

Petrogênese e Geotermobarometria nos Gnaisses calci-silicáticos da Ponta Grossa, Itapema (SC): evidências de metamorfismo regional de elevado fluxo térmico na região leste do Complexo Brusque

Petrogenesis and Geothermobarometry in the Calc silicate gneisses of Ponta Grossa, Itapema (SC): evidence of regional metamorphism with high thermal flux in the eastern region of the Brusque Complex

Daniel Cândido Miranda¹, Roberto Sacks de Campos¹ & Ruy Paulo Philipp²

¹Universidade Federal de Santa Catarina, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Florianópolis, Brasil. E-Mail: dcandidomiranda@live.com.pt.; roberto.campos@ufsc.br

²Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, Brasil. ruy.philipp@ufrgs.br.

Resumo: O Complexo Brusque é constituído por associações metassedimentares de natureza clástica e química, intercaladas com corpos subordinados de rochas metavulcânicas, e constitui a principal unidade do Terreno Tijucas, no estado de Santa Catarina. Os protólitos destas rochas foram depositados em uma bacia ensialica ou de margem passiva instalada sobre a crosta arqueana-paleoproterozóica do Terreno Luis Alves. Os metabasaltos do complexo apresentam características de toleítos continentais e constituem corpos concordantes com os metasedimentos, sendo interpretados como contemporâneos à sedimentação da bacia precursora. No costão leste da Ponta Grossa, município de Itapema, afloram gnaisses calci-silicáticos com notável bandamento composicional, constituído por níveis contínuos, de espessura milimétrica, com proporções variáveis de hornblenda, biotita, quartzo, plagioclásio, diopsídio, magnetita e ilmenita. Nestas exposições, estão intercalados com níveis de xistos pelíticos com espessuras variadas. A variação composicional em camadas e a alternância entre os componentes minerais sugerem uma origem a partir da mistura entre lama carbonática e cinzas vulcânicas, indicando que parte do vulcanismo do Complexo Brusque pode ter origem subaérea. O bandamento preserva o acamamento plano-paralelo reliquiar (S_0) que está concordante com a foliação regional. O desenvolvimento de dobras intrafoliais com formas apertadas a recumbentes registra a transposição da foliação S_1 e da S_0 e gera uma clivagem de crenulação S_2 . As análises de química mineral foram realizadas em nível de para-anfibolito e indicaram que o mineral é composto por hornblenda magnesiana e oligoclásio (An_{20-30}). A temperatura de cristalização metamórfica da foliação S_2 , definida pelo geotermobarometro PI-Hb nos gnaisses calci-silicáticos é de 628°C, com uma pressão litostática de 2,22 Kbar. Estas condições foram atingidas a partir da transferência térmica originada pela colocação dos corpos magmáticos pertencentes às suítes Valsungana e Nova Trento.

Palavras-chave: Cinturão Dom Feliciano, Terreno Tijucas, Complexo Brusque, Petrogênese, Geotermobarometria.

Abstract: The Brusque Complex is composed of metavolcano-sedimentary rocks of clastic and chemical nature and constitutes the main unit of the Tijucas Terrane in the state of Santa Catarina. The protoliths of these rocks were deposited in an ensialic or passive margin basin installed on the Archean-Paleoproterozoic crust. The metavolcanic rocks of the complex have a basic composition and have characteristics of continental tholeiites. They are intercalated in a concordant manner with the metasedimentary rocks and are interpreted as records of magmatism contemporary with the sedimentation of the precursor basin. On the east coast of Ponta Grossa, in the municipality of Itapema, calc-silicate gneisses outcrop with notable compositional banding consisting of continuous and mm-thick levels with variable contents of hornblende, biotite, quartz, plagioclase, diopside, magnetite, and ilmenite. In these exposures, mafic gneisses are intercalated with layers of pelitic schists of varying thickness. The compositional variation in continuous layers and the alternation between the mineral components found at each band suggest an origin from the mixing of carbonate mud and volcanic ash, indicating that part of the volcanism found in the Brusque Complex may have a subaerial origin. The banded structure characterizes a relict depositional surface (S_0) that is parallel to the regional foliation. The development of intrafolial folds with tight to recumbent forms records the transposition of the S_1 and S_0 foliations and generates an S_2 crenulation cleavage. Microprobe analyses were performed in a para-amphibolite level and indicated that the mafic gneisses are composed of magnesian hornblende and oligoclase (An_{20-30}). The metamorphic crystallization temperature of the S_2 foliation, defined by the Pl-Hb geothermobarometer in the calc-silicate gneisses, is 628°C, with a lithostatic pressure of 2.22 Kbar. These conditions were reached by heat transfer originating from the emplacement of magmatic bodies belonging to the Valsungana and Nova Trento suites.

Keywords: Dom Feliciano Belt; Tijucas Terrain; Brusque Complex; Petrogenesis, Geothermobarometry.

1. Introdução

A determinação das características e da ordem cronológica dos processos metamórficos e deformacionais associados a formação de complexos metavolcano-sedimentares é essencial para o entendimento dos processos geodinâmicos globais existentes no período de formação. Na maior parte dos casos, a trama observada nas rochas metamórficas consiste no resultado da superposição dos diferentes eventos tectono-metamórficos que modificam os protólitos e suas características reliquias, permanecendo registrados por meio das suas estruturas, texturas e associações minerais características (Vernon, 2004, Passchier & Trouw, 2005). O reconhecimento de paragêneses contendo minerais índice e tipos báricos, seguida pela aplicação de geotermobarometria, permite a quantificação dos eventos metamórficos (Butcher & Grapes, 2011). O emprego de critérios de datação relativa e ou métodos de datação absoluta auxiliam no estabelecimento da ordem cronológica, permitindo determinar a trajetória P-T-t (pressão, temperatura e tempo) dos eventos em um complexo metamórfico (England & Thompson, 1984; Spear, 1994).

Neste sentido, a presente publicação objetiva a caracterização petrográfica e petrogenética dos gnaisses calci-silicáticos do Complexo Brusque (CB) que afloram na Ponta Grossa, situada no costão próximo ao limite norte do município de Itapema-SC. Com base na composição química dos anfibólios, plagioclásios e biotita, foram estabelecidas as condições de pressão e temperatura de formação das assembleias minerais identificadas nos gnaisses. A integração com os dados de campo permitiu determinar o significado destas informações no contexto geotectônico de desenvolvimento do Complexo Brusque.

A ampla área de rochas expostas, aliada à complexidade geológica e à grande relevância geomorfológica da Ponta Grossa, motivou a realização deste estudo. Os gnaisses calci-silicáticos que afloram na região da Ponta Grossa foram muito pouco estudados (Campos *et al.*, 2012a), apesar de todo o potencial mineral que pode estar inserido no contexto das sequências vulcanogênicas Neoproterozóicas. Nos últimos 13 anos diversos novos levantamentos sobre o CB, com ênfase na geologia estrutural, petrogênese, geotermobarometria, geocronologia, e geotectônica foram publicados (Hueck *et al.*, 2016; 2020; Basei *et al.*, 2020; De Toni *et al.*, 2020 e Percival *et al.*, 2021; 2022), disponibilizando um grande volume de dados e abrindo novas interpretações e possibilidades. Com relação à geotermobarometria PI-Hb, destacamos o avanço significativo na metodologia nos últimos anos que resultou no incremento da acuracidade e outros parâmetros (Molina *et al.*, 2015; 2021) que foram aplicados neste trabalho.

Outro fator motivador para a realização deste trabalho é o destacado acamamento composicional observado nos gnaisses calci-silicáticos, dispondo-se em camadas contínuas com grande alternância na proporção dos componentes minerais constituintes. Esta característica indica uma origem a partir da mistura entre lama carbonática e materiais vulcânicos piroclásticos (por exemplo, cinzas e outros materiais de origem vulcânica), podendo indicar que parte do vulcanismo associado ao Complexo Brusque tem origem subaérea.

2. Área de estudo

2.1 Contexto Geológico

O Complexo Brusque é constituído por uma sequência de rochas metavulcano-sedimentares, deformadas e afetadas por um metamorfismo orogênico sob condições variáveis entre a fácies xisto verde inferior a anfibolito superior, constituindo a principal unidade do Terreno Tijucas no Cinturão Dom Feliciano de Santa Catarina (Silva, 1991; Basei *et al.*, 2000; Philipp *et al.*, 2004; Basei *et al.*, 2011). O Cinturão Dom Feliciano constitui o domínio meridional da Província Mantiqueira, que por sua vez também reúne os cinturões Ribeira (domínio central) e Araçuaí (domínio setentrional), estendendo-se ao longo de toda a costa sudeste e sul do Brasil e leste do Uruguai, como uma faixa de direção N20°E, com aproximadamente 3000 km de comprimento e com até 160 km de largura (Silva *et al.*, 2005) (Fig. 1).

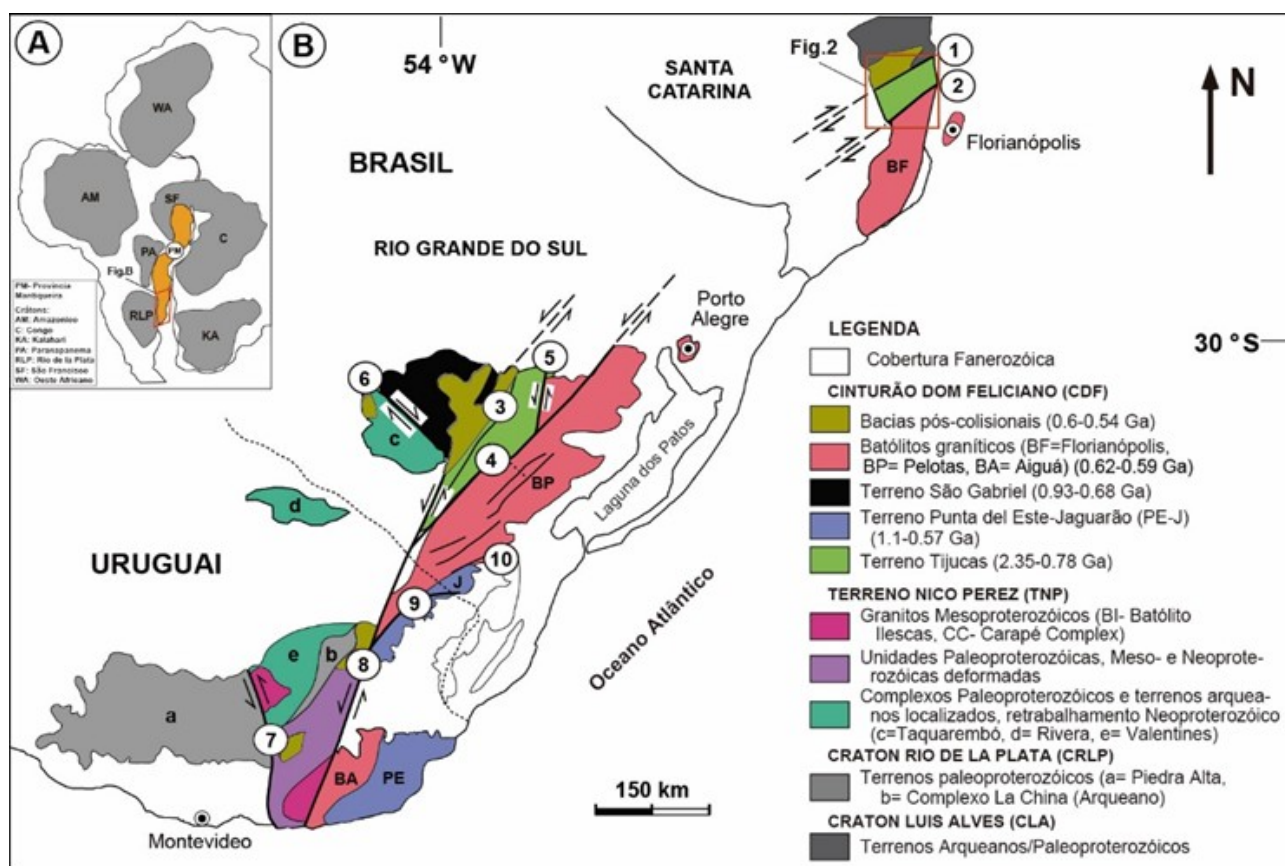


Figura 1. A) Principais crátons do Gondwana Ocidental e localização da Província Mantiqueira (em laranja); B) Mapa tectônico da porção sul da Plataforma Sul-Americana, destacando as unidades do Cinturão Dom Feliciano no sul do Brasil, e no Uruguai (modificado de Philipp *et al.* 2016). Zonas de cisalhamento: 1- Itajaí-Perimbó; 2- Major Gercino; 3- Caçapava do Sul; 4- Dorsal de Canguçu; 5- Passo do Marinheiro; 6- Ibaré; 7- Sarandí del Yí; 8- Sierra Ballena; 9- Cerro Amaro; e 10- Arroio Grande.

Figure 1. A) Main cratons of the southwestern Gondwana and location of the Mantiqueira Province (in orange color); B) Tectonic map of the southern portion of the South American Platform, highlighting the units of the Dom Feliciano Belt in south of Brazil, and in Uruguay (modified from Philipp *et al.* 2016). Shear zones: 1- Itajaí-Perimbó; 2- Major Gercino; 3- Caçapava do Sul; 4- Dorsal de Canguçu; 5- Passo do Marinheiro; 6- Ibaré; 7- Sarandí del Yí; 8- Sierra Ballena; 9- Cerro Amaro; e 10- Arroio Grande.

As rochas do CB ocorrem na porção leste do estado de Santa Catarina e se dispõe como uma faixa alongada na direção N45°E, com cerca de 75 km de comprimento e 45 km de largura (Fig. 2). No setor sul, o CB está em contato com o Batólito Florianópolis através da Zona de Cisalhamento Major Gercino (MJSZ), e, no setor norte, o CB é delimitado pela Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó (IPSZ), ambas estruturas dúcteis com disposição subvertical e cinemática transcorrente de movimento dextral. O CB é intrudido por granitóides pertencentes as suítes São João Batista, Valsungana, Nova Trento e Faxinal, além dos granitos Serra dos Macacos e Itapema (Paternell *et al.*, 2009; Basei *et al.*, 2011; Hueck *et al.*, 2016, 2020).

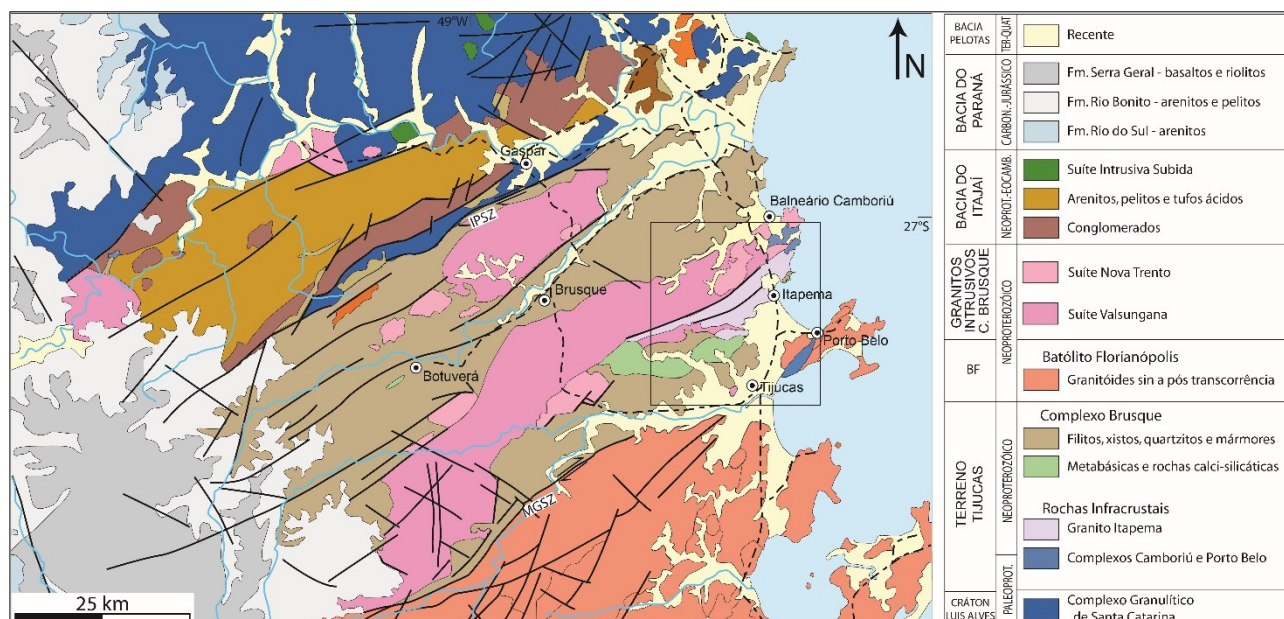


Figura 2. Mapa geológico da porção norte do Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. Modificado a partir de Caldasso *et al.* (1995), Campos (2011) e Basei *et al.* (2020). O retângulo indica a área da figura 3.

Figure 2. Geological map of the northern portion of Dom Feliciano Belt. Modified from Caldasso *et al.* (1995), Campos (2011) and Basei *et al.* (2020). The rectangle indicates the area of figure 3.

2.2 Estratigrafia da Bacia Precursora do Complexo Brusque

A estratigrafia do CB proposta por Basei *et al.* (2011) com base no mapeamento geológico sistemático em escala 1:100.000, dividiu o Complexo Brusque em três formações, da base para o topo: Rio do Oliveira, Botuverá e Rio da Areia. A Formação Rio do Oliveira representa a base da bacia e está relacionada à fase *rift*, sendo constituída por quatro litotipos: metapsamitos, metapelitos, rochas metavulcânicas exalativas e uma associação basal de rochas metavulcânicas básicas e calci-silicáticas. A Formação Botuverá é composta por rochas metassedimentares clásticas e representa a principal fase de sedimentação da bacia. Foram reconhecidas três litotipos principais: metapelitos, metarritmitos e metapsamitos. A Formação Rio da Areia abrange a associação metavulcano-sedimentar situada no topo do complexo, sendo constituída por metabasaltos, quartzitos, mármore e por uma intercalação de metamargas e metatufos. Esta proposta foi enfatizada por Campos & Philipp (2021), com base na análise das idades de proveniência (U-Pb em zircão) obtidas por Hartmann *et al.* (2003), Basei *et al.* (2011, 2020) e Percival *et al.* (2022). Os autores observaram uma semelhança no padrão de distribuição das idades quando as amostras são agrupadas de acordo com os limites geográficos das áreas de ocorrências destas formações. Os dados indicaram fontes mistas, com predominância de idades mesoproterozóicas e paleoproterozóicas nos metapsamitos da Formação Botuverá. As rochas metavulcano-sedimentares das formações Rio do Areia e Rio do Oliveira, no entanto, apresentam uma população predominantemente Paleoproterozóica.

2.3 Metabasaltos e Rochas Vulcanogênicas Associadas

Nos extremos oeste e leste do CB, ocorrem corpos alongados e concordantes de rochas metavulcânicas básicas e ultrabásicas, deposicionalmente intercalados com os metapelitos, xistos calci-silicáticos, grafita xistos e *BIFs* (fácies silicosa, hematítica, carbonática e turmalínica). Estes corpos estão expostos nas regiões dos rios Barra do

Areia, em Botuverá, e do Oliveira, em Tijucas (Basei, 1985; Sander, 1992; Caldasso *et al.*, 1995; Philipp *et al.*, 2004; Campos *et al.*, 2012a, 2012b; Basei *et al.*, 2011, 2020), e pertencem as respectivas formações. Os metabasaltos da Formação Rio do Oliveira constituem corpos tabulares de grande homogeneidade composicional e textural (Campos *et al.*, 2012a). A ocorrência de xistos magnesianos com os metabasaltos é muito restrita e os mesmos foram interpretados como um cumulos ricos em piroxênio. A intercalação dos metabasitos com metasedimentos pelíticos e grafita xistos é sugestiva de um vulcanismo subaquoso em condições distais.

Os metabasaltos representam o magmatismo pré-orogênico do Complexo Brusque, que possui afinidade toleítica com um elevado teor de ETR leves e LILE (Campos, 2011 e Campos *et al.*, 2012a). A análise das razões de elementos incompatíveis, a disposição dos corpos ígneos intercalados aos metassedimentos e a ausência de crosta oceânica sugerem que foram posicionados em ambiente de *rift* intra-placa continental, síncronos a sedimentação da bacia. Os valores iniciais de ϵ_{Nd} entre -2.96 e 5.05 das rochas metavulcânicas de Itapema e entre -0.14 e -6.97 das rochas metavulcânicas de Botuverá indicam a participação de uma crosta paleoproterozóica na gênese destes magmas, como indicado por idades modelo de Nd_{TDM} entre 1 e 2,9 Ga. Os elevados valores da razão inicial de $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ (entre 0,7067 e 0,7086 para as rochas de Itapema) suportam o envolvimento da crosta continental. Os valores ainda mais elevados (de 0,70629 até 0,71219) encontrados nas rochas de Botuverá destacam a maior participação do componente crustal no magmatismo desta região (Campos, 2011).

O magmatismo que caracteriza a fase *rift* da abertura da bacia precursora do CB define um intervalo de idades tonianas. Este evento está representado por rochas básicas plutônicas e por um granito alcalino. Os dados de U-Pb obtidos em cristais de zircão do metagabro que ocorre associado as rochas metavulcânicas e aos metassedimentos no Sertão de Santa Luzia, resultaram numa idade de 936 ± 40 Ma (Yamamoto & Basei, 2009). O Granito do Morro do Parapente, que ocorre como um *pluton* alongado e concordante a Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó apresentou idade U-Pb de 843 ± 12 Ma (Basei *et al.*, 2008).

Os dados referentes ao magmatismo sin-deposicional são escassos e por vezes conflitantes. O valor de idade mais recente foi obtido por Percival *et al.* (2021) que determinaram idade de 811 ± 6 Ma (U-Pb em zircão, LA-ICPMS) em um dique félsico deformado e intrusivo nos metapelitos da Formação Botuverá. Estes autores interpretam este valor como a idade mínima para a sedimentação da bacia precursora do CB.

2.4 Evolução tectono-metamórfica do Complexo Brusque

Os modelos estruturais para o Complexo Brusque apresentados por Basei (1985) e Philipp *et al.* (2004) reconhecem quatro fases de deformação correlatas ao metamorfismo orogênico desenvolvido durante o desenvolvimento do Cinturão Dom Feliciano (650-550 Ma). A cronologia relativa foi estabelecida a partir de uma superfície reliquiar (S_0) marcada pelo acamamento composicional. A foliação regional desenvolvida durante os eventos D_1 e D_2 está representada pela xistosidade S_2 , produto da evolução de uma clivagem de crenulação que transpôs a S_1 . A xistosidade S_1 está localmente preservada na forma de dobras isoclinais intrafoliais. O terceiro evento de deformação (D_3), de natureza dúctil-rúptil, é responsável pela atual forma do relevo regional, em parte caracterizado por um conjunto de dobras regionais com formas cilíndricas e com amplitude e comprimento de onda de centenas de metros. Estas dobras são do tipo normais com baixo caimento, com formas abertas a fechadas, incluindo dobras *Chevron*, com eixos orientados segundo a direção

NE-SW e superfícies-axiais representadas por uma foliação incipiente ou clivagem plano axial (S_3). O último episódio de deformação observado (D_4) é de natureza rúptil e caracteriza-se pela formação de dobras transversais ao cinturão e com eixos de baixo caimento direcionados para os quadrantes NW e SE. As dobras são cilíndricas e do tipo normal, apresentando formas abertas e do tipo *kink*, com uma clivagem disjuntiva de plano axial (S_4) associada. Estas dobras tardias são transversais ao cinturão e em geral, mostram eixos com baixo caimento para os quadrantes NW e SE.

De acordo com Basei *et al.* (2011), admite-se uma transição gradual no desenvolvimento da foliação S_1 e na sua transposição, com a formação da xistosidade S_2 , que é a foliação predominante, geradas durante a principal fase de metamorfismo orogênico do Cinturão Dom Feliciano (M_1 - M_2). Os mesmos autores estabelecem, com base nas assembleias minerais encontradas em metapelitos e metabasitos, que o pico do metamorfismo orogênico M_1 atingiu temperatura de 570°C e pressão de 4 Kbar. O evento M_2 atingiu condições máximas de 760 °C e pressão litostática entre 4 e 5 kbar, sugerindo um gradiente geotérmico entre 45 e 60 °C/km (Basei *et al.*, 2011). Estes valores são característicos da série de fácies de Baixa P/T, compatível com a trajetória sillimanita-andaluzita de Miyashiro (1961).

Percival *et al.* (2022), com base no modelamento de equilíbrio de fases em rochas metassedimentares, sugerem que os porfiroblastos de granada se formaram sob condições de metamorfismo progressivo com pico entre 540-570°C e 5,5-6,7 kbar, correspondente a um gradiente geotérmico de cerca de 25 °C/km, consistente com o metamorfismo colisional da série pressões médias típicas de espessamento crustal (Miyashiro, 1961). Percival *et al.* (2022) balizam este evento de metamorfismo progressivo entre 660 a 640 Ma, com base na datação Lu-Hf em granada/rocha total e U-Pb em monazita. Datações Ar-Ar em muscovita e biotita em metapelitos permitiram determinar a exumação das rochas do CB em torno de 635 a 615 Ma. De acordo com Percival *et al.* (2022), esta exumação foi acompanhada por um evento de metamorfismo de contato, identificado em uma rocha metavulcânica félsica da Fm. Rio do Oliveira, que atingiu condições entre 510 a 520 °C e entre 2,3 a 3,3 Kbar de pressão, correspondente a um gradiente geotérmico elevado de cerca de 50°C/km.

3. Materiais e métodos

Esta investigação começa com a realização de trabalho de campo com descrição de afloramentos, coleta de dados estruturais e de amostras de rocha. A análise petrográfica foi realizada em um microscópio Olympus BX-51. As diversas imagens obtidas foram tratadas e integralizadas no *software Hugin Pannorama* versão 2012.0.0 para geração dos mosaicos apresentados nas Figuras 6 e 8. Esta técnica, conhecida como *Gigapan* demonstrou ser de fundamental importância para visualização e interpretação das microestruturas presentes nos gnaisses calci-silicáticos e anfíbolitos estudados. As abreviações de minerais foram extraídas de Klein & Dutrow (2008).

O afloramento investigado é contínuo e constituído por uma intercalação de rochas calci-silicáticas, para-anfíbolitos e xistos pelíticos, com preservação parcial da estrutura plano-paralela original. Para análise petrográfica foram selecionadas 02 amostras coletadas nos níveis calci-silicáticos denominadas de MF-01 e MF-02 e 01 amostra coletada no nível de anfíbolito (BR-20A). Os dados de química mineral apresentados para a amostra BR-20A foram extraídos do conjunto de análises apresentado por Campos *et al.* (2012a). Estas análises foram obtidas em Microsonda Eletrônica CAMECA modelo SX-100 do *Institut für Mineralogie und Kristallchemie* da Universidade de Stuttgart. Os parâmetros

utilizados nestas análises foram: 15 kV de tensão e 20 nA de corrente, com feixe de 5µm de diâmetro e tempo de medida de 20 segundos, utilizando o padrão *silicate (sil_fs)*.

Os dados de química mineral foram processados e as fórmulas estruturais calculadas por pacotes de programas como Calcmín (Brandelik, 2009) e Minpet (Richard, 1995), de acordo com Deer *et al.*, (1966) para os feldspatos, Deer *et al.*, (1972) para as biotitas e Leake *et al.* (1997) para anfibólios. Os dados de geotermobarometria foram calculados com o programa *PTQuick*. Para os cálculos de temperatura e pressão foram utilizados os geotermobarômetros propostos por Molina *et al.* (2015 e 2021), que possuem indicação específica para uso em rochas metamórficas de alto grau portadoras de anfibólio cálcico e oligoclásio.

4. Resultados

4.1 Estruturas e Relações Estratigráficas

A região de estudo está situada no domínio das rochas metavulcano-sedimentares da Formação Rio do Oliveira. Estas constituem uma faixa que se estende pela região SE do CB, entre os municípios de Tijucas e Itapema. Ao sul, a Formação Rio do Oliveira faz contato por uma zona de cisalhamento de baixo ângulo com os metassedimentos da Formação Botuverá. Ao norte, faz contato por meio de falha transtrativa dextral (De Toni *et al.* 2020) com os ortognaisses do Complexo Camboriú (CC) e com o Granito Itapema. As unidades da formação são cortadas pelas intrusões dos granitos das suítes Valsungana e Nova Trento. A região estudada localiza-se no costão da Ponta Grossa, na cidade de Itapema, situada próxima ao limite leste do CB (Fig. 3).

O Costão da Ponta Grossa contém uma das mais extensas exposições de rochas metavulcanogênicas da Formação Rio do Oliveira, totalizando 500 m² de superfície aflorante. Consiste em uma série de corpos tabulares contínuos com espessuras variáveis de decímetros a dezenas de metros e mergulho suave para NW, constituídos por gnaisses calci-silicáticos, intercalados com corpos tabulares de xistos de composição pelítica (Fig. 4A). Devido sua regularidade e composição mineral, estes corpos são interpretados como camadas vulcano-sedimentares depositadas na bacia precursora da Formação Rio do Oliveira.

No extremo norte do afloramento, os gnaisses são intrudidos por corpos tabulares de leucosienogranitos com turmalina da Suíte São João Batista com espessuras de até 10 metros e contatos concordantes a subconcordantes com o bandamento metamórfico ($S_1//S_2$). Nesta mesma exposição afloram os gnaisses calci-silicáticos onde foram coletadas as amostras MF-01 e MF-02 (Fig. 4B). Considerando como critério o sentido do mergulho atual, abaixo das camadas de gnaisses calci-silicáticos, ocorre uma camada de xistos pelíticos intercalados com níveis centimétricos a decimétricos de gnaisses calci-silicáticos. Os metapelitos são classificados como and-grt-bt-feld-ms-qtz xistos com textura lepidoblástica média a grossa. Os porfiroblastos de granada e andaluzita são idioblásticos e variam entre 0,5 e 5 cm e apresentam distribuição irregular ao longo das camadas. Um segundo pacote de gnaisses calci-silicáticos situado abaixo do nível pelítico tem composição anfibolítica e está caracterizado pela amostra BR-20A (para-anfibolito) (Fig.4B).

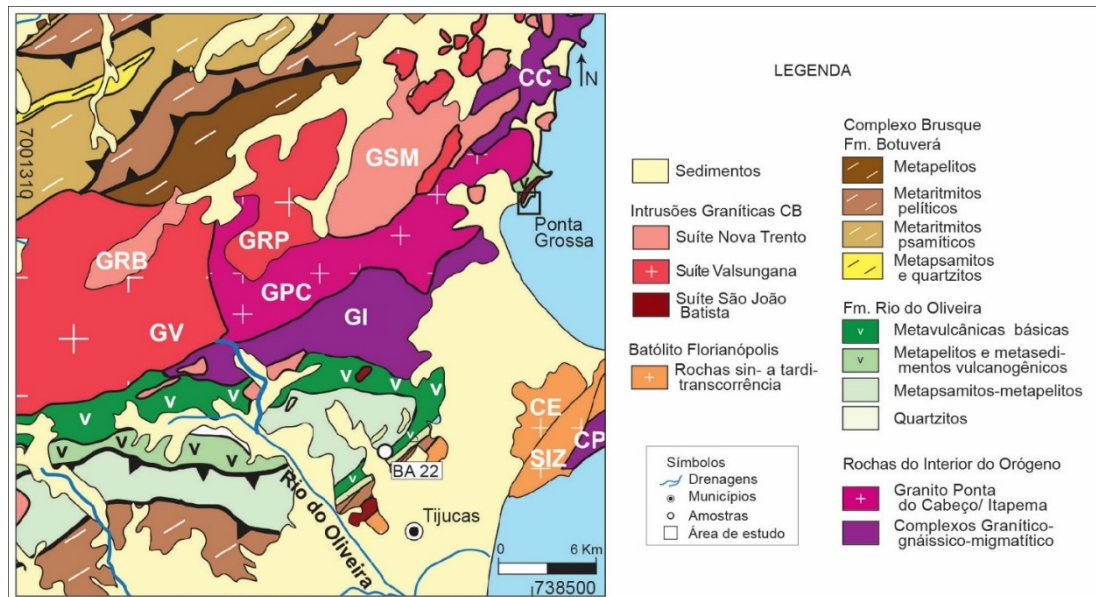


Figura 3. Mapa Geológico da região de Tijucas e Itapema com indicação da área de estudo situada no costão da Ponta Grossa e localização da amostra BA-22 (Percival et al., 2022). Complexo Porto Belo (CP), Complexo Camboriú (CC), Granito Itapema (GI), Granito Ponta do Cabeço (GPC), Granito Valsungana (GV), Granito Rio Pequeno (GRP), Granito Rio do Braço (GRB), Granito Serra dos Macacos (GSM). Adaptado de Basei et al. (2020) e Campos & Philipp (2021).

Figure 3 Geological Map of the Tijucas and Itapema region indicating the study area located on the coast of Ponta Grossa and location of sample BA-22 (Percival et al., 2022). CP Porto Belo Complex, CC Camboriú Complex, GI Itapema Granite, GPC Ponta do Cabeço Granite, Valsungana Suite: GV Valsungana Granite, GRP Rio Pequeno Granite. São João Batista Suite: GRB Rio do Braço Granite, GSM Serra dos Macacos Granite. Adapted from Basei et al. (2020) and Campos & Philipp (2021).

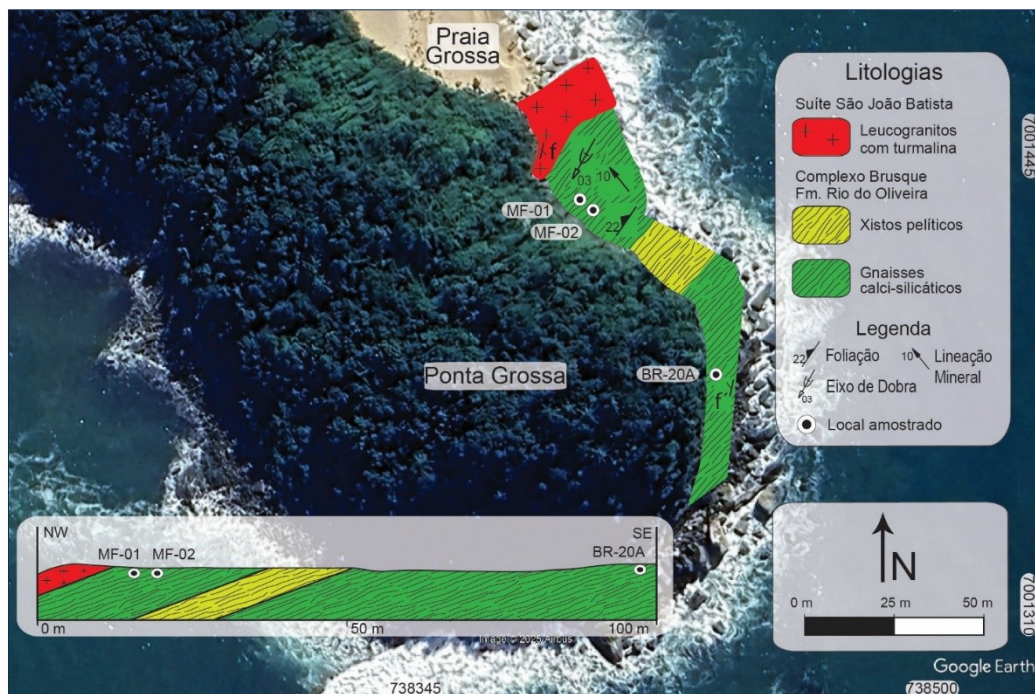


Figura 4. A) Mapa geológico da porção leste do afloramento da Ponta Grossa sobre imagem composta de satélite extraída do Google Earth; B) Seção geológica f-f' demonstrando a estruturação e a variação composicional dos metassedimentos e a localização das amostras.

Figure 4 Geological map of the eastern portion of Ponta Grossa outcrop on a composite satellite image extracted from Google Earth; B) Geological section f-f' demonstrating structuring and general compositional variation of the gneisses of the exposure, with sample location.

Os corpos tabulares de gnaisses calci-silicáticos apresentam bandamento regular milimétrico que alterna níveis máficos com predomínio de cristais de hornblenda, epidoto e biotita, com níveis félsicos constituídos principalmente por quartzo e plagioclásio (Fig. 5A). Estas rochas apresentam textura grossa e foliação pronunciada definida pelo alinhamento de cristais de hornblenda, epidoto ou biotita, também textura secundária granoblástica desenvolvida pelo quartzo e feldspato. A composição mineral geral dos gnaisses calci-silicáticos contém: 30% de hornblenda, 20% de feldspato, 15% de quartzo, 15% de epidoto, 10% de biotita, 10% de diopsídio e teores traço de minerais opacos. Além do bandamento metamórfico, estes gnaisses apresentam um expressivo acamamento composicional caracterizado pela ocorrência de níveis com até 20-30 cm de espessura e distribuição irregular, compostos predominantemente por hornblenda ou epidoto ou biotita, em teores de até 90% (Fig. 5B). Os níveis compostos predominantemente por hornblenda ou biotita apresentam cor preta e castanha, respectivamente, e os níveis compostos predominantemente por epidoto apresentam cor verde-claro e, por vezes, estão boudinados. Outra característica do afloramento é a repetição de níveis devido a transposição do bandamento S_1 por uma bandamento S_2 , preservado apenas de forma parcial como dobras e microdobras horizontais inclinadas a recumbentes com fechamento apertado a isoclinal, indicando que a foliação mais penetrativa do afloramento é uma superfície S_2 (Fig. 5C).

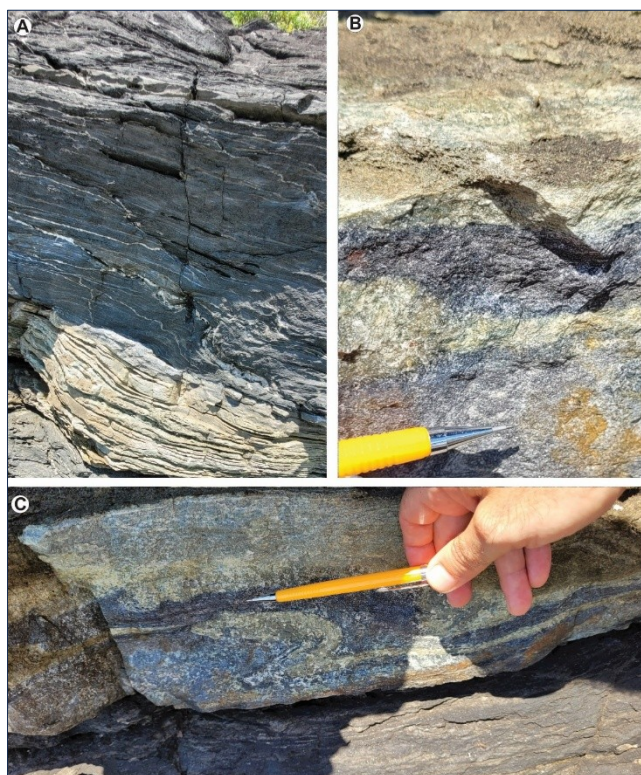


Figura 5. Aspectos macroscópicos das litologias da Praia Grossa (também referido como Ponta do Engodo).

A) Gnaiss calci-silicático com bandamento regular e milimétrico alternando níveis máficos ricos em hornblenda, biotita e epidoto e níveis félsicos subordinados a base de quartzo e plagioclásio. B) Detalhe do bandamento composicional caracterizado pela ocorrência de níveis com 20-30 cm predominantemente compostos por hornblenda ou epidoto ou biotita. C) Dobras horizontais inclinadas a recumbentes com fechamento apertado a isoclinal, indicando que a foliação principal é uma superfície S_2 .

Figure 5. Photographs of the Ponta do Engodo outcrop. A) Regular millimetric gneissic banding alternating mafic levels containing hornblende, epidote and biotite, with felsic levels containing quartz and plagioclase. B) Compositional banding characterized by the occurrence of 20-30 cm levels predominantly composed of hornblende or epidote or biotite. C) Horizontal folds inclined to recumbent with tight closure to isoclinal, indicating that the main foliation is an S_2 surface.

Na exposição também se destacam corpos tabulares de leucogranitos peraluminosos concordantes a subconcordantes ao acamamento composicional e ao bandamento metamórfico (Fig. 6A). Os corpos têm espessuras de até 10 m e apresentam estrutura maciça e textura equigranular média a grossa. Algumas injeções mostram um bandamento magmático caracterizado pela alternância de bandas contínuas e sucessivas marcadas pela variação de tamanho dos grãos (com porções pegmatíticas) e/ou por variação composicional. Este bandamento por injeção é originado através do preenchimento sucessivo de fraturas, sendo observada a formação de cristais sintaxiais de turmalina e muscovita no limite das bandas (Fig. 6B) (Philipp & Campos, 2010).

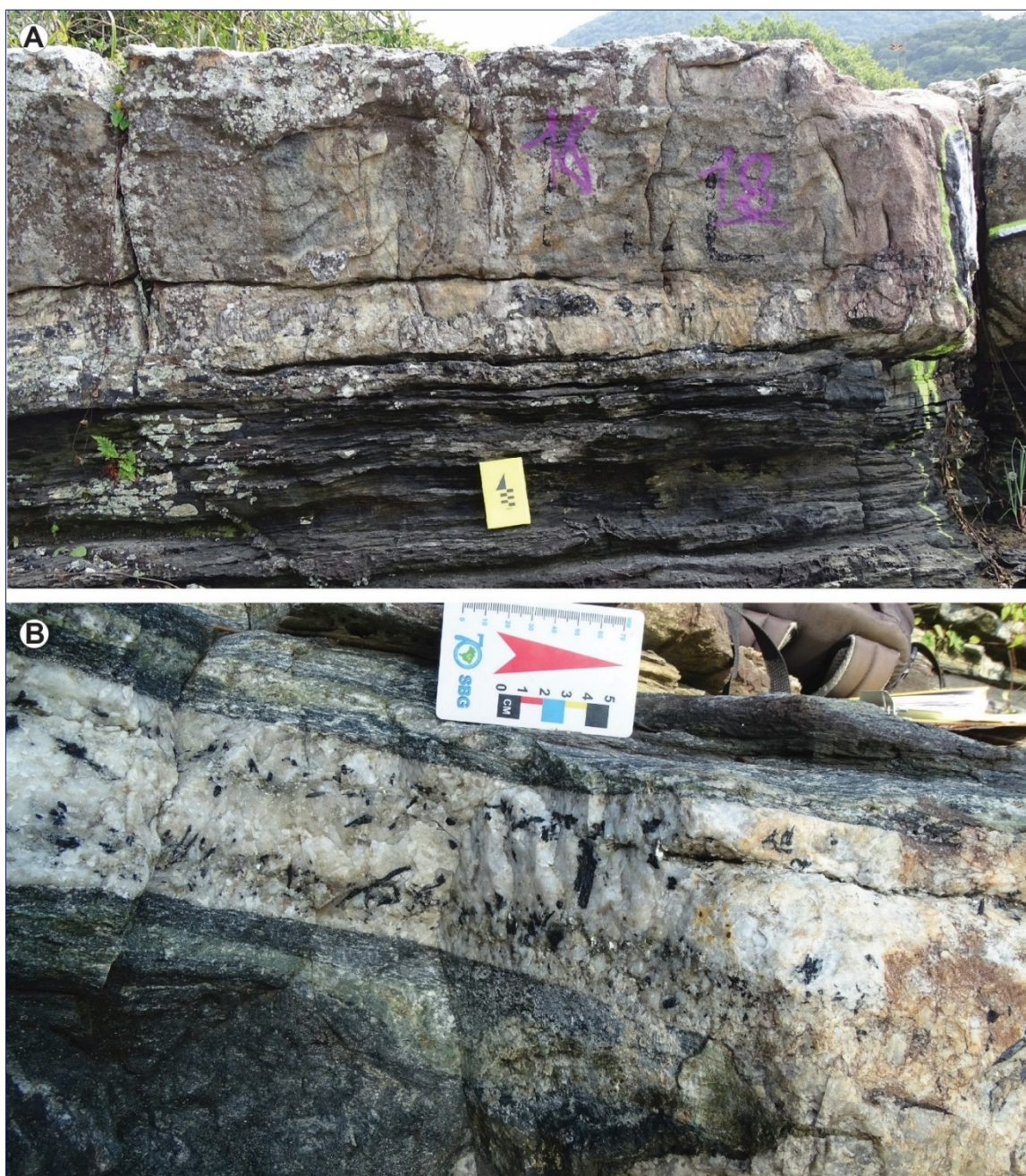


Figura 6. Fotografias do afloramento da Praia Grossa - Ponta do Engodo. A) Corpo tabular de leucogranito concordante ao acamamento composicional e ao bandamento metamórfico. B) Detalhe de corpo tabular de leucogranito com cristais sintaxiais de turmalina e muscovita.

Figure 6. Photographs of the Praia Grossa outcrop - Ponta do Engodo. A) Tabular leucogranite body concordant with compositional bedding and metamorphic banding. B) Detail of tabular leucogranite body with syntaxial crystals of tourmaline and muscovite.

4.2 Aspectos Microestruturais e Mineralógicos dos Gnaisses Calci-silicáticos

4.2.1 Di-ep-qtz-pl-bt-hbl gnaissse com magnetita e ilmenita (MF-01)

A amostra MF-01 apresenta acamamento composicional e texturas principais nematoblástica e granoblástica. A textura nematoblástica média (0,25 mm) é desenvolvida pelos cristais orientados de hornblenda e epidoto. A textura granoblástica apresenta contatos interlobados a retos e é formada por cristais com até 0,1 mm de plagioclásio, quartzo e diopsídio. Também ocorre textura lepidoblástica média (0,3 mm) caracterizada por cristais de biotita e ilmenita. Os cristais de titanita são hipidioblásticos a idioblásticos e os de magnetita são xenoblásticos a hipidioblásticos, ambos com tamanho de até 0,15 mm.

O acamamento composicional caracteriza-se por níveis contínuos com espessuras que variam entre 1 e 5 mm. Nesta amostra, foram individualizados quatro tipos de níveis composicionais, hierarquizados por letras na Figura 7, de acordo com sua espessura e frequência de ocorrência.

- A) Níveis félsicos com espessura entre 1 a 5 mm, e predomínio de plagioclásio (50%) e quartzo (30%). Contém teores subordinados de hornblenda (10%), epidoto (5%) e diopsídio (5%), e quantidades traço de titanita, magnetita e ilmenita (Fig. 8A e B);
- B) Níveis com espessura entre 1 a 5 mm contendo 80% de biotita, e 15% de epidoto. Contém teores menores (5% ao todo) de hornblenda, plagioclásio e quartzo, e quantidades traço de titanita, magnetita e ilmenita. (Fig. 8C).
- C) Níveis com 5 mm de espessura rico em diopsídio (70%) contendo plagioclásio (15%) e quartzo (10%). Também contém 5% de epidoto e pequenas quantidades de apatita, titanita e magnetita (Fig. 8D).
- D) Níveis com espessura entre 1 e 2 mm compostos principalmente por epidoto (45%) e hornblenda (35%). Contém 10% de plagioclásio, 5% de quartzo e 5% de titanita (Fig. 8E e F).

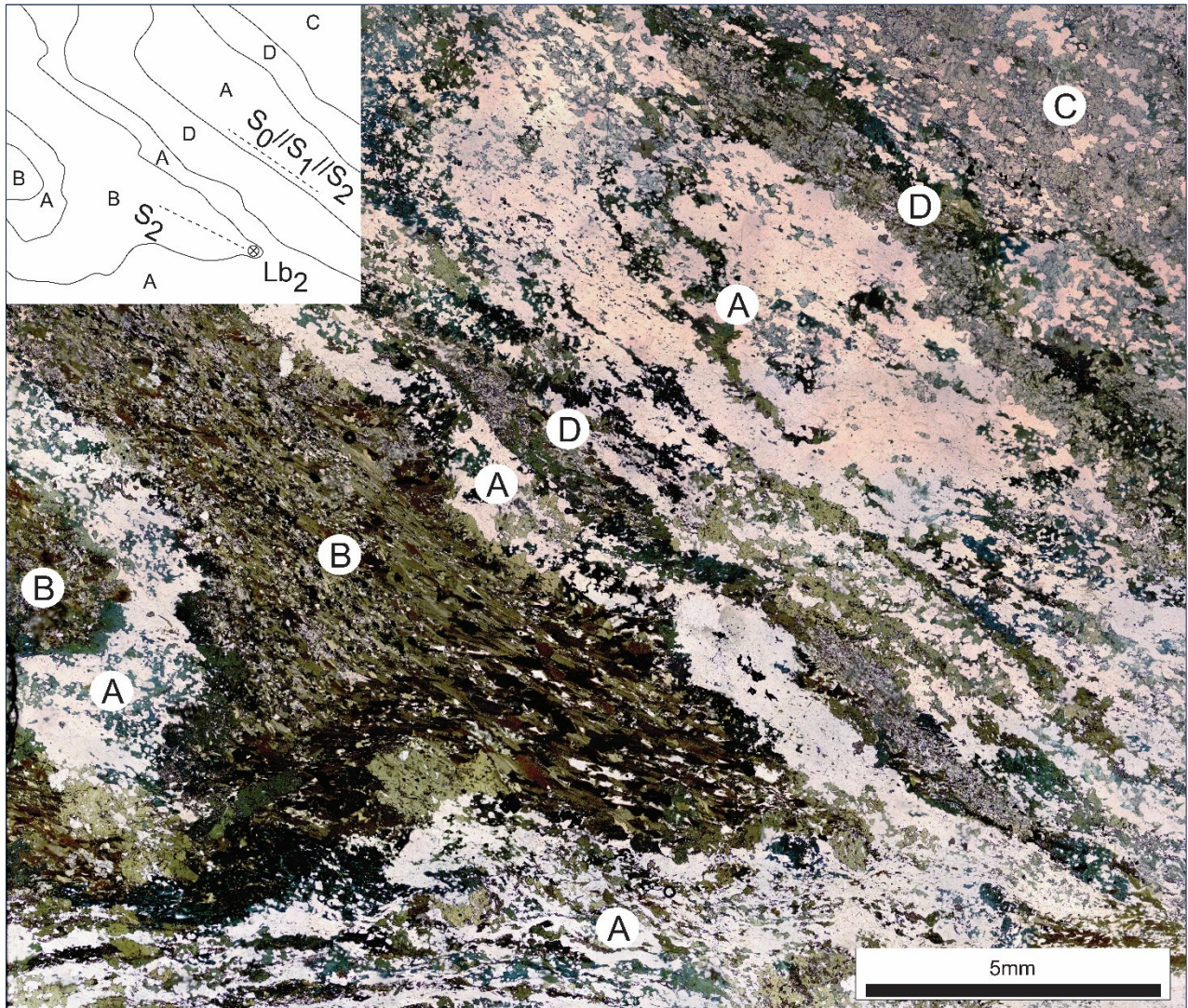


Figura 7. Fotomicrografias da amostra MF-01 sob LPP. Acamamento composicional (S_0) parcialmente preservado pela alternância de níveis félsicos e máficos de espessura milimétrica contendo teores variáveis plagioclásio, quartzo, epidoto, e hornblenda, biotita e diopsídio. As letras (A-D) indicam os diferentes níveis composicionais descritos no texto. No canto superior à esquerda estão representados os limites dos níveis composicionais. A ilustração do retângulo que está acima à esquerda da imagem representa o limite dos níveis composicionais. Também apresenta a orientação do acamamento reliquiar S_0 , das foliações metamórficas S_1 e S_2 e do eixo da microdobra (Lb_2).

Figure 7. Photomicrographs of sample MF-01 under PPL. Compositional bedding (S_0) partially preserved by alternating millimeter-thick felsic and mafic layers containing variable amounts of plagioclase, quartz, epidote, hornblende, biotite, and diopside. The letters (A-D) indicate the different compositional layers described in the text. The rectangle in the upper left corner of the image represents the boundary of the compositional levels. It also shows the orientation of the relict bedding S_0 , the metamorphic foliations S_1 and S_2 , and the microfold axis (Lb_2).

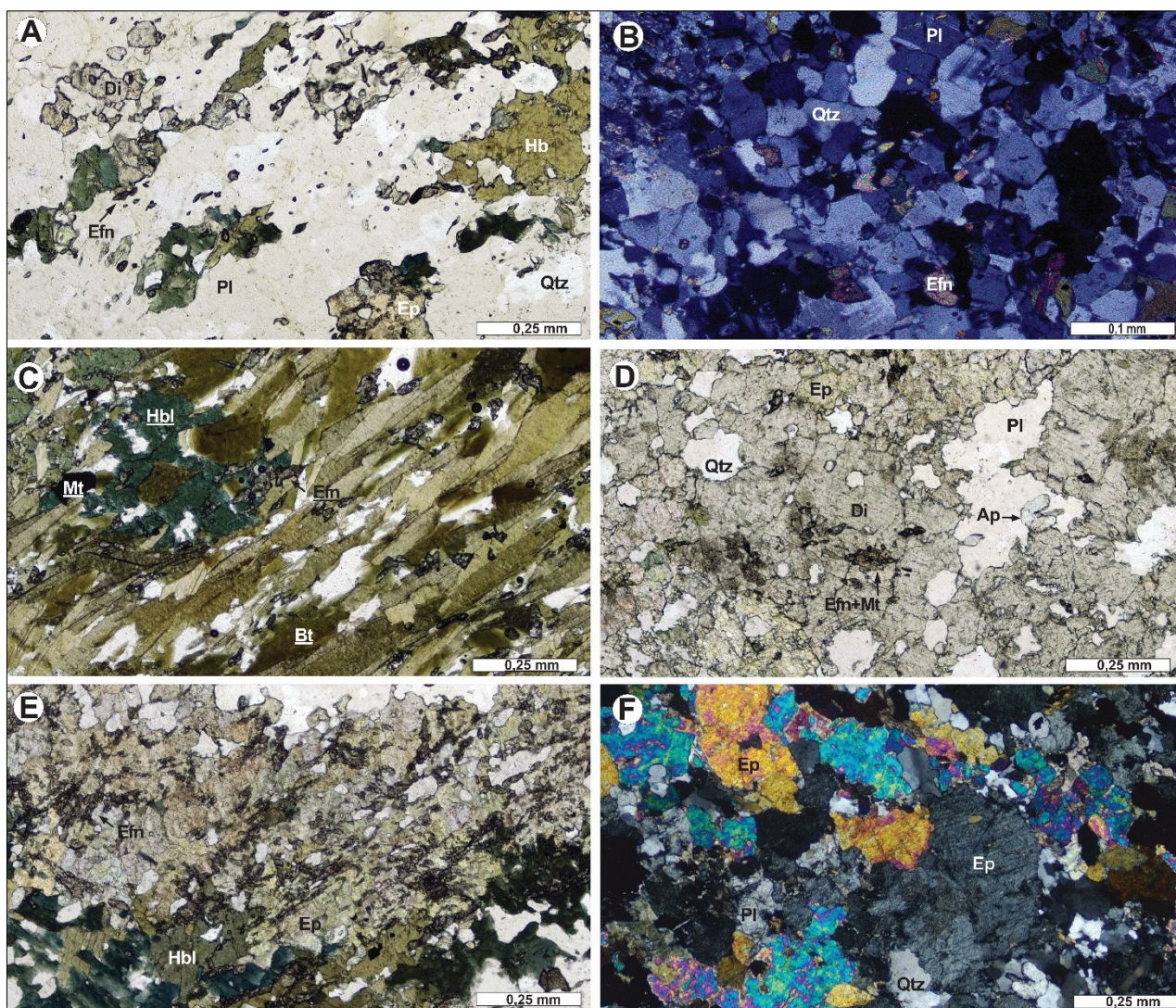


Figura 8. Fotomicrografias da amostra MF-01. A) e B) Níveis félsicos constituídos por de plagioclásio, quartzo e K-feldspato com textura granoblástica poligonal a interlobada sob LPP e PC respectivamente. C) Níveis máficos ricos em biotita, com hornblenda e titanita em LPP. D) Níveis máficos a base de diopsídio sob LPP. E) e F) Níveis ricos em epidoto, diopsídio e hornblenda em LPP e PC.

Figure 8. Photomicrographs of sample MF-01. A) and B) Felsic levels composed of plagioclase, quartz, and K-feldspar with polygonal to interlobate granoblastic textures under PPL and XP, respectively. C) Biotite-rich mafic levels with hornblende and titanite in PPL. D) Diopside-based mafic levels under PPL. E) and F) Levels rich in epidote, diopside, and hornblende in PPL and XP.

4.2.2 Di-ep-bt-qtz-pl-hbl gnaiss com magnetita e ilmenita (MF-02)

A amostra MF-02 também apresenta acamamento composicional e texturas principais granoblástica e nematoblástica. A textura granoblástica apresenta contatos interlobados a retos e é formada pelos cristais de plagioclásio quartzo e diopsídio com até 0,1 mm de tamanho. A textura nematoblástica média (aproximadamente 0,25 mm) é desenvolvida pelos cristais orientados de hornblenda e epidoto. Também ocorre textura lepidoblástica média (0,2 mm) originada a partir de cristais de biotita e ilmenita. Os cristais de titanita são hipidioblásticos a idioblásticos e os de magnetita e apatita são xenoblásticos a hipidioblásticos.

O acamamento composicional caracterizado por níveis contínuos com espessuras que variam entre 0,25 e 4 mm. Foram individualizados quatro tipos de níveis

composicionais, hierarquizados por letras na Figura 9 de acordo com a sua espessura e frequência de ocorrência.

- A) Níveis félsicos com espessura de até 4 mm e predomínio de plagioclásio (55%) e quartzo (35%). Contém teores subordinados de hornblenda (5%), magnetita (2%) e titanita (2%) e ilmenita (1%) que ocorrem em níveis discretos (Fig. 10A);
- B) Níveis com espessura entre 1 e 2 mm compostos principalmente por epidoto (50%) e hornblenda (40%). Contém 5% de plagioclásio, 5% de quartzo e teores inferiores a 0,25% de titanita (Fig. 10B e C).
- C) Níveis com 1,5 mm de espessura ricos em diopsídio (65%) contendo plagioclásio (15%) e quartzo (13%). Contem 5% de epidoto e 1% de titanita (Fig. 9D). Ainda ocorre cerca de 1% de hornblenda em cristais anédricos com bordas transformadas em diopsídio (Fig. 10E).
- D) Níveis com espessura entre 0,5 a 1 mm contendo 70% de biotita, hornblenda (10%) e epidoto (13%). Também contém titanita (3%), ilmenita (2%) e magnetita (2%) (Fig. 10F).
- E)

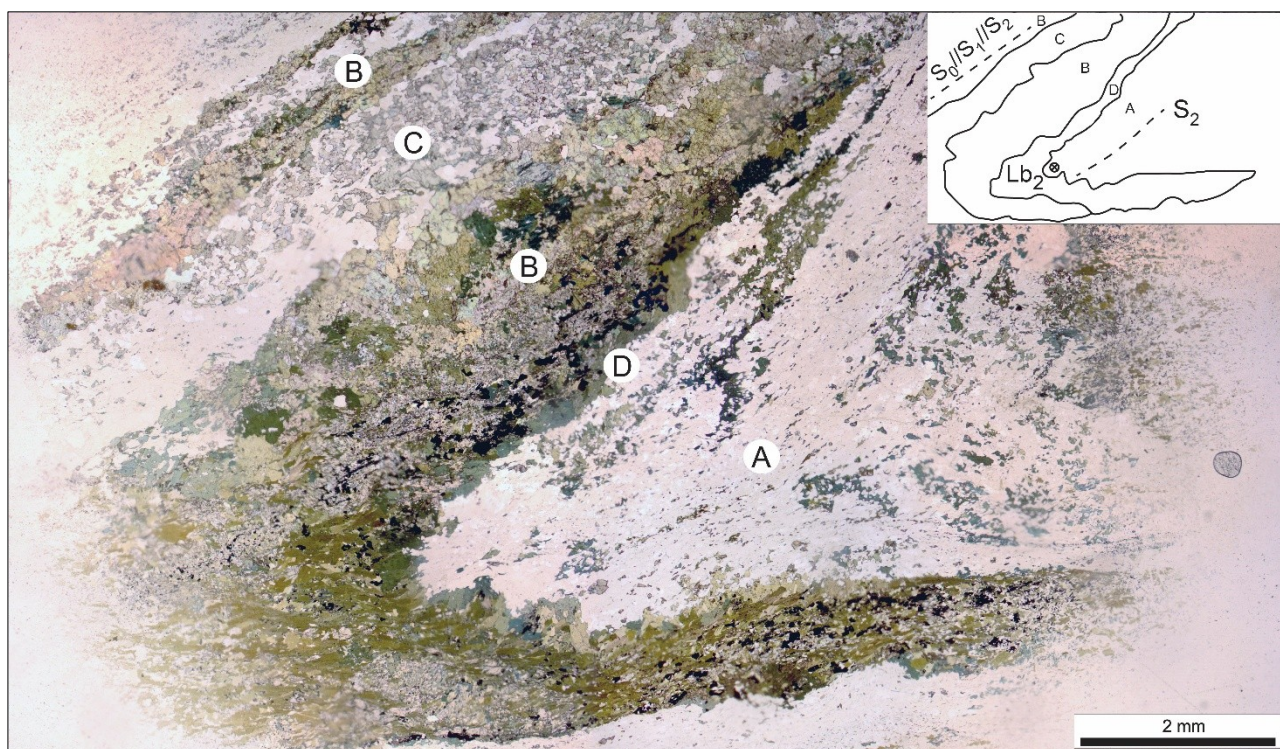


Figura 9. Fotomicrografias da amostra MF-02 sob LPP. Acamamento composicional (S_0) que está definido por níveis milimétricos contendo teores variáveis de hornblenda, biotita, plagioclásio, quartzo, epidoto e diopsídio. As letras (A-D) indicam os diferentes níveis composicionais descritos no texto. A ilustração do retângulo que está acima à direita da imagem representa o limite dos níveis composicionais. Também apresenta a orientação do acamamento reliquiar S_0 , das foliações metamórficas S_1 e S_2 e do eixo da microdobra (Lb_2).

Figure 9. Photomicrographs of sample MF-02 under PPL. Compositional bedding (S_0) is defined by millimeter levels containing varying amounts of hornblende, biotite, plagioclase, quartz, epidote, and diopside. The letters (A-D) indicate the different compositional levels described in the text. The rectangle in the upper right corner of the image represents the boundary of the compositional levels. It also shows the orientation of the relict bedding S_0 , the metamorphic foliations S_1 and S_2 , and the microfold axis (Lb_2).

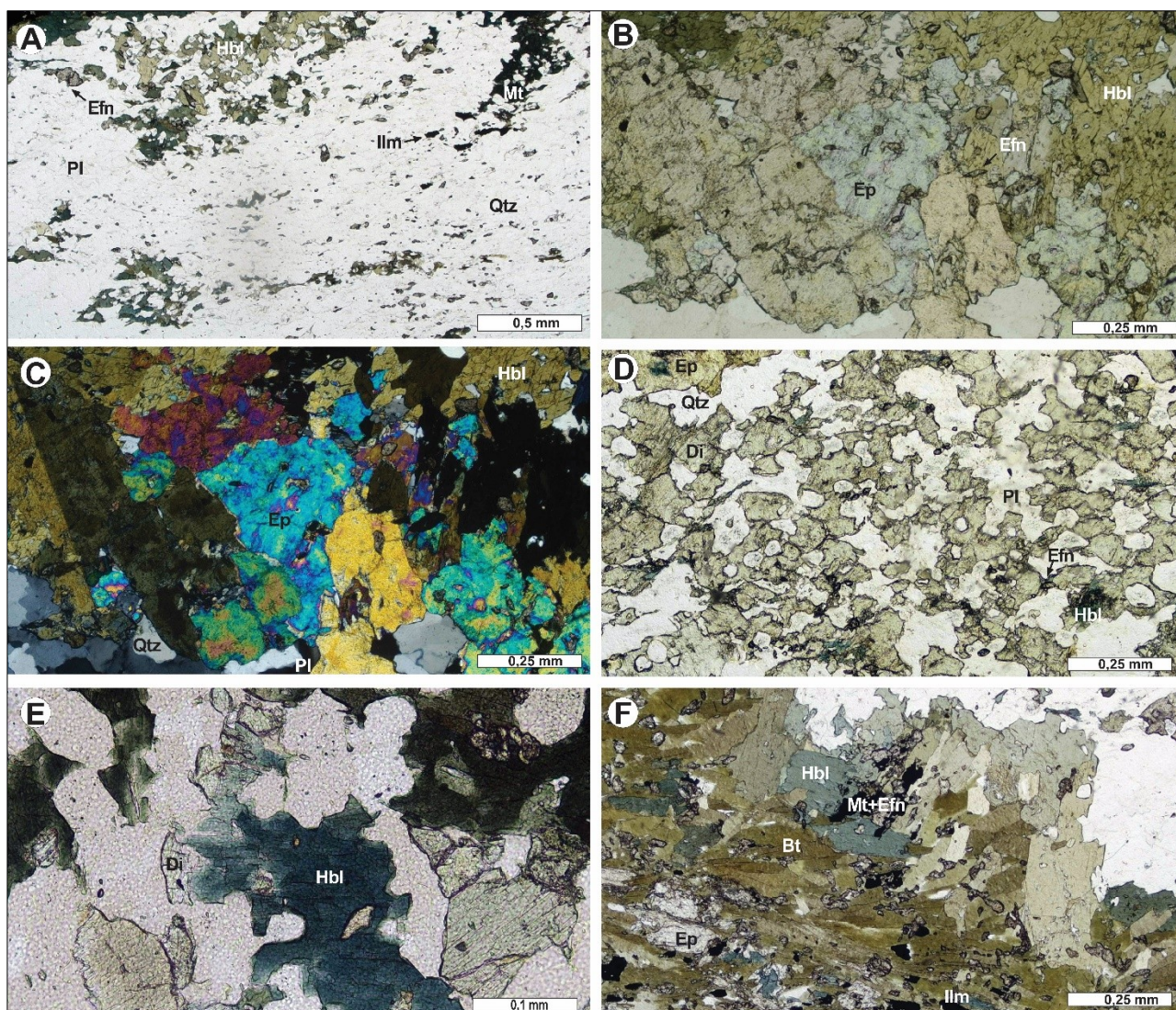


Figura 10. Fotomicrografias detalhando os diferentes níveis composicionais da amostra MF-02. A) Níveis com predomínio de minerais félsicos, sob LPP. B) e C) Níveis com predomínio de epidoto e secundariamente hornblenda em LPP e PC respectivamente. D) Níveis com predomínio de diopsídio em LPP. E) Detalhe do nível rico em diopsídio mostrando hornblenda parcialmente transformada em diopsídio. F) Níveis com predomínio de biotita contendo hornblenda e epidoto em LPP.

Figure 10. Photomicrographs detailing the different compositional levels of sample MF-02. A) Levels with predominance of felsic minerals, under PPL. B) and C) Levels with predominance of epidote and secondarily hornblende in PPL and PC respectively. D) Levels with predominance of diopside in PPL. E) Detail of the diopside-rich level showing hornblende partially transformed into diopside. F) Levels with predominance of biotite containing hornblende and epidote in PPL.

4.2.3 Bt-qz-pl-hb gnaiss com magnetita e ilmenita (BR-20A)

A principal estrutura observada na amostra BR-20A é um bandamento por segregação mineral. Os níveis são descontínuos, com contatos gradacionais, e espessuras que variam entre 0,1 mm e 0,5 mm. São caracterizados pela alternância entre níveis máficos contendo teores mais elevados de hornblenda e secundariamente biotita e ilmenita, com níveis félsicos contendo principalmente plagioclásio e quartzo (Fig. 11A).

A textura principal é nematoblástica fina desenvolvida pelos cristais de hornblenda (40%) com até 0,4 mm (Fig. 11A). A textura secundária é granoblástica seriada fina de

contatos interlobados a retos desenvolvida pelos cristais de plagioclásio (20%) e quartzo (15%). Em geral observa-se o aumento no tamanho destes cristais em direção ao contato com os níveis máficos (Fig. 11B e C). Os cristais de biotita (10%) possuem tamanho de até 0,25mm e de ilmenita (3%) até 0,125 mm, ambos desenvolvem textura lepidoblástica e podem ocorrer associados, formando níveis irregulares de cerca de 0,2 mm distribuídos dentro dos níveis máficos (Fig. 11D). Os cristais de magnetita (2%) são xenoblásticos a hipidioblásticos finos a muito finos e os cristais de titanita (1%) são hipidioblásticos a idioblásticos muito finos.

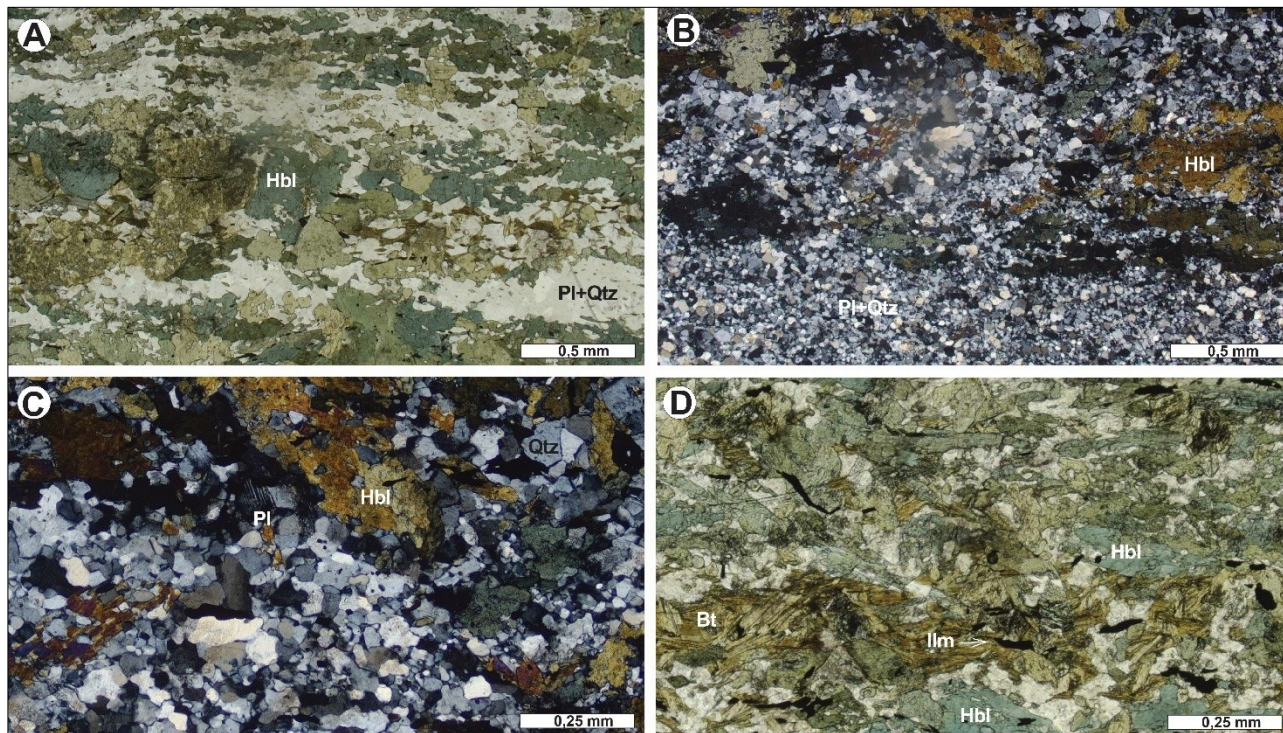


Figura 11. Fotomicrografias da amostra BR20A. A) Bandamento milimétrico irregular caracterizado pela alternância entre níveis máficos e félsicos (LPP). B) Nível félsico com cristais de plagioclásio e quartzo com textura granoblástica mostrando variação no tamanho em direção ao nível máfico (PC). C) Detalhe dos contatos interlobados a retos nos cristais granoblásticos de plagioclásio e quartzo (PC). D) Níveis contendo biotita e ilmenita associados aos níveis máficos (LPP).

Figure 11. Photomicrographs of sample BR20A. A) Irregular millimetric banding characterized by alternation between mafic and felsic levels (PPL). B) Felsic level with crystals of plagioclase and quartz showing granoblastic texture with grain size variation toward the mafic level (XP). C) Detail of the interlobate to straight contacts in the granoblastic crystals of plagioclase and quartz (XP). D) Levels containing biotite and ilmenite associated with the mafic levels (PPL).

4.2.4 Estruturas Reliquiarias e Metamórficas dos Gnaisses Calci-silicáticos

Os gnaisses calci-silicáticos estudados podem ser divididos em dois grupos. O primeiro grupo é constituído pelas amostras MF-01 e MF-02 que apresentam um destacado acamamento composicional formado por níveis contínuos e de espessura milimétrica que contêm teores variáveis de hornblenda, biotita, epidoto, plagioclásio, quartzo, diopsídio e minerais opacos.

Devido a sua composição mineral e orientação espacial concordante com as camadas tabulares de gnaisses calci-silicáticos e pelíticos do afloramento, este acamamento composicional é interpretado como reliquiar (S_0) gerado pela alternância entre a deposição de lamas carbonáticas e cinzas vulcânicas na bacia pretérita da Fm. Rio do

Oliveira do Complexo Brusque. A observação de minerais metamórficos com orientação paralela a S_0 indica a formação de uma foliação metamórfica S_1 . Ambas as estruturas foram afetadas por microdobras apertadas a isoclinais sem raiz geradas pela transposição da foliação S_1 , acompanhada da geração da clivagem de crenulação S_2 . (Figs. 5, 7 e 9).

O segundo grupo está representado pela amostra BR-20A e é caracterizado pelo bandamento metamórfico milimétrico irregular que alterna entre níveis máficos e félsicos e pela composição mineral menos diversificada, constituída principalmente por hornblenda, plagioclásio, quartzo e biotita. Apresenta orientação mineral com formação de foliação, ausência do acamamento composicional bem desenvolvido e composição mineral semelhante a de uma rocha básica (anfíbolito). Estas características podem indicar que estas rochas se originaram a partir do metamorfismo de níveis de sedimentos vulcanogênicos com menor contribuição sedimentar. Esta afirmação também é justificada pela grande semelhança química entre este grupo de gnaisses e os metabasaltos da Fm. Rio do Oliveira (Campos *et al.*, 2012a).

4.4 Química Mineral

Nesta seção serão apresentados os dados de química mineral referentes a amostra BR-20A, onde foram analisados pares Hb-Pl e também biotitas. Esta amostra foi selecionada porque apresentou uma paragênese adequada para aplicação do geotermobarômetro Molina *et al.* (2015). Os valores elementares, expressos em percentual de peso dos óxidos e os valores dos cátions recalculados pela fórmula química-estrutural mineral estão disponíveis no material suplementar I.

Ao todo foram investigados 51 pares Hb-Pl, sendo que as análises em cristais de anfíbólio (centro e borda) (Fig. 12A) indicam uma composição cálcica e classificam o mineral como hornblenda magnesiânica (Fig. 12B). O anfíbólio é homogêneo e não apresenta zonação composicional, característica suportada pela imagem homogênea de elétron retroespalhados (*BSE*). A principal variação química ocorre no número de átomos de Si^{IV} , que pode variar entre 6,4 e 7,2 *apfu*. Apenas um cristal de aparência zonada em imagens *BSE* apresentou variação composicional, sendo seu núcleo constituído por actinolita e a borda por hornblenda. Ainda, dois cristais apresentaram composição de actinolita-hornblenda ou de actinolita.

Os 51 cristais de plagioclásio (centro e borda) analisados são classificados como oligoclásio com teores variando entre An_{20} a An_{30} (Fig. 12C). Em geral, os valores de An mais elevados são observados nas análises em borda.

Ao todo, foram analisados 19 cristais de biotitas. Os teores de lítio foram estimados com base em Tischendorf *et al.* (2001) e são inferiores a 0,17%. A composição química dos cristais de biotita é relativamente homogênea e característica de micas trioctaédricas com composições intermediárias entre os membros finais Flogopita-Anita-Siderofilita-Eastonita (Fig. 12D), sendo classificadas como biotita. As análises apresentaram variações discretas nos valores de Al^{IV} (entre 2,5 a 3 *apfu*) e XMg (de 2,5 a 3,3 *apfu*).

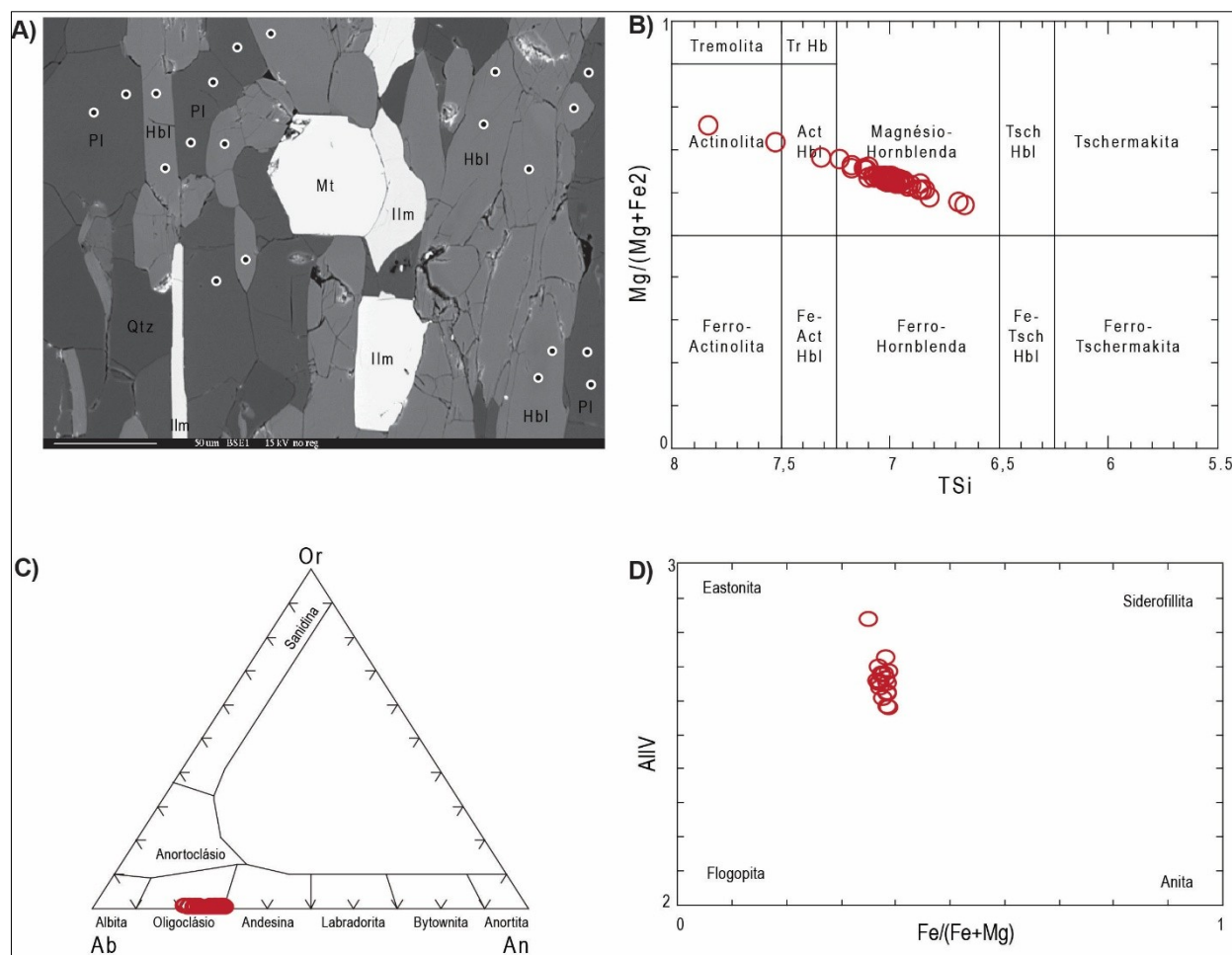


Figura 12. Imagens e diagramas de classificação para minerais da amostra BR-20A (Bt-qz-pl-hb gnaiss com magnetita e ilmenita). A) Imagem BSE mostrando minerais e pontos analisados por microsonda eletrônica (WDS). B) Diagrama de classificação dos anfibólios cálcicos (Hawthorne, 1981). C) Diagrama de classificação dos feldspatos (Deer *et al.*, 1966). D) Diagrama de classificação de micas (Deer *et al.*, 1972).

Figure 12. Images and classification diagrams for minerals of sample BR-20A (bt-qz-pl-hb gneiss with magnetite and ilmenite). A) BSE image showing minerals and points analyzed by electron microprobe (WDS). B) Classification diagram of calcic amphiboles (Hawthorne, 1981). C) Classification diagram of feldspars (Deer *et al.*, 1966). D) Classification diagram of micas (Deer *et al.*, 1972).

Os minerais opacos foram analisados através de espectroscopia de raios X por dispersão em energia (EDS). Integrando estes dados com as informações obtidas através da interpretação das imagens BSE, foi estabelecido que os cristais com forma tabular têm composição elementar da ilmenita. Os cristais com forma cúbica e tonalidades mais claras nas imagens BSE caracterizam a magnetita (Fig. 12A).

3.5 Geotermobarometria Plagioclásio-Hornblenda

Para obter as estimativas de valores de pressão litostática e temperatura de metamorfismo, foram selecionados 49 pares de análises de plagioclásio e hornblenda da amostra BR-20A que apresentam contato mútuo com base nas imagens de BSE. Para as estimativas de temperatura, foi aplicado o geotermômetro proposto por Molina *et al.* (2021) e para as estimativas de pressão, o geobarômetro Molina *et al.* (2015). A escolha deste par levou em conta as indicações de aplicação em anfibolitos de grau médio-alto.

Os valores obtidos para cada par são apresentados na Tabela 1 e a Figura 13 mostra o diagrama de caixa para os dados. O valor médio obtido para a temperatura de metamorfismo desta rocha é de 628°C com desvio padrão de 15,5 °C. Estes valores são bastante consistentes e refletem a composição homogênea dos cristais de hornblenda e plagioclásio. O valor médio para a pressão de metamorfismo é de 2,23 Kbar com desvio padrão de 0,5 Kbar.

Tabela 2. Valores de pressão e temperatura calculados para os pares PI-Hbl da amostra BR-20A.

Table 1. Calculated pressure and temperature values for the PI-Hb pairs of sample BR-20A.

Par PI-Hbl	T °C	P kbar	Par PI-Hbl	T °C	P kbar	Par PI-Hbl	T °C	P kbar
#1	626	2.13	#18	643	2.18	#34	644	1.64
#2	642	1.52	#19	615	3.21	#35	612	2.90
#3	639	1.31	#20	639	2.17	#36	605	2.59
#4	634	3.04	#21	624	2.70	#37	613	2.17
#5	644	1.54	#22	629	2.41	#37	606	2.44
#6	627	2.23	#23	638	2.95	#38	613	3.12
#7	618	1.96	#24	621	2.46	#39	651	1.52
#8	633	2.31	#25	659	2.03	#40	625	2.82
#9	620	2.24	#26	652	1.84	#41	639	2.18
#10	606	3.05	#27	613	2.63	#42	609	2.13
#11	606	1.61	#28	624	2.36	#43	625	2.30
#12	652	2.37	#29	597	2.98	#44	621	1.99
#13	626	1.62	#30	651	1.85	#45	655	1.94
#14	639	2.58	#31	611	2.27	#46	611	1.64
#15	616	2.23	#32	627	1.53	#47	625	2.45
#16	641	1.50	#33	641	1.94	#48	641	2.16
#17	628	2.65						

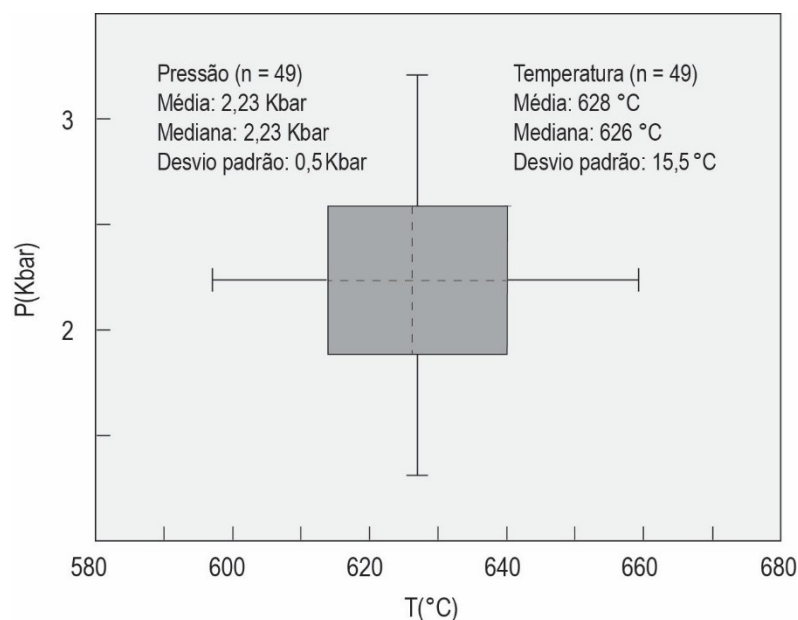


Figura 13. Diagrama de caixa mostrando os principais parâmetros estatísticos para os valores de pressão e temperatura da amostra BR-20A. O retângulo representa os valores do 1° e 3° quartis. As linhas sólidas indicam os limites inferiores e superiores e as linhas tracejadas as medianas.

Figure 13. Box plot showing the main statistical parameters for the pressure and temperature values of sample BR-20A. The rectangle represents the 1st and 3rd quartiles values. The solid lines indicate the lower and upper limits and the dashed lines the medians.

Estes valores indicam que a foliação metamórfica principal (S_2) observada no afloramento foi formada em condições de pressão litostática muito baixa e temperatura média, equivalente a fácies anfibolito médio-superior e hornblenda *hornfels* superior de Winter (2001). Considerando uma densidade de crosta de $2,8 \text{ g/cm}^3$, o gradiente geotérmico calculado é superior a $61 \text{ }^\circ\text{C/Km}$, posicionando o metamorfismo observado dentro da série de baixa P/T de Miyashiro (1973, 1994).

Os dados de temperatura e pressão obtidos na geotermobarometria são compatíveis com as paragêneses minerais observados nos gnaisses cálcio-silicáticos MF-01 e MF-02. As condições metamórficas obtidas são correlacionadas com a assembleia Plag Ca+Hbl +Diop (paragênese 11, diagrama ACF, Butcher & Frey, 1994). Em condições de baixa pressão litostática, o aparecimento de clinopiroxênio ocorre em temperaturas mais baixas ($\sim 625 \text{ }^\circ\text{C}$), a partir do consumo progressivo da hornblenda, feição observada nas lâminas investigadas. O crescimento de diopsídio nos bordos da hornblenda indica o caráter progressivo do metamorfismo orogênico, suportado pela composição do plagioclásio, definido como oligoclásio ($An_{>20}$) e pela ausência de epidoto (Hollocher, 2014).

5. Discussão

Basei *et al.* (2011) exibiram uma trajetória P-T-t para o CB com base na integração de estimativas obtidas em rochas metapelíticas do complexo que indicou condições metamórficas de baixo a alto grau em regime de baixa pressão. Estas condições são semelhantes as estabelecidas por Caldasso *et al.* (1995) e Philipp *et al.* (2004) com base na interpretação de paragêneses minerais em rochas metapelíticas e metamáficas. Os valores de pressão litostática e temperatura calculados neste trabalho estão próximos das condições estabelecidas pela associação cordierita e andaluzita/sillimanita, observada em metapelitos. Campos *et al.* (2012a) apresentaram valores de temperatura de $650 \text{ }^\circ\text{C}$ para amostra BR-20A, cerca de $20\text{--}30 \text{ }^\circ\text{C}$ mais altos, com base no geotermômetro Pl-Hbl (Holland & Blundy, 1994). Esta diferença reflete acuracidades existentes na aplicação do geotermômetro mais antigo.

Percival *et al.* (2022) apresentaram valores de pressão mais elevados com base em amostras de metapelitos que ocorrem na porção central do complexo, com condições de temperatura máximas atingindo $540\text{--}570 \text{ }^\circ\text{C}$ e pressão litostática de $5,5\text{--}6,5 \text{ kbar}$, obtidas no pico máximo do soterramento e espessamento crustal. Estes valores seriam compatíveis com o metamorfismo da série de média P/T. Estes autores também estabeleceram um segundo evento metamórfico, obtido em rocha metavulcânica (BA-22), coletada na região de Tijucas e pertencente a formação Rio do Oliveira (Fig. 3). Os valores de pressão de $2\text{--}3 \text{ Kbar}$, são muito próximos aos valores obtidos neste trabalho, entretanto, as temperaturas obtidas são baixas, cerca de $500 \text{ }^\circ\text{C}$. Dados de geocronologia Lu-Hf em granada e rocha total desta amostra indicam a idade de $596,9 \pm 1,7 \text{ Ma}$ para este evento metamórfico de baixa pressão (Percival *et al.*, 2022). Considerando as condições de baixa pressão obtidas para o metamorfismo da amostra BR-20A, é possível associá-lo com a trajetória P-T-t apontada para a amostra BA-22 (Fig. 14).

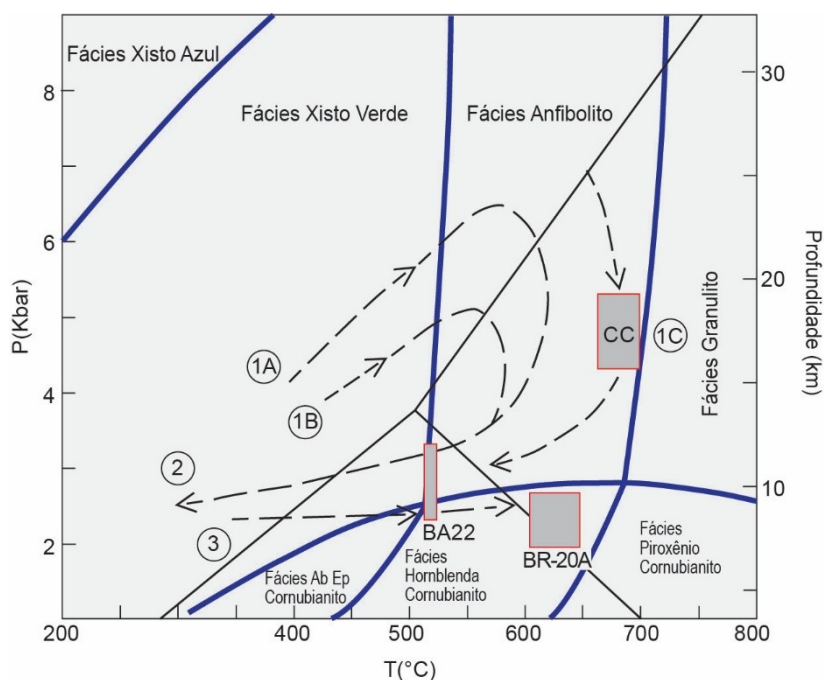


Figura 14. Trajetórias P-T-t de metamorfismo para as rochas do CB e CC. Os retângulos indicam as estimativas de P e T calculadas para as amostras/ unidades. Trajetórias 1A e 1B: indicam aumento de P e T durante o início do espessamento crustal inicial e crescimento progressivo de granada entre 660–650 Ma (Percival *et al.* 2022). Trajetória 1C: indica a fusão decompressiva as rochas infracrustais do Complexo Camboriú De Toni *et al.* (2020). Trajetória 2: indica o resfriamento das rochas do CB entre 635-615 Ma (Percival *et al.* 2022). Trajetória 3: indica aumento do fluxo térmico nas rochas do CB por intrusão graníticas e atingimento de condições da fácies hornblenda cornubianito há pelo menos 600 Ma (Percival *et al.* 2022 e este trabalho).

Figure 14. P-T-t metamorphism trajectories for the CB and CC rocks. The rectangles indicate the P and T estimates calculated for the samples/units. Trajectories 1A and 1B: indicate an increase in P and T during the onset of initial crustal thickening and progressive garnet growth between 660–650 Ma (Percival *et al.* 2022). Trajectory 1C: indicates decompression melting of the hinterland rocks of the Camboriú Complex (De Toni *et al.* 2020). Trajectory 2: indicates the cooling of the CB rocks between 635–615 Ma (Percival *et al.* 2022). Trajectory 3: indicates thermal input in CB rocks by granitic intrusion reaching hornblende cornubianite facies conditions at least 600 Ma ago (Percival *et al.* 2022 and this work).

A influência termal associada ao desenvolvimento da foliação metamórfica S_2 na área estudada pode sugerir a influência local dos corpos de leucogranitos peraluminosos da Suíte São João Batista (SSJB). O posicionamento destes granitos é sin-tectônico com relação a geração da foliação S_2 , sugerindo a atuação do magmatismo e a formação de um evento de metamorfismo regional de contato como sugerido por Spear (1973). Neste sentido, também é preciso considerar que, durante o período entre 615–585 Ma, o CB foi intrudido por uma série de corpos magmáticos volumosos pertencentes as suítes Valsungana e Nova Trento que levaram a formação de auréolas de metamorfismo de contato bem desenvolvidas (Caldasso *et al.*, 1995, Philipp *et al.*, 2004., Basei *et al.*, 2011, Hueck *et al.*, 2016, 2020). Portanto, é possível associar os elevados valores de fluxo térmico obtidos com a transferência térmica originada a partir da colocação destas intrusões.

Com relação aos corpos tabulares de leucogranitos granitos peraluminosos (SSJB), Philipp *et al.* (2010) estabeleceram que os magmas que deram origem a estas foram gerados a partir da fusão parcial de rochas crustais de composição pelítica, com participação restrita de processos de diferenciação, em temperaturas entre 690 a 720 °C. Recentemente, Hueck *et al.* (2020) estabeleceram a idade de cristalização de cerca de 615

Ma para os corpos de leucogranitos peraluminosos da Ponta Grossa. O evento termal registrado nos gnaisses calci-silicáticos da Ponta Grossa atingiu condições máximas entre 625 a 650 °C e ocorreu em um período próximo a idade de cristalização dos leucogranitos. Considerando estas informações, e também a ausência de feições texturais indicadoras de fusão parcial nas rochas da Ponta Grossa, é possível concluir que os episódios de fusão parcial que deram origem aos corpos de leucogranitos ocorreram durante o desenvolvimento da foliação S_1 - S_2 , em metapelitos posicionados em nível crustal mais profundo que os gnaisses calci-silicáticos da Ponta Grossa.

6. Conclusão

O estudo das rochas metamórficas que afloram no costão da Ponta Grossa permitiu ampliar o conhecimento relativo a constituição mineral, trama estrutural e evolução metamórfica da associação de rochas metavulcanogênicas da Formação Rio do Oliveira do Complexo Brusque. Este estudo permitiu estabelecer que:

i) No afloramento investigado predominam gnaisses calci-silicáticos que contém níveis intercalados de para-anfibolitos. Os gnaisses calci-silicáticos são constituídos por di-ep-qtz-pl-bt-hbl gnaisses e di-ep-bt-qtz-pl-hbl gnaisses com magnetita e ilmenita. Os para-anfibolitos são constituídos por bt-qtz-pl-hbl gnaisses com magnetita e ilmenita.

ii) O padrão estrutural consiste em um acamamento composicional reliquiar (S_0) observado nos gnaisses calci-silicáticos, e que se originou a partir da deposição de camadas com combinações de proporções distintas entre sedimentos vulcanogênicos e/ou tufos finos, e lamitos pelágicos. O metamorfismo dos níveis vulcanogênicos deu origem a níveis milimétricos a centimétricos contendo teores variáveis de hornblenda, biotita, plagioclásio, quartzo, epidoto e diopsídio. A alternância destes níveis com os metapelitos reflete a natureza sin-deposicional e relativamente distal do vulcanismo máfico da Formação Rio do Oliveira, que estão preservadas na Ponta Grossa. Portanto o bandamento composicional se origina a partir de uma superfície de acamamento sedimentar ou piroclástico (S_0) preservado. Neste último caso, pode sugerir a possibilidade de um vulcanismo piroclástico de composição básica e subaéreo.

iii) A foliação principal (S_2) está concordante com o acamamento composicional dos gnaisses calci-silicáticos. Caracteriza-se pelo alinhamento de cristais de hornblenda e biotita, e está transposta por meio da evolução de uma clivagem de crenulação e da preservação de meso a microdobras apertadas a isoclinais, recumbentes a reclinadas, tornando-se uma estrutura de segunda ordem (S_2) que afeta e reorienta mecanicamente o bandamento composicional (S_0).

iv) As condições de pressão e temperatura de geração da foliação metamórfica dos níveis de para-anfibolitos foram calculadas pelo geotermobarômetro plagioclásio-hornblenda (Molina *et al.* 2015, 2021) e indicam valores de 2,2 Kbar e 628 °C, correspondentes ao limite entre as fácies anfibolito médio-superior e hornblenda *hornfels* superior de Winter (2001).

v) A foliação metamórfica dos gnaisses calci-silicáticos foi gerado sob condições de pressão e temperatura similares aos dos para-anfibolitos, conforme indicado pela geração de diopsídio a partir do consumo de hornblenda.

v) As condições de pressão e temperatura de formação das rochas estudadas indicam gradientes geotérmicos maiores que 60°C/km, o que é típico de ambientes

aquecidos por intrusões ígneas. Esta conclusão concorda com o observado na região por outros autores.

Agradecimentos: Os autores agradecem ao revisor Matheus Battisti pelos comentários e sugestões no texto, e à Fundação de Amparo à Pesquisa e Inovação do Estado de Santa Catarina pelo apoio financeiro. R.P. Philipp agradece ao CNPq pela bolsa de pesquisador.

Contribuições dos Autores: Concepção, D.C.M. e R.S.C.; metodologia, R.S.C.; software, D.C.M.; validação, D.C.M.; análise formal, D.C.M.; pesquisa, D.C.M., R.S.C., R.P.P.; recursos, D.C.M.; preparação de dados, D.C.M.; escrita do artigo, D.C.M., R.S.C., R.P.P.; revisão, R.S.C., R.P.P.; supervisão, R.S.C.; aquisição de financiamento, R.S.C.. Todos os autores leram e concordaram com a versão publicada do manuscrito.

Conflito de Interesse: Os autores declaram não haver conflito de interesse.

Referências

- Basei, M.A.S. 1985. *O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina*. São Paulo, 191p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Basei, M.A.S.; Campos Neto, M.C.; Castro, N.A.; Nutman, A.P.; Wemmer, K.; Yamamoto, M.T.; Hueck, M.; Osako, L.; Siga Jr, O.; Passarelli, C.R. 2011. Tectonic evolution of the Brusque group, Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4): 324-350. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.03.016>
- Basei, M.A.S.; Grasso, C.B.; Vlach, S.R.F.; Nutman, A.; Siga Jr., O.; Osako, L.S. 2008. "A"-type rift-related granite and the lower Cryogenian age for the beginning of the Brusque belt basin, Dom Feliciano Belt, southern Brazil. In: South American Symposium on Isotope Geology, 6., 2008, San Carlos de Bariloche. *Anais...* San Carlos de Bariloche p. 168. Disponível em: <<https://repositorio.usp.br/directbitstream/632b997e-9175-4d00-a4d5-9cb8341ddb7f/1717917.pdf>>. Acesso em: 17 fev. 2025.
- Basei, M.A.S.; Passarelli, C.R.; Hueck, M.; Siga Jr., O.; Fernandes, M.Q.; Castro, N. 2020. Geocronologia e Tectônica do Grupo Brusque, Cinturão Dom Feliciano. In: Cordani, U.G., Bartorelli, A., Teixeira, W., & Neves, B.B. (Ed.). *Geocronologia e Evolução Tectônica do Continente Sul-Americano*. São Paulo, Solaris, p. 305-333.
- Basei, M.A.S.; Siga Jr., O.; Masquelin, H.; Harara, O.M.; Reis Neto, J.M.; Preciozzi, F., 2000. The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its Foreland Domain the Rio de la Plata Craton: framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of Southwestern Africa. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., & Campos, D.A. (Ed.), *Tectonic Evolution of South America. 31st International geological congress Rio de Janeiro*. Rio de Janeiro, SBG, p. 311–334.
- Brandelik, A. 2009. CALCMIN - an EXCEL™ Visual Basic application for calculating mineral structural formulae from electron microprobe analyses. *Computers & Geosciences*, 35(7): 1540-1551.
- Butcher, K. & Frey, M. 1994. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. New York, Springer-Verlag, 318p.
- Caldasso, A.L.; Krebs, A.S.J.; Silva, M.A.S.; Camozzato, E.; Ramgrab, G.E. 1995. *Mapa Geológico 1:50.000 da Folha Brusque, SC, SG-22-Z-D-II-1*, Programa de Levantamentos Geológicos Básicos, Brasília, CPRM, 243p.
- Campos, R.S. 2011. *Petrologia, Caracterização Geológica, Geoquímica e Geocronológica do Magmatismo Pré, Sin e Pós-colisional presente no Complexo Metamórfico Brusque nas regiões de Itapema e Botuverá, Santa Catarina, Brasil*. Porto Alegre, 325p. Tese de Doutorado, Programa de Pós Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Campos, R.S.; Philipp, R.P.; Massonne, H.J.; Chemale, F.; Theye, T. 2012a. Petrology and isotope geology of mafic to ultramafic metavolcanic rocks of the Brusque Metamorphic Complex, southern Brazil. *International Geology Review*, 54(6): 686-713. <https://doi.org/10.1080/00206814.2011.569393>
- Campos, R.S.; Philipp, R.P.; Massonne, H.J.; Chemale, F. 2012b. Early post-collisional Brasiliano magmatism in Botuverá region, Santa Catarina, southern Brazil: Evidence from petrology, geochemistry, isotope geology and geochronology of the diabase and lamprophyre dikes. *Journal of South American Earth Sciences*, 37: 266-278. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.02.005>

- Campos, R.S.D. & Philipp, R.P. 2021. O Complexo Brusque e o Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. In: Jelinek, A.R., & Sommer, C.A. (Ed.). *Contribuições à Geologia do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina*. Porto Alegre, Compasso Lugar-Cultura, p. 61-76.
- De Toni, G.B.; Bitencourt, M.F.; Konopasek, J.; Martini, A.; Andrade, P.H.S.; Florisbal, L.M.; Campos, R.S.D. 2020. Transpressive strain partitioning between the major Gercino shear zone and the Tijucas fold belt, dom feliciano belt, Santa Catarina, southern Brazil. *Journal of Structural Geology*, 136: 1-26. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104058>
- Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J. 1966. *An Introduction to Rock Forming Minerals*. London, Longmans, 712p.
- Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J. 1972. *An Introduction to Rock Forming Minerals*. London, Longmans, 517p.
- England, P.C. & Thompson, A.B. 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism, I, Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *Journal of Petrology*, 25(4): 894-928. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.894>
- Hartmann, L.A.; Bitencourt, M.F.; Santos, J.O.S.; McNaughton, N.J.; Rivera, C.B.; Betiollo, L. 2003. Prolonged Paleoproterozoic magmatic participation in the Neoproterozoic Dom Feliciano Belt, Santa Catarina, Brazil, based on zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 477-492. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2003.04.001>
- Hawthorne, F. 1981. Crystal Chemistry of the amphiboles. *Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America A*, 9: 1-102.
- Holland, T.J.B. & Blundy, J.D. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116: 433-447. <https://doi.org/10.1007/BF00310910>
- Hollocher, K. 2014. *A Pictorial Guide to Metamorphic Rocks in the Field*. London, CRC Press, 326p.
- Hueck, M.; Basei, M.A.S.; de Castro, N.A. 2016. Origin and evolution of the granitic intrusions in the Brusque Group of the Dom Feliciano Belt, south Brazil: Petrostructural analysis and whole-rock/isotope geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*, 69: 131-151. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.04.004>
- Hueck, M.; Basei, M.A.S.; Castro, N.A. 2020. Tracking the sources and the evolution of the late Neoproterozoic granitic intrusions in the Brusque Group, Dom Feliciano Belt, South Brazil: LA-ICP-MS and SHRIMP geochronology coupled to Hf isotopic analysis. *Precambrian Research*, 338: 1-20. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105566>
- Klein, C. & Dutrow, B. 2008. *Manual de ciência dos minerais*. Porto Alegre, Bookman Editora, 706p.
- Leake, B.E.; Woolley, A.R.; Birch, W.D.; Gilbert, M.C.; Grice, J.D.; Hawthorne, F.C.; Kato, A.; Kisch, H.J.; Krivovichev, V.G.; Linthout, K.; Laird, J.; Mandarino, J.A. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist*, 35: 219-246.
- Miyashiro, A. 1973. *Metamorphism and Metamorphic Belts*, New South Wales, Allen & Unwin, 472p.
- Miyashiro, A. 1994. *Metamorphic petrology*. Flórida, CRC Press, 416p.
- Molina, J.F.; Moreno, J.A.; Castro, A.; Rodríguez, C.; Fershtater, G.B. 2015. Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: new calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning. *Lithos*, 232: 286-305. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.06.027>
- Molina, J.F.; Cambeses, A.; Moreno, J.A.; Morales, I.; Montero, P.; Bea, F. 2021. A reassessment of the amphibole-plagioclase NaSi-CaAl exchange thermometer with applications to igneous and high-grade metamorphic rocks. *American Mineralogist*, 106(5): 782-800. <https://doi.org/10.2138/am-2021-7400>
- Myashiro, A. 1961. Evolution of metamorphic belts. *Journal of Petrology*, 2(3): 277-311. <https://doi.org/10.1093/petrology/2.3.277>
- Passchier, C.W. & Trouw, R.A.J. 2005. *Microtectonics*. Berlin, Springer-Verlag, 366 p.
- Percival, J.J.; Konopásek, J.; Anczkiewicz, R.; Ganerød, M.; Sláma, J.; Campos, R.S.; Bitencourt, M.F. 2022. Tectono-Metamorphic Evolution of the Northern Dom Feliciano Belt Foreland, Santa Catarina, Brazil:

- Implications for Models of Subduction-Driven Orogenesis. *Tectonics*, 41(2): 1-35. <https://doi.org/10.1029/2021TC007014>
- Percival, J.J.; Konopásek, J.; Eiesland, R.; Sláma, J.; de Campos, R.S.; Battisti, M.A.; Bitencourt, M.F. 2021. Pre-orogenic connection of the foreland domains of the Kaoko–Dom Feliciano–Gariep orogenic system. *Precambrian Research*, 354(2):106060. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.106060>
- Peternell, M.; Bitencourt, M.F.; Kruhl, J.H.; Stab, C. 2010. Macro- and microstructures as indicators of development of syntectonic granitoids and host rocks in the Camboriú region, Santa Catarina, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(3): 738-750. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.11.006>
- Philipp, R.P. & Campos, R.S. 2010. Granitos peraluminosos intrusivos no Complexo Metamórfico Brusque: registro do magmatismo relacionado à colisão Neoproterozóica no Terreno Tijucas, Itapema, SC. *Revista Brasileira de Geociências*, 40 (3): 301-318.
- Philipp, R.P.; Mallmann, G.; Bitencourt, M.F.; Souza, E.R.; Liz, J.D.; Wild, F.; Arend, S.; Oliveira, A.S.; Duarte, L.C.; Rivera, C.B.; Prado, M. 2004. Caracterização Litológica e Evolução Metamórfica da Porção Leste do Complexo Metamórfico Brusque, Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geociências*, 34 (1): 21-34.
- Philipp, R.P.; Pimentel, M.M.; Chemale Jr., F. 2016. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*, 46(1): 83-104. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620150016>
- Richard, L.R. 1995. Mineralogical and petrological, data processing system for Windows, version 2.02. *Minpet Geological Software-Logiciel Géologique Minpet, Quebec*.
- Sander, A. 1992. *Petrologia e Litoquímica de uma parcela da Seqüência Vulcano-Sedimentar do Complexo Metamórfico Brusque na região do Ribeirão do Ouro*, SC. Porto Alegre, 167p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Silva L.C. 1991. O Cinturão Metavulcanossedimentar Brusque e a evolução policíclica das faixas dobradas Proterozóicas no sul do Brasil: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, 21(1): 60-73.
- Silva, L.C.; McNaughton, N.J.; Armstrong, R.; Hartmann, L.A.; Fletcher, I.R. 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon based UePb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African system of orogens. *Precambrian Research*, 136: 203-240. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.10.004>
- Spear, F.S. 1994. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure—Temperature—Time Paths*. Washington, D.C., Mineralogical Society of America Monograph, 799 p.
- Spear, F.S. & Peacock, S.M. 1989. *Metamorphic pressure-temperature-time paths*. Washington, D.C., American Geophysical Union, 102p.
- Tischendorf, G.; Forster, H.J.; Gottesmann, B. 2001. Minor- and trace-element composition of trioctahedral micas: a review. *Mineralogical Magazine*, 65(2): 249-276. <https://doi.org/10.1180/002646101550244>
- Vernon, R.H. 2004. *A Practical Guide to Rock Microstructure*. Cambridge, Cambridge University Press, 606 p.
- Winter, J. 2001. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Nova Jersey, Prentice Hall, 697p.
- Yamamoto, M.T. & Basei, M.A.S. 2009. Geoquímica isotópica e idade U-Pb em zircão do magmatismo básico do grupo Brusque no estado de Santa Catarina-SC. In: Simpósio 45 Anos de Geocronologia no Brasil. Boletim de Resumos Expandidos. São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, USP, p. 328-330.