

Geologia do Complexo Intrusivo Santa Angélica no Orógeno Araçuai, Estado do Espírito Santo: perspectivas para o setor de rochas ornamentais

Marcos Eduardo HARTWIG, Marilane Gonzaga de MELO, Daniel Tonini PETERLE & Lucas David FEUCHARD

Departamento de Geologia, Universidade Federal do Espírito Santo. Alto Universitário, s/nº - Guararema, CEP 29.500-000, Alegre, ES, Brasil (marcos.hartwig@ufes.br, marilane.melo@ufes.br, danielpeterle@gmail.com, lucasdavidfeuchard@outlook.com).

Resumo. O Complexo Intrusivo Santa Angélica (CISA) é um corpo intrusivo cálcio-alcálico pós-colisional alojado em ortognaisses pré-colisionais da Supersuíte G1 e em rochas paraderivadas do Complexo Paraíba do Sul, durante a orogênese Brasileira-Panafricana, que originou o Cinturão Araçuai-Congo Ocidental. Trata-se de um corpo com formato elíptico inversamente zonado, que contém dois núcleos de rochas gabro-dioríticas e bordas nas quais afloram rochas graníticas megaporfíricas, separadas por uma ampla zona de mistura de magmas. Atualmente, a maioria dos levantamentos geológicos básicos disponíveis sobre o CISA foram produzidos em escala inferior a 1:50.000. Neste sentido, o objetivo do presente estudo foi o de gerar um mapa geológico do CISA em escala 1:25.000 e subsidiar o setor de prospecção de rochas ornamentais, utilizando-se de técnicas clássicas de mapeamento geológico. Os dados revelaram importantes diferenças na área e distribuição de algumas unidades de mapeamento indicadas em estudos anteriores. As feições de campo e microscópicas revelaram diversas feições de mistura mecânica de magmas. Os dados analisados sugerem que as zonas de cisalhamento dextrais Guaçuai e Batatal influenciaram no posicionamento do CISA. A unidade denominada como rocha híbrida pode representar um interessante material para o setor produtivo de rocha ornamental, tendo em vista a sua grande heterogeneidade, que lhe confere características estéticas únicas.

Palavras-chave. mistura de magmas, rochas híbridas, magmatismo pós-colisional, material exótico, Orógeno Araçuai.

Abstract. GEOLOGY OF THE SANTA ANGÉLICA INTRUSIVE COMPLEX, ARAÇUAI OROGEN, ESPÍRITO SANTO STATE: PERSPECTIVES FOR THE DIMENSION STONE SECTOR. The Santa Angélica Intrusive Complex (CISA) is a post-collisional calc-alkaline intrusive body emplaced in pre-collisional orthogneisses of the G1 Supersuite and paragneisses of the Paraíba do Sul Complex, during the Brazilian-Pan-African orogenesis, which originated the Araçuai-West Congo belt. It is an inversely zoned elliptical shaped body containing two cores of gabbro-diorite rocks and borders in which megaporphyritic granitic rocks outcrop, separated by a large magma mixing zone. Currently, most of the studies about CISA's geology was produced on a regional scale (< 1: 50,000). Therefore, the aim of this work was to produce a geological map in the scale 1: 25,000 and provide useful information for the prospection of dimension stones. For this purpose, traditional geological mapping techniques were employed. The data obtained revealed important differences in the area and distribution of some geological mapping units indicated in previous studies. Field and microscopic features revealed several features of magma mingling. The analyzed data suggest that the emplacement of the CISA was conditioned by the Guaçuai and Batatal dextral shear zones. The geological unit described as hybrid rocks, can represent an interesting material for the dimension stone productive sector, in view of its great heterogeneity, which gives it unique aesthetic characteristics.

Keywords. magma mingling, hybrid rocks, post-collisional magmatism, exotic stones, Araçuai Orogen.

1 Introdução

No ano de 2012, o Brasil foi responsável por 4,3% do volume físico das exportações mundiais de rochas ornamentais. Em 2017, o Estado do Espírito Santo produziu 2,8 milhões de toneladas de rochas ornamentais, o equivalente a R\$ 691 milhões (DNPM, 2018). O Complexo Intrusivo Santa Angélica (CISA) está incluído em um importante polo de extração de rochas ornamentais, o polo de Cachoeiro de Itapemirim-Vargem Alta, que está entre as quatro maiores aglomerações produtivas do país (Chiodi Filho & Chiodi, 2014).

Rochas ornamentais e de revestimento são definidas como material pétreo natural extraído a partir de pedreiras sob a forma de blocos/placas e submetido a diferentes graus de beneficiamento, sendo utilizadas como revestimento de superfícies ou elementos de composição arquitetônica, decoração, mobiliário e arte funerária (Frasca, 2014).

O CISA possui 200 km² e uma forma aproximadamente elíptica de direção NE-SW que acompanha as estruturas das rochas encaixantes. Trata-se de um complexo intrusivo cálcio-alcálico pós-colisional de idade U-Pb 513 ± 8 Ma (Söllner *et al.*, 2000), alojado em meio a ortognaisses pré-colisionais (Pedrosa-Soares *et al.*, 2001; Pedrosa-Soares *et al.*, 2007) e a rochas paraderivadas do Complexo Paraíba do Sul (Silva, 1993; Vieira, 1997; Vieira & Menezes, 2015) por efeito da orogênese brasileira-panafricana, que originou o Cinturão Araçuaí-Congo Ocidental.

Wiedemann *et al.* (1986), Bayer *et al.* (1987), Horn & Weber-Diefenbach (1987), Zanon (2012), e De Campos (2015) o descrevem como um complexo intrusivo concêntrico com zonação inversa, constituído por um núcleo máfico gabro-diorítico bordejado por rochas graníticas, cujos magmas interagiram resultando em rochas híbridas em porções intermediárias, que mostram feições de mistura magmática (*mixing e mingling*) e, comumente, foliações magmáticas de alto mergulho bem desenvolvidas, que acompanham a geometria do corpo. Processos de migmatização provocados pela colocação do CISA por diapirismo geraram texturas nebulíticas nas rochas encaixantes (Wiedemann-Leonardos

et al., 2000).

Contudo, a geologia do CISA carece de estudos mais detalhados, apesar do grande número de trabalhos existentes. Neste sentido, um mapa geológico na escala 1:25.000 é apresentado no presente trabalho, com o objetivo de melhor compreender a geologia deste complexo e de auxiliar o setor de rochas ornamentais.

2 Área de estudo

2.1 Geologia regional

O Orógeno Araçuaí, localizado no sudeste do Brasil, e sua contraparte africana, Cinturão Congo Ocidental, constituem um sistema orogênico que se desenvolveu durante o ciclo Brasiliano-Pan-Africano entre as margens dos crátons do São Francisco e Congo (Fig. 1) (Alkmim *et al.*, 2006). O sistema orogênico Araçuaí-Congo Ocidental foi formado durante a amalgamação do Gondwana ocidental ao final do Neoproterozoico e foi dividido em duas partes por efeito da abertura do oceano atlântico durante o Cretáceo. O Orógeno Araçuaí compreende sequências do tipo rifte a margem passiva, com remanescentes ofiolíticos precursores da Bacia Macaúbas, rochas relacionadas ao Arco Magmático Rio Doce e intrusões sin a pós-colisionais (Pedrosa Soares *et al.*, 2011). O magmatismo pré-colisional – Supersuíte G1 (ca. 630-580 Ma) consiste de granitoides cálcio-alcálicos tipo-I, gnaissificados, metaluminosos a peraluminosos (Tedeschi *et al.*, 2016). As sequências supracrustais relacionadas ao arco são caracterizadas por sucessões metavulcano-sedimentares do Grupo Rio Doce e sequências metassedimentares depositadas em bacias de antearco (Peixoto *et al.*, 2015) e retro-arco (Gradim *et al.*, 2014), que incluem os complexos paragnáissicos Nova Venécia e Paraíba do Sul. O magmatismo sin-colisional – Supersuíte G2 (ca. 585-545 Ma) compreende predominantemente rochas granitoides tipo-S, sub-alcálicas a alcálicas e peraluminosas (Melo *et al.*, 2017a, 2017b). O magmatismo tardi a pós-colisional – Supersuítes G4 e G5 (ca. 525-480 Ma) inclui granitoides tipo I a A, metaluminosos a levemente peraluminosos, cálcio-alcálicos a

alcalinos com alto teor de K_2O e FeO_t (Pedrosa-Soares *et al.*, 2011; De Campos *et al.*, 2016). O embasamento do Orógeno Araçuai-Congo Ocidental está constituído, sobretudo, por rochas metamórficas de alto grau de idade Arqueana a Paleoproterozoico, incluídas nos complexos Caparaó, Juiz de Fora, Ipanema, Guanhões e Serra do Valentim. Estas rochas foram retrabalhadas durante o Ciclo Brasileiro e estão relacionadas ao Cráton do São Francisco (Alkmim *et al.*, 2006; Vieira & Menezes, 2015).

Tectonicamente, o Orógeno Araçuai-Congo Ocidental está compartimentado em nove domínios estruturais distintos, que se desenvolveram em cinco estágios tectônicos, segundo o modelo tectônico denominado como "quebra-nozes" (Alkmim *et al.*, 2006).

2 Materiais e métodos

Os seguintes materiais cartográficos foram utilizados no presente trabalho: (1) mapas topográficos do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE em escala 1:50.000 (folhas Anutiba SF-24-V-A-V-1 e Muqui SF-24-V-A-V-3); (2) Mapa Geológico do Maciço Intrusivo Santa Angélica por (Zanon, 2012); e (3) pares estereoscópicos da Força Aérea Americana - UFAF em escala 1:60.000 e do Instituto Brasileiro do Café - IBC em escala 1:30.000.

O presente trabalho seguiu a metodologia tradicional de levantamento geológico (Moseley, 1981), sendo dividida em três etapas: pré-campo, campo e pós-campo. Na etapa pré-campo, foi realizada a revisão bibliográfica e o georreferenciamento e ampliação das bases cartográficas para a escala 1:25.000. O sistema de projeção cartográfica adotado foi o UTM (Zona 24K) e o Datum Horizontal o WGS-84. Adicionalmente, procedeu-se com a interpretação geológica e georreferenciamento das fotografias aéreas por meio do estereoscópio de mesa da marca WILD Heerbrugg, modelo ST4. Imagens recentes do Google *EarthPro* foram utilizadas para definir as principais vias de acesso e áreas com cobertura vegetal mais densa. Na etapa de campo foram cadastrados e descritos 776 pontos (3,8 pontos/km²). Em cada um dos pontos visitados foram feitas descrições das unidades

aflorantes, com contagem modal de 243 amostras de mão, medidas estruturais, cadastramento de ocorrências minerais e coleta de material para a confecção de lâminas petrográficas. Foi descrito um total de 11 lâminas petrográficas. Todas as medidas estruturais seguiram a notação *dip direction* e foram analisadas manualmente por meio de estereogramas Schmidt-Lambert. Na última etapa, os dados levantados em campo foram integrados e vetorizados no programa computacional ArcGIS (ESRI, 2011) para a geração de mapa e perfil geológico em escala 1:25.000.

3 Resultados

O CISA está constituído pelas seguintes unidades de mapeamento: a) gabro-diorito, b) granito porfirítico, c) rochas híbridas e d) quartzo monzonito, que caracterizam o magmatismo pós-colisional bimodal (Fig. 2). As rochas encaixantes abrangem ortognaisses pré-colisionais da Supersuíte G1. O diagrama de classificação QAP (Streckeisen, 1976) da figura 3 sintetiza a classificação modal dos litotipos mapeados.

Feições macroscópicas de afloramentos representativos das unidades mapeadas podem ser vistas nas figuras 4, 5 e 6. A foliação magmática do CISA verificada em alguns afloramentos mostra frequentemente mergulhos subverticais (> 60 graus) e a lineação de fluxo (marcada principalmente por cristais de K-feldspato) apresenta caimentos sub-horizontais (< 30 graus). As orientações de ambas as estruturas tendem a acompanhar o contorno do maciço em suas porções mais externas. As unidades de mapeamento do CISA encontram-se em geral pouco fraturadas e constituem imensos pontões rochosos residuais (*inselbergs*) de rocha dura e maciça, com centenas de metros de altitude, como o da Pedra da Severina (Fig. 2).

3.1 Rocha encaixante

As rochas encaixantes estão constituídas por ortognaisses que se encontram expostos nas bordas do CISA sob a forma de lajedos (Fig. 4A, 4B). Apresentam-se frescos ou com

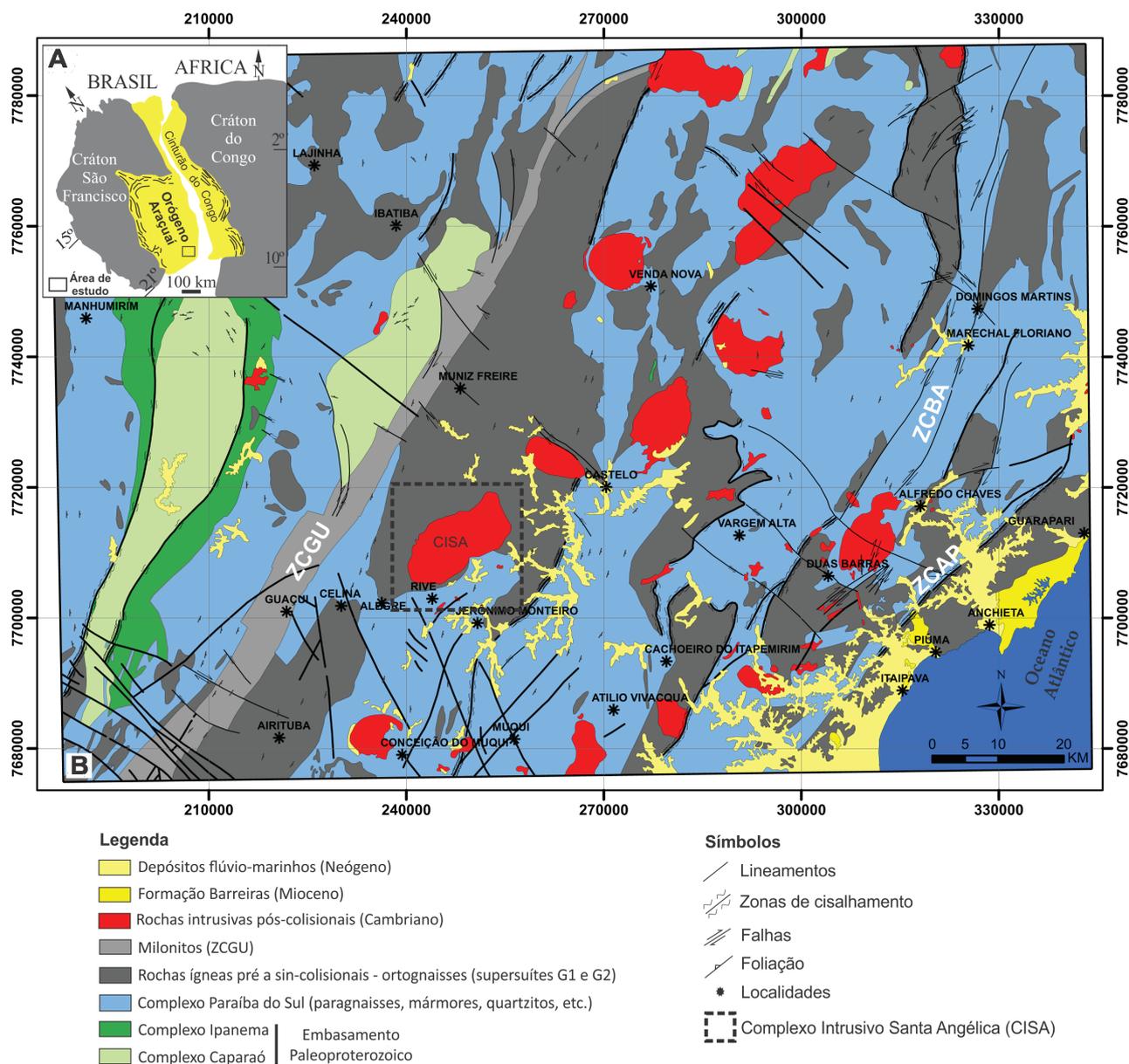


Figura 1. Contexto geológico regional da área de estudo. A) Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental; B) Mapa geológico simplificado. Modificado de Vieira et al. (1997) e Alkmin et al. (2006). Legenda: ZCGU – Zona de Cisalhamento Guaçuí; ZCBA – Zona de Cisalhamento Batatal; e ZCAP – Zona de Cisalhamento Além Paraíba.
 Figure 1. Regional geology of the study area. Modified from Vieira et al. (1997) and Alkmin et al. (2006). Legend: ZCGU – Guaçuí Shear Zone; ZCBA – Batatal Shear Zone; ZCAP – Além Paraíba Shear Zone.

moderado grau de alteração por intemperismo químico na borda oeste e intensamente decompostos na borda leste. Estas rochas são leucocráticas a mesocráticas, inequigranulares com granulação variando de fina a grossa e apresentam textura granolepidoblástica. A foliação varia de incipiente a intensa. Grande parte dos afloramentos apresentam bandamento gnáissico, caracterizado pela intercalação de bandas félsicas de composição quartzo-feldspática com bandas máficas compostas principalmente por biotita. Essas bandas são

geralmente milimétricas a centimétricas de orientação preferencial NE-SW. Algumas porções dos ortognaisses apresentam textura milonítica, caracterizada por porfiroclastos de feldspato. Essas rochas são cortadas por veios e diques félsicos de orientação preferencial NE-SW. Subordinadamente, ocorrem corpos tabulares de quartzo-biotita-hornblenda metagabro. Enclaves leucocráticos com dimensões centimétricas (até 15 cm) apresentam-se estirados e orientados segundo a foliação regional.

Os ortognaisses possuem composição

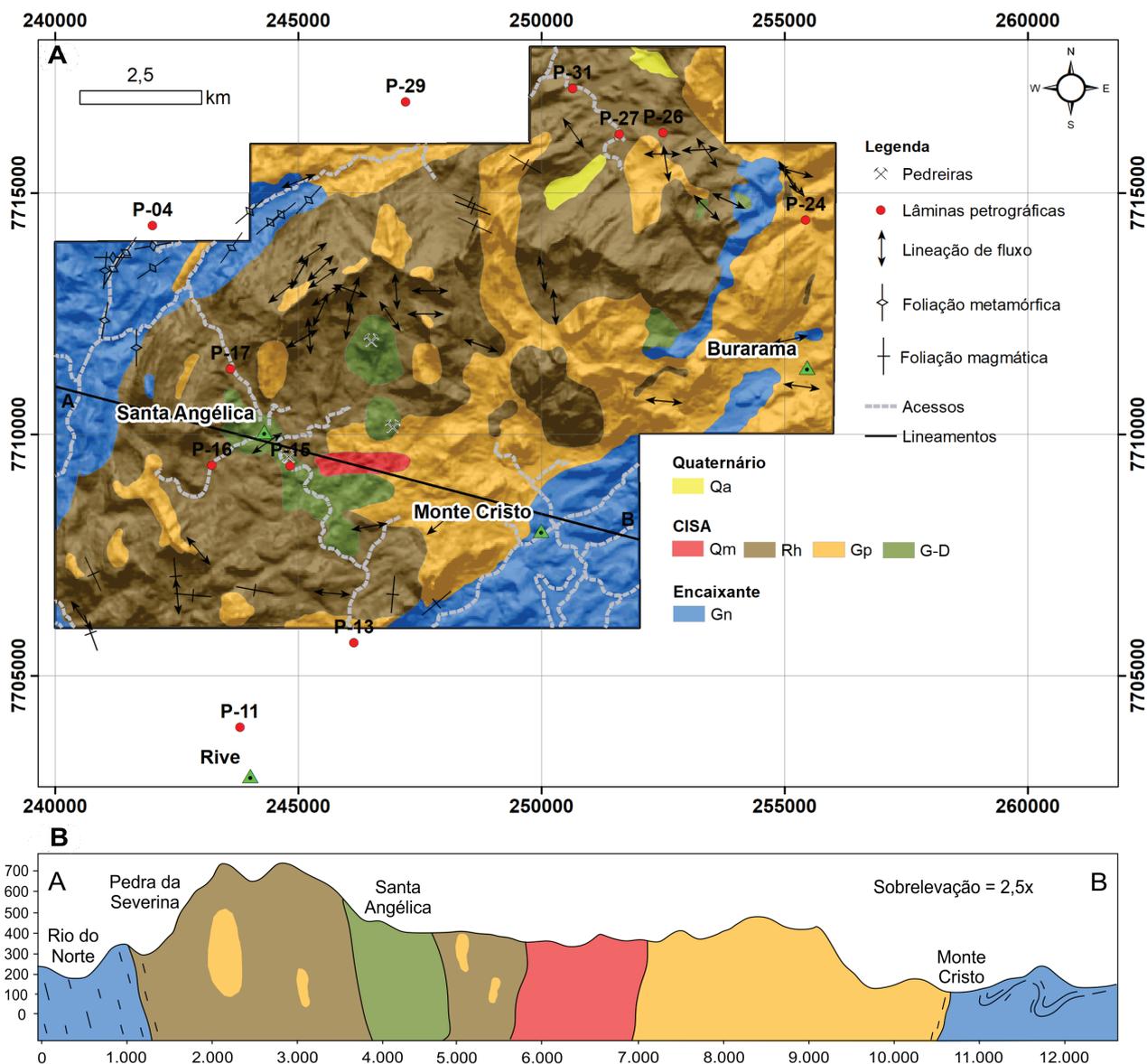


Figura 2. Geologia da área de estudo. A) Complexo Intrusivo Santa Angélica – CISA; B) perfil geológico A-B. Legenda: Qa – depósitos aluvionares, Qm – Quartz monzonite, Rh – Rocha híbrida, Gp – granito porfirítico, G-D – Gabro-Diorito e Gn – ortognaisses. Sistema de Coordenadas UTM (Zona 24K).

Figure 2. Geology of the study area. A) Santa Angélica Intrusive Complex – CISA; B) geological section A-B. Legend: Qa – Alluvial deposits, Qm – Quartz monzonite, Rh – Hybrid rock, Gp - Porphyritic granite, G-D – Gabbro-Diorite and Gn - orthogneiss. UTM Coordinate System (Zone 24K).

granodiorítica a tonalítica. Os primeiros são compostos por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, biotita, e, às vezes, hornblenda. Titanita, apatita, zircão e minerais opacos são as fases acessórias comumente encontradas nestas rochas (lâminas P-04, P-11 e P-29 na Fig. 2). O contato entre os grãos varia de amebóide a reto. O plagioclásio (43-55%) ocorre com grãos subidioblásticos (0,30-1,50 mm) que exibem a típica macla polissintética. Alguns grãos podem apresentar inclusões de quartzo e extinção ondulante. O quartzo (18-20%) ocorre como grãos xenoblásticos (0,10-2,90 mm) e, ocasionalmente,

na forma de *ribbons*. Apresenta contatos retos com o feldspato e exibe comumente extinção ondulante. Os grãos de microclina (7-15%) variam de subidioblásticos a xenoblásticos (0,85-4,25 mm) e, ocasionalmente, são poiquiloblásticos portando inclusões de quartzo, biotita, plagioclásio e apatita. A microclina comumente exibe a geminação *tartan* e alguns grãos são fraturados. A biotita (21-26%) ocorre como palhetas subidioblásticas (0,12-1,50 mm) orientadas que estão frequentemente associadas a titanita, minerais opacos subidioblásticos e, às vezes, a hornblenda e podem apresentar

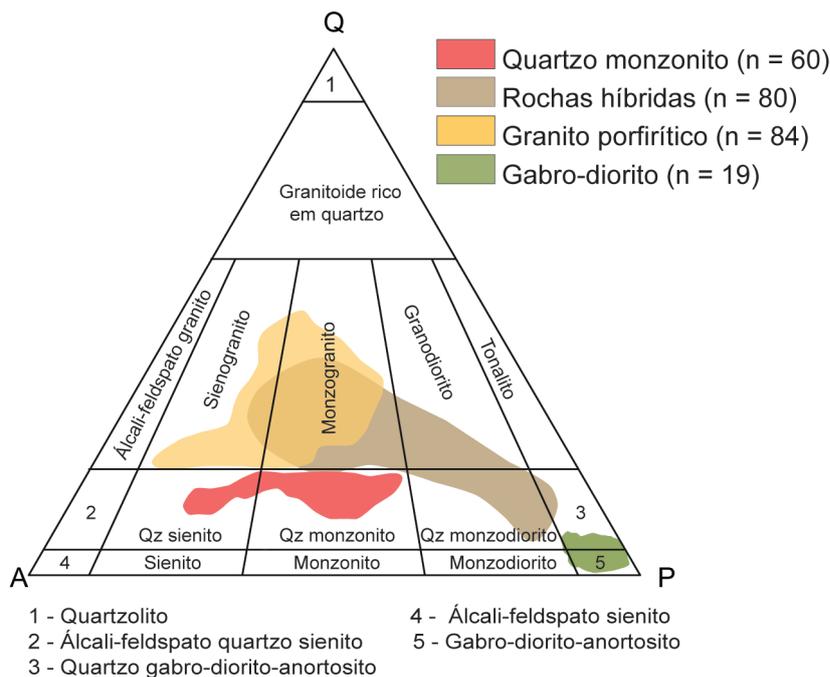


Figura 3. Diagrama QAP de classificação modal das unidades de mapeamento. (Streckeisen, 1976).
 Figure 3. QAP diagram for modal classification of the geological units. (Streckeisen, 1976).

bordas parcialmente alteradas para muscovita. A hornblenda (~1%) quando presente na rocha ocorre como grãos subidioblásticos a xenoblásticos (0,75-1,50 mm) e portam inclusões de apatita e minerais opacos subidioblásticos, estando associada a biotita. Texturas secundárias de substituição são caracterizadas por sericitização e saussuritização dos feldspatos que se alteram parcialmente para muscovita e carbonato. Os ortognaisses de composição tonalítica são compostos por quartzo (15-25%), plagioclásio (45-50%), K-feldspato (5-20%), biotita (10-25%) e ocasionalmente anfibólio (5-10%). O quartzo se encontra xenomórfico, com granulação variando de fina a grossa e brilho vítreo. O plagioclásio possui coloração esbranquiçada, com algumas porções alteradas para caolinita, brilho mais terroso e com grãos hipidiomórficos a xenomórficos. A biotita apresenta a coloração preta, hábito micáceo, com granulação predominantemente fina e grãos hipidiomórficos. Os grãos de K-feldspato possuem granulação fina a média, coloração acinzentada a levemente rosada, brilho vítreo e são majoritariamente hipidiomórficos.

As encaixantes apresentam contato

abrupto com o granito porfirítico e a rocha híbrida. Normalmente, isso é acompanhado por uma quebra topográfica de relevo.

3.2 Complexo Intrusivo Santa Angélica – CISA

O CISA está constituído por quatro unidades de mapeamento, a saber: 1) gabro-diorito; 2) granito porfirítico; 3) rocha híbrida; e 4) quartzo monzonito. A cronologia relativa destas unidades (e.g. relação de corte e inclusão) sugere um complexo multi-intrusivo.

3.2.1 Gabro-diorito

Os litotipos desta unidade de mapeamento compreendem gabros e dioritos. Estas rochas não foram individualizadas como unidades independentes devido à escala de mapeamento e a área de exposição. Estas rochas ocorrem como corpos arredondados e alongados com orientação NW-SE (Fig. 2). Estas rochas são de coloração escura esverdeada, mesocrática e de estrutura maciça. Apresenta textura inequigranular fanerítica com granulação variando de fina a média. O contato com o granito

porfírico é normalmente abrupto e define uma zona de mistura (Fig. 4C, 4D). Megacristais de K-feldspato são comuns nas rochas gabróicas/dioríticas que ocorrem próximas ao contato com o granito porfírico, resultado do processo de mistura mecânica entre os magmas (Fig. 4E). As rochas gabróicas/dioríticas são cortadas, localmente, por numerosos veios de quartzo e aplitos.

A composição mineralógica consiste de plagioclásio, clinopiroxênio, biotita, quartzo e subordinadamente por fases acessórias como apatita e minerais opacos. O critério de separação de gabros e dioritos, baseou-se na proporção de minerais máficos dominantes (Streckeisen *et al.*, 1976). Nos dioritos, estes minerais correspondem a biotita, que é facilmente identificável. Os cristais de plagioclásio (50%) são predominantemente hipidiomórficos (0,25-3,0 mm) e exibem a típica macla polissintética. Alguns grãos apresentam extinção ondulante e aparentemente zonamento composicional (Fig. 4F). O clinopiroxênio (32%) ocorre como cristais hipidiomórficos de granulação fina a média (0,30-1,75 mm) que portam inclusões de biotita, apatita e minerais opacos. Alguns cristais apresentam as bordas parcialmente alteradas para biotita e minerais opacos. A biotita (9%) apresenta pleocroísmo castanho-avermelhado, ocorrendo como plaquetas hipidiomórficas de granulação fina a média (0,15-1,60 mm) e, subordinadamente, como inclusões (0,02-0,22 mm) arredondadas e lobadas nos cristais de clinopiroxênio. A maioria das bordas da biotita encontram-se parcialmente alteradas para minerais opacos. O quartzo perfaz aproximadamente 4% da rocha e ocorre como grãos xenomórficos de granulação fina (0,15-0,25 mm). Magnetita, apatita e sulfetos (e.g. calcopirita) são as fases minerais acessórias e perfazem cerca de 5% da rocha. Carbonato (<1%) aparece como produto de alteração nas bordas de alguns grãos de plagioclásio e, ocasionalmente, preenchendo fraturas do clinopiroxênio.

3.2.2 Granito porfírico

Esta unidade está constituída por granitos leucocráticos de coloração amarelada a rosada, com fácies predominantemente

porfírica e, subordinadamente, inequigranular de granulação fina a média. A contagem modal das amostras se distribui entre os campos dos sienos e monzogranitos (Fig. 3). Estes corpos ocorrem, principalmente, nas bordas do CISA e, subordinadamente, como corpos isolados em porções de maior cota topográfica (Fig. 2).

As estruturas de fluxo magmático são caracterizadas pela orientação NE/SW dos fenocristais de feldspato alcalino que podem atingir até 3,5 cm (Fig. 5A). Nas bordas do CISA, os fenocristais de K-feldspato mostram evidências de deformação magmática caracterizadas pelo desenvolvimento de formas lenticulares e alongadas (Fig. 5B), além de estarem orientados segundo o *trend* da foliação dos granitoides da Supersuíte G1. Nota-se uma variação textural conforme se aproxima da borda do maciço, que é caracterizada pelo aparecimento de uma foliação com biotitas orientadas. Nas porções mais internas do CISA e de cotas topográficas mais baixas (cota ~ 600 m), o granito porfírico transiciona para uma extensa zona híbrida de mistura de rochas félsicas e máficas até prevalecer porções de rochas gabróicas/dioríticas.

O granito porfírico está constituído essencialmente por microclínio, plagioclásio, biotita e quartzo. Titanita, apatita, minerais opacos, zircão e allanita representam as fases minerais acessórias (Fig. 2). O microclínio (52-53%) ocorre como cristais tabulares hipidiomórficos e raramente xenomórficos (0,40-3,75 mm). Alguns grãos exibem bordas corroídas indicando possível desequilíbrio com o líquido residual. Estes cristais exibem frequentemente a típica macla *Tartan* e alguns fenocristais apresentam-se saussuritizados. Intercrescimento de quartzo vermicular próximo ao contato do feldspato alcalino e plagioclásio é uma feição comum (Fig. 5C). O plagioclásio (12-13%) ocorre como cristais hipidiomórficos de granulação fina a média (0,25-1,35 mm) que apresentam a típica macla polissintética (Fig. 5D). Alguns cristais apresentam alteração para sericita.

A biotita (14-15%) apresenta hábito lamelar, clivagem perfeita (001) e ocorre majoritariamente em agregados hipidiomórficos e as vezes como

plaquetas isoladas na matriz com granulação fina a média (0,20-2,5 mm). Cristais de apatita prismáticos e ocasionalmente seções basais são inclusões comuns nestes cristais de biotita e algumas plaquetas exibem bordas parcialmente alteradas para clorita, muscovita ou minerais opacos. Adicionalmente, algumas plaquetas de biotita ocorrem associadas com cristais subidiomórficos de titanita.

Quartzo (18-20%) ocorre como fase intersticial (< 5 mm) resultante do final de cristalização do corpo granítico. Alguns grãos podem apresentar evidências de deformação intracristalina caracterizada pelo desenvolvimento de extinção ondulante. Grãos poligonais formando ângulos de 120°, típicos de textura granoblástica, são comuns. Allanita, titanita, apatita, minerais opacos e zircão são as principais fases minerais acessórias e perfazem cerca de 2% da rocha. A allanita (< 1 mm) compõe menos de 1% da rocha e exibe seu típico halo pleocróico. Carbonato, clorita e muscovita são os principais produtos de alteração da rocha.

Enclaves de ortognaisses (Supersuíte G1) são comumente encontrados nesta unidade e ocorrem com formas variadas (arredondadas, lenticulares, alongadas e ovais), sendo que os enclaves alongados estão comumente orientados paralelamente à foliação das rochas encaixantes. Estes enclaves apresentam diâmetro do eixo maior variando entre 10 e 40 cm e exibem contato difuso com a rocha hospedeira, sem indícios de borda de reação entre eles. Zanon *et al.* (2015) descrevem contatos irregulares a interdigitados entre os granitoides pré-colisionais da Supersuíte G1 (ortognaisses) e o granito porfirítico (allanita granito).

3.2.3 Rocha híbrida

A rocha híbrida representa a unidade de maior expressão em área, ocupando principalmente a parte oeste do CISA (Fig. 2). Trata-se de uma unidade de mapeamento bastante heterogênea. Está constituída tipicamente por diferentes proporções de inclusões de rocha granítica em rocha gabro-diorítica e vice-versa. Estas inclusões podem assumir diferentes formas, orientações e

disposições espaciais (e.g. alongada, irregular, angular, ovalado, dispersa, concentrada, caótica, etc.).

A intensidade dos processos de mistura é indicada pela abundância e diversidade de estruturas de mistura magmática. Por exemplo, inclusões alinhadas de formato irregular de rocha máfica em granito porfirítico (Fig. 5F), glóbulos achatados de rocha máfica em granito porfirítico (Fig. 6b), rede de veios de granito cortando gabro-dioritos (Fig. 6C), etc. Feições texturais indicativas de processo de *mixing*, conforme descrito por Hibbard (1981), Bayer *et al.* (1987) e Baxter & Feely (2002), seriam caracterizadas pela presença de megacristais de K-feldspato ovóides envoltos por plagioclásio (textura rapakivi) e quartzo manteados por minerais máficos (quartzo ocelar) (Fig. 6D a 6F).

Fácies da rocha híbrida caracterizadas por pórfiros de feldspato alcalino (até 2 cm) imersos em uma matriz gabro-diorítica de granulação média são encontrados apenas localizadamente (Fig. 5E). Em alguns afloramentos, tanto na região de borda como no interior do CISA, observa-se pórfiros de K-feldspato alinhados marcando uma lineação magmática (Fig. 5F) com orientação preferencial NE-SW e NNE-SSW. Os cristais de feldspato em alguns locais também podem estar deformados, definindo bandas/faixas métricas de maior deformação, que estariam associadas a variações na intensidade e viscosidade do fluxo magmático (Fig. 6A).

A rocha híbrida é mesocrática, consistindo de quartzo, hornblenda, biotita, plagioclásio e K-feldspato. Apatita, zircão, titanita e minerais opacos constituem as fases minerais acessórias. O quartzo (20-25%) ocorre como grãos xenomórficos (0,18-0,40 mm) que portam muitas inclusões aciculares de apatita (Fig. 7A), zircão prismático e minerais opacos idiomórficos. É comum observar quartzo manteado por minerais máficos (titanita, biotita, hornblenda e minerais opacos), caracterizando a textura ocelar (Fig. 7B). Alguns grãos estão aparentemente recristalizados e exibem formas poligonais e junções tríplexes (120°), que indicam recristalização estática e reflete o ajuste termodinâmico de agregados monominerálicos. A hornblenda (5-10%), quando presente, ocorre

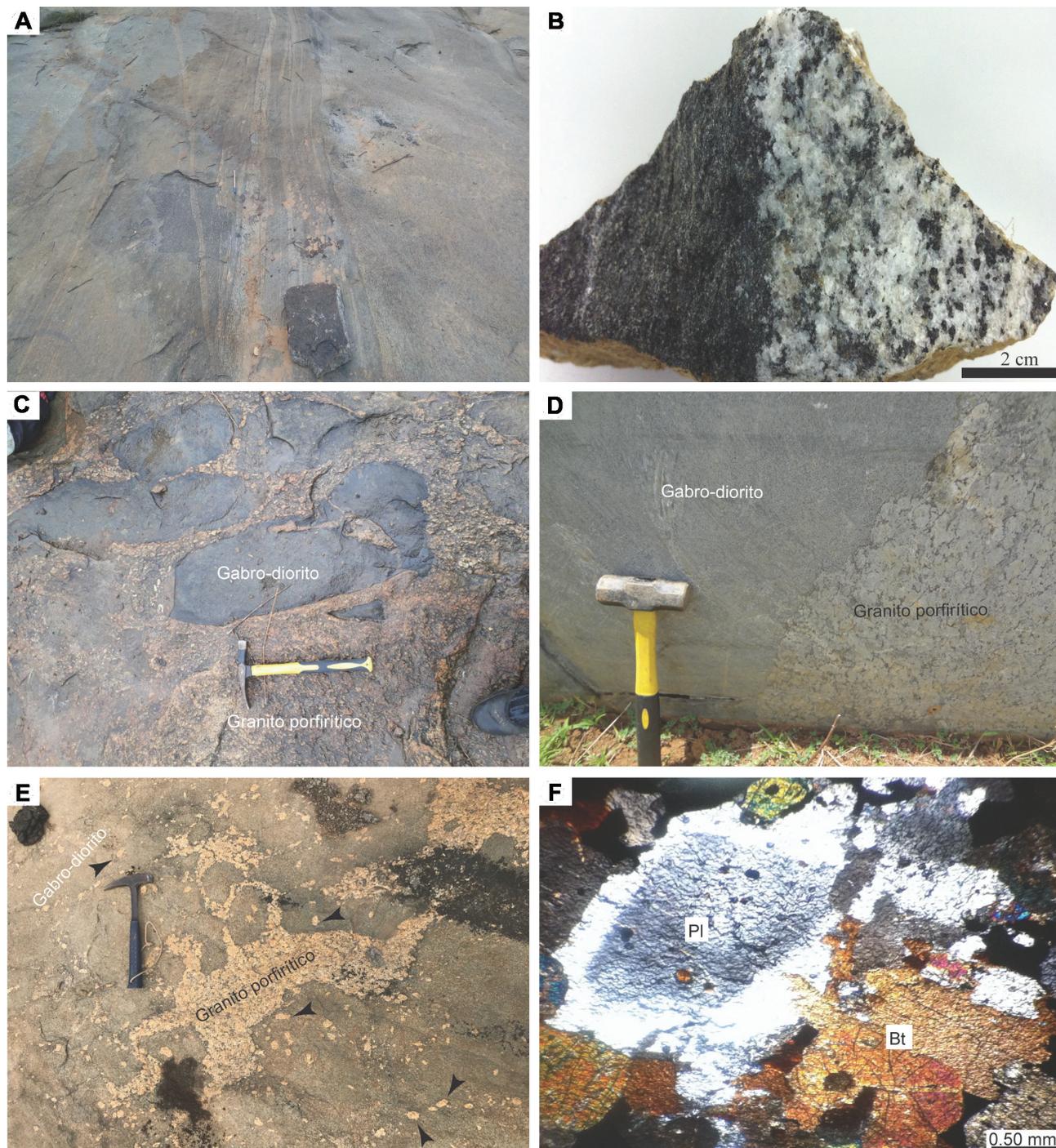


Figura 4. Feições de campo e micropetrográficas das rochas estudadas. A) Ortogneisse deformado da Supersuíte G1 (P11); B) Amostra de mão onde se observa o contato entre ortogneisse e gabro-diorito; C) Zona de mistura mecânica entre rochas gabro-dioríticas e graníticas; D) Contato abrupto entre o gabro-diorito e o granito porfirítico; E) Presença de numerosos megacristais de K-feldspato no gabro-diorito. Os megacristais de maior granulação são indicados pelas setas de cor preto; F) Fotomicrografia do gabro-diorito mostrando plagioclásio com zonamento composicional.
Figure 4. Field and micropetrographic features of the studied rocks. A) Deformed orthogneiss - Supersuit G1 (P11); B) Hand specimen showing contact between orthogneiss and gabbro-diorite; C) Mingling zone between gabbro-dioritic and granitic rocks; D) Abrupt contact between gabbro-diorite and porphyritic granite; E) Presence of numerous K-feldspar megacrysts in gabbro-diorite. The largest megacrysts are indicated by black arrows; F) Photomicrograph of gabbro-diorite showing plagioclase with compositional zoning.

como grãos hipidiomórficos a xenomórficos, que são poiquilíticos (0,30-0,50 mm) com abundantes inclusões de apatita. Os cristais de hornblenda estão comumente associados a biotita, titanita e minerais opacos. A biotita (18-25%) ocorre como plaquetas hipidiomórficas de granulação fina (0,05-0,80 mm) isoladas na matriz da rocha e, subordinadamente, associada a cristais de hornblenda. Palhetas de biotita e cristais de anfibólio encontram-se orientados em amostras mais próximas a borda do pluton (Fig. 7C), e os cristais de biotita também podem estar arqueados.

Os grãos de plagioclásio (20-25%) são hipidiomórficos a xenomórficos (0,30-0,70 mm) e exibem a típica macla polissintética. Muitos grãos mostram bordas corroídas e hospedam inclusões de minerais opacos e apatita acicular. Alguns grãos podem apresentar feição de deformação caracterizada pela presença de extinção ondulante. É comum observar grãos de plagioclásio zonados (Fig. 7C, 7D), com núcleos parcialmente sericitizados e bordas poiquilíticas livres de alteração e com inclusões de minerais opacos e apatita acicular (Fig. 7E). Alguns cristais de K-feldspato (10-25%) apresentam forma ovoide envoltos por um anel de plagioclásio. Alguns megacristais exibem feições de dissolução/reprecipitação, caracterizada por um sobrecrescimento de álcali-feldspato ao redor de núcleos parcialmente dissolvidos com formas arredondadas. Estes cristais são hipidiomórficos a xenomórficos (0,25-0,85 mm) apresentando macla *Tartan* e, ocasionalmente, exibem extinção ondulante. Alguns grãos apresentam intercrescimento mirmequítico, evidenciado pela presença de grãos vermiformes de quartzo no contato entre o feldspato alcalino e plagioclásio. Subordinadamente, pode-se observar intercrescimento pertítico.

Cristais aciculares (0,02-0,18 mm) de apatita (< 2%) comumente ocorrem como inclusões em hornblenda, plagioclásio e quartzo (Fig. 6A), e subordinadamente como grãos granulares (até 0,40 mm) na matriz. Os minerais opacos (1-3%; 0,02-0,40 mm) ocorrem, majoritariamente, como cristais hipidiomórficos a xenomórficos dispersos na matriz e, subordinadamente, em contato com biotita e hornblenda. Agregados de cristais de titanita

(1-5%; 0,28-0,70 mm) hipidiomórficos são comumente observados na matriz, e, as vezes estão formando coronas nas bordas dos minerais opacos. Este mineral associado a biotita, hornblenda e minerais opacos podem formar agregados máficos na rocha. Zircão (0,05-0,30 mm) perfaz menos de 1% da rocha e ocorre como cristais prismáticos inclusos em outras fases minerais e dispersos na matriz.

3.2.4 Quartzo monzonito

A ocorrência desta unidade é restrita, abrangendo uma pequena área da porção centro-sul do CISA (Fig. 2). A rocha apresenta cor acinzentada, estrutura maciça, com textura fanerítica, equigranular e, subordinadamente, inequigranular seriada (Fig. 7F). Sua composição mineralógica é dada por plagioclásio, K-feldspato, quartzo, biotita e anfibólio.

O plagioclásio (38-45%) ocorre como grãos de coloração cinza esbranquiçado. Em geral, os grãos são hipidiomórficos e, subordinadamente, xenomórficos. Os grãos de K-feldspato (25-30%) são de coloração acastanhada, granulação fina a média e formas hipidiomórficas a xenomórficas. O quartzo (8-12%) é incolor, de brilho vítreo e ocorre como grãos xenomórficos de granulação fina a média.

As plaquetas de biotita (15-25%) apresentam coloração preta e granulação fina a média. Os grãos são hipidiomórficos a xenomórficos e ocorrem disseminados por toda a rocha. Algumas amostras exibem aglomerados de plaquetas de biotita. O anfibólio (~ 5%) ocorre como grãos de coloração preta hipidiomórficos a xenomórficos e alguns apresentam a seção basal hexagonal.

4 Discussão

4.1 Evidências de processos de mistura de magmas

Evidências de campo e texturais da interação de magmas máficos e félsicos durante a formação de alguns tipos de granitoides tem sido reportada e documentada em várias partes do mundo (e.g., Wiedemann *et al.*, 1986; Schmidt-



Figura 5. Feições de meso e microescala das principais unidades que compõem o CISA. A) Granito porfírico mostrando fenocristais tabulares de feldspato alcalino orientados devido ao fluxo magmático; B) Fenocristais de K-feldspato com formas lenticulares a sigmoides presentes no granito porfírico na borda do CISA; C) Fotomicrografia mostrando microclínio parcialmente alterada com intercrescimento mirmequítico; C) Fotomicrografia exibindo textura granoblástica e plaquetas de biotita levemente orientadas, marcando uma foliação incipiente na rocha; E) Rocha híbrida homogênea com numerosos megacristais de K-feldspato tabulares a arredondados imersos em uma matriz máfica fanerítica de granulação fina; F) Foliação magmática caracterizada por inclusões alinhadas de rocha máfica de formato irregular em granito porfírico com. Mc = microclina, Qz = quartzo, Pl = plagioclásio e Bt = biotita.

Figure 5. Meso- and microscale features of the main units that make up CISA. A) Porphyritic granite showing tabular phenocrystals of alkaline feldspar oriented due to magmatic flow; B) Phenocrystals of K-feldspar with lenticular to sigmoid shapes in porphyritic granite on the edge of CISA; C) Photomicrograph showing partially altered microcline with myrmecitic intergrowth; D) Photomicrograph showing granoblastic texture and slightly oriented biotite platelets, marking incipient rock foliation; E) Homogeneous hybrid rock with numerous tabular to rounded K-feldspar megacrystals immersed in a fine-grained mafic matrix; F) Magmatic foliation characterized by the alignment of mafic inclusions of irregular shape in porphyritic granite. Mc = microcline, Qz = quartz, Pl = plagioclase and Bt = biotite.

Thomé & Weber-Diefenbach, 1987; Medeiros *et al.*, 2001; Baxter & Feely, 2002; Kumar *et al.*, 2004).

A mistura de magmas trata-se de um processo de mescla entre dois tipos de magmas. Este processo envolve mecanismos de troca química, mecânica e térmica. A efetividade deste processo irá depender da composição, densidade, temperatura, viscosidade e conteúdo em voláteis destes magmas (Barbarin & Didier, 1992; Wernick, 2004). Define-se mistura física de magmas (magma *mingling*), como a mistura parcial ou interpenetração de magmas félsicos e máficos sem mudanças pervasivas de composição e geração de rocha intermediária entre os dois termos finais. Já a mistura química de magmas contrastantes (magma *mixing*) causa homogeneização das fases, com dissolução parcial dos cristais previamente cristalizados que tendem a exibir formas corroídas no magma híbrido formado (Kumar *et al.*, 2004).

Trabalhos anteriores têm assumido que o CISA representa um caso típico de mistura de magmas em diferentes níveis de intensidade de um plúton inversamente zonado, que é caracterizado por dois núcleos gabróicos-dioríticos envoltos por granitóides com extensas zonas de mistura de magmas (Bayer *et al.*, 1987). Entretanto, as unidades de mapeamento apresentadas neste estudo são diferentes das apresentadas por Bayer *et al.* (1987) e Zanon (2012). Como pode ser visto no mapa geológico da figura 2, a unidade gabro-diorito apresenta uma área relativamente menor do que a dos trabalhos anteriores. A distribuição espacial dos corpos magmáticos também difere da cartografia apresentada por estes autores. Granitos porfiríticos não são observados de forma ampla e generalizada na borda ocidental do CISA. Estas diferenças podem ser o resultado das escalas de mapeamento, interpretações geológicas e devido a quantidade (e qualidade) dos afloramentos visitados, etc.

O CISA é um caso típico de mistura de magmas, que exibe feições diagnósticas deste processo. O processo de *mingling* é evidenciado pela grande diversidade de proporção, distribuição, orientação e formas das inclusões de rochas máficas em rochas félsicas e vice-versa que ocorre na porção central do CISA

(Fig. 4C a 4E, 5F, 6B a 6D). Estas variações são descritas por Schmidt-Thomé & Weber-Diefenbach (1987) como agmatitos (formação de blocos angulares devido a injeção de veios de material félsico em rocha máfica), schollen (inclusões arredondadas de material máfico em granito porfirítico) e schlieren (estruturas fluidais bandadas, dobradas e cisalhadas, geradas por fluxo magmático).

Feições texturais como quartzo ocelar (Fig. 6D a 6E), textura rapakivi (Fig. 6F), cristais de K-feldspato com bordas de reação, plagioclásios zonados com borda poiquilítica (Fig. 6D, 6E) e inclusões de apatitas aciculares (Fig. 7A) são descritas por vários autores (Hibbard, 1981; Bayer *et al.*, 1987; Schmidt-Thomé & Weber-Diefenbach, 1987; Hibbard 1995; Baxter & Feely, 2002; Kumar *et al.*, 2004) como indicativas do processo de *mixing* entre magmas félsicos e máficos de temperaturas e composições contrastantes.

Em trabalho mais recente, Zanon (2012) e Zanon *et al.* (2015) a partir de dados litogeoquímicos em rocha total, interpretam que as rochas do CISA seriam o resultado da cristalização fracionada de um magma gabróico de origem mantélica. Portanto, segundo estes autores, não haveria, a formação de um magma intermediário, gerado a partir da homogeneização de magmas félsicos e máficos. Slaby *et al.* (2017) ao estudarem os aspectos químicos e microestruturais de megacristais de K-feldspato das rochas híbridas do CISA, reconheceram diferentes estágios de cristalização/recristalização. Para os autores, os cristais de K-feldspato teriam se cristalizado em magmas híbridos com diferentes proporções de fundidos crustais e mantélicos. Ainda segundo aqueles autores, os diferentes estágios de cristalização/recristalização dos megacristais, resultariam da interação, em diferentes níveis de hibridização, de pulsos magmáticos de composições variadas dentro da câmara magmática, que acarretaria o desequilíbrio mineral e, conseqüentemente, os processos de dissolução e recristalização.

O mineral hornblenda identificado em lâminas apenas da rocha híbrida e no quartzo monzonito, também foi reconhecido por Zanon (2012) no gabro-diorito e no quartzo monzonito.

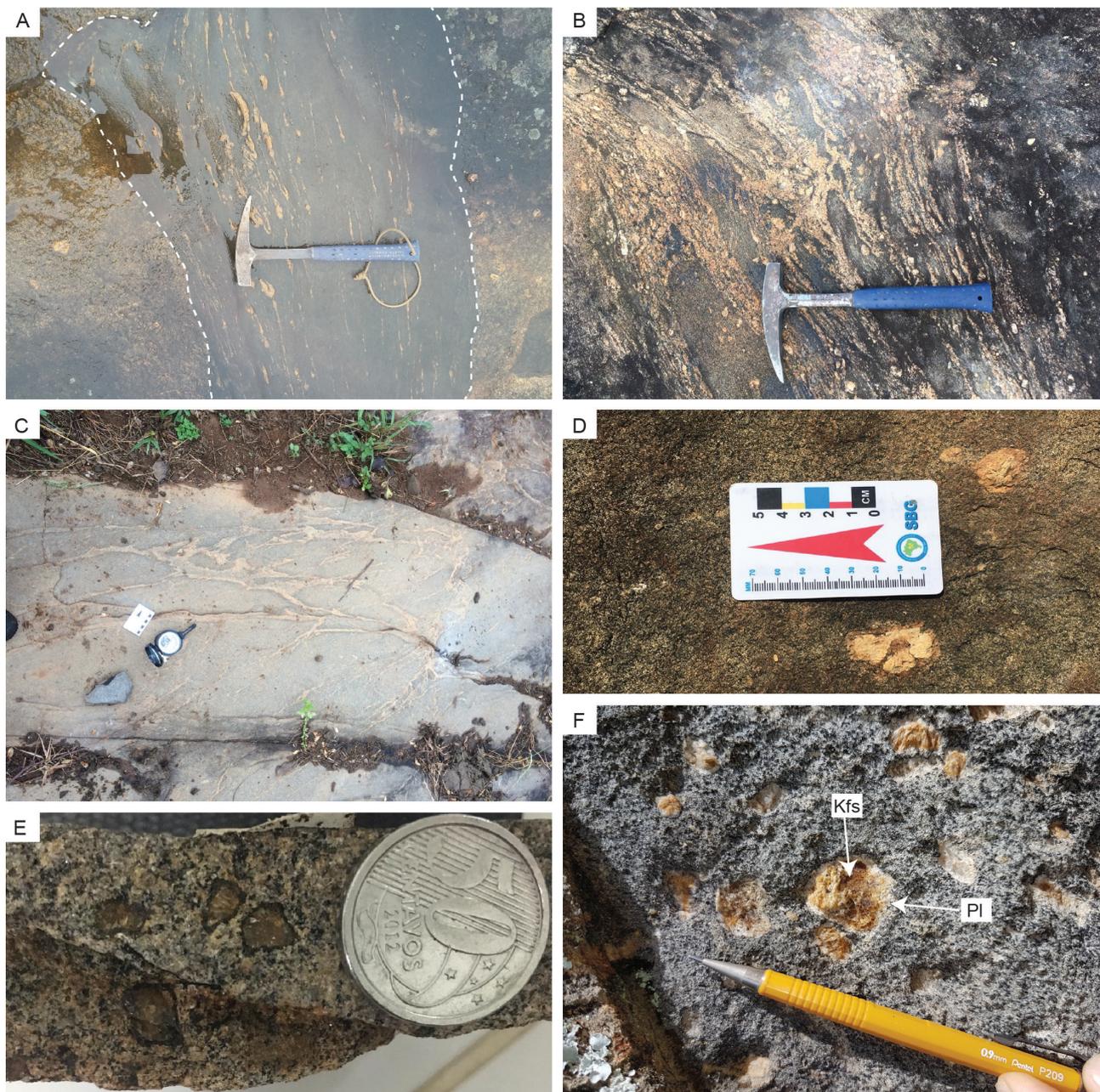


Figura 6. Feições de campo e de amostra de mão da rocha híbrida. A) Cisalhamento por fluxo magmático e estiramento de megacristais de K-feldspato em rocha híbrida. A direção preferencial do fluxo é NNE-SSW; B) Enclaves máficos microgranulares deformados da zona de mistura próxima à borda do CISA; C) Estrutura evidenciando os processos de mistura mecânica (mingling) entre dois magmas com temperatura e composição contrastantes; D) Borda de reação em K-feldspato imerso em rocha híbrida de granulação média; E) Quartzo manteado por minerais máficos caracterizando a textura quartzo ocelar; F) Feição textural de desequilíbrio mineral em que se observam megacristais de K-feldspato envolvidos por plagioclásio (textura rapakivi) na rocha híbrida. PI = plagioclásio e Kfs = K-feldspato.

Figure 6. Field and hand specimen features of hybrid rocks. A) Magmatic shear flow and stretching of K-feldspar megacrysts in hybrid rock. The preferred flow direction is NNE-SSW; B) Deformed mafic microgranular enclaves of the mixing zone near the CISA edge; C) Structure showing the processes of mingling between two magmas with contrasting temperature and composition; D) K-feldspar reaction edge immersed in medium-grained hybrid rock; E) Quartz surrounded by mafic minerals characterizing ocellar quartz texture; F) Textural feature of mineral imbalance in which K-feldspar megacrysts are surrounded by plagioclase (rapakivi texture) in the hybrid rock. PI = plagioclase and Kfs = K-feldspar.

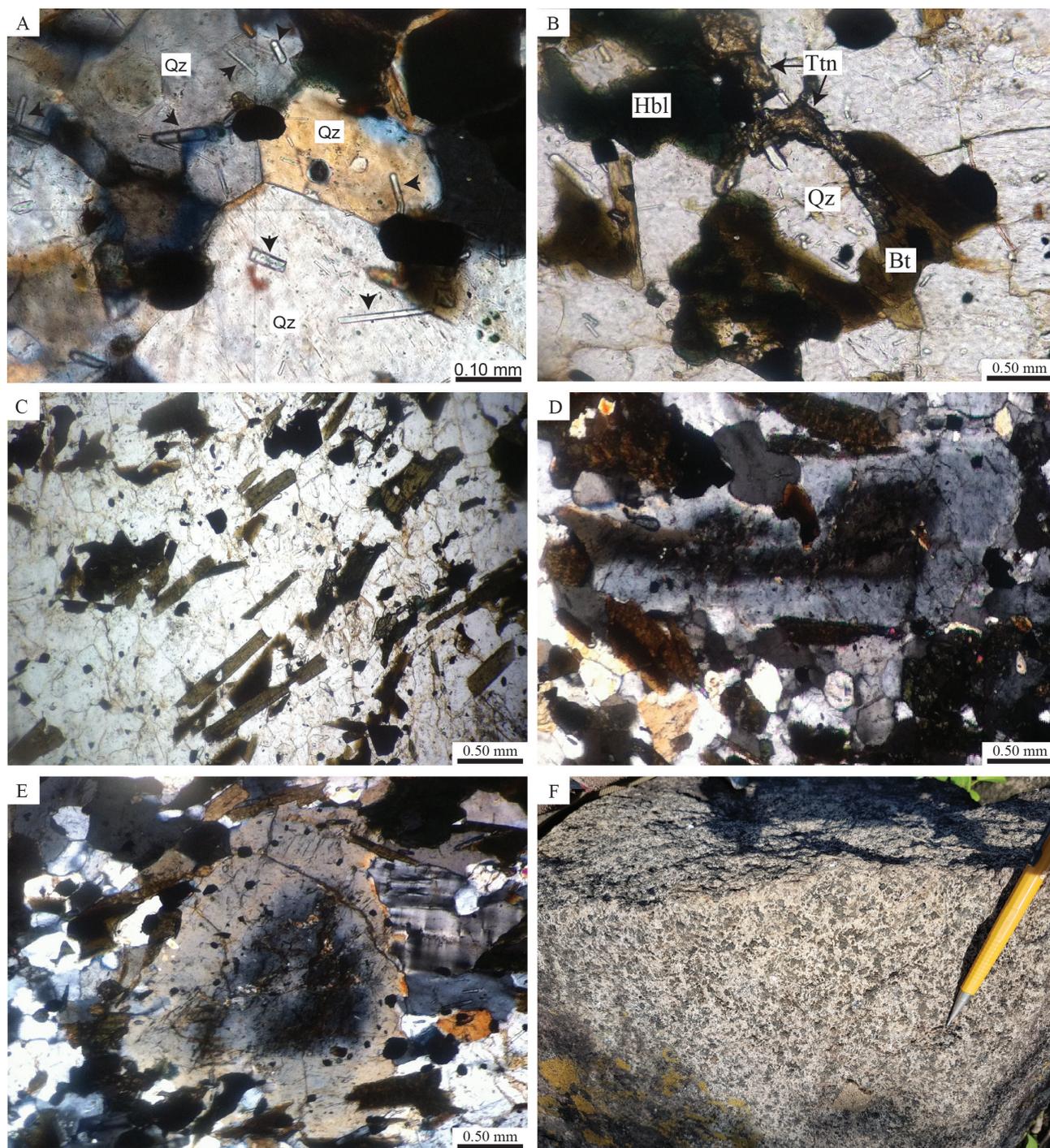


Figura 7. Fotomicrografias mostrando as principais texturas observadas na rocha híbrida e feição macroscópica do quartzo monzonito. A) Grãos de quartzo com inúmeras inclusões de apatita acicular (setas em preto); B) Textura de quartzo ocelar caracterizada pela presença de hornblenda, titanita e biotita ao redor do grão de quartzo; C) Plaquetas de biotita orientadas evidenciando uma foliação magmática; D) Plagioclásio zonado (centro da foto) com bordas parcialmente corroídas; E) Plagioclásio zonado com núcleo parcialmente sericitizado e borda poiquilítica; F) Feição macroscópica do quartzo monzonito alterado.

Figure 7. Photomicrographs showing the main textures observed in the hybrid rock and macroscopic feature of quartz monzonite. A) Quartz grains with numerous inclusions of acicular apatite (black arrows); B) Ocellar quartz texture characterized by the presence of hornblende, titanite and biotite around the quartz grain; C) Oriented biotite platelets showing magmatic foliation; D) Zoned plagioclase (center of photo) with partially corroded edges; E) Zoned plagioclase with partially sericitized nucleus and poikilitic edge; F) Macroscopic feature of weathered quartz monzonite.

Segundo esta autora, o quartzo monzonito seria o resultado da cristalização fracionada do magma gabróico de origem mantélica. Wiedemann *et al.* (1986) também reportam a ocorrência de hornblenda no gabro-diorito, sendo a zona de mistura caracterizada pelos autores como uma mistura de 10% do material granítico no gabro-diorito. Isto evidencia que a hornblenda presente na rocha híbrida (deste estudo) pode ser oriunda da mistura do gabro-diorito com as rochas graníticas.

4.2 Mecanismo de colocação do CISA

No tocante aos mecanismos de colocação do CISA, Bayer *et al.* (1987) e Schmidt-Thomé & Weber-Diefenbach (1987) advogam que o CISA teria se colocado por diapirismo (profundo), aproveitando estruturas pretéritas como lineamentos e o eixo de charneira de uma grande dobra regional de orientação aproximadamente NNE a NE. Zanon (2012) interpreta que o CISA tenha se colocado por diapirismo, condicionado por zonas de cisalhamento dextrais na região adjacente ao pluton.

Segundo Pitcher (1979, 1982) quatro tipos de intrusões são identificados em orógenos colisionais, sendo que cada um deles está associado a um estágio de evolução particular, a saber: pré, sin, tardi e pós-colisionais. Intrusões pós-colisionais são caracteristicamente desprovidas de foliação e truncam a trama tectônica pré-existente. São corpos que se colocam em níveis crustais profundos, com contatos bruscos com as encaixantes. Segundo Pedrosa-Soares *et al.* (2001) a fase colisional principal do Orógeno Araçuai teria ocorrido no intervalo entre 580-560 Ma e segundo Sölnner *et al.* (2000) a idade U-PB em zircões para o CISA seria de 492 ± 15 a 513 ± 8 Ma. Zanon (2012) a partir de dados litogeoquímicos em rocha total confirmam o contexto pós-orogênico das rochas do CISA apontado em outros estudos.

O Complexo Intrusivo Santa Angélica (CISA) apresenta uma forma ovalada, é desprovido de foliação metamórfica, e seus litotipos constituintes truncam as unidades metamórficas regionais, representadas por

ortognaisses tonalíticos pré-colisionais da Supersuíte G1 e por paragnaisses do Complexo Paraíba do Sul. O contorno do CISA é marcado por uma foliação magmática subvertical, cuja orientação acompanha seu formato elíptico, e as rochas encaixantes mostram evidências de fusão parcial, resultando na formação de gnaisses migmatíticos, o que sugere colocação por diapirismo em nível crustal profundo. Esta interpretação converge com os dados da literatura (Bayer *et al.*, 1987; Schmidt-Thomé & Weber-Diefenbach 1987; Wiedemann-Leonardos *et al.*, 2000). Zanon (2012), a partir de dados de campo, petrográficos e litogeoquímicos, mapeou sienogranitos (deformados) no contorno do CISA, que seriam o produto da anatexia dos ortognaisses da Supersuíte G1, revelando o caráter profundo de colocação deste plúton. Medeiros (1999) *apud* Medeiros *et al.* (2001) estimaram para o maciço pós-colisional Várzea Alegre no Orógeno Araçuai pressões de cristalização em anfíbolios da ordem de 6 Kb (18 km).

Toda a porção sul do Estado do Espírito Santo está compreendida entre duas grandes estruturas geológicas de expressão regional (as zonas de cisalhamento dextrais Guaçuí e Batatal), que podem ser acompanhadas em imagens geofísicas e de sensoriamento remoto por dezenas de quilômetros (Silva, 2010: Fig. 1). Entre estas duas zonas de cisalhamento são observadas pelo menos oito maciços intrusivos pós-colisionais (Vieira & Menezes, 2015). Estas feições, nos parece, terem controlado a colocação de todos estes maciços, que aproveitaram a foliação regional como condutos para ascenderem na crosta continental. Dentre os maciços mencionados, o CISA e os maciços de Venda Nova e Castelo apresentam formato aproximadamente elíptico de orientação NE. Isso indica que estas intrusões se colocaram sob o mesmo regime de tensões. Adicionalmente, observa-se que o Maciço Intrusivo de Iconha se alojou aproveitando a Zona de Cisalhamento Batatal. Isto indica que estes maciços se colocaram na crosta sob diferentes regimes de tensão apesar de todos serem pós-colisionais. De Campos *et al.* (2016) ao analisarem os dados geológicos, geoquímicos e geocronológicos

da Faixa Araçuaí no estado do Espírito Santo, interpretaram que o profuso magmatismo pós-colisional observado, estaria relacionado a delaminação do manto litosférico subcontinental devido à colocação de uma pluma mantélica, propiciado por esforços distensivos na base da litosfera, por efeito do processo do colapso do orógeno.

4.3 Aspectos geológicos do CISA e o setor de rochas ornamentais e de revestimento

Atualmente, a única unidade de mapeamento do CISA em exploração para fins de rocha ornamental e de revestimento, são os gabros-dioritos localizados próximo ao distrito de Santa Angélica, sob a designação comercial de "Granito Preto Santa Angélica". Contudo, possuem uma área de ocorrência bem mais reduzida do que até então vinha sendo reportado em outros estudos (Bayer *et al.*, 1987; Zanon, 2012). Ocorrem também no CISA algumas poucas pedreiras abandonadas nos granitos porfíricos.

Mendes *et al.* (2002) definem o índice de atratividade econômico-geológico (IAEG) para rochas ornamentais a partir da soma de nove fatores (e.g. cor, textura, homogeneidade, fraturamento, modo de ocorrência, estrutura, nobreza, dureza e infraestrutura), que somados resultam em quatro classes de atratividade: a) muito alta (>80), b) alta (70-80), c) média (60-70) e d) baixa (40-60). A rocha híbrida possui cores esbranquiçadas, amareladas a preto e aspectos texturais bastante heterogêneos em escala de afloramento. São rochas pouco fraturadas (>10 m) e duras, que ocorrem como imensos pontões de rocha ou como lajedos em colinas suaves. A aplicação da metodologia proposta por Mendes *et al.* (2002) a rocha híbrida resultaria em IAEG > 70.

Segundo Sardou Filho *et al.* (2013) as rochas ornamentais podem ser classificadas quanto a sua potencialidade em: i) granitos, ii) materiais exóticos (ou movimentados), iii) mármore e iv) outras variedades. Segundo estes autores, os materiais exóticos são definidos principalmente por seus aspectos estruturais (que lhes confere

"movimento") e mineralógicos (que lhes confere cor), e compreendem basicamente migmatitos, gnaisses aluminosos de alto grau, granulitos e charnockitos. Tendo em vista os aspectos texturais da rocha híbrida, que lhe confere características estéticas peculiares relacionadas ao seu processo de formação, ela poderia ser classificada como um material exótico inédito em termos de mercado. O mapeamento faciológico de detalhe auxiliaria o setor de rocha ornamental na escolha dos melhores locais para exploração.

5 Conclusões

O objetivo do presente trabalho foi elaborar um novo mapa geológico para o CISA na escala 1:25.000, no sentido de melhor compreender sua geologia e auxiliar o setor produtivo de rochas ornamentais. Os resultados obtidos mostraram que a área de ocorrência dos gabros-dioritos é muito menor do que até então vinha sendo retratado e representa atualmente uma importante fonte geradora de rochas ornamentais e de revestimento. Dado a grande heterogeneidade da unidade Rocha Híbrida, e, conseqüentemente, seu aspecto estético peculiar, a mesma pode representar um material inédito em termos de mercado, com características únicas.

As feições de campo e microscópicas revelaram diversas feições que evidenciam mistura magmática em diferentes graus de intensidade (e.g. enxame de enclaves, textura rapakivi, quartzo ocelar, etc.). Os dados analisados suportam a interpretação de colocação do CISA aproveitando a trama tectônica regional das encaixantes como condutos para ascensão na crosta continental, condicionada à distância pelas zonas de cisalhamento dextrais Guaçuí e Batatal.

Agradecimentos. Os autores agradecem os revisores anônimos, o setor de transportes da UFES-Alegre pela assistência nos trabalhos de campo, e os alunos de graduação da disciplina de mapeamento geológico II dos anos de 2017 e 2018. Os autores também gostariam de agradecer a mestrandia Alice Mendonça Mota pelo apoio na preparação do perfil geológico.

Referências

- Alkmim, F.F., Marshak, S., Pedrosa-Soares, A.C., Peres, G.G., Cruz, S.C.P. & Whittington, A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, 149(1-2): 43-64.
- Barbarin, B. & Didier, J. 1992. Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 83(1-2): 145-153.
- Bayer, P., Schmidt-Thomé, R., Weber-Diefenbach, K. & Horn, H.A. 1987. Complex concentric granitoid intrusions in the coastal mobile belt, Espírito Santo, Brazil: The Santa Angélica Pluton—an example. *Geologische Rundschau*, 76(2): 357-371.
- Baxter, S. & Feely, M. 2002. Magma mixing and mingling textures in granitoids: Examples from the Galway Granite, Connemara, Ireland. *Mineralogy and Petrology*, 76(1): 63-74.
- DNPM. Departamento Nacional de Produção Mineral. 2018. *Anuário Mineral Estadual - Espírito Santo*. Brasília: DNPM. 20 p.
- De Campos, C.P., de Medeiros, S.R., Mendes, J.C., Pedrosa-Soares, A.C., Dussin, I., Ludka, I.P. & Dantas, E.L. 2016. Cambro-Ordovician magmatism in the Araçuaí Belt (SE Brazil): snapshots from a post-collisional event. *Journal of South American Earth Sciences*, 68: 248-268.
- De Campos, C.P. 2015. Chaotic flow patterns from a deep plutonic environment: a case study on natural magma mixing. *Pure and Applied Geophysics*, 172(7): 1815-1833.
- Desktop, E.A. 2011. Release 10. Redlands, CA: *Environmental Systems Research Institute*, 437, 438.
- ESRI 2015. ArcGIS Desktop: Release 10.4. Redlands, CA: *Environmental Systems Research Institute*.
- Frască, M.H.B.O. 2014. Tipos de rochas ornamentais e características tecnológicas. In: Vidal, F.W.H., Azevedo, H.C.A., Castro, N.F. (eds.). *Tecnologia de rochas ornamentais: pesquisa, lavra e beneficiamento*. Rio de Janeiro: CETEM/MCTI. p. 43-97.
- Gradim, C., Roncato, J., Pedrosa-Soares, A.C., Cordani, U., Dussin, I., Alkmim, F.F. & Babinski, M. 2014. The hot back-arc zone of the Araçuaí orogen, Eastern Brazil: from sedimentation to granite generation. *Brazilian Journal of Geology*, 44(1): 155-180.
- Hibbard, M.J. 1981. The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76(2): 158-170.
- Hibbard, M.J. 1995. *Petrography to Petrogenesis*. New Jersey, Prentice Hall, 687p.
- Horn, H.A. & Weber-Diefenbach, K. 1987. Geochemical and genetic studies of three inverse zoned intrusive bodies of both alkaline and calc-alkaline composition in the Ribeira Mobile Belt (Espírito Santo, Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*. 17(4): 488-497.
- Kumar, S., Rino, V. & Pal, A.B. 2004. Field evidence of magma mixing from microgranular enclaves hosted in Palaeoproterozoic Malanjhand granitoids, central India. *Gondwana Research*, 7(2): 539-548.
- Medeiros, S.R., Wiedemann-Leonardos, C.M. & Vriend, S. 2001. Evidence of mingling between contrasting magmas in a deep plutonic environment: the example of Várzea Alegre, in the Ribeira Mobile Belt, Espírito Santo, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 73(1): 99-119.
- Melo, M.G., Stevens, G., Lana, C., Pedrosa-Soares, A.C., Frei, D., Alkmim, F.F. & Alkmim, L.A. 2017a. Two cryptic anatectic events within a syn-collisional granitoid from the Araçuaí orogen (southeastern Brazil): Evidence from the polymetamorphic Carlos Chagas batholith. *Lithos*, 277: 1-71.
- Melo, M.G., Lana, C., Stevens, G., Pedrosa-Soares, A.C., Alkmim, L.A., Nalini Jr., H.A., Alkmim, F.F. 2017b. Assessing the isotopic evolution of S-type granites of the Carlos Chagas Batholith, SE Brazil: Clues from U–Pb, Hf isotopes, Ti geothermometry and trace element composition of zircon. *Lithos*, 284: 730-750.
- Mendes V.A., Paiva I.P., Silva Filho A.F., Seoane J.C.S., Santos E.J., Guimarães I.P., Siqueira D.V. & Brasil E. 2002. Condicionamento geológico

- das ocorrências de rochas ornamentais das Folhas Garanhuns e Belém do São Francisco, escala 1:250.000. In: Simpósio de Rochas Ornamentais do Nordeste, 3., 2002, Recife, Anais... Recife, p. 99-112.
- Moseley, F. 1981. *Methods in field geology*. New York: W.H. Freeman & Co Ltd. 219p.
- Pedrosa-Soares, A.C., De Campos, C.P., Noce, C., Silva, L.C., Novo, T., Roncato, J., Medeiros, S., Castañeda, C., Queiroga, G., Dantas, E., Dussin, I. & Alkmim, F. 2011. Late Neoproterozoic–Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources. *Geological Society of London, Special Publication*, 350(1): 25–51.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Alkmim F.F., Silva L.C., Babinski M., Cordani U. & Castañeda, C. 2007. Orógeno Araçuaí: Síntese do conhecimento 30 anos após Almeida. *Geonomos*, 15(1): 1–16.
- Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Wiedemann, C.M. & Pinto, C.P. 2001. The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, 110(1-4): 307-323.
- Peixoto, E., Pedrosa-Soares, A.C., Alkmim, F.F. & Dussin, I.A. 2015. A suture-related accretionary wedge formed in the Neoproterozoic Araçuaí orogen (SE Brazil) during Western Gondwanaland assembly. *Gondwana Research*, 27(2): 878–896.
- Pitcher, W.S. 1979. The nature, ascent and emplacement of granite magma. *Journal of Geological Society of London*, 136(6): 627-662.
- Pitcher, W.S. 1982. Granite type and tectonic environment. In: HSU, K. (ed.). *Mountain Building Processes*. London, Academic Press. p. 19-40.
- Sardou Filho, R., Matos, G.M.M., Mendes, V.A. & Iza, E.R.H.F. 2013. *Atlas de rochas ornamentais do estado do Espírito Santo*. Brasília, CPRM, 352p.
- Silva, C. M. T. 2010. *O sistema transcorrente da porção sudeste do orógeno Araçuaí e norte da faixa Ribeira: geometria e significado tectônico*. Ouro Preto, 221p. Tese de doutorado, Programa de Pós-graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Universidade Federal de Ouro Preto.
- Silva, J.N. 1993. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. *Folha Cachoeiro de Itapemirim*. Folha SF.24-V-A-V. Estado do Espírito Santo. Escala 1:100.000. Brasília, CPRM/DNPM. 176p.
- Schmidt-Thomé, R. & Weber-Diefenbach, K. 1987. Evidence for “frozen-in” magma mixing in brasiliano calc-alkaline intrusions: the Santa Angélica pluton, southern Espírito Santo, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(4): 498-506.
- Słaby, E., De Campos, C.P., Majzner, K., Simon, K., Gros, K., Moszumańska, I. & Jokubauskas, P. 2017. Feldspar megacrysts from the Santa Angélica composite pluton – Formation/transformation path revealed by combined CL, Raman and LA-ICP-MS data. *Lithos*, 277: 269-283.
- Sölner, F., Lammerer, B. & Wiedemann-Leonardos, C. 2000. Dating the Ribeira mobile belt of Brazil. *Zeitschrift für Angewandte Geologie*, 245-255.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12(1): 1-33.
- Tedeschi, M., Novo, T., Pedrosa-Soares, A.C., Dussin, I., Tassinari, C., Silva, L.C., Gonçalves, L., Alkmim, F., Lana, C., Figueiredo, C., Dantas, E., Medeiros, S., De Campos, C., Corrales, F. & Heibron, M., 2016. The Ediacaran Rio Doce magmatic arc revisited (Araçuaí-Ribeira orogenic system, SE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 68: 167–186.
- Vieira, V.S. 1997. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. *Folha Cachoeiro do Itapemirim*. SF.24-V-A. Estado do Espírito Santo. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM. 110p.
- Vieira, V.S. & Menezes, R.G. 2015. Programa Geologia do Brasil. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Estado do Espírito Santo*. Escala 1:400.000. Belo Horizonte: CPRM. 289p.
- Wernick, E. 2004. *Rochas magmáticas: conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica*. São Paulo, Livraria UNESP. 655p.
- Wiedemann, C.M., Bayer, P., Horn, H., Lammerer, B.,

- Ludka, I.P., Schmidt-Thomé, R. & Diefenbach, K.W. 1986. Maciços intrusivos do sul do Espírito Santo e seu contexto regional. *Revista Brasileira de Geociências*. 16(1): 24-37.
- Wiedemann-Leonardos, C.M., Ludka, I.P., Medeiros, S.R., Mendes, J.C & Costa-de-Moura, J. 2000. Arquitetura de plutons zonados da faixa Araçuaí-Ribeira. *Geonomos*, 8(1): 25-38.
- Zanon, M.L.A. 2012. *Geologia do Maciço Santa Angélica e suas encaixantes (Espírito Santo)*. Belo Horizonte, 133p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais.
- Zanon, M.L., Chaves, A.O., Rangel, C.V.G.T., Gaburo, L. & Pires, C.R. 2015. Os aspectos geológicos do Maciço Santa Angélica (ES): uma nova abordagem. *Brazilian Journal of Geology*, 45(4): 609-633.