

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, Rio Grande do Sul: petrography and geochemistry of associations I and II

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

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS, Avenida Bento Gonçalves, 9.500, CEP 91.540-000, Porto Alegre, RS, BR (dal.barbosa@ufrgs.br)

²Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS, Porto Alegre, RS, BR (koester@ufrgs.br)

³Departamento de Mineralogia e Petrologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS, Porto Alegre, RS, BR (maria.gastal@ufrgs.br)

Recebido em 10 de janeiro de 2017; aceito em 10 de abril de 2018

Resumo

Intrusões dioríticas, gabroicas e outras rochas 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, essas rochas têm sido 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, no Rio Grande do Sul, constituído majoritariamente por granitoides, ocorrem intrusões dioríticas e gabroicas de pequeno porte e caráter predominantemente básico, na região compreendida entre Pinheiro Machado e Pedro Osório. Este artigo apresenta a caracterização geológica, mineralógica, petrográfica e geoquímica dessas 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 maciças 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 ($Al_2O_3 > 17\%$), mesmo para os termos não cumulados. Diferenças quanto aos elementos maiores (CaO, Mg# e álcalis), 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 a colocação desses magmas em níveis superiores da crosta. Processos petrogenéticos envolvendo a participação de líquidos derivados do manto em reservatórios supracrustais e a sua evolução nas *deep crustal hot zones* são propostos.

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

Abstract

Dioritic, gabbroic and other 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 reservoirs. Recently, these rocks are pointed also 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 (CDF), Rio Grande do Sul, which is composed mainly by granitoids, minor dioritic and gabbroic predominantly basic intrusions occur, 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. "Association I" (AI), composed by commonly cumulate gabbroic rocks, sometimes in layered intrusions, comprises the bodies Passo da Fabiana, Passo da Olaria, Arroio Santa Fé and Desvio Herval. "Association II" (AII), dioritic to gabbroic, comprises massive 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 ($Al_2O_3 > 17\%$), even for the non-cumulative terms. Differences regarding major elements (CaO, Mg# and alkalis), as well as 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 intrusions by lithospheric discontinuities, which would have enabled the ascent and emplacement of these magmas to upper crustal levels. Petrogenetic processes involving the participation of mantle-derived melts in supracrustal reservoirs, and their evolution in deep crustal hot zones are proposed.

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

INTRODUÇÃO

O estudo de intrusões gabroicas e dioríticas é de fundamental importância, pois possibilita a avaliação dos controles mecânicos, estruturais e químicos que governam a extração e o transporte de magmas do manto para níveis superiores. Logo, essas rochas 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 comumente 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, Estados Unidos). Esses representam o extremo menos evoluído do magmatismo do batólito, demonstrando assim a participação de magmas basálticos hidratados em sua gênese (Sisson et al., 1996). Exemplos similares ocorrem nos batólitos de *Adamello*, nos Alpes Centrais (Tiepolo et al., 2011, 2014) e da *Corsica-Sardinia* (Renna et al., 2006), ambos na Itália.

As colunas magmáticas em arcos continentais e em ambientes pós-colisionais representam redes interconectadas de reservatórios, com grande volume de rochas máficas-ultramáficas nas porções crustais mais profundas, denominadas *deep crustal hot zones* (DCHZ) (Annen et al., 2006). Essas zonas, formadas pelo alojamento de magmas primitivos hidratados, são locais propícios para a geração de magmas evoluídos pela 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 acabam por registrar os processos de reintrusão/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.

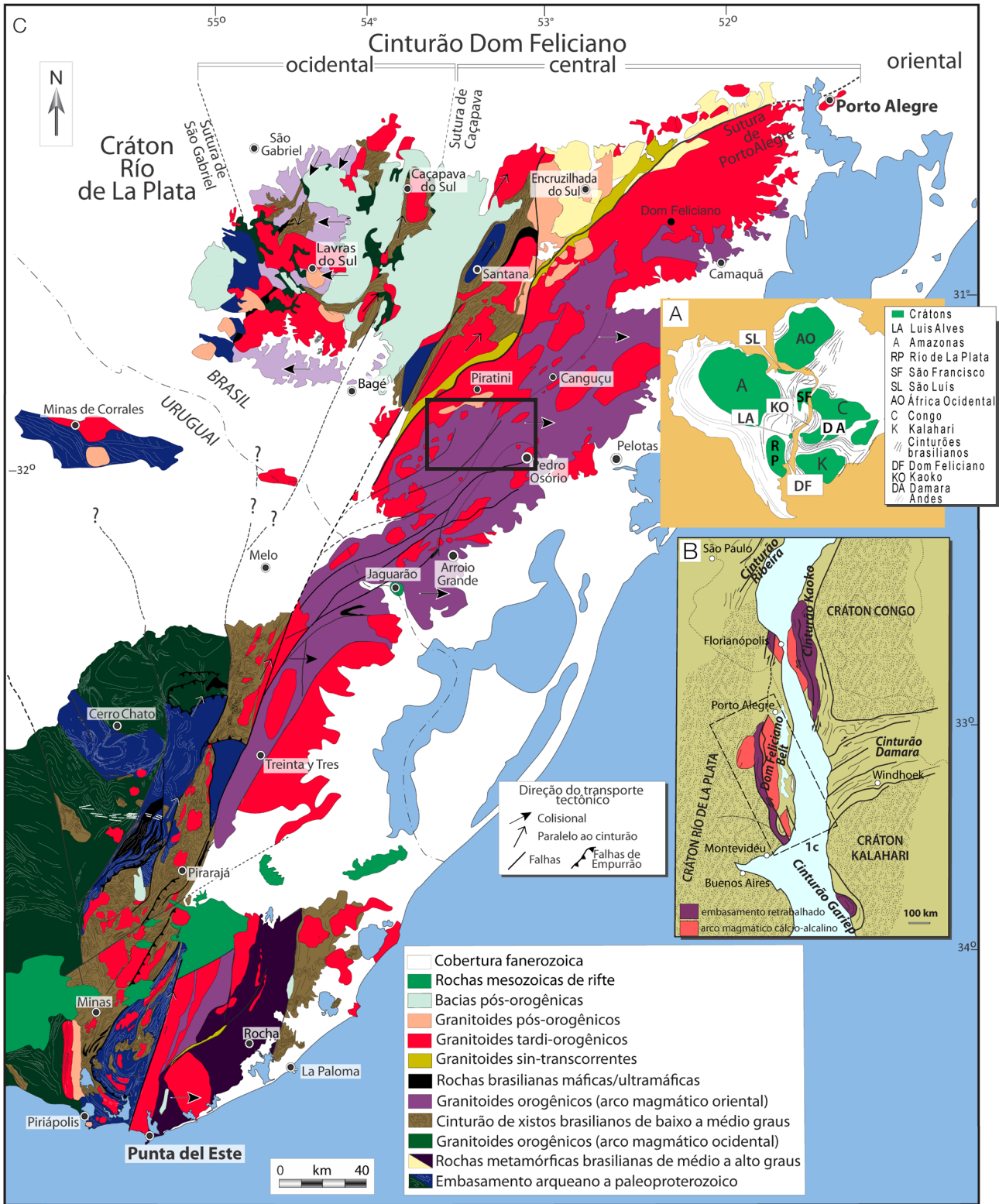
Neste artigo, apresenta-se uma análise integrada das intrusões básicas do sudeste do CDF, a partir de trabalhos de campo, caracterização mineral e petrográfica com descrição de texturas/microestruturas e microanálise, bem como a caracterização geoquímica em rocha total (elementos maiores e traços). Com isso, propõe-se a discriminação dessas rochas em duas associações distintas, Associação I (AI) e Associação II (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 CDF, posicionado entre os crátons Rio de La Plata e Kalahari (Figura 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 brasileira, 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 (Figura 1C).

A área de estudo (retângulo na Figura 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



Fonte: extraído e modificado de Masquelin et al. (2012).

Figura 1. Contexto geotectônico e geológico do Cinturão Dom Feliciano. (A) Configuração das áreas cratônicas e faixas móveis no Gondwana; (B) Cinturão Dom Feliciano e cinturões africanos correlatos no Gondwana; (C) contexto geológico regional do Cinturão Dom Feliciano no Brasil e Uruguai, com localização da área de estudo (retângulo).

pelo método SHRIMP U-Pb em zircão, respectivamente, de 781 ± 5 e 609 ± 17 Ma (Silva et al., 1999), bem como idades Pb-Pb (TIMS) entre 625 e 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).

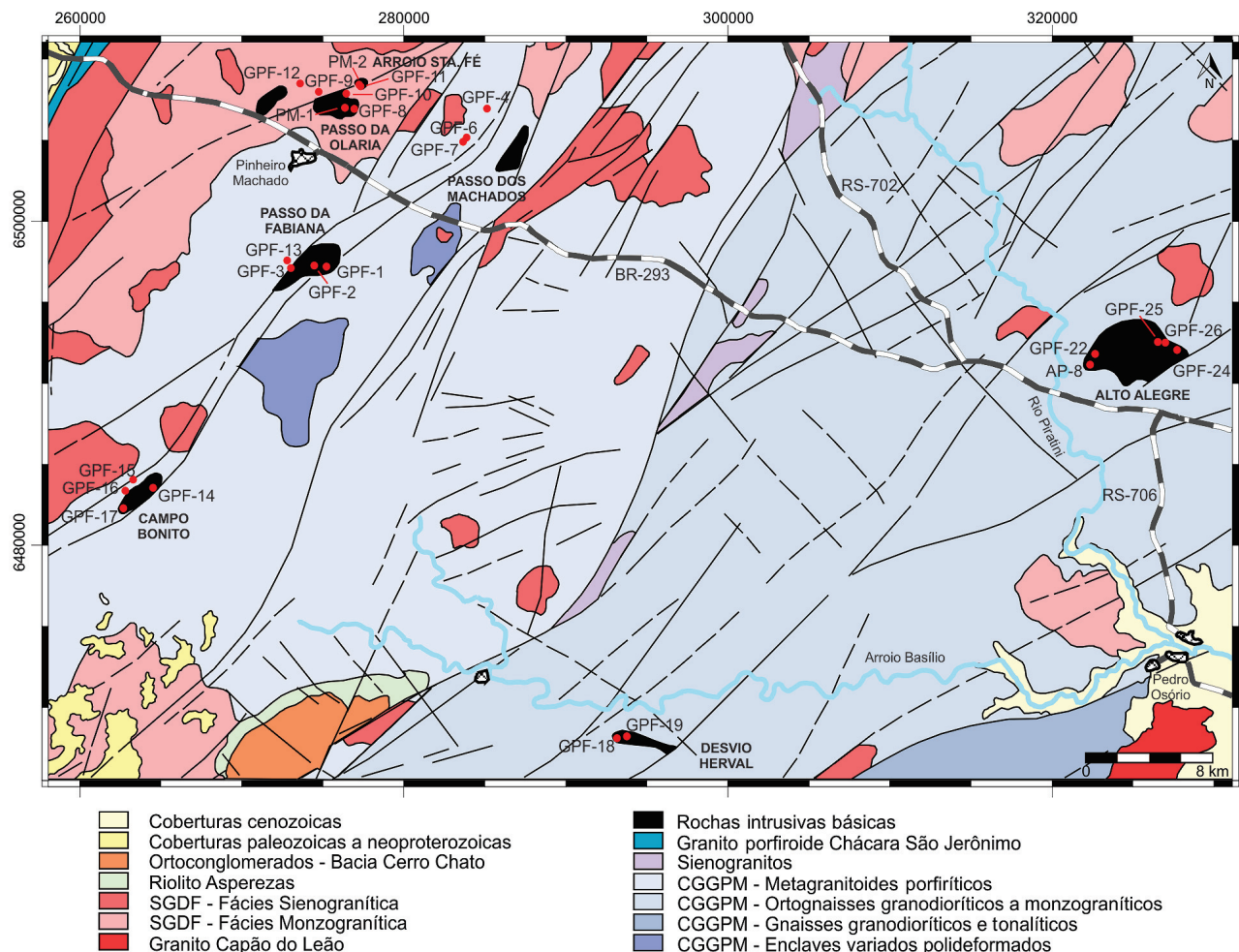
GEOLOGIA LOCAL

Os primeiros registros da ocorrência de rochas básicas no leste do ESRG constam de 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. (1984) e Moreira e Marimon (1984). O mesmo foi proposto para a ocorrência do Arroio Santa Fé (Figura 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. Isso 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 triplíceis, 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 foram denominadas Gabros Passo da Fabiana em Fragoso-Cesar (1991).

Ramgrab et al. (1994) consideram todas as ocorrências de forma integrada, e propõem a separação de duas associações: Gabros Passo da Fabiana e Diorito Capim Branco.



SGDF: Suíte Granítica Dom Feliciano; CGGPM: Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado.

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

A primeira representada por rochas básicas estratiformes com textura cumulática reliquiar e a segunda, por rochas dioríticas com quartzo dioritos, granodioritos e monzogranitos subordinados, submetidas a um evento metamórfico regional que, por vezes, oblitera as texturas ígneas reliquiares.

Nos mapeamentos regionais subsequentes, essas rochas foram agrupadas na unidade “intrusivas básicas”, discriminando-se, em base mineralógica, termos toleíticos e cálcio-alcalinos (Ramgrab e Wildner, 2000); sendo posteriormente designadas indiscriminadamente como “Gabro Passo da Fabiana” (Wildner et al., 2005).

As rochas intrusivas básicas ocorrem no entorno dos municípios de Pinheiro Machado e Pedro Osório, Rio Grande do Sul (Figura 2), e segundo Ramgrab e Wildner (2000), compreendem 8 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. (1994).

A AI, 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, anfíbólio, flogopita, minerais opacos e apatita. A AII, diorítica a gabroica, compreende as ocorrências do Alto Alegre, Passo dos Machados e Campo Bonito, as quais são isotrópicas a localmente foliadas. Essas contêm plagioclásio, anfíbólio abundante, biotita, quartzo tardio, titanita, minerais opacos, apatita e zircão.

De acordo com Ramgrab e Wildner (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, nessa região, nas fácies sieno e monzogranítica. A primeira, formada por *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 porfiríticos, 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 de composição granítica. 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 isotrópicas.

No entorno da ocorrência do Arroio Santa Fé afloram ainda biotita sienogranitos equigranulares médios, nos quais são comuns feições de mistura entre magmas máficos e félsicos, com brechas magmáticas; bem como enclaves microgranulares máficos (MME — *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 aplitos e apófises graníticas a pegmatíticas com espessura de 10 a 20 cm, direção geral NE-SW e mergulhos altos a subverticais.

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. Essas rochas podem ser maciças, porém é comum também apresentarem foliação magmática incipiente a moderada, marcada por biotita e/ou feldspato alcalino. São rochas predominantemente leucocráticas ($M' = 8$ a 30%), estando os termos enriquecidos em máficos vinculados às zonas com MME, os quais, por vezes, são alongados (30 a 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 E-W de composição granítica.

MATERIAIS E MÉTODOS

Os dados magnetométricos regionais, correspondentes à região delimitada 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). Esses foram adquiridos segundo linhas de voo N-S, com espaçamento médio de 500 m, altitude média de 100 m e intervalos de amostragem de 6 a 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 foram descritas 24 lâminas, para as quais foram confeccionados fotomosaicos, construídos

a partir de fotomicrografias. As análises modais (contagem média de 970 pontos/amostra) foram efetuadas no software Photoshop CS5®, de forma manual, através de malha com espaçamento regular de 1 mm.

As texturas e microestruturas foram analisadas tanto por microscopia óptica quanto por imagens de elétrons retro-espalhados (*backscattered electrons* — BSE), análises químicas pontuais semiquantitativas e mapeamento composicional, obtidos por *energy dispersive spectrometry* (EDS). 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 do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (CPGq-UFRGS), o qual operou em condições de 15 kV, *working distance* 10 a 13 mm e *spotsize* 55 a 60. As análises quantitativas de química mineral por *wavelength dispersive spectrometry* (WDS) 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), utilizando-se a técnica de espectrometria de emissão atômica por plasma indutivamente acoplado (ICP-AES) para elementos maiores; e de espectrometria de massa com fonte de plasma indutivamente acoplado (ICP-MS), para traços. Nos diagramas e classificações, foram considerados 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 regionais delimitadas em branco (Figura 3). As ocorrências básicas 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 corpo do 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. Esse conjunto de estruturas regionais que se estende desde Santa Catarina ao extremo sul do Rio Grande do Sul, definido por Bitencourt e Nardi (2000), denomina-se Cinturão de Cisalhamento Sul-Brasileiro (*Southern Brazilian Shear Belt*).

Os corpos básicos caracterizam-se por altos magnéticos relativos, sendo que pronunciada anomalia magnética dipolar (campo magnético anômalo), sob a intrusão do 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 rochas, segundo as recomendações da *International Union of Geological Sciences* – IUGS (Le Maitre, 2002), juntamente aos resultados da contagem modal, encontra-se na Tabela 1.

Associação I

Essa associação compreende as ocorrências do Passo da Fabiana, Passo da Olaria, Arroio Santa Fé e Desvio Herval. Engloba rochas gabroicas geralmente cumuladas, equigranulares médias ou grossas, esbranquiçadas a acinzentadas e predominantemente mesocráticas (Tabela 1).

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 (Figura 4A), ou então, irregular com limites difusos e gradativos (Figura 4B). O acamamento possui direção NW-SE, com mergulho moderado para NE, na ocorrência do Passo da Fabiana. Estratificação similar ocorre no Passo da Olaria, o qual também exhibe 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 (Tabela 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, os cristais de plagioclásio exibem padrões de zonação irregular, localmente do tipo *patchy*, por vezes com 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 de plagioclásio tabular mais grosso, de composição cálcica; e *intercumulus* formada por cristais de plagioclásio anédrico mais sódico, como mostra o mapa composicional por EDS (Figura 4C).

O segundo tipo textural (b) consiste de grãos médios, tabulares, subédricos a euédricos, com maclas polissintéticas simples, exibindo orientação preferencial de forma incipiente. Quando presente em áreas com textura heteroadcumulada, forma chadacristais arredondados a parcialmente reabsorvidos, exibindo golfos de corrosão. A composição dos tipos é

dominantemente bitownita, com An_{74-81} (WDS — GPF-3B) e An_{72-73} (EDS — PM-01). No entanto, alguns grãos mais finos e tardios do tipo (b) correspondem à labradorita, com An_{50-57} (WDS — GPF-3B). Exemplos de análises químicas representativas constam na Tabela 2.

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

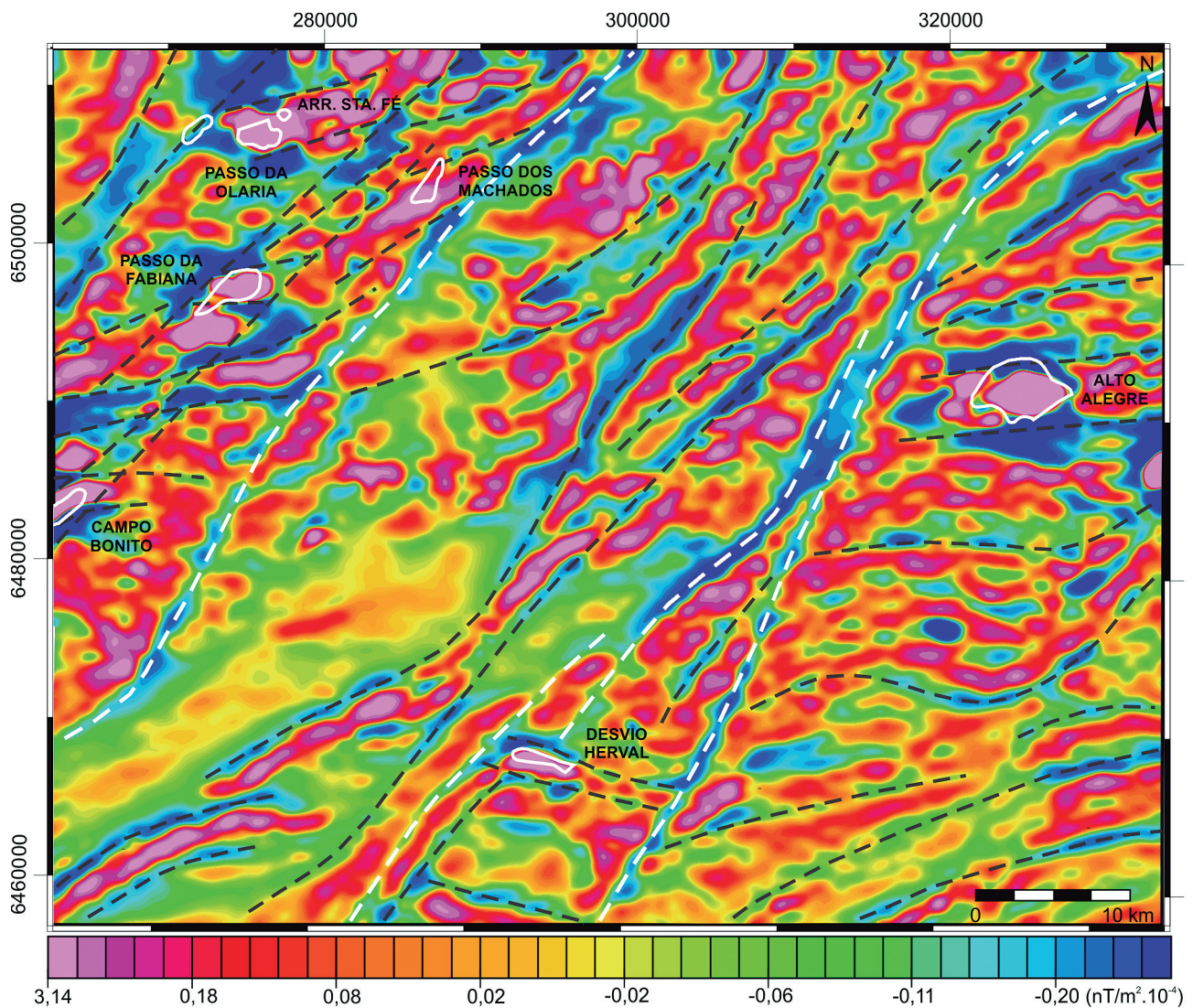


Figura 3. Mapa magnetométrico da segunda derivada vertical, com filtro de redução ao polo e continuação vertical para 500 m. Linhas tracejadas em branco constituem estruturas de grande escala, delimitando distintos domínios regionais. As linhas tracejadas em preto marcam as outras principais estruturas em grande escala e as relacionadas aos corpos, os quais estão delimitados com contorno em linha branca contínua, conforme a Figura 2.

A olivina ocorre em grãos subédricos médios a grossos, orientados, no olivina gabro (19% de Ol). O clinopiroxênio também é comum nessa 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 — Figura 4E). De modo subordinado, o clinopiroxênio ocorre como chadacristais anédricos com pronunciados golfos de corrosão, inclusos em anfibólio poiquilítico (Figura 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 com contatos pouco nítidos, inclusos nesses minerais (GPF-9 e 12).

O ortopiroxênio nos gabronoritos (6 a 10%) forma coronas ao redor de grãos anédricos de olivina, associado a simplectitos com magnetita, sugestivos de reação no estágio pós-magmático. No entanto, ocorre localmente como cristais 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 exibe pleocroísmo em tons castanhos e ocorre como oicocristais poiquilíticos anédricos, grossos a muito grossos, englobando chadacristais intensamente corroídos de clinopiroxênio, plagioclásio e olivina subordinada (Figuras 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

Tabela 1. Resultados da contagem modal (em %), seguida da nomenclatura da rocha com base no recálculo para 100% da mineralogia essencial.

Amostra	Minerais														Classificação
	Pl	Cpx	Opx	Ol	Hbl	Bt	Phl	Afs	Qz	Ap	Ttn	Zrn	Opq	Sec	
Associação I															
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-13l (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															
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

PF: Passo da Fabiana; PO: Passo da Olaria; DH: Desvio Herval; CB: Campo Bonito; PM: Passo dos Machados; AA: Alto Alegre; tr.: minerais com porcentagem traço, inferior a 1%.

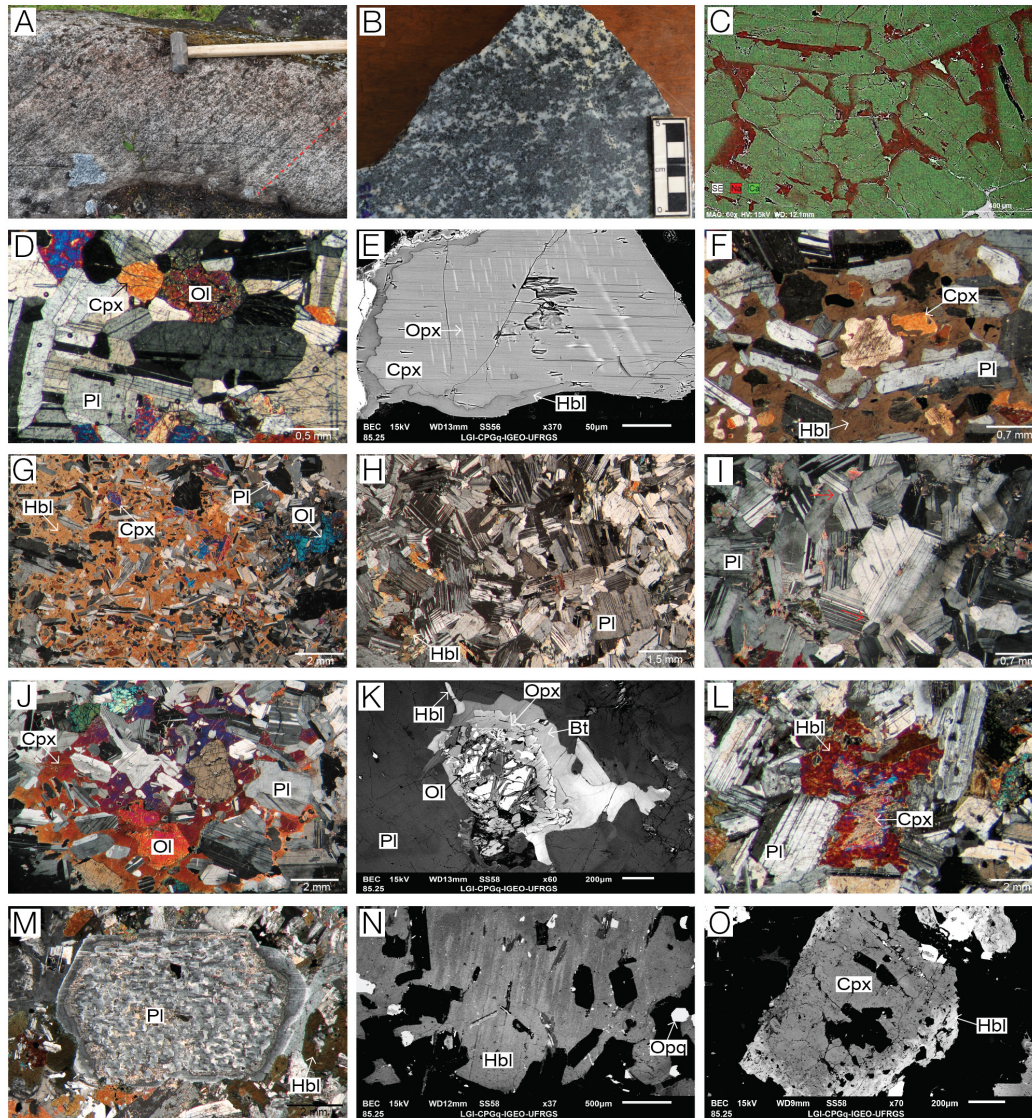


Figura 4. Principais aspectos petrográficos e texturais das rochas intrusivas básicas. (A) Acamamento modal centimétrico em leucogabro, segundo orientação da linha tracejada (ponto GPF-3); (B) aspectos macroscópicos do acamamento, onde se observam contatos irregulares e gradativos entre a camada enriquecida 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: 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 (fotomicrografia em polarizadores cruzados – PM-01); (G) textura heteroadcumulada com anfibólios poiquilíticos em Px-hbl gabronorito (fotomicrografia em polarizadores cruzados – GPF-3B); (H) cumulado de plagioclásio, com maclas complexas e máficos intersticiais (GPF-19, fotomicrografia em polarizadores cruzados – FPC); (I) plagioclásio central com maclas complexas e desenvolvimento de contatos tríplices, indicado pelas setas, devido ao equilíbrio textural (fotomicrografia em polarizadores cruzados – GPF-1); (J) textura poiquilítica em fotomicrografia em polarizadores cruzados, 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, manteedo sucessivamente por ortopiroxênio e biotita magnesiânica, com uma lamela fina de hornblenda, como fase tardia; (L) núcleo de clinopiroxênio, parcialmente preservado, incluso em hornblenda (FPC – GPF-13l); (M) feições de reabsorção com textura em peneira (*sieve*) em núcleo de plagioclásio, contornado por bordas límpidas (fotomicrografia em polarizadores cruzados – GPF-14); (N) zonação composicional do anfibólio em imagem *backscattered electrons* (GPF-22); (O) imagem *backscattered electrons* de clinopiroxênio, substituído por hornblenda nas bordas (GPF-17). (Whitney e Evans, 2010).

amostras (e.g., GPF-13m), exibe tonalidades mais claras, formando oikocristais anédricos grossos a muito grossos, definindo a textura poiquilítica dominante. No olivina gabro, esse mineral exibe 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 gabroritos e olivina gabro.

Os termos leucocráticos dessa associação ocorrem predominantemente nos Gabros Passo da Fabiana, em uma amostra do Desvio Herval, e são ausentes no Passo da Olaria. Esses são representados por olivina leucogabro, hornblenda leucogabros e leucogabros (Tabela 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 adcumulos desse mineral, a exemplo da amostra GPF-19, na qual sua abundância chega a 76% (Figura 4H). Contatos irregulares ondulados e abaulados entre os grãos são predominantes, entretanto, alguns apresentam contatos poligonais localmente (Figura 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 cumulos. Localizadamente, chadacristais arredondados desse mineral ocorrem inclusos em piroxênio (Figura 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 (Figura 4J), formando texturas poiquilíticas e poiquilofíticas. O ortopiroxênio, nessa amostra, ocorre predominantemente como mantecamentos associados a simplectitos de óxidos de Fe-Ti, ao redor da olivina (Figura 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 (Figura 4K). Segundo análises EDS, constituem biotitas magnesianas, com teores de MgO entre 17 e 21%, o que equivale a um mg# entre 0,6 e 0,65, próximo ao limite químico biotita-flogopita ($\approx 0,67$).

Nos hornblenda leucogabros e leucogabros, a hornblenda exibe 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

Tabela 2. Análises químicas pontuais em minerais representativos.

Amostra	Min.	Óxidos (wt%)										Total
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	FeO	TiO ₂	MnO	Cr ₂ O ₃	
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*	47,74	32,77	16,27	2,23	0,07	0,02	0,34	0,05	< 0,02	-	99,48
GPF-3B (PF)	Pl*	53,00	28,81	11,70	4,77	0,19	0,03	0,36	< 0,01	< 0,02	-	98,82
GPF-3B (PF)	Cpx*	51,30	2,63	18,01	0,25	< 0,01	15,60	10,36	0,46	0,27	0,16	99,03
GPF-3B (PF)	Cpx*	50,98	2,44	20,16	0,26	< 0,01	14,68	9,96	0,47	0,28	0,12	99,36
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	48,89	31,53	14,16	3,91	-	-	-	-	-	-	98,50
AP-8 (AA)	Pl*	57,08	26,69	8,48	6,93	0,05	< 0,01	< 0,01	0,03	< 0,02	-	99,23
AP-8 (AA)	Pl*	53,98	28,68	10,88	5,39	0,03	< 0,01	0,14	0,03	< 0,01	-	99,12
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

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).

grossos, englobando chadacristais de plagioclásio e clinopiroxênio. Nesses casos, o último exibe contatos irregulares e golfos de corrosão. São ainda comuns relictos parcialmente preservados de clinopiroxênio inclusos em anfibólio (Figura 4L), referendando os processos de hidratação. No leucogabro do Desvio Herval (GPF-19), os minerais máficos ocorrem como agregados intersticiais (Figura 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 minerais opacos em amostras mais alteradas para tremolita e/ou clorita (GPF-12 e GPF-18) pode sugerir que pelo menos parte desses esteja associada à alteração da mineralogia máfica.

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 fraturas milimétricas preenchidas 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

Na AII, os três corpos incluem tipos petrográficos distintos (Tabela 1), com hornblenda dioritos (Alto Alegre), biotita-hornblenda quartzo dioritos (Passo dos Machados) e hornblenda gabros (Campo Bonito). Constituem-se por rochas acinzentadas, mesocráticas, predominantemente isótropas e equigranulares médias a grossas. No entanto, foliação localizada marcada pela orientação preferencial de forma do plagioclásio e anfibólio ocorre no Alto Alegre; e por 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 básicos e ácidos, 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:

1. 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 (Figura 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;

2. consiste de grãos íntegros e bem preservados, similares ao tipo (b) da AI.

Na ocorrência do Alto Alegre, o plagioclásio apresenta dois intervalos composicionais, não havendo correlação direta com os tipos texturais presentes na rocha. O primeiro grupo, dominante, corresponde a andesina (An_{40-50}), e o segundo, pouco expressivo (15% das análises) consiste de labradorita, com teores de An_{53-69} (WDS — AP-8). O último corresponde tanto a núcleos de grãos do tipo (1) quanto a núcleos e bordas de cristais do tipo (2). Imagens BSE em outra amostra do mesmo corpo (GPF-22) demonstram três grupos texturais:

1. grãos com zonação normal, como população dominante;
2. grãos com zonação inversa, por vezes concêntrica, em segundo lugar;
3. grãos homogêneos não zonados, subordinados.

A variação composicional também é confirmada (CaO entre 8,2 e 14,4%; análises EDS).

No Passo dos Machados, o plagioclásio exibe zonação oscilatória concêntrica, com núcleos e bordas com composição 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, esverdeada a castanha, é o principal mineral máfico da AII, por vezes com abundância superior a 40 a 50%. Foram identificados os seguintes tipos texturais:

1. 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; Figura 4N);
2. grãos subédricos a anédricos, médios a finos;
3. cristais prismáticos e euédricos grossos;
4. grãos poiquilíticos subédricos a anédricos, grossos a muito grossos, englobando plagioclásio e clinopiroxênio;
5. grãos médios a finos, subédricos a euédricos.

No Alto Alegre, o tipo textural dominante na hornblenda é o (1), com os tipos (2) e (3) subordinados. No Passo dos

Machados ocorre apenas o tipo textural (2), enquanto no Campo Bonito predomina o tipo (4), com população minoritária do grupo (5). Outra feição comum aos anfibólitos nesse 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 (Figura 4O), evidenciando os processos de hidratação progressiva no estágio magmático, também nessa associação.

A biotita, mais abundante no Passo dos Machados (9 a 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 minerais opacos, segundo análises EDS, são predominantemente 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 minerais opacos. Esses podem constituir autólitos, já que apresentam a mesma mineralogia da rocha encaixante, 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 e 43,9%, no Passo da Olaria e Desvio do Herval. Nessa associação, teores elevados de Al_2O_3 (17,4 a 26,3%) e de CaO (11,9 a 15%) em determinadas amostras são atribuídos a cumulados, ou ao maior conteúdo de plagioclásio cálcico.

Quanto aos cumulados desse 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 ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,68$ a $1,79$) quanto elevados conteúdos de Sr (821 a 914 ppm), enquanto a amostra GPF-2A, mais rica nesse mineral (82%), exibe $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,25$ 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 (1.014 a 1.084 ppm), com pronunciada anomalia positiva de Eu para o primeiro ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,89$) e sutil no segundo ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,16$).

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

No Passo da Olaria, os valores mais altos de MgO (6,6 a 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_3 , 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 a 47,0%) ocorrem no Alto Alegre, o que pode ser atribuído ao elevado conteúdo de hornblenda (41 a 54%). Isso poderia explicar também altos teores de Fe_2O_3 , 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 à AI. Rochas básicas a fracamente intermediárias (SiO_2 46 a 54,2%) ocorrem no Campo Bonito, enquanto no Passo dos Machados, onde se observam feições de interação entre magmas básicos e diferenciados, predominam rochas intermediárias (SiO_2 53,3 a 55,7%). Nesse último corpo, 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 básicas incluem rochas subalcalinas, com altos teores de alumina (Al_2O_3 16,9 a 26,3%) e conteúdo de álcalis crescente da AI para a AII (diagrama TAS; Figura 5A). O diagrama $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (Figura 5B) foi construído sem incluir as amostras francamente cumuladas acima referidas. Nesse, as rochas de ambas associações, exceto as do Passo dos Machados, que se classificam como alto-K, definem um *trend* típico de fracionamento, com crescimento moderado de K_2O , e mais acentuado de SiO_2 . Isso pode indicar derivação a partir de magmas parentais cálcio-alcalinos de médio-K, próximo ao limite inferior, com os de baixo-K.

Nos diagramas multielementares (Figura 6), valores menores do número de magnésio para as rochas da AII (Mg# 41 a 58%) evidenciam a sua natureza mais evoluída, ao passo que a AI apresenta valores mais altos e ampla variação (Mg# 46 a 76%). Diferenças adicionais entre as associações são

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

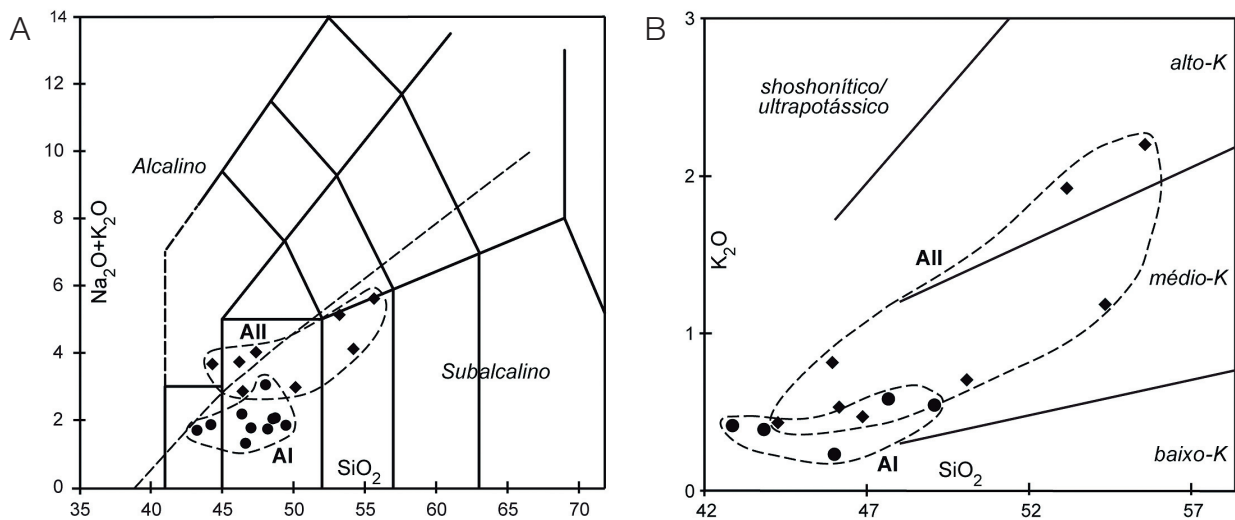
Amostra	Unidade	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ t	MgO	MnO	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
GPF-1	PF	45,73	22,35	6,51	8,17	0,09	0,025	0,22	13,67	1,58	0,15	0,01
GPF-2A	PF	47,24	21,38	5,59	6,86	0,08	0,033	0,27	14,61	1,81	0,20	< 0,01
GPF-3B	PF	46,65	19,88	7,42	8,02	0,11	0,041	0,35	13,92	1,52	0,17	0,02
GPF-13	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	1.084,3	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	1.014,0	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	1.008	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

Continua...

Tabela 3. Continuação.

Amostra	Unidade	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm
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

Siglas conforme Tabela 1; LOI: *loss on ignition* (perda ao fogo).



AI: Associação I (círculos); AII: Associação II (losangos).

Fonte: extraído e adaptado de Le Maitre (2002), em base anidra.

Figura 5. Diagramas geoquímicos demonstrando a afinidade das associações I e II quanto aos elementos maiores. (A) Classificação das rochas da associação I e II no diagrama TAS; (B) classificação das rochas da associação I e II no diagrama K_2O-SiO_2 , excluindo-se os cumulados.

destacadas pelas maiores concentrações de CaO na AI; e de Na₂O, P₂O₅, 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 (Figura 7). A AI (Figura 7A) apresenta padrões levemente enriquecidos em relação ao manto primitivo, predominantemente nos ETRL, pouco fracionados, com $La/Yb_N < 5,9$ (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 e 1,07, e os padrões são mais variados (Figura 7B). As rochas do Alto Alegre e Passo dos Machados são as que exibem maior conteúdo total de ETR (125 a 263 ppm), sugerindo derivação a partir de líquidos mais fracionados, apesar de incluírem termos contrastantes quanto ao conteúdo de SiO₂, no Alto Alegre (Tabela 3).

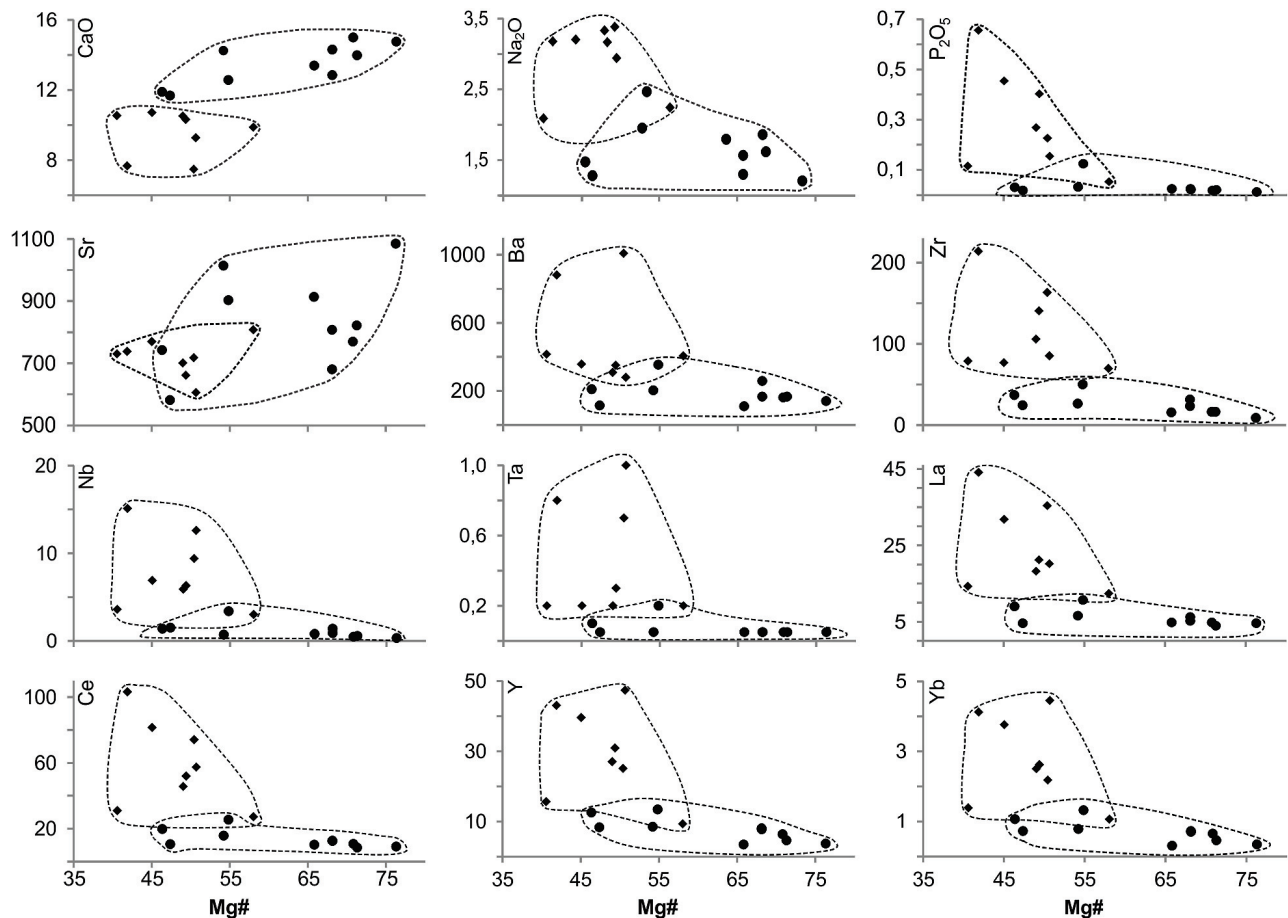
Padrões de ETR pouco fracionados ($La/Yb_N = 5$ a $5,8$) e anomalias negativas incipientes de Eu ($Eu/Eu^* = 0,8$ a $0,9$) caracterizam as rochas do Alto Alegre, enquanto padrões mais fracionados ($La/Yb_N = 7$ a 11) referendam a natureza

mais evoluída dos quartzos dioritos do Passo dos Machados. No Campo Bonito, os padrões das rochas básicas se aproximam daqueles da AI ($La/Yb_N = 7$ a 8), enquanto a amostra intermediária exibe padrão pouco fracionado ($La/Yb = 3,1$) e anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0,65$), 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.

DISCUSSÃO

Feições texturais e processos de diferenciação magmática

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



Círculos: Associação I; losangos: Associação II.

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.

Na AI, os gabronoritos e hornblenda gabros possuem cumulos 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 inicial de *mushes* cristalinos com 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* pode ter ocorrido, explicando o aquecimento prolongado, evidenciado pelas feições de reação *subsolidus*.

Assim, a formação dos cumulos de plagioclásio nesses corpos pode 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 à classificação de algumas ocorrências como granulitos máficos do “Maciço Pelotas” (Horbach et al., 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, pode indicar a atuação desses 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 (Passo da Olaria e Passo da Fabiana), ou então pelos cristais finos e tardios de hornblenda e/ou biotita-flogopita, nos olivina gabros e Px-hbl gabronoritos.

Na sequência, 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.

Esses processos representariam o último evento de recarga-remobilização que pode ter afetado essa 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 suas 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).

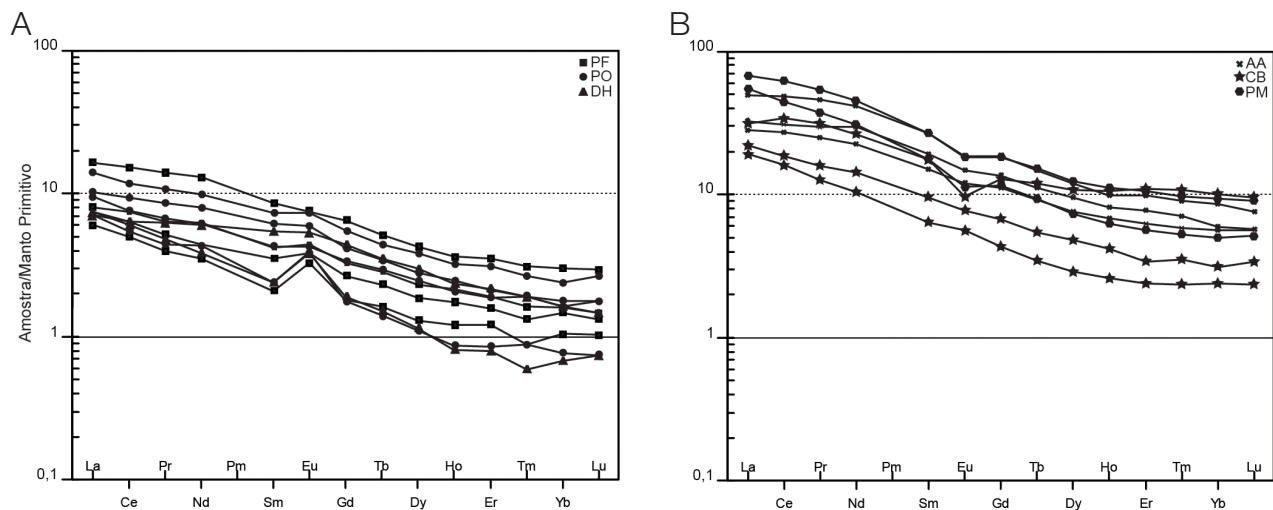


Figura 7. Padrões de ETR normalizados ao manto primitivo (McDonough e Sun, 1995) para as rochas intrusivas básicas. (A) Associação I; (B) Associação II. Siglas para os corpos conforme Tabela 1.

Por fim, outras feições texturais anteriormente consideradas evidências de um evento metamórfico em fácies xisto-verde a anfibólito inferior (Ramgrab et al., 1994), são aqui consideradas como resultado dos processos de hidratação tardia (substituição de piroxênio por hornblenda) e alteração deutérica tardi-magmática a *subsolidus* (substituição dos máficos por 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 (1), 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, por processos de recarga no reservatório. As bordas límpidas que sucedem os 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 (2), representando autocristais.

Esse processo parece ser referendado também pelos diferentes grupos texturais do anfibólito. Nesses, em termos gerais, os cristais menores e euédricos aparentam ser precoces, enquanto os maiores, poiquilíticos, podem 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 estruturas indicativas de interação entre magmas básicos e ácidos, 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, indica a participação de líquidos mais fracionados na evolução magmática desses corpos.

Assinaturas geoquímicas

O efeito superimposto dos variados processos de diferenciação magmática suprarreferidos por vezes dificulta a individualização geoquímica das associações, através dos elementos maiores. Da mesma forma, os termos menos diferenciados

de ambas as 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 anfibólito na AII (Alto Alegre).

Amostras com SiO₂ entre 45 e 52% são dominantes, sugerindo derivação a partir de magmas basálticos subalcalinos, com maior conteúdo de álcalis na AII (Figura 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 (Figura 5B). Os dados petrográficos 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). 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 anfibólito 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 afiricas, como aquelas com conteúdo de Al₂O₃ entre 15 e 18%, e TiO₂ ≈ 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 a 53% de SiO₂, Al₂O₃ ≥ 17,5%, MgO < 9% e CaO ≥ 8,5%.

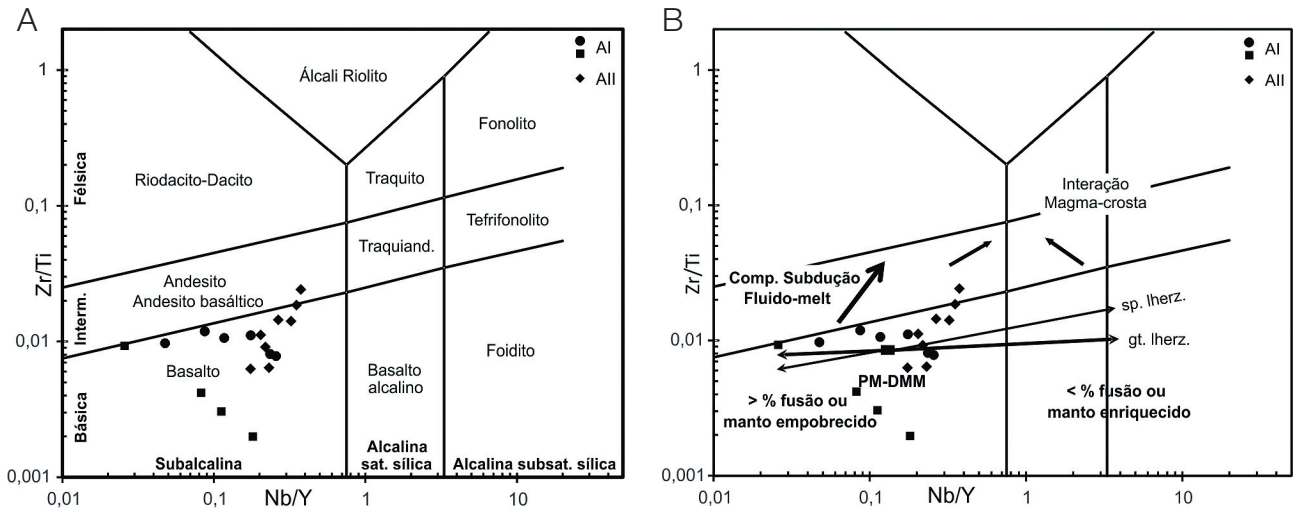
Para rochas com MgO ≥ 8%, em base anidra, do Passo da Fabiana, Passo da Olaria e Desvio Herval (AI), valores de Al₂O₃ entre 17 e 23% e 12 a 15% de CaO sugerem derivação a partir de HAB. Teores similares de Al₂O₃ e CaO, porém menores de MgO (< 7%) no Alto Alegre aparentemente apontam maior efeito do fracionamento de olivina e clinopiroxênio em profundidade, a partir de magmas basálticos hidratados.

No diagrama Zr/Ti *versus* Nb/Y de Winchester e Floyd (1977, modificado por Pearce, 1996), a classificação das associações como basaltos subalcalinos é confirmada, observando-se maior efeito da diferenciação na AII (Figura 8A). A similaridade nas razões Zr/Ti sugere 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 (Figura 8B).

O diagrama triangular Y-La-Nb de Cabanis e Lecolle (1989) individualiza três domínios, correlatos a três grandes ambientes geotectônicos, em rochas pouco diferenciadas (Figura 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 essas, as de ambientes tardi a pós-orogênicos. As rochas básicas de ambas as associações se classificam 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 indica que essas rochas tenham se formado diretamente via subducção, de forma que essas assinaturas podem ser o reflexo das modificações que afetaram o manto, durante evento de subducção prévia.



Círculos: Associação I (com amostras francamente cumuladas ou alteradas representadas por quadrados); losangos: Associação II; PM: *primitive mantle*; DMM: *depleted MORB mantle*; sp. lherz.: espinélio lherzolito; gt. lherz.: granada lherzolito

Figura 8. (A) Diagrama Zr/Ti versus 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.

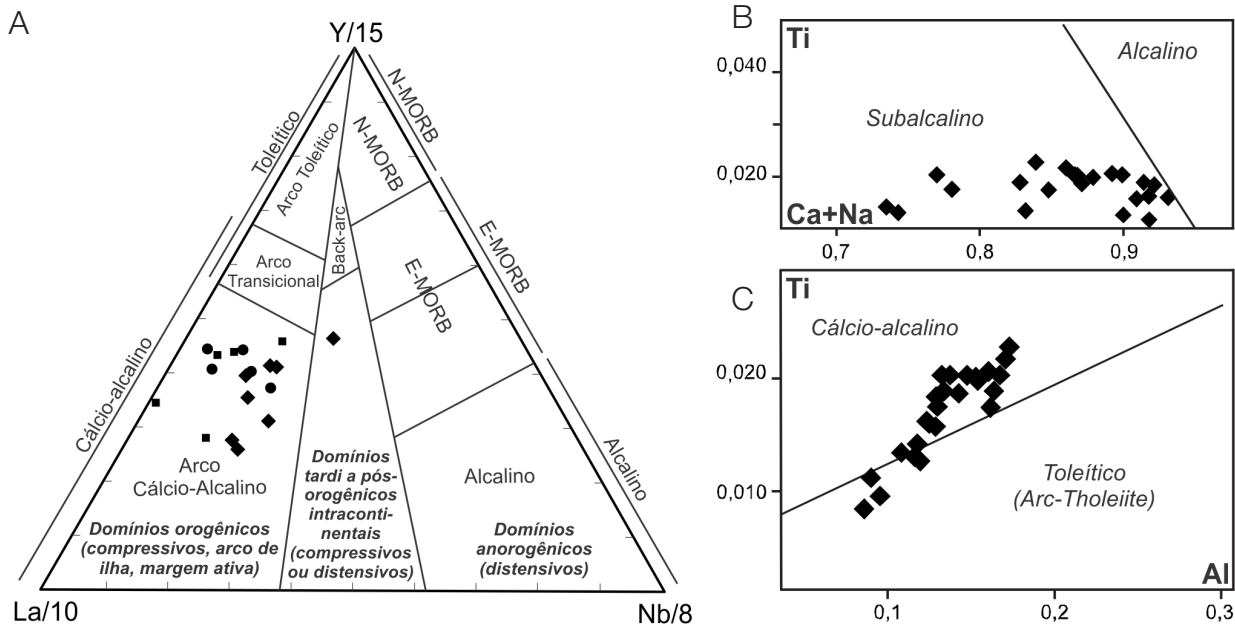


Figura 9. Diagramas petrogenéticos: (A) Diagrama La/10-Y/15-Nb/8 (Cabanis e Lecolle, 1989) em rocha total, símbolos conforme Figura 8; (B) e (C) diagrama Ti versus (Ca + Na) e Ti versus Al (Letterier et al., 1982), com base na composição do clinopiroxênio (amostra GPF-3B — AI) (íons com base em 6 O).

A discriminação do ambiente geodinâmico com base na composição do clinopiroxênio, de acordo com Letterier et al. (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 versus Ca + Na (Figura 9B), ao passo que a transição de magmas de afinidade toleítica para cálcio-alcalina (ca. 90% das análises) é evidenciada no diagrama Ti versus Al (Figura 9C).

De qualquer modo, as diferenças nos padrões de ETR, os menores teores de CaO e Mg#, o maior conteúdo de álcalis, P₂O₅, Zr, Nb, Y e total de ETR na AII são por nós considerados 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 os magmas básicos, quando alojados 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 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 H₂O, 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 de 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.

Dessa forma, percebe-se que o contexto em que as intrusões básicas se inserem é compatível com esse modelo. Essas intrusões podem representar assim os líquidos basálticos extraídos do manto, e alojados na base da crosta. A progressiva hidratação desses líquidos, registrados nas feições texturais, pode ter ocorrido durante a sua permanência nas DCHZ. Isso levaria à estabilização das fases hidratadas e ao desequilíbrio das fases mais precoces e anídras (piroxênio e olivina). Ao hidratarem-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*. Aliada à hidratação, a presença de descontinuidades litosféricas é fator decisivo na ascensão dos magmas que constituirão esses corpos (Solano et al., 2012).

A existência de descontinuidades na área, suscitadamente sugerida por Fragoso-Cesar (1991), é confirmada através das

assinaturas geofísicas (Figura 3), onde se observa a influência de grandes estruturas regionais, por vezes com padrões entrecruzados, as quais controlam o posicionamento dos corpos. Bitencourt e Nardi (2000) destacam a importância dessa extensa rede entrecruzada de estruturas incluídas no Cinturão de Cisalhamento Sul-Brasileiro na geração do magmatismo pós-colisional cálcio-alcalino; inclusive com termos dioríticos e outras rochas básicas subordinadas. Apesar de as intrusões básicas não exibirem nenhuma feição de deformação que possa indicar a atuação de tectônica sintranscorrente à sua colocação, essas estruturas prévias podem ter atuado como zonas de fraqueza, já em um regime extensional, formando condutos para a colocação dos corpos (< 600 Ma). Esse modelo também é referendado pela concepção dos autores supracitados.

As texturas resultantes de mistura de magmas 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 *mafic-silicic layered intrusions* (MASLI). Esse 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 sugerem 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 os modelos apresentados, levantam-se as seguintes hipóteses para trabalhos futuros: poderiam as rochas intrusivas básicas representar pulsos precursores do magmatismo relacionado à geração dos granitoides; bem como episódios de recarga e/ou reintrusão desse sistema, por magmas pouco diferenciados? Ou ainda, intrusões individuais posteriores ao posicionamento dos granitoides, facilitadas pelas estruturas pré-existentes? Trabalhos posteriores focados na caracterização geocronológica e estudos isotópicos a fim de determinar possíveis fontes e processos evolutivos para essas rochas auxiliarão na análise e melhor delimitação dessas possibilidades.

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 em cumulos exibindo acamamento modal cíclico, no qual a fase *cumulus* consiste de plagioclásio, com olivina subordinada. Apresenta ainda clino e ortopiroxênio, anfibólio, flogopita, minerais opacos e apatita. A AII (Alto Alegre, Passo dos Machados e Campo Bonito), diorítica a gabroica, engloba rochas maciças 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 possibilitam a ascensão e a colocação desses magmas em níveis superiores. A concordância entre as estruturas correlacionadas aos corpos, com expressivos lineamentos regionais associados às encaixantes, sugere o vínculo entre as intrusivas básicas, e a evolução e o posicionamento dos granitoides.

Ambas as associações são subalcalinas, com afinidade cálcio-alcalina médio-K (AI) e médio a alto-K (AII). Os altos teores de alumina ($Al_2O_3 > 17\%$), mesmo para os termos não cumulos, 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, originando rochas ricas em anfibólio, parecem ser mais expressivas na AII.

AGRADECIMENTOS

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), a concessão da bolsa de mestrado acadêmico; ao Laboratório de Geologia Isotópica, as análises em microscopia eletrônica de varredura; e ao Laboratório de Microsonda Eletrônica, ambos do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq) do Instituto de Geociências (IGEO) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Ao Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira (Universidade Federal do Paraná – UFPR), o processamento

dos dados aerogeofísicos. Às contribuições e sugestões da revisora Profa. Dra. Maria de Fátima Aparecida Saraiva Bitencourt, e à revisão anônima.

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. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi084>
- Bitencourt, M. F., Nardi, L. V. S. (2000). Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1), 184-187.
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.042>
- 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*. Nova 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. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2011.03.019>
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM. (2010). *Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 260 p.
- 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. <https://doi.org/10.1007/BF00372004>
- Draper, D. S., Johnston, A. D. (1992). Anhydrous PT phase relations of an Aleutian high-MgO basalt: an investigation of the role of olivine-liquid reaction in the generation of arc high-alumina basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 112(4), 501-519. <https://doi.org/10.1007/BF00310781>

- 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*. Tese (Doutorado). São Paulo: Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências – USP.
- 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*, 3, 1322-1343. Goiânia: SBG.
- 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.
- Hartmann, L. A., Chemale Jr., F., Philipp, R. P. (2007). Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-cambriano. In: R. Iannuzzi, J. C. Frantz, (Eds.), *50 Anos de Geologia, Instituto de Geociências – Contribuições* (97-123). Porto Alegre: 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. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi026>
- 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. <https://doi.org/10.1093/petrology/egt041>
- 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*, 48, 141-157. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl057>
- Horbach, R., Marimon, R. G., Kuck, L. (1984). Ocorrência de Rochas Granulíticas no Maciço Pelotas, Escudo Sul-Rio-Grandense. *XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, 7, 3143-3150. Rio de Janeiro: SBG.
- Hunter, R. H. (1996). Texture Development in Cumulate Rocks. In: R. G. Cawthorn (Ed.), *Layered Intrusions* (p. 77-101). Oxford: Developments in Petrology.
- Le Maitre, R. W. (2002). *Igneous Rocks: a classification and glossary of terms*. 2nd ed. Cambridge, Nova 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. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90122-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90122-4)
- Leuthold, J., Blundy, J. D., Holness, M. B., Sides, R. (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), 1-27. <http://doi.org/10.1007/s00410-014-1021-7>
- 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. <https://doi.org/10.1080/00206814.2011.626597>
- McDonough, W. F., Sun, S. S. (1995). Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- 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. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5576>
- Pearce, J. A. (1996). A User's Guide to basalt discrimination diagrams. In: D. A. Wyman (Ed.), *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration* (p. 79-113). Short Course Notes 12. Canada: Geological Association of Canada.
- 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. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2002322277290>

- Ramgrab, G. E., Wildner, W. (2000). *Carta Geológica Folha Pedro Osório, folha SH. 22-Y-C*. Escala 1:250.000. Porto Alegre: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.
- Ramgrab, G. E., Wildner, W., Camozzato, E., Sander, A. (1994). Corpos Básicos no Batólito de Pelotas. *XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia*, 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. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.02.003>
- 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. <https://doi.org/10.1007/s00531-010-0564-8>
- 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. <https://doi.org/10.1080/00206819909465156>
- 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. <https://doi.org/10.1007/s004100050237>
- 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. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs041>
- 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., Tribuzio, 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*, 171, 793-799. <https://doi.org/10.1144/jgs2013-139>
- 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. <https://doi.org/10.1093/petrology/egr016>
- Whitney, D. L., Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *The American Mineralogist*, 95, 185-187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Wiebe, R. A. (1993). The Pleasant Bay layered gabbrodiorite, coastal Maine: Ponding and crystallization of basaltic injections into a silicic magma chamber. *Journal of Petrology*, 34, 461-489. <https://doi.org/10.1093/petrology/34.3.461>
- Wiebe, R. A. (2016). Mafic replenishments into floored silicic magma chambers. *American Mineralogist*, 101, 297-310. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5429>
- 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. <https://doi.org/10.1093/petrology/egh050>
- Wildner, W., Ramgrab, G. E., Lopez, R. C., Iglesias, C. M. F. (2005). *Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul*. Escala 1:750.000. Porto Alegre: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.
- 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. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)