

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

**PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS INTRUSIVAS
BÁSICAS DA PORÇÃO SUDESTE DO CINTURÃO DOM FELICIANO,
RS**

LAÉRCIO DAL OLMO BARBOSA

ORIENTADOR: Prof. Dr. Edinei Koester

COORIENTADORA: Prof^a. Dr^a. Maria do Carmo P. Gastal

Porto Alegre – 2017

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

**PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS INTRUSIVAS
BÁSICAS DA PORÇÃO SUDESTE DO CINTURÃO DOM FELICIANO,
RS**

LAÉRCIO DAL OLMO BARBOSA

ORIENTADOR: Prof. Dr. Edinei Koester

COORIENTADORA: Prof^a. Dr^a. Maria do Carmo P. Gastal

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Rommulo Vieira Conceição

Instituto de Geociências - Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Silvio Roberto Farias Vlach

Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo

Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi

Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo

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

Porto Alegre – 2017

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Rui Vicente Oppermann

Vice-Reitor: Jane Fraga Tutikian

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Barbosa, Laércio Dal Olmo

Petrografia e geoquímica das rochas intrusivas básicas da porção sudeste do Cinturão Dom Feliciano, RS. / Laércio Dal Olmo Barbosa. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2017. [74 f.] il.

Dissertação (Mestrado).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2017.

Orientador(es): Edinei Koester

Coorientador(es): Maria do Carmo Pinto Gastal

1. Gabro. 2. Diorito. 3. Gabros Passo da Fabiana. 4. Magmatismo básico. I. Título.

CDU 550.4

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Renata Cristina Grun

CRB 10/1113

Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Campus do Vale Av. Bento Gonçalves, 9500 - Porto Alegre - RS - Brasil

CEP: 91501-970 / Caixa Postal: 15001.

Fone: +55 51 3308-6329 Fax: +55 51 3308-6337

E-mail: bibgeo@ufrgs.br

RESUMO

A participação de líquidos magmáticos extraídos do manto, registrados sob a forma de intrusões dioríticas, gabroicas e de rochas máficas-ultramáficas, tem sido apontada como uma componente determinante na geração de magmas intermediários a ácidos, em ambientes orogênicos a pós-colisionais. Neste contexto, a colocação de líquidos basálticos hidratados na base da crosta também é considerada um importante marcador petrogenético, já que além de fornecer calor, pode ainda contribuir com líquidos residuais fracionados, essenciais à geração de magmas evoluídos. Além disso, magmas pouco diferenciados podem igualmente ascender e atingir níveis superiores da crosta, interagindo com câmaras magmáticas silicosas. Assim, estas rochas acabam por registrar tanto os processos de extração e transporte de magmas do manto, resultando na acreção vertical de material à crosta, quanto os processos de interação entre esses dois componentes. Na porção sudeste do Cinturão Dom Feliciano (RS), constituída majoritariamente por granitoides, ocorrem rochas dioríticas e gabroicas de extensão reduzida (1 a 7 km) e caráter predominantemente básico, na região compreendida entre os municípios de Pinheiro Machado e Pedro Osório. Nesta dissertação, por meio da caracterização geológica, mineralógica, petrográfica e geoquímica destas rochas, propõe-se a separação de duas associações principais. A “Associação I” (AI) engloba os corpos do Passo da Fabiana, Passo da Olaria, Arroio Santa Fé e Desvio Herval, constituindo-se por rochas gabroicas comumente cumuladas, por vezes estratificadas. A “Associação II” (AII), diorítica a gabroica, compreende rochas isótropas a localmente foliadas, nas ocorrências do Alto Alegre, Passo dos Machados e Campo Bonito. As duas associações são subalcalinas, com afinidade cálcio-alcalina médio-K (AI) e médio a alto-K (AII), exibindo altos teores de alumina ($Al_2O_3 > 17\%$), mesmo para os termos não cumulados. Maiores valores de CaO e Mg# na AI, e de álcalis, P_2O_5 , Zr, Nb, Y, e total de ETR na AII, bem como padrões distintos de ETR, referendam a separação das associações. O controle no posicionamento das rochas básicas por descontinuidades litosféricas é sugerido pelas assinaturas magnéticas, que teriam possibilitado a ascensão e colocação destes magmas em níveis superiores da crosta. Como processos petrogenéticos, sugere-se a participação de líquidos derivados do manto em câmaras magmáticas supracrustais, seja como pulsos precursores do magmatismo associado aos granitoides, ou por eventos de reabastecimento destes reservatórios, como predominantes na AI. Já na AII, rica em anfibólio, processos envolvendo a colocação e evolução de magmas do manto nas *DCHZ* (*deep crustal hot zones*), originando líquidos hidratados, parecem ser mais expressivos.

Palavras-chave: Gabro; Diorito; Gabros Passo da Fabiana; Magmatismo básico; Intrusões acamadadas; Intrusões estratiformes.

ABSTRACT

The participation of mantle-derived melts, recorded as dioritic, gabbroic and mafic-ultramafic rocks, has been identified as a determinant component in the generation of intermediate to acid magmas, in orogenic to post-collisional settings. In this context, the emplacement of hydrous basaltic liquids at the base of the crust is also considered an important petrogenetic marker, not only providing heat, but also producing residual fractionated liquids, essential to the generation of evolved magmas. Furthermore, less differentiated magmas can also ascend and reach upper crustal levels, interacting with silicic magma chambers. Therefore, these rocks record both magma extraction and transport processes from the mantle, resulting in vertical material accretion to the crust, as well as the interaction between these two components. In the southeastern portion of Dom Feliciano Belt (RS), which is composed mainly by granitoids, minor dioritic and gabbroic rocks occur (1 to 7 km), with predominantly basic character, in the region between Pinheiro Machado and Pedro Osório. This thesis presents geological, mineralogical, petrographic and geochemical characterization of these rocks, proposing thus the separation of two main associations. The "Association I" (AI) comprises the bodies Passo da Fabiana, Passo do Olaria, Arroio Santa Fé and Desvio Herval, and is composed by gabbroic rocks, commonly as cumulates, sometimes in layered intrusions. The "Association II" (AII), dioritic to gabbroic, comprises isotropic to locally foliated rocks, in the occurrences of Alto Alegre, Passo dos Machados and Campo Bonito. Both associations are subalkaline, with medium-K (AI) and medium to high-K (AII) calc-alkaline affinity, showing high-alumina contents ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 17\%$), even for the non-cumulated terms. Higher CaO and Mg# values in AI, and alkalis, P_2O_5 , Zr, Nb, Y, and total REE in AII, as well as distinct REE patterns, support the proposed associations. The control on the emplacement of the basic rocks by lithospheric discontinuities is suggested by magnetic signatures, which would have enabled the ascent and emplacement of these magmas to upper crustal levels. As petrogenetic processes, the participation of mantle-derived liquids in supracrustal magma chambers is suggested, either as precursor pulses of the magmatism associated with the granitoids, or by replenishment events in these reservoirs, as prevalent in AI. In the AII, amphibole-rich, processes involving the emplacement and evolution of mantle-derived magmas in DCHZ (deep crustal hot zones), originating hydrous liquids, seems to be more expressive.

Keywords: Gabbro; Diorite; Passo da Fabiana Gabbros; Basic magmatism; Layered Intrusions.

SUMÁRIO

PARTE I	4
1 INTRODUÇÃO	5
1.1 SOBRE A ESTRUTURA DESTA DISSERTAÇÃO:.....	5
1.2 O CONTEXTO DO MAGMATISMO MÁFICO ASSOCIADO A GRANITOIDES E A OCORRÊNCIA DE ROCHAS INTRUSIVAS BÁSICAS NO SUDESTE DO CINTURÃO DOM FELICIANO, RS.....	5
1.3 OBJETIVOS.....	7
1.4 ESTADO DA ARTE E CONTEXTUALIZAÇÃO TEÓRICA	8
1.4.1 <i>A importância e o significado do magmatismo máfico e/ou pouco diferenciado associado à geração de granitoides</i>	8
1.4.2 <i>Cumulados: definição, principais feições, origem e mecanismos de formação do acamamento ígneo e processos de maturação textural tardi a pós-magmáticos</i>	17
1.4.3 <i>A ocorrência de rochas intrusivas básicas no sudeste do Cinturão Dom Feliciano, RS</i>	24
PARTE II	28
2 MATERIAIS E MÉTODOS	29
2.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	29
2.2 GEORREFERENCIAMENTO DE DADOS GEOGRÁFICOS, GEOLÓGICOS E AEROGEOFÍSICOS REGIONAIS EM SIG	29
2.3 ÉTAPA DE CAMPO	30
2.4 ÉTAPA DE PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS E LABORATÓRIO	30
2.4.1 <i>Confecção de lâminas delgadas e análise petrográfica</i>	30
2.4.2 <i>Análises geoquímicas: preparação de amostras, equipamentos analíticos e apresentação dos dados</i>	31
2.4.3 <i>Microanálise</i>	32
REFERÊNCIAS	34
PARTE III	40
3 ARTIGO CIENTÍFICO	41
PARTE IV	69
4 ANEXOS	70
4.1 OUTRAS PRODUÇÕES: RESUMOS APRESENTADOS NO 48º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA	70
4.2 HISTÓRICO ESCOLAR	73
4.3 PARECERES DA BANCA EXAMINADORA	74

PARTE I

1 INTRODUÇÃO

1.1 Sobre a Estrutura desta Dissertação:

Esta Dissertação de Mestrado está estruturada em torno de artigo submetido à publicação, em periódico científico da área. Desta forma, sua organização compreende as seguintes partes:

PARTE I: Introdução sobre o tema e descrição do objeto da pesquisa de Mestrado, onde estão sumarizados os “Objetivos”, bem como o “Estado da Arte e Contextualização Teórica” acerca dos temas da pesquisa;

PARTE II: “Materiais e Métodos” empregados;

PARTE III: Artigo submetido a periódico, com corpo editorial permanente e revisores independentes, escrito pelo autor durante o desenvolvimento de seu Mestrado;

PARTE IV: Anexos, compreendendo resumos nos quais o pós-graduando é autor e coautor, publicados em eventos da área durante o período de Mestrado, bem como documentação pertinente (Histórico Escolar e Pareceres da Banca Examinadora).

1.2 O contexto do magmatismo máfico associado a granitoides e a ocorrência de rochas intrusivas básicas no sudeste do Cinturão Dom Feliciano, RS

Intrusões gabroicas e dioríticas marcam os processos que controlam a extração e o transporte de magma do manto, do ponto de vista mecânico, estrutural e químico, bem como as condições de seu posicionamento em níveis superiores da crosta. Logo, o estudo destas associações de rochas é fundamental, já que representam os processos de interação manto-crosta, resultando na transferência e acreção vertical de material.

A geração de líquidos derivados do manto – preservados na forma de intrusões diorítico-gabroicas e/ou de corpos máficos-ultramáficos – tem sido abordada como importante marcador da origem e dos processos petrogenéticos associados à geração de magmatismo intermediário a ácido. Tais processos são predominantes em cinturões de rochas graníticas, predominantemente em ambientes orogênicos a pós-colisionais (Bonin, 2004; Wiebe, 2016).

Como exemplos, citam-se os gabros e rochas ultramáficas associadas a dioritos, granodioritos e granitos do batólito *Sierra Nevada* (Califórnia – EUA),

derivados de líquidos basálticos hidratados, e representantes do extremo menos evoluído do magmatismo do batólito (Sisson et al., 1996). Outros casos similares, onde há notável registro da associação de rochas máficas e félsicas, ocorrem nos batólitos de *Adamello* (Alpes Centrais, Itália - Tiepolo et al., 2011, 2014), da *Corsica-Sardinia* (Renna et al., 2006) e do Complexo *Quérigut* (Pirineus Franceses – Roberts et al., 2000), os quais serão detalhados adiante.

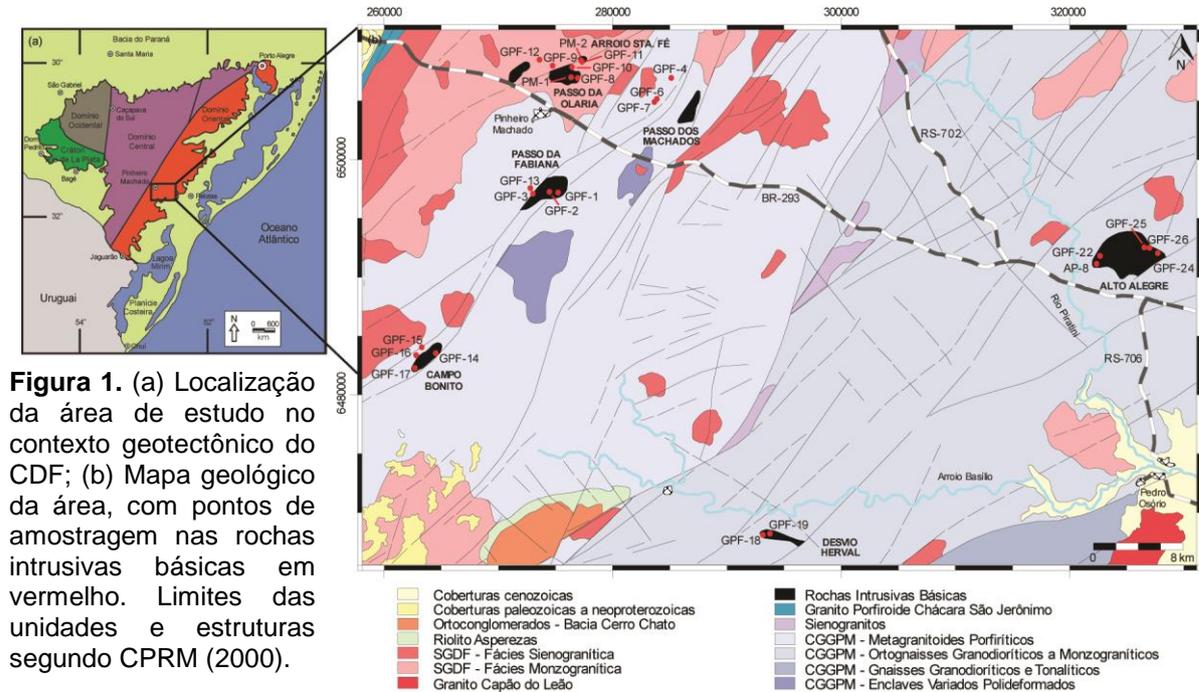
As colunas de magma, em arcos continentais e ambientes pós-colisionais, são constituídas por redes interconectadas de reservatórios magmáticos, nas quais recentemente têm se proposto a existência de grande volume de rochas máficas-ultramáficas hidratadas, em suas porções crustais profundas, denominadas *deep crustal hot zones - DCHZ* (Annen et al., 2006). Estas zonas, formadas pelo alojamento de magmas primitivos hidratados, são locais propícios para a geração de magmas evoluídos, via interação com líquidos produzidos por assimilação e fusão crustal (Solano et al., 2012). A ocorrência de rochas máficas hidratadas nas *DCHZ*, por sua vez, promove a hidratação de novos pulsos de magmas primitivos anidros, quando posicionados nesses níveis. Este modelo pode constituir, assim, um mecanismo importante tanto na geração de líquidos basálticos hidratados, quanto na formação de associações máfico-félsicas.

Por outro lado, grande parte dos corpos pouco evoluídos associados a granitoides, registram os processos de re-intrusão/recarga por magmas máficos em reservatórios magmáticos silicosos, nos níveis superiores da crosta (Sisson et al., 1996; Bonin, 2004; Wiebe et al., 2004; Renna et al., 2006; Caroff et al., 2011; Tiepolo et al., 2011, 2014; Wiebe, 2016).

A ocorrência de rochas pouco diferenciadas é restrita na porção leste do Cinturão Dom Feliciano (CDF), visto que esse se compõe extensivamente por granitoides orogênicos a tardi-orogênicos, os quais apresentam importante contribuição crustal (Fernandes et al., 1995a, 1995b). Entretanto, na porção sudeste do CDF (Fig. 1a) ocorrem intrusões dioríticas e gabroicas, por vezes cumuladas, de caráter predominantemente básico. Essas intrusões possuem extensão quilométrica (1 a 7 km) e formatos alongados a ovais.

A área de estudo (Fig. 1a) situa-se no domínio Oriental do CDF, no entorno dos municípios de Pinheiro Machado e Pedro Osório – RS. Segundo CPRM (2000), as rochas intrusivas básicas compreendem oito ocorrências, com áreas expostas entre 6 e 30 km² (Fig. 1b). Suas encaixantes regionais são o Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado (CGGPM), com idades de cristalização em zircão de

609 ± 17 Ma (*SHRIMP* U-Pb - Silva et al., 1999) e entre 625-610 Ma (Pb-Pb *TIMS* - Philipp et al., 2002); e a Suíte Granítica Dom Feliciano (SGDF), com idades isocrônicas Rb-Sr de referência (rocha total) de 544 ± 5 Ma (Soliani Jr., 1986) e 550 ± 6 Ma (Fragoso-Cesar, 1991).



Nesta dissertação, apresenta-se a caracterização geológica, mineralógica, petrográfica e geoquímica das rochas intrusivas básicas, as quais possibilitaram a separação de duas associações principais (AI e AII). Essas são apresentadas em detalhe no artigo a seguir, no qual também são sugeridos possíveis processos petrogenéticos associados.

1.3 Objetivos

O objetivo deste projeto é caracterizar as rochas intrusivas básicas da porção sudeste do CDF, por meio dos métodos acima mencionados, para que seja possível assim estabelecer critérios de correlação e/ou distinção entre as várias ocorrências, avaliando-se a possível discriminação destas em diferentes associações.

Isso também permitirá uma primeira análise do significado e dos mecanismos de geração e posicionamento do magmatismo básico nesta região, contribuindo com a evolução do conhecimento geológico da área. Além disso, possibilitará, ainda que de forma inicial, avariar possíveis processos petrogenéticos determinantes na evolução destas rochas.

1.4 Estado da Arte e Contextualização Teórica

1.4.1 A importância e o significado do magmatismo máfico e/ou pouco diferenciado associado à geração de granitoides

O estudo de rochas pouco diferenciadas, associadas a regiões amplamente dominadas por granitoides, por vezes em associações máfico-félsicas, tem recebido cada vez maior destaque, visto o seu importante significado petrológico.

Tais ocorrências, majoritariamente em ambientes orogênicos a pós-colisionais, bem como as feições resultantes da interação entre os magmas máficos e félsicos (e.g. feições de *mingling*, *commingling*, *mixing*), destacam a importância da participação mantélica, até mesmo na geração de magmas evoluídos, nestes ambientes geotectônicos.

Para ilustrar este cenário, apresenta-se a seguir uma síntese de estudos de caso e revisões publicadas acerca do assunto, as quais descrevem estas associações do ponto de vista do contexto geológico, geotectônico e petrológico em que estão inseridas.

O Batólito *Sierra Nevada* (Califórnia - EUA), de idade cretácea (92-102 Ma), constitui um exemplo clássico da ocorrência de rochas gabroicas associadas a granitoides, na região de *Onion Valley*. Neste, um complexo de *sills* tabulares de hornblenda gabros a hornblenda dioritos, *stocks* máficos e corpos cumuláticos lenticulares estratificados (dominantemente hornblenda gabros, com olivina hornblenditos, plagioclásio hornblenditos e hornblenda-plagioclásio pegmatitos, os últimos tardios e subordinados), ocorrem associados a granodioritos e granitos, os quais representam as composições dominantes no batólito, segundo Sisson et al. (1996).

Os autores demonstram que as intrusões máficas ricas em hornblenda apresentam composição química de basaltos alto-alumina, a andesito aluminoso. Suas assinaturas geoquímicas são similares às dos líquidos produzidos em arcos magmáticos modernos, com filiação cálcio-alcalina, e fontes derivadas de manto enriquecido ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7065$; $\epsilon\text{Nd} = -4,3$; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,6$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,6$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,6$).

Propõe-se, desta forma, que essas representam o extremo menos evoluído do extenso magmatismo do *Sierra Nevada*. Isso demonstra ainda a presença inequívoca da participação de magmas basálticos hidratados, os quais atingiram níveis rasos da crosta, durante o processo de geração deste batólito.

O caráter hidratado destes magmas basálticos ($H_2O \approx 6\%$, segundo dados experimentais) acarreta na redução da temperatura *liquidus*, em comparação aos magmas anidros, ampliando o intervalo de cristalização, o que permite aos mesmos ascenderem com maior facilidade a níveis crustais superiores. Além disso, as altas concentrações de água promovem também o rebaixamento da densidade desses líquidos, fazendo com que estes se tornem similares, ou menos densos, em relação ao magma granítico parcialmente solidificado. Isso também acaba por facilitar sua ascensão através dos granitos aos níveis supracrustais, o que dificilmente ocorreria com os componentes anidros, que apesar de serem abundantes na base da crosta, dificilmente conseguem desprender-se e ascender.

As principais considerações finais acerca deste estudo apontam que os magmas basálticos cristalizaram olivina, hornblenda, plagioclásio, magnetita e apatita em um complexo intrusivo alojado em níveis superiores da crosta, próximos à base de uma câmara magmática ácida, atualmente, em sua maior parte, removida pelo efeito da erosão. Os *sills* de composição diorítica registrados na mesma região são interpretados como resultado da mistura entre líquidos basálticos hidratados, com os granitos sobrejacentes.

O modelamento geoquímico da mistura entre a composição média dos *sills* básicos e a dos granitos baixa-sílica, reproduz com sucesso a composição da maioria dos granodioritos do batólito, confirmando assim sua origem através dos mecanismos de mistura de magmas. Além disso, os dados geoquímicos e isotópicos sugerem que os magmas basálticos alto-alumina não representam fusões primitivas ou primárias do manto, e que um estágio anterior de cristalização e diferenciação deve ter ocorrido na base da crosta, ou no manto superior.

Por fim, o artigo dá suporte à teoria de que o batólito *Sierra Nevada* formou-se pelo massivo *underplating* da crosta, pelos magmas basálticos com assinaturas de arco. A maioria destes cristalizou em profundidade, deixando para trás cumulados máfico-ultramáficos, e liberando calor e fluidos que promoveram a fusão da crosta. Essas fusões anatéticas misturaram-se então, em profundidade, com os líquidos basálticos hidratados, produzindo assim os magmas híbridos de composição granodiorítica.

Outro batólito onde são observadas feições similares é no de *Adamello*, nos Alpes Centrais, Itália. Este consiste de um conjunto de unidades multi-intrusivas, com idades de cristalização compreendidas entre 42 e 29 Ma. Essas unidades são intrudidas em um embasamento Variscano, na sequência da colisão entre as placas

continentais paleo-Europeia e paleo-Africana, ao longo do sistema de falhas Periadriático (Tiepolo et al., 2011).

Segundo o trabalho supracitado, as rochas dominantes no batólito são tonalitos, trondjhemitos e granodioritos, com ocorrência local de corpos máfico-ultramáficos, especialmente na unidade *Re di Castelo*, aflorante no extremo sul do maciço. O enfoque do artigo é a análise da possível produção de andesitos alto-Mg ($Mg\# > 0,6$; altos teores de Ni e Cr), através da cristalização de anfibólio e assimilação de crosta de composição ultramáfica, analisando-se as evidências fornecidas pelas rochas intrusivas máficas ricas em anfibólio (dominantemente hornblenditos, com hornblenda gabros subordinados).

Estas rochas podem apresentar caráter estratiforme, e se constituem basicamente por anfibólios zonados, com agregados (*clots*) de clinopiroxênio dunitos inclusos. Esses são compostos por olivina (FO_{85-87}) e clinopiroxênio, com limites irregulares, demonstrando o seu desequilíbrio com o mineral hospedeiro.

Esses agregados, por sua vez, são interpretados como fragmentos de antigos cumulados, desmembrados pela injeção de líquidos hidratados. Os autores propõem, desta forma, que um processo de diferenciação controlado pela cristalização do anfibólio, e pela assimilação de cumulados ultramáficos ligeiramente mais antigos, produziu líquidos ricos em SiO_2 e MgO , com assinatura de elementos traço adakítica (alto La/Yb e Sr/Y), os quais são similares aos andesitos alto-Mg.

Tiepolo et al. (2014) definem ainda a importância das rochas ricas em anfibólio (hornblenditos e hornblenda gabros), presentes tanto no batólito de *Adamello* quanto no *pluton Bergell*, como importantes marcadores das fontes dos líquidos envolvidos em ambiente de subducção. Destaca ainda o fato de constituírem ferramentas geocronológicas e petrológicas fundamentais, tanto na definição, quanto na interpretação dos processos tectônicos de grande escala.

Associações do tipo gabro-diorito-granito, em contexto orogênico com idade cretácea, também são registradas em *Fujian* (SE da China; Xu et al., 1999). Nesse, os termos dominantes são gabroicos e graníticos, com presença subordinada de dioritos e granodioritos, os quais coexistem tanto espacial quanto temporalmente.

Segundo estes autores, as rochas máficas ocorrem como diques, enclaves e *stocks*, variando entre hornblenda gabros (por vezes cumulados), quartzo dioritos e granodioritos. Os hornblenda gabros caracterizam-se por altos teores de Al_2O_3 ($> 17\%$) e CaO ($> 9\%$). O complexo, como um todo, exibe características típicas das séries cálcio-alcalinas, desenvolvidas em ambiente de margem continental ativa.

Suas assinaturas geoquímicas indicam, para os gabros, cristalização a partir de magmas basálticos alto-alumina. Já para os granitos, de afinidade tipicamente cálcio-alcalina metaluminosa, as assinaturas de elementos traço e isótopos (Sr-Nd), caracteriza-os como granitos tipo-I.

A explicação dada pelos autores para a geração do acamamento macrorítmico dos cumulados, é que este tenha se dado a partir do mecanismo de cristalização fracionada, porém aliado diretamente ao volume e às taxas de reabastecimento da câmara por magmas máficos. Desta forma, quando grandes quantidades de magma básico são injetadas repentinamente, estas produzem um efeito termal substancial sobre a câmara silicosa. Com isso, os magmas pouco diferenciados podem entrar em processos de cristalização fracionada, que aliada aos processos de múltiplas reinjeções, levará à criação de uma camada rica em elementos incompatíveis, imediatamente abaixo do magma silicoso, promovendo a formação do acamamento.

Por fim, os dados de campo, petrografia, geoquímica e isótopos, sugerem fontes a partir do manto superior metassomatizado para as rochas gabroicas, e geração na base da crosta, a partir da contribuição de calor proveniente do manto, para os granitos. Processos de mistura mecânica, juntamente a mistura química limitada, ocorreria entre os termos basálticos alto-alumina, os quais ascenderiam do manto até a base da crosta, sendo subsequentemente injetados nos magmas graníticos. Em níveis crustais profundos, misturas entre estes dois magmas poderiam ocorrer, em uma câmara magmática dinâmica, continuamente reabastecida, resultando na formação das rochas híbridas, neste caso, dos dioritos e granodioritos.

Outra associação de rochas bastante similar a esta é a de *Ota*, em contexto pós-colisional, no batólito *Corsica-Sardinia* (280-290 Ma), Itália, descrita por Renna et al. (2006). Esta consiste de rochas máficas (olivina gabros a quartzo dioritos) e biotita granitos, exibindo feições de mistura.

A amostra máfica de caráter mais primitivo analisada, indica líquidos parentais básicos derivados de manto empobrecido, os quais foram posteriormente submetidos a processos de contaminação crustal. A evolução química dos termos básicos demonstra a ocorrência de processos de cristalização fracionada, concomitante à contaminação com magmas ácidos em níveis crustais inferiores, dando origem aos biotita granitos, de caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso.

Possíveis processos de percolação nos *mushes* cristalinos gabroicos, por fusões contaminadas com os magmas de composição ácida, são utilizados para explicar a existência de rochas máficas mais evoluídas.

Outra ocorrência bastante conhecida pela sua típica associação máfico-félsica é a do complexo cálcio-alcálico *Quérigut* (Pirineus Franceses), o qual é dividido em duas séries magmáticas principais (Roberts et al., 2000). A primeira, félsica, contém abundantes enclaves microgranulares - interpretados como produtos de *mingling* entre magmas graníticos e dioríticos coevos - e compreende três unidades: um granodiorito-tonalito (307 ± 2 Ma); um monzogranito, como litologia dominante, exibindo contatos gradacionais aparentes com os primeiros; e um biotita granito, na porção central, apresentando contatos retos com os monzogranitos.

Já a segunda série, intermediária a ultramáfica, compõe-se por pequenas intrusões dioríticas e gabroicas (hornblenda gabros), com hornblenditos e olivina hornblenditos subordinados. Essa se associa predominantemente com os granodioritos-tonalitos, e é interpretada como o produto de líquidos derivados do manto, os quais ascenderam e posicionaram-se em níveis epizonais (< 300 MPa), durante o período Variscano.

As rochas ultramáficas representam, isotopicamente, os componentes mais primitivos, com características texturais e geoquímicas de cumulos originados a partir de líquidos basálticos hidratados. As assinaturas isotópicas demonstram ainda que os termos máficos e ultramáficos não possuem características de manto empobrecido, apontando assim para processos de contaminação crustal, ou derivação a partir de manto enriquecido.

Os autores pontuam ainda que magmas cálcio-alcálicos diferenciados, nesse contexto, para ascenderem à crosta superior com condições adequadas em termos de energia térmica e condições físicas (*buoyance*), necessitam de condições térmicas extremas. Essas podem ser alcançadas nas porções inferiores da crosta, através do influxo de calor promovido pela colocação de magmas basálticos (*under* ou *intra-plating*). Esses processos, por sua vez, são comuns nas condições de espessamento crustal, durante eventos pós-orogênicos, em regimes extensionais.

Da mesma forma, segundo Huppert e Sparks (1988), esses magmas basálticos constituem um meio efetivo de transferência para a crosta, tanto de calor quanto de material, promovendo a formação de magmas graníticos.

O modelo petrogenético de Roberts et al. (2000) para a formação do Complexo *Quérigut*, sugere a gênese dos magmas graníticos por variados graus de

mistura entre os magmas máficos, com líquidos derivados da fusão parcial de protólitos crustais, provavelmente originada em resposta ao calor gerado pela colocação dos magmas máficos, de derivação mantélica, na crosta inferior.

O caráter mais máfico dos granodioritos-tonalitos em relação aos monzogranitos, juntamente às assinaturas isotópicas, sugerem que ambos podem ser derivados de protólitos similares, ou que os primeiros representem cumulados formados a partir do mesmo líquido parental, o qual também originou os monzogranitos. Ainda, a associação comum dos granodioritos-tonalitos com as unidades intermediárias a máficas, sugere que os magmas máficos e félsicos foram posicionados contemporaneamente.

Os dados petrológicos, geoquímicos e isotópicos demonstram que os biotita granitos representam um pulso magmático individual, provavelmente o último do complexo, o que é referendado pelos contatos retos com os monzogranitos encaixantes.

Por fim, cita-se ainda que a ampla ocorrência de rochas máficas, juntamente aos granitoides epizonais nos Pirineus, implica em uma importante componente de decompressão do manto, facilitada por condições extensionais, em regime pós-colisional. Dessa forma, o magmatismo que formou este complexo deve ter envolvido o retrabalhamento de material crustal heterogêneo (ortometamórficas e metavulcanosedimentares), em resposta ao aquecimento promovido pelo influxo de material derivado do manto, também heterogêneo.

Uma revisão da presença de magmas máficos e félsicos coevos, em regimes pós-colisionais a intraplaca, onde também se discute a questão das fontes envolvidas, é apresentada por Bonin (2004). Neste, o autor destaca a importância e o significado do grande volume de magmas - envolvendo suítes intrusivas distintas em relação à sua natureza, evolução e fontes - produzido no final dos períodos orogênicos. Nesse contexto, há a transição de um regime tectônico compressional, para regimes transcorrentes a extensionais, envolvendo fenômenos do tipo colapso gravitacional de crosta espessada, e delaminação litosférica.

A partir disso, duas associações ígneas distintas são propostas:

- a) uma associação pós-colisional complexa, com a ocorrência de rochas intrusivas peraluminosas (portadoras de silicatos de Al-Fe-Mg – granada, cordierita, silimanita), coevas com suítes máficas e félsicas de caráter metaluminoso (variando de cálcio-alcalinas médio a alto-K, até associações shoshoníticas a ultrapotássicas);
- b) uma associação pós-orogênica, com composições mais sódicas e menos

potássicas, com ocorrência de suítes tanto máficas quanto félsicas, de caráter álcali-cálcico metaluminoso, a termos alcalinos e peralcalinos. A evolução desta associação leva progressivamente às suítes de caráter marcadamente alcalino, em contexto intraplaca.

Como fontes para a formação de tais associações é mencionada a litosfera metassomatizada, composta por anfibólio-espínélio peridotitos, para as suítes cálcio-alcalinas médio a alto-K. Já para as para as suítes shoshoníticas a ultrapotássicas metaluminosas, sugere-se fusão parcial do manto litosférico superior empobrecido, com flogopita e granada, também metassomatizado por subducções anteriores.

Destaca-se ainda que as intrusões derivadas do manto, quando alojadas na base da crosta, fornecem quantidade de calor necessária para promover os processos de anatexia, além de poderem misturar-se com os líquidos de derivação crustal. Estes processos de mistura entre os magmas máficos e félsicos, durante os estágios pós-orogênicos a intraplaca, ficam registrados nas rochas na forma de diques e *sills* sin-plutônicos, bem como enclaves máficos.

Conforme supracitado, a importância da participação de líquidos basálticos hidratados na geração de magmas evoluídos nestes contextos, parece ser determinante. No modelo de geração de magmas intermediários a ácidos de Annen et al. (2006), os líquidos basálticos hidratados, em uma sucessão de *sills* alojados na crosta inferior, são responsáveis pela geração das zonas quentes da crosta profunda (*deep crustal hot zones* – *DCHZ*; Fig. 2). Modelos numéricos destas zonas mostram que líquidos são gerados a partir de duas fontes distintas: por cristalização fracionada dos líquidos basálticos, produzindo líquidos residuais enriquecidos em H₂O, e por fusão parcial de rochas crustais.

Processos de mistura entre líquidos residuais e aqueles derivados de fusão parcial, levam à diversidade apresentada nos padrões isotópicos e de elementos traço, nas assinaturas geoquímicas.

Outro aspecto relevante, como estes líquidos são tipicamente hidratados, sua viscosidade e densidade acabam por ser reduzidas, fazendo com que estes possam ser facilmente desprendidos de suas fontes, ascendendo rapidamente. Dessa forma, os líquidos residuais enriquecidos em sílica, gerados pela diferenciação dos basaltos nas *DCHZ*, podem ser extraídos e ascender para níveis superficiais, alcançando a superfície por processos eruptivos, ou então formarem câmaras magmáticas rasas. Neste último caso, consolidam-se como *plutons* graníticos, com porções de rochas ígneas máficas subordinadas.

A principal diferença entre os modelos das *DCHZ* para os modelos de *underplating*, é que o último concentra-se quase que exclusivamente na geração de líquidos magmáticos, pelo aquecimento da base da crosta. Nas *DCHZ*, considera-se a importância da geração dos líquidos residuais, produzidos a partir do fracionamento das intrusões basálticas hidratadas.

Solano et al. (2012) pontuam ainda que os processos de assimilação, contaminação e mistura dos líquidos de derivação crustal, com os líquidos residuais provenientes do fracionamento dos basaltos, aparentam ser uma inevitável consequência da segregação dos líquidos nas *DCHZ*. Isto poderia explicar a origem híbrida (*mixed*) de muitos granitos.

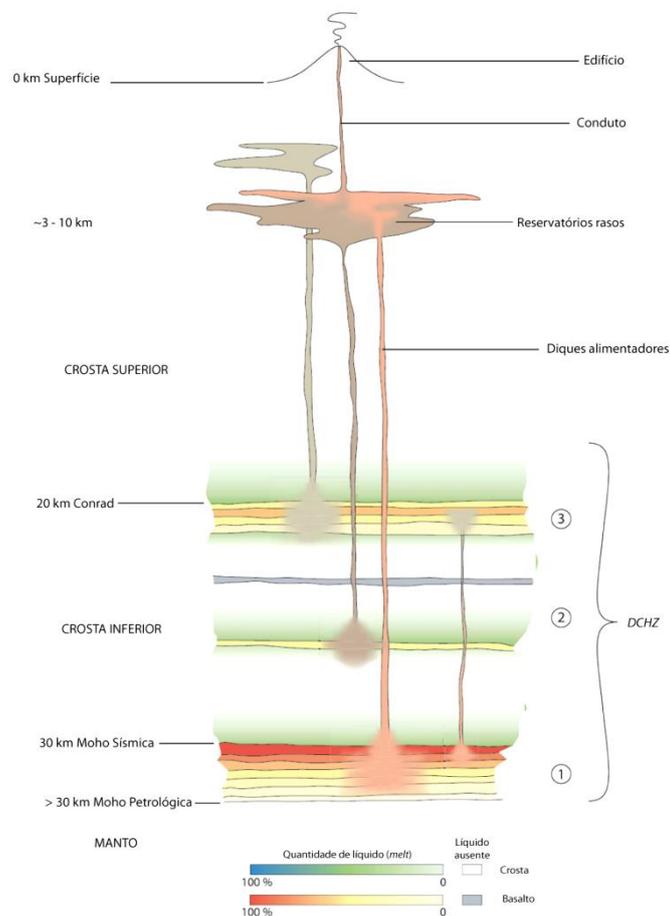


Figura 2. Representação conceitual das *DCHZ* (fora de escala). *Sills* basálticos hidratados são injetados em várias profundidades, incluindo a descontinuidade de Mohorovicic (Moho), a crosta inferior e a descontinuidade de Conrad (entre a crosta inferior e a superior). Líquidos fracionados ascendem a partir das *DCHZ* para reservatórios supracrustais, deixando para trás restitos e cumalados densos e refratários. Os líquidos residuais e fusões da crosta em diferentes porções da *DCHZ* podem misturar-se anteriormente à ascensão, ou posteriormente nos reservatórios rasos (extraído e modificado de Annen et al., 2006).

Nesse trabalho conclui-se ainda que as *DCHZ* se constituam por um *mush* cristalino, na maior parte de sua existência, onde a diferenciação química se dá pelo

fluxo reativo de líquidos ao longo dos limites dos grãos, através do aumento progressivo do gradiente termal.

Mecanismos de segregação são necessários para coletar e concentrar os líquidos intersticiais aos grãos. Posteriormente, estes podem acumular-se e ascender através da crosta, momento em que a influência de falhas litosféricas é determinante no processo.

Evidências da ocorrência das *DCHZ* são citadas por Drew et al. (2010), sob o complexo vulcânico *Diamante Caldera-Maipo* (*Southern Volcanic Zone* – Andes). Nesse complexo, também são registrados processos de cristalização fracionada e assimilação na crosta inferior (*DCHZ*), combinada com evidências petrológicas indicativas de cristalização posterior e de mistura de magmas, em um reservatório supracrustal. Tvarez (2015) também propõe a existência de *hot zones* nos reservatórios magmáticos associados aos sistemas vulcânicos de *Lassen* (Califórnia – EUA), detectadas por meio de modelamento gravimétrico.

Por fim, uma proposta recente e integradora acerca da associação de rochas máficas e félsicas, é apresentada em Wiebe (2016). Neste, é enfatizada a ocorrência dos *MASLI* (*mafic-silicic layered intrusions*; Wiebe, 1993), os quais se constituem, genericamente, por complexos plutônicos que englobam termos máficos (dominantemente gabroicos) e intermediários a ácidos (dioritos a granitos), intercalados. Propõe-se que os *MASLI* sejam originados através de repetidos eventos de reabastecimento em câmaras magmáticas silicosas, por magmas máficos. Este mecanismo é referendado também pelo modelo evolutivo para *plutons* supracrustais de Paterson et al. (2016).

Wiebe (2016) salienta ainda que as intrusões compostas volumetricamente mais significantes ocorrem quando diques máficos ascendem através da crosta, interagindo com câmaras silicosas supracrustais. Isso se dá tanto pela acumulação de líquidos basálticos nas porções basais dos reservatórios, quanto pela infiltração destes nos *mushes* cristalinos félsicos.

Destaca também a importância da interação dos magmas máficos e félsicos, mundialmente reconhecidas em associações de arco e ambientes extensionais, as quais fornecem tanto evidências sobre os processos de recarga em *plutons*, bem como a ligação destes com a atividade vulcânica. Nos sistemas vulcânicos ácidos, a colocação de líquidos basálticos nas porções basais das câmaras parece ser responsável pela sua longevidade, mantendo-os ativos por milhões de anos, como no caso de *Yellowstone*.

O papel do magmatismo máfico associado a esses sistemas, fornecendo calor, voláteis e líquidos diferenciados em *Yellowstone* é determinante, já que este possui uma vasta e verticalmente extensa raiz sob o edifício vulcânico, composta por uma zona com *mushes* de composição basáltica (Wilson e Charlier, 2016). De forma mais discreta, segundo o mesmo trabalho, *underplate* por magmas máficos ocorrem na *Taupo Volcanic Zone* (Nova Zelândia), e como intrusões difusas e distribuídas sob a caldeira de *Long Valley* (Califórnia).

1.4.2 *Cumulados: definição, principais feições, origem e mecanismos de formação do acamamento ígneo e processos de maturação textural tardi a pós-magmáticos*

Este tópico apresenta uma síntese de vários estudos sobre as feições texturais desenvolvidas em câmaras magmáticas basálticas, quando submetidas a processos que levam à formação de cumulados e intrusões estratificadas. Destaca-se a complexidade destes mecanismos, bem como as várias interações possíveis entre diferentes componentes do sistema.

- Definição de cumulado e mecanismos de formação do acamamento ígneo

O termo “cumulado”, bem como a nomenclatura de rochas cumuladas, foram primeiramente propostos por Wager et al. (1960), e posteriormente ampliados por Wager (1963) e Wager e Brown (1968), para descrever as texturas de intrusões estratificadas, lentamente resfriadas. Para estes autores, os primeiros cristais acumulados na base da câmara magmática, anteriores a quaisquer modificações através da interação com os líquidos contidos nos poros, foram chamados de cristais *cumulus*. Já o líquido intersticial, fora denominado *intercumulus*.

Quanto às feições de acamamento/estratificação em rochas ígneas, Naslund e McBirney (1996) definem uma camada como “*uma heterogeneidade de forma planar, resultado de variações na composição, proporções modais, ou texturas dos minerais. Camadas individuais diferem muito quanto à espessura, extensão lateral, feições de contato, estruturas internas, texturas, tamanho de grão, e/ou variação modal. O acamamento também difere em suas relações para com as camadas vizinhas. Estas podem ser isoladas, intermitentes, ou cíclicas. Algumas possuem espaçamento regular, paralelo, enquanto outras apresentam estratificação cruzada*”, sendo o acamamento uma característica “*comum, praticamente onipresente*” em intrusões gabroicas e sieníticas.

Desta forma, destaca-se que seja pouco provável que um único processo de formação de acamamento em rochas ígneas, possa explicar toda a gama de feições observadas em intrusões acamadadas.

Assim, o modelo clássico de cristalização fracionada, por separação e acumulação de cristais formados precocemente na base da câmara magmática (processos não dinâmicos – *in situ*), tem sido descartado pela maioria dos petrólogos, como o principal mecanismo formador do acamamento. Atualmente, os modelos dinâmicos, ou seja, relacionados à movimentação das colunas magma-*mush*, envolvendo processos de reintrusão, correntes de fluxo, mistura e infiltração, dentre outros, são tidos como dominantes, podendo ou não haver contribuição relacionada ao assentamento de cristais.

Naslund e McBirney (1996) ressaltam ainda questões que permanecem em aberto, como os processos de desequilíbrio responsáveis pela criação de heterogeneidades, as quais desencadearão a formação do acamamento. Os mesmos listam ainda 24 mecanismos possíveis para a formação do acamamento ígneo, subdivididos naqueles operantes durante o alojamento dos magmas; em resposta aos padrões convectivos; resultantes de processos mecânicos; da variação em parâmetros intensivos; e por fim, daqueles desenvolvidos no estágio tardi-magmático.

Já nos modelos mais recentes (Marsh, 2000), as câmaras magmáticas são tratadas como um núcleo praticamente livre de cristais. Em direção às margens, a perda gradual de calor acaba por promover a cristalização. Esta transição de um núcleo essencialmente líquido (podendo ou não haver processos de convecção atuantes), para uma porção externa completamente solidificada, ocorre através de uma zona marginal denominada *front* de cristalização. Entre esta zona e a porção central, situam-se os *mushes* cristalinos. Processos mecânicos posteriores que possibilitem a separação organizada, e por vezes estratificada, entre os cristais e o líquido, poderão resultar na formação dos cumulados.

- Nomenclatura e desenvolvimento de texturas em rochas cumuladas

As nomenclaturas adotadas para as rochas cumuladas já foram empregadas de diferentes formas, por vezes havendo a distorção de seu significado original, bem como a sobreposição de termos meramente descritivos, com termos de conotação genética.

Nos trabalhos iniciais (Wager et al., 1960; Wager, 1963; Wager e Brown,

1968), as rochas constituídas pela acumulação de um ou mais minerais, em que o líquido intersticial não modificado, portanto em sistema fechado, forma cristais *intercumulus*, foram denominadas ortocumulados. Por outro lado, logo se reconhece que esses termos são raros, visto o número de processos que contribuem para a modificação da composição do líquido intersticial.

Wager et al. (1960) reconhece ainda o crescimento de cristais cumulados, a temperatura constante, próximo ao topo da pilha de cristais, chamando-o de crescimento *adcumulado*. Este processo leva à redução da quantidade de líquido *intercumulus*, expulsando-o para fora da pilha, e resultando em pequenas quantidades deste componente preservado. As rochas produzidas a partir deste mecanismo foram então denominadas *adcumulados*.

Estas duas nomenclaturas poderiam representar assim, os membros finais de uma série. Os ortocumulados, com expressivo material intersticial preservado, exibiriam cristais poiquilíticos a sub-poiquilíticos zonados - evidenciando a evolução e o resfriamento do líquido trapeado nos poros - com as fases precoces inclusas. Já os *adcumulados*, possuiriam pequena quantidade, ou ausência de material *intercumulus*.

Parsons (1987) reforça estes conceitos, com base genética, empregando o termo ortocumulado para sistemas fechados com domínio de fracionamento, onde os minerais *intercumulus* são tardios na cristalização. Os heteroadcumulados seriam uma variante desta textura, com maior quantidade de material intersticial. O termo *adcumulado* é empregado para sistemas abertos, onde a evolução da textura se dá pela recarga de magmas de composição similar, causando o crescimento da fase cumulada, com *intercumulus* pouco expressivo ou ausente.

Por fim, Hunter (1996) faz um apanhado da nomenclatura das texturas até então propostas, relacionando-as aos processos superimpostos. A partir disso, o autor afirma que os processos de densificação, por redução da porosidade, e cimentação, através do crescimento de novos cristais nos espaços intersticiais, estão ligados, respectivamente, aos *adcumulados* e aos heteroadcumulados.

Em sua definição original, as rochas ortocumuladas representariam sistemas fechados com cimentação, enquanto os heteroadcumulados apresentariam cimentação em sistema aberto. *Adcumulados* seriam de fato rochas altamente densificadas, comumente granulares, com texturas de equilíbrio, e que no sentido original seriam resultado de um sobrecrecimento isoterma dos grãos cumulados, por difusão, ou convecção composicional. Entretanto, texturalmente, pode não ser

possível distinguirem-se os últimos, de um cumulado densificado por compactação.

Da mesma forma, a sobreposição de processos *subsolidus* de recristalização estática (*annealing*), de percolação em sistemas abertos, entre outros, podem levar a interpretações errôneas. Assim, o autor sugere o uso de termos descritivos genéricos das texturas, que não carreguem dependência em modelos genéticos que possam causar ambiguidades.

Neste trabalho, os termos empregados para as rochas cumuladas serão os termos descritivos abaixo citados. Ao final de cada um, cita-se a conotação genética geralmente correlacionada a cada um destes:

a) **ortocumulado**: para casos em que a quantidade de material intersticial seja expressiva, normalmente com minerais cumulados zonados, diversidade de minerais *intercumulus*, e arranjos granulares a poiquilíticos. Essas texturas são tidas como predominantes em sistemas fechados a parcialmente fechados;

b) **adcumulado**: para os casos em que os minerais *intercumulus* sejam escassos ou inexistentes, geralmente apresentando arranjos granulares. São tidos como predominantes em sistemas abertos, também associados a processos de compactação e/ou maturação textural;

c) **heteroadcumulado**: ocorrência dominante de material *intercumulus*, em arranjos com oikocristais poiquilíticos não zonados. Indicativos de sistemas abertos.

- Maturidade textural em cumulados e relações de equilíbrio/desequilíbrio dos ângulos diedros com os processos petrogenéticos

Posteriormente ao estabelecimento da primeira nomenclatura das rochas cumuladas (Wager et al., 1960), vários processos operantes nesses sistemas, e que desempenham importante papel na modificação das texturas cumuladas originais, começaram a ser investigados.

Jackson (1961) observou, no Complexo *Stillwater*, as formas cristalinas e as relações de contato dos minerais cumulados em relação aos minerais *intercumulus*, propondo dois principais processos que obliteravam as relações entre os cristais euédricos assentados e o material intersticial. Estes foram chamados de crescimento secundário, e reações de substituição. O autor concluiu que os minerais cumulados só possuíam faces euédricas em rochas com grandes quantidades de material intersticial presente, e que com a progressão do crescimento secundário, os cristais desenvolviam contatos mútuos de interferência, com forma poligonal e textura em mosaico.

Mais tarde, Hunter (1987, 1996) destaca o papel dos processos pós-cumulados que se superpõem, modificando as texturas iniciais herdadas de uma grande variedade de possíveis processos de acumulação. Este reconhece assim a importância dos mecanismos de dissolução e reprecipitação, associados aos processos *subsolidus* nos cumulados, os quais ocasionam a modificação da geometria dos limites dos grãos, para um estado de menor energia, conduzindo ao equilíbrio textural (Fig. 3).

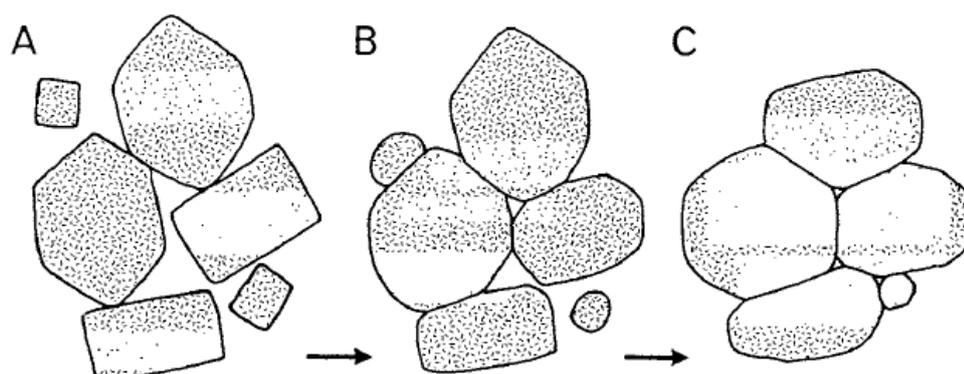


Figura 3. Mudanças progressivas (de A para C) na forma dos cristais originais (A), e consequentemente, da textura da rocha, devido aos processos que levam ao equilíbrio textural (e.g. compactação, recristalização, cimentação). Extraído de Hunter (1996).

Em Holness et al. (2005) é demonstrado que a estruturação dos espaços porosos preenchidos por líquido (*melt*) nos estágios finais de solidificação dos cumulados, têm relação, e sofrem influência, de dois membros finais em termos texturais. Por um lado, as texturas de interferência (*impingement*), onde o formato dos poros é controlado majoritariamente pelas feições de interação entre os grãos durante seu crescimento. De outro, as texturas de equilíbrio textural, onde a morfologia dos poros é controlada pelo fenômeno da redução da energia interfacial dos grãos.

As feições texturais finais são, portanto, o resultado da variação entre as taxas de crescimento dos cristais e o equilíbrio textural, sendo que o último irá predominar em casos onde a taxa de crescimento mineral for diminuída, ou cessar. A figura 4 demonstra a relação entre esses dois processos, bem como as texturas desenvolvidas na presença de líquido, ou já no estado sólido (*subsolidus*).

A distinção entre estes dois extremos texturais pode ser feita a partir da análise dos ângulos diedros. Enquanto as texturas de interferência apresentam tipicamente ângulos diedros sólido-líquido médios de 60° , com desvio padrão de $25\text{-}30^\circ$, as texturas de equilíbrio apresentam valores em torno de 28° , com desvio

padrão de aproximadamente 14° .

Para Holness et al. (2006), a maturidade textural demonstra o quanto uma rocha evoluiu a partir de suas texturas iniciais, em direção ao equilíbrio textural, controlada pela diminuição da energia interfacial dos grãos. Este processo pode ser estimado a partir da quantificação dos ângulos diedros entre os minerais, e segundo os autores, para *plutons* máficos de escala quilométrica, a maior parte do aumento nos ângulos diedros ocorre logo abaixo da temperatura *solidus*.

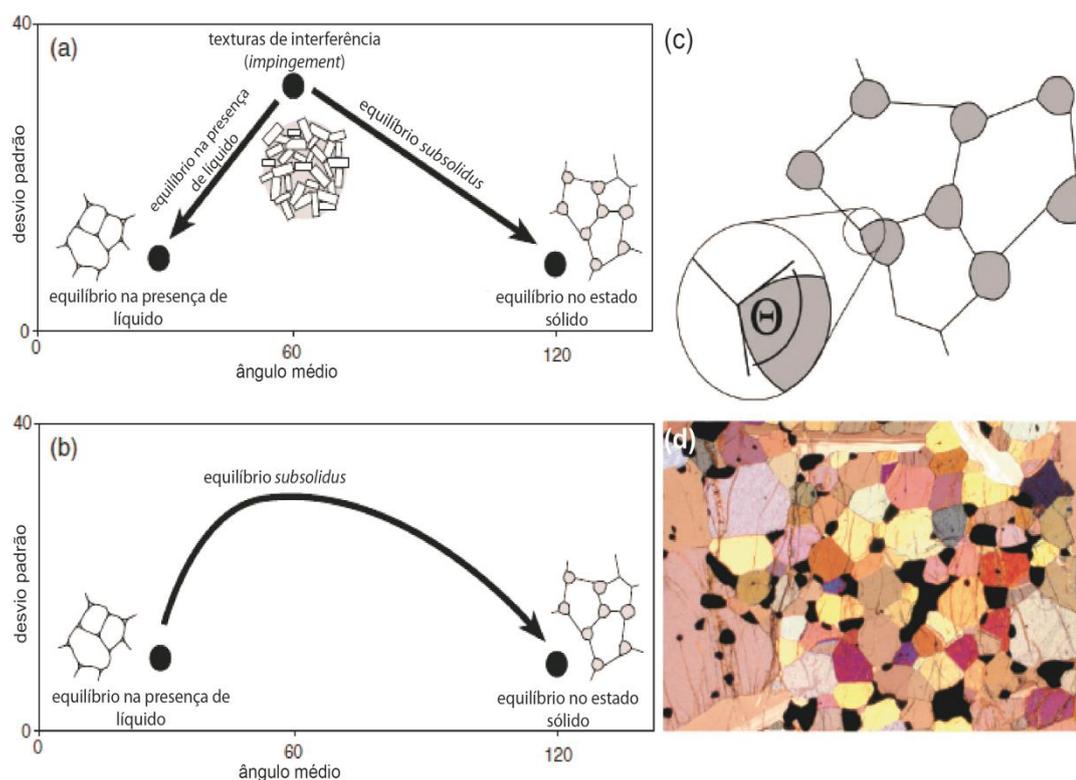


Figura 4. (a) Representação esquemática da evolução em direção ao equilíbrio textural em um *mush* cristalino, a partir das texturas de interferência, para o equilíbrio na presença de líquido (*melt*), e já no estado sólido; (b) representação da transição de uma textura de equilíbrio na presença de líquido, progredindo para texturas de equilíbrio no estado sólido, com o conseqüente aumento dos ângulos diedros. (Extraído e modificado de Holness et al., 2005); (c) representação esquemática de uma rocha texturalmente equilibrada composta por duas fases, em que a fase menor forma grãos isolados, arredondados, com contatos triplícies e ângulos diedros altos; (d) fotomicrografia de um olivina gabro estratificado, onde se observa o equilíbrio textural *subsolidus*. (Extraído e modificado de Holness et al., 2006).

Além disso, o estudo dos ângulos diedros pode fornecer informações acerca de eventos termais relacionados à recarga da câmara magmática, e ao início de processos de convecção generalizada (e.g. *Rum Eastern Layered Intrusion* e *Skaergaard Intrusion*). Estes podem refletir ainda as diferenças nas taxas de resfriamento e solidificação, demonstrando o importante papel desempenhado pela fase *liquidus* na evolução termal de rochas plutônicas.

No trabalho de Holness et al. (2006) é demonstrado ainda que, apesar da

maior parte das rochas cumuladas poli-minerálicas estudadas estarem longe do equilíbrio textural, é possível usar esta ferramenta para determinar o quanto estas evoluíram em direção ao equilíbrio. Isto ocorre através da transição das texturas iniciais de interferência (*impingement*) para as texturas de maior maturidade textural, desenvolvidas através da mudança e da migração dos contatos dos grãos, bem como do aumento dos ângulos diedros.

Por fim, assume-se que as mudanças graduais na geometria das junções trípticas em rochas completamente solidificadas, ou seja, no estado *subsolidus*, é um importante marcador microestrutural do progresso da evolução textural, abaixo da curva *liquidus*, em intrusões estratificadas.

- Processos de infiltração em intrusões estratificadas

Leuthold et al. (2014) fornecem um estudo microestrutural de detalhe acerca da Unidade 9 da *Rum Eastern Layered Intrusion*, composta por uma associação de rochas que grada progressivamente de peridotitos para troctolitos, gabros e anortositos. Processos de fusão parcial, seguidos por intrusão de líquidos de composição picrítica, são propostos para a formação das lentes descontínuas desta unidade.

O processo que envolve a formação de gabros poiquilíticos a partir de líquidos saturados na composição do clinopiroxênio, movendo-se vertical e lateralmente através da pilha cumulática, ocasiona a cristalização deste mineral, e é denominado como fluxo de líquidos reativos (*reactive liquid flow*). Os autores afirmam que este mecanismo é um fator potencialmente importante na evolução de câmaras magmáticas, em sistemas abertos.

Chama-se atenção para o fato de que as intrusões ígneas acamadadas podem ser formadas em sistemas abertos, no qual ocorrem episódios sucessivos de recarga; ou em sistemas fechados, através do fracionamento de um único pulso de magma parental. Em ambos os casos, as taxas de resfriamento são, em geral, suficientemente lentas para que os cristais e o líquido intersticial possam entrar em equilíbrio químico, contanto que os últimos permaneçam imóveis. Entretanto, a migração dos líquidos através do *mush* cristalino, provocada por processos de *buoyancy* ou compactação, resultará em significativas mudanças composicionais e microestruturais.

Destaca-se ainda que o termo “metassomatismo de infiltração”, empregado por Irvine (1980) para descrever o processo de migração vertical de líquidos reativos

intersticiais, através dos *mushes* cristalinos pela ação da gravidade, é genérico, e não leva em conta a origem e o grau de desequilíbrio entre o líquido e os cristais circundantes.

Assim, neste artigo assume-se o termo “fluxo de líquidos reativos”, usado para descrever um processo em sistema aberto, pelo qual as camadas de um *mush* cristalino, numa intrusão estratificada, são fundidas e remobilizadas como consequência da intrusão de novos líquidos silicáticos, de maior temperatura. As reações e feições texturais ocasionadas por este mecanismo estão ilustradas na figura 5.



Figura 5. Representação esquemática dos vários processos que podem ocorrer em um *mush* cristalino, em resposta à migração de líquidos quimicamente distintos em desequilíbrio. Extraído e modificado de Leuthold et al. (2014).

1.4.3 A ocorrência de rochas intrusivas básicas no sudeste do Cinturão Dom Feliciano, RS

Os primeiros registros da ocorrência de rochas básicas na porção sudeste do CDF datam da década de 1960, quando Tessari e Picada (1966) citam de forma sucinta a ocorrência de rochas desta afinidade, nas proximidades da cidade de Dom Feliciano.

A partir de 1980 os trabalhos na área são retomados, no âmbito do projeto RadamBrasil, no qual Teixeira (1982) apresenta as primeiras idades K-Ar entre 450 e

600 Ma para um gabro, localizado 25 km a NE da cidade de Dom Feliciano, e um norito, na região de Alto Alegre.

Para essa última ocorrência, seguem-se os trabalhos de Horbach et al. (1984) e Moreira e Marimon (1984), nos quais é caracterizada como parte de uma associação de rochas granulíticas do “*Maciço Pelotas*”. Cabe aqui destacar que, de acordo com o entendimento da época, a presença de clinopiroxênio e ortopiroxênio, associada a texturas com contatos poligonais e junções tríplexes, levou estas rochas a serem classificadas como granulitos. Atualmente, estas mesmas texturas em rochas ígneas são interpretadas como evidências dos processos de maturação textural em rochas cumuladas, indicando que estas permaneceram aquecidas por tempo suficiente para atingir o equilíbrio textural.

Para a ocorrência do Arroio Santa Fé, a NE de Pinheiro Machado, Horbach et al. (1984) apontam que ao microscópio, estas rochas “*ora exibem uma textura granoblástica com pontos tríplexes, tipicamente metamórfica, ora mostram texturas sugestivas de lento assentamento gravitacional dos cristais, com formação de ortocumulados*”. Afirma-se, desta forma, que não havia elementos conclusivos que permitissem vinculá-las a um evento metamórfico regional em fácies granulito, ou a um complexo estratiforme.

Esta mesma idéia é apresentada por Moreira e Marimon (1984), onde se afirma que algumas amostras apresentam textura de fluxo magmático marcada por ripas de plagioclásio orientadas sub-paralelamente, textura ortocumulada e ofítica, enquanto outras apresentam textura granoblástica típica. Levando-se em conta esses aspectos, os autores pontuam que “*fica registrada a hipótese de se tratar de um complexo estratiforme*”.

Fragoso-Cesar et al. (1986) citam pela primeira vez a existência de rochas básicas a sul de Pinheiro Machado, apontando o caráter estratiforme das mesmas e vinculando-as à existência de falhas transcorrentes de orientação NE-SW (Fragoso-Cesar et al., 1989). Essas mesmas rochas também são alvo de modelamento geofísico por Costa et al. (1990), sendo interpretadas como corpos tabulares profundos com inclinação para SE.

Uma descrição detalhada desta ocorrência encontra-se em Fragoso-Cesar (1991), no qual é denominada como Gabros Passo da Fabiana. Esses são caracterizados como mega-enclaves básicos estratiformes, alojados na SGDF. O autor cita ainda que estes são localmente injetados por apófises dos granitos, indicando a anterioridade dos gabros. Entretanto, propõe-se a participação dos

fluidos graníticos na cristalização dos gabros, devido ao aparecimento do anfibólio e da mica, que indicariam condições de pressão parcial de fluidos mais elevadas. Desta forma, o autor conclui que “os Gabros Passo da Fabiana são *sin-plutônicos aos granitos da Suíte Dom Feliciano*”.

Quanto aos mecanismos de geração destas rochas, menciona-se a hipótese de que os eventos de transcorrência tardi-colisionais promoveriam queda de pressão no manto litosférico, gerando fusão parcial com a instalação de corpos básicos-ultrabásicos na base da crosta. Esses seriam posteriormente posicionados, durante a ascensão sintectônica dos granitos da SGDF, ao longo das zonas de cisalhamento. Por possuírem alta viscosidade, os granitos teriam capacidade de transportar pequenos corpos básicos, em processo de diferenciação.

O único trabalho desenvolvido na área que considera todas as ocorrências de forma integrada é o de Ramgrab et al. (1994), onde é proposta a separação dos corpos em duas associações litológicas distintas. A dos Gabros Passo da Fabiana, representados por rochas básicas estratiformes, com textura cumulática reliquiar, e *intercumulus* composto por diopsídio e hornblenda. A segunda associação, denominada Diorito Capim Branco, seria representada por rochas dioríticas, com quartzo dioritos, granodioritos e monzogranitos subordinados, com um evento metamórfico regional que por vezes oblitera as texturas ígneas reliquiares.

Após este, seguem-se apenas os mapeamentos regionais de CPRM (2000) e de CPRM (2005). No primeiro, estas rochas são agrupadas na unidade “Intrusivas Básicas” - ainda que se faça distinção entre rochas com mineralogia toleítica e cálcio-alcalina. No último, todas as ocorrências compõem a unidade “Gabro Passo da Fabiana”.

Na tabela a seguir encontra-se uma síntese, em ordem cronológica, dos trabalhos realizados na região.

Autores	Síntese dos Trabalhos
Tessari e Picada (1966)	Primeiras referências à ocorrência de rochas básicas no sudeste do ESRG, descritas como “massas de rochas escuras de composição mais básica”, a leste da cidade de Dom Feliciano.
Teixeira (1982)	Idades K-Ar entre 450-600 Ma para uma ocorrência de gabro a NE de Dom Feliciano, e um norito, na região do Alto Alegre.
Horbach et al. (1984)	Ocorrência do Alto Alegre reconhecida como parte de uma associação de granulitos no “Maciço Pelotas”, sendo descrita como um metanorito de coloração verde-escura e granulação média a grossa, com abundantes megacrístais de hornblenda. Ocorrência das cabeceiras do Arroio Santa Fé: dados inconclusivos sobre sua origem, não sendo possível a distinção entre uma rocha granulítica ou um complexo estratiforme.
Moreira e Marimon (1984)	Ocorrência do Alto Alegre: descrita como uma estrutura semicircular com núcleo norítico e bordas metadioríticas. Metamorfismo de fácies granulito, com evento metamórfico de fácies anfibolito superimposto, confirmado pela presença de anfibólio nestas rochas. Ocorrência do Arroio Santa Fé: texturas variadas, ora ortocumulados com texturas de fluxo magmático, ora textura granoblástica. Registra-se a hipótese de se tratar de um complexo estratiforme.
Fragoso-Cesar et al. (1986)	Existência de rochas máficas no Batólito Pelotas, ainda de geometria desconhecida, nas proximidades de Dom Feliciano e a sul de Pinheiro Machado, constituídos por corpos básicos, dioritos e quartzo-dioritos.
Fragoso-Cesar et al. (1989)	Geração de corpos básicos de caráter estratiforme estaria ligada à existência de falhas transcorrentes de orientação NE-SW, as quais promoveriam fusão parcial do manto, por alívio de pressão, além de favorecer a ascensão dos mesmos.
Costa et al. (1990)	Tais rochas são alvo de modelamento geofísico, apresentando valores de susceptibilidade magnética sugestiva de corpos da natureza básica, e anomalias interpretadas como corpos tabulares profundos, com inclinação para SE, e espessura vertical estimada de 15 km.
Fragoso-Cesar (1991)	Caracterização dos corpos na proximidade do Passo da Fabiana, na localidade de Pinheiro Machado. Esses são descritos como mega-enclaves de corpos básicos-ultrabásicos estratiformes alojados na SGDF, constituindo-se por olivina gabros, associados subordinadamente a olivina gabronoritos, anortositos, piroxenitos e peridotitos. Propõe-se ainda a anterioridade dos gabros, os quais são localmente injetados por apófises dos granitos encaixantes, ainda que sejam considerados “ <i>sin-plutônicos aos granitos da Suíte Dom Feliciano</i> ”.
Ramgrab et al. (1994)	Separação dos corpos em duas associações litológicas distintas: Gabros Passo da Fabiana e Diorito Capim Branco. A primeira seria representada por rochas básicas estratiformes com texturas cumuláticas reliquiárias, enquanto a segunda seria composta por rochas dioríticas com termos quartzo dioríticos, granodioríticos e monzograníticos subordinados. Essa associação apresentaria ainda um evento metamórfico superimposto, obliterando as texturas ígneas, e similaridade ao Diorito Capim Branco, situado a norte, próximo à cidade de Dom Feliciano.
CPRM (2000)	Corpos com áreas expostas de 6 a 30km ² de gabros com níveis estratiformes de anortositos, hornblenda gabros e troctolitos, com mineralogia fortemente toleítica (Gabros Passo da Fabiana) e de granitóides composicionalmente diversificados, desde dioritos a monzogranitos, com mineralogia cálcio-alcálica (Diorito Capim Branco).
CPRM (2005)	Gabro, hornblenda gabro a troctolito, com níveis estratiformes anortosíticos de filiação toleítica (plagioclásio, dois clinopiroxênios, anfibólio e quartzo).

Tabela 1. Síntese dos trabalhos desenvolvidos na área, em ordem cronológica.

PARTE II

2 MATERIAIS E MÉTODOS

Nesta seção apresentam-se as técnicas e materiais empregados para a abordagem do problema, de acordo com as etapas do projeto. Demonstra-se ainda, quando pertinente, além da relevância e aplicabilidade dos mesmos em relação aos resultados esperados, a resolução e precisão dos métodos analíticos.

2.1 Revisão bibliográfica

Esta etapa consistiu na pesquisa, leitura e discussão embasada nos principais artigos científicos e publicações da área, acerca dos temas investigados. Esses envolveram tópicos como a geração de magmas pouco diferenciados em ambientes orogênicos e pós-colisionais, intrusões acamadadas, processos de maturação textural e infiltração em cumalados, contexto geotectônico da porção sudeste do Cinturão Dom Feliciano (RS), entre outros.

2.2 Georreferenciamento de dados geográficos, geológicos e aerogeofísicos regionais em SIG

A base de dados regionais foi gerada através da criação de um banco de dados digital em Sistema de Informações Geográficas (SIG), no *software Ilwis 3.4 Open*. Esta foi construída através da demarcação das principais estradas, rios e cidades, pelo georreferenciamento desses elementos com base na carta topográfica Pedro Osório (Folha SH.22-Y-C), escala 1:250.000.

O mapa geológico da área foi elaborado a partir dos dados disponíveis em CPRM (2000), a fim de se estabelecer correlações com os dados aerogeofísicos, através da sobreposição dos principais limites de unidades geológicas e estruturas, aos primeiros. Neste, também foram dispostos os pontos de amostragem em campo. O sistema de georreferência adotado utilizou sistema de projeção de coordenadas segundo *datum South American 1969* e projeção Universal Transversa de Mercator (UTM), para hemisfério sul, zona 22.

O georreferenciamento dos mapas aerogeofísicos consistiu na transformação do sistema de coordenadas de dados magnetométricos, em formato *“.geotiff”* da área de trabalho, balizados pelas coordenadas geográficas 53°30' a 52°45' W e 31°30' a 32°00' S. Os dados foram extraídos do Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul (CPRM, 2010), sendo adquiridos segundo linhas de vôo de orientação N-S, com espaçamento médio de 500 m, altitude média de 100 m e

intervalos de amostragem de 6-7 m. Os mesmos foram tratados e processados pelo professor Francisco F. Ferreira (UFPR).

O novo sistema de coordenadas utilizado foi o mesmo aplicado na confecção dos mapas, para que se pudesse trabalhar com diferentes dados, todos georreferenciados segundo as mesmas especificações. Isso possibilitou a correlação dos dados aerogeofísicos à geologia da área, facilitando assim a identificação de anomalias que auxiliassem na detecção de alvos a serem investigados em campo, bem como das principais estruturas regionais.

2.3 Etapa de campo

A etapa de campo foi realizada na região dos municípios de Pinheiro Machado, Herval e Pedro Osório, na área de ocorrência das rochas mapeadas por CPRM (2000) como “*Intrusivas Básicas*”. Nesta, além da localização dos corpos e da descrição de texturas e estruturas de meso e macro-escala (e.g feições de acamamento ígneo, relações estratigráficas), foi também efetuada a amostragem dos corpos. Essa, por sua vez, objetivou a coleta sistemática e representativa para análises petrográficas e geoquímicas, em consonância com as variações texturais e petrográficas observadas em cada ocorrência.

As amostras destinadas às análises geoquímicas foram condicionadas e armazenadas individualmente, para evitar contato e possível contaminação.

2.4 Etapa de preparação de amostras e laboratório

2.4.1 Confecção de lâminas delgadas e análise petrográfica

Nessa etapa foram selecionadas vinte e quatro amostras representativas para a confecção de lâminas petrográficas, no Laboratório de Preparação de Amostras – Anexo do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq).

A descrição das lâminas foi efetuada em microscópio petrográfico equipado com câmera fotográfica, no qual foram produzidos fotomosaicos de todas as lâminas para contagem modal de pontos. Essa foi realizada com o auxílio do *software Photoshop CS5®*, através da ferramenta “*Analysis → count tool*”, com malha de espaçamento regular de 1 mm, e média de 970 pontos por amostra.

Esta etapa é essencial, pois permite - aliada às informações obtidas em campo - elaborar correlações e estabelecer diferenças em termos mineralógicos, texturais e de tipos petrográficos entre as ocorrências investigadas.

2.4.2 *Análises geoquímicas: preparação de amostras, equipamentos analíticos e apresentação dos dados*

Para as análises químicas foram selecionadas dezessete amostras representativas, de todos os corpos estudados. As mesmas foram fragmentadas com auxílio de prensa hidráulica, em brita com tamanho aproximado de 0,5 a 1 cm, e posteriormente quarteadas. Em seguida, essas foram condicionadas em recipientes inertes e fechados, de 50 a 200 g. A quantidade de amostra variou de acordo com a abundância necessária para a garantia de sua representatividade e homogeneidade, características dependentes da granulação da rocha, da presença ou não de heterogeneidades, entre outros. Por fim, as amostras foram encaminhadas ao laboratório *AcmeLab*, no Canadá, para pulverização e análise.

O método empregado foi a análise em rocha total, realizada por meio da leitura dos elementos maiores em óxidos, além de alguns elementos menores, por espectrometria de emissão atômica por plasma indutivamente acoplado (*ICP-AES*). Já a análise dos elementos traço foi feita através de espectrometria de massas com fonte de plasma indutivamente acoplado (*ICP-MS*), um sistema de análise química que alia a precisão e os baixos limites de detecção de um espectrômetro de massas, com a tecnologia de fonte de plasma indutivamente acoplado. Esta técnica é capaz de realizar uma avaliação multi-elementar e isotópica em nível de partes por trilhão (ppt). Os limites de detecção do método encontram-se na figura 6, e por serem bastante baixos, são apropriados a esse tipo de estudo.

O método escolhido é adequado para se atingir os objetivos propostos, pois permite a caracterização das amostras e o estabelecimento de correlações entre as mesmas, com base em sua afinidade geoquímica, corroborando e complementando assim as informações extraídas na análise petrográfica.

Para a interpretação dos dados geoquímicos, a fim de facilitar a visualização e compreensão da distribuição e dos potenciais padrões apresentados pelas análises, construíram-se diagramas binários e multi-elementares, tanto de elementos maiores, quanto de elementos traço. Além desses, utilizaram-se diagramas tradicionais para classificação de afinidade geoquímica, construídos sempre em base anidra.

Basic Suite	Group 4A Detection Limit	Group 4A Det. Limit	Group 4B Det. Limit		
SiO ₂	0.01 %	Au –	0.5 ppb	Tl	– 0.1 ppm
Al ₂ O ₃	0.01 %	Ag –	0.1 ppm	U	– 0.1 ppm
Fe ₂ O ₃	0.04 %	As –	1 ppm	V	– 8 ppm
CaO	0.01 %	Ba 5 ppm	1 ppm	W	– 0.5 ppm
MgO	0.01 %	Be –	1 ppm	Y	3 ppm 0.1 ppm
Na ₂ O	0.01 %	Bi –	0.1 ppm	Zn	5 ppm* 1 ppm
K ₂ O	0.01 %	Cd –	0.1 ppm	Zr	5 ppm 0.1 ppm
MnO	0.01 %	Co 20 ppm*	0.2 ppm	La	– 0.1 ppm
TiO ₂	0.01 %	Cs –	0.1 ppm	Ce	30 ppm* 0.1 ppm
P ₂ O ₅	0.01 %	Cu 5 ppm*	0.1 ppm	Pr	– 0.02 ppm
Cr ₂ O ₃	0.002 %	Ga –	0.5 ppm	Nd	– 0.3 ppm
Ba	5 ppm	Hf –	0.1 ppm	Sm	– 0.05 ppm
LOI	0.1 %	Hg –	0.1 ppm	Eu	– 0.02 ppm
C*	0.02 %	Mo –	0.1 ppm	Gd	– 0.05 ppm
S*	0.02 %	Nb 5 ppm	0.1 ppm	Tb	– 0.01 ppm
* Group 4X02 has no C or S		Ni 20 ppm	0.1 ppm	Dy	– 0.05 ppm
		Pb –	0.1 ppm	Ho	– 0.02 ppm
		Rb –	0.1 ppm	Er	– 0.03 ppm
		Sb –	0.1 ppm	Tm	– 0.01 ppm
		Sc 1 ppm	–	Yb	– 0.05 ppm
		Se –	0.5 ppm	Lu	– 0.01 ppm
		Sn –	1 ppm		
		Sr 2 ppm	0.5 ppm		
		Ta –	0.1 ppm		
		Th –	0.2 ppm		

Figura 6. Limites de detecção do método para os diferentes elementos analisados. Extraído de: http://www.acmelab.com/wp-content/uploads/2009/03/acme_20091.pdf, em 02/01/2017.

2.4.3 Microanálise

A etapa de microanálise dividiu-se basicamente em duas técnicas diferentes, compreendendo: (a) o imageamento em elétrons retro-espalhados (*backscattered electrons - BSE*), análise química pontual e mapeamento composicional por *EDS (Energy Dispersive Spectrometry)* em microscópio eletrônico de varredura; (b) análise química quantitativa por *WDS (Wavelength Dispersive Spectrometry)*, em microsonda eletrônica.

O microscópio eletrônico de varredura (MEV) é um equipamento bastante utilizado em geologia, principalmente para o imageamento de minerais em lâminas petrográficas, e para a observação de texturas e microestruturas. Além disso, permite a aquisição de análises químicas semi-quantitativas pontuais, em perfis, ou até mesmo através de mapeamento composicional por *EDS*, em áreas predefinidas.

O funcionamento desse equipamento consiste, de forma bastante simplificada, na emissão de um feixe eletrônico, no canhão de elétrons. Esse é produzido por um filamento de tungstênio, aquecido através da diferença de potencial gerada pela variação na aceleração dos elétrons. Após isto, o feixe eletrônico é demagnificado por lentes eletromagnéticas, produzindo-se um feixe focado e com pequeno diâmetro, em determinada região do material. Este processo irá gerar, por fim, uma imagem virtual da amostra em análise (Reed, 1996).

O imageamento por elétrons retro-espalhados (*BSE*), que possuem energia mais alta que os elétrons secundários (*SE*) é uma ferramenta bastante útil na geologia, pois demonstra o contraste de composição química entre materiais distintos, em diferentes escalas de cinza, na imagem virtual. Quanto maior o número atômico (*Z*) do espécime em questão, mais clara será a imagem, pelo fato de que uma maior quantidade de elétrons é refletida. Por outro lado, quanto menor o número atômico, mais escura será a imagem.

Além desta ferramenta, para uma melhor caracterização química semi-quantitativa da amostra, podem-se realizar análises de Espectrometria por Dispersão em Energia (*EDS*), a qual consiste na identificação dos raios-X característicos emitidos pela amostra, quando esta interage com o feixe eletrônico.

O equipamento utilizado para tais análises foi o MEV da marca *JEOL*, modelo *JSM-6610LV*, equipado com detector *EDS Bruker*, modelo *Nano X Flash Detector 5030 (133ev)*, do LGI, no Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq-IGEO-UFRGS). Para análises *EDS* em condições ideais de trabalho (limpeza, polimento, seleção do ponto de análise, metalização, especificações técnicas corretas), consegue-se trabalhar com erros abaixo de 1 %. Em análises sem padrão (*standardless*) a técnica mostra-se confiável, com erros em torno de 3 a 5 %.

Já a microsonda eletrônica permite, por outro lado, análises quantitativas de química mineral, através da análise dos raios-X quando da interação com um feixe eletrônico, utilizando-se a técnica *WDS (Wavelength Dispersive Spectrometry)*. A diferença desta para o detector *EDS* é de que na técnica por *WDS*, os raios-X são identificados de acordo com o seu comprimento de onda característico, o que fornece alta resolução espectral e maior precisão nas análises (Reed, 1996).

A análise quantitativa demonstra precisão para concentrações em torno de 100 ppm, além de maior acurácia na identificação de elementos traço e maior capacidade na detecção de alguns elementos, em relação ao *EDS*. Os erros geralmente ficam abaixo de 0,1 %. Os cuidados necessários para assegurar a qualidade da análise são o polimento de ótima qualidade e a limpeza adequada do espécime. O equipamento utilizado para a caracterização de alguns minerais de interesse foi a microsonda eletrônica *Cameca SXFive*, do Laboratório de Microsonda Eletrônica (CPGq-IGEO-UFRGS).

REFERÊNCIAS

- Annen, C., Blundy, J.D., Sparks, R.S.J. 2006. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology*, 47(3): 505-539.
- Bonin, B. 2004. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos*, 78(2004): 1-24.
- Caroff, M., Coint, N., Hallot, E., Hamelin, C., Peucat, J.J., Charreter, G. 2011. The mafic-silicic layered intrusions of Saint-Jean-du-Doigt (France) and North-Guernsey (Channel Islands), Armorican Massif: Gabbro-diorite layering and mafic cumulate-pegmatoid association. *Lithos*, 125, 675-692.
- Costa, A.F.U., Ramgrab, G.E., Vasconcelos, R. 1990. Interpretação do campo magnético na porção oriental do Escudo Sul-Rio-Grandense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. *Anais...Natal*, SBG, v. 5, p. 2439-2444.
- CPRM. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 2000. *Carta Geológica Folha Pedro Osório, folha SH. 22-Y-C*. Porto Alegre, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, escala: 1:250.000.
- CPRM. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 2005. *Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, escala: 1:750.000.
- CPRM. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 2010. *Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CPRM, 260p.
- Drew, D., Murray, T., Sruoga, P., Feineman, M.D. 2010. Evidence for a deep crustal hot zone beneath the Diamante Caldera-Maipo volcanic complex, Southern Volcanic Zone. In: American Geophysical Union, Fall Meeting 2010, San Francisco. Physics Abstract Services, AGU, abstract #V33B-2367.
- Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C.C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G.E., Camozzato, E. 1995a. Evolução tectônica do cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: Parte I – Uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 351-374.

Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C.C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G.E., Camozzato, E. 1995b. Evolução tectônica do cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-Grandense: Parte II - uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 351-374.

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, 367p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

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

Fragoso-Cesar, A.R.S., Machado, R., Monteiro, R., Sallet, R. 1989. Nappes e estruturas correlatas do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio Sul-Riograndense: Uma introdução ao problema. *Acta Geológica Leopoldensia*, 30(13): 75-92.

Holness, M.B. 2006. Melt–Solid Dihedral Angles of Common Minerals in Natural Rocks. *Journal of Petrology*, 47(4): 791-800.

Holness, M.B, Cheadle, M.J, McKenzie, D. 2005. On the Use of Changes in Dihedral Angle to Decode Late-stage Textural Evolution in Cumulates. *Journal of Petrology*, 46(8): 1565-1583.

Holness, M.B., Nielsen, T.F.D., Tegner, C. 2006. Textural Maturity of Cumulates: a Record of Chamber Filling, Liquidus Assemblage, Cooling Rate and Large-scale Convection in Mafic Layered Intrusions. *Journal of Petrology*, NIL(NIL): 1-16.

Horbach, R., Marimon, R.G., Kuck, L. 1984. Ocorrência de Rochas Granulíticas no Maciço Pelotas, Escudo Sul-Rio-Grandense. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 33., 1984, Rio de Janeiro. *Anais...Rio de Janeiro, SBG*, v.7, p. 3143-3150.

Hunter, R.H. 1987. Textural equilibrium in layered igneous rocks. *In: Parsons, I. (Ed.) Origins of Igneous Layering*. Dordrecht, Reidel, p. 473-503.

- Hunter, R.H. 1996. Texture Development in Cumulate Rocks. In: Cawthorn, R.G. (Ed.). *Layered Intrusions*. Oxford, Developments in Petrology, p. 77-101.
- Huppert, H.E., Sparks, R.S.J. 1988. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *Journal of Petrology*, 29, 599-624.
- Irvine, T.N. 1980. Magmatic infiltration metassomatism, double-diffusive fractional crystallization, and adcumulus growth in the Muskox intrusion and other layered intrusions. In: Hagraves, R.B. (Ed) *Physics of magmatic processes*. Princeton University Press, New Jersey, p. 325-383.
- Jackson, E.D. 1961. Primary textures and mineral associations in the ultramafic zone of the Stillwater Complex, Montana. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 358: 1-106.
- Leuthold, J., Blundy, J.D., Holness, M.B. 2014. Successive episodes of reactive liquid flow through a layered intrusion (Unit 9, Rum Eastern Layered Intrusion, Scotland). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 168: 1021.
- Marsh, B.D. 2000. Magma chambers. In: Sigurdsson, H. (Ed). *Encyclopedia of Volcanoes*. San Diego, Academic Press, p. 191-206.
- Moreira, M.L.O., Marimon, M.P.C. 1984. Petrografia dos Granulitos do Leste do Escudo Sul-Riograndense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. *Anais...Rio de Janeiro, SBG*, v.9, p. 4463 – 4471.
- Naslund, H.R., McBirney, A.R. 1996. Mechanisms of Formation of Igneous Layering. In: Cawthorn, R.G. (Ed.). *Layered Intrusions*. Oxford, Developments in Petrology, p. 1-43.
- Parsons, I. 1987. *Origins of Igneous Layering*. Boston, Reidel Publishing Company, 666p.
- Paterson, S., Memeti, V., Mundil, R., Zák, J. 2016. Repeated, multiscale, magmatic erosion and recycling in a upper-crustal pluton: Implications for magma chamber dynamics and magma volume estimates. *American Mineralogist*, 101, 2176-2198.
- Philipp, R.P., Machado, R., Nardi, L.V.S., Lafon, J.M. 2002. O magmatismo granítico neoproterozoico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão da geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(2), 277-290.

Ramgrab, G.E., Wildner, W., Camozzato, E., Sander, A. 1994. Corpos Básicos no Batólito de Pelotas. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38., 1994, Balneário Camboriú. *Anais...Balneário Camboriú*, SBG, v.3, p. 49-50.

Reed, S.J.B. 1996. *Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology*. Cambridge, Cambridge University Press, 201p.

Renna, M.R., Tribuzio, R., Tiepolo, M. 2006. Interaction between basic and acid magmas during the latest stages of the post-collisional Variscan evolution: Clues from the gabbro–granite association of Ota (Corsica–Sardinia batholith). *Lithos*, 90: 92-110.

Roberts, M.P, Pin, C., Clemens, J.D., Paquette, J.L. 2000. Petrogenesis of Mafic to Felsic Plutonic Rock Associations: the Calc-alkaline Quérigut Complex, French Pyrenees. *Journal of Petrology*, 41(6), 809-844.

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

Sisson, T.W., Grove, T.L., Coleman, D.S. 1996. Hornblende gabbro sill complex at Onion Valley, California, and a mixing origin for the Sierra Nevada batholith. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126: 81-108.

Solano, J.M.S., Jackson, M.D., Spars, R.S.J., Blundy, J.D., Annen, C. 2012. Melt Segregation in Deep Crustal Hot Zones: a Mechanism for Chemical Differentiation, Crustal Assimilation and the Formation of Evolved Magmas. *Journal of Petrology*, 53(10): 1999-2026.

Soliani Jr., E. 1986. *Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências, USP.

Tavarez, S.C. 2015. *Geophysical Evidence for Mid-crustal Magma Reservoirs in the Lassen Volcanic Region, California*. Dissertação de Mestrado. Florida: College of Arts and Sciences, USF.

Teixeira, W. 1982. *Interpretação dos dados radiométricos e evolução geocronológica. FOLHAS SH. 22 - Porto Alegre, Sl. 22. - Lagoa Mirim e SH. 21 - Uruguiana*. Projeto RADAMBRASIL, Florianópolis, (relatório interno, inédito).

Tessari, R., Picada, R.S. 1966. Geologia da Quadrícula de Encruzilhada do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil. *Boletim da Divisão de Fomento à Produção Mineral*, DNPM, 124.

Tiepolo, M., Tribuzio, R., Langone, A. 2011. High-Mg Andesite Petrogenesis by Amphibole Crystallization and Ultramafic Crust Assimilation: Evidence from Adamello Hornblendites (Central Alps, Italy). *Journal of Petrology*, 52(5): 1011-1045.

Tiepolo, M., Tribuzio, R., Ji, W., Wu, F., Lustrino, M. 2014. Alpine Tethys closure as revealed by amphibole-rich mafic and ultramafic rocks from the Adamello and the Bergell intrusions (Central Alps). *Journal of the Geological Society, London*, 171: 793-799.

Wager, L.R. 1963. The mechanism of adcumulus growth in the Layered Series of the Skaergaard Intrusion. *Mineralogical Society of America - Special Papers*, 1: 1-19.

Wager, L.R., Brown, G.M., Wadsworth, W.J. 1960. Types of igneous cumulates. *Journal of Petrology*, 1: 73-85.

Wager, L.R., Brown, G.M. 1968. *Layered Igneous Rocks*. Edinburgh, Freeman, 588p.

Xu, X., Dong, C., Li, W., Zhou, X. 1999. Late Mesozoic intrusive complexes in the coastal area of Fujian, SE China: the significance of the gabbro-diorite–granite association. *Lithos*, 46: 299-315.

Wiebe, R.A. 1993. The Pleasant Bay layered gabbro-diorite, coastal Maine: Ponding and crystallization of basaltic injections into a silicic magma chamber. *Journal of Petrology*, 34, 461–489.

Wiebe, R.A. 2016. Mafic replenishments into floored silicic magma chambers. *American Mineralogist*, 101, 297-310.

Wiebe, R.A., Manon, M.R., Hawkins, D.P., McDonough, W.F. 2004. Late-stage mafic injection and thermal rejuvenation of the Vinalhaven granite, Coastal Maine. *Journal of Petrology*, 45(11), 2133-2153.

Wilson, C.J.N., Charlier, B.L.A. 2016. The Life and Times of Silicic Volcanic Systems. *Elements*, 12(2), 103-108.

PARTE III

3 ARTIGO CIENTÍFICO

Esta seção consiste no corpo principal desta Dissertação, constituída pelo artigo científico produzido pelo autor durante o desenvolvimento de seu Mestrado, submetido à revista Geologia USP - Série Científica, com a respectiva carta de submissão.

Universidade de São Paulo
BRASIL

SIBi PORTAL DE REVISTAS
SISTEMA AUTORIZADO DE SUBMISSÃO DE TRABALHOS CIENTÍFICOS

Geologia USP

Série Científica

CAPA SOBRE PÁGINA DO USUÁRIO PESQUISA ATUAL ANTERIORES NOTÍCIAS SUBMISSÕES ONLINE

Capa > Usuário > Autor > Submissões > #125442 > Resumo

#125442 Sinopse

RESUMO AVALIAÇÃO EDIÇÃO

Submissão

Autores Laércio Dal Olmo Barbosa, Edinei Koester, Maria do Carmo Pinto Gastal
Título Rochas intrusivas básicas no sudeste do Cinturão Dom Feliciano, RS: petrografia e geoquímica das associações I e II
Documento original 125442-238109-2-SM.DOCX 2017-01-10 [INCLUIR DOCUMENTO SUPLEMENTAR](#)
Docs. sup. Nenhum(a)
Submetido por Laércio Dal Olmo Barbosa
Data de submissão January 10, 2017 - 04:55 PM
Seção Artigos
Editor Nenhum(a) designado(a)

IDIOMA

USUÁRIO
 Logado como: laerciodb
 • [Meus periódicos](#)
 • [Perfil](#)
 • [Sair do sistema](#)

AUTOR
 Submissões
 • [Ativo \(1\)](#)
 • [Arquivado \(0\)](#)
 • [Nova submissão](#)

CONTEÚDO DA REVISTA
 Pesquisa

Assunto [GEOUSP] Agradecimento pela submissão

Remetente Daniel Machado

Para Laércio Dal Olmo Barbosa

Responder para "" <> <" <>>

Data Hoje 16:55

Laércio Dal Olmo Barbosa,

Agradecemos a submissão do trabalho "Rochas intrusivas básicas no sudeste do Cinturão Dom Feliciano, RS: petrografia e geoquímica das associações I e II" para a revista Geologia USP. Série Científica. Acompanhe o progresso da sua submissão por meio da interface de administração do sistema, disponível em:

URL da submissão:

<http://www.revistas.usp.br/guspssc/author/submission/125442>

Login: laerciodb

Em caso de dúvidas, entre em contato via e-mail.

Agradecemos mais uma vez considerar nossa revista como meio de compartilhar seu trabalho.

Daniel Machado
 Geologia USP. Série Científica

Geologia USP. Série Científica
<http://www.revistas.usp.br/guspssc>

Rochas intrusivas básicas no sudeste do Cinturão Dom Feliciano, RS: petrografia e geoquímica das associações I e II

Basic intrusive rocks in southeastern Dom Feliciano Belt, RS: petrography and geochemistry of associations I and II

Intrusivas básicas no sudeste do CDF

Laércio Dal Olmo Barbosa¹, Edinei Koester², Maria do Carmo Pinto Gastal³

1 Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP 91.540-000, Porto Alegre, RS, Brasil. E-mail: dal.barbosa@ufrgs.br. Fone:+5554999886627.

2 Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP 91.540-000, Porto Alegre, RS, Brasil. E-mail: koester@ufrgs.br

3 Instituto de Geociências, Departamento de Mineralogia e Petrologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP 91.540-000, Porto Alegre, RS, Brasil. E-mail: maria.gastal@ufrgs.br

Número de Palavras: 11.743 (a partir do resumo)

Total de figuras: 9

Total de tabelas: 3

Resumo: Intrusões dioríticas, gabroicas e máficas-ultramáficas registram tanto os processos de extração e transporte de magmas do manto, resultando na acreção vertical de material à crosta, quanto os processos de interação entre esses dois componentes. Recentemente, estas também são apontadas como importantes marcadores petrogenéticos, quando associadas ao magmatismo intermediário a ácido, em ambientes orogênicos a pós-colisionais. Na porção sudeste do Cinturão Dom Feliciano (RS), constituída majoritariamente por granitoides, ocorrem intrusões dioríticas e gabroicas de pequeno porte, de caráter predominantemente básico, na região compreendida entre Pinheiro Machado e Pedro Osório. Este artigo apresenta a caracterização geológica, mineralógica, petrográfica e geoquímica destas rochas, propondo assim a separação de duas associações principais. A “Associação I” (AI), constituída por rochas gabroicas, comumente cumuladas, e por vezes estratificadas, engloba os corpos do Passo da Fabiana, Passo da Olaria, Arroio Santa Fé e Desvio Herval. A “Associação II” (AII), diorítica a gabroica, compreende rochas isótropas a localmente foliadas, nas ocorrências do Alto Alegre, Passo dos Machados e Campo Bonito. As duas associações são subalcalinas, com afinidade cálcio-alcalina médio-K (AI) e médio a alto-K (AII), com altos teores de alumina ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 17\%$), mesmo para os termos não cumulados. Diferenças quanto aos elementos maiores (CaO, Mg# e álcalis) e menores e traços (P_2O_5 , Zr, Nb, Y, total e padrões de ETR), referendam a separação proposta. As assinaturas magnéticas sugerem o controle no posicionamento das intrusões por descontinuidades litosféricas, que teriam possibilitado a ascensão e colocação destes magmas em níveis superiores da crosta. Processos petrogenéticos envolvendo a participação de líquidos derivados do manto em reservatórios supracrustais, e a sua evolução nas *DCHZ* (*deep crustal hot zones*) são propostos.

Abstract: Dioritic, gabbroic and mafic-ultramafic intrusions record both magma extraction and transport processes from the mantle, resulting in vertical material accretion to the crust, as well as the interaction between these two components. Recently, these are also pointed as important petrogenetic markers, when associated with intermediate to acid magmatism, in orogenic to post-collisional settings. In the southeastern portion of Dom Feliciano Belt (RS), which is composed mainly by granitoids, minor dioritic and gabbroic intrusions occur, with predominantly basic character, in the region between Pinheiro Machado and Pedro Osório. This article presents geological, mineralogical, petrographic and geochemical characterization of these rocks, proposing thus the separation of two main associations. The "Association I" (AI), composed by gabbroic rocks, commonly as cumulates, and sometimes in layered intrusions, comprises the bodies Passo da Fabiana, Passo do Olaria, Arroio Santa Fé and Desvio Herval. The "Association II" (AII), dioritic to gabbroic, comprises isotropic to locally foliated rocks, in the occurrences of Alto Alegre, Passo dos Machados and Campo Bonito. Both associations are subalkaline, with medium-K (AI) and medium to high-K (AII) calc-alkaline affinity, showing high-alumina contents ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 17\%$), even for the non-cumulated terms. Differences regarding major elements (CaO, Mg# and alkalis) and minor and traces (P_2O_5 , Zr, Nb, Y, total and REE patterns), support the proposed division. The magnetic signatures suggest control on the emplacement of the intrusions by lithospheric discontinuities, which would have enabled the ascent and emplacement of this magmas to upper crustal levels. Petrogenetic processes involving the participation of mantle-derived melts in supracrustal reservoirs, and their evolution in DCHZ (deep crustal hot zones) are proposed.

Palavras-chave: Gabro; Diorito; Gabros Passo da Fabiana; Magmatismo básico; Intrusões acamadadas; Intrusões estratiformes.

Keywords: Gabbro; Diorite; Passo da Fabiana Gabbros; Basic magmatism; Layered Intrusions.

INTRODUÇÃO

O estudo e a caracterização de intrusões gabroicas e dioríticas são de fundamental importância, pois possibilitam a avaliação dos controles mecânicos, estruturais e químicos que governam a extração e o transporte de magma do manto para níveis superiores. Logo, representam os processos de interação manto-crosta, os quais resultam na acreção vertical de material.

O magmatismo de derivação mantélica - registrado geralmente sob a forma de corpos máficos-ultramáficos - embora geralmente de dimensões reduzidas, tem sido abordado como importante marcador da origem e dos processos petrogenéticos relacionados à geração de magmatismo intermediário a ácido. Tais processos são predominantes em cinturões de rochas graníticas, majoritariamente em ambientes orogênicos a pós-colisionais (Bonin, 2004; Wiebe, 2016).

Como exemplos, citam-se gabros e rochas ultramáficas associadas a dioritos, granodioritos e granitos do batólito *Sierra Nevada* (Califórnia – EUA). Esses representam o extremo menos evoluído do magmatismo do batólito, demonstrando assim a presença inequívoca da participação de magmas basálticos hidratados, em sua gênese (Sisson et al., 1996). Exemplos similares ocorrem nos batólitos de *Adamello*, nos Alpes Centrais, Itália (Tiepolo et al., 2011, 2014) e da *Corsica-Sardinia* (Rena et al., 2006).

As colunas de magma em arcos continentais e ambientes pós-colisionais representam redes interconectadas de reservatórios magmáticos, com grande volume de rochas máficas-ultramáficas nas porções crustais profundas, denominadas *deep crustal hot zones - DCHZ* (Annen et al., 2006). Estas zonas, formadas pelo alojamento de magmas primitivos hidratados, são locais propícios para a geração de magmas evoluídos via interação com líquidos produzidos por assimilação e fusão crustal (Solano et al., 2012). A presença de rochas máficas hidratadas nas *DCHZ*, por sua vez, favorece a hidratação de novos pulsos de magmas primitivos anidros. No entanto, grande parte dos corpos máficos-ultramáficos associados a granitos, registram os processos de re-intrusão/recarga em reservatórios de magmas silicosos supracrustais, por magmas máficos (Sisson et al., 1996; Bonin, 2004; Wiebe et al., 2004; Renna et al., 2006; Caroff et al., 2011; Tiepolo et al., 2011, 2014; Wiebe, 2016).

A ocorrência de rochas pouco diferenciadas é restrita na porção leste do Escudo Sul-Rio-Grandense (ESRG), visto que esse se compõe extensivamente por granitoides orogênicos a tardi-orogênicos, os quais apresentam importante contribuição crustal (Fernandes et al., 1995a, 1995b). Entretanto, na porção sudeste do Cinturão Dom Feliciano (CDF), ocorrem intrusões dioríticas e gabroicas, por vezes cumuladas, de caráter predominantemente básico. Essas intrusões possuem extensão quilométrica (1 a 7 km) e formatos alongados a ovais.

Neste artigo, apresenta-se uma análise integrada das intrusões básicas do sudeste do CDF, envolvendo trabalho de campo, caracterização mineral e petrográfica com descrição de texturas/microestruturas e microanálise, bem como caracterização geoquímica em rocha total (elementos maiores e traços). Com isto, referenda-se a discriminação destas rochas em duas associações distintas (AI e AII), sugerindo-se ainda possíveis processos petrogenéticos associados.

GEOLOGIA REGIONAL

O ESRG é formado pelo núcleo cratônico Rio de La Plata, a oeste, sucedido por colagens orogênicas múltiplas em sua margem oriental (Saalman et al., 2011), as quais constituem o Cinturão Dom Feliciano, posicionado entre os crátons Rio de La Plata e Kalahari (Fig. 1a). A disposição das principais áreas cratônicas e cinturões correlatos ao CDF,

resultantes dessas colagens, pode ser observada na figura 1b.

O cráton Rio de La Plata constitui o anteparo de colisão dos primeiros ciclos orogênicos (Hartmann et al., 2007), compondo-se por um embasamento arqueano a paleoproterozoico. A leste do cráton sucedem-se associações de rochas correspondentes ao CDF, de idade brasiliana, as quais são subdivididas por Fernandes et al. (1995a) nos domínios Ocidental, Central e Oriental. O último domínio corresponde ao Batólito Pelotas (Fragoso-Cesar et al., 1986), o qual constitui-se predominantemente por granitoides orogênicos a tardi-orogênicos (Fig. 1c).

A área de estudo (retângulo na Fig. 1c) situa-se no domínio Oriental, o qual possui como principais unidades orogênicas os Gnaisses Piratini e o Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado (CGGPM), com idades de cristalização *SHRIMP* U-Pb em zircão, respectivamente, de 781 ± 5 Ma e de 609 ± 17 Ma (Silva et al., 1999), bem como idades Pb-Pb (*TIMS*) entre 625-610 Ma, segundo Philipp et al. (2002). A Suíte Granítica Dom Feliciano (SGDF) representa a principal unidade tardi-orogênica, com idades de cristalização isocrônicas Rb-Sr de referência, em rocha total, de 544 ± 5 Ma (Soliani Jr., 1986) e de 550 ± 6 Ma (Fragoso-Cesar, 1991).

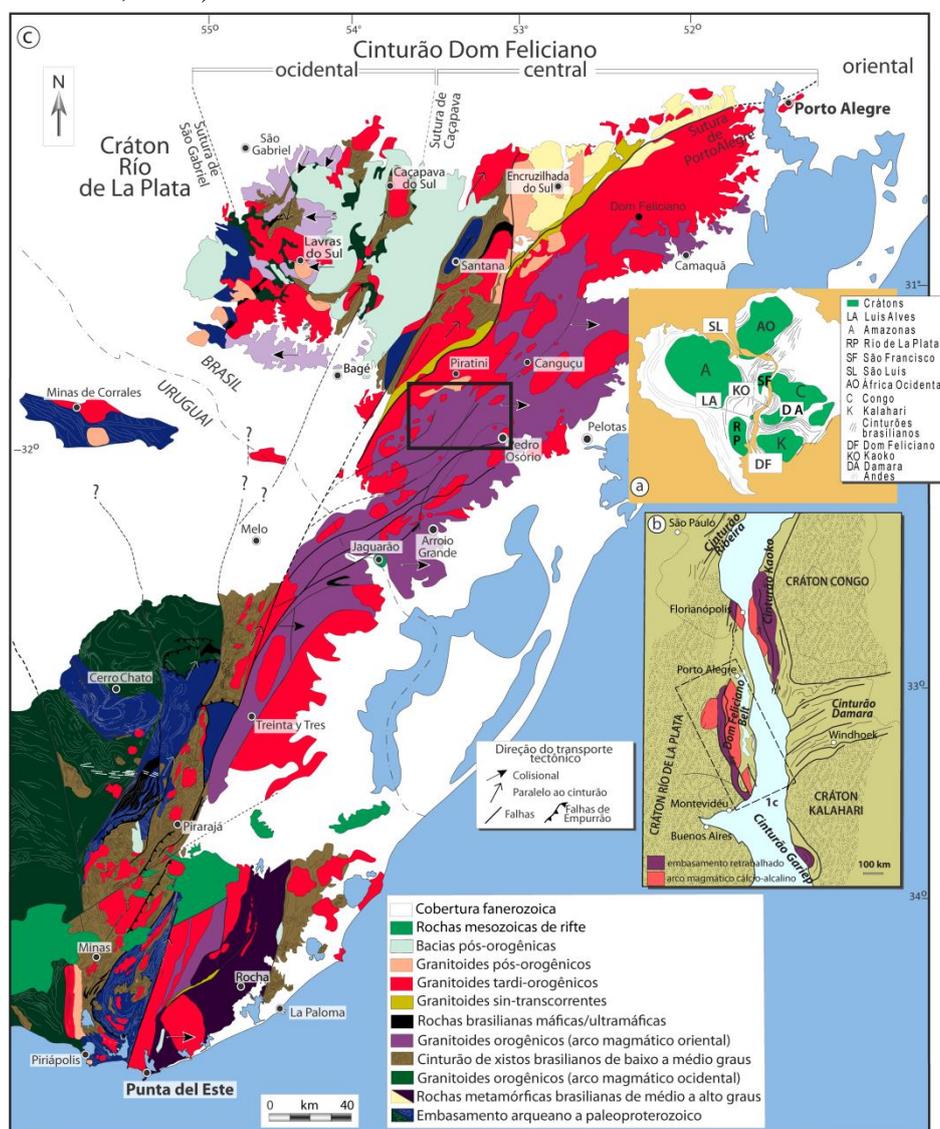


Figura 1. Contexto geotectônico e geológico do CDF: (a) configuração das áreas cratônicas e faixas móveis no Gondwana; (b) CDF e cinturões africanos correlatos no Gondwana; (c) no contexto geológico regional do CDF no Brasil e Uruguai, com localização da área de estudo (retângulo). Extraído e modificado de Masquelin et al. (2012).

GEOLOGIA LOCAL

Os primeiros registros da ocorrência de rochas básicas no leste do ESRG constam em Tessari e Picada (1966). Idades K-Ar entre 450 e 600 Ma são apresentadas em Teixeira (1982), para um gabro localizado fora da área de estudo, 25 km a NE da cidade de Dom Feliciano, e para um norito, na região de Alto Alegre. Essa última ocorrência foi inicialmente caracterizada como parte de uma associação de rochas granulíticas do “*Maciço Pelotas*”, segundo Horbach et al. e Moreira e Marimon (Congresso Brasileiro de Geologia, 1984). O mesmo foi proposto para a ocorrência do Arroio Santa Fé (Fig. 2), embora os autores tenham apontado não haver elementos conclusivos que permitissem vinculá-la a um evento metamórfico regional em fácies granulito, ou a um complexo estratiforme. Isto se deve ao fato de que, segundo o entendimento da época, a presença de clinopiroxênio e ortopiroxênio, associada a texturas com contatos poligonais e junções tríplexes, era comumente relacionada ao metamorfismo em fácies granulito.

Fragoso-Cesar et al. (1986) citam, pela primeira vez, a existência de rochas básicas estratiformes a sul de Pinheiro Machado, vinculadas a falhas transcorrentes de orientação NE-SW (Fragoso-Cesar et al., 1989). Posteriormente, essas rochas são denominadas Gabros Passo da Fabiana, em Fragoso-Cesar (1991).

Ramgrab et al. (Congresso Brasileiro de Geologia, 1994) consideram todas as ocorrências de forma integrada, e propõem a separação de duas associações: Gabros Passo da Fabiana e Diorito Capim Branco. A primeira, representada por rochas básicas estratiformes com textura cumulática reliquiar, e a segunda, representada por rochas dioríticas com quartzo dioritos, granodioritos e monzogranitos subordinados, submetidas a um evento metamórfico regional que, por vezes, oblitera as texturas ígneas reliquias.

Nos mapeamentos regionais subsequentes, estas rochas são agrupadas na unidade “*Intrusivas Básicas*”, com a discriminação, em base mineralógica, de termos toleíticos e cálcio-alcálicos (CPRM, 2000); ou então, são designadas indiscriminadamente como “*Gabro Passo da Fabiana*” (CPRM, 2005).

As rochas intrusivas básicas ocorrem no entorno dos municípios de Pinheiro Machado e Pedro Osório – RS (Fig. 2), e segundo CPRM (2000) compreendem oito ocorrências com áreas expostas entre 6 e 30 km². No presente trabalho, esses corpos foram separados em duas associações, em parte, consonantes com Ramgrab et al. (Congresso Brasileiro de Geologia, 1994).

A “Associação I”, gabroica, compreende as ocorrências do Passo da Fabiana, Passo da Olaria, Arroio Santa Fé e Desvio Herval, as quais são comumente cumuladas, e por vezes estratificadas, com acamamento modal cíclico. Nesse, a fase *cumulus* consiste de plagioclásio com olivina subordinada, apresentando ainda clino e ortopiroxênio, anfibólio, flogopita, opacos e apatita. A “Associação II”, diorítica a gabroica, compreende as ocorrências do Alto Alegre, Passo dos Machados e Campo Bonito, as quais são isótropas a localmente foliadas. Essas contêm plagioclásio, anfibólio abundante, biotita, quartzo tardio, titanita, opacos, apatita e zircão.

De acordo com CPRM (2000), as encaixantes regionais são o CGGPM e a SGDF. A primeira unidade é descrita como uma associação de metagranitoides porfiríticos, ortognaisses granodioríticos a monzograníticos e gnaisses granodioríticos e tonalíticos; além de enclaves variados. Já a SGDF é subdividida, nesta região, nas fácies sienó e monzogranítica. A primeira, descrita como *stocks* alongados NE-SW de sienogranitos róseo avermelhados, equigranulares médios a grossos a localmente porfiríticos, com biotita subordinada. Por outro lado, os monzogranitos são cinza-claros a levemente avermelhados, inequigranulares, normalmente porfiríticos, com fenocristais de feldspato alcalino imersos em matriz média a grossa.

Destaca-se, entretanto, que os granitos observados no entorno de alguns dos corpos básicos não correspondem às descrições dos mapas regionais. No oeste da área, as encaixantes dos Gabros Passo da Fabiana, referidas como CGGPM, incluem biotita monzogranitos a sienogranitos acinzentados a rosados, seriados médios a grossos ou porfíricos, nos quais os fenocristais de feldspato alcalino exibem, por vezes, orientação magmática incipiente. Esses são ainda seccionados por sienogranitos e microsienogranitos leucocráticos, além de aplitos. Por outro lado, as encaixantes no corpo Passo da Olaria, incluídas na fácies monzogranítica da SGDF, compreendem biotita sienogranitos a leucosienogranitos rosados, médios, equigranulares e isótipos.

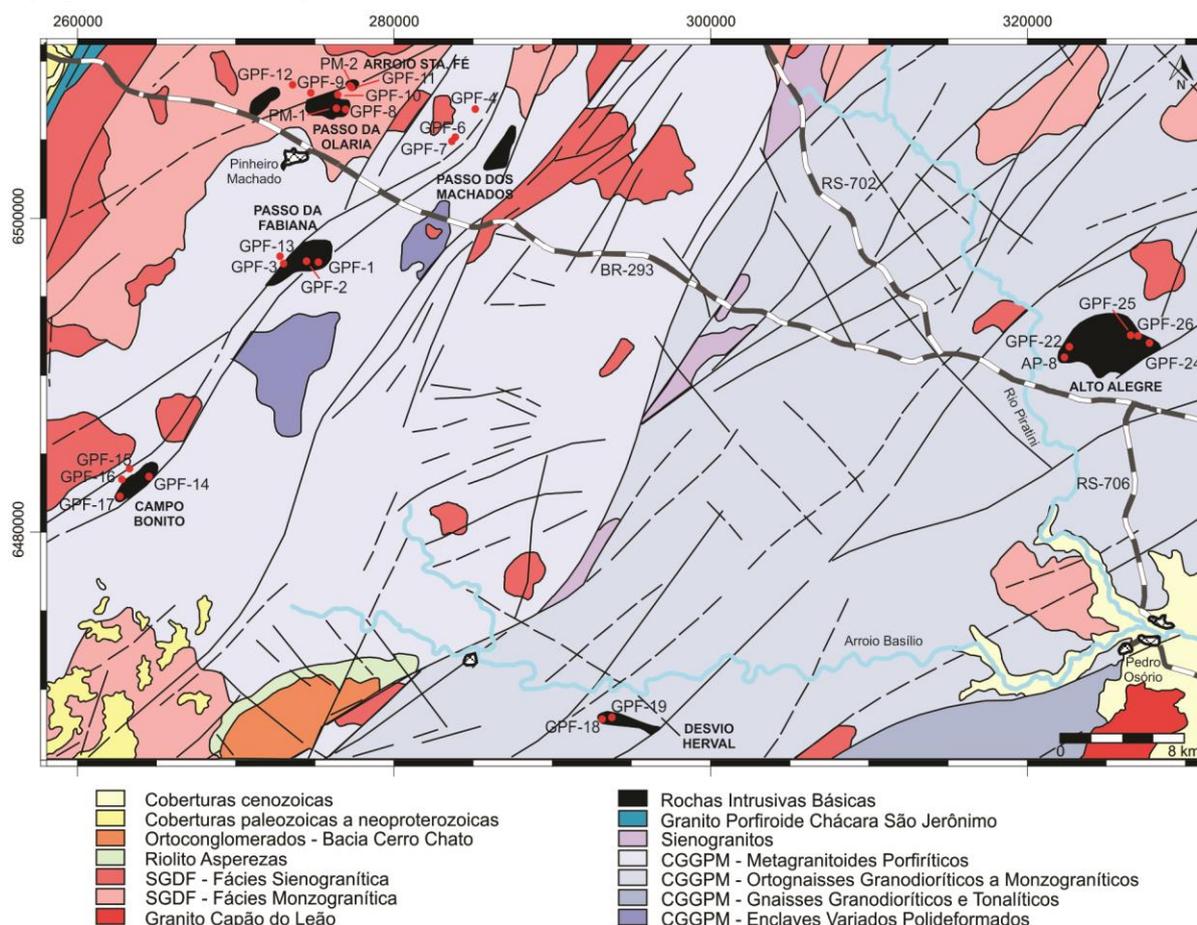


Figura 2. Mapa geológico da área de estudo. Pontos de amostragem nas rochas intrusivas básicas em vermelho. Limites das unidades e estruturas extraídas de CPRM (2000).

No entorno da ocorrência do Arroio Sta. Fé, ocorrem biotita sienogranitos equigranulares médios, nos quais são comuns feições de mistura de magmas máficos e félsicos, com brechas magmáticas, bem como enclaves microgranulares máficos (*MMEs – mafic microgranular enclaves*), os quais podem ou não estar associadas aos corpos básicos.

As relações de intrusão entre as rochas estudadas e os granitos envolventes são dificultadas pela exposição escassa e descontínua dos afloramentos. Todavia, no Passo da Fabiana, ocorrem apófises pegmatoides decimétricas e venulações milimétricas quartzo-feldspáticas, seccionando os gabros. Relações similares ocorrem nos corpos do Desvio Herval e Passo da Olaria, sendo representadas, no último, por veios aplíticos e apófises graníticas a pegmatíticas com espessura de 10-20 cm, direção geral NE-SW e mergulhos altos a subverticalizados.

As rochas no entorno da ocorrência do Alto Alegre, a leste, são relacionadas ao CGGPM, incluindo biotita monzogranitos a granodioritos acinzentados, que variam de

equigranulares a seriados médios a grossos; até termos porfiríticos com cristais de feldspato alcalino grossos a muito grossos, em matriz média a grossa. Podem ser isotropos, porém é comum também apresentarem foliação magmática incipiente a moderada, marcada por biotita e/ou feldspato alcalino. São rochas predominantemente mesocráticas ($M' = 8$ a 30%), estando os termos enriquecidos em máficos vinculados às zonas com *MMEs*, os quais, por vezes, são alongados (30-50 cm) e associados a *schlieren* máficos, marcando a foliação. Os termos básicos nessa região são também seccionados por apófises centimétricas de biotita granito médio a grosso, com orientação (65/060), e por veios aplíticos de direção E-W.

MATERIAIS E MÉTODOS

Os dados magnetométricos regionais, balizados pelas coordenadas geográficas 53°30' a 52°45' W e 31°30' a 32°00' S, foram extraídos do Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul (CPRM, 2010), adquiridos segundo linhas de voo N-S, com espaçamento médio de 500 m, altitude média de 100 m e intervalos de amostragem de 6-7 m. Para a obtenção do mapa magnetométrico da segunda derivada vertical, os dados magnéticos originais foram reduzidos ao polo e, sobre o mapa resultante, foram aplicados os filtros de continuação para cima (500 m) e o da segunda derivada vertical. Os lineamentos magnéticos mais expressivos, equivalentes às principais estruturas regionais, foram traçados segundo anomalias dipolares lineares e quebras abruptas do relevo magnético.

Na análise petrográfica descreveram-se 24 lâminas, para as quais foram confeccionados fotomosaicos, construídos a partir de fotomicrografias. As análises modais (média de 970 pontos/amostra) foram efetuadas no software *Photoshop CS5®*, através de malha com espaçamento regular de 1 mm.

As texturas e microestruturas foram analisadas também com imagens de elétrons retro-espalhados (*backscattered electrons - BSE*), análises químicas pontuais semiquantitativas e mapeamento composicional por *EDS (Energy Dispersive Spectrometry)*. Para tal, foi utilizado o microscópio eletrônico de varredura *JEOL JSM-6610LV*, com detector *EDS Bruker Nano X Flash Detector 5030*, do Laboratório de Geologia Isotópica – CPGq-UFRGS, o qual operou em condições de 15 kV, *working distance* 10-13 mm e *spotsize* 55-60. As análises quantitativas de química mineral por *WDS (Wavelength Dispersive Spectrometry)* foram realizadas em microsonda eletrônica, modelo *Cameca SXFive*, do Laboratório de Microsonda Eletrônica (CPGq-UFRGS). As condições analíticas foram de 15 KeV e 15 nA para plagioclásio e clinopiroxênio.

As análises químicas em rocha total foram realizadas em 18 amostras, no laboratório *AcmeLab* (Canadá), através de espectrometria de emissão atômica por plasma indutivamente acoplado (*ICP-AES*) para elementos maiores; e espectrometria de massa com fonte de plasma indutivamente acoplado (*ICP-MS*), para traços. Nos diagramas e classificações, consideram-se os dados geoquímicos recalculados em base anidra.

RESULTADOS

Estruturação regional e controle no posicionamento dos corpos

A análise do mapa magnético da segunda derivada vertical permitiu identificar três domínios distintos associados às intrusões básicas, balizados pelas estruturas delimitadas em branco (Fig. 3). As ocorrências a oeste estão posicionadas entre dois lineamentos principais NNE-SSW, com interferência de lineamentos secundários, de orientação NE-SW.

A sul, na área do Desvio Herval, observam-se lineamentos WNW-ESE, os quais controlam o posicionamento do corpo, e estão interrompidos pelos lineamentos principais

NNE-SSW. Já a leste, o Alto Alegre é controlado por lineamentos ENE-WSW. Nesse domínio, ocorrem ainda lineamentos estreitos levemente curvos, pouco espaçados, marcados por altos magnéticos, de orientação ENE-WSW a E-W. Essas estruturas, mais antigas, são interrompidas por extenso lineamento NNE-SSW a NE-SW. A geometria sigmoidal originada pela combinação desses lineamentos na área pode corresponder à estruturação de zonas de cisalhamento transcorrentes, comuns no sudeste do CDF.

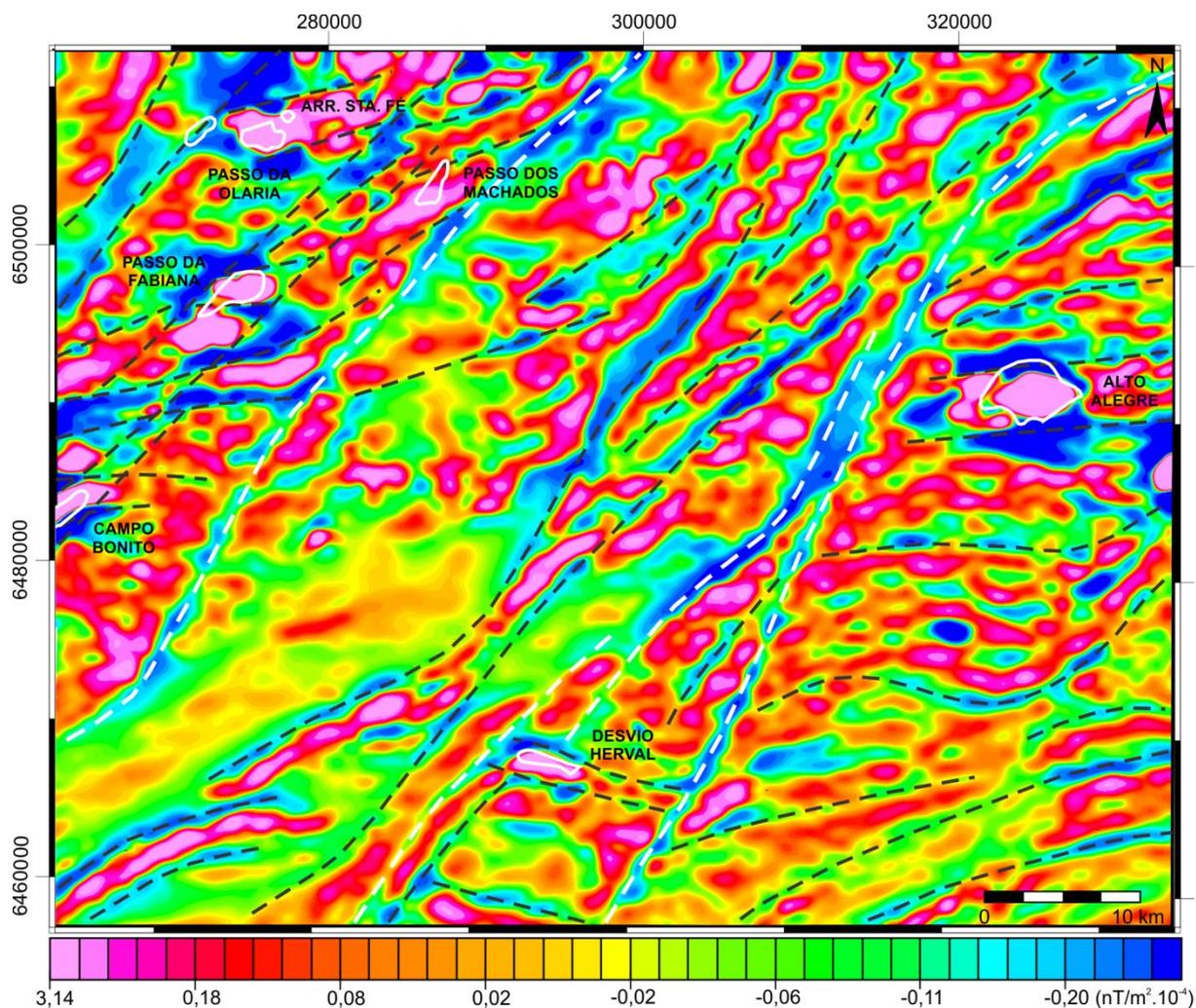


Figura 3. Mapa magnetométrico da segunda derivada vertical, reduzida ao polo e continuada para 500 m. As linhas tracejadas marcam as principais estruturas regionais e as relacionadas aos corpos, os quais estão delimitados com contorno em linha branca contínua, conforme a figura 2.

Os corpos básicos caracterizam-se por altos magnéticos relativos, sendo que pronunciada anomalia magnética dipolar (campo magnético anômalo), sob o Alto Alegre, sugere natureza profunda para o corpo. Já no Desvio Herval, a coincidência do corpo com pequena anomalia dipolar alongada, sugere geometria tabular para o mesmo.

Aspectos de campo e petrografia

A seguir, apresenta-se a caracterização petrográfica dos corpos, agrupada por associações. A classificação das litologias, segundo as recomendações da *IUGS* (Le Maitre, 2002), juntamente aos resultados da contagem modal, encontram-se na Tabela 1.

Associação I (AI)

Esta associação compreende as ocorrências do Passo da Fabiana, Passo da Olaria, Arroio Santa Fé e Desvio Herval. Constitui-se por rochas gabroicas geralmente cumuladas, equigranulares médias ou grossas, esbranquiçadas a acinzentadas, e predominantemente mesocráticas (Tab. 1).

Amostra	Minerais													Classificação	
	Pl	Cpx	Opx	Ol	Hbl	Bt	Phl	Afs	Qz	Ap	Ttn	Zrn	Opq		Sec
Associação I (AI)															
GPF-01 (PF)	76	14	2	6	tr.	tr.	-	-	-	tr.	-	-	tr.	1	Ol leucogabro
GPF-2.1 (PF)	59	7	-	-	28	-	-	-	-	-	-	-	tr.	6	Hbl gabro
GPF-2.2 (PF)	56	tr.	-	-	31	-	-	-	-	-	-	-	tr.	13	Hbl gabro
GPF-2A (PF)	82	14	-	-	-	-	-	-	tr.	-	-	-	tr.	3	Leucogabro
GPF-3A (PF)	79	4	tr.	-	12	-	-	-	tr.	-	-	-	1	4	Hbl leucogabro
GPF-3B (PF)	58	15	10	4	12	-	tr.	-	-	-	-	-	tr.	-	Px-hbl gabronorito
GPF-3C (PF)	79	-	-	-	20	-	-	-	-	-	-	-	tr.	1	Hbl leucogabro
GPF-13I (PF)	69	3	-	-	15	-	-	-	tr.	-	-	-	2	11	Hbl leucogabro
GPF-13m(PF)	55	tr.	-	-	36	-	-	-	tr.	-	-	-	2	7	Hbl gabro
GPF-09 (PO)	50	1	-	-	19	-	-	-	-	-	-	-	1	29	Hbl gabro
GPF-10 (PO)	64	15	1	19	tr.	-	tr.	-	tr.	-	-	-	tr.	tr.	Ol gabro
GPF-12 (PO)	52	tr.	-	-	9	-	-	-	tr.	-	-	-	9	30	Hbl gabro
PM-01 (PO)	64	17	6	tr.	8	-	tr.	-	tr.	-	-	-	5	-	Px-hbl gabronorito
GPF-18 (DH)	33	5	-	-	7	-	-	-	-	-	-	-	10	45	Melagabro
GPF-19 (DH)	76	tr.	-	-	tr.	-	-	-	-	-	-	-	tr.	24	Leucogabro
Associação II (AII)															
GPF-14 (CB)	59	1	-	-	31	tr.	-	-	2	tr.	-	tr.	2	5	Hbl gabro
GPF-15 (CB)	61	-	-	-	33	1	-	tr.	4	tr.	tr.	tr.	1	-	Hbl gabro
GPF-17 (CB)	44	2	-	-	45	-	-	tr.	2	tr.	1	-	6	-	Hbl gabro
GPF-04 (PM)	56	-	-	-	20	14	-	-	6	tr.	2	tr.	2	-	Bt-hbl quartzo diorito
GPF-06 (PM)	57	-	-	-	25	9	-	-	9	tr.	tr.	tr.	-	-	Bt-hbl quartzo diorito
GPF-07 (PM)	52	-	-	-	28	12	-	-	5	tr.	2	tr.	1	tr.	Bt-hbl quartzo diorito
AP-8 (AA)	45	-	-	-	52	1	-	-	-	tr.	-	tr.	2	-	Hbl diorito
GPF-22 (AA)	43	-	-	-	54	tr.	-	-	-	tr.	-	tr.	3	-	Hbl diorito
GPF-25 (AA)	54	-	-	-	41	2	-	-	-	tr.	-	tr.	3	-	Hbl diorito

Tabela 1. Resultados da contagem modal (em %), seguida da nomenclatura da rocha com base no recálculo da mineralogia essencial. Minerais com porcentagem traço: tr. Passo da Fabiana (PF); Passo da Olaria (PO); Desvio Herval (DH); Campo Bonito (CB); Passo dos Machados (PM); Alto Alegre (AA).

Essas rochas ocorrem comumente em corpos estratificados com acamamento modal cíclico, marcado pela intercalação centimétrica de camadas leucocráticas, devido ao acúmulo de plagioclásio, com camadas mais máficas onde predomina a hornblenda, ou olivina e piroxênio. O espaçamento entre essas camadas pode ser regular e bem marcado (Fig. 4a), ou então, irregular com limites difusos e gradativos (Fig. 4b). O acamamento possui direção NW-SE, com mergulho moderado para NE, no Passo da Fabiana. Estratificação similar ocorre no Passo da Olaria, o qual também exibe foliação marcada pela orientação preferencial de forma segundo o eixo maior do plagioclásio, ou também do clinopiroxênio e olivina. No Desvio Herval, ao contrário, não se observa acamamento centimétrico.

Os termos enriquecidos em máficos incluem predominantemente hornblenda gabros, com piroxênio-hornblenda gabronoritos, olivina gabro e melagabro subordinados (Tab. 1). Dois tipos texturais de plagioclásio ocorrem nos piroxênio-hornblenda gabronoritos e hornblenda gabros. O primeiro tipo (a) inclui grãos grossos, subédricos a localmente anédricos, com maclas complexas. De forma subordinada, exibem padrões de zonação irregular, localmente do tipo *patchy*, ou então, leve extinção ondulante e maclas em cunha. Essas feições são dominantes nas áreas com textura adcumulada, onde ocorrem contatos lobados entre os grãos, resultantes da compactação dos cumulados, bem como contatos poligonais localizados, decorrentes do reequilíbrio textural *subsolidus* a alta temperatura (Holness et al., 2006). As porções adcumuladas possuem fase *cumulus* constituída por plagioclásio tabular mais grosso,

de composição cálcica; e *intercumulus* com plagioclásio anédrico mais sódico, como mostra o mapa composicional por EDS (Fig. 4c).

O segundo tipo textural (b) consiste de grãos médios, tabulares, subédricos a euédricos, com maclas polissintéticas simples e orientação preferencial de forma incipiente. Quando presente em áreas com textura heteroadcumulada, forma chadacristais arredondados a parcialmente corroídos, exibindo golfos de corrosão. A composição dos tipos é predominantemente bitownita, com An₇₄₋₈₁ (WDS – GPF-3B) e An₇₂₋₇₃ (EDS – PM-01). No entanto, alguns grãos mais finos e tardios do tipo (b) correspondem a labradorita, com An₅₀₋₅₇ (WDS – GPF-3B). Exemplos de análises representativas constam na Tabela 2.

Amostra	Min.	Óxidos (wt%)										
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	FeO	TiO ₂	MnO	Cr ₂ O ₃	Total
GPF-01 (PF)	Pl	46,78	33,80	16,50	2,49	-	-	-	-	-	-	99,57
GPF-01 (PF)	Bt	35,58	15,28	-	-	7,96	17,84	9,97	5,25	-	-	91,89
GPF-3B (PF)	Pl*	47,741	32,765	16,272	2,230	0,070	0,021	0,342	0,053	<0,017	-	99,477
GPF-3B (PF)	Pl*	52,998	28,806	11,701	4,769	0,187	0,031	0,355	<0,004	<0,021	-	98,821
GPF-3B (PF)	Cpx*	51,297	2,628	18,013	0,254	<0,008	15,602	10,357	0,462	0,267	0,161	99,032
GPF-3B (PF)	Cpx*	50,979	2,442	20,160	0,262	<0,005	14,682	9,962	0,474	0,284	0,116	99,356
PM-01 (PO)	Pl	47,54	31,94	15,12	3,14	-	-	-	-	-	-	97,74
PM-01 (PO)	Pl	47,07	31,80	15,03	3,08	-	-	-	-	-	-	96,98
GPF-19 (DH)	Pl	45,26	34,18	17,71	2,03	-	-	-	-	-	-	99,19
GPF-19 (DH)	Pl	46,31	33,56	16,76	2,53	-	-	-	-	-	-	99,16
GPF-14 (CB)	Pl	49,99	31,53	13,83	4,20	-	-	-	-	-	-	99,55
GPF-15 (CB)	Pl	54,29	28,31	10,45	6,37	-	-	-	-	-	-	99,42
GPF-17 (CB)	Pl	50,46	31,97	13,80	4,03	-	-	-	-	-	-	100,26
GPF-04 (PM)	Pl	55,02	26,51	8,57	7,11	-	-	-	-	-	-	97,21
GPF-04 (PM)	Pl	48,89	31,53	14,16	3,91	-	-	-	-	-	-	98,50
AP-8 (AA)	Pl*	57,080	26,685	8,475	6,931	0,054	<0,004	<0,002	0,025	<0,015	-	99,231
AP-8 (AA)	Pl*	53,983	28,675	10,882	5,391	0,031	<0,004	0,139	0,032	<0,006	-	99,122
GPF-22 (AA)	Hbl	39,65	10,37	11,26	1,66	-	11,57	13,07	2,26	-	-	89,85
GPF-22 (AA)	Hbl	42,10	9,82	11,19	1,60	-	13,54	10,82	1,86	-	-	90,92

Tabela 2. Análises químicas em minerais representativos. Siglas dos corpos segundo Tabela 1. *Dados WDS. Limites de detecção (wt%) para traços em Pl: K₂O - 0,026; MgO - 0,033; FeO - 0,081; TiO₂ - 0,041; MnO - 0,076. Em Cpx: Na₂O - 0,053; K₂O - 0,026; MnO - 0,081; TiO₂ - 0,045; Cr₂O₃ - 0,040.

No olivina gabro, contudo, o plagioclásio cumulado ocorre em grãos médios a grossos, homogêneos e não zonados, marcando a foliação junto com clinopiroxênio e olivina. São frequentes contatos poligonais e maclas complexas, com planos arqueados subordinados (Fig. 4d). No melagabro, o plagioclásio ocorre em grãos subédricos a anédricos médios, geralmente arredondados ou corroídos nas extremidades, em agregados intersticiais aos máficos.

A olivina ocorre em grãos subédricos médios a grossos, orientados, no olivina gabro (Ol: 19%). O clinopiroxênio também é comum nesta amostra e nos Px-hbl gabronoritos. Na primeira, ocorre em grãos grossos alongados, ou então, como grãos subédricos médios disseminados, sendo comuns contatos poligonais entre grãos de clinopiroxênio, e entre esses e os de olivina e plagioclásio. Já nos Px-hbl gabronoritos, o clinopiroxênio ocorre predominantemente em grãos subédricos disseminados, por vezes com clivagem bem marcada. Esse aspecto é resultado da presença de exsoluções de ortopiroxênio segundo as direções cristalográficas (100) e (001) (imagem BSE – Fig. 4e). De modo subordinado, ocorre como chadacristais anédricos parcialmente corroídos, com pronunciados golfos de corrosão, inclusos em anfibólio poiquilítico (Fig. 4f).

Nos hornblenda gabros, por outro lado, o clinopiroxênio ocorre apenas como relictos envoltos por hornblenda (< 7%), como resultado da hidratação progressiva no estágio magmático. Em porções mais alteradas (tremolita ± clorita) de amostras do Passo da Olaria, observam-se também relictos mal preservados de piroxênio, ou tremolita exibindo porções com a birrefringência desse mineral (GPF-9 e 12).

O ortopiroxênio nos gabronoritos (6-10%) forma coronas ao redor de grãos anédricos de olivina, associado a simplectitos com magnetita, sugestivos de reação no estado pós-magmático. No entanto, ocorre localmente como grãos ígneos anédricos, poiquilíticos, englobando olivina e plagioclásio; ou ainda, como cristais subédricos médios, disseminados, raramente com granulação grossa a muito grossa (Passo da Olaria). Feições similares são observadas no olivina gabro.

A hornblenda exhibe pleocroísmo em tons castanhos e ocorre como oikocristais poiquilíticos anédricos, grossos a muito grossos, englobando chadacristais intensamente corroídos de clinopiroxênio, plagioclásio e olivina subordinada (Figs. 4f e 4g), nos termos gabronoríticos. Essas feições definem a textura heteroadcumulada, sugestiva de desequilíbrio significativo no final da cristalização. Nos hornblenda gabros, a hornblenda forma agregados de grãos subédricos médios, por vezes zonados, com núcleos castanhos e bordas verde-claras. Em algumas amostras (e.g. GPF-13m), exhibe tonalidades mais claras, formando oikocristais anédricos grossos a muito grossos, definindo a textura poiquilítica dominante. No olivina gabro, esse mineral exhibe cor marrom, e é escasso e intersticial.

No melagabro, os minerais máficos estão intensamente alterados para tremolita e clorita, em agregados intercrescidos. Contudo, observam-se alguns cristais subédricos de hornblenda verde-acastanhada, e escassos grãos médios, arredondados e pouco preservados de clinopiroxênio.

Por fim, a flogopita, com pleocroísmo de incolor a marrom-avermelhado ou alaranjado, é escassa, e ocorre em grãos lamelares finos ou anédricos e intersticiais, nos Px-hbl gabronoritos e olivina gabro.

Os termos leucocráticos desta associação ocorrem predominantemente nos Gabros Passo da Fabiana, em uma amostra do Desvio Herval, e são ausentes no Passo da Olaria. Congregam olivina leucogabro, hornblenda leucogabros e leucogabros (Tab. 1).

Nessas rochas, é comum o plagioclásio ocorrer novamente nos tipos texturais anteriormente citados (a e b). Por constituírem termos leucocráticos, observam-se amplas áreas com acumulados deste mineral, a exemplo da amostra GPF-19, na qual sua abundância chega a 76% (Fig. 4h). Contatos irregulares ondulados a abaulados entre os grãos são predominantes, entretanto, alguns apresentam contatos poligonais localmente (Fig. 4i), sugestivos de reequilíbrio textural a temperaturas elevadas (Holness et al., 2006). As maclas complexas também são mais desenvolvidas nos leucogabros e, igualmente, a presença de maclas em cunha e leve extinção ondulante, apontam para processos de deformação por compactação dos cumulados. Localizadamente, chadacristais arredondados desse mineral ocorrem inclusos em piroxênio (Fig. 4j), ou anfibólio poiquilítico. Sua composição é bitownita (*EDS* - GPF-19 e GPF-1), com teores de An_{75-83} , na primeira amostra.

Os minerais máficos incluem clinopiroxênio (< 14%), hornblenda (< 20%) e raramente, olivina (< 6%) e ortopiroxênio (< 2%), os quais exibem feições texturais similares aos termos máficos.

A olivina, restrita ao olivina leucogabro, ocorre como chadacristais arredondados inclusos em clinopiroxênio poiquilítico, o qual forma oikocristais grossos e anédricos, englobando também plagioclásio (Fig. 4j), formando texturas poiquilíticas e poiquilofíticas. O ortopiroxênio, nesta amostra, ocorre predominantemente como manteamentos associados a simplectitos de óxidos de Fe-Ti, ao redor da olivina (Fig. 4k). A hornblenda marrom, em grãos finos e anédricos intersticiais, ocorre em quantidades acessórias. Da mesma forma, porcentagens traço de biotita estão associadas às coronas de olivina-clinopiroxênio (Fig. 4k). Segundo análises *EDS*, constituem biotitas magnesianas, com teores de MgO entre 17-21%, o que equivale a um mg# entre 0,6-0,65, próximo ao limite biotita-flogopita ($\approx 0,67$).

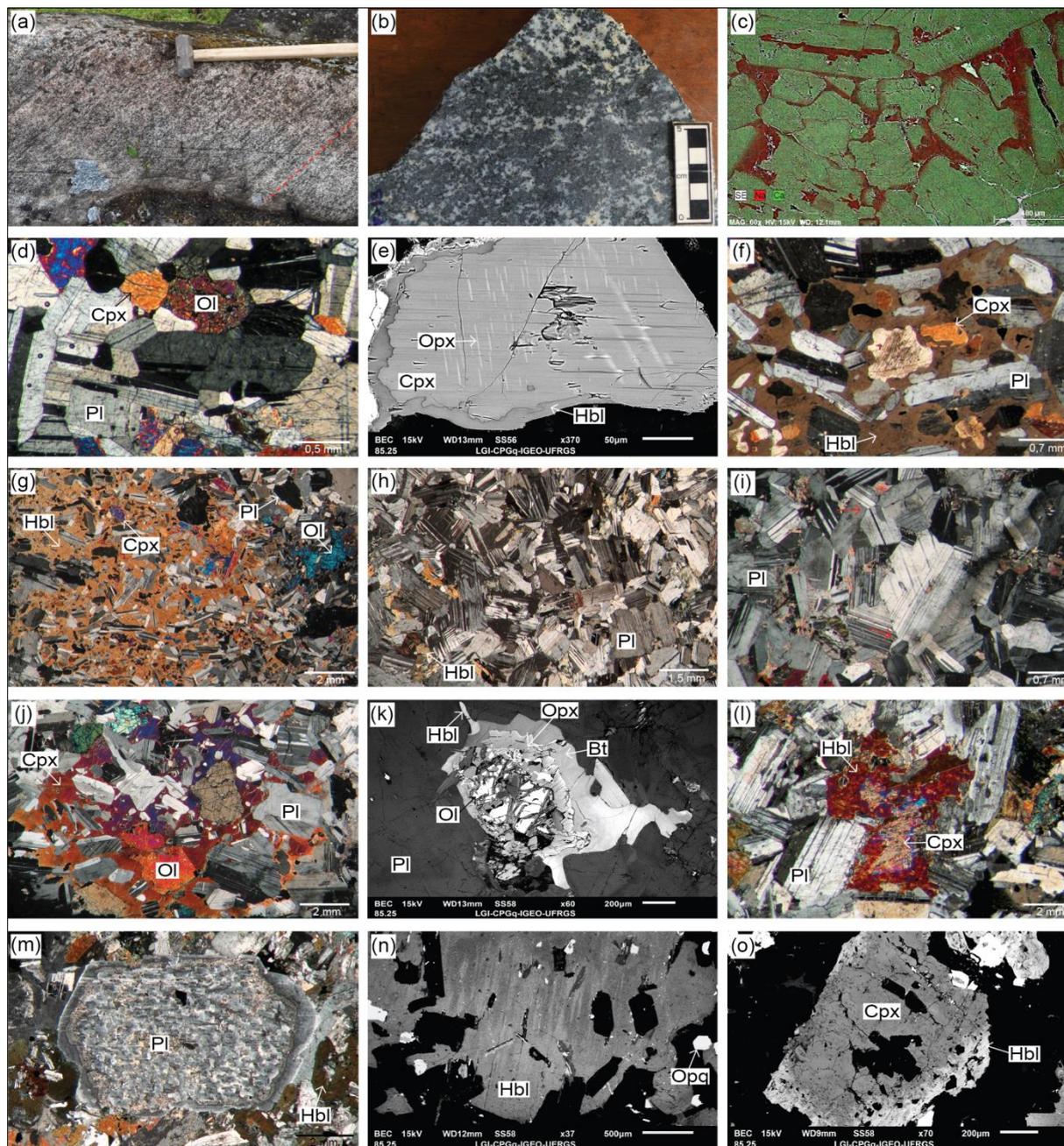


Figura 4. (a) Acamamento modal centimétrico em leucogabro, segundo orientação da linha tracejada (ponto GPF-3); (b) Aspectos macroscópicos do acamamento, onde se observam contatos irregulares e gradativos entre a camada enriquecida em máficos (centro – GPF-13m) e as camadas félsicas (topo – GPF-13l); (c) Plagioclásio com textura adcumulada, com fase *cumulus* de composição mais cálcica e *intercumulus* mais sódica (mapeamento composicional por EDS - GPF-3B); (d) Formação de contatos poligonais através do equilíbrio textural *subsolidus* em olivina gabro (Fotomicrografia em polarizadores cruzados (FPC): GPF-10); (e) Imagem BSE de clinopiroxênio com exsolução de ortopiroxênio, segundo direção cristalográfica (001) (PM-01); (f) Oikocristal de hornblenda englobando chadacristais de plagioclásio e clinopiroxênio, com contornos irregulares e pronunciados golfos de corrosão (FPC - PM-01); (g) Textura heteroadcumulada com anfibólios poiquilíticos em Px-hbl gabronorito (FPC - GPF-3B); (h) Cumulado de plagioclásio, com maclas complexas e máficos intersticiais (GPF-19, FPC); (i) Plagioclásio central com maclas complexas e desenvolvimento de contatos tríplexes, indicado pelas setas, devido ao equilíbrio textural (FPC - GPF-1); (j) Textura poiquilítica em FPC, com oikocristais de clinopiroxênio englobando chadacristais de plagioclásio e olivina, com pronunciados golfos de corrosão (GPF-1); (k) Imagem BSE de textura em corona, formada por núcleo de olivina, manteado sucessivamente por ortopiroxênio e biotita magnésiana, com uma lamela fina de hornblenda, como fase tardia; (l) Núcleo de clinopiroxênio, parcialmente preservado, incluído em hornblenda (FPC - GPF-13l); (m) Feições de reabsorção com textura em peneira (*sieve*) em núcleo de plagioclásio, contornado por bordas límpidas (FPC - GPF-14); (n) Zonação composicional do anfibólio em imagem BSE (GPF-22); (o) Imagem BSE de clinopiroxênio, substituído por hornblenda nas bordas (GPF-17).

Nos hornblenda leucogabros e leucogabros, a hornblenda exhibe pleocroísmo com tonalidades verdes a marrom-claras, e ocorre em grãos médios, anédricos e intersticiais, ou então em oikocristais poiquilíticos subédricos a anédricos, médios a grossos, englobando chadacristais de plagioclásio e clinopiroxênio. Nesses casos, o último exhibe contatos totalmente irregulares e golfos de corrosão. São ainda comuns relictos parcialmente preservados de clinopiroxênio inclusos em anfibólio (Fig. 4l), referendando os processos de hidratação. No leucogabro do Desvio Herval (GPF-19), os máficos ocorrem como agregados intersticiais (Fig. 4h), substituídos por tremolita prismática a fibrosa, com raros cristais de hornblenda preservados e pequenos relictos alterados de clinopiroxênio.

Como minerais acessórios na AI ocorrem apatita, flogopita, ilmenita, magnetita, pirita, calcopirita e Cr-magnetita (*cf.* análises EDS). A maior abundância de opacos em amostras mais alteradas para tremolita e/ou clorita (GPF-12 e GPF-18), pode sugerir que, pelo menos parte destes, esteja associada à alteração dos máficos.

Os minerais secundários consistem de mica branca, como produto de alteração do plagioclásio, essencialmente em porções localizadas com textura cataclástica (Passo da Fabiana - GPF-2.2 e GPF-3C). Nessas zonas, observam-se veios milimétricos preenchidos predominantemente por tremolita e clorita, e secundariamente, por carbonato e epidoto. Além disso, ocorre tremolita, como alteração sobre piroxênios e anfibólios; e boulingita, iddingsita, talco e serpentina, como alteração em olivina.

Porções mais alteradas de amostras do Passo da Olaria e Desvio Herval estão localizadas nas bordas dos corpos, próximas às zonas de contato com os granitos. Nesses locais registra-se também ocorrência local de epidoto, em veios milimétricos, juntamente à clorita (GPF-18). A intensa alteração dos máficos nessa amostra pode, desse modo, ser decorrente da interação com fluidos injetados pelos granitos.

Associação II (AII)

Na associação II, os três corpos incluem tipos petrográficos distintos (Tab. 1), com hornblenda dioritos (Alto Alegre), biotita-hornblenda quartzo dioritos (Passo dos Machados) e hornblenda gabros (Campo Bonito). Constituem rochas acinzentadas, mesocráticas, predominantemente isotropas e equigranulares médias a grossas. No entanto, foliação localizada marcada pela orientação preferencial de forma de plagioclásio e anfibólio ocorre no Alto Alegre; e de plagioclásio, biotita e anfibólio, no Passo dos Machados. Nesse, são comuns ainda enclaves máficos com graus variados de hibridismo, ocelos máficos ao redor de grãos grossos de plagioclásio, bem como zonas de interação entre magmas máficos e félsicos, com contatos interdigitados. No Campo Bonito, observa-se também textura inequigranular, com grãos grossos de anfibólio poiquilítico.

O plagioclásio também pode ocorrer em dois tipos texturais: (a) grãos médios a grossos, subédricos a localmente anédricos, com padrões de zonação complexos, núcleos de contorno irregular, pronunciada zonação *patchy* e evidências de reabsorção parcial, com textura em peneira (*sieve*), sucedidos por bordas límpidas. Essas feições são mais pronunciadas no Campo Bonito (Fig. 4m), onde os cristais apresentam a maior variação textural e composicional, encontrando-se ainda cristais com zonação normal, inversa, oscilatória concêntrica e alguns não zonados; (b) consiste de grãos íntegros e bem preservados, similares ao tipo (b) da AI.

Na ocorrência do Alto Alegre, o plagioclásio apresentou dois intervalos composicionais, não havendo correlação direta com os tipos texturais. O primeiro grupo, dominante, equivale a andesina (An₄₀₋₅₀), e o segundo, pouco expressivo (15% das análises) consiste de labradorita, com teores de An₅₃₋₆₉ (WDS – AP-8). O último corresponde tanto a núcleos de grãos do tipo (a), quanto a núcleos e bordas de cristais do tipo (b). Imagens BSE

em outra amostra do mesmo corpo (GPF-22) demonstraram três grupos texturais: 1) grãos com zonação normal, como população dominante; 2) grãos com zonação inversa, por vezes concêntrica, em segundo lugar; e 3) grãos homogêneos não zonados, subordinados. A variação composicional também é confirmada (CaO entre 8,2-14,4%; análises *EDS*).

No Passo dos Machados o plagioclásio exibe zonação oscilatória concêntrica, com núcleos e bordas de andesina (An_{40-41}), e zonas intermediárias compostas por labradorita, com An_{58-67} (análises *EDS*). Já no Campo Bonito, as análises *EDS* na amostra GPF-14 apresentaram somente teores de $An > 50$, independente das variações texturais. Composições mais sódicas ($An < 50$) são restritas a alguns núcleos, ou à borda de cristais mais finos (GPF-17). Maior variação composicional, com teores de An_{41-81} , é observada na amostra GPF-15, onde as composições mais sódicas correspondem a núcleos *patchy*, bordas de grãos, ou mesmo a grãos não zonados.

A hornblenda, com tons esverdeados a castanhos, é o principal máfico da AII, por vezes com abundância superior a 40-50%. Foram identificados os seguintes tipos texturais: (a) grãos poiquilíticos subédricos a euédricos grossos, englobando cristais de plagioclásio, por vezes com textura *schiller* e zonação em setores, evidenciada por zonas descontínuas e irregulares de cores escuras ricas em MgO, e bordas claras ricas em FeO (em imagens *BSE* e análises *EDS*; Fig. 4n); (b) grãos subédricos a anédricos, médios a finos; (c) cristais prismáticos e euédricos grossos; (d) grãos poiquilíticos subédricos a anédricos, grossos a muito grossos, englobando plagioclásio e clinopiroxênio; (e) grãos médios a finos, subédricos a euédricos.

No Alto Alegre, o tipo textural dominante na hornblenda é o (a), com os tipos (b) e (c) subordinados. No Passo dos Machados ocorre apenas o tipo textural (b), enquanto no Campo Bonito predomina o tipo (d), com população minoritária do grupo (e). Outra feição comum aos anfibólitos neste corpo é a presença de relictos finos, anédricos e arredondados de clinopiroxênio. Raramente, ocorrem cristais de clinopiroxênio bem preservados, também substituídos para hornblenda nas bordas (Fig. 4o), evidenciando os processos de hidratação progressiva no estágio magmático, também nesta associação.

A biotita, mais abundante no Passo dos Machados (9-14%), ocorre em grãos grossos, subédricos a anédricos, ou em grãos médios, tabulares e euédricos, sendo comum em agregados com a hornblenda. Já nos outros corpos, ocorre apenas como acessória.

O quartzo é tardio, anédrico e intersticial, em grãos finos a médios com extinção ondulante, no Passo dos Machados e Campo Bonito. Esse também é o caso do feldspato alcalino, com porcentagens traço, no último corpo (GPF-15 e 17).

Os minerais acessórios da AII são apatita, zircão, opacos e titanita, sendo a última dominante no Passo dos Machados e Campo Bonito. Os opacos, segundo análises *EDS*, compõem-se predominantemente por magnetita, seguidos por pirita e ilmenita. Como minerais secundários, a sericita ocorre como produto de alteração do plagioclásio, predominantemente no núcleo dos cristais e na população dos grãos mais grossos. Tremolita e clorita ocorrem de forma localizada em alguns anfibólitos e, principalmente, no entorno e sobre relictos de clinopiroxênio.

Nos dioritos do Alto Alegre, por vezes ocorrem agregados de granulação mais grossa, compostos por hornblenda, biotita, plagioclásio e opacos. Estes podem constituir autólitos, já que apresentam a mesma mineralogia da rocha em que estão inseridos, além de não exibirem feições de corrosão ou reabsorção parcial, indicativas de desequilíbrio.

Caracterização geoquímica

Os resultados das análises químicas em rocha total são apresentados na Tabela 3. A AI inclui rochas predominantemente básicas (SiO_2 : 46,1 a 49,2%), variando até termos com SiO_2

entre 42,9-43,9%, no Passo da Olaria e Desvio do Herval. Nessa associação, teores elevados de Al_2O_3 (17,4-26,3%) e de CaO (11,9-15%) em determinadas amostras, são atribuídos a cumulados, ou ao maior conteúdo de plagioclásio cálcico.

Quanto aos cumulados deste mineral, apesar de todos apresentarem anomalias positivas de Eu, nem sempre há uma correlação direta e linear entre os conteúdos de Sr, razões Eu/Eu* e abundância modal de plagioclásio na amostra. Os leucogabros GPF-01 e 19 (76% Pl) possuem tanto pronunciadas anomalias positivas de Eu (Eu/Eu* = 1,68-1,79), quanto elevados conteúdos de Sr (821-914 ppm), enquanto a amostra GPF-2A, mais rica neste mineral (82%), exibe Eu/Eu* = 1,25 e 769 ppm de Sr. Por outro lado, o olivina gabro e o Px-hbl gabronorito (GPF-10 e PM-01; 64% Pl), apresentam altos conteúdos de Sr (1014-1084 ppm), com pronunciada anomalia positiva de Eu para o primeiro (Eu/Eu* = 1,89), e sutil no segundo (Eu/Eu* = 1,16).

Amostra	Unidade	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3t}	MgO	MnO	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
GPF-1	PF	45,73	22,35	6,51	8,17	0,09	0,025	0,22	13,67	1,58	0,15	0,01
GPF-2A	PF	47,24	21,38	5,59	6,86	0,08	0,033	0,27	14,61	1,81	0,20	<0,01
GPF-3B	PF	46,65	19,88	7,42	8,02	0,11	0,041	0,35	13,92	1,52	0,17	0,02
GPF-13	PF	46,30	20,65	8,97	5,50	0,12	0,010	1,03	12,18	2,39	0,57	0,12
GPF-9	PO	47,50	17,84	8,29	8,94	0,14	0,054	0,45	12,40	1,25	0,53	0,02
GPF-10	PO	45,04	22,99	5,23	8,52	0,08	0,060	0,15	14,34	1,17	0,10	<0,01
GPF-12	PO	42,39	16,75	16,42	7,17	0,18	0,009	1,93	11,47	1,42	0,38	0,02
PM-01	PO	44,97	19,31	10,73	6,42	0,11	0,028	1,01	13,89	1,90	0,23	0,03
GPF-18	DH	41,07	16,70	16,96	7,71	0,16	0,002	1,92	11,17	1,22	0,40	<0,01
GPF-19	DH	47,18	25,75	4,98	4,84	0,07	0,017	0,31	13,09	1,75	0,24	0,02
GPF-14	CB	48,41	17,85	10,55	7,38	0,14	0,006	0,79	9,52	2,16	0,68	0,05
GPF-15	CB	53,00	17,43	9,17	4,76	0,13	0,006	0,96	9,05	2,87	1,12	0,15
GPF-17	CB	44,40	16,27	16,54	5,71	0,14	<0,002	1,97	10,16	2,01	0,79	0,11
GPF-4	PM	52,02	16,64	10,97	3,99	0,17	0,003	1,88	7,48	3,10	1,88	0,64
GPF-6	PM	54,34	17,62	8,11	4,17	0,12	0,005	1,10	7,29	3,30	2,15	0,22
GPF-22	AA	45,57	17,64	12,72	6,18	0,16	0,006	1,88	10,19	3,23	0,46	0,26
GPF-25	AA	43,11	18,79	14,29	5,92	0,17	<0,002	1,97	10,40	3,11	0,42	0,44
AP-8	AA	44,88	17,98	12,91	6,37	0,18	0,004	2,03	10,01	3,07	0,52	0,39
Amostra	Unidade	LOI	Total	Ba	Rb	Sr	Zr	Nb	Ni	Co	Zn	La
GPF-1	PF	1,2	99,73	165	1,6	821,3	16,0	0,4	94	47,7	24	3,9
GPF-2A	PF	1,7	99,75	161	4,0	768,9	16,1	0,3	57	41,8	16	4,8
GPF-3B	PF	1,6	99,72	165	2,1	807,5	22,9	0,9	41	52,2	18	5,2
GPF-13	PF	1,8	99,69	353	11,8	902,2	49,7	3,4	<20	41,6	30	10,7
GPF-9	PO	2,3	99,69	257	18,3	680,5	31,0	1,4	76	48,7	17	6,2
GPF-10	PO	2,0	99,70	140	1,5	1084,3	8,6	<0,1	86	44,1	21	4,6
GPF-12	PO	1,5	99,61	209	13,7	741,7	36,5	1,4	62	66,6	38	9,0
PM-01	PO	1,0	99,67	203	4,6	1014,0	26,0	0,7	64	50,0	23	6,6
GPF-18	DH	2,3	99,65	113	24,4	581,4	24,0	1,5	48	75,4	50	4,6
GPF-19	DH	1,5	99,78	108	9,3	913,5	15,4	0,8	46	25,8	20	4,8
GPF-14	CB	2,1	99,66	405	16,2	807,2	69,3	3,0	69	53,9	41	12,4
GPF-15	CB	1,1	99,73	278	38,3	604,8	85,0	12,6	<20	34,3	38	20,2
GPF-17	CB	1,5	99,60	414	23,9	729,4	78,5	3,6	<20	63,8	52	14,3
GPF-4	PM	0,9	99,63	880	45,2	737,6	213,9	15,1	<20	28,9	84	44,1
GPF-6	PM	1,2	99,64	1008	52,0	717,3	163,2	9,4	31	28,5	54	35,4
GPF-22	AA	1,4	99,66	307	5,0	700,8	105,7	5,9	67	56,7	38	18,2
GPF-25	AA	1,0	99,65	356	3,6	769,1	76,4	6,9	25	51,4	63	31,8
AP-8	AA	1,3	99,68	350	6,6	660,9	140,3	6,3	46	44,3	36	21,2
Amostra	Unidade	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm
GPF-1	PF	8,4	1,01	4,4	0,84	0,50	0,98	0,16	0,88	0,18	0,53	0,06
GPF-2A	PF	10,7	1,32	5,5	1,42	0,59	1,45	0,23	1,25	0,26	0,69	0,09
GPF-3B	PF	12,4	1,61	7,8	1,70	0,68	1,77	0,28	1,56	0,32	0,84	0,11
GPF-13	PF	25,4	3,56	16,2	3,48	1,15	3,54	0,51	2,87	0,54	1,55	0,21
GPF-9	PO	12,6	1,72	7,7	1,73	0,66	1,84	0,29	1,66	0,31	0,82	0,13
GPF-10	PO	9,1	1,13	5,4	0,97	0,60	0,97	0,14	0,74	0,13	0,37	0,06
GPF-12	PO	19,7	2,75	12,4	2,96	1,13	3,00	0,44	2,60	0,48	1,35	0,18
PM-01	PO	15,7	2,16	10,0	2,49	0,91	2,29	0,34	1,87	0,37	0,92	0,13

GPF-18	DH	10,6	1,60	7,6	2,22	0,82	2,39	0,35	2,01	0,35	0,94	0,13
GPF-19	DH	10,2	1,23	4,8	0,97	0,59	1,04	0,15	0,77	0,12	0,35	0,04
GPF-14	CB	27,2	3,19	13,0	2,59	0,87	2,37	0,34	1,96	0,39	1,04	0,16
GPF-15	CB	57,5	7,94	32,8	7,10	1,50	7,03	1,18	7,32	1,58	4,81	0,73
GPF-17	CB	31,0	3,99	17,9	3,90	1,19	3,67	0,54	3,23	0,62	1,49	0,24
GPF-4	PM	103,2	13,58	56,8	10,9	2,79	9,97	1,51	8,28	1,65	4,63	0,66
GPF-6	PM	74,1	9,41	38,4	7,20	1,74	6,33	0,92	4,93	0,93	2,48	0,36
GPF-22	AA	45,6	6,32	28,3	6,09	1,85	6,07	0,91	5,09	1,01	2,75	0,40
GPF-25	AA	81,6	11,64	51,6	10,84	2,86	10,13	1,46	8,10	1,46	4,33	0,61
AP-8	AA	51,9	7,57	37,0	7,82	2,27	7,41	1,10	6,45	1,21	3,41	0,48
Amostra	Unidade	Yb	Lu	Y	Ta	Hf	V	Ga	Sc	Cu	Th	Pb
GPF-1	PF	0,46	0,07	4,6	<0,1	0,4	56	15,4	16	26,8	<0,2	1,3
GPF-2A	PF	0,65	0,09	6,3	<0,1	0,6	97	15,8	28	57,4	0,2	1,9
GPF-3B	PF	0,70	0,10	7,7	<0,1	0,7	97	17,1	25	91,0	<0,2	1,5
GPF-13	PF	1,32	0,20	13,4	0,2	1,6	234	21,5	28	53,4	0,6	1,8
GPF-9	PO	0,72	0,12	8,0	<0,1	0,9	193	15,6	33	45,2	0,6	7,5
GPF-10	PO	0,34	0,05	3,7	<0,1	0,3	44	15,8	15	20,8	<0,2	1,5
GPF-12	PO	1,06	0,18	12,5	0,1	1,2	616	23,3	36	90,6	0,6	2,4
PM-01	PO	0,78	0,12	8,5	<0,1	0,8	316	20,3	32	55,8	0,3	1,9
GPF-18	DH	0,72	0,10	8,3	<0,1	0,8	508	20,2	26	122,8	<0,2	1,5
GPF-19	DH	0,30	0,05	3,4	<0,1	0,4	62	20,9	7	24,9	0,2	1,9
GPF-14	CB	1,06	0,16	9,3	0,2	1,8	237	19,4	20	54,4	1,3	3,3
GPF-15	CB	4,45	0,65	47,4	1,0	2,7	232	20,5	28	41,2	4,8	3,8
GPF-17	CB	1,38	0,23	15,6	0,2	2,2	679	24,2	33	46,3	2,3	3,1
GPF-4	PM	4,12	0,62	43,0	0,8	5,5	183	23,8	22	19,0	2,5	2,0
GPF-6	PM	2,18	0,35	25,1	0,7	4,5	160	21,0	19	34,7	4,3	2,7
GPF-22	AA	2,50	0,38	27,0	0,2	3,0	364	21,7	32	80,0	0,8	1,3
GPF-25	AA	3,76	0,52	39,6	0,2	2,6	305	24,4	31	48,1	0,4	1,3
AP-8	AA	2,62	0,39	30,9	0,3	3,8	279	19,7	31	45,4	0,6	0,9

Tabela 3. Resultados das análises químicas em rocha total (dados brutos), separados pelas ocorrências. Siglas conforme Tabela 1.

Em linhas gerais, amostras com $Eu/Eu^* > 1,2$ (leucogabros e Ol gabro), coincidem com percentuais elevados de cumulados de plagioclásio, com alto Al_2O_3 (21,9-26,3%) e CaO (13,4-15,0%). Para os termos mais máficos (50-64% Pl), os conteúdos de alumina (17,4-21,3%) e CaO (11,9-14,3%) são relativamente mais baixos, bem com as razões Eu/Eu^* (1-1,2). Contudo, não se podem descartar menores percentuais de cumulados. Por outro lado, essas anomalias positivas e pouco pronunciadas, também poderiam refletir maiores conteúdos de clinopiroxênio e hornblenda (25-36%), o que é respaldado pelo fato destes dois minerais concentrarem principalmente ETRM relativo aos ETRP.

No Passo da Olaria, os valores mais altos de MgO (6,6-9,3%) são correlacionáveis a percentuais elevados de olivina (< 19%) e piroxênio (< 17%), o que pode ser indicativo de magmas menos evoluídos e/ou presença de cumulados máficos. Entretanto, não se observam altos teores de Ni, indicativos do acúmulo de olivina. Os valores mais elevados de Cr_2O_3 e Ni nas amostras GPF- 9 e 10, são correlacionados ao crescimento de MgO e ao decréscimo de TiO_2 e Fe_2O_{3t} , o que seria mais consistente com rochas menos evoluídas. Por outro lado, o maior conteúdo de SiO_2 , que não seria esperado, pode estar refletindo a superposição de diferentes processos de diferenciação (e.g. acumulação, substituição tardia).

Na AII, os termos menos diferenciados (SiO_2 : 44,4-47,0%) ocorrem no Alto Alegre, o que pode ser atribuído ao elevado conteúdo de hornblenda (41-54%). Isto poderia explicar também altos teores de Fe_2O_{3t} , TiO_2 e Na_2O , e moderados de CaO , relativo a termos similares da AI. Contudo, Al_2O_3 e Ni exibem valores equiparáveis, enquanto Cr_2O_3 e MgO são inferiores. Rochas básicas a fracamente intermediárias (SiO_2 : 46-54,2%) ocorrem no Campo Bonito, enquanto no Passo dos Machados, onde se observam feições de interação entre magmas máficos e félsicos, predominam rochas intermediárias (SiO_2 : 53,3-55,7%). Nesse último, o aumento dos teores de Na_2O e K_2O é concomitante ao da sílica, enquanto os de CaO e MgO decrescem.

Todas as ocorrências incluem rochas subalcalinas, com altos teores de alumina (Al_2O_3 :16,9-26,3%) e conteúdo de álcalis crescente da AI para a AII (diagrama TAS – Fig. 5a). O diagrama K_2O - SiO_2 (Fig. 5b), foi construído sem incluir as amostras francamente cumuladas acima referidas. Nesse, as rochas de ambas associações, exceto as do Passo dos Machados, que classificam-se como alto-K, definem um *trend* típico de fracionamento, com crescimento moderado de K_2O , e mais acentuado de SiO_2 . Isto indica derivação a partir de magma parental cálcio-alcálico de médio-K, próximo ao limite inferior, com os de baixo-K.

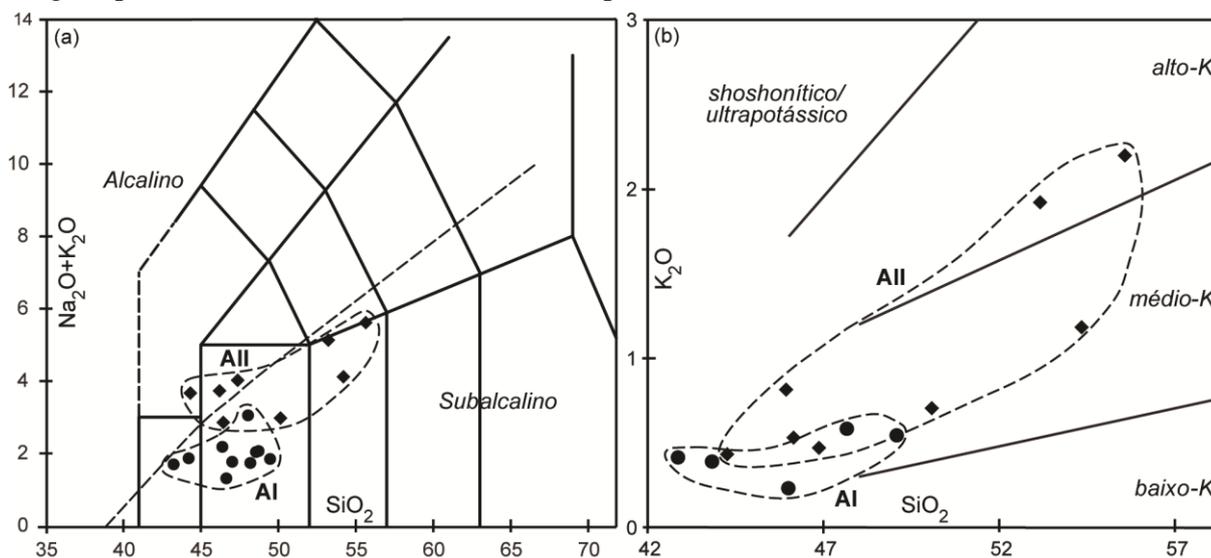


Figura 5. (a) Classificação das rochas da AI (círculos) e AII (losangos) no diagrama TAS; (b) Classificação das rochas da AI e AII no diagrama K_2O - SiO_2 , excluindo-se os cumulados. Extraídos e adaptados de Le Maitre (2002), em base anidra.

Nos diagramas multielementares (Fig. 6), valores menores do número de magnésio para as rochas da AII (Mg#: 41-58%) evidenciam sua natureza mais evoluída, ao passo que a AI apresenta valores mais altos e ampla variação (Mg#: 46-76%). Diferenças adicionais entre as associações são destacadas pelas maiores concentrações de CaO na AI; e de Na_2O , P_2O_5 , Zr, Nb, Y e ETR na AII, enquanto Ta e Ba são similares em ambas, com algumas amostras enriquecidas, na última. Da mesma forma, o total de ETR varia de 22 a 71 ppm na AI, e de 67 a 263 ppm na AII.

Os padrões de ETR também confirmam a separação em duas associações (Fig. 7). A AI (Fig. 7a) apresenta padrões levemente enriquecidos em relação ao manto primitivo, predominantemente nos ETRL, pouco fracionados, com $\text{La}/\text{Yb}_N < 5,9$ (exceto amostras alteradas ou francamente cumuladas), e razões Eu/Eu^* entre 1 e 1,89. Já na AII, as razões Eu/Eu^* estão entre 0,69-1,07, e os padrões são mais variados (Fig. 7b). As rochas do Alto Alegre e Passo dos Machados são as que exibem maior conteúdo total de ETR (125-263 ppm), sugerindo derivação a partir de líquidos mais fracionados, apesar de incluírem termos contrastantes quanto ao conteúdo de SiO_2 , no Alto Alegre (Tab. 3).

Padrões de ETR pouco fracionados ($\text{La}/\text{Yb}_N=5-5,8$) e anomalias negativas incipientes de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,8-0,9$), caracterizam as rochas do Alto Alegre, enquanto padrões mais fracionados ($\text{La}/\text{Yb}_N = 7-11$) referendam a natureza mais evoluída dos quartzo dioritos do Passo dos Machados. No Campo Bonito, os padrões das rochas básicas se aproximam daqueles da AI ($\text{La}/\text{Yb}_N = 7-8$), enquanto a amostra intermediária exhibe padrão pouco fracionado ($\text{La}/\text{Yb} = 3.1$) e anomalia negativa de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,65$), consistente com o efeito do fracionamento. A similaridade dos termos menos evoluídos dessa ocorrência com a AI, talvez possa indicar que essas rochas fossem geneticamente correlatas, porém afetadas por processos de diferenciação distintos.

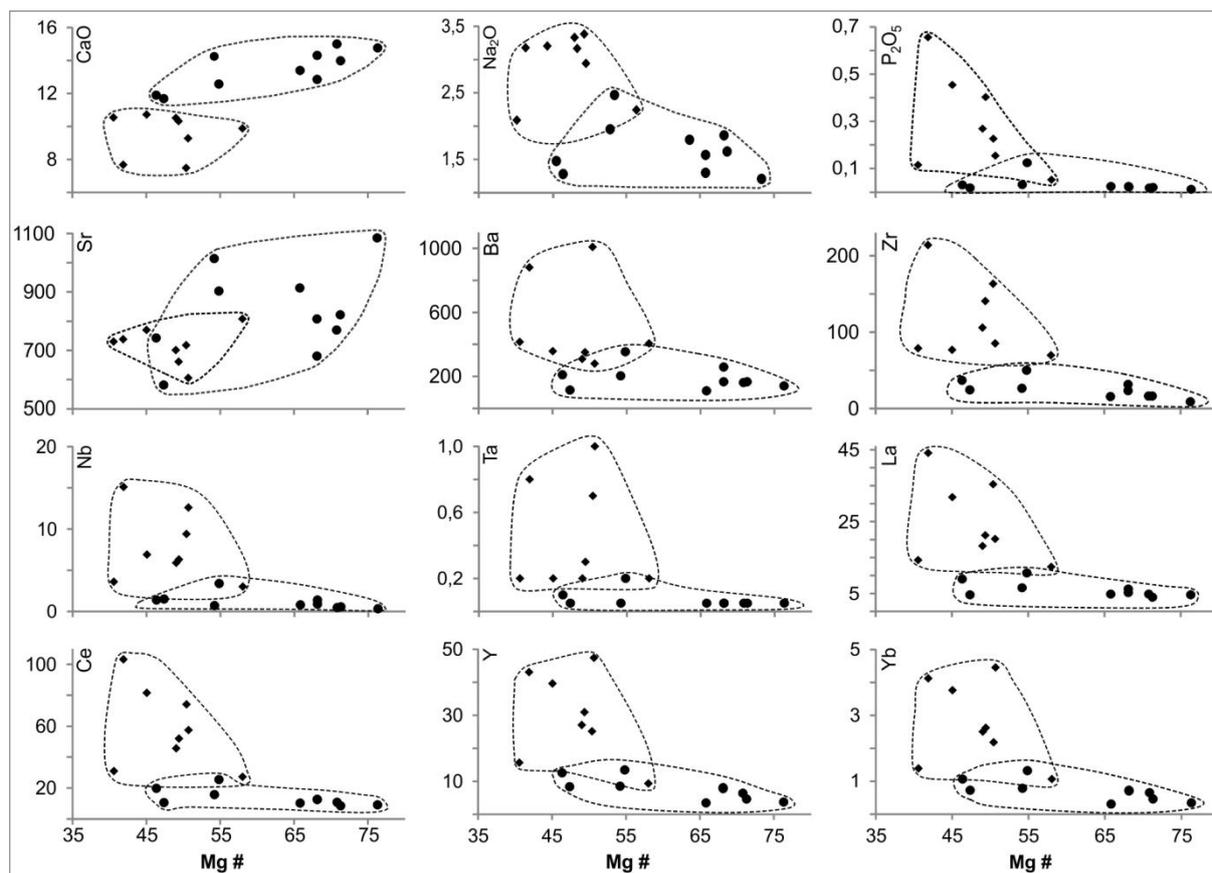


Figura 6. Diagramas multielementares de elementos maiores (CaO, Na₂O, P₂O₅) e traços (Sr, Ba, Zr, Nb, Ta, La, Ce, Y e Yb) versus Mg# para as rochas intrusivas básicas. AI: círculos; All: losangos.

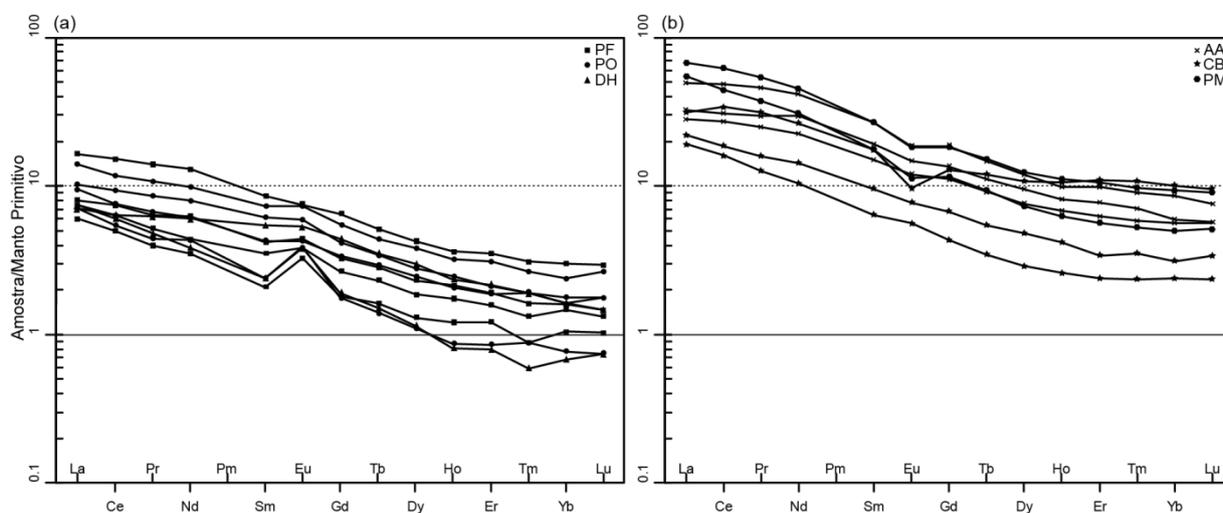


Figura 7. Padrões de ETR normalizados ao manto primitivo (McDonough e Sun, 1995) para as rochas intrusivas básicas. (a) Associação I; (b) Associação II. Siglas para os corpos conforme Tabela 1.

DISCUSSÕES

Feições texturais e processos de diferenciação magmática

Processos diversos de diferenciação magmática, por vezes superpostos, são registrados através das feições texturais destas rochas, tais como as texturas cumuladas, feições de acamamento modal e de interação de magmas, e a infiltração tardia em *mushes* cristalinos.

Na AI, os gabronoritos e hornblenda gabros possuem cumulados de bitownita, nos

quais se observam texturas mais complexas, feições de deformação por compactação e reequilíbrio *subsolidus* a temperaturas elevadas; enquanto a fase *intercumulus* compõe-se por labradorita, em arranjo adcumulado. Nos gabronoritos, o ortopiroxênio é tardio em relação ao plagioclásio e olivina, ocorrendo tanto em coronas, quanto em grãos poiquilíticos envolvendo minerais *liquidus*. Isso pode sugerir a formação de inicial de *mushes* cristalinos de olivina e cumulos de bitownita, melhor preservados no Passo da Olaria. Esse *mush* seria completado com a entrada de ortopiroxênio tardio, indicando a evolução progressiva no sentido da saturação em sílica, de magmas parentais primitivos. Os simplectitos de óxidos de Fe-Ti nas coronas (Opx-Ol), por outro lado, indicam aquecimento prolongado dos *mushes* precursores. Nesse corpo, a remobilização desses *mushes* poderia ter ocorrido, explicando o aquecimento prolongado, evidenciado pelas feições de reação *subsolidus*.

Assim, a formação dos cumulos de plagioclásio poderiam corresponder a acumulações laterais ou na base de um reservatório precursor, o que explicaria as feições de deformação por compactação e o desenvolvimento de contatos poligonais nas fases precoces. Tais feições, aliadas à presença de clino e ortopiroxênio, historicamente levaram a classificação de algumas ocorrências como granulitos máficos do “*Maciço Pelotas*” (Horbach et al.; Moreira e Marimon, Congresso Brasileiro de Geologia, 1984). Tais texturas são atualmente interpretadas como resultado dos processos de maturação, que levam ao equilíbrio textural (Hunter, 1996; Holness et al., 2005, 2006).

Esse processo inicial de acumulação pode ter sido associado ainda a eventos de recarga por magmas máficos, fracionados ou não do magma parental, a exemplo dos olivina gabros (cumulado de Pl + Ol-Cpx), os quais promoveriam a remobilização do reservatório. Isso seria responsável também pela cristalização do clinopiroxênio, o que é melhor registrado no Passo da Fabiana. A similaridade na composição e texturas do plagioclásio e dos minerais máficos (Ol-Cpx-Hbl), com os termos leucocráticos, poderia referendar esses processos.

A interação dessas rochas com líquidos residuais hidratados teria ocorrido em condições próximas ao equilíbrio, no estágio tardi-magmático, tendo como evidência a progressiva hidratação e substituição do clinopiroxênio por hornblenda nos hornblenda gabros (PO e PF), ou então pelos cristais finos e tardios de hornblenda e/ou biotita-flogopita, nos olivina gabros e Px-hbl gabronoritos.

Com isso, segue-se nova remobilização dos *mushes*, com a infiltração de líquidos fracionados em desequilíbrio, o que é evidenciado pela textura heteroadcumulada com hornblenda marrom poiquilítica, envolvendo chadacristais corroídos de piroxênio, plagioclásio e olivina, nos termos gabronoríticos (Passo da Olaria e Passo da Fabiana). Essas feições são comparáveis àquelas descritas por Holness et al. (2013) como produto de infiltração por líquidos tardios, e por Leuthold et al. (2014) como processos de infiltração em cumulos e fluxo de líquidos reativos, ambas indicativas de sistemas abertos.

Este processo representaria o último evento de recarga-remobilização que teria afetado esta associação, de modo que as diferentes ocorrências poderiam representar: (a) corpos distintos e desconectados, com evolução independente; ou (b) porções distintas de um *front* de solidificação parcialmente preservado, de um mesmo reservatório precursor. A última aparenta ser uma hipótese plausível para as ocorrências do Passo da Fabiana e Passo da Olaria, dada sua proximidade espacial, suas similaridades em campo, e nas características petrográficas e geoquímicas. Tais *fronts* poderiam ter sido posteriormente desmembrados e separados, através da recarga do reservatório por magmas graníticos, como sugere o modelo de evolução de *plutons* supracrustais, de Paterson et al. (2016).

Por fim, outras feições texturais anteriormente consideradas evidências de um evento metamórfico em fácies xisto-verde a anfibolito inferior (Ramgrab et al., Congresso Brasileiro de Geologia, 1994), são aqui consideradas como resultado dos processos de hidratação tardia (substituição de piroxênio para hornblenda) e alteração deutérica tardi-magmática a

subsolidus (substituição dos máficos para tremolita e clorita), a qual pode ser resultante da interação com fluidos hidratados tardios. Da mesma forma, feições de recuperação nos cristais de plagioclásio podem ser explicadas por meio dos processos de compactação nos cumulados.

Na AII, os tipos texturais do plagioclásio também sugerem diferentes momentos na cristalização dessas rochas. Os cristais do tipo (a), geralmente de granulação mais grossa, exibem padrões de zonação complexos e pronunciadas feições de reabsorção nos núcleos. Esses podem representar cristais precoces (antecristais), os quais foram parcialmente reabsorvidos por novos pulsos de líquidos em desequilíbrio com as composições iniciais, através de processos de recarga no reservatório. As bordas límpidas que sucedem esses núcleos, por sua vez, poderiam representar a progressão da cristalização nas novas condições de equilíbrio, bem como a formação dos grãos mais homogêneos e preservados do tipo textural (b), representando autocristais.

Este processo parece ser referendado também pelos diferentes grupos texturais do anfibólio. Nesses, em termos gerais, os cristais mais finos e euédricos aparentam ser precoces, enquanto os grãos grossos, poiquilíticos, poderiam representar novos processos de recarga e infiltração nos *mushes* cristalinos precursores. Esse processo de hidratação progressiva por infiltração é melhor registrado nas rochas do Campo Bonito, onde abundantes relictos de clinopiroxênio encontram-se substituídos, em graus variados, por hornblenda.

No Passo dos Machados essas feições são ausentes, apesar de apresentar em campo feições de interação de magmas máficos e félsicos, com contatos interdigitados, bem como enclaves máficos com variados graus de hibridismo. Da mesma forma, no Alto Alegre, os relictos são raros, muito finos e pouco preservados. Entretanto, a ocorrência muito localizada dessas feições, pode estar refletindo o caráter já mais evoluído dos processos de infiltração por líquidos hidratados, em relação ao Campo Bonito. O retrabalhamento de *mushes* precursores, na intrusão do Alto Alegre, poderia ser atestado pela presença dos autólitos de granulação mais grossa.

Por fim, a ocorrência de quartzo (subordinado) e feldspato alcalino tardios, no Campo Bonito, e apenas de quartzo, no Passo dos Machados, atesta a participação de líquidos mais fracionados na evolução magmática desses corpos.

Assinaturas geoquímicas

O efeito dos diferentes processos de diferenciação magmática suprarreferidos, por vezes dificultam a individualização geoquímica das associações, através dos elementos maiores. Da mesma forma, os termos menos diferenciados de ambas associações devem ser vistos com cautela na definição de possíveis magmas parentais, em função dos cumulados e da alteração mais expressiva na AI, e do alto conteúdo de anfibólio na AII (Alto Alegre).

Amostras com SiO₂ entre 45-52% são dominantes, sugerindo derivação a partir de magmas basálticos subalcalinos, com maior conteúdo de álcalis na AII (Fig. 5a). Excetuando-se as amostras do Passo dos Machados, as demais definem um *trend* compatível com o fracionamento de magma basáltico cálcio-alcalino, médio-K (Fig. 5b). As características petrográficas também são compatíveis com o *trend* de diferenciação e evolução de magmas cálcio-alcalinos, registrando os processos de hidratação progressiva, de modo que a olivina ocorre apenas como fase precoce, com texturas de desequilíbrio (AI). Além disso, esses processos são apontados pela substituição do clinopiroxênio por hornblenda, pelas texturas de infiltração com hornblenda poiquilítica, e pela ocorrência de flogopita/biotita tardia. Igualmente, o anfibólio é o máfico dominante na AII.

Teores elevados de Al₂O₃ para as rochas gabroicas e dioríticas, por outro lado, sugerem derivação de basaltos alto-alumina (*HAB*), típicos de regimes compressivos em arcos continentais. Carmichael et al. (1974) restringem a definição de *HAB* em lavas afíricas, como

aquelas com conteúdo de Al_2O_3 entre 15-18%, e $\text{TiO}_2 \approx 1\%$. Além do efeito de cumulados de plagioclásio, Crawford et al. (1987) ponderam que alto conteúdo de alumina, acompanhado pelo decréscimo de MgO , Cr e Ni , pode também ser resultado do extremo fracionamento de olivina e clinopiroxênio. Segundo Draper e Johnston (1992), os *HAB* correspondem a rochas com 48-53% de SiO_2 , $\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 17.5\%$, $\text{MgO} < 9\%$ e $\text{CaO} \geq 8.5\%$.

Para rochas com $\text{MgO} \geq 8\%$, em base anidra, do Passo da Fabiana, Passo da Olaria e Desvio Herval (AI), valores de Al_2O_3 entre 17-23% e 12-15% de CaO , sugerem derivação a partir de *HAB*. Teores similares de Al_2O_3 e CaO , porém menores de MgO ($< 7\%$) no Alto Alegre, aparentemente, apontam maior efeito do fracionamento de olivina e clinopiroxênio em profundidade, a partir de magmas basálticos hidratados.

No diagrama Zr/Ti vs. Nb/Y de Winchester & Floyd (1977, modificado por Pearce, 1996) a classificação das associações como basaltos subalcalinos é confirmada, observando-se maior efeito da diferenciação na AII (Fig. 8a). A similaridade nas razões Zr/Ti sugerem condições de fusão similares, bem como fontes mantélicas próximas, pouco enriquecidas em elementos incompatíveis. Por outro lado, o incremento regular em Zr/Ti na AII e o leve deslocamento para componentes do manto enriquecido, com *trend* subparalelo ao da subducção, podem estar refletindo, respectivamente, a maior efetividade do fracionamento em ambiente oxidado, e maior contribuição de fontes afetadas por subducção (Fig. 8b).

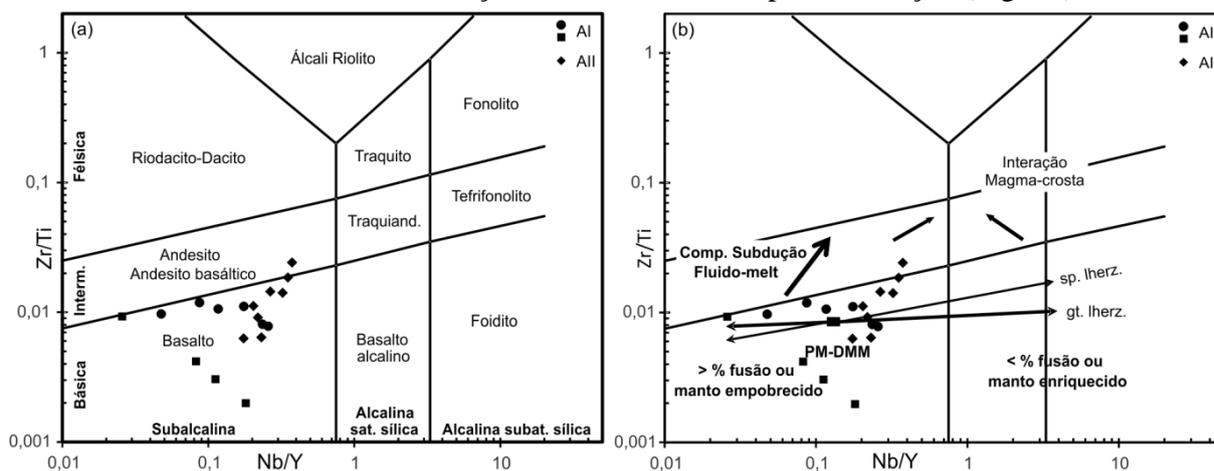


Figura 8. (a) Diagrama Zr/Ti vs. Nb/Y (após Pearce, 1996), como *proxy* do diagrama *TAS*, e (b) demonstrando os componentes mantélicos e possíveis trajetórias de evolução, por contribuição de subducção e componentes crustais. AI (círculos; com amostras francamente cumuladas ou alteradas representadas por quadrados); AII (losangos).

O diagrama triangular Y-La-Nb de Cabanis e Lecolle (1989) individualiza três domínios, correlatos a três grandes ambientes geotectônicos, em rochas pouco diferenciadas (Fig. 9a). Ao longo da linha La-Y , distribuem-se as rochas originadas em zonas orogênicas; ao longo da linha Nb-Y aquelas geradas em zonas distensivas, intraplaca (anorogênicas); e entre estas, as de ambientes tardi a pós-orogênicos. As rochas básicas de ambas associações classificam-se como basaltos cálcio-alcálicos, sendo que algumas amostras da AI estão levemente deslocadas em direção aos arcos transicionais toleíticos. Apenas uma amostra mais diferenciada do Campo Bonito, de caráter intermediário, adentra o campo das associações de arco em regime compressivo-extensivo (tardi a pós-orogênicas), devido ao maior efeito do fracionamento. Entretanto, isso não exige que estas rochas tenham se formado diretamente via subducção, de forma que essas assinaturas podem ser o reflexo das modificações que afetaram o manto, por evento de subducção prévia.

A discriminação do ambiente com base na composição do clinopiroxênio, de acordo com Letterier (1982), tem a vantagem de excluir possíveis efeitos causados pelos cumulados. Análises *WDS* em clinopiroxênio no Passo da Fabiana (AI), confirmam a natureza

subalcalina, no diagrama Ti vs. Ca+Na (Fig. 9b), ao passo que a transição toleítico para cálcio-alcalino (ca. 90% das análises) é evidenciada no diagrama Ti vs. Al (Fig. 9c).

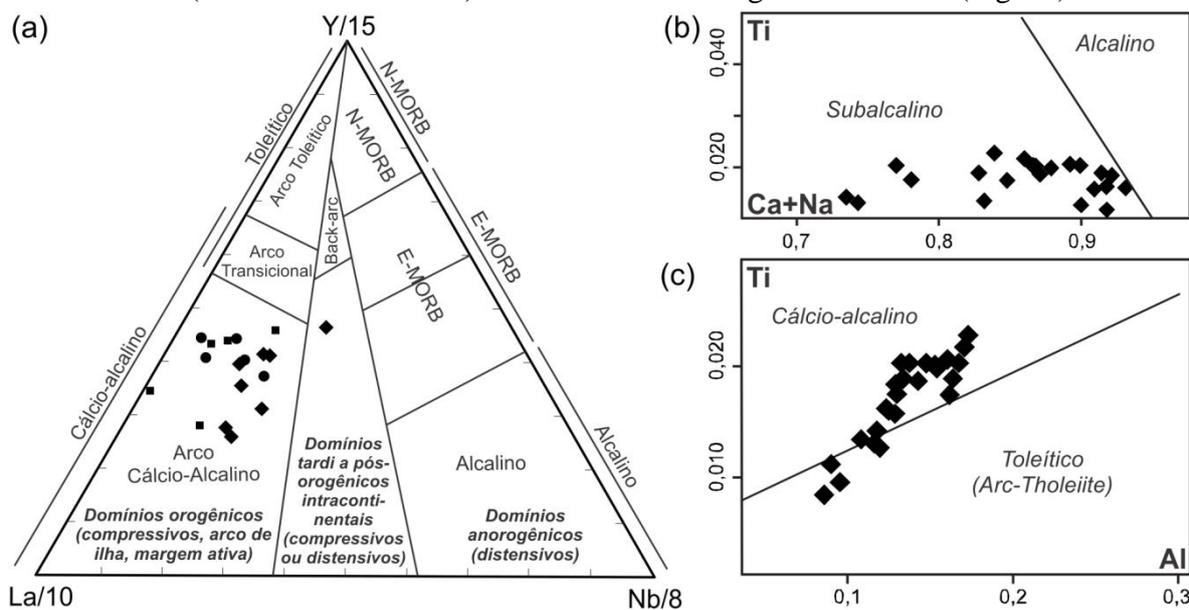


Figura 9. Diagramas petrogenéticos: (a) Diagrama La/10-Y/15-Nb/8 (Cabani e Lecolle, 1989) em rocha total, símbolos conforme Fig. 8; (b) e (c) Diagrama Ti vs (Ca+Na) e Ti vs Al (Letterier, 1982), com base na composição do clinopiroxênio (amostra GPF-3B - Al). (íons com base em 6 O).

De qualquer modo, as diferenças nos padrões de ETR, os menores teores de CaO e Mg#, e o maior conteúdo de álcalis, P_2O_5 , Zr, Nb, Y e total de ETR na AII, são argumentos suficientes para sugerir processos petrogenéticos distintos para as duas associações, seja na origem ao nível do manto, ou na diferenciação ao longo da coluna vertical de magma.

Processos petrogenéticos

As rochas gabroicas e dioríticas constituem importantes marcadores petrogenéticos, fornecendo evidências acerca da geração de granitoides em ambientes orogênicos a pós-colisionais. Isso se deve ao fato de que essas, quando alojadas nas porções inferiores da crosta, podem contribuir não somente com grande parte do calor, mas também com líquidos residuais evoluídos, necessários à geração de magmas diferenciados.

Nesse contexto, as *Deep Crustal Hot Zones (DCHZ)*, propostas por Annen et al. (2006), podem constituir um processo importante na evolução dessas rochas. Nesse modelo, a geração das *hot zones*, por definição ricas em H_2O , se deve ao alojamento de líquidos basálticos hidratados, em uma sucessão de *sills*, na crosta inferior. A partir dessas zonas, a produção de líquidos residuais enriquecidos em sílica, via diferenciação dos basaltos e interação com líquidos crustais, origina magmas intermediários a ácidos. Esses podem formar posteriormente câmaras magmáticas rasas, consolidando-se como *plutons* graníticos, com porções de rochas ígneas máficas subordinadas.

Desta forma, percebe-se que o contexto em que as intrusões básicas se inserem é compatível com esse modelo. Estas poderiam representar assim os líquidos basálticos extraídos do manto, e alojados na base da crosta. A progressiva hidratação desses líquidos, registrados pelas feições texturais, poderia ter ocorrido durante a sua permanência nas *DCHZ*. Isso levaria à estabilização das fases hidratadas, e ao desequilíbrio das fases mais precoces e anidras (piroxênio e olivina). Ao hidratar-se, esses líquidos tornam-se também menos densos e viscosos, o que facilita a sua ascensão, como demonstrado por Sisson et al. (1996), para o batólito *Sierra Nevada*. Aliado à hidratação, a presença de descontinuidades litosféricas é fator decisivo na ascensão desses corpos (Solano et al., 2012).

A existência de descontinuidades na área é sugerida por Fragoso-Cesar (1991), e é confirmada através das assinaturas geofísicas (Fig. 3), onde se observa a influência de grandes estruturas regionais, por vezes com padrões entrecruzados, as quais controlam o posicionamento dos corpos.

As feições de mistura observadas, ainda que locais, seriam comuns nas *DCHZ* (Solano et al., 2012), onde os processos de contaminação, assimilação e mistura entre os termos menos evoluídos e os líquidos intermediários a ácidos, aparentam ser uma inevitável consequência da segregação e interação com os líquidos parentais.

Outras feições relevantes acerca da ocorrência mútua de magmas máficos e félsicos, são descritas nos *MASLI – Mafic-silicic layered intrusions*. Este termo foi primeiramente utilizado por Wiebe (1993) e recentemente reconhecido em uma série de *plutons*, complexos e intrusões compostas (Caroff et al., 2011; Wiebe, 2016). Esses compreendem, genericamente, complexos plutônicos formados por rochas máficas (gabroicas) e intermediárias a ácidas (dioritos a granitos), intercaladas. São interpretados, de forma geral, como produto do reabastecimento e/ou reinjeção por magmas máficos, em câmaras magmáticas silicosas.

Paterson et al. (2016) também sugere um modelo evolutivo para *plutons* supracrustais, através de múltiplos e repetidos eventos de recarga, em variadas escalas, os quais promovem a erosão magmática e o retrabalhamento das unidades mais antigas. Poderiam as rochas básicas também representar um registro desse tipo, já que se constituem por pequenos corpos isolados em meio à ampla ocorrência de granitos? De acordo com esses modelos, levanta-se a hipótese de que as intrusivas básicas poderiam representar tanto pulsos precursores do magmatismo relacionado à geração dos granitoides, bem como episódios de recarga e/ou reintrusão deste sistema, por magmas pouco diferenciados.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com a integração dos dados apresentados propõe-se a separação das rochas intrusivas básicas do sudeste do CDF, em duas associações principais. A AI (Passo da Fabiana, Passo da Olaria, Arroio Santa Fé e Desvio Herval) é gabroica, comumente com cumulados exibindo acamamento modal cíclico, no qual a fase *cumulus* consiste de plagioclásio, com olivina subordinada. Apresenta ainda clino e ortopiroxênio, anfibólio, flogopita, opacos e apatita. A AII (Alto Alegre, Passo dos Machados e Campo Bonito), diorítica a gabroica, engloba rochas isótropas a localmente foliadas. Essas contêm plagioclásio, anfibólio abundante, biotita, quartzo tardio, titanita, opacos, apatita e zircão.

A estruturação regional, segundo os dados magnéticos, demonstra o controle no posicionamento das intrusões básicas por descontinuidades litosféricas, as quais possibilitariam a ascensão e colocação destes magmas em níveis superiores. A concordância entre as estruturas correlacionadas aos corpos, com expressivas estruturas regionais associadas às encaixantes, sugere o vínculo entre as intrusivas básicas, e a evolução e o posicionamento dos granitoides.

Ambas associações são subalcalinas, com afinidade cálcio-alcálica médio-K (AI) e médio a alto-K (AII). Os altos teores de alumina ($Al_2O_3 > 17\%$), mesmo para os termos não cumulados, sugerem derivação a partir de *HAB*. Os maiores teores de CaO e Mg# da AI, e o maior conteúdo de álcalis, P_2O_5 , Zr, Nb, Y e total de ETR na AII, bem como as diferenças nos padrões de ETR, referendam a separação das associações. Essas características sugerem ainda processos petrogenéticos distintos, seja na fonte, ou através da diferenciação ao longo da coluna vertical de magma.

Processos petrogenéticos envolvendo a colocação de magmas derivados do manto em reservatórios supracrustais, seja como pulsos precursores do magmatismo associado aos granitoides, ou por eventos de reabastecimento, concomitantes com processos de acumulação,

parecem ser preponderantes na AI. Já a possível colocação e evolução de líquidos derivados do manto nas *DCHZ* (*deep crustal hot zones*), originando rochas ricas em anfibólio, parecem ser mais expressivas na AII.

AGRADECIMENTOS

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão da bolsa de Mestrado Acadêmico; ao Laboratório de Geologia Isotópica pelas análises em MEV e ao Laboratório de Microsonda Eletrônica – ambos do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq-IGEO-UFRGS). Ao Prof. Dr. Francisco J. F. Ferreira (UFPR), pelo processamento dos dados aerogeofísicos.

REFERÊNCIAS

- Annen, C., Blundy, J.D., Sparks, R.S.J. (2006). The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology*, 47(3), 505-539.
- Bonin, B. (2004). Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos*, 78(2004), 1-24.
- Cabanis, B., Lecolle, M. (1989). Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence de processus de mélange et/ou de contamination crustale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 309, 2023-2029 série II.
- Carmichael, I.S.E., Turner, F.J., Verhoogen, J. (1974). *Igneous Petrology*. New-York: McGraw-Hill.
- Caroff, M., Coint, N., Hallot, E., Hamelin, C., Peucat, J.J., Charreter, G. (2011). The mafic-silicic layered intrusions of Saint-Jean-du-Doigt (France) and North-Guernsey (Channel Islands), Armorican Massif: Gabbro-diorite layering and mafic cumulate-pegmatoid association. *Lithos*, 125, 675-692.
- CPRM. (2000). *Carta Geológica Folha Pedro Osório, folha SH. 22-Y-C*. Escala 1:250.000. Porto Alegre: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.
- CPRM. (2005). *Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul*. Escala 1:750.000. Porto Alegre: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.
- CPRM. (2010). *Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 260p.
- Crawford, A.J., Falloon, T.J., Eggins, S. (1987). The origin of island arc high-alumina basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 97(3), 417-430.
- Draper, D.S., Johnston, A.D. (1992). Experimental generation of arc-like high-alumina basalt from anhydrous, primitive olivine tholeiite: An experimental study from 1 atm to 20 kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 112(4), 501-519.
- Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C.C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G.E., Camozzato, E. (1995a). Evolução tectônica do cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: Parte I – Uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4), 351-374.
- Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C.C., Tommasi, A.,

- Kraemer, G., Ramgrab, G.E., Camozzato, E. (1995b). Evolução tectônica do cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-Grandense: Parte II - uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4), 351-374.
- Fragoso-Cesar, A.R.S., Figueiredo, M.C.H., Soliani Jr, E., Faccini, U.F. (1986). O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. *XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 3, 1322-1343. Goiânia: SBG.
- Fragoso-Cesar, A.R.S., Cesar, A.R.S.F, Machado, R., Monteiro, R., Sallet, R. (1989). Nappes e estruturas correlatas do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio Sul-Riograndense: Uma introdução ao problema. *Acta Geológica Leopoldensia*, 30(13), 75-92.
- 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*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, USP.
- Gill, R. (2010). *Igneous Rocks and Processes: A practical guide*. Oxford: Wiley-Blackwell.
- Hartmann, L.A., Chemale Jr., F., Philipp, R.P. (2007). Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-cambriano. In: Iannuzzi, R., Frantz, J.C. (Eds), *50 Anos de Geologia, Instituto de Geociências – Contribuições* (97-123). Porto Alegre: Editora Comunicação e Identidade.
- Holness, M.B, Cheadle, M.J, McKenzie, D. (2005). On the Use of Changes in Dihedral Angle to Decode Late-stage Textural Evolution in Cumulates. *Journal of Petrology*, 46(8), 1565-1583.
- Holness, M.B. (2006). Melt–Solid Dihedral Angles of Common Minerals in Natural Rocks. *Journal of Petrology*, 47(4), 791-800.
- Holness, M.B., Nielsen, T.F.D., Tegner, C. (2006). Textural Maturity of Cumulates: a Record of Chamber Filling, Liquidus Assemblage, Cooling Rate and Large-scale Convection in Mafic Layered Intrusions. *Journal of Petrology*, NIL(NIL), 1-16.
- Holness, M.B., Namur, O., Cawthorn, R.G. (2013). Disequilibrium Dihedral Angles in Layered Intrusions: a Microstructural Record of Fractionation. *Journal of Petrology*, 54(10), 2067-2093.
- Horbach, R., Marimon, R.G., Kuck, L. (1984). Ocorrência de Rochas Granulíticas no Maciço Pelotas, Escudo Sul-Rio-Grandense. *XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 7, 3143-3150. Rio de Janeiro: SBG.
- Hunter, R.H. (1987). Textural equilibrium in layered igneous rocks. In: Parsons, I. (Eds.), *Origins of Igneous Layering* (473-503). Dordrecht: Reidel.
- Hunter, R.H. (1996). Texture Development in Cumulate Rocks. In: Cawthorn, R.G. (Eds.), *Layered Intrusions* (77-101). Oxford: Developments in Petrology.
- Le Maitre, R.W. (2002). *Igneous Rocks. A classification and glossary of terms*. 2^a Ed. Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press.
- Letterier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D., Marchal, M. (1982). Clinopyroxene compositions as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 139-154.
- Leuthold, J., Blundy, J.D., Holness, M.B. (2014). Sucessive episodes of reactive liquid flow through a layered intrusion (Unit 9, Rum Eastern Layered Intrusion, Scotland). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 168(1021), 1-27.
- Marsh, B.D. (2000). Magma chambers. In: Sigudsson, H. (Eds.). *Encyclopedia of Volcanoes*

(191-206). San Diego: Academic Press.

Masquelin, H., Fernandes, L.A.D., Lenz, C., Porcher, C.C., McNaughton, N.J. (2012). The Cerro Olivo Complex: a pre-collisional Neoproterozoic magmatic arc in Eastern Uruguay. *International Geology Review*, 54, 1161-1183.

McDonough, W.F., Sun, S.S. (1995). Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253.

Moreira, M.L.O., Marimon, M.P.C. (1984). Petrografia dos Granulitos do Leste do Escudo Sul-Riograndense. *XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 9, 4463 - 4471. Rio de Janeiro: SBG.

Naslund, H.R., McBirney, A.R. (1996). Mechanisms of Formation of Igneous Layering. In: Cawthorn, R.G. (Eds.). *Layered Intrusions* (1-43). Oxford: Developments in Petrology.

Paterson, S., Memeti, V., Mundil, R., Zák, J. (2016). Repeated, multiscale, magmatic erosion and recycling in a upper-crustal pluton: Implications for magma chamber dynamics and magma volume estimates. *American Mineralogist*, 101, 2176-2198.

Pearce, J.A. (1996). A User's Guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D.A. (Eds.) *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration* (79-113). Short Course Notes 12: Geological Association of Canada.

Peccerillo, A., Taylor, S.R., (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81.

Philipp, R.P. (1998). *Evolução Geológica e Tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências, USP.

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

Ramgrab, G.E., Wildner, W., Camozzato, E., Sander, A. (1994). Corpos Básicos no Batólito de Pelotas. *XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 3, 49-50. Balneário Camboriú: SBG.

Renna, M.R., Tribuzio, R., Tiepolo, M. (2006). Interaction between basic and acid magmas during the latest stages of the post-collisional Variscan evolution: Clues from the gabbro-granite association of Ota (Corsica-Sardinia batholith). *Lithos*, 90, 92-110.

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

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

Sisson, T.W., Grove, T.L., Coleman, D.S. (1996). Hornblende gabbro sill complex at Onion Valley, California, and a mixing origin for the Sierra Nevada batholith. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126, 81-108.

Solano, J.M.S., Jackson, M.D., Spars, R.S.J., Blundy, J.D., Annen, C. (2012). Melt Segregation in Deep Crustal Hot Zones: a Mechanism for Chemical Differentiation, Crustal

- Assimilation and the Formation of Evolved Magmas. *Journal of Petrology*, 53(10), 1999-2026.
- Soliani Jr., E. (1986). *Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências, USP.
- Teixeira, W. (1982). Interpretação dos dados radiométricos e evolução geocronológica. FOLHAS SH. 22 - Porto Alegre, SI. 22. - Lagoa Mirim e SH. 21 - Uruguaiana. *Projeto Radambrasil*, (relatório interno, inédito). Florianópolis: Radambrasil.
- Tessari, R., Picada, R.S. (1966). Geologia da Quadrícula de Encruzilhada do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil. *Boletim da Divisão de Fomento à Produção Mineral*, v. 124. Porto Alegre: DNPM.
- Tiepolo, M., Tribuzzio, R., Langone, A. (2011). High-Mg Andesite Petrogenesis by Amphibole Crystallization and Ultramafic Crust Assimilation: Evidence from Adamello Hornblendites (Central Alps, Italy). *Journal of Petrology*, 52(5), 1011-1045.
- Tiepolo, M., Tribuzzio, R., Ji, W., Wu, F., Lustrino, M. (2014). Alpine Thethys closure as revealed by amphibole-rich mafic and ultramafic rocks from the Adamello and the Bergell intrusions (Central Alps). *Journal of the Geological Society, London*, 171, 793-799.
- Whitney, D.L., Evans, B.W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *The American Mineralogist*, 95, 185-187.
- Wiebe, R.A. (1993). The Pleasant Bay layered gabbro-diorite, coastal Maine: Ponding and crystallization of basaltic injections into a silicic magma chamber. *Journal of Petrology*, 34, 461-489.
- Wiebe, R.A., Manon, M.R., Hawkins, D.P., McDonough, W.F. (2004). Late-stage mafic injection and thermal rejuvenation of the Vinalhaven granite, Coastal Maine. *Journal of Petrology*, 45(11), 2133-2153.
- Wiebe, R.A. (2016). Mafic replenishments into floored silicic magma chambers. *American Mineralogist*, 101, 297-310.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.

PARTE IV

4 ANEXOS

4.1 Outras produções: Resumos apresentados no 48º Congresso Brasileiro de Geologia

O REGISTRO DO MAGMATISMO BÁSICO-ULTRABÁSICO NA PORÇÃO SUDESTE DO CINTURÃO DOM FELICIANO, RS

Barbosa, L.D.¹; Koester, E.²; Gastal, M.C.³

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul; ²Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul; ³Departamento de Mineralogia e Petrologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

RESUMO: A porção sudeste do Escudo Sul-Rio-Grandense, também denominada Domínio Oriental do Cinturão Dom Feliciano, constitui-se majoritariamente por granitoides, os quais apresentam importante contribuição crustal em sua gênese (e.g. Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado e Suíte Granítica Dom Feliciano-SGDF). Rochas básicas-ultrabásicas, embora pouco frequentes, ocorrem como intrusões quilométricas (1 a 7 km), alongadas a ovais, distribuídas entre os municípios de Pinheiro Machado, Herval e Pedro Osório-RS. Essas compreendem dioritos e gabros, por vezes acamadados. O estudo e a caracterização destas intrusões possibilitam a avaliação dos controles mecânicos, estruturais e químicos do processo de acreção vertical de material à crosta, bem como o papel exercido pelo magmatismo de derivação mantélica na evolução dos granitoides. O presente trabalho apresenta a análise integrada dessas ocorrências, incluindo relações estratigráficas, dados aerogeofísicos e caracterização mineralógica, petrográfica e geoquímica. O objetivo principal é investigar se essas rochas constituem associações distintas, discutindo-se ainda possíveis processos petrogenéticos associados. Os dados gamaespectrométricos demonstram que as intrusivas básicas-ultrabásicas são realçadas por baixos radiométricos, contrastantes com os granitoides encaixantes. Caracterizam-se ainda por altos magnéticos relativos, concordantes com a estruturação tectônica regional. As diversas intrusões estão posicionadas segundo direções ENE-WSW a NE-SW, ou na intersecção de estruturas WSW-ESE e ENE-WSW, com os lineamentos NE-SW. Fontes magnéticas profundas são confirmadas para a ocorrência do Alto Alegre, marcada por anomalia dipolar significativa, com comprimento de onda de 4 km. A assinatura magnética dos granitoides, também controlados pelas direções NE-SW, sugere dois domínios regionais, com altos magnéticos mais expressivos a oeste, onde predomina a SGDF. Assim, esta estruturação regional sugere o vínculo entre a evolução dos granitoides e o posicionamento destas intrusões ao longo de descontinuidades litosféricas. A análise do conjunto de dados permitiu individualizar duas associações. A “Associação I”, gabroica, compreendendo as ocorrências do Passo da Fabiana, Passo da Olaria/Santa Fé e Desvio Herval (Pinheiro Machado e Herval), as quais são comumente intrusões estratificadas com acamamento modal cíclico, sendo a fase *cumulus* representada por plagioclásio (An₇₄₋₈₁) e subordinadamente por olivina (Fo₇₅₋₇₇). Apresenta ainda augita, enstatita, anfibólio, flogopita, opacos e apatita. Localizadamente ocorrem feições de mistura entre magmas básicos e graníticos, sendo os últimos vinculados à SGDF. A “Associação II”, diorítica a gabroica, compreende as ocorrências do Alto Alegre, Passo dos Machados e Campo Bonito (Pedro Osório, Pinheiro Machado e Pedras Altas), apresentando-se na forma de rochas isotrópicas a localmente foliadas. Essas apresentam plagioclásio (An₄₀₋₅₀), anfibólio (por vezes com relictos de piroxênio), biotita, quartzo tardio, titanita, opacos, apatita e zircão. Ambas associações são subalcalinas, com médio-K (Associação I) e médio a alto-K (Associação II). Assemelham-se à série das rochas cálcio-alcalinas, com altos teores de alumina (Al₂O₃ > 17%), mesmo para os termos não cumulados. A associação II exhibe padrões de ETR's mais enriquecidos e razões Eu/Eu* entre 0,69-1,07. Os cumulados exibem anomalias positivas de Eu (Eu/Eu*=1-1,89) e enriquecimento em CaO e Sr, confirmando o acúmulo de plagioclásio. A evolução destes magmas nas DCHZ (*deep crustal hot zones*) seria plausível, com ascensão e colocação em níveis superiores possibilitadas pelas descontinuidades litosféricas.

PALAVRAS-CHAVE: GABROS PASSO DA FABIANA, INTRUSÕES ACAMADADAS, DOMÍNIO ORIENTAL DO CINTURÃO DOM FELICIANO.

GEOQUÍMICA EM METAMAFTOS DE RETROARCO DOS COMPLEXOS ARROIO GRANDE (BRASIL) E LA TUNA (URUGUAI), DOMÍNIO ORIENTAL DO ESCUDO URUGUAIO-SUL-RIO-GRANDENSE

Ramos, R.C.¹; Koester, E.¹; Masquelin, H.²; Porcher, C.C.¹; Barbosa, L.D.¹; Beloni, M.S.¹

¹Universidade Federal do Rio Grande do Sul (Brasil); ²Universidad de la República (Uruguai)

RESUMO: O Complexo Arroio Grande, localizado no extremo sudeste do Domínio Oriental do Cinturão Dom Feliciano (Rio Grande do Sul, Brasil), é uma associação metaultramáfica-máfica-sedimentar, composta de fragmentos de uma paleobacia oceânica (sequência ofiolítica e sedimentação carbonática) e de sedimentos siliciclásticos de margem ativa, incorporados ao Escudo Uruguaio-Sul-Rio-Grandense durante o último estágio do Ciclo Orogênico Brasileiro (580-490 Ma), relacionado à amalgamação do Gondwana Ocidental. O Complexo Arroio Grande corresponde à extensão, em território brasileiro, do Complexo La Tuna, localizado cerca de 40 km a sudoeste, no nordeste do Escudo Uruguaio. A correlação geoquímica, entre os complexos Arroio Grande e La Tuna, considera a proximidade geográfica e as similaridades litológicas, visto que ambos são constituídos por xistos magnesianos cromíferos, anfíbolitos e xistos metassedimentares. Ademais, estes complexos encontram-se encaixados em um sistema de zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo, o qual se estende por cerca de 150 km, desde o limite entre a planície costeira e o Domínio Oriental do Cinturão Dom Feliciano, nas proximidades do município de Pedro Osório (Rio Grande do Sul, Brasil), até a zona de cisalhamento Sierra Ballena (Uruguai). A litogeoquímica (elementos-traço e padrões de terras raras) dos metamafitos do Complexo Arroio Grande possibilitou a identificação do ambiente geotectônico de formação dessas rochas, bem como a correlação destas com os metamafitos do Complexo La Tuna (cujos dados foram extraídos da literatura). Foram selecionadas 8 amostras do Complexo Arroio Grande (1 metadiorito, 4 metagabros e 3 anfíbolitos) para serem quimicamente comparadas com 8 amostras (anfíbolitos) do Complexo La Tuna. Os teores de elementos maiores mostram que todas amostras derivam de protólito de composição basáltica, com razões Zr/P_2O_5 e Nb/Y indicando afinidade toleítica. Em diagramas *Y versus Cr* e *Y versus La/Nb*, as amostras apresentam afinidade de crosta oceânica, com composições variando de MORB a IAT. Diagramas discriminantes com teores de elementos-traço (*Th versus Ta versus Hf/3*, e *Nb/Yb versus Th/Yb*) demonstram que os metamafitos do Complexo Arroio Grande podem ter sido enriquecidos por processos relacionados à subducção, enquanto aqueles do Complexo La Tuna foram pouco afetados, estando mais próximos à composição N-MORB. O mesmo é sugerido por *spidergrams* normalizados ao manto primitivo e ao N-MORB, que demonstram o enriquecimento em LILE das amostras do Complexo Arroio Grande. Esses dados geoquímicos indicam que os metamafitos, em ambos os complexos, foram gerados em ambiente de retroarco (onde N-MORB e IAT são dominantes). Estas rochas devem ter sofrido modificações químicas posteriores, possivelmente relacionadas a processos de subducção da crosta pretérita, levando ao fechamento da paleobacia de retroarco. Apesar das diferenças encontradas, ambos os complexos representam a mesma crosta oceânica, uma vez que processos de subducção podem colocar lado a lado diferentes porções de um mesmo assoalho oceânico.

PALAVRAS-CHAVE: Paleo-oceano, Retroarco, Cinturão Dom Feliciano.

4.2 Histórico Escolar

16/01/2017 <https://www1.ufrgs.br/Posgraduacao/InformacoesAluno/ImpressaoHistoricoEscolar.php>



UFRGS
UNIVERSIDADE FEDERAL
DO RIO GRANDE DO SUL

Informações Acadêmicas do Aluno

Histórico Escolar

Emissão: 16/01/2017 às 21:06

Aluno



LAERCIO DAL OLMO BARBOSA
191595

Atividades Desenvolvidas UFRGS

Período Letivo	Atividade de Ensino	Atividades de Ensino			Nome Professor	Situação	Orgão
		Turma	Créditos	Conceito			
2016/2	MAGMATISMO: FONTES E PROCESSOS	A	4	-	• EDINEI KOESTER	Matriculado	Programa de Pós-Graduação em Geociências
2016/2	T. E. Geoquímica: MECANISMOS da deformação dútil: do cristal à litosfera	A	2	-	• MARIA DE FATIMA APARECIDA SARAIVA BITENCOURT	Matriculado	Programa de Pós-Graduação em Geociências
2016/2	Trajetórias de P-T-t em cinturões orogênicos	A	4	-	• CARLA CRISTINE PORCHER	Matriculado	Programa de Pós-Graduação em Geociências
2016/1	Geologia Estrutural de rochas intrusivas - estrut. magmáticas e subsolid	A	5	A	• MARIA DE FATIMA APARECIDA SARAIVA BITENCOURT	Aprovado	Programa de Pós-Graduação em Geociências
2016/1	Geoquímica das rochas graníticas	A	5	A	• -	Aprovado	Programa de Pós-Graduação em Geociências
2016/1	T. E. em Geoquímica: CURRENT TOPICS IN ROCK METAMORPHISM	A	2	A	• -	Aprovado	Programa de Pós-Graduação em Geociências
2016/1	Téc. anal. de espec. de massa e geoq. iso. aplic. a evol. manto-crosta	A	5	A	• ROMMULO VIEIRA CONCEIÇÃO	Aprovado	Programa de Pós-Graduação em Geociências

<https://www1.ufrgs.br/Posgraduacao/InformacoesAluno/ImpressaoHistoricoEscolar.php>
1/1

4.3 Pareceres da banca examinadora