

Artigo de Pesquisa

Metamorfismo de Contato do Granito Jaguari, Terreno São Gabriel, Cinturão Dom Feliciano, RS

Contact Metamorphism of the Jaguari Granite, São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, RS

Douglas Heineck LEÃES¹  & Ruy Paulo PHILIPP² 

¹Programa Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, Brasil. E-mail: dleaes@hotmail.com.

²Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, Brasil. E-mail: ruy.philipp@ufrgs.br.

Resumo. O metamorfismo termal ocasionado pela intrusão do Granito Jaguari foi investigado através da análise petrográfica das suas unidades encaixantes, que incluiu as rochas metaultramáficas e metavulcano-sedimentares dos complexos Palma, Ibaré, Pontas do Salso, os ortognaisses dos complexos Imbicuí e Cambaí e os basaltos da Formação Acampamento Velho. A análise petrográfica de 126 amostras evidenciou modificações estruturais, texturais e mineralógicas. Os quartzitos e mármore do Complexo Palma, e as rochas metavulcanoclásticas e metassedimentares dos complexos Pontas do Salso e Ibaré, mostraram um aumento da coesão, associado ao desenvolvimento de textura granoblástica poligonal com cristais idioblásticos e com extinção homogênea, indicando ausência de pressão dirigida na recrystalização. O metamorfismo termal gerou as texturas decussada, acicular e *bow-tie*, com o crescimento de porfiroblastos desorientados de clorita, biotita e talco, e agregados fibro-radiados de actinolita, hornblenda, forsterita e tremolita. Em xistos magnesianos e nos serpentinitos a foliação metamórfica foi substituída pela estrutura maciça dos esteatitos, clorititos e tremolititos. Nos gnaisses dos complexos Imbicuí e Cambaí as transformações se restringem a formação de clorita e muscovita com textura decussada, e crescimento de agregados de epidoto sobre os minerais máficos. O grau metamórfico mais elevado equivale a fácies hornblenda hornfels, gradando para a fácies albita-epidoto hornfels na porção mais externa da auréola. Os principais minerais índices definiram as zonas de clorita, biotita e da granada em termos pelíticos, as zonas da actinolita e hornblenda, em rochas de composição quartzo-feldspática, com as zonas da antigorita + talco e talco + forsterita nas rochas metaultramáficas. A extensão da auréola de contato varia entre 15 e 20 km e sua forma acompanha a forma do batólito granítico. Os efeitos termais nas rochas encaixantes indicam que o Granito Jaguari foi a última unidade magmática a se posicionar na região. A colocação do granito esteve relacionada a movimentação de sistemas de falhas de alto ângulo com destaque para a Zona de Cisalhamento Ibaré e da movimentação subordinada da Zona de Falha Cerro dos Cabritos, que limita a porção oeste do *Rift* Santa Bárbara da Bacia do Camaquã.

Palavras-chave. Neoproterozoico, Província Mantiqueira, Bacia do Camaquã, Metamorfismo Termal, Granito epizona.

Abstract. The thermal metamorphism caused by the intrusion of the Jaguari Granite was investigated through the petrographic analysis of its enclosing units, which included the meta-ultramafic and metavolcano-sedimentary rocks of the Palma, Ibaré, Pontas do Salso complexes, the orthogneisses of the Imbicuí and Cambaí complexes and the basalts of the Acampamento Velho Formation. The petrographic analysis of 126 samples of these units recorded the thermal effect of Jaguari Granite, characterized by structural, textural, and mineralogical modifications. The quartzites and marbles of the Palma Complex, and the meta vulcanoclastic and meta sedimentary rocks of the Pontas do Salso and Ibaré complexes, showed an increase in cohesion, associated with the development of polygonal granoblastic texture with idioblastic crystals and with homogeneous extinction, indicating the absence of directed stress in recrystallization. The thermal metamorphism generated decussate, acicular, and bow-tie textures, with the growth of unoriented porphyroblasts of chlorite, biotite, and talc, and fibro-radiated aggregates of actinolite, hornblende, forsterite, and tremolite. In magnesian schist and serpentinite, the metamorphic foliation was replaced by the massive structure of talc-, chlorite-, and tremolite hornfels. The transformation on the gneisses of the Imbicuí and Cambaí complexes is restricted to the formation of chlorite and muscovite with decussate texture, and the growth of epidote aggregates on the mafic minerals. The highest metamorphic degree equals the hornblende hornfels, graduating to albite-epidote hornfels in the outer portion of the aureole. The main mineral indices defined the zones of chlorite, biotite, and garnet in pelitic terms, and actinolite and hornblende in quartz-feldspathic rocks, with antigorite + talc and talc + forsterite zones in the meta-ultramafic rocks. The length of the contact aureole varies between 15 and 20 km and its shape accompanies the shape of the granitic batolite. The thermal effects on the host rocks indicate that the Jaguari Granite was the last magmatic unit to position in the region. The emplacement of the granite was related to the movement of high-angle fault systems with emphasis on the Ibaré Shear Zone and the subordinate movement of the Cerro dos Cabritos Fault Zone, which limits the western border of the Santa Bárbara Rift (Camaquã Basin).

Keywords. Neoproterozoic, Mantiqueira Province, Camaquã Basin, Thermal Metamorphism, Epizone Granite.

1 Introdução

O estudo de complexos metamórficos através do mapeamento geológico integrado com a geologia estrutural e com análise petrográfica, permite identificar diferentes eventos geológicos que caracterizam a história da evolução crustal de terrenos metamórficos. A identificação do metamorfismo de contato e seus efeitos nas rochas encaixantes ainda é pouco investigada de forma sistemática no Terreno São Gabriel (TSG). Os efeitos do metamorfismo termal indicam que as unidades afetadas por corpos intrusivos são mais jovens do ponto de vista estratigráfico (Sartori, 1978; Naumann, 1985; Naime, 1987; Naime & Nardi, 1991; Martins Filho, 2004; Mattos *et al.*, 2004; Leães, 2021).

A determinação das condições de posicionamento, os fatores do controle estrutural, o volume e a temperatura da intrusão são os principais parâmetros que controlam o desenvolvimento da auréola de contato. As assembleias minerais do metamorfismo de contato registram, junto com as modificações estruturais e texturais, o aumento da temperatura relacionado a fonte de calor da intrusão.

No Rio Grande do Sul o registro do Ciclo Orogênico Brasileiro é caracterizado pelas rochas do Cinturão Dom Feliciano, uma unidade tectônica que compõe a maior parte das áreas de exposição das rochas Pré-Cambrianas. O TSG é a porção oeste deste cinturão, sendo constituído por complexos metavolcano-sedimentares e metaplutônicos que caracterizam a evolução do magmatismo dos arcos acrecionários de idade toniana. Estas unidades constituem corpos alongados orientados segundo a direção NE-SW, intercalados com complexos metamáfico-ultramáficos que representam associações ofiolíticas, e com complexos supracrustais de margem passiva. Essas unidades foram afetadas pelo metamorfismo orogênico e por eventos polifásicos de deformação, com vergência tectônica para SE (Saalman *et al.*, 2005; Philipp *et al.*, 2016, 2018; Hueck *et al.*, 2020).

O período pós-colisional da Orogenia Dom Feliciano, entre 600 e 540 Ma, foi marcado pela formação da Bacia do Camaquã, cujas unidades sedimentares foram acompanhadas por um amplo vulcanismo e magmatismo granítico. O posicionamento deste magmatismo foi controlado por reativações sob condições rúpteis, de antigas estruturas regionais subverticais como as Zona de Cisalhamento Ibaré, Palma-Vila Nova do Sul e as falhas Cerro dos Cabritos e Palma-Jacques que também controlaram a colocação e a deposição das unidades da Bacia do Camaquã. As intrusões dos granitos São Sepé, Ramada, Cerro da Cria e Jaguari em níveis crustais rasos afetaram as unidades encaixantes, gerando o metamorfismo termal.

Nesse contexto o artigo descreve as transformações metamórficas das rochas encaixantes do Granito Jaguari, incluindo as rochas metaultramáficas (serpentinitos e xistos magnesianos) e metassedimentares (mármore, quartzitos, meta-arenitos e corpos restritos de metapelitos) do Complexo Palma, os gnaisses dioríticos e tonalíticos dos complexos Imbicuí e Cambaí, as rochas metavulcano-sedimentares dos complexos Pontas do Salso e Ibaré (meta-arenitos, metasiltitos, metapelitos, meta-arenitos conglomeráticos vulcanogênicos e metatufos dacíticos a andesíticos), e os basaltos da Formação Acampamento Velho, do Grupo Santa Bárbara da Bacia do Camaquã.

O objetivo desse artigo é caracterizar o metamorfismo de contato do Granito Jaguari a partir da identificação de estruturas, texturas e assembleias minerais relacionadas a transferência de calor e fluidos do granito, com a definição da auréola de contato, da zonation mineral e das fácies metamórficas.

2 Área, materiais e métodos

2.1 Geologia Regional

O embasamento da porção sul-sudeste do Brasil é constituído de modo dominante por rochas de idade Neoproterozóica, relacionadas com a evolução do Sistema Orogênico Mantiqueira. Este sistema é composto pelos cinturões Dom Feliciano, Ribeira e Araçuaí e se estende do leste do Uruguai e do Rio Grande do Sul até o sul da Bahia (Silva *et al.*, 2005). Os cinturões têm direção NE-SW e são contínuos, com evolução final associada a amalgamação do Gondwana Oeste. As unidades do embasamento sul-riograndense são compostas por um fragmento do Cráton Rio de la Plata (denominado Terreno Taquarembó) e pelo Cinturão Dom Feliciano (Fig. 1) (Fragoso-Cesar, 1980; Fernandes *et al.*, 1992; Basei *et al.*, 2000; Chemale Jr, 2000; Silva *et al.*, 2005; Philipp *et al.*, 2016, 2018; Hueck *et al.*, 2018). As rochas mais antigas estão no Terreno Taquarembó, representadas por metagabros, metaperidotitos, metadunitos, metapiroxenitos e paragneisses do Complexo Granulítico Santa Maria Chico (2.5-2.3 Ga). Este complexo é cortado por granitoides Ediacaranos com idades entre 630 e 570 Ma, e parcialmente recoberto por sequências vulcano-sedimentares da Bacia do Camaquã e por rochas sedimentares da Bacia do Paraná (Philipp *et al.*, 2016; Hueck *et al.*, 2018). Na região Sul do Brasil e Uruguai, o Cinturão Dom Feliciano é constituído de oeste para leste pelos Terrenos São Gabriel e Tijucas, Batólito Pelotas-Aiguá e pelo Terreno Punta del Este (Philipp *et al.*, 2016; Hueck *et al.*, 2018, Cruz *et al.*, 2023).

O Terreno São Gabriel está localizado na porção oeste do Cinturão Dom Feliciano e registra os estágios precoces do Ciclo Orogênico Brasileiro, durante o Toniano. É caracterizado por registrar a subducção de placas oceânicas, anterior à acreção das unidades ao continente (Cráton Rio de la Plata). Entre suas unidades destacam-se os complexos ofiolíticos, complexos metavulcano-sedimentares e metaplutônicos de arco

magmático, e complexos metamórficos supracrustais de bacias de margem passiva (Philipp *et al.*, 2021). Essas unidades são parcialmente recobertas por rochas vulcânicas e sedimentares da Bacia do Camaquã e intrudidas por granitos cronocorrelatos. O limite leste do Terreno São Gabriel é balizado pela Zona de Cisalhamento de Caçapava do Sul, com direção média N20°E, e ao sul, pela Zona de Cisalhamento Ibaré, de direção média N70°W (Fig. 2). Os complexos metamórficos do TSG constituem corpos alongados e subparalelos de direção N30-40°E, com estruturas mergulhando para noroeste, e vergência estrutural para sudeste/leste. (Saalman *et al.*, 2006; Philipp *et al.*, 2016, 2018; Hueck *et al.*, 2020).

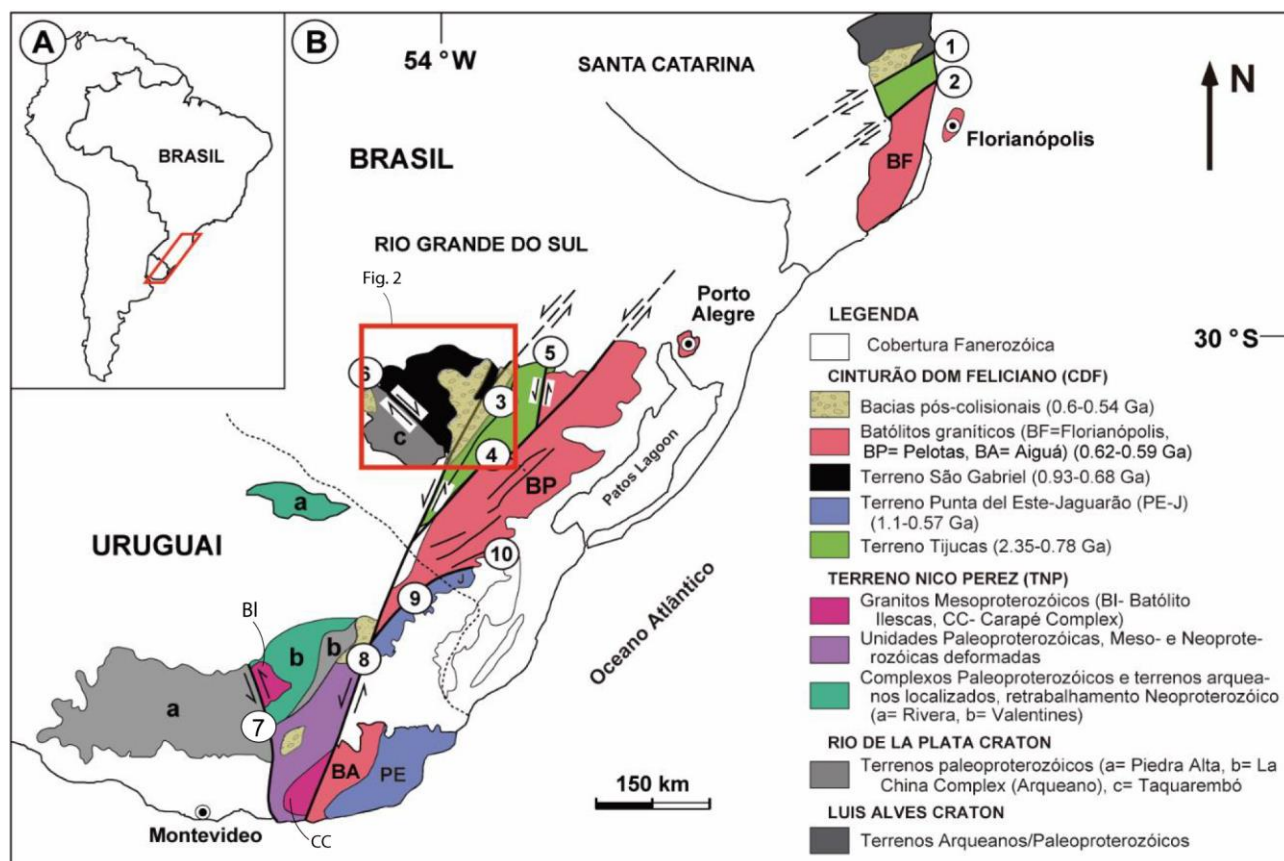


Figura 1. A) Localização da Província Mantiqueira no Brasil; B) Principais unidades geotectônicas do sul do Brasil e leste do Uruguai. Zonas de cisalhamento: 1-Itajaí-Perimbó, 2-Major Gercino, 3-Santana da Boa Vista, 4-Dorsal de Canguçu, 5-Passo do Marinheiro, 6-Ibaré, 7-Sarandi Del Yi, 8-Sierra Ballena, 9-Cerro Amaro, 10-Aroio Grande. Localização da área de estudo no quadrado vermelho. Modificado de Philipp *et al.* (2021).

Figure 1. A) Mantiqueira Province location in Brazil; B) Main tectonic units of south Brazil and east Uruguay. Shear Zones: 1-Itajaí-Perimbó, 2-Major Gercino, 3-Santana da Boa Vista, 4-Dorsal de Canguçu, 5-Passo do Marinheiro, 6-Ibaré, 7-Sarandi Del Yi, 8-Sierra Ballena, 9-Cerro Amaro, 10-Aroio Grande. The red square represents the study area. Modified from Philipp *et al.* (2021).

A evolução crustal do TSG é caracterizada por duas associações de rochas metaígneas que caracterizam os arcos magmáticos Passinho (900-820 Ma) e São Gabriel (770-700 Ma). O primeiro está preservado no extremo sul do terreno pelos ortognaisses cálcico-alcalinos baixo K do Complexo Imbicuí (Leite *et al.*, 1998; Philipp *et al.* 2014, 2018; Sivieiro *et al.*, 2023). A associação de rochas posterior, arco São Gabriel, é caracterizada por complexos metavulcano-sedimentares e metaplutônicos de composição cálcico-alcalina baixo-médio-K, representados pelas unidades do Complexo Bossoroca (770-750 Ma) (Remus *et al.*, 1999; Saalman *et al.*, 2005; Gubert *et al.*, 2016; Philipp *et al.*, 2021) e

pelos ortognaisses dioríticos-tonalíticos do Complexo Cambaí (740-700 Ma) (Hartmann *et al.*, 2011; Laux, 2017; Vedana *et al.*, 2017a).

A última manifestação orogênica Neoproterozoica que afeta a porção sul do TSG está relacionada a orogênese Dom Feliciano, caracterizada pela deposição das sucessões vulcano-sedimentares da Bacia do Camaquã, em parte acompanhada por derrames vulcânicos e piroclásticos, e por corpos graníticos relacionados (Sommer *et al.*, 1999, 2005; Wildner *et al.*, 1999; Matté *et al.*, 2016). Destacam-se as unidades do Complexo Intrusivo Lavras do Sul (Gastal *et al.*, 2006), Monzogranito Santa Rita (Chemale Jr., 1982) e os granitos Caçapava do Sul (Ribeiro *et al.*, 1966; Bitencourt, 1983), São Manoel, São Sepé (Sartori, 1978), Ramada (Naime, 1987; Sommer *et al.*, 1999), Cerro da Cria (Naime, 1987; Naime & Nardi, 1991) e Jaguari (Nardi & Bonin, 1991; Gastal & Nardi, 1992).

Os complexos metamórficos encaixantes do Granito Jaguari foram afetados anteriormente por eventos de metamorfismo orogênico com registro de condições metamórficas de baixo a médio grau, variando entre a fácies xistos verdes e anfibólito superior (Garcia & Hartmann, 1981; Chemale Jr., 1982; Santos *et al.*, 1990; Remus, 1990; UFRGS, 1996; Vedana & Philipp, 2016, 2017a). Os efeitos do metamorfismo de contato do Granito Jaguari estão bem registrados devido às significativas diferenças entre condições geotérmicas das rochas encaixantes e a temperatura do magma granítico. O granito tem composição alcalina e caráter tardio com relação aos eventos de metamorfismo orogênico e cataclástico que afetaram o TSG (Gastal & Nardi, 1992).

2.2 Granito Jaguari

O Granito Jaguari está localizado na porção sul do TSG e constitui um batólito granítico de forma oval e com área de 400 km², com contatos intrusivos bem definidos e delimitados por estruturas rúpteis de direção NW-SE e NE-SW (Fig. 3). Na sua porção norte estabelece contato intrusivo com as rochas metaultramáficas do Complexo Palma, rochas metavulcano-sedimentares do Complexo Pontas do Salso, dioritos e tonalitos deformados da Suíte Lagoa da Meia Lua, e com os basaltos da Formação Acampamento Velho. Em sua porção sul é intrusivo nos ortognaisses do Complexo Imbicuí, em rochas metaultramáficas do Complexo Cerro Mantiqueiras, em metagranitóides do Complexo Cambaí e nos metassedimentos do Complexo Ibaré. Em todas estas unidades foram identificadas estruturas e texturas relacionadas ao metamorfismo termal.

O limite sul do Granito Jaguari é definido pela Zona de Cisalhamento Ibaré, uma estrutura regional com direção variando entre N50-70°W e extensão aproximada de 100 km, que estabelece o limite entre os Terrenos São Gabriel e Taquarembó (Luzardo & Fernandes, 1990; Philipp *et al.*, 2016, 2018; Salvi & Philipp, 2019). A atuação da Zona de Cisalhamento Ibaré é caracterizada pelo registro de milonitos sobre os metassedimentos dos referidos complexos supracrustais (Philipp *et al.*, 2016, 2018, 2021; Laux, 2017; Hueck *et al.*, 2020). Durante o Ediacarano, reativações desta zona sob regime rúptil foram responsáveis por controlar a colocação dos granitos Santa Rita (585 ± 1.9 Ma, Arena *et al.*, 2017) e Jaguari (567 ± 4 Ma, Gastal *et al.*, 2006).

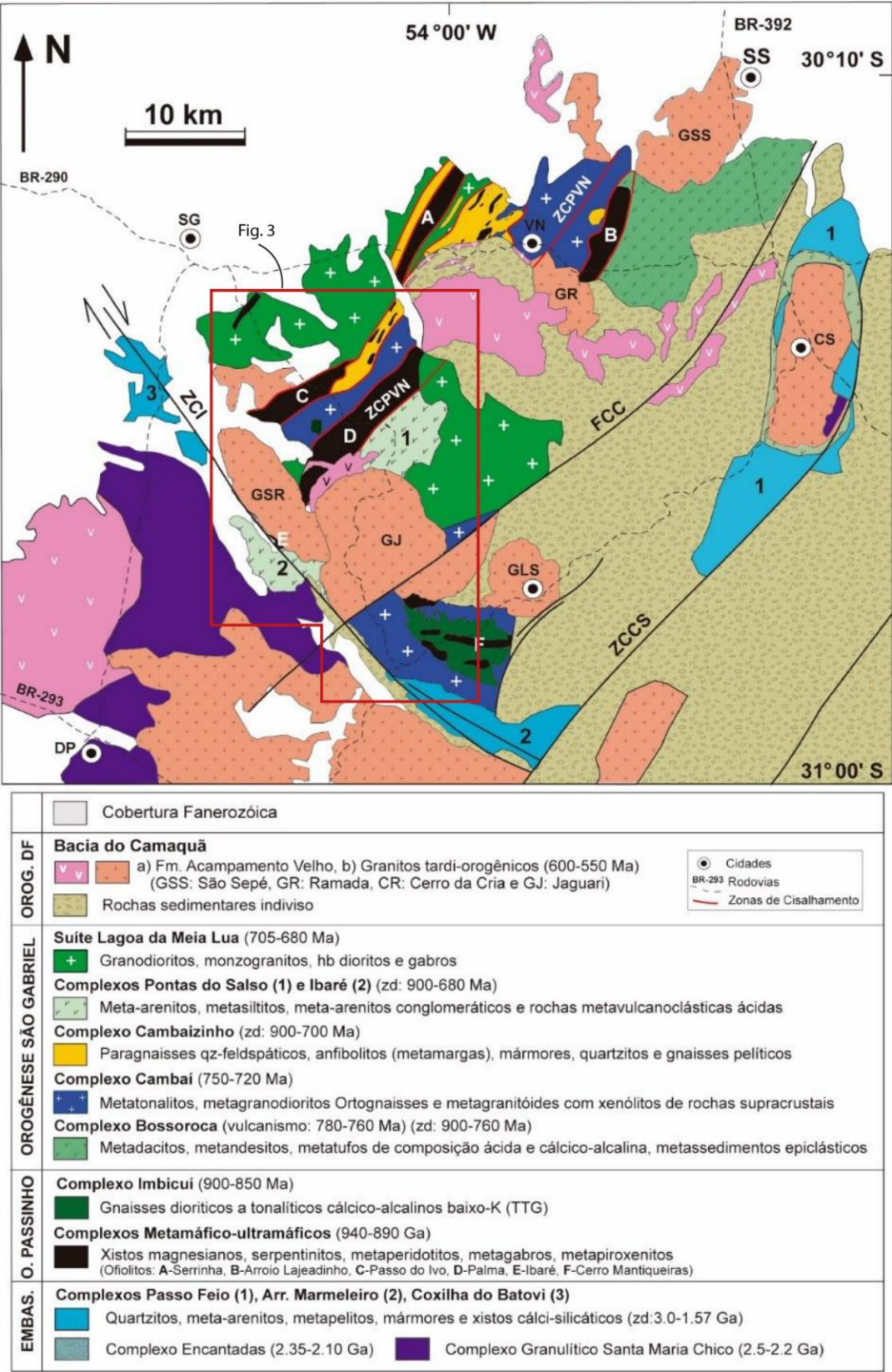


Figura 2. Mapa Geológico do Terreno São Gabriel. Zonas de Cisalhamento: ZCCS - Caçapava do Sul, ZCI - Ibaré, ZCPVN - Palma-Vila Nova do Sul, FCC - Falha Cerro dos Cabritos. Cidades: CS - Caçapava do Sul, DP - Dom Pedrito, LS - Lavras do Sul, SG - São Gabriel, VN - Vila Nova. Modificado de Philipp et al. (2021).

Figure 2. Geological map of São Gabriel Terrane. Shear Zones: ZCCS - Caçapava do Sul, ZCI - Ibaré, ZCPVN - Palma-Vila Nova do Sul, FCC - Cerro dos Cabritos Fault. Cities: CS - Caçapava do Sul, DP - Dom Pedrito, LS - Lavras do Sul, SG - São Gabriel, VN - Vila Nova. Modified from Philipp et al. (2021).

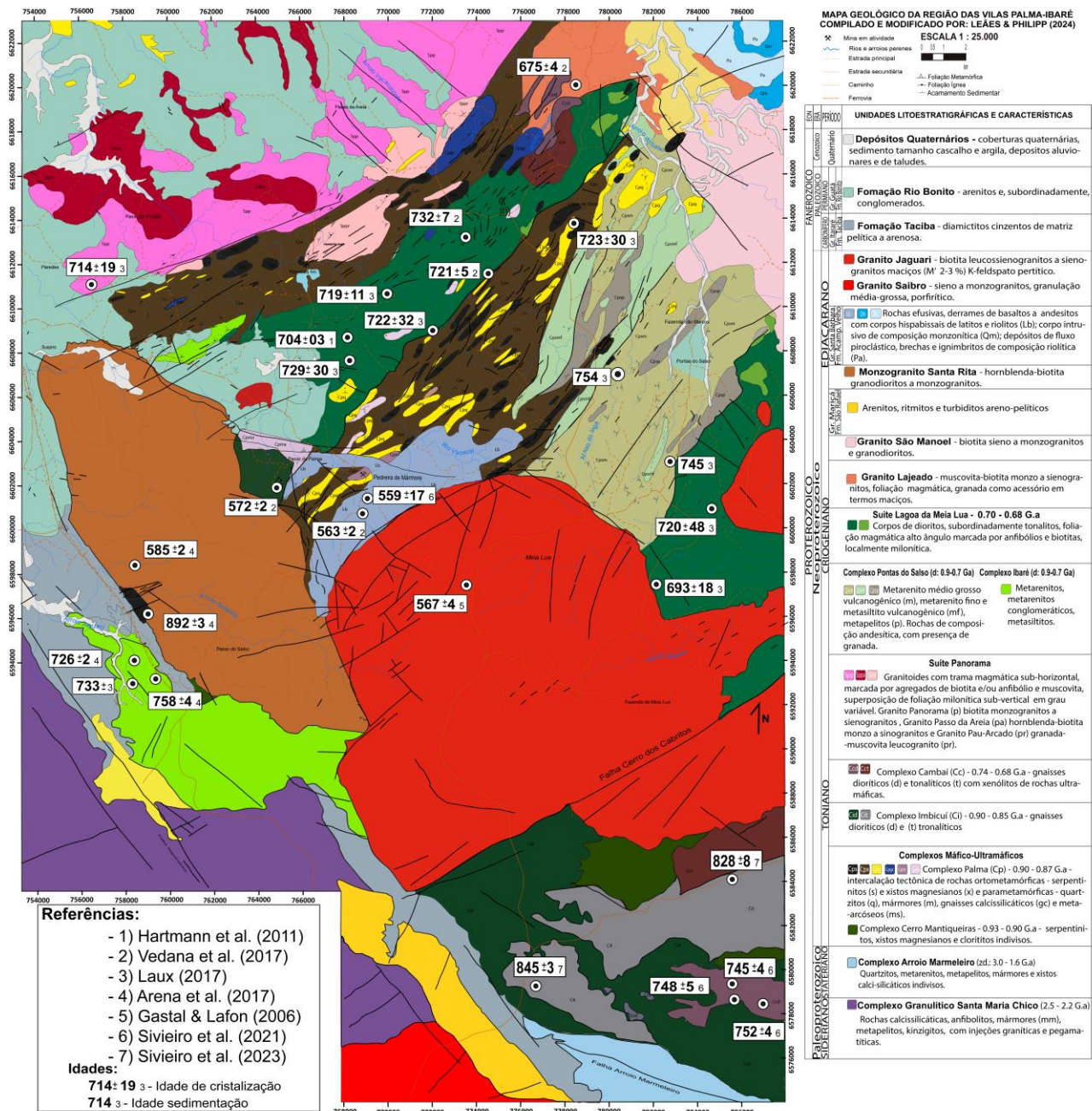


Figura 3. Mapa geológico de semi-detelhe da área de estudo. Compilado e modificado de UFRGS (1991, 1996, 2004, 2005, 2018 e 2019), Laux (2017), Vedana et al. (2017a,b) e Philipp et al. (2018).

Figure 3. Geological map of the study area. Modified and compiled from UFRGS (1991, 1996, 2004, 2005, 2018 e 2019), Laux (2017), Vedana et al. (2017a,b), and Philipp et al. (2018).

2.3 Metamorfismo de Contato na região Sul do Brasil

Na região Sul do Brasil, pesquisas sobre o metamorfismo de contato são restritas. As primeiras evidências de interação entre rochas graníticas e suas encaixantes metamórficas foram descritas na região da Palma e Ibaré por Jost & Vilwoock (1966) e Jost (1966). Os autores descreveram clorititos, turmalinitos, rodingitos, esteatitos e outras variedades de rochas relacionadas a interação metassomática, e termal, entre as rochas ultramáficas encaixantes e o Granito Jaguarí. Na porção norte do TSG, Sartori (1978) identificou a ocorrência de metamorfismo de contato relacionado a intrusão do Granito São

Sepé, descrevendo hornfels pelíticos e hornblenda hornfels em rochas do Complexo Vacacaí, além de intensa sericitização e propilitização em arenitos da Formação Maricá e nos andesitos da Formação Hilário, unidades da Bacia do Camaquã. Nesta mesma região, Naime (1987) e Naime & Nardi (1991) descreveram os efeitos do metamorfismo termal dos granitos Ramada e Cerro da Cria nos arenitos e pelitos encaixantes do Grupo Maricá. A investigação mais completa sobre o metamorfismo de contato foi apresentada por Mattos *et al.* (2004) para a região sul do Granito São Sepé. Os autores apresentaram o mapa da auréola metamórfica gerada nos metassedimentos e em rochas metavulcânicas do Complexo Bossoroca. Na auréola de contato com cerca de 5 km de extensão foram reconhecidas as zonas da clorita, biotita, granada, andaluzita e estaurolita.

As rochas do Complexo Ibaré, à época divididas em sequência Boa Vista e Corticeira, foram objeto de estudo de Naumann & Hartmann (1984) e Naumann (1985), que descreveram transformações ocasionadas pela intrusão do Monzogranito Santa Rita nas rochas ultramáficas da Sequência Corticeira.

Vedana & Philipp (2016), caracterizaram o metamorfismo termal do Granito Jaguari sobre as rochas metassedimentares do Complexo Pontas do Salso e nos basaltos da Formação Acampamento Velho. Por fim, Leães (2021) descreveu e sistematizou as transformações metamórficas ocasionadas pelo Granito Jaguari nas rochas dos complexos Palma e Pontas do Salso, e nos basaltos da Formação Acampamento Velho. Como resultado foi definida a aureóla de contato, as zonas de metamorfismo e as fácies do metamorfismo termal da porção norte do Granito Jaguari.

Na porção leste do terreno Remus *et al.*, (2000) e Hoerlle *et al.* (2019, 2022, 2023 a,b) têm investigado os efeitos termais da colocação do Granito Caçapava do Sul nos metassedimentos do Complexo Passo Feio. As investigações descreveram a formação de escarnitos ricos em sulfetos nas áreas de contato das lentes de mármore dolomíticos do Complexo Passo Feio com os leucogranitos do Granito Caçapava do Sul.

2.4 Materiais e métodos

2.4.1 Revisão Estratigráfica

Uma ampla revisão bibliográfica com a compilação de informações estratigráficas, geológicas e petrográficas permitiu a confecção de um banco de dados, agregando o histórico de definição das unidades e as suas principais características litológicas (estruturas, texturas e mineralogia). Foram integrados os dados petrográficos e estruturais obtidos nos mapas geológicos e relatórios da disciplina de Mapeamento Geológico Básico do curso de Geologia da UFRGS (Projetos Lagoa da Meia Lua-Rufino, de 1996, Suspiro-Lagoa da Meia Lua, de 2018 e Lagoa da Meia Lua, de 2019). O mapa geológico da área de estudo resultou da integração entre os mapas geológicos da UFRGS (1991, 1996, 2004, 2005, 2018, 2019), Vedana *et al.* (2017a, b) e Laux (2017). As lâminas delgadas descritas são relacionadas à tese do Dr. Luis A. Vedana (PPGGEO, IG-UFRGS, 2017) e das disciplinas de mapeamento da UFRGS.

2.4.2 Trabalho de Campo

As campanhas de campo incluíram o mapeamento geológico em escala 1:25.000 das rochas encaixantes da porção norte do Granito Jaguari e dois perfis geológicos na porção sul, com definição dos contatos entre distintas unidades litoestratigráficas, caracterização das litologias, coleta de dados estruturais, petrográficos e amostras de rochas.

2.4.3 Análise Petrográfica

As informações relacionadas a composição das rochas, estruturas e texturas primárias, as transformações impostas pela deformação, e pelo metamorfismo orogênico, cataclástico, e/ou termal, foram obtidas a partir da análise petrográfica, principal ferramenta desta pesquisa. Os resultados foram obtidos a partir da descrição e integração das observações de 126 lâminas delgadas, incluindo 17 de rochas metaultramáficas dos complexos ofiolíticos e 11 de metassedimentos associados, 18 de ortognaisses e metagranitóides dos complexos Imbicuí e Cambaí, 58 de rochas metavulcano-sedimentares do Complexo Pontas do Salso, 10 de rochas metaultramáficas e metavulcano-sedimentares do Complexo Ibaré e 12 lâminas de basaltos da Formação Acampamento Velho.

A distribuição espacial das amostras permitiu a correlação e a sistematização adequada das informações. Os dados petrográficos foram compilados em tabelas comparativas contendo as principais estruturas e texturas primárias e metamórficas, minerais que as caracterizam, assembleias minerais do metamorfismo de contato, mineral índice, zonas de metamorfismo e fácies metamórfica. Os minerais índices do metamorfismo termal foram dispostos no mapa geológico para definir a zonation do metamorfismo de contato. Todas as descrições foram realizadas no microscópio binocular da marca Meiji, modelo ML 9720, do Departamento de Mineralogia e Petrologia da UFRGS.

3. Resultados

3.1 Análise Petrográfica

Os resultados obtidos refletem as investigações em campo e a análise petrográfica das unidades encaixantes do Granito Jaguari, destacando: (i) rochas metaultramáficas dos complexos Palma e Ibaré, (ii) rochas metavulcano-sedimentares dos complexos Pontas do Salso e Ibaré, (iii) ortognaisses dos complexos Imbicuí e Cambaí, e (iv) basaltos da Formação Acampamento Velho.

As rochas dos complexos encaixantes do granito foram afetadas anteriormente por transformações metamórficas impostas pelo metamorfismo orogênico, caracterizadas por estruturas e texturas definidas pela orientação mineral. Nas rochas associadas a zonas de alta deformação e ao metamorfismo cataclástico foram observadas texturas e estruturas miloníticas, com feições de estiramento mineral e formação de matriz por cominuição. O último evento metamórfico a afetar as unidades do TSG foi o metamorfismo termal associado a colocação dos granitos pós-colisionais Jaguari, Ramada, Cerro da Cria e São Sepé.

O Granito Jaguari é constituído por sienogranitos, com monzogranitos subordinados. A estrutura é maciça e a principal textura é equigranular hipidiomórfica média (1,5 – 3,0 mm) caracterizada por cristais subidiomórficos e prismáticos de feldspato alcalino do tipo pertita, e por agregados de quartzo com forma globular a hexagonal (Fig. 4). Os espaços intersticiais são ocupados por raros cristais de biotita do tipo anita. O conteúdo elevado de quartzo e de feldspato pertita são características da composição química alcalina e da alta temperatura de cristalização do magma. Dados de geotermometria obtidos por Gastal *et al.* (1992), a partir de análises químicas de rochas, estabeleceram temperaturas de cristalização de 778-742°C (zircão) e 900-769°C (apatita).

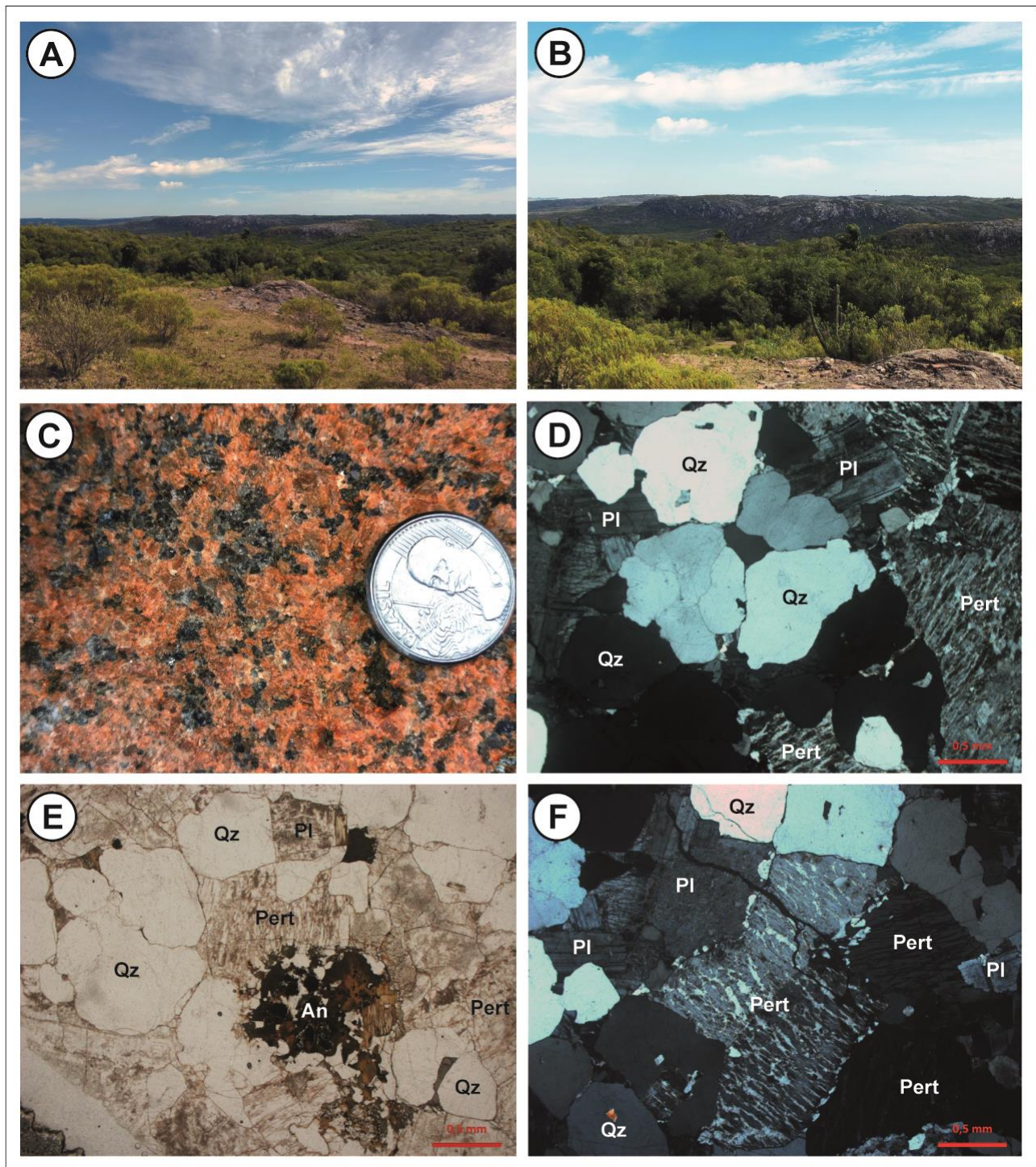


Figura 4. A) Vista geral do Granito Jaguar; B) Detalhe da “Serra do Jaguar”, na borda sul do Granito; C) Aspecto macroscópico do sienogranito; D) Textura equigranular md com agregados de quartzo globular (Qz), feldspato do tipo pertita (Pert) e plagioclásio (Pl) intersticiais; E) Mesma amostra em nicóis descruzados, biotita intersticial (An); F) Cristal prismático de feldspato pertita.

Figure 4. A) General view of the Jaguari Granite; B) Detail of the “Jaguar Range” on its southern end; C) Macroscopic aspects of the syenogranite; D) Equigranular texture with globular quartz (Qz), pertite-type (Pert) feldspar, and plagioclase (Pl); E) Same sample as before with plain polarized light; F) Photomicrography of subhedral Pert crystal at the center of the image.

A intrusão do Granito Jaguari, e a consequente transferência de calor e fluidos para as rochas encaixantes foi responsável pelas transformações estruturais, texturais e minerais que, em conjunto com o aumento da coesão, são fatores diagnósticos do metamorfismo de contato nas rochas estudadas. Do ponto de vista petrográfico, a estrutura maciça e o crescimento mineral sem orientação, idioblásticos e com extinção homogênea, sem evidências de deformação, são características determinantes na identificação do metamorfismo termal. As principais texturas que caracterizam o metamorfismo de contato do Granito Jaguari são: (i) *bow-tie* (porfiroblastos de anfibólio fibro-radiados), (ii) decussada (porfiroblastos de filossilicatos sem orientação) (iii) porfiroblástica e poiquiloblástica (crescimento de porfiroblastos idioblásticos e com muitas inclusões), (iv) “*jackstraw*” ou pseudospinifex (crescimento desorientado de cristais idioblásticos de olivina com forma prismática) e (v) granoblástica poligonal equigranular com cristais idioblásticos e com extinção homogênea.

3.1.1 Complexo Palma

Os metassedimentos do Complexo Palma incluem principalmente corpos tabulares de quartzitos puros, com raras lentes de mármore calcíticos e pequenas lentes de metaarenitos finos e metapelitos (Fig. 5). Os mármore estão restritos à área da Mina da Palma, ocorrendo como um conjunto de lentes alongadas, com algumas dezenas de metros de espessura e comprimento entre 50 e 120 m. Os mármore calcíticos tem cor branca, estrutura maciça e textura granoblástica média a grossa (0,3 a 2,0 mm). Estão intercalados com camadas de hb-grossulária mármore com espessuras entre 10 e 30 cm (Fig. 5A e D). De modo subordinado, também ocorrem lâminas de 1 a 10 mm ricos em quartzo (Fig. 5C). Níveis finos e contínuos, ricos em hornblenda com textura nematoblástica e níveis ricos em olivina forsterita (Fig. 5B e F) com porfiroblastos sin-tectônicos de grossulária de cor verde escuro a castanho (Fig. 5D e E), marcam as condições de fácies anfibolito médio a superior do metamorfismo orogênico.

Os quartzitos constituem cristas contínuas com orientação NE-SW e mergulhos para NW. Mostram espessuras variáveis entre alguns metros a poucas dezenas de metros (Fig. 5G). O aspecto maciço de algumas camadas contrasta com a fina xistosidade espaçada, definida por uma textura lepidoblástica fina a média, caracterizada pela orientação da muscovita. Ao microscópio preservam o acamadamento sedimentar (S_0), caracterizado por estruturas plano-paralelas e por camadas regulares com variação no tamanho de grão, que em geral é muito fino (0,1 – 0,2 mm) (Fig. 5H e I). Os quartzitos puros apresentam elevada coesão e textura granoblástica poligonal equigranular bem desenvolvida, com limites retilíneos e novos cristais metamórficos com extinção homogênea (Fig. 5H e I). Os efeitos do metamorfismo termal nos metassedimentos estão caracterizados pelo aumento da coesão e pelo desenvolvimento de textura granoblástica poligonal com extinção homogênea nos grãos, além da textura decussada com crescimento desorientado de muscovita e biotita.

As rochas metaultramáficas (Fig. 6) ocorrem ao norte-noroeste do granito, expostas na forma de cristas alongadas de serpentinitos envoltas por lentes de xistos magnesianos (Fig. 6A). Os serpentinitos tem cor verde escuro a preto e estrutura maciça ou foliada (por vezes milonítica). Os termos miloníticos são caracterizados por clastos alongados de serpentinito maciço, envoltos por uma matriz rica em serpentina foliada, acompanhada por teores variáveis de talco e Mg-clorita (Fig. 6B). Apresentam teores variáveis de magnetita, talco, clorita, tremolita e porfiroblastos de magnetita de até 2 cm.

Os xistos magnesianos incluem talco xistos, tremolita-clorita xistos, clorita xistos e tremolita xistos (Fig. 6E). Ocorrem como lentes de espessuras métricas compondo áreas

de relevo mais dissecado, ocupando as partes baixas das cristas sustentadas pelos serpentinitos. Os talco xistos tem cor cinza esverdeada a amarelada e textura lepidoblástica média-grossa (1–2 mm), marcada pela orientação do talco, com teores baixos de clorita, tremolita e magnetita. Os tremolita-clorita xistos formam corpos mais restritos, tem cor verde escuro e textura nematoblástica média a grossa (1–3 mm), marcada pela orientação de agregados de tremolita contendo teores variáveis de clorita e/ou talco. Os clorita xistos tem cor verde escura e textura lepidoblástica média a grossa (0,5–2,0 mm) definida pela orientação da clorita, com teores variáveis de magnetita, talco e tremolita.

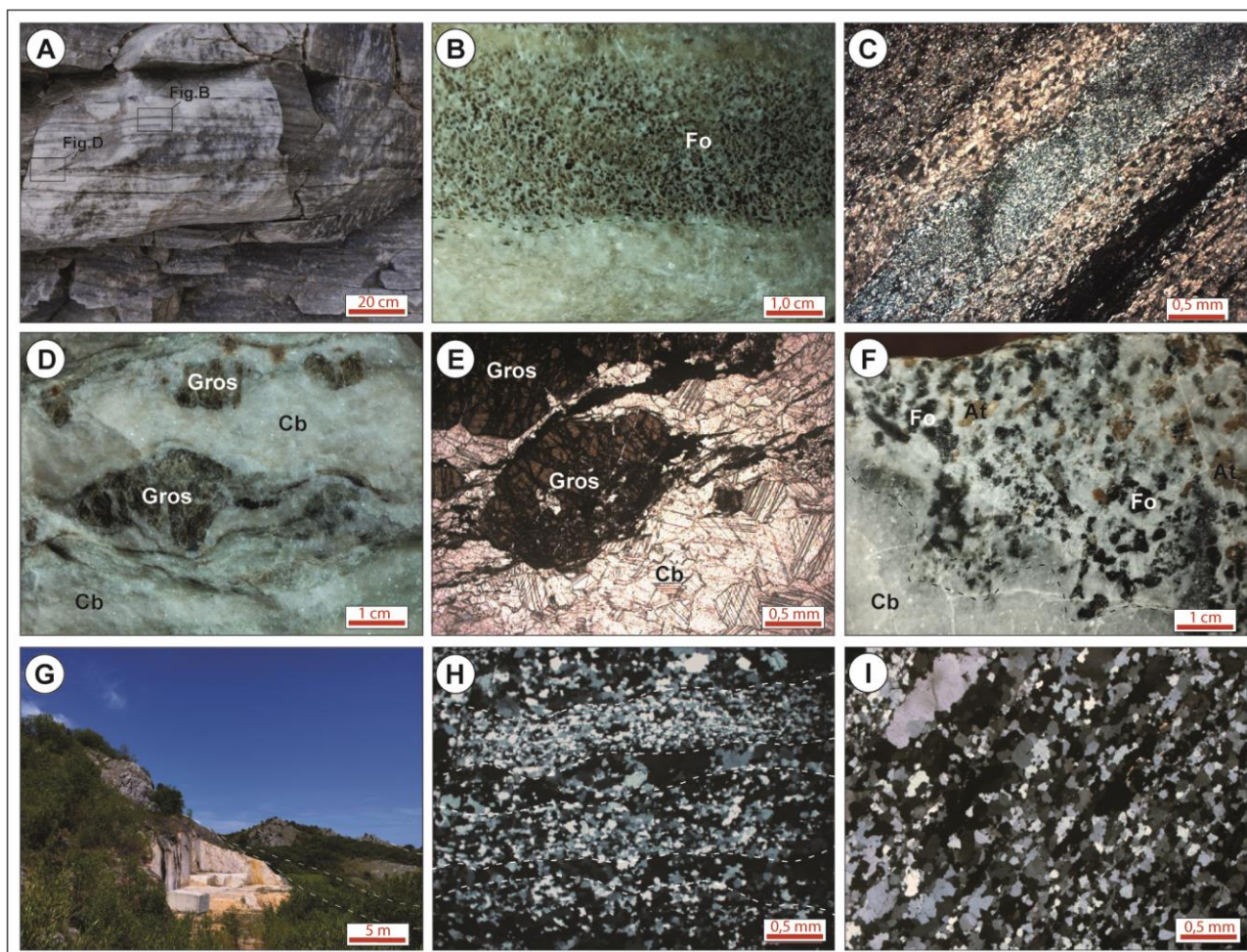


Figura 5. Estruturas e texturas metamórficas no Complexo Palma: A) Acamamento sedimentar (S0//S1) em mármore, com níveis contínuos ricos em olivina forsterita (Fo) e diopsídio, Mina da Palma; B) Nível rico em Fo, em mármore dolomítico; C) Feição microscópica de alternância entre camadas de mármore calcítico e meta-arenito; D) Porfiroblastos de grossulária (Gros) sin-tectônicos; E) Porfiroblasto de Gros; F) Nível rico em porfiroblastos de Fo mármore; G) Pedreira de quartzito ornamental próximo à Vila da Palma; H) Quartzito com acamamento plano-paralelo marcado pela alternância de níveis de areia fina e média com textura granoblástica poligonal; I) Textura granoblástica poligonal em quartzito. Nicóis cruzados (C, H e I), descruzados (E).

Figure 5. Metamorphic textures and structures in Palma Complex. A) Sedimentary bedding (S0//S1) in marbles, with continuous levels rich in forsterite (Fo) and diopside; B) Fo-rich level on a dolomitic marble; C) Alternating layers of calcite marble and meta-sandstone; D) Syn-tectonic grossular (Gros) porphyroblasts in marble; E) Calcite with granoblastic texture and Gros syn-tectonic porphyroblast; F) Fo porphyroblasts in marble; G) Ornamental quartzite quarry, near Palma Village; H) Quartzite with plane-parallel bedding, with fine- and medium-grained sand levels; I) Polygonal granoblastic texture in quartzite. Crossed polarized light (C, H and I), parallel (E).

O efeito termal da intrusão do Granito Jaguari nas rochas metaultramáficas se manifestou com a formação de cornubianitos ultramáficos. São caracterizados pela estrutura maciça e pela textura jackstraw em magnesita-talco-forsterita hornfels, pela textura decussada em clorititos e esteatitos (talco hornfels) e a textura *bow-tie*, com agregados fibro-radiados de tremolita ± actinolita e/ou hornblenda em tremolititos (Fig. 6C, D, E e F).

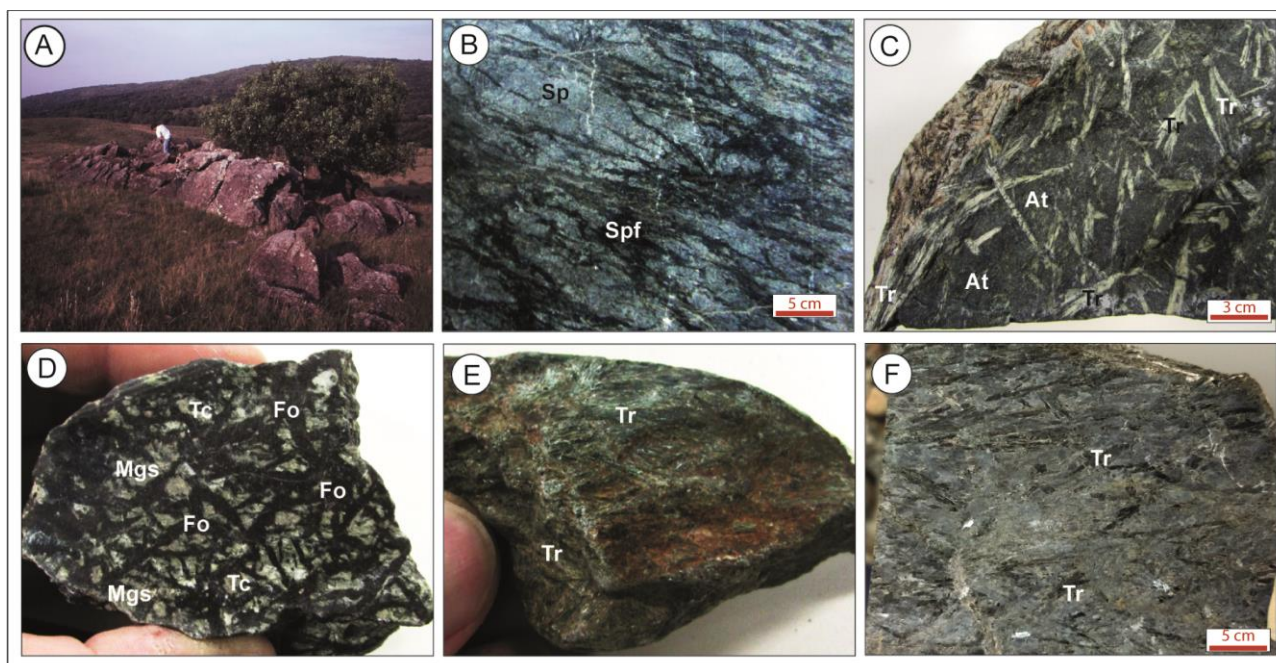


Figura 6. A) Afloramento de cristas de serpentinito; B) Serpentinito milonítico com estrutura foliada (Sp: serpentinito maciço, Spf: serpentinito foliado); C) Porfiroblastos de tremolita desorientados em serpentinito (At=Antigorita); D) Forsterita (Fo), talco (Tc) e magnesita (Mgs) formando textura *jackstraw* em serpentinito hornfels; E) Cristais de tremolita (Tr) com textura *bow-tie* em tremolita xisto; F) Tremolitito com tremolita acicular e em textura *bow-tie*.

Figure 6. A) Representative serpentinite outcrop; B) Foliated structure on mylonitic serpentinite; C) Tremolite porphyroblasts on serpentinite; D) Jackstraw texture on serpentinite, characterized by forsterite (Fo), talc (Tc), and magnesite (Mgs); E) Tremolite schist with tremolite crystals on bow-tie texture; F) Tremolite hornfels with acicular tremolite and bow-tie texture.

3.1.2 Complexo Ibaré

As rochas do Complexo Ibaré estão situadas a oeste do Granito Jaguari e dispostas como um corpo alongado de direção NW-SE, paralelas a Zona de Cisalhamento Ibaré (Fig. 7). O complexo é constituído por um corpo alongado de serpentinito envolto por faixas métricas de xistos magnesianos, e por uma ampla área de meta-arenitos vulcanogênicos, intercalados com camadas subordinadas de metasiltitos, com níveis restritos de metapelitos e de rochas metavulcanoclásticas (Fig. 7A, C, F e G). Suas unidades constituem uma sucessão de camadas plano-paralelas com disposição contínua e regular, com espessuras entre 10 e 40 cm, caracterizadas pela variação composicional e no tamanho de grão (Fig. 7E, F e G). Nos termos arenosos ocorre estratificação cruzada acanalada (Fig. 7B e D).

Os meta-arenitos tem cor verde claro à cinza e uma clivagem ardosiária e/ou xistosidade fina com orientação de micas e anfibólio. A principal textura é blastopsamítica, com porfiroclastos de plagioclásio com forma ripiforme, subarredondados a subangulosos (0,4–1,5 mm) e de quartzo, com formas hexagonais a globulares subarredondados. A matriz

é constituída por quartzo e plagioclásio, com teores variáveis de clorita, epidoto, muscovita, actinolita, titanita e minerais opacos. A textura da matriz é granoblástica poligonal equigranular média (0,1–0,6 mm). Também mostram textura lepidoblástica média, definida por cristais de biotita e muscovita. O anfibólio tem forma prismática alongada e seus agregados marcam a textura nematoblástica média a grossa (0,3 a 2,0 mm).

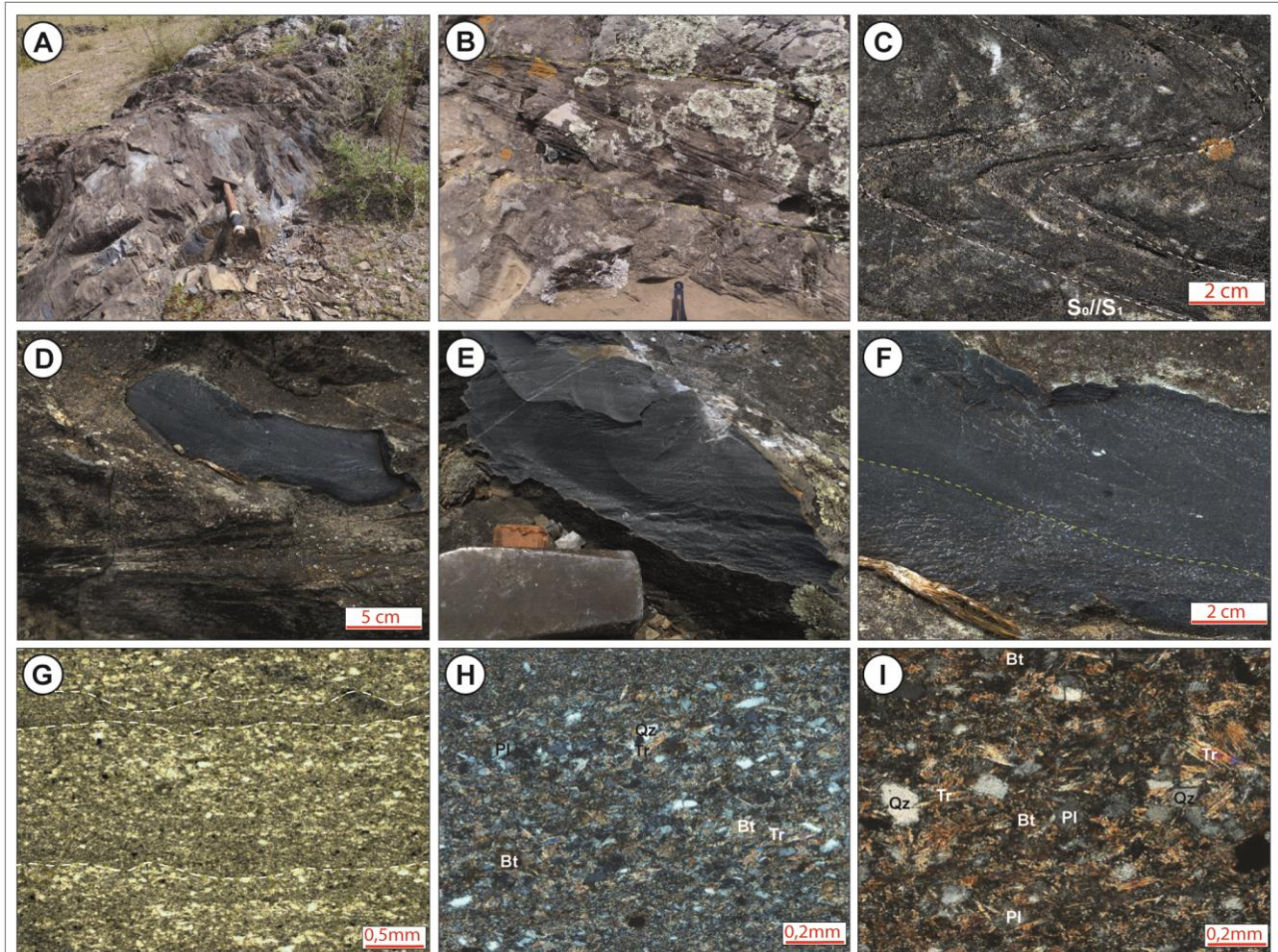


Figura 7. Estruturas e texturas do Complexo Ibaré. A) Afloramento de meta-arenito destacando a xistosidade; B) Mesmo afloramento destacando a estrutura cruzada acanalada, e sets de camadas plano-paralelas; C) Acamamento sedimentar paralelo a foliação metamórfica (S0//S1), ambas dobradas para geração da S2; D) Cornubianito com plano-paralela e cruzada acanalada; E) Estrutura plano-paralela (S0//S1), observa-se fratura conchoideal na parte central da foto; F) Detalhe da imagem anterior ressaltando a alternância entre camadas de areia (tom mais claro) e camadas de siltito (tom mais escuro); G) Estrutura plano-paralela em meta-arenito; H) Meta-arenito com textura decussada (biotita - Bt) e bow-tie (tremolita - Tr); I) Meta-arenito vulcanoclástico com cristaloclastos de quartzo (Qz), plagioclásio (Pl) ripiforme e textura bow-tie em tremolita (Tr).

Figure 7. Structures and textures of the Ibaré Complex. A) Meta-arenite outcrop highlighting the schistosity; B) Same outcrop highlighting cross-cutting and plane-parallel bedding; C) Folded sedimentary layering parallel to the metamorphic foliation (S0//S1); D) Cross-cutting and plane-parallel layering in hornfels; E) Same outcrop with plane-parallel; F) Original layering in metasandstone hornfels; G) Plane-parallel layering; H) Decussate (biotite - Bt) and bow-tie (tremolite - Tr) textures on metasandstone; I) Tremolite in bow-tie texture associated with quartz (Qz) plagioclase (Pl) crystal clasts.

Os meta-arenitos mostram níveis com elevada contribuição de clastos de cristais de plagioclásio ripiforme e de quartzo hexagonal, envoltos por uma matriz composta por teores variáveis de muscovita, clorita e epidoto (Fig. 7H e I). Porfiroclastos de quartzo hexagonal de cor azul são similares aos observados em metatufos dacíticos do Complexo Bossoroca descritos por Gubert *et al.* (2016), e em meta-arenitos do Complexo Pontas do Salso por Vedana *et al.* (2016, 2017a). Os níveis de meta-arenitos conglomeráticos são caracterizados por clastos subangulosos a subarredondados de meta-andesitos, metadacitos e de metatufos a cristal de granulação fina a média, envoltos em uma matriz rica em quartzo, plagioclásio, clorita, epidoto e anfibólio. A composição mineral e os aspectos texturais indicam semelhança entre as litologias do Complexo Ibaré e do Complexo Pontas do Salso, ambos com uma derivação a partir da erosão de rochas metavulcânicas básicas a intermediárias (Philipp *et al.*, 2016, 2018; Vedana & Philipp, 2016). Os meta-arenitos e metasiltitos ainda mostram uma fina xistosidade, entretanto é observada ampla transformação para cornubianitos de granulação fina e cor preta (Fig. 7D e E). A modificação da cor, a granulação fina, o aumento da coesão, a textura granoblástica poligonal bem desenvolvida, o crescimento de porfiroblastos de anfibólio com hábito fibro-radiado e a textura *bow-tie* indicam a superposição do metamorfismo termal (Fig. 7H e I).

Os efeitos do metamorfismo de contato nos metassedimentos do complexo se manifestaram de modo discreto, com o crescimento de actinolita fibro-radiada e textura decussada com porfiroblastos de muscovita, clorita e biotita desorientados crescendo sobre a matriz quartzo-feldspática com textura granoblástica poligonal. Em áreas próximas do granito, observou-se a formação de cornubianitos sobre metasiltitos e meta-arenitos finos, gerando rochas maciças de cor preta a cinza escura e coesão muito elevada.

3.1.3 Complexo Imbicuí e Cambaí

Os gnaisses do Complexo Imbicuí ocorrem próximos do contato sul-sudeste do Granito Jaguari, constituindo um corpo alongado de direção E-W, intercalando corpos de espessuras métricas de gnaisses tonalíticos e dioríticos. Os gnaisses apresentam um bandamento regular e contínuo com bandas mm a cm (0,5 a 5 cm) alternando níveis félsicos ricos em plagioclásio e quartzo com textura granoblástica poligonal equigranular, e níveis máficos ricos em biotita e/ou hornblenda caracterizando as texturas lepidoblástica e nematoblástica. Em termos dioríticos mostram teores variáveis de diopsídio associados com a hornblenda (Fig. 8A, B e C). No geral, os gnaisses mostram assembleias minerais de fácies ab-ep hornfels pouco desenvolvidas e dispostas na forma de agregados finos e irregulares associados ao desequilíbrio dos minerais máficos. Ocorre a transformação da hornblenda e/ou da biotita em agregados de clorita, epidoto, tremolita, actinolita, biotita e minerais opacos, com granulação fina a média (0,1 a 0,3 mm) e sem orientação. Comum também são veios (1–10 mm de espessura) preenchidos por epidoto, carbonato ou quartzo.

Os gnaisses tonalíticos do Complexo Cambaí estão situados a noroeste do Granito Jaguari. Os efeitos do metamorfismo termal se restringem ao desequilíbrio dos minerais máficos, com a transformação da biotita em agregados finos e sem orientação constituídos por clorita, epidoto, muscovita, titanita e minerais opacos anédricos. As assembleias minerais da fácies ab-ep hornfels são pouco desenvolvidas e dispostas de modo irregular. Nos termos com hornblenda, observa-se a substituição do máfico por agregados compostos por tremolita, clorita, epidoto e actinolita (Fig. 8D e E). Na região situada ao sul do Granito Jaguari, apesar de estarem em contato tectônico, os efeitos do metamorfismo termal no Complexo Cambaí são incipientes e correspondem às transformações descritas acima.

As relações originais entre os gnaisses e o granito não estão preservadas, como indicado pelo deslocamento da porção sudeste do granito ao longo da Falha Cerro dos

Cabritos, de direção NE-SW. Esta estrutura desloca o granito por cerca de 8 km, indicando uma movimentação transcorrente com cinemática lateral-esquerda e atividade posterior a idade do granito, determinada pelo método U-Pb em zircão de 567 ± 4 Ma (Gastal *et al.*, 2006).

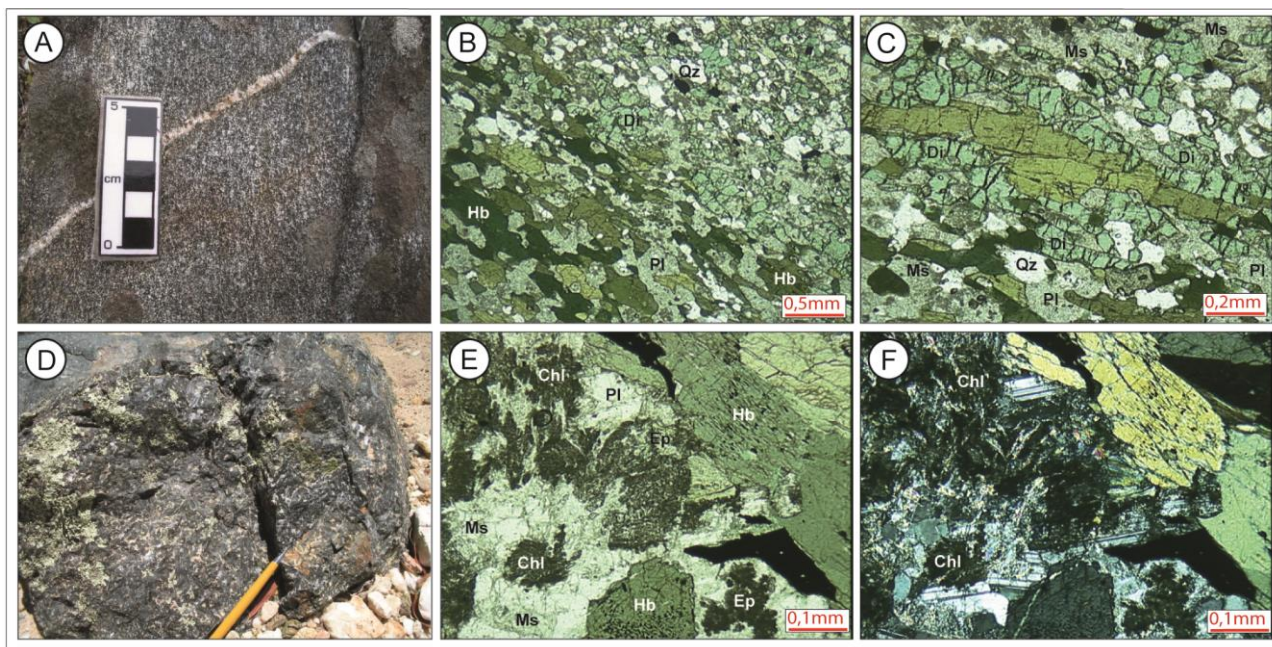


Figura 8. Estruturas e texturas dos complexos Cambaí e Imbicuí. A) Afloramento de gnaiss diorítico do Complexo Imbicuí; B) Gnaiss diorítico com bandas máficas ricas em hornblenda (Hb) e diopsídio (Di) com textura nematoblástica; C) Detalhe de porfiroblasto de Hb com crescimento de Di nas bordas evidenciando o metamorfismo progressivo; D) Hb diorito foliado do Complexo Cambaí; E) Diorito equigranular com transformação do plagioclásio (Pl) para agregados de muscovita (Ms) e clorita (Chl) marcando o metamorfismo termal de fácies albíta-epidoto hornfels; F) Mesma imagem anterior com nicóis cruzados.

Figure 8. Structures and textures of Cambaí and Imbicuí complexes. A) Dioritic gneiss outcrop of Imbicuí Complex; B) Photomicrography of dioritic gneiss with nematoblastic texture on hornblende (Hb) and diopside (Di); C) Detail of Hb porphyroblast with Di growth on the edges, displaying progressive metamorphism; D) Foliated Hb diorite from Cambaí Complex; E) Photomicrography of equigranular diorite with transformation of plagioclase (Pl) to muscovite (Ms) and chlorite (Chl) aggregates marking the thermal metamorphism of albite-epidote hornfels facies; F) Previous image with crossed polarized light.

3.1.4 Complexo Pontas do Salso

O Complexo Pontas do Salso é constituído por meta-arenitos vulcanogênicos, intercalados com camadas de metasiltitos e metapelitos, e lentes subordinadas de meta-arenitos conglomeráticos com raras lentes de metatufos dacíticos e metadacitos (Fig. 9A). Suas unidades constituem uma sucessão de camadas plano-paralelas que se estendem como um corpo alongado de direção NE-SW ao norte-nordeste do Granito Jaguari. As camadas de meta-arenitos situam-se mais a sudeste no complexo, enquanto os termos mais finos estão situados a noroeste.

Os meta-arenitos tem cor verde claro à cinza esverdeado e preservam o acamamento plano-paralelo, com camadas contínuas e regulares definidas por variação da composição e do tamanho de grão. Os níveis arenosos preservam estruturas cruzadas acanaladas (Fig. 9B e C). Constata-se também a presença de cristaloclastos de quartzo hexagonal de cor azul (Fig. 9D), semelhante aos relatados por Gubert *et al.* (2016) em

metatufos dacíticos do Complexo Bossoroca. O sufixo vulcanogênico foi utilizado pela elevada contribuição de cristaloclastos de quartzo hexagonal (Fig. 9E e I) e de plagioclásio ripiforme (Fig. 9F e I) no arcabouço dos arenitos, associado a presença de litoclastos subangulosos a subarredondados de meta-andesitos, metadacitos (Fig. 9G), e de metatufos a cristal de granulação fina a média (Fig. 9H) em níveis de meta-arenitos conglomeráticos (Fig. 9G). A matriz rica em clorita e epidoto e a ocorrência comum de anfibólio nestas litologias também indica uma derivação a partir da erosão de rochas metavulcânicas básicas a intermediárias (Vedana *et al.*, 2016, 2017a). A principal textura é a blastopsamítica, definida por porfiroclastos (cristaloclastos?) ripiformes de plagioclásio (0,1-1,5 mm) e de quartzo com forma hexagonal, imersos em uma matriz com textura granoblástica poligonal equigranular a heterogranular média (0,1-0,6 mm), composta por quartzo e plagioclásio, com teores variáveis de clorita, epidoto, muscovita e minerais opacos. A característica diagnóstica dessa unidade é a presença comum de porfiroblastos de hornblenda e actinolita. Os anfibólios têm forma prismática alongada e marcam os planos de xistosidade caracterizando uma textura nematoblástica média a grossa (0,3 a 2,0 mm) (Fig. 9M). A preservação da xistosidade e da orientação mineral é comum, entretanto, a elevada coesão, a textura granoblástica poligonal bem desenvolvida e o crescimento de porfiroblastos de hornblenda com hábito fibro-radiado e textura *bow-tie* marcam a superposição do metamorfismo termal (Fig. 9E, M, N e O).

Os metapelitos tem cor cinza esverdeado e uma clivagem ardósiana e/ou xistosidade fina definida pela textura lepidoblástica fina-média (<0,1 – 1,0 mm) caracterizada pela orientação de muscovita, acompanhada por teores subordinados de biotita e clorita (Fig. 9K e L), além de porfiroblastos sin-tectônicos e idioblásticos de biotita, cloritóide e de granada com tamanhos entre 0,5 e 2,0 mm (Fig. 9J, K e L). Os metasiltitos tem composição quartzo-feldspática e ocorrem intercalados com os metapelitos.

As lentes de meta-arenitos conglomeráticos são raras e estão intercaladas com os meta-arenitos. Mostram espessuras entre 10 e 40 cm, cor cinza escuro e são matriz-suportados, com baixa proporção de litoclastos e fragmentos angulosos de plagioclásio e quartzo euédricos. Os clastos variam de 1 a 15 cm, tem formas subangulosas a subarredondadas, e são constituídos por meta-andesitos, metadacitos, metatufos finos, dioritos e tonalitos equigranulares, e quartzo leitoso (Vedana *et al.*, 2016, 2017a) (Fig. 9G). A seleção é baixa a moderada, e a matriz tem textura granoblástica média a grossa sendo constituída por quartzo, plagioclásio, clorita, epidoto e biotita. Camadas contínuas de metapelitos e metasiltitos formam corpos especialmente na porção NW da área de exposição do complexo.

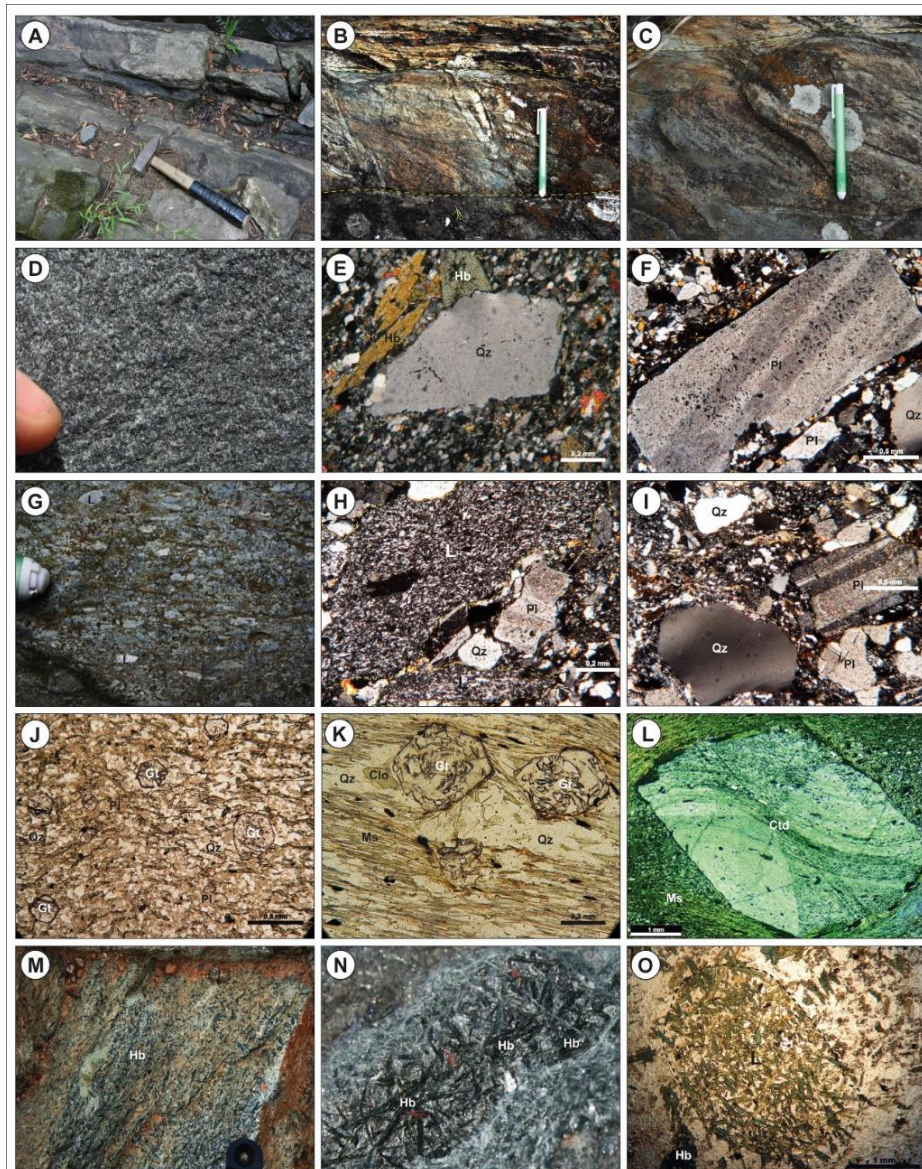


Figura 9. Feições petrográficas do Complexo Pontas do Salso. A) Acamamento plano-paralelo em meta-arenito; B) Limites entre sets com estrutura plano-paralela e cruzada acanalada em meta-arenito; C) Detalhe da estrutura cruzada acanalada; D) Meta-arenito vulcanogênico; E) Metatufo dacítico com cristaloclasto de quartzo hexagonal (Qz), hb sem orientação e matriz com textura granoblástica poligonal; F) Cristaloclasto de plagioclásio (Pl) em matriz granoblástica interlobada em metatufo dacítico; G) Meta-arenito conglomerático com litoclastos (L); H) Litoclastos de andesito com textura traquítica e cristaloclastos angulosos de Pl e Qz; I) Cristaloclastos de Qz e Pl envolvidos em matriz arenosa fina em metatufo a cristal; J) Gt-clo-ms xisto com textura lepidoblástica; K) Porfiroblastos de granada (Gt) sin-tectônicos na amostra anterior; L) Porfiroblasto de cloritóide (Ctd) sin-tectônico em ctd-ms xisto; M) Meta-arenito com hb em textura bow-tie; N) Detalhe da textura bow-tie; O) Meta-arenito com litoclasto (L) subarredondado com textura bow-tie. Nicóis cruzados (E, F, H, I e L) e descruzados (J, K e O).

Figure 9. Main petrographic aspects of Pontas do Salso Complex. A) Outcrop of metasandstone with plane-parallel bedding; B) Cross-cutting and plane-parallel bedding boundaries; C) Cross-cutting bedding highlight; D) Volcanogenic metasandstone; E) Hexagonal Qz crystaloclast and Hb porphyroblasts with bow-tie texture on fine-grained polygonal granoblastic texture; F) Crystaloclast of plagioclase (Pl) surrounded by inequigranular granoblastic matrix in crystal metatuff; G) Volcanogenic conglomeratic metasandstone with lithoclasts (L) up to 1 cm; H) Andesite lithoclasts with trachytic texture and angular crystaloclasts of Pl and Qz; I) Metatuff with blastopsamitic texture with crystaloclasts of Qz and Pl involved by a fine-grained sandy matrix; J) Gt-chlo-ms schist with lepidoblastic texture; K) Gt-chlo-ms schist with lepidoblastic texture and syn-tectonic porphyroblasts of Gt; L) Syn-tectonic chloritoid (Ctd) porphyroblast in Ctd-ms schist; M) Metasandstone with bow-tie texture (Hb); N) Highlight of previous image, bow-tie texture; O) Metasandstone with sub-rounded lithoclasts (L) and bow-tie hb. Crossed polarized light (E, F, H, I, and L), plain polarized light (J, K, and O).

3.1.5 Formação Acampamento Velho

Os basaltos da Formação Acampamento Velho (Fig. 10) estão expostos ao longo do arroio da Palma, e constituem derrames com estrutura de fluxo bem-marcada e disposição sub-horizontal. O corpo tem forma alongada segundo a direção NE-SW, concordante com as estruturas regionais do Complexo Palma, ocorrendo em contato com a porção NW do Granito Jaguari. Anteriormente, foram interpretados como metabasaltos afetados pelo metamorfismo regional (Garcia & Hartmann, 1981; Chemale Jr., 1982; Santos *et al.*, 1986; Saalman *et al.*, 2005, 2006; Arena *et al.*, 2017, 2018). O caráter intrusivo e discordante desta unidade com relação ao que anteriormente era referido como basaltos do fundo oceânico e, portanto, relacionados ao Complexo Palma foi reconhecido por Laux (2017) e Vedana *et al.* (2017b). Estruturas discordantes estão situadas na porção centro-oeste e noroeste do corpo principal, com a exposição de dois diques de direção E-W. Também são descritos diques na porção nordeste da área, intrusivos nos granitos São Manoel e Lajeado (Laux, 2017; Vedana *et al.*, 2017b).

Os basaltos têm cor cinza escuro a esverdeado, e apresentam comumente uma foliação de fluxo de disposição subhorizontal acompanhada em parte por textura traquítica, caracterizada por teores entre 5 e 25% de fenocristais ripiforme de plagioclásio de cor branca e tamanhos entre 0,5 e 2,0 mm. A matriz é afanítica ou equigranular fina, constituída por plagioclásio, clinopiroxênio e magnetita. É característico dos derrames da Formação Acampamento Velho, a transformação da mineralogia ígnea original para novas fases minerais metamórficas resultantes do processo de metamorfismo termal, promovido pela intrusão do Granito Jaguari.

Em lâmina delgada, os fenocristais de plagioclásio estão parciais ou totalmente substituídos por agregados de muscovita, epidoto e carbonato de granulação fina a média (0,05 a 0,2 mm) (Fig. 10A). Os fenocristais de augita e os cristais da matriz são transformados, para agregados de clorita, epidoto e minerais opacos (magnetita). São comuns os porfiroblastos de actinolita e hornblenda com forma prismática alongada ou acicular e hábito fibro-radiado (Fig. 10B e C). Os anfibólios caracterizam a textura *bow-tie*, indicando o crescimento por processos termais em condições de ausência de pressão dirigida.

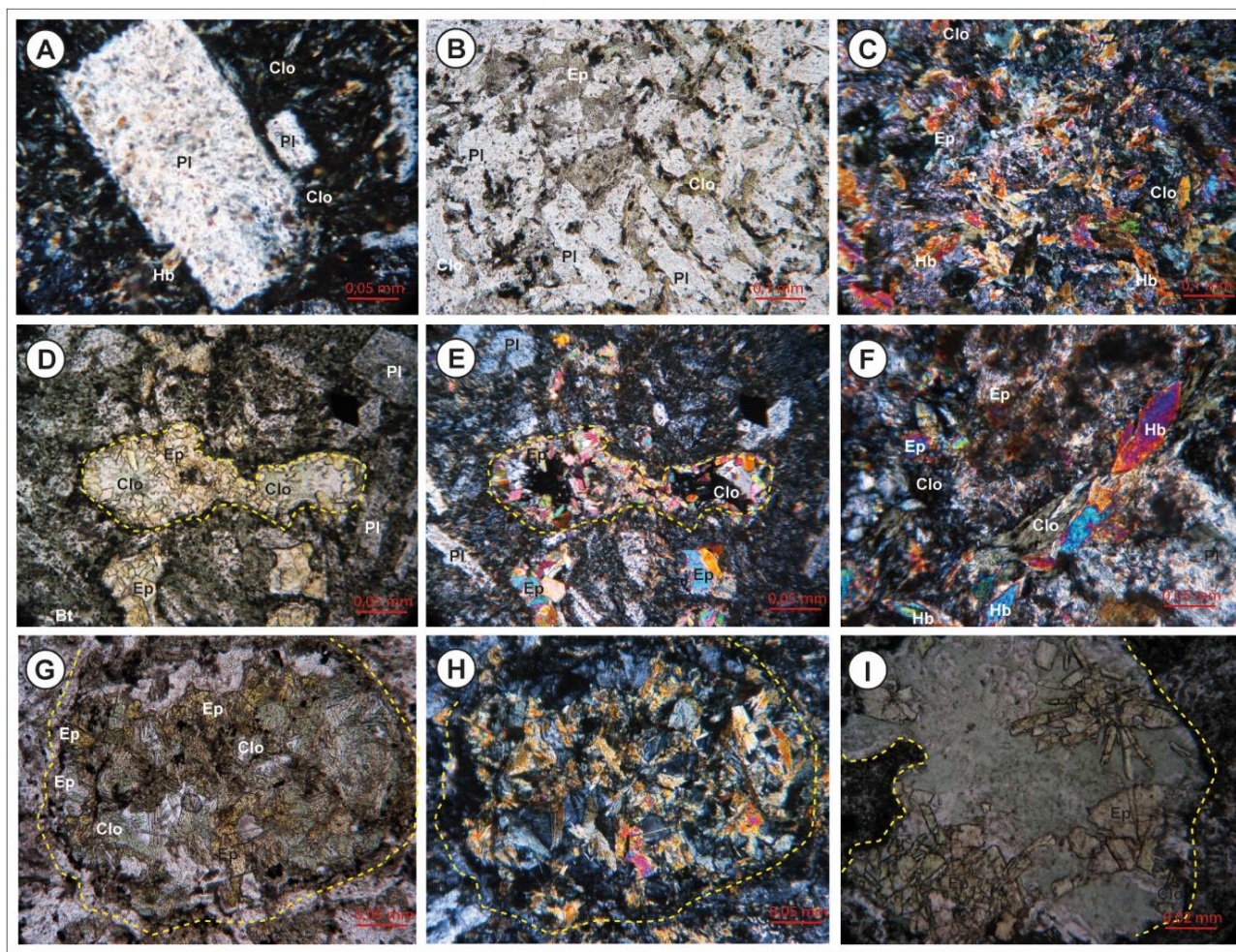


Figura 10. Feições petrográficas dos basaltos da Fm. Acampamento Velho. A) Textura porfírica com fenocristal de plagioclásio (Pl); B) Detalhe da textura intergranular da matriz, destacando a trama de cristais de plagioclásio, com espaços intersticiais ocupados por piroxênio transformados para agregado de epidoto (Ep), clorita (Clo) e hornblenda (Hb); C) Detalhe da matriz destacando a formação de agregados de hornblenda com textura bow-tie; D) Amígdala com forma amebóide preenchida por clorita e epidoto; E) Mesma imagem com nicóis cruzados; F) Detalhe da matriz dos basaltos mostrando agregados de clorita, epidoto e hornblenda; G) Amígdala com forma globular preenchida por clorita e epidoto sem orientação; H) Mesma imagem em nicóis cruzados, I) Crescimento fibro-radiado de agregados de epidoto. Nicóis cruzados (A, C, E, F e H), descruzados (N, D, G, I).

Figure 10. Petrographic features of the basalts of the Acampamento Velho Formation. A) Porphyritic texture with plagioclase phenocrystal; B) Intergranular texture of the matrix, highlighting ripiform plagioclase crystals, with interstitial spaces occupied by pyroxene crystals partially transformed to epidote, chlorite, and amphibole; C) Detail of the matrix highlighting the formation of hornblende aggregates with bow-tie texture; D) Amygdala with amoeboid shape filled with chlorite and epidote; E) Same image with crossed polarized light; F) Detail of the basalt matrix with chlorite, epidote, and hornblende aggregates; G) Amygdala filled with an aggregate of chlorite and epidote; H) Previous image with crossed polarized light; I) Amygdala detail highlighting the fibro-radiated growth of epidote aggregates. Crossed polarized light (A, C, E, F, and H), plain polarized light (N, D, G, and I).

3.2 Determinação das Condições Metamórficas

As condições do metamorfismo de contato foram estabelecidas através da análise petrográfica considerando os litotipos com composição química mais favorável, como as rochas de composição básica a intermediária, pelítica, ultramáfica e calcárea. A porção situada ao norte do corpo granítico é a área que apresenta a maior densidade de lâminas delgadas e a maior variedade de protólitos (Fig. 3). Desta forma, esta região apresenta uma excelente densidade de dados para a área afetada pelo metamorfismo termal.

A parte mais próxima, disposta a partir do contato com o Granito Jaguari, está inserida na zona da hornblenda e registrou condições compatíveis com as da fácies hornblenda hornfels. Nesta área, as rochas metamórficas dos complexos Palma e Pontas do Salso, se caracterizam pela ampla ocorrência de porfiroblastos de hornblenda de cor verde em metabasaltos, mármore e meta-arenitos. Nos termos metaultramáficos, observa-se a ocorrência de tremolita e olivina metamórfica (forsterita) acompanhadas por serpentina e talco. A condição de metamorfismo termal de mais baixo grau, ou seja, da fácies albita-epidoto hornfels é identificada no extremo N-NW do Complexo Pontas do Salso, onde os meta-arenitos, metasiltitos e metapelitos apresentam porfiroblastos de clorita, biotita e actinolita, com texturas decussada e *bow-tie*, respectivamente.

Os meta-arenitos e metasiltitos vulcanogênicos do Complexo Pontas do Salso apresentam um arcabouço dominado por plagioclásio e quartzo, e uma matriz com teores variáveis de epidoto, clorita e anfibólio. As análises químicas apresentadas por Vedana *et al.* (2017a) mostram uma composição variando de básica a intermediária, com teores de SiO₂ entre 52 e 65%. Esta variação composicional permite utilizar a grade petrogenética dos metabasitos (Fig. 11) como a melhor representação gráfica da mineralogia gerada pelo metamorfismo termal. Os meta-arenitos apresentam, de modo dominante, a assembleia $pl+qz+hb+ep\pm chl\pm bt\pm grt$, caracterizando uma extensa área da zona da hornblenda. Na região do Cerro do Ouro, próximo aos limites noroeste e norte do complexo, observa-se condições de temperatura mais baixas, com as assembleias $chl+ep+ms+ab+qz$, $bt+chl+ep+ab+ms+qz$ e $bt+ep+ms+ab+qz$ (Fig. 11). Em uma faixa restrita de direção NE-SW situada no extremo norte e nordeste do granito ocorre uma área de cornubianitos de fácies ab-epidoto hornfels, onde foram reconhecidas as zonas de clorita e da biotita.

Entre os metassedimentos do Complexo Palma, os quartzitos fornecem informações limitadas devido ao seu caráter quase monomineralico. Entretanto, indicaram o metamorfismo termal pela coesão elevada e pela textura granoblástica poligonal. Os mármore calcíticos não apresentam mineralogia índice, ocorrendo a assembleia calcita+dolomita. As camadas de mármore dolomíticos silicosos, mostram o crescimento de hornblenda e tremolita caracterizando a fácies hornblenda hornfels e a zona da hornblenda, em parte acompanhada pela formação de granada grossulária em níveis aluminosos, e de forsterita em níveis mais magnesianos. Os metapelitos e meta-arenitos finos que ocorrem a oeste da Vila da Palma mostram o crescimento de muscovita e clorita, e indicaram condições de fácies albita-epidoto hornfels, atingindo condições mais elevadas com o crescimento de biotita e granada (Fig. 12).

As rochas metaultramáficas afetadas pelo metamorfismo termal incluem serpentinitos, clorititos, esteatitos e tremolititos, e se distribuem de forma irregular entre os xistos magnesianos e serpentinitos foliados. A paragénese antigorita+talco em serpentinitos é indicativa de condição de baixa temperatura da fácies albita-epidoto hornfels (~400°C), enquanto a assembleia olivina+talco, que caracteriza a textura *jackstraw*, marca a faixa de temperatura mais alta (~500°C). O aparecimento da tremolita é indicativo do início da fácies

hornblenda hornfels (Fig. 13). Os tremolititos mostram as mesmas condições, marcadas pela assembleia tremolita + clorita + magnetita.

Os derrames de basaltos da Fm. Acampamento Velho mostram alteração da mineralogia ígnea, caracterizada pela transformação do plagioclásio para um agregado fino de muscovita, clorita e epidoto, e do clinopiroxênio do tipo augita para um agregado fino constituído por actinolita e/ou hornblenda, epidoto, clorita e minerais opacos. A maior parte dos pontos está inserida na zona da hornblenda e da fácies hornblenda hornfels. Localmente, e relacionado à diques na porção NW-W do corpo, foi possível caracterizar a actinolita como mineral índice, acompanhada por clorita e epidoto, estabelecendo uma superposição da zona da clorita e da fácies albíta-epidoto hornfels.

A extensão da auréola de contato medida em campo variou de 15 a 20 km. Estes valores são muito elevados e em parte refletem a influência de outros corpos cronocorrelatos, que estão situados muito próximos da porção norte do granito, como os granitos Ramada e Cerro da Cria, além dos derrames riolíticos e rochas piroclásticas ácidas do *Plateau* da Ramada (Sommer *et al.* 2005; Matte *et al.* 2016).

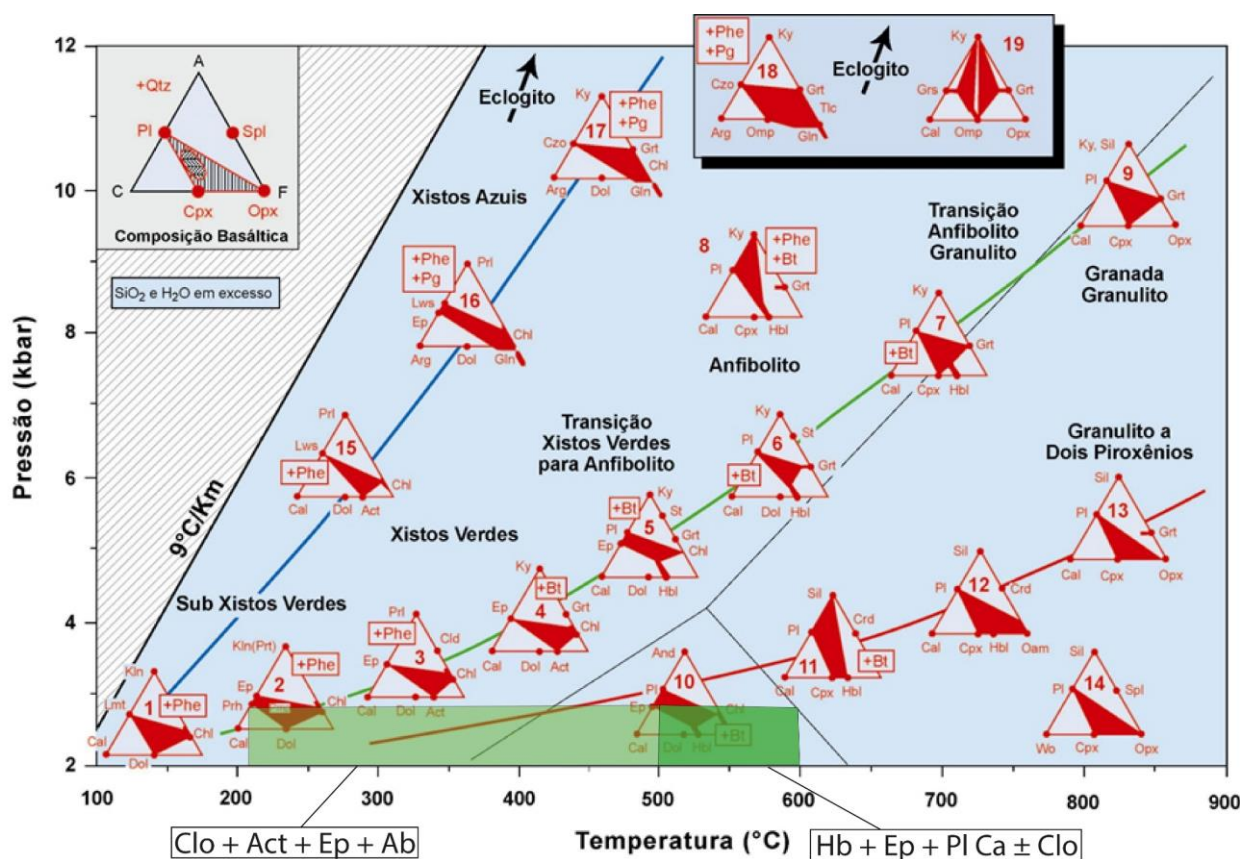


Figura 11. Grade petrogenética para metabasitos de Butcher & Grapes (2011). Os retângulos em cor verde clara e verde escuro caracterizam as condições de estabilidade das fácies Albíta-epidoto e Hornblenda hornfels obtidas a partir das assembleias identificadas nos meta-arenitos e anfibólio xistos do Complexo Pontas do Salso. Act=Actinolita, Ab=albita, Clo=Clorita, Ep=Epidoto, Hb=Hornblenda, Pl Ca=Plagioclásio cálcico.

Figure 11. Butcher & Grapes (2011) petrogenetic grid for metabasites. The light green and dark green rectangles characterize the stability conditions of the Albite-epidote and Hornblende hornfels facies, respectively, obtained from the assemblages identified in the metarenites and amphibole schists from Pontas do Salso Complex. Act=Actinolite, Ab=albite, Clo=Chlorite, Ep=Epidote, Hb=Hornblende, Pl Ca=Calcium plagioclase.

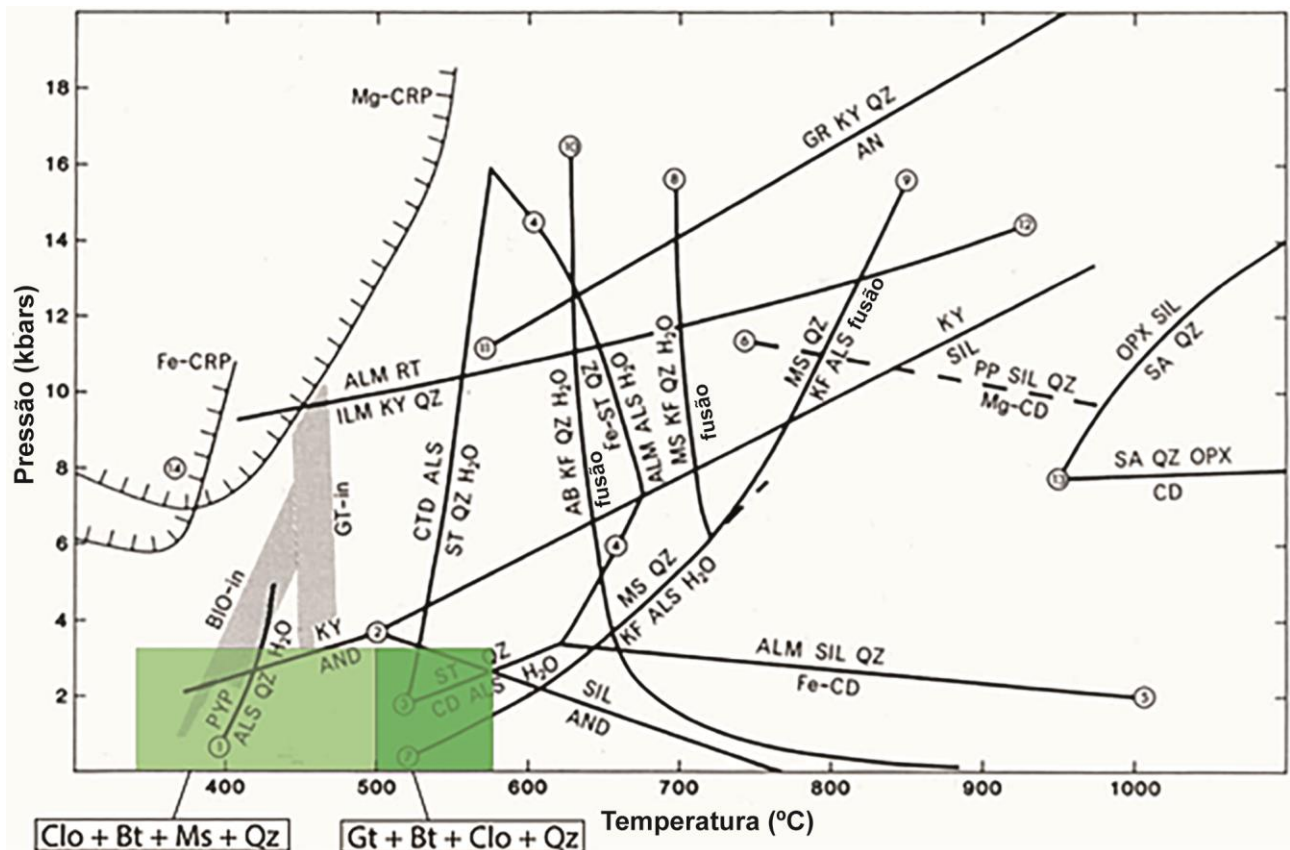


Figura 12. Grade petrogenética para metapelitos de Butcher & Grapes (2011). Os retângulos em cor verde claro e verde escuro caracterizam as condições de estabilidade das fácies Albita-Epidoto e Hornblenda hornfels obtidas a partir das assembleias identificadas nos metapelitos do Complexo Pontas do Salso. Bt=Biotita, Clo=Clorita, Gt=Granada, Ms=Muscovita, Qz=Quartzo.

Figure 12. Butcher & Grapes (2011) petrogenetic grid for metapeliths. The light green and dark green rectangles are characterized as conditions of stability of the Albite-Epidote and Hornblende hornfels facies, respectively, obtained from the assemblages identified in the metapelites from Pontas do Salso Complex. Bt=Biotite, Clo=Chlorite, Gt=Garnet, Ms=Muscovite, Qz=Quartz.

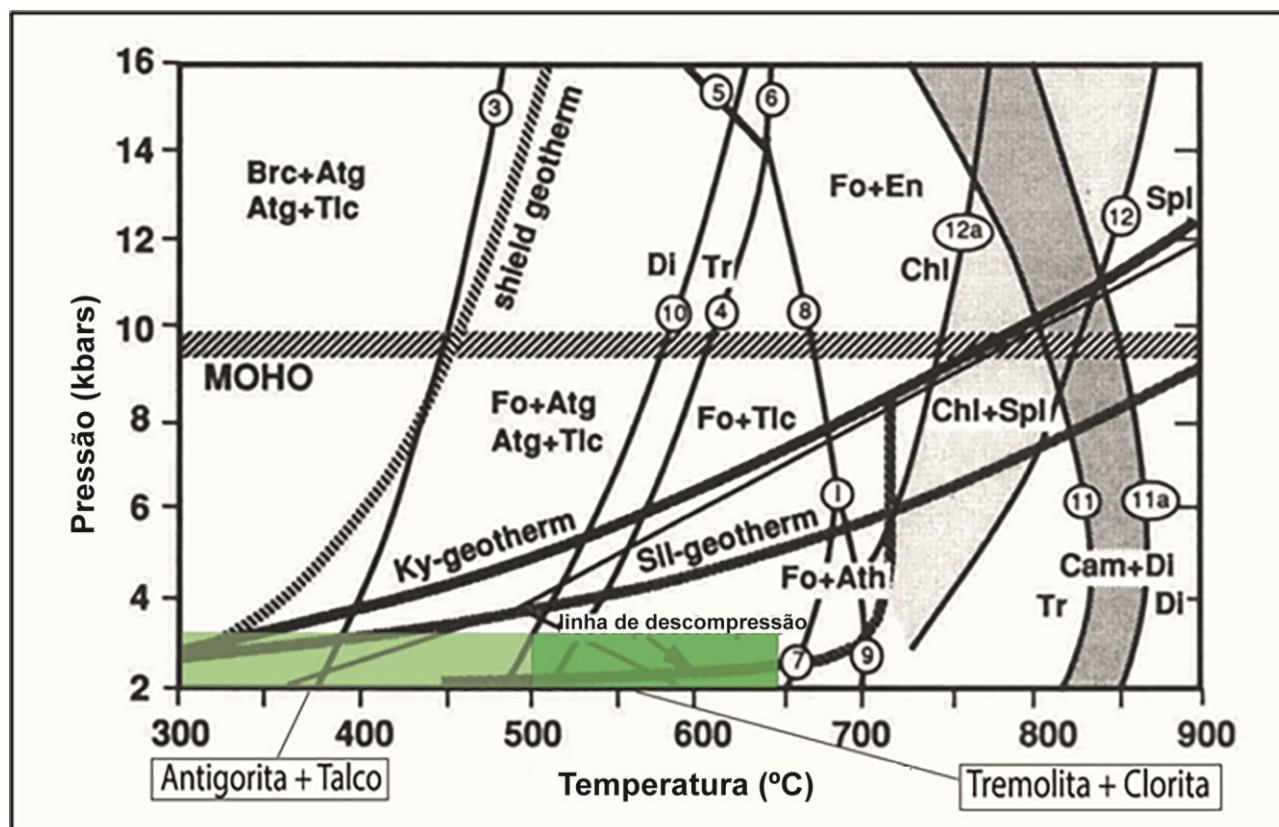


Figura 13. Grade petrogenética para metaultramafitos de Butcher & Grapes (2011), destacando nos retângulos em verde claro e verde escuro as condições de estabilidade das fácies Albita-epidoto e Hornblenda hornfels obtidas a partir das assembleias identificadas nos metaultramafitos do Complexo Palma.

Figure 13. Petrogenetic grid for metaultramafites from Butcher & Grapes (2011), highlighting in light green and dark green rectangles the stability conditions of the Albite-epidote and Hornblende hornfels facies, respectively, obtained from the assemblages identified in the metaultramafites of the Palma Complex.

4 Discussão dos resultados

4.1 Zonas e Fácies do Metamorfismo de Contato

Os serpentinitos e xistos magnesianos do Complexo Palma, quando afetados pelo metamorfismo termal, foram transformados em cornubianitos ultramáficos. Constituídos por faixas irregulares de magnesita-talco-forsterita hornfels com textura *jackstraw* (*pseudospinifex*), e tremolititos, clorititos e esteatitos. As assembleias minerais observadas indicam condições de temperatura no intervalo entre 300° e 650°C (Bucher & Grapes, 2011). As assembléias antigorita + talco, forsterita + talco e talco + forsterita + tremolita indicam de maneira mais ampla as condições das fácies ab-ep hornfels e hb hornfels, respectivamente. Na grade petrogenética do sistema MSH para as rochas metaultramáficas, as associações antigorita + brucita e antigorita + talco indicam condições de temperatura entre 350° e 500°C. A entrada da tremolita na assembleia forsterita + talco, marca a passagem do limite de 520-530°C, e caracteriza a entrada na fácies hb hornfels (Bucher & Grapes, 2011).

Tendo em vista a restrição de composição química dos quartzitos, a elevada coesão, o desenvolvimento da textura granoblástica poligonal e a ausência de extinção ondulante nos minerais são diagnósticos da atuação do metamorfismo termal. As raras lentes de

mármore dolomíticos silicosos intercaladas com os mármore calcítico e dolomítico, mostram porfiroblastos de hornblenda com textura *bow-tie*, acompanhado por agregados de epidoto e por porfiroblastos idioblásticos de grossulária ou, em níveis mais dolomíticos, pelo crescimento de forsterita. A ocorrência da assembleia $cc + dol + qz + hb + gros$ e $cc + dol + fo$ é indicativa de temperaturas mínimas entre 500° e 650°C (Bucher & Grapes, 2011).

As rochas do Complexo Pontas do Salso são as que melhor registraram o metamorfismo termal, principalmente em função de sua composição. Feições texturais como a seleção moderada, angulosidade dos grãos, crescimento de anfibólio, epidoto e clorita metamórficos na matriz, sugerem a preservação da composição original e, conseqüentemente, um transporte sedimentar restrito. A composição das rochas fonte é correlacionada a composição de andesitos e basaltos, com elevados teores de CaO, FeO, MgO e Na₂O (Vedana *et al.*, 2017a). A preservação destes componentes ocasiona a formação de anfibólios, epidoto, clorita, biotita e granada, permitindo um excelente registro das condições do metamorfismo e das variações da temperatura.

A composição química da matriz controlou o crescimento de porfiroblastos de anfibólios e micas e a formação das texturas *bow-tie* e decussada. Nos meta-arenitos, a actinolita constitui cristais aciculares, com um pleocroísmo de cor azul escuro a azul esverdeado. O surgimento da hornblenda está associado com a diminuição dos teores de clorita e epidoto, em condições de temperatura mais elevadas. A hornblenda forma cristais prismáticos alongados, com pleocroísmo de cor verde a verde azulada. A associação $hb + ep + clo$ é estável entre 500° e 630°C, e define as condições da fácies hornblenda hornfels (Bucher & Grapes, 2011). A partir das observações petrográficas foram identificadas as zonas da Actinolita e da Hornblenda nos meta-arenitos e as zonas da Clorita, Biotita e Granada nas camadas de composição pelítica.

Apesar de o granito ter uma composição química alcalina e apresentar indícios de baixos teores de voláteis, a ocorrência de biotita no granito atesta a importância da H₂O na sua evolução magmática. Nos basaltos da Formação Acampamento Velho, as transformações metamórficas associadas a transferência de calor do Granito Jaguari são caracterizadas pela hornblenda como mineral índice na proximidade da intrusão, sendo possível caracterizar a actinolita, acompanhada por clorita e epidoto em porções mais distais, a NW do corpo. A presença de diques de andesitos mais ao norte e nordeste da exposição principal, indica uma recorrência no sistema termal e a caracterização das zonas da clorita e da actinolita. Na grade petrogenética das rochas básicas representadas por diagramas ACF, para o metamorfismo de contato, foi observado que a assembleia actinolita + clorita + epidoto representa uma condição de temperatura entre 200° e 500°C (Fig. 11).

A evolução das condições metamórficas é muito bem representada nos meta-arenitos do Complexo Pontas do Salso conforme ilustrado na Figura 14. O mapa da Figura 15 apresenta a localização dos pontos com análise petrográfica e a distribuição espacial das zonas e das fácies metamórficas.

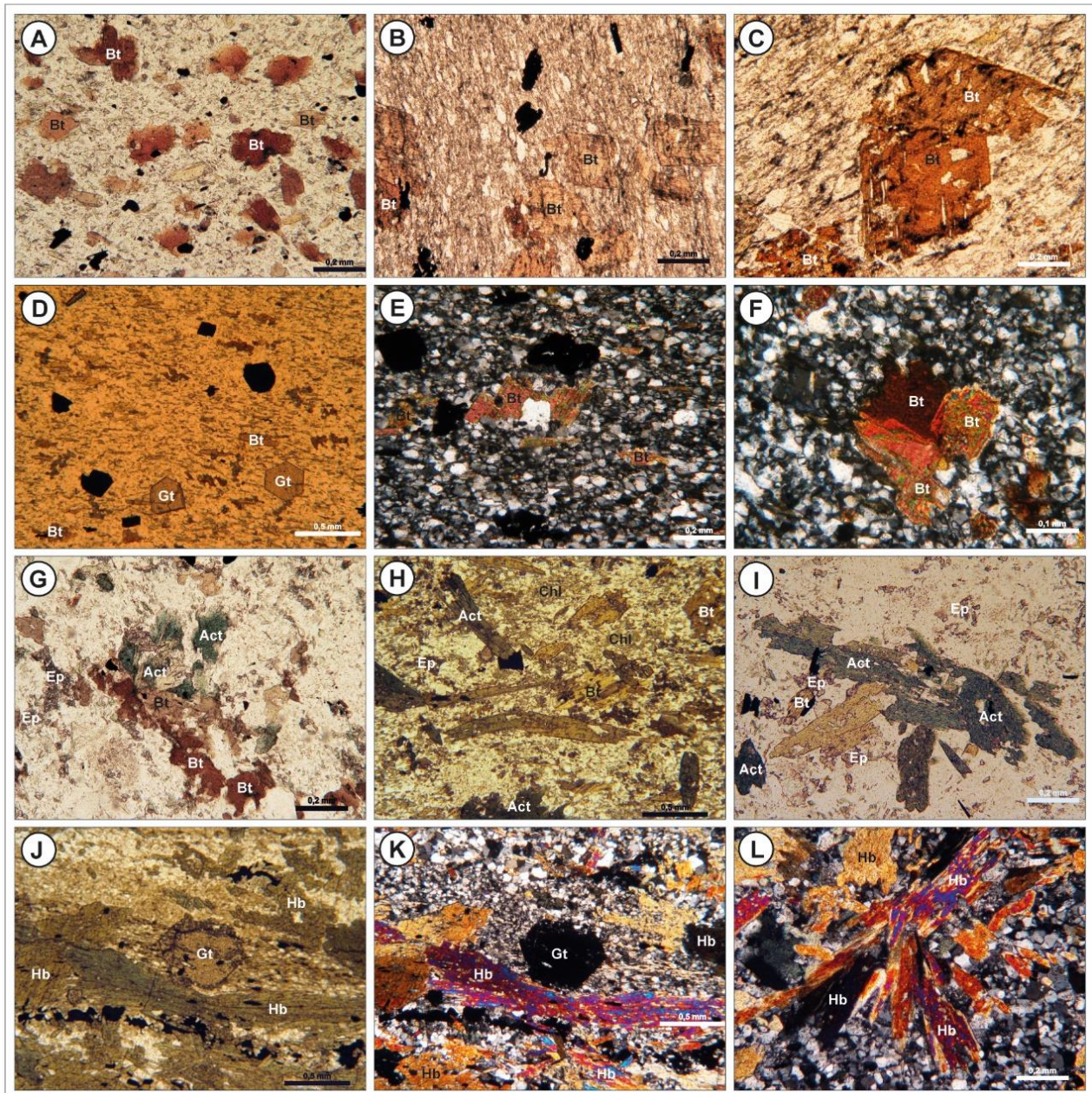


Figura 14. Fotomicrografias dos meta-arenitos vulcanogênicos do Complexo Pontas do Salso, assembléias das fácies Ab-ep hornfels (A, B, C, D, E, F, G, H, I) e Hb hornfels (J, K, L). A) Textura decussada com porfiroblastos de biotita (Bt); B) Porfiroblastos de Bt crescendo sobre a xistosidade do meta-arenito; C) Detalhe de porfiroblastos de Bt; D) Porfiroblastos de granada (Gt) relacionados ao metamorfismo termal; E), F) Porfiroblastos de Bt desorientados em meta-arenito fino com textura granoblástica poligonal da matriz; G) Porfiroblastos de actinolita (Act) e Bt sem orientação com agregados de Ep na matriz; H) Porfiroblastos de Act e Bt desorientados; I) Detalhe dos porfiroblastos de Act; J) Porfiroblastos de Gt e hornblenda (Hb) crescendo sobre a xistosidade em Bt-hb xisto; K) Mesma imagem em nicóis cruzados; L) Textura bow-tie em porfiroblastos de Hb.

Figure 14. Photomicrography of the volcanogenic metasandstones from Pontas do Salso Complex, with assemblages for Ab-ep hornfels (A, B, C, D, E, F, G, H, I) and Hb hornfels (J, K, L). A) Decussate texture characterized by biotite (Bt) porphyroblasts; B) Bt porphyroblasts growing on schistosity; C) Detail of porphyroblasts of Bt in metasandstones; D) Garnet (Gt) porphyroblasts related to contact metamorphism; E), F) Bt porphyroblast in fine-grained metasandstone with polygonal granoblastic texture of the matrix; G) Porphyroblasts of actinolite (Act) and Bt and aggregate epidote in the matrix; H) Unoriented Act porphyroblasts featuring bow-tie texture; I) Detail of the Act and Bt porphyroblasts; J) Gt and hornblende (Hb) as porphyroblasts on bt-hb schist; K) Same image in crossed polarized light; L) Hb porphyroblasts in bow-tie texture.

4.2 Extensão do Metamorfismo de Contato

O metamorfismo termal está amplamente distribuído na porção norte e sul do Granito Jaguari, afetando principalmente as rochas metavulcano-sedimentares e metaultramáficas dos complexos Palma, Ibaré e Pontas do Salso, os ortognaisses e metagranitóides dos complexos Imbicuí e Cambaí, e os basaltos relacionados a Formação Acampamento Velho. O grau de metamorfismo e a intensidade das transformações são maiores quanto mais próximas ao granito. A zona da hornblenda se distribui de modo contínuo e de forma homogênea ao longo do corpo granítico. A área da auréola com as condições de fácies hornblenda hornfels atinge cerca de 3 km de extensão média na porção Sul e Leste do granito. A determinação da extensão da auréola nas porções Oeste e Norte é prejudicada pela influência de outros corpos graníticos contemporâneos, como os granitos Ramada e Cerro da Cria, situados ao norte do Granito Jaguari. Deste modo, a extensão da aureóla para a região situada a norte e oeste do granito fica prejudicada pela superposição dos outros corpos. Entretanto, o metamorfismo termal gerado por esta associação se estende até pelo menos cerca de 7 km.

A região situada a leste do granito é constituída por granitóides deformados do Complexo Cambaí e da Suíte Lagoa da Meia Lua que mostram muitas limitações composicionais e físicas para o registro do metamorfismo termal. As transformações de fácies albita-hornblenda hornfels na região sul atingiu cerca de 10 km de extensão. Esta região é a que menos recebeu a influência de outros corpos graníticos contemporâneos, sendo considerada como uma referência para a extensão mínima da aureóla do Granito Jaguari.

Os efeitos do metamorfismo termal identificados através das modificações estruturais, texturas e mineralógica indicam que a auréola de contato do Granito Jaguari tem uma extensão média entre 12 e 15 km (Fig. 15). Entretanto, cabe ressaltar a influência dos corpos dos granitos Ramada e Cerro da Cria na extensão da auréola, principalmente na região situada ao norte do Granito Jaguari, onde a extensão da auréola atinge entre 15 e 20 km, de modo assimétrico com relação a área exposta do granito.

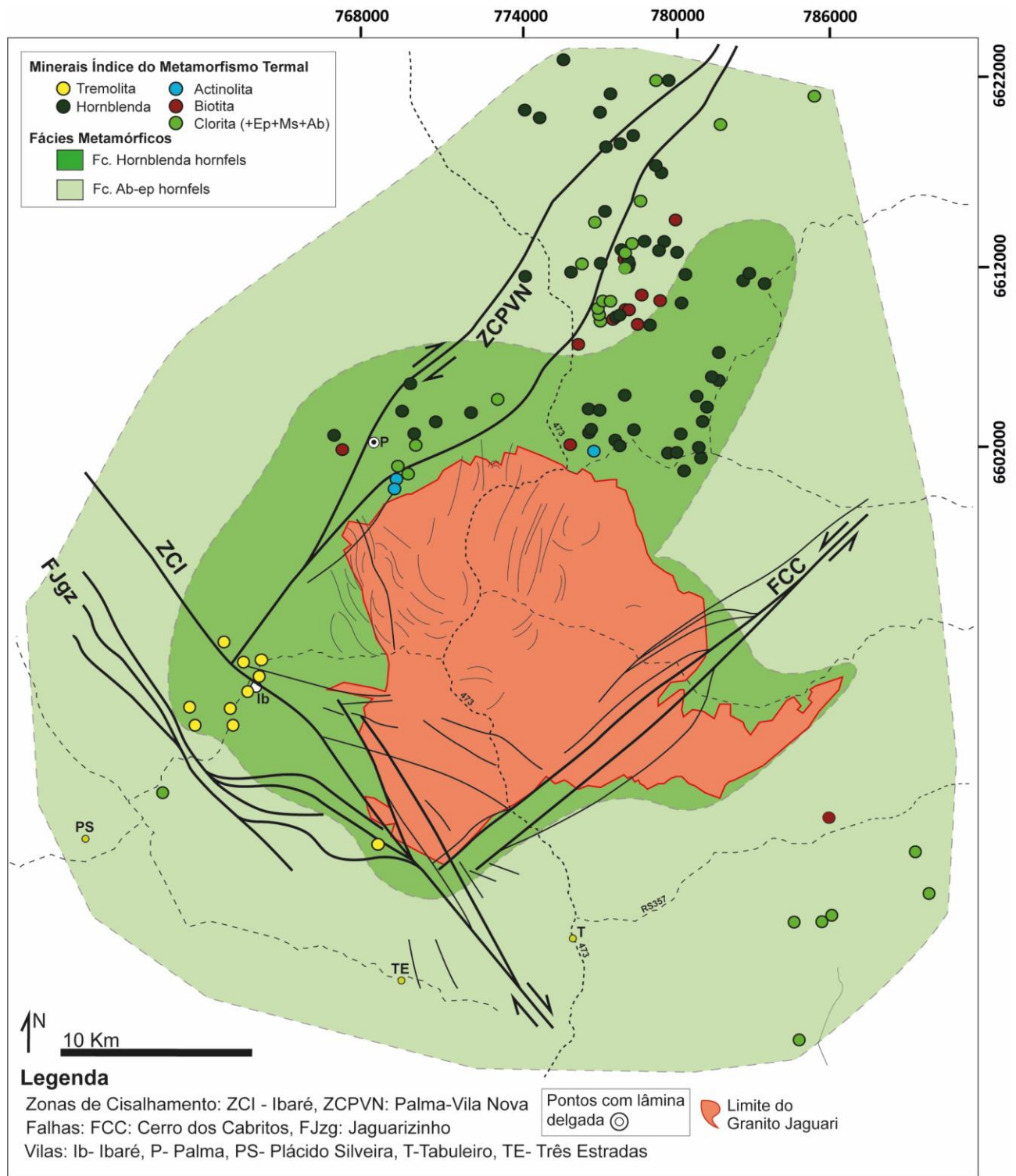


Figura 15. Auréola de contato do metamorfismo termal do Granito Jaguari, com determinação do mineral índice para cada ponto investigado, e modelagem da extensão das fácies Albita-Epidoto e Hornblenda hornfels.

Figure 15. Contact aureole of the thermal metamorphism of the Jaguari Granite, with determination of index minerals for each investigated point and modeling of the extension of the Albite-Epidote and Hornblende hornfels metamorphic facies.

4.3 Condições de Posicionamento e Forma do Corpo

O posicionamento do Granito Jaguari foi controlado pela reativação conjunta da Zona de Cisalhamento Ibaré (ZCI), de direção N45°W, e da Zona de Cisalhamento Palma Vila Nova do Sul, de direção N30°E que condicionaram a ascensão do corpo granítico, que tem idade Pb-Pb TIMS em zircão de 567 ± 4 Ma (Gastal *et al.*, 2006). Entretanto, os registros da atuação desta zona são mais antigos e mais profundos, ocasionando a formação de milonitos sobre as rochas metassedimentares dos complexos Arroio Marmeleiro e Coxilha do Batovi, situados em ambas as extremidades da estrutura (Philipp *et al.*, 2016, 2018, 2021; Laux, 2017; Hueck *et al.*, 2018).

Dados geocronológicos de K-Ar em muscovita de metassedimentos miloníticos do Complexo Arroio Marmeleiro indicaram a movimentação desta zona em condições de crosta intermediária ao redor de 740-720 Ma (Hueck *et al.* 2020). Os dados da foliação milonítica e das lineações de estiramento apresentados por Camozzato *et al.* (2017); Laux (2017), Salvi & Philipp (2019) e Hueck *et al.* (2020) caracterizam a movimentação transcorrente da ZCI e confirmam a hipótese de que esta zona delimitou as várias zonas de cisalhamento de baixo a médio ângulo que colocam em contato as principais unidades do TSG (Philipp *et al.*, 2016, 2018).

Posteriormente, a reativação desta zona em condições de crosta superior controlou a colocação dos granitos Santa Rita (585 Ma) e Jaguari (567 Ma). O Granito Santa Rita tem forma alongada e concordante com a da ZCI, indicando a importância do controle desta zona para o processo de ascensão e posicionamento do corpo. Um novo episódio de movimentação é registrado com a colocação do Granito Jaguari, associado a movimentação simultânea das zonas de falhas de direção NE-SW e NW-SE na abertura de espaço para ascensão e posicionamento do corpo granítico. Em ambos os casos, os granitos promoveram o desenvolvimento de processos de metamorfismo termal registrado pela formação de cornubianitos, com feições texturais associadas ao crescimento rápido e sem atuação de tensão dirigida.

As condições observadas na análise petrográfica permitiram o reconhecimento de associações minerais diagnósticas das fácies ab-ep hornfels (300-500°C) e hb hornfels (500-650°C) sob condições de pressão litostática inferiores a 3 kbar. Estas condições indicam que a colocação do Granito Jaguari ocorreu em condições de crosta superior e a profundidade inferiores a 8 km.

4.4 Idade do Metamorfismo

A idade do metamorfismo de contato é muito próxima a idade de cristalização do Granito Jaguari. A disponibilidade de dados geocronológicos nas rochas encaixantes, e as modificações impostas pelo metamorfismo termal confirmaram as idades obtidas com os diversos métodos de datação absoluta, incluindo os primeiros dados regionais de K-Ar obtidos na década de 80, por Cordani *et al.* (1974), Teixeira (1982) e Soliani Jr. (1986). Conforme dados geocronológicos disponíveis, as rochas encaixantes do Granito Jaguari foram geradas principalmente durante o início do Neoproterozóico, no período Toniano. Os ortognaisses e metagranitóides do Complexo Cambaí foram investigados por Hartmann *et al.* (2011), Laux (2017), Vedana *et al.* (2017a) e Siviero *et al.* (2021), que obtiveram idades de cristalização entre 750 e 720 Ma. Os metassedimentos vulcanogênicos do Complexo Pontas do Salso apresentaram uma população de zircão detrítico com idades entre 900 e 700 Ma (Vedana *et al.*, 2017a; Laux, 2017). O mesmo intervalo de idades foi obtido por Arena *et al.* (2017) e Philipp *et al.* (2021) em zircões detríticos das rochas metavulcanoclásticas do Complexo Ibaré.

Os basaltos da região da Vila da Palma foram investigados por Vedana *et al.* (2017b), que determinaram idades de cristalização ígnea por U-Pb em zircão de 563 ± 2 Ma e 572 ± 2 Ma, caracterizando estas rochas como pertencentes a Formação Acampamento Velho, do Grupo Santa Bárbara da Bacia do Camaquã. Estes dados corroboram a idade K-Ar de 559 ± 17 Ma obtida por Teixeira (1982) para estas rochas vulcânicas, e se contrapõe às interpretações de Lopes & Hartmann (2003), Saalman *et al.* (2005, 2006) e Arena *et al.* (2017), que caracterizaram estas rochas como metabasaltos pertencentes ao Complexo Palma. Estes basaltos constituem a unidade encaixante mais jovem que foi afetada pelos processos termiais associados a colocação do Granito Jaguari. As idades Ediacaranas apresentadas para os basaltos foram confirmadas pela idade de 567 ± 4 Ma do Granito Jaguari, determinada pelo método Pb-Pb TIMS em cristais de zircão por Gastal *et al.* (2006). Em trabalho mais recente, Gastal *et al.* (2010) apresentam uma idade U-Pb em zircão de 569 ± 6 Ma. Deste modo, os registros dos processos de metamorfismo de contato confirmaram a atuação do Granito Jaguari e corroboram com os dados geocronológicos obtidos no granito e nos complexos metamórficos Palma, Ibaré, e Pontas do Salso, e nos ortognaisses TTG encaixantes dos complexos Imbiciuí e Cambaí. De acordo com estes dados, o metamorfismo termal ocorreu ao redor de 560 Ma. A sobreposição de idades entre os basaltos da Palma (Fm. Acampamento Velho) e o Granito Jaguari, sugerem que o magmatismo básico, assim como o félsico, registraram a movimentação dos sistemas de falhas de direção NE-SW que delimitam o Rift do Santa Bárbara e cuja cinemática junto com as estruturas antitéticas de direção NW-SE, geraram o espaço para ascensão e colocação do Granito Jaguari.

4.5 Significado Tectônico

A colocação do Granito Jaguari está relacionada com a evolução da Bacia do Camaquã, e em específico, com o desenvolvimento do Grupo Santa Bárbara. Evidências de campo como a associação espacial, suportadas por evidências geoquímicas, isotópicas e geocronológicas indicam que as rochas vulcânicas ácidas da Fm. Acampamento Velho e os granitos alcalinos São Sepé, Ramada, Cerro da Cria e Jaguari constituem uma mesma associação magmática (Dorneles, 2024). Estas unidades magmáticas ocorrem ao longo do Rift Santa Bárbara e estão associadas com a deposição das rochas sedimentares do grupo.

A Bacia do Camaquã tem seu desenvolvimento entre 620 e 540 Ma, sendo reconhecido quatro ciclos deposicionais distintos e independentes, caracterizados do ponto de vista litoestratigráfico, pelos grupos Maricá (620-600 Ma), Bom Jardim (590-580 Ma), Santa Bárbara (570-560 Ma) e Guaritas (540-532 Ma) (Paim *et al.*, 2000; Almeida *et al.*, 2010, 2012). A deposição das unidades do Grupo Santa Bárbara foi controlada pela movimentação de falhas transcorrentes de alto ângulo e direção NE-SW. Destacam-se as falhas Cerro dos Cabritos-Perau, Cerro da Cria e Passo dos Enforcados, que são as principais estruturas que limitam o *Rift* Santa Bárbara.

A extensão e a geração de espaço para a colocação do magmatismo alcalino estão associadas ao período pós-colisional do Cinturão Dom Feliciano, um longo e complexo evento que envolveu, na região Sul do Brasil, o desenvolvimento de um orógeno colisional (650-620 Ma), a geração do Batólito de Pelotas (620-570 Ma) e da Bacia do Camaquã. A formação da bacia está relacionada a fase de colapso do Cinturão Dom Feliciano com o desenvolvimento de zonas de cisalhamento transcorrente de alto ângulo e escala regional, associado com uma ampla fase cíclica de soerguimento pós-colisional e na formação de bacias do tipo *pull-apart* (Fernandes *et al.* 1992; Paim *et al.* 2000).

A colocação do Granito Jaguari ocorreu em nível crustal raso, caracterizado como de epizona. A ausência de feições de deformação e o extenso metamorfismo de contato

caracterizado pela sua auréola de contato indicam uma colocação em ambiente extensional, sem evidência de deformação compressiva. A ascensão e o posicionamento do granito foram favorecidos por estruturas subverticais de escala regional, representadas pelo Rift Santa Bárbara.

5. Conclusões

1) O metamorfismo de contato do Granito Jaguari está registrado nas rochas dos complexos Palma, Imbicuí, Cambaí, Pontas do Salso e Ibaré e nos basaltos da Formação Acampamento Velho;

2) A aureóla de contato do Granito Jaguari, determinada através da análise petrográfica, possui extensão máxima 15 km, e apresenta menor interferência de intrusões graníticas na porção sul do corpo;

3) Na porção situada ao norte do Granito Jaguari a extensão da aureóla atinge 20 km e foi influenciada pelos corpos dos granitos Ramada e Cerro da Cria;

4) As principais zonas de metamorfismo foram definidas nas rochas de composição quartzo-feldspática e incluem as zonas da Actinolita e da Hornblenda, enquanto nos termos de composição pelítica foram identificadas as zonas da Clorita e Biotita;

5) A área afetada pelo metamorfismo termal e que registrou transformações relacionadas a fácies hornblenda hornfels é mais restrita, enquanto a porção mais externa, e mais ampla da auréola, caracteriza-se por transformações da fácies albita-epidoto hornfels;

6) O metamorfismo de contato ocorreu durante a colocação do Granito Jaguari e tem a idade do granito, em torno de 567 Ma;

7) A colocação do *Granito Jaguari* ocorreu em condições de epizona, em nível crustal raso e profundidades inferiores a 8 km.

Agradecimentos. Agradecemos aos editores da revista, Eduardo Guimarães Barboza e Paulo Alves de Souza, e aos revisores anônimos do manuscrito pelas sugestões e críticas ao texto. R.P. Philipp agradece ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico (CNPq) pelo auxílio da bolsa de pesquisador concedida (processo nº 314217/2021-5). Ao Instituto de Geociências e ao Programa de Pós-Graduação (PPGGE) do IG-UFRGS pelo apoio de infraestrutura de pesquisa e aos trabalhos de campo.

Contribuição dos Autores: Concepção e metodologia, D.H.L., R.P.P.; Ilustrações, D.H.L., R.P.P.; aquisição de dados, D.H.L., R.P.P.; escrita- revisão & edição, R.P.P.; supervisão, R.P.P.; captação de recursos, D.H.L., R.P.P. Todos os autores leram e aprovaram a versão publicada do manuscrito.

Conflito de Interesses: Os autores declaram não haver conflitos de interesse de qualquer natureza ao longo da produção do manuscrito.

Referências

- Almeida, R.; Janikian, L.; Fragoso-Cesar, A.R.S.; Fambrini, G. 2010. The Ediacaran to Cambrian Rift System of Southeastern South America: Tectonic Implications. *The Journal of Geology*, 118(2): 145-161. <https://doi.org/10.1086/649817>
- Almeida, R.; Santos, M.G.M.; Fragoso-Cesar, A.R.S.; Janikian, L.; Fambrini, G. 2012. Recurring extensional and strike-slip tectonics after the Neoproterozoic collisional events in the southern Mantiqueira province. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 84(2): 347-376. <https://doi.org/10.1590/S0001-37652012005000034>
- Arena, K.R.; Hartmann, L.A.; Lana, C. 2017. Tonian emplacement of ophiolites in the southern Brasiliano Orogen delimited by U-Pb-Hf isotopes of zircon from metasomatites. *Gondwana Research*, 49: 296-332. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.05.018>
- 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.; Milani, E.J.; Campos, D.A. (Org.). *Tectonic Evolution of South American Platform*. 1ed. Rio de Janeiro: SBG, v. 1, p. 311-334.
- Bucher, K. & Grapes, R. 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 8th Edition. 428 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-74169-5>
- Camozzato, E.; Lopes, R.C.; Philipp, R.P. 2017. *Geologia e recursos minerais da folha Hulha Negra, SH.22-Y-C-I, Escala 1:100.000, Estado do Rio Grande do Sul*. Programa Geologia do Brasil, CPRM, Porto Alegre, Rio Grande do Sul. 164 p.
- Cordani, U.G.; Halpern, M.; Berenholc, M. 1974. *Comentários sobre as determinações geocronológicas da Folha Porto Alegre*. In: Departamento Nacional da Produção Mineral. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Folha Porto Alegre - SH-22 e Folha Lagoa Mirim - SI-22. Brasília, p. 70-77.
- Chemale Jr., F. 1982. *Geologia da Região de Palma, São Gabriel, Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, 136p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Chemale Jr., F. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-Riograndense. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Centro de Investigação do Gondwana, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, p. 13-52.
- Cruz, R.F. 2023. *Geotectonic study of the southeastern Dom Feliciano Belt in southern Brazil and its connections to the Punta del Este Terrane (Uruguay) and Pan-African mobile belts in southwestern Africa*. São Paulo, 255p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Mineralogia e Petrologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. <https://doi.org/10.11606/T.44.2023.tde-20062023-122313>
- Dornelles, M.F. 2024. *Comparação geoquímica entre os granitos alcalinos do terreno São Gabriel e as rochas vulcânicas da Formação Acampamento Velho, Bacia do Camaquã, terreno São Gabriel, RS*. Trabalho de conclusão de curso. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Porto Alegre, p. 118. <http://hdl.handle.net/10183/271908>
- Fernandes, L.A.D.; Tommasi, A.; Porcher, C.C. 1992. Deformation patterns in the Southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(1): 77-96. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(92\)90061-3](https://doi.org/10.1016/0895-9811(92)90061-3)
- Fragoso-Cesar, A.R.S. 1980. O cráton do Rio de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano no escudo Uruguai-Sul-Riograndense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1980, Camboriú. *Anais...*, p. 2879-2882.
- Garcia, M.A.M. & Hartmann, L.A. 1981. Petrologia do Complexo Palma- RS. *Acta Geológica Leopoldensia*, 5(9): 51-119.
- Gastal, M.C.P. & Nardi, L.V.S. 1992. Petrogênese e evolução do Granito Jaguari: um típico representante metaluminoso da Suíte Intrusiva Alcalina Saibro, RS. *Geochimica Brasiliensis*, 6(2): 169-190. <https://geobrasiliensis.emnuvens.com.br/geobrasiliensis/article/view/55>
- Gastal, M.C.P.; Lafon, J.M.; Ferreira, F.J.F.; Magro, F.U.S.; Remus, M.V.D.; Sommer, C.A. 2006. Reinterpretação do Complexo Intrusivo Lavras do Sul, RS, de acordo com os sistemas Vulcano-Plutônicos de Subsidência. Parte 1: Geologia, Geofísica e Geocronologia (207Pb/206Pb e 206Pb/238U). *Revista Brasileira de Geociências*, 36(1): 109-124.

- Gastal, M.C.P.; Lafon, J.M.; Chemale Jr., F. 2010. *U-Pb and Pb-Pb zircon ages of Neoproterozoic-Eopaleozoic granites from the western portion of the southern Brazilian Shield*. In: South American Symposium on Isotopic Geology, 2010, Brasília. Short Papers VII SSAGI.
- Gubert, M.; Philipp, R.P.; Basei, M.A.S. 2016. Geochronology of the Bossoroca Complex, São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil: tectonic implications for a Neoproterozoic São Gabriel Arc. *Journal of South American Earth Science*, 70: 1-17. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.04.006>
- Hartmann, L.A.; Philipp, R.P.; Santos, J.O.S.; McNaughton, N.J. 2011. Time frame of 753-680 Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, Southern Brazil. *Gondwana Research*, 19(1): 84-99. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.05.001>
- Hoerlle, G.S.; Remus, M.V.D.; Dani, N.; Boscato Gomes, M.E.; Ronchi, L.H. 2019. Evolution of fluorite-mica-feldspar veins: Evidences of a fossil geothermal system in the São Gabriel terrane and consequences for Pb Zn Cu metallogeny. *Journal of South American Earth Sciences*, 92: 209-221. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.03.006>
- Hoerlle, G.S.; Remus, M.V.D.; Dani, N. 2022. Metamafic dyke and sill swarms in the Dom Feliciano Belt: Insights for post-collisional strike-slip tectonics and fluid-assisted metamorphism. *Precambrian Research*, 383: 1-18. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2022.106906>
- Hoerlle, G.S.; Remus, M.V.D.; Dani, N.; Silva, M.A.L.; Lana, C. 2023a. Post-collisional magmatic-hydrothermal mineralization in the São Gabriel Terrane (southern Brazil): Insights from mineral chemistry, stable isotopes, and sulfide trace-elements of the Caçapava do Sul skarns. *Journal of South American Earth Sciences*, 123: 104203. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104203>
- Hoerlle, G.S.; Remus, M.V.D.; Mueller, T.; Piazzolo, S.; Lana, C.; Sorger, D. 2023b. Metasomatic reactions triggered by localized and dynamically evolving fluid flux record multistage intrusion history: An example from the syntectonic Caçapava do Sul Granitic Complex, Southern Brazil. *Lithos*, 442-443: 107103. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2023.107103>
- Hueck, M.; Oyhantçabal, P.; Philipp, R.P.; Basei, M.A.S.; Siegesmund, S. 2018. The Dom Feliciano Belt in Southern Brazil and Uruguay. In: Siegesmund, S., Oyhantçabal, P., Basei, M.A.S. & Oriolo, S. (Eds.). *Regional Geology Review, Geology of the SW Gondwana*. Springer, p. 267-302. https://doi.org/10.1007/978-3-319-68920-3_11
- Hueck, M.; Wemmer, K.; Basei, M.S.; Philipp, R.P.; Oriolo, S.; Heidelbach, F.; Oyhantçabal, P.; Siegesmund, S. 2020. Dating recurrent shear zone activity and the transition from ductile to brittle deformation: White mica geochronology Applied to the Neoproterozoic Dom Feliciano Belt in South Brazil. *Journal of Structural Geology*, 141: 104199. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104199>
- Jost, H. 1966. Complexos básico-ultrabásicos do alto Rio Vacacaí, São Gabriel, Rio Grande do Sul. *Notas Estudos Escola Geologia UFRGS*, 1(2): 51-61.
- Jost, H. & Villwock, J.A. 1966. Contribuição à estratigrafia do Pré-Cambriano do Rio Grande do Sul. *Notas e Estudos da Escola de Geologia UFRGS*, 1: 13-26.
- Laux, J.H. 2017. *Geologia e recursos minerais da Folha Lagoa da Meia Lua -SH.21-Z-B-VI, Escala 1:100.000, estado do Rio Grande do Sul*, Porto Alegre, 255 p.
- Leães, D.H. 2021. *Análise petrográfica do metamorfismo de contato na porção norte do Granito Jaguari, Terreno São Gabriel, RS*. Trabalho de conclusão de curso, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Porto Alegre, p. 68. <http://hdl.handle.net/10183/224515>
- Leite, J.A.D.; Hartmann, L.A.; McNaughton, N.J.; Chemale Jr., F. 1998. SHRIMP U- Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. *International Geology Review*, 40: 688-705. <https://doi.org/10.1080/00206819809465232>
- Lopes, A.P. & Hartmann, L.A. 2003. Geoquímica de rochas metabasálticas da mina da Palma, Bloco São Gabriel, Escudo Sul-rio-grandense: um possível platô oceânico. *Pesquisas em Geociências*, 30(1): 27-39. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.19577>
- Luzardo R. & Fernandes L.A.D. 1990. Análise estrutural do Lineamento de Ibaré Parte I: Filitos de Ibaré - Greenstone Belt ou Cobertura Cratônica Deformada? *Acta Geológica Leopoldensia*, 13(30): 25-36.

- Martins Filho, P.J. 2004. *Aplicação de técnicas de geologia e geoquímica na região de Ibaré/RS e no Filão Cocal de Fluorita/SC*. São Leopoldo, 141 p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia, Ciências Exatas e Tecnológicas, Universidade do Vale do Rio dos Sinos. <http://www.repositorio.jesuita.org.br/handle/UNISINOS/3954>
- Mattos, I.C.; Philipp, R.P.; Mexias, A.S.; Gomes, M.E.B. 2004. Metamorfismo de contato no Complexo Bossoroca, porção SW do Complexo Granítico São Sepé, RS. *Revista Brasileira de Ciências*, 34(1): 1-10.
- Naime, R.H. 1987. *Geologia, geoquímica e petrologia do Complexo Granítico Ramada e do Granito Cerro da Cria*. Porto Alegre, 184 p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Naime, R.H. & Nardi, L.V.S. 1991. O Granito Ramada, porção oeste do Escudo Sul-riograndense: geologia, petrologia e geoquímica. *Revista Brasileira de Geociências*, 21: 266-274.
- Nardi, L.V.S. & Bonin, B. 1991. Post-orogenic and non-orogenic alkaline granite associations: the Saibro intrusive suite, Southern Brazil. A case study. *Chemical Geology*, 92(1-3): 197-211. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(91\)90056-W](https://doi.org/10.1016/0009-2541(91)90056-W)
- Naumann, M.P. 1985. *Geologia da região de Ibaré*. Porto Alegre, 110 p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Naumann, M.P. & Hartmann, L.A. 1984. Cornubianites ultramáficos e metassomatitos associados da região do Arroio Corticeira, Ibaré, RS. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. p. 4279-4290.
- Oliveira, M.T.G. 1982. Petrologia do maciço máfico-ultramáfico Passo do Ivo, São Gabriel, Rio Grande do Sul. *Acta Geológica Leopoldensia*, 6(11): 131-218.
- Paim, P.A.V.; Chemale Jr., F.; Lopes, R.C.L. 2000. A Bacia do Camaquã. In: M. Holz & L.F De Ros (Eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*, CIGO, p. 231-274.
- Philipp, R.P.; Chemale Jr., F.; Machado, R. 2007. A geração dos granitóides Neoproterozóicos do Batólito Pelotas: Evidências dos isótopos de Sr e Nd e implicações para o crescimento continental da porção sul do Brasil. In: Ianuzzi, R.; Frantz, J.C. (Org.). *50 anos de Geologia. Instituto de Geociências*. Contribuições. 1ª ed. Porto Alegre: Editora Comunicação e Identidade, CIGO. IG-UFRGS, p. 59-77.
- Philipp, R.P.; Hartmann, L.A.; Lusa, M.; Basei, M.A.S.; Santos, J.O.S. 2014. Oldest age of magmatism in the Passinho Arc in the southwestern portion of Gondwana, Rio Grande do sul, Brazil. In: 9th SSAGI: Program and Abstracts. São Paulo: Instituto de Geociências - USP. <https://repositorio.usp.br/directbitstream/a3e38fc2-538b-432f-933e-e4f41c18ac10/2706214.pdf>
- 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>
- Philipp, R.P.; Pimentel, M.M.; Basei, M.A.S. 2018. Tectonic Evolution of São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt: the closure of Charrua ocean. In: Siegesmund, S.P., Oyhantcabal., Basei, M.A.S (Eds.). *Geology of SW Gondwana, Regional Geology Review*, Springer, p. 243-265. https://doi.org/10.1007/978-3-319-68920-3_10
- Philipp, R.P.; Pimentel, M.M.; Basei, M.A.S.; Salvi, M.; De Lena, L.O.F.; Vedana, L.A.; Gubert, M.L.; Lopes, C.G.; Laux, J.H.; Camozzato, E. 2021. U-Pb detrital zircon dating applied to metavolcano-sedimentary complexes of the São Gabriel Terrane: New constraints on the evolution of the Dom Feliciano Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 110: 103409. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103409>
- Remus, M.V.D. 1990. *Geologia e geoquímica do Complexo Cambaizinho, São Gabriel-RS*. Porto Alegre, 267p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Remus, M.V.D.; McNaughton, N.J.; Hartmann, L.A.; Koppe, J.C.; Fletcher, I.R.; Groves, D. I.; Pinto, V.M. 1999. Gold in the Neoproterozoic juvenile Bossoroca volcanic arc of southernmost Brazil: isotopic constraints on timing and sources. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(4): 349-366. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(99\)00026-7](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(99)00026-7)
- Remus, M.V.D.; Hartmann, L.A.; McNaughton, N.J.; Groves, D.I.; Fletcher, I.R. 2000. The link between hydrothermal epigenetic copper mineralization and the Caçapava Granite of Brasiliano Cycle in southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(3): 191-216. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(00\)00017-1](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(00)00017-1)

- Saalmann, K.; Hartmann, L.A.; Remus, M.V.D.; Koester, E.; Conceição, R.V. 2005. Sm–Nd isotope geochemistry of metamorphic volcano-sedimentary successions in the São Gabriel belt, southernmost Brazil: evidence for the existence of juvenile Neoproterozoic oceanic crust to the east of the La Plata Craton. *Precambrian Research*, 136(2): 159-75. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.10.006>
- Saalmann, K.; Remus, M.V.D.; Hartmann, L.A. 2006. Tectonic evolution of the Neoproterozoic São Gabriel block, southern Brazil: Constraints on Brasiliano orogenic evolution of the Rio de la Plata cratonic margin. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(3): 204-227. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.05.003>
- Saalmann, K.; Gerdes, A.; Lahaye, Y.; Hartmann, L.A.; Remus, M.V.D.; Laufer, A. 2010. 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>
- Salvi, M. & Philipp, R.P. 2019. Geologia e significado tectônico das rochas metavulcano-sedimentares do Complexo Coxilha do Batovi, São Gabriel, RS, Cinturão Dom Feliciano. *Pesquisas em Geociências*, 46 (2): 44-66. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.95465>
- Santos, E.L.; Ramgrab, G.E.; Maciel, L.A.; Mosmann, R. 1986. *Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul*. DNPM/1º Distrito Regional. Projeto Mapas Geológicos dos Estados e Territórios do Brasil.
- Santos, E.L.; Azevedo, G.C.; Maciel, L.A.C.; Mossmann, R.; Remus, M.V.D. 1990. Mapeamento geológico de sequências metavulcano-sedimentares do oeste do Escudo Sul-Riograndense, RS. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Anais...* Natal: SBG, v.6, p. 2976-2990.
- Sartori, P.L.P. 1978. *Petrologia do Complexo Granítico de São Sepé, RS: modelo evolucionar de granitos do Sul do Brasil*. Porto Alegre, 196 p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- 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 U-Pb geochronologic subdivision of the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*, 136(3–4): 203-240. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.10.004>
- Soliani Jr., E. 1986. *Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica*. São Paulo, 267p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociência, Universidade São Paulo.
- Siviero, R.S.; Bruguier, O.; Fernandes, L.A.D.; Koester, E.; Porcher, C.C.; Kraemer, G. 2021. Age and geochemistry of Cambaí Complex, São Gabriel Terrane, Brazil: Arc-related TTG-like rocks. *Journal of South American Earth Sciences*, 108: 103165. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103165>
- Siviero, R.S.; Koester, E.; Fernandes, L.A.D.; Bosch, D.; Bruguier, O.; Vieira, D.T.; Ramos, R.C.; Kraemer, G. 2023. Geochemistry and geochronology of the Imbicuí Complex, Western Dom Feliciano Belt, Brazil: Tonian adakite-like subduction-related rocks. *Journal of South American Earth Sciences*, 130: 104545. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104545>
- Sommer, C.A.; Lima, E.F.; Nardi, L.V.S. 1999. Evolução do vulcanismo alcalino da porção sul do Platô do Taquarém, Dom Pedrito – RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(2): 245-254.
- Sommer, C.A.; Lima, E.F.; Nardi, L.V.S.; Figueiredo, A.M.G.; Pierosan, R. 2005. Potassic and low- and high-Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 18(3–4): 237-254. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.11.003>
- Teixeira W. 1982. *Folhas SH.22 – Porto Alegre, SI.22 – Lagoa Mirim e SH.21 – Uruguiana. Interpretação dos Dados Radiométricos e Evolução Geocronológica*. Projeto RADAMBRASIL. Florianópolis.
- UFRGS. 1991. *Mapeamento Geológico 1:25.000 Projeto Lavras do Sul e Coxilha do Tabuleiro*. Relatório do Projeto, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- UFRGS. 1996. *Mapeamento Geológico 1:25.000 Projeto Lagoa da Meia Lua - Rufino Farias - Vila Nova: Geologia da Faixa X*. Porto Alegre, 178 p. Monografia de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- UFRGS. 2004. *Mapeamento Geológico 1:25.000 Projeto Lavras do Sul*. Relatório do Projeto, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- UFRGS. 2005. *Mapeamento Geológico 1:25.000 Projeto Coxilha do Tabuleiro*. Relatório do Projeto, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

UFRGS. 2018. *Mapeamento Geológico 1:25.000 Projeto Suspiro-Lagoa da Meia Lua*. Relatório do Projeto, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 261 p.

UFRGS. 2019. *Mapeamento Geológico 1:25.000 Projeto Lagoa da Meia Lua*. Relatório do Projeto, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 228 p.

Vedana, L.A. & Philipp, R.P. 2016. Análise petrográfica e proveniência dos metassedimentos do Complexo Pontas do Salso, Terreno São Gabriel, Cinturão Dom Feliciano, RS. *Pesquisas em Geociências*, 43(3): 229-248. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.78219>

Vedana, L.A.; Philipp, R.P.; Basei, M.A.S. 2017a. Tonian to early Cryogenian synorogenic basin of the São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. *Internacional Geology Review*, 60(1): 109-133. <https://doi.org/10.1080/00206814.2017.1328709>

Vedana, L.A.; Philipp, R.P.; Sommer, C.A. 2017b. Post-collisional basalts of the Acampamento Velho Formation, Camaquã Basin, São Gabriel Terrane, southernmost Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 47(03): 467-489. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201720170019>

Wildner, W. 1990. *Caracterização geológica e geoquímica das sequências ultramáfica vulcano-sedimentares da região da Bossoroca, RS*. Porto Alegre, 215p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Wildner, W.; Nardi, L.V.S.; Lima, E. F. 1999. Post-collisional alkaline magmatism on the Taquarembó Plateau: a well-preserved Neoproterozoic-Cambrian Plutono-volcanic association in southern Brazil. *International Geology Review*, 41(12): 1082-1098. <https://doi.org/10.1080/00206819909465193>