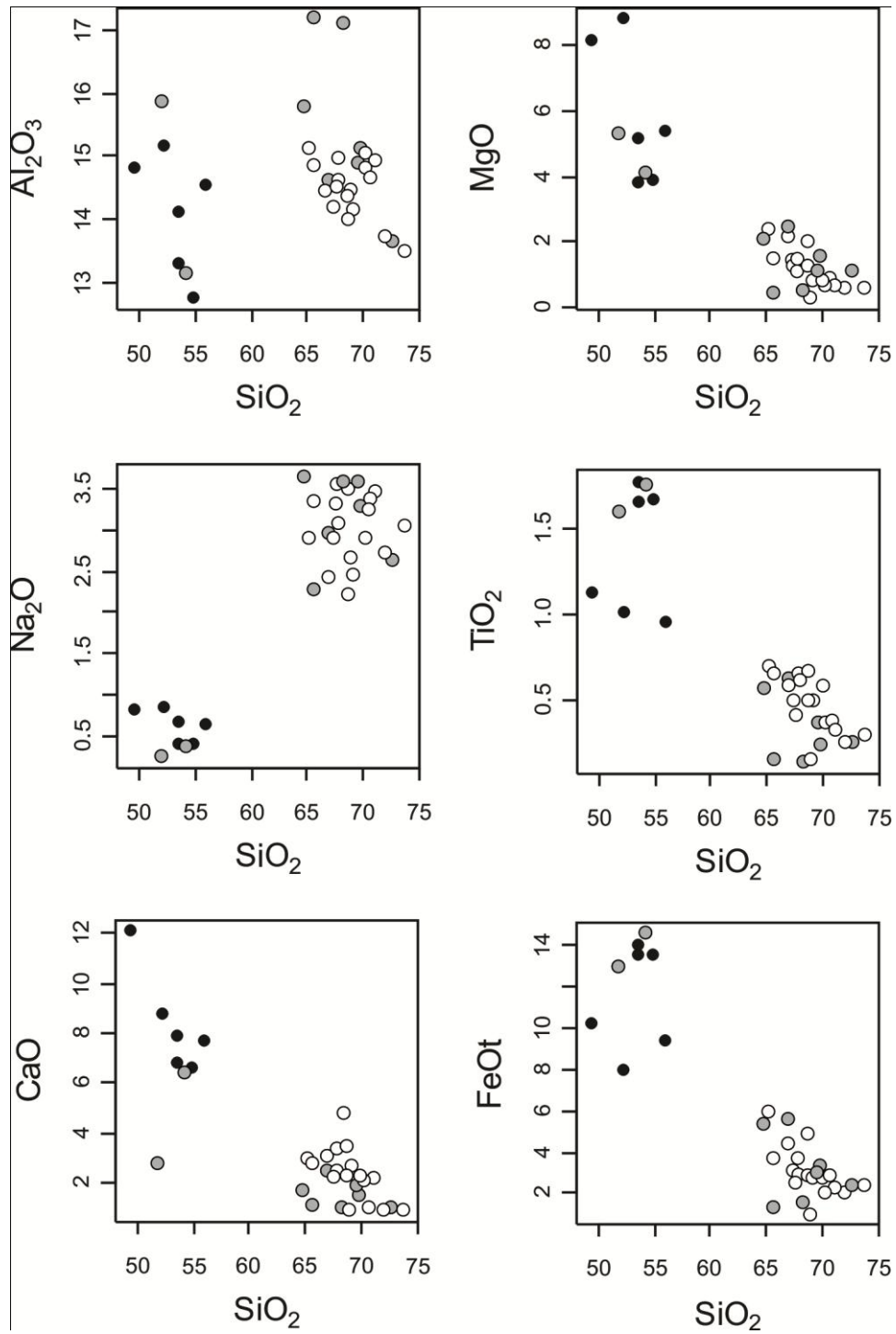


Figura 11 - Diagramas binários (Harker) mostrando o comportamento dos elementos maiores em função de SiO_2

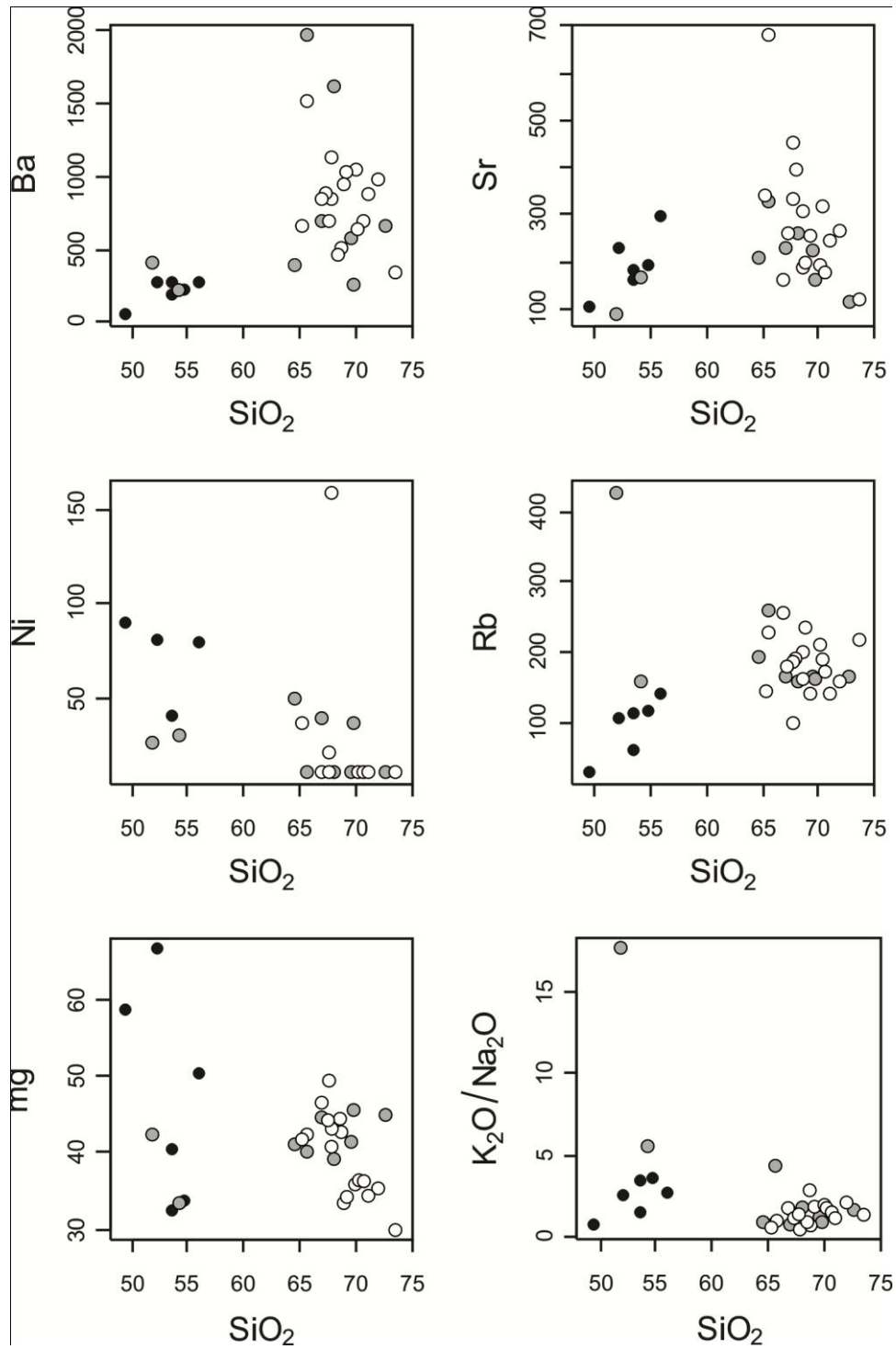


Figura 12 - Diagramas binários (Harker) mostrando o comportamento dos elementos traço em função de SiO₂.

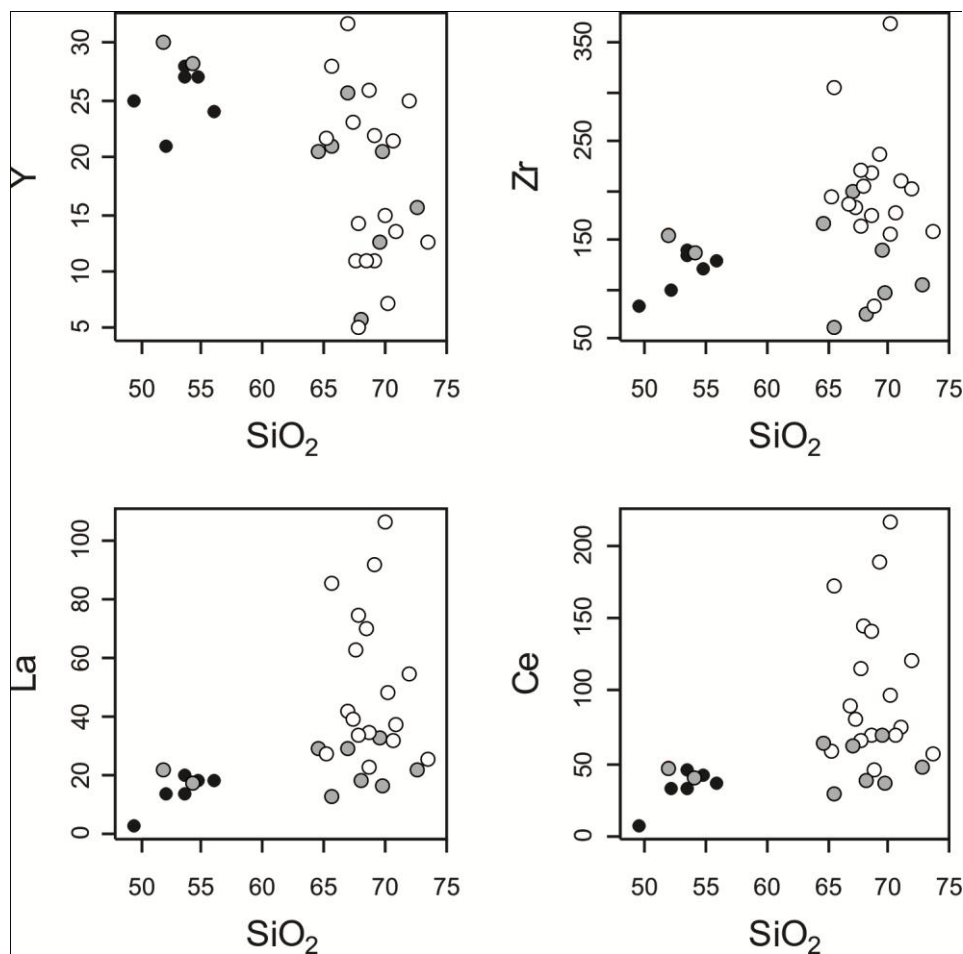


Figura 13 - Diagramas binários (Harker) mostrando o comportamento dos elementos traço em função de SiO_2

Os padrões dos Elementos Terras Raras (ETR) das rochas granodioríticas e graníticas (Figura 14), normalizados pelos valores condriticos (Boynnton, 1984), formam 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, 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. Os ETRP mostram forte correlação negativa com FeO_T , MgO o que indica sua concentração nos termos mais diferenciados e leucocráticos. O forte decréscimo de ETRP e a ausência de anomalias negativas de Eu no grupo mais diferenciado dos granodioritos e granitos 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. Os padrões dos termos dioríticos mostram forte enriquecimento de ETRL

em relação ao padrão da amostra básica, o que sugere uma variação de fonte ou 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.

O diagrama binário de Rb versus Y+Nb (Figura 15) (Pearce, 1996) mostra as rochas granodioríticas do GAD posicionando-se no campo do magmatismo pós-colisional. A elipse representa as suítes pós-colisionais subalcalinas e o círculo suítes peraluminosas do Neoproterozóico no Cinturão Dom Feliciano, ambas referidas por Nardi e Bitencourt (2007).

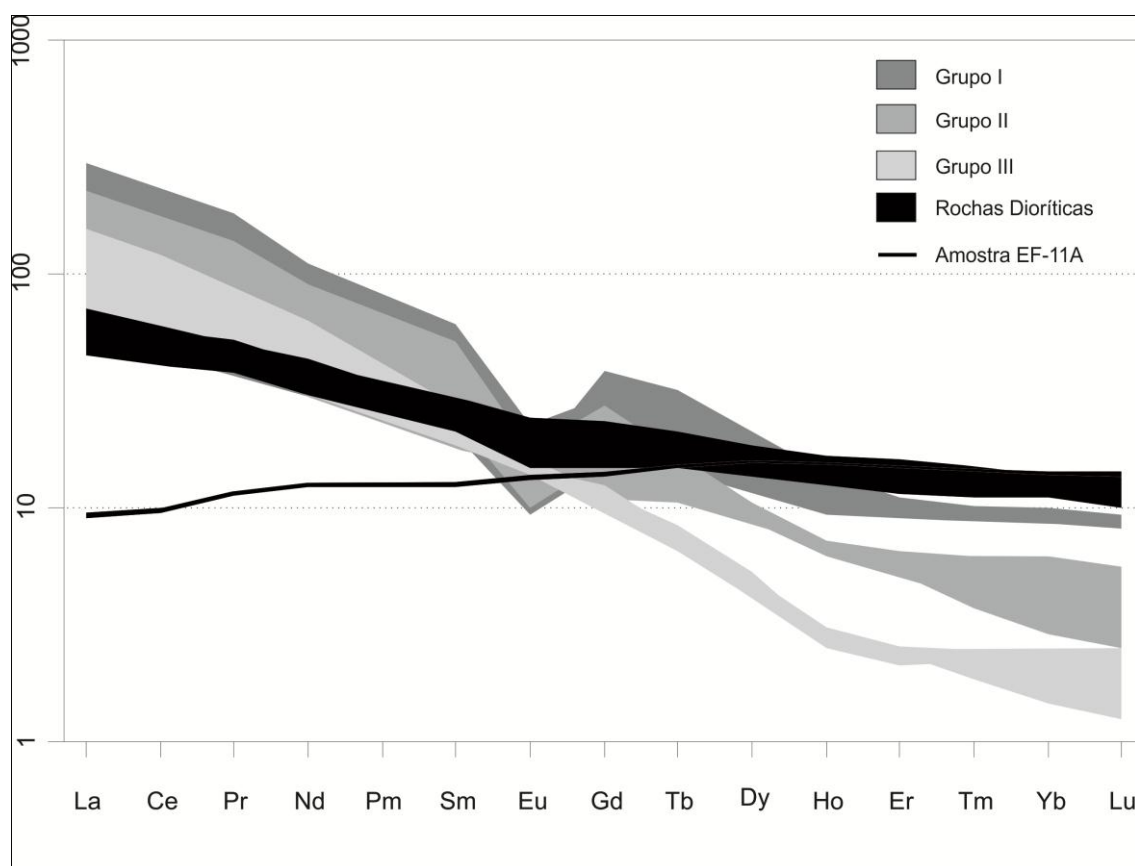


Figura 14 - Padrão de ETR normalizados pelos valores condriticos (Boynton, 1984). Os tons de cinza representam os três grupos das rochas félsicas, em preto as rochas máficas e a linha preta representa a amostra menos diferenciada entre os enclaves máficos.

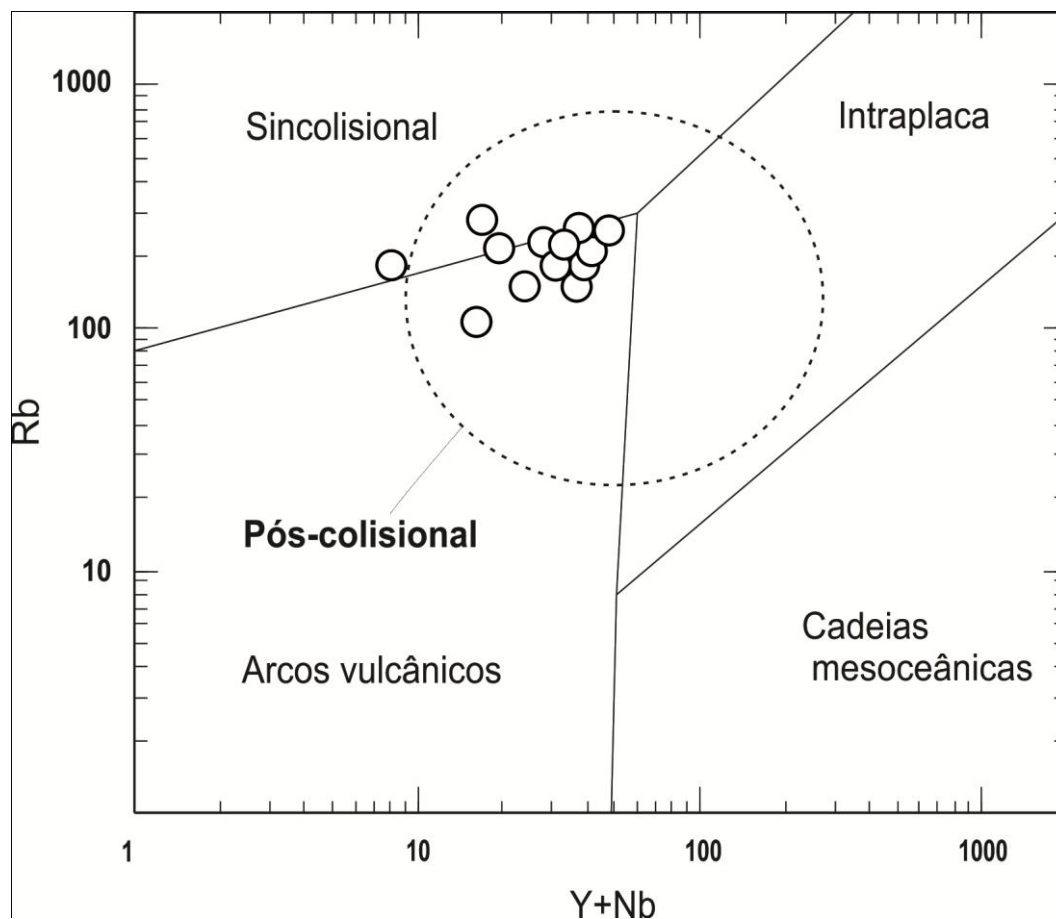


Figura 15 - Diagrama discriminante de ambientes geotectônicos Rb x (Y+Nb) de Pearce (1996).

Foram confeccionados diagramas multielementares (*spiderdiagrams*) utilizando diversos padrões de normalização como E-MORB, MORB, OIB e Crosta inferior. As rochas dioríticas do GAD mostram padrões que se assemelham mais fortemente com OIB (Figura 16) e crosta inferior. Em relação aos padrões de OIB, os GAD mostram enriquecimento (5 a 10 vezes) de Cs, Rb, U, K, Th e empobrecimento (3 vezes) de Nb, Ti, P e Sr. Com relação aos padrões da crosta inferior, as diferenças envolvem esses mesmos elementos mas são mais acentuadas. Constata-se também que em relação à crosta inferior, os GAD mostram enriquecimento em Nb e Y (2 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.

As demais rochas graníticas e granodioríticas, representadas pelos campos com as cores cinza mais escuras na (Figura 14), mostram padrões menos fracionados e com fortes anomalias negativas de Eu, que são coerentes com os padrões das rochas dioríticas, o que sugere seu possível caráter co-magmático. O comportamento dos ETR nos GAD pode indicar

uma relação entre os pólos composicionais intermediários em diferentes estágios de mistura e contaminação por fusões crustais, somando-se ainda a fracionamento e segregação mineral.

A amostra EF-11 (Figura 14) possui um padrão horizontalizado, assemelhando-se aos 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.

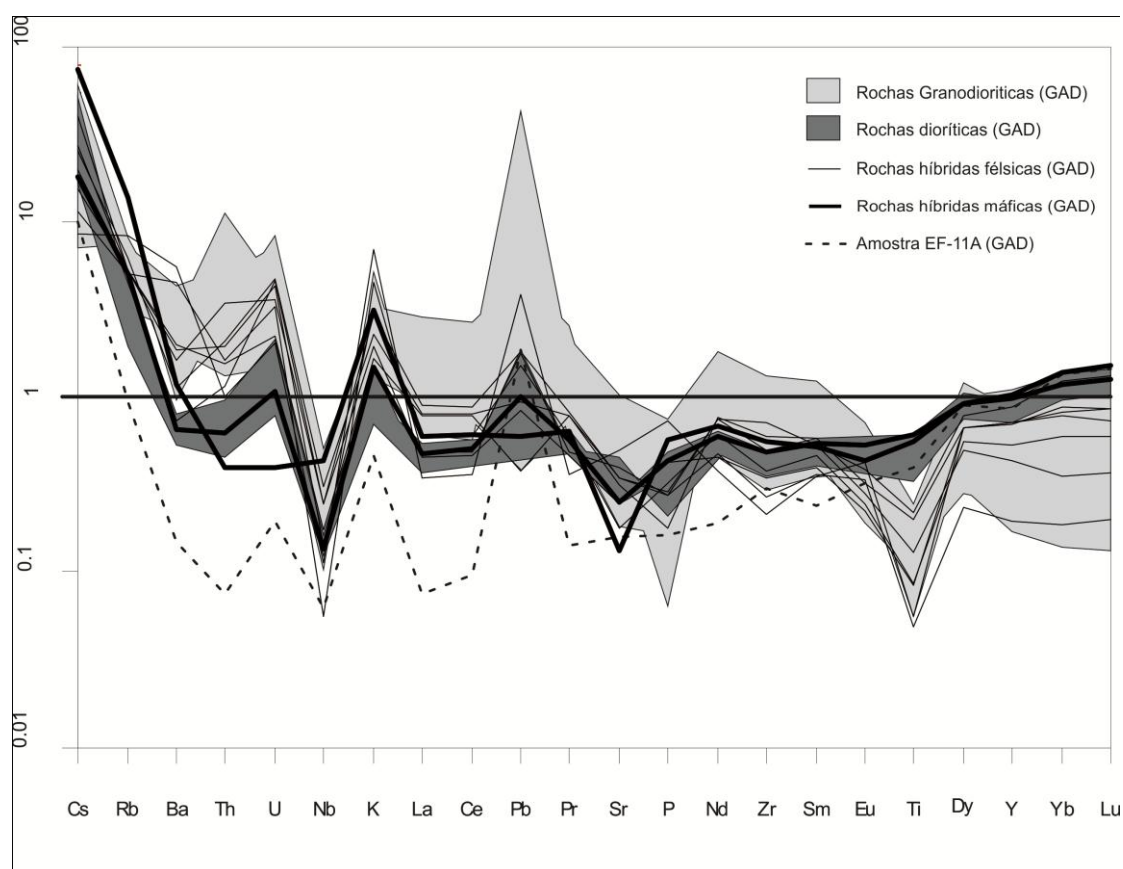


Figura 16 - Spidergram de elementos traços normalizados para OIB – Ocean Island Basalts. Modificado de Sun e McDonough (1989).

O enriquecimento em K_2O , Rb, Ba e Th é esperado para rochas diferenciadas, mas pode indicar também que houve assimilação de materiais crustais, que são comumente enriquecidos nesses elementos, durante a diferenciação dos magmas parentais dioríticos. A diminuição dos teores relativos de Yb e Y pode ser causada pela assimilação de materiais crustais, que em geral são muito pobres nestes elementos.

Estágios de Mistura de Magmas

Na maior parte dos sistemas magmáticos que incluem mistura, os magmas máficos não são introduzidos apenas no início da história plutônica, mas, geralmente são injetados em diferentes fases de cristalização do magma félsico (Figura 17). Diferentes tipos de interação sucessiva são verificadas, dependendo da cristalinidade do magma félsico, durante o tempo de injeção do magma máfico (Barbarin B. e Didier J., 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, indicando diferenças de viscosidade, temperatura e composição. Os diferentes estágios de cristalização das rochas granodioríticas e graníticas, geram diferenças de viscosidade que no momento da interação entre os dois pólos composicionais são responsáveis pelas diferentes formas dos corpos máficos e pelas demais estruturas magmáticas observadas sob estas condições. 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 granitóide podem representar 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 homoganeamente 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 que sugerem contaminação por materiais crustais, ou nas fontes mantélicas, como os teores elevados ou muito variados de Rb, K_2O , (Na_2O+K_2O) e os conteúdos moderados de ETR.

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 fracionados, feições que podem indicar a contaminação dos magmas parentais por materiais 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-alcálico mostrado em vários diagramas é interpretado como decorrente da contaminação crustal, mascarando o caráter toleítico médio a alto-K herdado dos magmas parentais toleíticos.

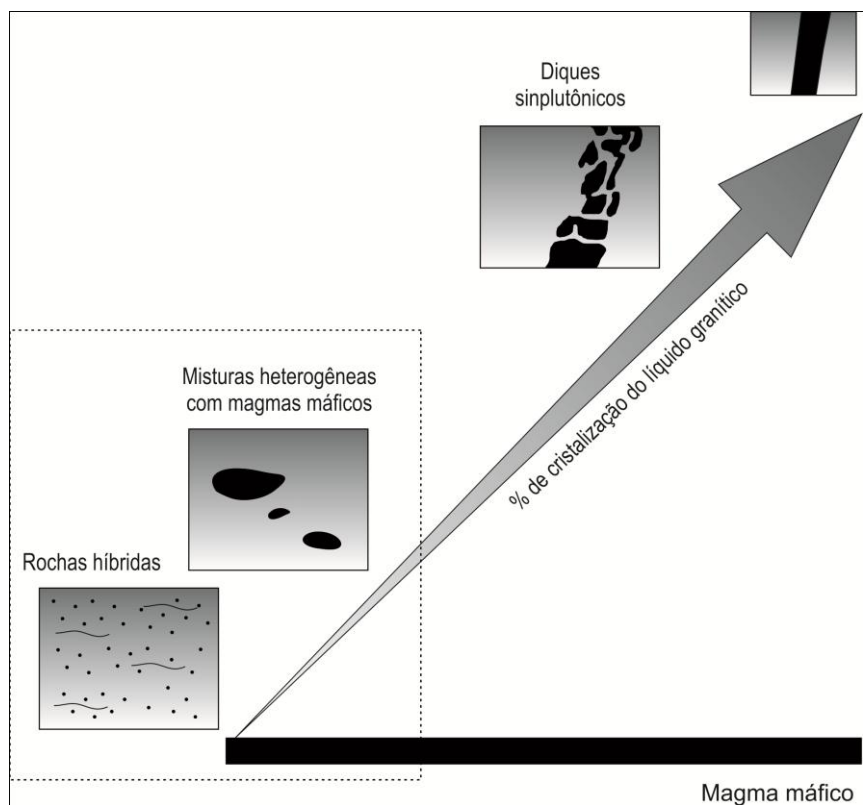


Figura 17 - Diferentes tipos de interação entre os magmas máfico e félsico durante os diferentes estágios de cristalização do magma félsico durante as sucessivas injeções máficas. A linha pontilhada representa os estágios mais frequentes no GAD. Modificado de Barbarin (1989).

Origem e evolução dos GAD

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, ou das próprias fontes mantélicas.

A fonte dos OIB tem características composicionais e isotópicas relacionadas à reciclagem de crosta oceânica antiga e assimilação de sedimentos terrígenos e pelágicos (Pilet, 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), e (iii) manto enriquecido com contribuição de crosta oceânica reciclada (HIMU). Workman (2003) 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 propõe a existência de subducção de crosta oceânica nesta região, por volta de 700-800 Ma - Babinski(1996), Kraemer (1995), Fragoso Cesar (1990), Silva et al. (1999), Bitencourt e Nardi (2000), Philipp et al. (2002). Wildner et al. (1999), Nardi e Lima (2000) identificaram a participação de fontes do tipo OIB – EM1 no magmatismo neoproterozóico do extremo sul do Brasil.

Os valores baixos de ETR-pesados, observados principalmente no grupo II das rochas félsicas com o fracionamento de ETR mais forte, podem indicar presença de granada nos resíduos das fusões crustais. Gnaisses paleoproterozóicos descritos por Gregory (2009) nesta região representam potenciais protólitos.

O caráter co-magmático dos granitóides com as rochas dioríticas é sugerido pelos padrões ilustrados no diagrama ternário AFC (Figura 9) e pelo paralelismo e coerência dos padrões das rochas dioríticas e granitóides 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 contaminação ou assimilação crustal, como verificado também na Suíte Paulo Lopes em Santa Catarina (Florisbal et al., 2009), correlacionável aos GAD (Fontana et al., 2010).

São observados três grupos distintos nas rochas granitóides, o grupo identificado pela cor cinza claro, (Figura 14), que é pobre em ETRP, deriva de um pulso de origem diversa, sugerindo fusão crustal de gnaisses portadores de granada, o que explicaria os padrões de ETR altamente fracionados. Este grupo pode representar o contaminante crustal nos magmas dioríticos como é verificado no grupo de rochas máficas que apresentam teores em diversos elementos que os aproximam das composições das rochas do polo félsico (Schneider, 2011).

Contatos interdigitados e lobados são a principal relação entre os dois tipos litológicos dominantes no GAD, dioríticos e granodioríticos/graníticos. Nas rochas félsicas, as evidências de hibridização são a elevada quantidade de minerais máficos em locais específicos. 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-alcalino 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 granitóides.

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 840⁰C, 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 (2003) como sendo cristalizados a partir de magmas com temperaturas superiores a 800⁰C. Conforme discutido por aqueles autores, temperaturas desta ordem exigem a participação de magmas básicos aportando calor no caso dos granitóides representarem fusões crustais. Alternativamente, seriam esperadas em magmas derivados de composições mais básicas de origem mantélica.

Afinidade geoquímica dos magmas parentais do GAD

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 granitóides 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-colisionaisneoproterozóicas com composições semelhantes e com a mesma afinida-

de toleítica médio a alto-K foram reconhecidas por Bitencourt e Nardi (1993), Florisbal (2005 e 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 640-650Ma (Bitencourt e Nardi, 2000). Possuem caráter sintectônico com o estágio precoce do Cinturão de Cisalhamento Sul Brasileiro e estratigraficamente sucede o Granodiorito Cruzeiro do Sul que tem idade 634 ± 1.5 Ma obtida por (Knijnik et al., 2010) e é intrudido por granitóides mais diferenciados de afinidade geoquímica similar, que compreendem a unidade Sanga do Areal. É correlacionável à Suite Paulo Lopes de mesma afinidade geoquímica, pós-colisional e de idade semelhante (Florisbal, 2005 e 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 (2011) o modelo evolutivo para os processos envolvendo hibridização e mistura heterogênea prediz a existência de um magma inicial de composição diorítica ou basáltica misturando-se com magmas graníticos e produzindo as rochas granitóides do GAD. Durante a cristalização sintectônica dos granitóides 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 parciais oriundas de fusões crustais seriam gradativamente adicionadas ao sistema, formando os granitóides 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 seu magma parental, mas, um pulso magmático posterior, 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 mantélico, 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 se 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 Granitóides Arroio Divisa são predominantemente granodioritos e possuem relações de mistura homogênea e heterogênea com magmas básicos indicativo de sua contemporaneidade. A verificação de diferentes tipos de mistura sugere que a participação do componente básico 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 granitóides são sintectônicos com o Cinturão de Cisalhamento Sul Brasileiro e estão posicionadas 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 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 (2005 e 2009), posicionando essas unidades em um contexto pós-colisional. A afinidade toleítica médio a alto-K dos GAD, embora de difícil reconhecimento nos termos félsicos devido à contaminação crustal, caracteriza o magmatismo pós-colisional precoce no sul do Brasil.

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao CNPQ (Proc. N^o 10/0045-6 PRONEX) pelo apoio financeiro e aos Professores Doutores Lauro V.S. Nardi, Maria de Fátima Bitencourt e Dr^a Luana Moreira Florisbal pela incansável parceria e companheirismo nos trabalhos de campo e nas discussões teóricas.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F.F.M., et al. Províncias Estruturais Brasileiras. 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*, 24:439-442, 1996.

BARBARIN, B., Magma mixing and origin of normal zoning in the Late Cretaceous granitic plutons of the Sierra Nevada Batholith, California (Melange de magmas et origine de la zonation normale des plutons granitiques cretaces du batholite de la Sierra Nevada, Californie) *Comptes Rendus - Academie des Sciences, Serie II* 309 (16), pp. 1563-1569, 1989

BARBARIN, B., Les granites crustaux hercyniens d'Europe Occidentale. Comparaison avec les granites S du Lachlan Fold ' Belt, Australie. *Dualité d'origine. C.R. Acad. Sci. Paris* 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, Oslo*, 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*. 30:184-187. 2000.

BITENCOURT, M. F. & NARDI, L.V.S. Late to Post-collisional Brasiliano granitic magmatism in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciência*, 65 (sup.1): 3-16. 1993.

BOYNTON, W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: HENDERSON, P. *Rare Earth Element Geochemistry*, Amsterdam: Elsevier, 1984, pp. 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. 45p. Monografia de conclusão de curso - Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

CHEMALE JR. F. Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: M. Holz & L.F. De Ros (eds.) Geologia do Rio Grande do Sul. CIGO-UFRGS, Porto Alegre, pp.:13-52, 2000.

CONDIE, K.C.. TTGs and adakites: are they both slab melts?. *Lithos*, 80: 33-44, 2005.

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 - RS,.1 mapa preto e branco. Escala 1:50.000, 1988.

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*, 5:77-96, 1992.

FERNANDES, L. A. D., & KOESTER, E. The neoproterozoic dorsal de canguçu strike-slip shear zone: Its nature and role in the tectonic evolution of southern Brazil. *Journal of African Earth Sciences*, 29(1), 3-24, 1999.

FRANTZ, J.C.; MCNAUGHTON, N.J.; MARQUES, J.C.; HARTMANN, L.A.; BOTELHO, N.F. E 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 – 2003, *Anais...IV South American Symposium on Isotope Geology*

FIGUEIREDO M.C.H., et al. Litogeoquímica das principais unidades do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLÓGIA., 36, Natal, Anais, 4:1623-1738.

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*, 175(1-4), 135-148, 2009.

FLORISBAL, LM, NARDI, LVS, BITENCOURT, MF, BETIOLLO, LM. As rochas máficas da suíte pós-colisional Paulo Lopes: magmatismo básico e granítico cogenéticos de afinidade toleítica no sul do Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 32: (2). 69-80, 2005.

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

FONTANA, E. ; NARDI, L. V. S. ; BITENCOURT, M. F. 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. *Anais...-Geoquímica: do átomo ao planeta*

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, 2010, Belém - PA. 45 Congresso Brasileiro de Geologia, 2010, Belém. Anais.. São Paulo : Sociedade Brasileira de Geologia, 2010, 2010. v. 1. p. PAP226.

FRAGOSO CESAR A.R.S. 1991. Tectônica de placas no Ciclo Brasileiro: as orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul.São Paulo, SP. 1991. 362p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo

FRAGOSO CESAR A.R.S., MACHADO R., MONTEIRO R.L., SALLET R. 1990. Nappes e estruturas correlatas do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-rio-grandense: uma

GASTAL, M.C.P. & LAFON, J.M. 1998. Gênese e evolução dos granitóidesmetaluminosos de afinidade alcalina da porção oeste do escudo sul-rio-grandense: geoquímica e isótopos deRb-Sr e Pb-Pb. *Revista Brasileira de Geociências*, 28: 11-28.

GREGORY T. R. *Caracterização Estrutural e Petrológica do Magmatismo Precoce do Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos*. Porto Alegre, RS. 2007. 70p. Monografia de conclusão de curso - Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

GREGORY T. R. *Caracterização estrutural e petrológica de metatonalitos e metadioritos do Complexo Arroio dos Ratos na sua seção-tipo, região de Quitéria, RS*. 2009. 65p. Dissertação (Mestrado em Programa de Pós-Graduação em 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*,23:201-214, 1993.

HARTMANN L.A., LEITE J.A.D., DA SILVA L.C., REMUS M.V.D., MCNAUGHTON N.J., GROVES D.I., FLETCHER I.R., SANTOS J.O.S., VASCONCELLOS M.A.Z.Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Austr. J. Earth Science.*, 47:829-844.introdução ao problema. *Acta Geol. Leap.*, 30:75-92, 2000.

IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A.A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks.*Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523–548, 1971.

JENSEN, L. S. A New Cation Plot for Classifying Subalkalic Volcanic Rocks. Ontario,*Geological Survey*.Miscellaneous Paper 66, 1976.

KNIJNIK, D. B. ; BITENCOURT, M. F. ; NARDI, L. V. S ; PINTO, V. M. ; SANTOS, J. O. S. ; MCNAUGHTON, N. J. U-Pb (SHIRIMP) Zircon geochronology of the Cruzeiro do Sul granodiorite - post-collisional shoshonitic magmatism from southern Brazil. In: VII - SSAGI SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, Brasilia, *Anais...* 2010.

KNIJNIK, D.B. 2008. *Posicionamento estrutural, caracterização petrográfica e geoquímica do Granodiorito Cruzeiro do Sul e rochas máficas associadas, região de Quitéria, RS*. Porto Alegre, RS. 2008. 64p. Monografia de conclusão de curso - Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

KNIJNIK D. B. ; BITENCOURT, M. F. ; NARDI, L. V. S. ; FONTANA, E. ; CENTENO, A. P. . Caracterização Petrográfica e Estrutural do Granodiorito Cruzeiro do Sul Porção Leste do Escudo Sul-Rio-Grandense-Brasil. In: 44º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2008, Curitiba. 44º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA - O PLANETA TERRA EM NOSSAS MÃOS - ANAIS. CURITIBA : CHARMA, 2008. v. 1. p. 516-516.

KRUHL, J.H. Prism- and basis-parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *Journal of Metamorphic Geology*, **14**:581-589, 1996.

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 em Geociências*, 24(1/2):67-77, 1997.

KOESTER, E.; ROISENBERG, A.; FERNANDES, L. A. D.; SOLIANI JR, ENIO ; NARDI, L. V. S. ; KRAEMER, G. . Petrologia dos Granitóides Sintectônicos a Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, Encruzilhada do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 31, n. 2, p. 131-140, 2001.

KOESTER, E., CHEMALE JR., F., PORCHER, C.C., BERTOTTI A.L., FERNANDES, L.A.D. U-Pb ages of granitoids from Eastern Sul-riograndense Shield. In: VI SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY. Argentina. *Anais...* San Carlos de Bariloche, 2008.

KRAEMER, G. *Evolução Magmática e Tectônica da Suíte Ortometamórfica Imbicuí, Região de Lavras do sul (RS)*. Porto Alegre, RS. 99p. 1995. Dissertação de Mestrado em Geociências - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

LE MAITRE, IN: R.W. LE MAITRE, EDITOR, A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms, Cambridge University Press, Cambridge, England (2002), p. 193 pp, 2002.

LE MAITRE, R. W.A (Editor) Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. In: Recommendations of the IUGS Commission on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford: Blackwell Scientific Publication, 1989. P193.

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*, 31 (6): 529-532, 2003.

MIYASHIRO A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science* 274, 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, 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*, 13:67-78, 2000.

PEARCE, J. A., HARRIS, N. W. & TINDLE, A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*. 25, 956-983, 1984.

PHILIPP R.P. *Geologia e petroquímica dos granitóides da região de Monte Bonito, Pelotas, RS*. Porto Alegre, RS. 1990. 231p. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

PHILIPP R.P., NARDI L.V.S., MACHADO R. O Magmatismo Granítico Neoproterozóico tardio 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, pp.: 129-152, 1998.

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*, 31:257-266, 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*, 32:277-290, 2002.

PICADA R.S., Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-riograndense. *SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 25, 1971. São Paulo, Anais, 1:167-191.

PILET, S., HERNANDEZ, J., SYLVESTER, P., POUJOL, M. The metasomatic alternative for ocean island basalt chemical heterogeneity. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(1-2), 148-166, 2005.

SCHNEIDER, C. L. 2010. *Processos de hibridização de rochas máficas e félsicas nos Granitóides Arroio Divisa, Quitéria, RS*. Porto Alegre, RS. 2010. 58p. Monografia de conclusão de curso - Curso de 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. 1943. New York: John Wiley & Sons.

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*, 19:275-287, 1991.

SILVA F B.C. AND SOLIANI JR. E. 1987. Origem e evolução dos Gnaisses Cambaí: exemplo de estudo integrado de análise estrutural, petroquímica e geocronologia. *SIMP. SUL-BRAS.GEOL.*, 3, Curitiba, Atas...1987. Curitiba, SBG, 1:127-145.

SILVA L.C., HARTMANN L.A., MCNAUGHTON N.J., FLETCHER I.R. SHRIMP U/Pb zircon timing of Neoproterozoic granitic magmatism and deformation in the Pelotas Batholith in Southernmost Brazil. *Intern. Geol. Rev.*, 41:531-551, 1999.

SILVA, L.C., et al. Pb-Pb zircon evaporation age and petrology of the strike-slip-related Paulo Lopes Granite, Southern Brazilian Granitic Province. SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 1, Campos do Jordão. *Extended Abstracts...*São Paulo, p.309-31, 1997.

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: A.D. Saunders and M.J. Norry, Editors, *Magmatism in the ocean basins*, Geological Society London Special Publication. 1989. vol. 42, pp. 313-345,

UFRGS, Mapeamento Geológico de parte da Folha Quitéria SH22-Y-B-I-4 (MI2985/4), RS. Porto Alegre. 2006, 1 vol., 2 mapas, color., escala 1:25 000

UFRGS, Mapeamento Geológico 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. 2007 1 vol., 2 mapas, color., escala: 1:25 000

UFRGS, Projeto: Quitéria – Serra do Erval: 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* 64:295-304, 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*, 41(12):1082-1098, 1999.

WILSON, M. Geochemical signatures of oceanic and continental basalts: a key to mantle dynamics? *Journal of the Geological Society*, London. 150:977-990, 1993.

WORKMAN, R. K., S. R. HART, M. JACKSON, M. REGELOUS, K. A. FARLEY, J. BLUSZTAJN, M. KURZ, AND H. STAUDIGEL, Recycled metasomatized lithosphere as the origin of the Enriched Mantle II (EM2) end-member: Evidence from the Samoan Volcanic Chain, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 5, Q04008, doi:10.1029/2003GC000623, 2004.

ANEXO 1: Resultados da contagem modal por pontos e colorimetria de granitóides e rochas máficas, para classificação segundo STRECKEISEN (1976)

| | Amostra | Q | A | P |
|----------|-------------|------|------|------|
| Máficos | PSQ-7167 d | 12,0 | 10,0 | 34,0 |
| | EF-02A1 | 12,2 | 11,3 | 58,1 |
| | EF-02A | 13,1 | 12,0 | 61,4 |
| | EF-07 B | 15,0 | 10,0 | 70,0 |
| | PSQ-7030 a | 16,4 | 37,4 | 50,6 |
| Félsicos | PSQ -3014 b | 20,4 | 43,1 | 66,0 |
| | PSQ-7167 b | 20,8 | 28,5 | 59,7 |
| | EF-06A | 21,3 | 41,1 | 53,6 |
| | EF-04 A | 22,4 | 41,6 | 56,0 |
| | PSQ-3010 | 25,6 | 32,3 | 50,3 |

ANEXO 2: Teores de elementos maiores, menores e traço das rochas félsicas, máficas e híbridas dos GAD.

| Amostra | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | TiO ₂ | P ₂ O ₅ | Total | Sc | Be | V | Ba | Sr | Y | Zr | |
|-----------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------------------|------------------|------------------|-------------------------------|-------|----|-----|-----|------|-------|------|-------|--|
| Máficas | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| EF-11 A | 49,48 | 14,82 | 11,4 | 0,20 | 8,15 | 12,1 | 0,82 | 0,68 | 1,13 | 0,1 | 100,4 | 42 | 1 | 307 | 52 | 106 | 25 | 84 | |
| EF-02 G | 52,17 | 15,17 | 8,81 | 0,16 | 8,80 | 8,77 | 0,85 | 2,21 | 1,01 | 0,16 | 99,77 | 35 | 2 | 222 | 268 | 231,3 | 20,9 | 100,1 | |
| EF-02 C | 53,49 | 14,12 | 15 | 0,23 | 5,16 | 7,89 | 0,66 | 1,02 | 1,66 | 0,22 | 100,6 | 32 | 2 | 354 | 188 | 163 | 27 | 139 | |
| EF-02 A | 53,54 | 13,3 | 15,61 | 0,21 | 3,82 | 6,79 | 0,41 | 1,45 | 1,77 | 0,3 | 100,1 | 31 | 2 | 364 | 282 | 181 | 28 | 134 | |
| EF-02 B | 54,78 | 12,75 | 15,12 | 0,20 | 3,88 | 6,65 | 0,42 | 1,52 | 1,67 | 0,25 | 98,43 | 30 | 2 | 364 | 232 | 194 | 27 | 122 | |
| Félsicas | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| EF-02 F | 65,22 | 15,12 | 6,69 | 0,08 | 2,42 | 2,98 | 2,91 | 2,46 | 0,70 | 0,18 | 99,80 | 14 | 2 | 112 | 655 | 338,9 | 21,7 | 194,7 | |
| EF-01 A | 65,63 | 14,86 | 4,12 | 0,10 | 1,53 | 2,78 | 3,35 | 3,03 | 0,66 | 0,46 | 98,98 | 9 | 11 | 57 | 1516 | 680 | 28 | 306 | |
| AK-108 | 66,91 | 14,53 | 4,92 | 0,09 | 2,15 | 3,02 | 2,42 | 4,05 | 0,59 | 0,17 | 99,81 | 14 | 4 | 90 | 849 | 162,7 | 31,7 | 184,8 | |
| EF-03B | 67,39 | 14,19 | 3,53 | 0,05 | 1,42 | 2,36 | 2,91 | 3,76 | 0,50 | 0,2 | 97,74 | 9 | 6 | 52 | 866 | 262 | 23 | 183 | |
| EF-12 A | 67,65 | 14,55 | 2,76 | 0,04 | 1,36 | 2,27 | 3,31 | 4,31 | 0,41 | 0,14 | 97,98 | 7 | 3 | 39 | 688 | 331 | 11 | 164 | |
| EF-09 A | 67,76 | 14,98 | 3,23 | 0,03 | 1,24 | 3,39 | 3,57 | 1,91 | 0,66 | 0,16 | 98,07 | 4 | 2 | 39 | 845 | 453 | 5 | 222 | |
| AK-106 A | 67,85 | 14,64 | 4,11 | 0,06 | 1,42 | 2,48 | 3,09 | 4,59 | 0,62 | 0,24 | 99,75 | 5 | 4 | 62 | 1120 | 395,7 | 14,1 | 204,7 | |
| EF-13 A | 68,57 | 14,4 | 3,15 | 0,04 | 1,27 | 2,24 | 3,51 | 3,35 | 0,50 | 0,04 | 98,41 | 8 | 4 | 58 | 472 | 305 | 11 | 175 | |
| EF-03 A | 68,64 | 13,99 | 5,38 | 0,10 | 2,01 | 3,42 | 2,23 | 1,86 | 0,67 | 0,11 | 99,71 | 17 | 3 | 87 | 510 | 186 | 26 | 219 | |
| EF-06 A | 68,81 | 14,49 | 1,15 | 0,02 | 0,29 | 0,87 | 2,67 | 7,51 | 0,16 | 0,19 | 97,16 | 3 | 2 | 9 | 944 | 196 | 11 | 82 | |
| EF-04 A | 69,18 | 14,15 | 3,12 | 0,04 | 0,82 | 2,64 | 2,45 | 4,48 | 0,50 | 0,15 | 99,41 | 7 | 4 | 46 | 1033 | 253 | 22 | 236 | |
| EF-01 C | 70,07 | 14,81 | 3,07 | 0,03 | 0,87 | 2,07 | 2,89 | 4,77 | 0,58 | 0,18 | 100,6 | 5 | 2 | 41 | 1043 | 191 | 15 | 369 | |
| AK-104 A | 70,24 | 15,07 | 2,28 | 0,03 | 0,66 | 2,12 | 3,30 | 5,25 | 0,37 | 0,16 | 99,84 | 2 | 4 | 32 | 639 | 317,1 | 7,1 | 156,5 | |
| EF-02 E | 70,60 | 14,65 | 3,26 | 0,03 | 0,94 | 1,01 | 3,37 | 4,44 | 0,37 | 0,13 | 99,85 | 7 | 3 | 34 | 685 | 174,7 | 21,4 | 177,6 | |
| PSQ-003 | 71,00 | 14,96 | 2,48 | 0,03 | 0,66 | 2,18 | 3,48 | 4,03 | 0,32 | 0,17 | 99,82 | 5 | 4 | 31 | 875 | 246,6 | 13,5 | 209,4 | |
| EF-10 A | 71,89 | 13,75 | 2,32 | 0,03 | 0,64 | 0,95 | 2,73 | 5,75 | 0,26 | 0,14 | 99,43 | 7 | < 1 | 17 | 984 | 264 | 25 | 203 | |
| Híbridas | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| CS-04 A | 51,89 | 15,88 | 14,43 | 0,20 | 5,33 | 2,79 | 0,26 | 4,58 | 1,60 | 0,35 | 99,81 | 35 | 3 | 122 | 411 | 87,3 | 30,0 | 156,7 | |
| CS-03 A | 54,20 | 13,14 | 16,19 | 0,21 | 4,09 | 6,37 | 0,39 | 2,17 | 1,76 | 0,27 | 99,85 | 32 | < 1 | 382 | 229 | 165,9 | 28,3 | 137,1 | |
| CS-03 B | 64,64 | 15,79 | 5,96 | 0,05 | 2,10 | 1,70 | 3,65 | 3,30 | 0,57 | 0,11 | 99,86 | 12 | 1 | 79 | 396 | 210,6 | 20,6 | 167,3 | |
| CS-07 B | 65,58 | 17,19 | 1,44 | 0,03 | 0,49 | 1,11 | 2,28 | 10,10 | 0,16 | 0,45 | 99,72 | 3 | 3 | 15 | 1960 | 325,8 | 21,0 | 60,7 | |
| CS-06 A | 66,99 | 14,64 | 6,18 | 0,07 | 2,50 | 2,47 | 2,95 | 2,39 | 0,63 | 0,18 | 99,81 | 14 | 2 | 93 | 693 | 228,2 | 25,6 | 199,4 | |
| CS-06 A | 68,12 | 17,11 | 1,76 | 0,03 | 0,57 | 0,96 | 3,59 | 6,57 | 0,14 | 0,17 | 99,76 | 3 | 2 | 17 | 1604 | 260,9 | 5,7 | 75,4 | |
| CS-07 A | 69,53 | 14,89 | 3,20 | 0,03 | 1,14 | 1,84 | 3,59 | 4,21 | 0,37 | 0,17 | 99,86 | 7 | 3 | 38 | 573 | 226,2 | 12,5 | 138,7 | |
| CS-01 A | 69,70 | 15,13 | 3,70 | 0,05 | 1,57 | 1,49 | 3,30 | 2,80 | 0,24 | 0,26 | 99,90 | 6 | 10 | 38 | 254 | 162,5 | 20,5 | 97,4 | |
| CS-02 A | 72,68 | 13,64 | 2,69 | 0,04 | 1,11 | 0,97 | 2,64 | 4,52 | 0,25 | 0,20 | 99,87 | 5 | 2 | 26 | 658 | 117,4 | 15,6 | 105,7 | |

ANEXO 2: Continuação

| Amostra | C/203 | Co | Ni | Cu | Zn | Ga | Ge | As | Rb | Nb | Mo | Ag | In | Sn | Sb | Cs | Hf | Ta | W | Ti | Pb | Bi | Th | U | Au | Cd | Hg | Ni | Se | |
|-----------|-------|------|-----|------|-----|------|------|-------|-------|-----|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|------|------|----|--|
| Máficas | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| EF-11 A | 210 | 47 | 90 | <10 | 90 | 16 | 1 | <5 | 29 | 3 | <2 | 4,8 | <0,2 | 9 | 2,2 | 3,9 | 2,5 | 0,2 | <1 | 0,3 | 6 | <0,4 | 0,3 | 0,2 | | | | | | |
| EF-02 G | 730 | 34,2 | 81 | 16,2 | 33 | 16,4 | 1,1 | 106,9 | 7,9 | 0,5 | <0,1 | 7 | <0,1 | 20,0 | 3,0 | 0,6 | <0,5 | 0,4 | 4,5 | 0,1 | 3,9 | 2,2 | 2,5 | <0,1 | <0,01 | 44,4 | <0,5 | | | |
| EF-02 C | 70 | 47 | 40 | 50 | 110 | 22 | 1 | <5 | 61 | 6 | <2 | 1,2 | <0,2 | 5 | 1 | 6,4 | 3,9 | 0,4 | 1 | 0,4 | <5 | 0,5 | 1,8 | 0,8 | | | | | | |
| EF-02 A | <20 | 67 | <20 | 40 | 90 | 25 | 3 | <5 | 111 | 6 | <2 | <0,5 | <0,2 | 3 | 4 | 8,9 | 4,4 | 0,5 | 1 | 0,3 | <5 | <0,4 | 3,1 | 1,2 | | | | | | |
| EF-02 B | <20 | 66 | <20 | 30 | 70 | 23 | 3 | <5 | 115 | 6 | <2 | <0,5 | <0,2 | 3 | 4,6 | 7,2 | 3,7 | 0,5 | <1 | 0,1 | <5 | <0,4 | 2,7 | 1 | | | | | | |
| EF-07 B | 100 | 40 | 80 | 120 | 110 | 20 | 2 | <5 | 141 | 6 | <2 | 1,4 | <0,2 | 7 | 2 | 9,7 | 4 | 0,4 | <1 | 1,5 | 6 | 3,2 | 3,2 | 1 | | | | | | |
| Felíticas | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| EF-02 F | 17 | 16,7 | 36 | 30,0 | 83 | 17,5 | 3 | <0,5 | 145,3 | 8,0 | 0,6 | <0,1 | 3 | <0,1 | 16,6 | 5,3 | 0,5 | <0,5 | 0,7 | 1,2 | 0,2 | 5,3 | 1,6 | <0,5 | <0,1 | <0,01 | 35,9 | <0,5 | | |
| EF-01 A | <20 | 12 | <20 | 60 | 200 | 27 | 3 | 19 | 228 | 20 | <2 | <0,5 | <0,2 | 11 | 5,5 | 21,4 | 8 | 3 | 1 | 1,8 | 61 | 18,9 | 22 | 5,4 | | | | | | |
| AK-108 | 60 | 11,5 | <20 | 9,2 | 82 | 17,3 | <0,5 | 254,9 | 15,8 | 0,9 | 0,2 | 6 | <0,1 | 23,8 | 5,9 | 1,3 | 0,7 | 1,3 | 28,2 | 0,5 | 20,0 | 7,4 | <0,5 | <0,1 | <0,01 | 12,5 | <0,5 | | | |
| EF-03B | 30 | 8 | <20 | <10 | 60 | 20 | 2 | <5 | 179 | 11 | <2 | 1,4 | <0,2 | 8 | 1,5 | 10,8 | 5,4 | 1,4 | <1 | 1,3 | 22 | <0,4 | 13,9 | 6,2 | | | | | | |
| EF-12 A | 40 | 6 | 20 | <10 | 60 | 21 | 1 | <5 | 185 | 16 | <2 | 1,2 | <0,2 | 4 | 1,8 | 6,4 | 4,7 | 1 | <1 | 1,5 | 26 | <0,4 | 21,8 | 1,8 | | | | | | |
| EF-09 A | 90 | 14 | 160 | <10 | <30 | 17 | <1 | <5 | 98 | 10 | <2 | <0,5 | <0,2 | 4 | 1,1 | 7 | 6,1 | 0,5 | <1 | 0,3 | <5 | <0,4 | 10 | 1,5 | | | | | | |
| AK-106 A | 60 | 9,0 | <20 | 10,1 | 65 | 19,4 | <0,5 | 188,0 | 13,2 | 0,6 | <0,1 | 3 | <0,1 | 8,8 | 5,8 | 0,7 | <0,5 | 0,4 | 7,9 | 0,1 | 19,0 | 3,3 | <0,5 | <0,1 | <0,01 | 17,7 | <0,5 | | | |
| EF-13 A | 50 | 10 | <20 | <10 | 110 | 23 | 3 | <5 | 201 | 19 | <2 | <0,5 | <0,2 | 2 | 4,2 | 9,9 | 5,6 | 1,1 | <1 | 1,7 | 140 | 0,7 | 44,7 | 4,5 | | | | | | |
| EF-03 A | 60 | 14 | <20 | <10 | 70 | 18 | 2 | <5 | 163 | 11 | <2 | 1,3 | <0,2 | 7 | 1,7 | 16,5 | 6,3 | 1 | <1 | 1,4 | 10 | <0,4 | 11,4 | 4,3 | | | | | | |
| EF-06 A | <20 | 2 | <20 | <10 | <30 | 15 | 1 | <5 | 234 | 5 | <2 | 0,9 | <0,2 | 6 | 1 | 2,8 | 2,6 | 0,6 | <1 | 1,2 | 25 | <0,4 | 7,4 | 2,2 | | | | | | |
| EF-04 A | <20 | 6 | <20 | <10 | 50 | 18 | 1 | <5 | 140 | 9 | <2 | 1,3 | <0,2 | 6 | 1,5 | 5,2 | 6,7 | 0,6 | <1 | 1,1 | 23 | 0,8 | 30 | 3,4 | | | | | | |
| EF-01 C | 20 | 5 | <20 | 20 | 50 | 21 | 1 | <5 | 212 | 18 | <2 | 1,8 | <0,2 | 6 | 1,8 | 9,7 | 10 | 0,7 | <1 | 1,6 | 16 | <0,4 | 4,3 | 2,4 | | | | | | |
| AK-104 A | <20 | 3,3 | <20 | 4,0 | 5,2 | 21,9 | <0,5 | 189,0 | 10,5 | 0,7 | <0,1 | 3 | <0,1 | 3,6 | 4,9 | 0,8 | <0,5 | 0,2 | 7,7 | <0,1 | 18,9 | 3,5 | 0,6 | <0,1 | <0,01 | 3,4 | <0,5 | | | |
| EF-02 E | 60 | 6,0 | <20 | 15,9 | 4,7 | 19,4 | <0,5 | 173,2 | 11,0 | 0,7 | <0,1 | 4 | <0,1 | 3,9 | 5,2 | 0,8 | 0,7 | <0,1 | 6,8 | 0,3 | 10,3 | 6,7 | <0,5 | <0,1 | <0,01 | 16,3 | <0,5 | | | |
| PSQ-003 | <20 | 4,3 | <20 | 4,2 | 4,4 | 17,1 | <0,5 | 139,1 | 8,7 | 0,6 | <0,1 | 3 | <0,1 | 4,8 | 5,5 | 0,7 | <0,5 | 0,2 | 5,0 | <0,1 | 10,9 | 3,1 | 0,8 | <0,1 | <0,01 | 3,3 | <0,5 | | | |
| EF-10 A | <20 | 4 | <20 | 140 | 50 | 16 | 1 | <5 | 158 | 7 | <2 | 2,7 | <0,2 | 5 | 1,6 | 4 | 6 | 0,6 | 11 | 1,2 | 29 | <0,4 | 19,2 | 6,2 | | | | | | |
| EF-14 | 30 | 3,6 | <20 | 2,1 | 7,1 | 21,0 | 2,5 | 216,7 | 24,6 | 1,1 | 0,1 | 13 | <0,1 | 5,1 | 5,1 | 3,2 | 3,2 | 1,0 | 0,2 | 11,2 | 4,0 | 12,5 | 8,5 | 2,9 | <0,1 | <0,01 | 6,1 | <0,5 | | |
| Híbridas | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| CS-04 A | 170 | 44,5 | 26 | 29,2 | 86 | 20,5 | 1,3 | 427,8 | 20,8 | 1,0 | <0,1 | 4 | <0,1 | 29,2 | 4,5 | 1,2 | 0,5 | 1,0 | 1,9 | 0,3 | 1,6 | 0,4 | <0,5 | <0,1 | <0,01 | 19,1 | <0,5 | | | |
| CS-03 A | <20 | 55,9 | 29 | 40,5 | 47 | 21,4 | <0,5 | 159,1 | 6,5 | 0,4 | <0,1 | 2 | <0,1 | 7,1 | 3,9 | 0,5 | <0,5 | 0,2 | 3,2 | 0,3 | 2,5 | 1,1 | <0,5 | <0,1 | 0,01 | 19,0 | <0,5 | | | |
| CS-03 B | 190 | 15,6 | 50 | 28,5 | 88 | 24,3 | <0,5 | 192,5 | 14,7 | 1,2 | <0,1 | 5 | <0,1 | 10,0 | 5,2 | 1,6 | 1,1 | 0,7 | 3,0 | 0,4 | 8,4 | 4,8 | <0,5 | <0,1 | <0,01 | 48,3 | <0,5 | | | |
| CS-07 B | 20 | 2,6 | <20 | 2,3 | 2,4 | 16,4 | <0,5 | 260,0 | 5,5 | 0,4 | <0,1 | 4 | <0,1 | 3,3 | 2,0 | 0,6 | <0,5 | 0,2 | 12,3 | <0,1 | 4,0 | 2,1 | <0,5 | <0,1 | <0,01 | 4,5 | <0,5 | | | |
| CS-06 A | 220 | 15,9 | 39 | 12,6 | 7,3 | 17,9 | <0,5 | 164,6 | 8,4 | 0,7 | <0,1 | 5 | <0,1 | 15,6 | 5,7 | 0,5 | 0,5 | 0,7 | 1,2 | 0,3 | 6,5 | 2,3 | <0,5 | <0,1 | <0,01 | 39,6 | <0,5 | | | |
| CS-05 A | <20 | 3,3 | <20 | 9,6 | 2,5 | 14,4 | <0,5 | 158,7 | 2,7 | 0,6 | <0,1 | 5 | <0,1 | 4,5 | 2,7 | 0,3 | <0,5 | 0,1 | 5,7 | 0,3 | 6,5 | 3,4 | <0,5 | <0,1 | <0,01 | 7,0 | <0,5 | | | |
| CS-07 A | 40 | 6,6 | <20 | 11,0 | 6,3 | 19,0 | <0,5 | 164,2 | 11,8 | 1,5 | <0,1 | 4 | <0,1 | 7,7 | 4,5 | 0,9 | 0,6 | 0,5 | 5,8 | 0,1 | 13,9 | 3,7 | <0,5 | <0,1 | <0,01 | 9,2 | <0,5 | | | |
| CS-01 A | 120 | 9,3 | 36 | 20,5 | 5,3 | 21,0 | <0,5 | 163,2 | 11,9 | 0,6 | <0,1 | 4 | <0,1 | 10,7 | 3,0 | 0,8 | 1,1 | 0,4 | 2,7 | 0,9 | 4,6 | 4,7 | 2,9 | <0,1 | <0,01 | 35,2 | <0,5 | | | |
| CS-02 A | 30 | 5,1 | <20 | 4,3 | 5,2 | 17,0 | <0,5 | 166,2 | 6,8 | 0,4 | <0,1 | 4 | <0,1 | 6,0 | 3,2 | 0,8 | 0,8 | <0,5 | 0,3 | 4,9 | 0,2 | 7,9 | 4,4 | <0,5 | <0,1 | <0,01 | 10,5 | <0,5 | | |

ANEXO 2: Continuação

| | Amostra | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu | |
|----------|----------|----------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Máficas | EF-11 A | 2,8 | 7,7 | 1,37 | 7,4 | 2,4 | 0,97 | 3,5 | 0,7 | 5 | 1,1 | 3,1 | 0,46 | 2,9 | 0,44 | |
| | CS-04 A | 22,0 | 48,4 | 6,14 | 26,1 | 5,26 | 1,31 | 5,46 | 0,89 | 5,14 | 1,04 | 3,10 | 0,45 | 3,00 | 0,46 | |
| | EF-02 G | 13,7 | 33,8 | 4,44 | 18,3 | 4,09 | 1,19 | 4,29 | 0,69 | 4,16 | 0,75 | 2,23 | 0,34 | 2,10 | 0,31 | |
| | EF-02 C | 14 | 32,5 | 4,62 | 18,5 | 4,8 | 1,64 | 5,3 | 0,9 | 5,6 | 1,1 | 3 | 0,43 | 2,6 | 0,36 | |
| | EF-02 A | 20,4 | 45,9 | 6,39 | 24,5 | 5,8 | 1,77 | 6,1 | 1 | 5,9 | 1,2 | 3,4 | 0,49 | 2,9 | 0,42 | |
| | EF-02 B | 18,3 | 41,8 | 5,77 | 22,2 | 5,3 | 1,64 | 5,5 | 0,9 | 5,2 | 1 | 3 | 0,45 | 2,7 | 0,39 | |
| | EF-07 B | 17,9 | 37 | 4,92 | 18,1 | 4,1 | 1,09 | 3,9 | 0,7 | 4,4 | 0,9 | 2,4 | 0,36 | 2,3 | 0,32 | |
| | Fábricas | EF-02 F | 27,2 | 59,1 | 6,94 | 26,2 | 4,83 | 1,24 | 4,43 | 0,69 | 3,88 | 0,78 | 2,27 | 0,37 | 2,39 | 0,35 |
| | | EF-01 A | 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 |
| | | AK-108 | 42,1 | 89,9 | 10,43 | 39,9 | 7,48 | 1,18 | 6,33 | 1,00 | 5,65 | 1,05 | 3,12 | 0,46 | 2,96 | 0,43 |
| | | EF-03B | 39,5 | 80,1 | 9,71 | 31,8 | 6,2 | 1,16 | 4,8 | 0,8 | 4,7 | 0,8 | 2,3 | 0,32 | 2 | 0,29 |
| | | EF-12 A | 62,8 | 116 | 14,6 | 46,3 | 8 | 1,23 | 5,2 | 0,6 | 2,9 | 0,5 | 1,1 | 0,14 | 0,7 | 0,09 |
| | | EF-09 A | 33,4 | 65,8 | 7,88 | 25,9 | 4,5 | 1,19 | 3 | 0,4 | 1,7 | 0,2 | 0,5 | 0,06 | 0,3 | 0,04 |
| | | AK-106 A | 74,6 | 143,7 | 14,53 | 49,0 | 6,39 | 1,39 | 4,07 | 0,56 | 2,72 | 0,45 | 1,25 | 0,19 | 1,16 | 0,18 |
| EF-13 A | | 70,2 | 141 | 17 | 52,9 | 10,1 | 1,29 | 7,1 | 0,8 | 3,4 | 0,5 | 1,1 | 0,12 | 0,6 | 0,08 | |
| EF-03 A | | 34,4 | 70,3 | 8,47 | 27,7 | 5,7 | 0,98 | 4,8 | 0,9 | 5,2 | 1 | 3 | 0,46 | 2,9 | 0,43 | |
| EF-06 A | | 22,5 | 45,4 | 5,45 | 17,7 | 3,5 | 1,08 | 2,8 | 0,5 | 2,7 | 0,5 | 1,2 | 0,17 | 1 | 0,14 | |
| EF-04 A | | 91,8 | 188 | 22,3 | 66,8 | 11,7 | 1,67 | 7,7 | 1,1 | 4,9 | 0,8 | 2,1 | 0,3 | 1,9 | 0,26 | |
| EF-01 C | | 107 | 216 | 25 | 70,6 | 11,9 | 1,34 | 6,9 | 0,8 | 3,7 | 0,6 | 1,4 | 0,19 | 1,1 | 0,15 | |
| AK-104 A | | 48,1 | 96,7 | 10,57 | 38,1 | 5,43 | 1,09 | 3,22 | 0,37 | 1,58 | 0,22 | 0,53 | 0,08 | 0,52 | 0,08 | |
| EF-02 E | | 32,1 | 70,5 | 8,30 | 30,7 | 5,96 | 0,94 | 4,80 | 0,75 | 4,08 | 0,75 | 1,98 | 0,30 | 1,82 | 0,26 | |
| PSO-003 | 37,8 | 75,0 | 8,29 | 31,0 | 4,90 | 1,16 | 3,93 | 0,58 | 2,76 | 0,47 | 1,12 | 0,13 | 0,79 | 0,11 | | |
| EF-10 A | 55,2 | 121 | 15,8 | 54,6 | 11,8 | 1,15 | 10 | 1,5 | 6,8 | 1 | 2,3 | 0,33 | 2,1 | 0,3 | | |
| EF-14 | 26,0 | 56,7 | 6,19 | 21,9 | 4,40 | 0,57 | 3,40 | 0,53 | 2,46 | 0,39 | 1,00 | 0,16 | 0,97 | 0,15 | | |
| Híbridas | CS-03 A | 17,7 | 40,4 | 5,49 | 23,0 | 5,48 | 1,60 | 5,71 | 0,92 | 5,11 | 0,98 | 2,85 | 0,41 | 2,55 | 0,38 | |
| | CS-03 B | 29,5 | 64,2 | 7,64 | 29,6 | 5,81 | 0,98 | 4,88 | 0,75 | 3,75 | 0,67 | 1,89 | 0,28 | 1,79 | 0,26 | |
| | CS-07 B | 12,7 | 28,8 | 3,52 | 14,5 | 3,53 | 1,28 | 3,67 | 0,67 | 3,75 | 0,71 | 1,94 | 0,29 | 1,68 | 0,22 | |
| | CS-06 A | 29,2 | 62,4 | 7,62 | 28,6 | 5,32 | 1,16 | 4,98 | 0,79 | 4,42 | 0,90 | 2,61 | 0,41 | 2,66 | 0,40 | |
| | CS-05 A | 17,9 | 38,9 | 4,77 | 18,2 | 3,58 | 1,02 | 2,46 | 0,31 | 1,32 | 0,18 | 0,44 | 0,07 | 0,40 | 0,06 | |
| | CS-07 A | 33,2 | 69,7 | 7,95 | 29,1 | 5,32 | 0,85 | 3,95 | 0,59 | 2,79 | 0,44 | 1,05 | 0,13 | 0,76 | 0,11 | |
| | CS-01 A | 16,7 | 37,1 | 4,49 | 17,7 | 3,99 | 0,68 | 3,84 | 0,67 | 3,72 | 0,67 | 1,90 | 0,30 | 1,88 | 0,26 | |
| | CS-02 A | 22,3 | 48,3 | 5,80 | 23,3 | 4,88 | 0,73 | 4,09 | 0,61 | 3,11 | 0,52 | 1,37 | 0,20 | 1,29 | 0,18 | |

CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os Granitóides Arroio Divisa são predominantemente granodioritos e possuem relações de mistura homogênea e heterogênea com magmas dioríticos indicativas de sua contemporaneidade. A verificação de diferentes tipos de mistura sugere que a participação do componente diorítico foi importante e contínua durante todo o processo de cristalização e posicionamento dos Granitóides Arroio Divisa. A maior parte dos granodioritos e rochas dioríticas dos Granitóides Arroio Divisa apresenta evidências geoquímicas sugestivas de seu caráter comagmático.

Os granitóides são sintectônicos com o Cinturão de Cisalhamento Sul Brasileiro e estão posicionadas em zonas de cisalhamento sinistrais em contexto transpressivo o que indica a compatibilidade com ambientes geotectônicos pós-colisionais. Os Granitóides Arroio Divisa 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 Elementos Terras Raras Pesados apresenta características geoquímicas que sugerem origem por fusão parcial de gnaisses com granada, e pode representar o contaminante crustal dos Granitóides Arroio Divisa. Os teores e padrões normalizados dos elementos traços, particularmente nas rochas dioríticas, indicam fontes relacionadas com subducção em ambientes de arco magmático continental maduro ou pós-colisional.

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

O estudo integrado de rochas graníticas oriundas de processos magmáticos que envolvem proveniência distinta, aliado a análise estrutural é muito bem aplicado ao ambiente pós-colisional tendo como resultado um modelo tectônico que coloca o próprio magmatismo como importante fator no desenvolvimento de estruturas regionais como os cinturões de cisalhamento.

A investigação da afinidade toleíticas de rochas graníticas no magmatismo pós-colisional do sul do Brasil, através do estudo direcionado de rochas máficas que estão frequentemente associadas temporal e espacialmente, permitiu a verificação da participação efetiva de fontes mantélicas no magmatismo, mesmo que associado a fusões crustais e elucida a habitual tendência de atribuir a estas associações litológicas o caráter cálcico alcalino.

REFERÊNCIAS

BARBARIN, B. Plagioclase xenocrysts and mafic magmatic enclaves in some granitoids of the Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Geophysical Research* 95, 17747– 17756, 1990

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.

BLAKE D. H., ELWELL, R.W.D., GIBSON, I.L., SKELFORN, R.R. E WWALKER, G.P.L., Some relationships resulting from the intimate association of acid and basic magmas. *Q. J. Geol. Soc. London*, 121:31-50, 1965

BONIN B., AZZOUNI-SEKKAL A., BUSSY F, FERRAG S. Alkali-calcic and alkaline postorogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. *Lithos*, 45: 45-70, 1998.

CHAPPELL, B. W., & WHITE, A. J. R. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4), 489-500, (2001).

DIDIER, J. & BARBARIN, B.. *Enclaves and Granite Petrology*, Amsterdam: Elsevier. 1991

DIDIER, J. & LAMAYRE, J. Les granites du Massif Central Français. Erude compare des leucogranites et granodiorites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 24, 219 – 238, 1969.

DIDIER, J. Granites and their enclaves. The Bearing of Enclaves on the Origin of Granites, *Development in Petrology*, vol. 3. Elsevier, Amsterdam, 1973.

HALL, A. Géochimie des granites varisques su Sud-Ouest de l'Angleterre. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, XV:229-237, 1973.

LAMAYRE, J. Leucogranites et muscovitisation dans le Masif Central français. *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, 29:264 pp, 1966

LAMAYRE, J., VAUCHELLE, L. E DURANDAU, A. Compared characteristics and tectonic settings of leucogranites and cordierite granodiorites: two contrasted groups of peraluminous granitoids. 28th Int. Geol. Congr., Washington, D.C., 2: 254-255 1988

LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. Plutonic rocks type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14:169-186, 1982.

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, 125-141.

NARDI, L.V.S. As rochas granitóides da série shoshonítica. *Revista Brasileira de Geociências*, 16:3-10, 1986.

STRECKEISEN, A. L.. To each plutonic rock, its proper name. *Earth Science Review*, v. 12, p.: 1-33, 1976.

TAUSON, L.V. Geochemical types of granitoids. *Doklady*, 215:184-186, 1974.

VIELZEUF D., CLEMENS, J.D., PIN, C. E MOINET, E. Granites, granulites and crustal differentiation. In: D. Vielzeuf and P. Vidal Editors, *Granulites and Crustal Differentiation*. NATO ASI Ser., Kluwer, Dordrecht, 600 pp, 1990.

YALÇIN ERSOY e CAHIT HELVACI, FC–AFC–FCA and mixing modeler: A Microsofts Excel & spread sheet program for modeling geochemical differentiation of magma by crystal fractionation, crustal assimilation and mixing, *Computers & Geosciences* 36 383–390, 2010.

Declaração de submissão de artigo - Fontana Entrada | X

☆ de **IGc/USP - Seção de Publicações** <publigc@usp.br> [ocultar detalhes](#) 10:09 (9 horas atrás) [Responder](#) ▼

responder a publigc@usp.br
para eduardo.fontana@ufrgs.br
data 28 de fevereiro de 2011 10:09
assunto Declaração de submissão de artigo - Fontana

DECLARAÇÃO

Declaramos para os devidos fins que o artigo "Caracterização Geoquímica e Petrogenética dos Granitoides Arroio Divisa, Região de Quitéria, Rio Grande do Sul", de autoria de Eduardo Fontana, Lauro V. S. Nardi e Maria de Fátima Bitencourt, encontra-se em fase de análise pelo Conselho Editorial do Instituto de Geociências da USP, para publicação na revista Geologia USP. Série Científica.

Atenciosamente,

Nanci Iurico Assakura
Chefe de Seção
Publicações – IGc/USP
Tel./Fax: (11) 3091-3973
publigc@usp.br

[Responder](#) [Responder a todos](#) [Encaminhar](#)