

Geologia e petrologia dos gnaisses da região de São Valério da Natividade, Tocantins

Geology and petrology of gneisses of the São Valério da Natividade region, Tocantins, Brazil

Gilliard Medeiros Borges¹ , Ronaldo Pierosan¹ , Rubia Ribeiro Viana² 

¹Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT, Faculdade de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Avenida Fernanda Corrêa da Costa, 2.367, Boa Esperança, CEP 78060-900, Cuiabá, MT, BR (gilliardgeo@gmail.com; ronaldopierosan@ufmt.br)

²Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri - UFVJM, Instituto de Ciência e Tecnologia, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Diamantina, MG, BR (rubia.viana@ict.ufvjm.edu.br)

Recebido em 01 de junho de 2018; aceito em 08 de março de 2019

Resumo

A região de São Valério da Natividade no estado de Tocantins está relacionada ao Maciço de Goiás e ao Bloco Cavalcante-Natividade, compondo embasamento da Faixa Brasília, constituída predominantemente de complexos gnáissicos migmatíticos paleoproterozoicos ortoderivados de composição granodiorítica a tonalítica. Localmente, ocorrem lentes de xistos metapelíticos, com porfiroblastos de granada e estaurolita, e quartzitos. Os gnaisses ortoderivados apresentam um bandamento contínuo com orientação NE-SW e mergulhos subverticais, enquanto os migmatitos são representados por metatexitos formados em regime compressional e sob influência de zonas de cisalhamento. A xistosidade dos metapelitos é paralela à dos gnaisses e sua associação mineralógica registra um pico metamórfico da fácies anfibolito superior com retrometamorfismo da fácies xisto verde. Com base nas foliações internas dos porfiroblastos de estaurolita dos metapelitos foi possível identificar duas fases de deformação dúctil. A terceira fase é marcada pela xistosidade dos metapelitos e pelo bandamento gnáissico. Uma quarta fase de deformação, de caráter rúptil, também pode ser observada. A composição química dos gnaisses ortoderivados sugere protólito granodiorítico, com características de suítes tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG) calcioalcalinas, contribuição de fusão parcial de fontes tipo MORB, no bloco crustal Cavalcante-Natividade e retrabalhamento crustal nos gnaisses do Maciço de Goiás. Os dados geocronológicos U-Pb de gnaisse ortoderivado em diagrama concórdia apresentam um intercepto superior de 2229 ± 13 Ma, interpretado como idade do protólito, e um intercepto inferior de 614 ± 85 Ma, interpretado como a idade do metamorfismo mais jovem. Idades de cristalização semelhantes foram obtidas para o Domínio Almas-Conceição do Tocantins, também relacionadas a suítes TTGs calcioalcalinas (Suíte Manoel Alves). A idade do metamorfismo é compatível com as idades estimadas para o Ciclo Brasileiro-Pan Africano na Faixa Brasília.

Palavras-chave: Faixa Brasília Setentrional; Gnaisses paleoproterozoicos; Fácies anfibolito; Geocronologia.

Abstract

The São Valério da Natividade region in Tocantins state consists of the Goiás Massif and the Cavalcante-Natividade Block, both related to the Brasília Belt basement and composed mainly by Paleoproterozoic rocks, such as migmatite-orthogneiss complex of granodioritic and tonalitic composition. Xenoliths of metapelitic schists with garnet and staurolite porphyroblasts and quartzites occur locally. Orthogneisses show a continuous banding with NE direction and subvertical deeps. Migmatites consist of metatexites formed under compressional regime and shear zones. Metapelite schistosity is concordant to the gneisses and its mineralogical association records a metamorphic peak of the upper amphibolite facies with a green schist facies retrometamorphism. Based on the staurolite's internal foliation, two ductile deformational phases are recognized. The schistosity and the gneiss banding mark the third phase. A fourth deformational phase of brittle character can also be observed. The orthogneisses' chemical composition suggests a granodioritic protholith with affinity with TTG calc-alkaline suites, evolved by crustal reworking and contribution of MORB sources in the Cavalcante-Natividade crustal block, and by crustal reworking in the Goiás Massif gneisses. U-Pb LA-ICP-MS in zircon data of the orthogneiss show in the concordia diagram an upper intercept of 2229 ± 13 Ma, interpreted as the protholith age of crystallization, and a lower intercept of 614 ± 85 Ma interpreted as the metamorphism younger age. Similar crystallization ages were obtained in the Almas-Conceição Domain, also related to calc-alkaline TTG suites (Manoel Alves Suite). The metamorphism age is consistent with the Brazilian-Pan African Cycle in the Brasília Belt.

Keywords: North Brasília Belt; Paleoproterozoic gneisses; Amphibolite facies; Geochronology.

INTRODUÇÃO

A área de estudo situa-se no centro sul do estado de Tocantins, próximo à cidade de São Valério da Natividade. Essa região está geologicamente inserida na Província Tocantins (Almeida et al., 1981), composta de três cinturões móveis: Paraguai, Araguaia e Brasília. Esses cinturões bordejam os crátons São Francisco, Amazônico e Parapanema. A área corresponde à porção norte da Faixa Brasília e é cortada pela Zona de Cisalhamento Rio Maranhão (ZCRM), que delimita o Maciço de Goiás e o Bloco Crustal Cavalcante-Natividade (Fuck et al., 2014), que foram fortemente influenciados por esse sistema de falhas, reativado no Neoproterozoico (Frasca et al., 2010).

Segundo Drago et al. (1981), ocorrem, na região, biotita gnaisses de composição granítica e migmatitos, contendo quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e biotita. Costa (1985) define as rochas da região como gnaisses miloníticos de granulação grossa associados a rochas metassedimentares e metavulcânicas cortadas por granitos pegmatoides.

Os trabalhos desenvolvidos nos gnaisses graníticos e granodioríticos encontrados no município de São Valério da Natividade apontam idade U-Pb do protólito ígneo de 2143 ± 11 Ma e idade modelo Nd de 2,46 Ga, indicando retrabalhamento de crosta Arqueana associado ao Maciço de Goiás (Fuck et al., 2014). Trabalhos anteriores (Delgado et al., 2003; Frasca et al., 2010) relacionam os gnaisses com o Complexo Almas-Cavalcante, que compõe a faixa móvel Paleoproterozoica Dianópolis-Silvânia (Abdallah e Rodrigues, 2014). Essa faixa móvel é relacionada a colagens de arcos de origem primitiva durante o Paleoproterozoico (Delgado et al., 2003; Frasca et al., 2010; Abdallah e Rodrigues, 2014; Cordeiro, 2014). Por outro lado, autores como Fuck et al. (2014) e Marques (2009) afirmam que a convergência desses blocos ocorre apenas no Neoproterozoico, durante a formação da Faixa Brasília. Contudo, é consenso entre esses autores a ocorrência de processos de reativação de estruturas pretéritas em eventos metamórficos ocorridos no Neoproterozoico e relacionados à ZCRM e ao Lineamento Transbrasiliano (LT).

A região estudada ainda é alvo de muita controvérsia no que se refere a sua evolução, fases metamórficas, disposição e correlação temporal dos eventos tectônicos ocorridos. Essas questões motivaram o desenvolvimento deste trabalho. Assim, este trabalho apresenta e discute resultados de mapeamento geológico, petrografia, litoquímica e geocronologia U-Pb em zircão. Os trabalhos de mapeamento geológico buscam elucidar questões quanto à distribuição espacial e temporal dos diferentes litotipos e, aliado aos estudos petrográficos, permitem discutir questões relativas à gênese das rochas metamórficas, bem como tecer comentários acerca dos processos deformacionais atuantes na região. A interpretação dos dados litoquímicos, obtidos nos ortognaisses, permite a identificação

de características petrogenéticas do protólito dessas rochas e avançar no entendimento de seu significado no contexto dessa porção da Faixa Brasília. Os dados de geocronologia U-Pb em zircão fornecem informações importantes no que se refere à distribuição de idade isotópica nos gnaisses e sua relação com o tipo de protólito e com os eventos petrogenéticos atuantes na região.

MÉTODOS

Os trabalhos de campo voltados para o mapeamento geológico básico na escala 1:100.000 seguiram técnicas convencionais, aliado a interpretações prévias de imagens de satélite com sensores LANDSAT-8 e SRTM. Essas imagens foram obtidas no portal do Serviço Geológico dos Estados Unidos (United States Geological Survey — USGS), enquanto a base cartográfica e geológica foi extraída do portal do Serviço Geológico do Brasil (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais — CPRM). A área de estudo compreende parte das cartas Gurupi SC.22-Z-D e Alvorada SD.22-X-B. A integração dos dados disponíveis com os dados obtidos neste trabalho foi realizada com o suporte de *software* em ambiente de Sistema de Informações Geográficas (SIG). O produto dessa integração de dados é um mapa geológico em escala 1:100.000. Além disso, os trabalhos de campo viabilizaram a coleta de amostras representativas dos diferentes litotipos encontrados para posterior confecção de lâminas delgadas e preparação para obtenção de dados litoquímicos e geocronológicos. Um total de 64 seções delgadas de rocha foram confeccionadas a partir de amostras coletadas em 11 afloramentos de rocha (pontos MG01 a MG11). A confecção das seções delgadas e a preparação das amostras foram realizadas nos laboratórios da Faculdade de Geociências da Universidade Federal de Mato Grosso (FAGEO-UFMT).

As análises litoquímicas dos ortognaisses foram realizadas pelo laboratório comercial ALS Minerals. Os elementos maiores e menores foram analisados por *Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectroscopy* (ICP-AES) com limites inferiores de detecção de 0,01% para todos os elementos maiores e menores. Os elementos traço foram analisados por *Inductively Coupled Plasma-Mass Spectroscopy* (ICP-MS) com limites inferiores de detecção de 2,0 ppm para Zr; 0,5 ppm para Ba, Ce, La, Tl e Y; 0,2 ppm para Hf, Nb e Rb; 0,1 ppm para Ga, Nd, Sr e Ta; 0,05 ppm para Dy, Gd, Th e U; 0,03 ppm para Er, Eu, Pr, Sm e Yb; e 0,01 ppm para Ho, Lu, Tb e Tm. Os dados foram tratados em planilhas eletrônicas digitais e *softwares* específicos de tratamento de dados litoquímicos.

Os dados de geocronologia U-Pb em zircão foram produzidos por *Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* (LA-ICP-MS), modelo Thermo Finnigan Neptune acoplado a um sistema laser NewWave

de 213 $\mu\text{mNd-YAG}$, no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB), conforme os procedimentos gerais propostos por Bühn et al. (2009). Utilizou-se do *software* Isoplot 4.1 de Ludwig (2012) para tratamento dos dados e geração dos diagramas isotópicos.

GEOLOGIA REGIONAL

A Província Tocantins (Almeida et al., 1981) é formada por três cinturões orogênicos denominados Paraguai (a sudoeste), Araguaia (a noroeste) e Brasília (a sudeste e leste). A Faixa Brasília borda a margem ocidental do Cráton São Francisco (Pimentel et al., 2000b; Fuck et al., 2014). A área de estudo está inserida na Faixa Brasília, definida como um orógeno de aproximadamente 1.000 km em direção norte-sul e formada pela convergência dos Crátons Amazônico e Paranapanema com o Cráton São Francisco (Dardenne, 2000; Pimentel et al., 2000b; Fuck et al., 2014). A Faixa Brasília foi dividida em uma porção norte (Faixa Brasília Setentrional), com *trends* estruturais NNE-SSW e separada da porção centro-sul, de direção NNW-SSE, pela Sintaxe dos Pirineus (WNW-ESE). A porção do extremo sul borda o Cráton São Francisco e apresenta direções E-W (Fuck et al., 2014).

A região sudeste do estado de Tocantins é formada pela porção norte da Faixa Brasília Setentrional. Costa (1985) divide essa região em quatro domínios, sendo os domínios I e II pertencentes ao Bloco Brasília, correspondente ao embasamento norte da Faixa Brasília, separados dos domínios III e IV por uma faixa de granulitos (Complexo Porto Nacional), formando o Bloco Araguaçena, que corresponde ao embasamento do Cinturão Araguaia. Hasui e Haralyi (1986) definem um terceiro bloco, denominado de Porangatu e correlacionado ao terreno alóctone do Maciço Mediano de Goiás (Maciço de Goiás), onde se encontra a faixa de transição entre os domínios II e IV de Costa (1985).

O contexto geológico de São Valério da Natividade está relacionado aos domínios I e II do Bloco Brasília de Costa (1985). O domínio I inclui um conjunto de gnaisses tonalíticos e rochas supracrustais associadas (Complexo Goiano), rochas metassedimentares e metavulcânicas (Grupo Riachão do Ouro) e corpos tonalíticos (Suíte Serra do Boqueirão). O domínio II abrange os municípios de Porto Nacional, Brejinho de Nazaré, São Valério da Natividade (antes denominado Goianorte) e Natividade, formado por gnaisses e granulitos (Complexo Porto Nacional), gnaisses tonalíticos com rochas supracrustais associadas (Complexo Manoel Alves), envolvendo rochas metassedimentares e metavulcânicas da Formação Morro do Aquiles e granitos pegmatóides da Suíte Xobó. As rochas do Complexo Porto Nacional e da Formação Morro do Aquiles, que têm suas seções tipo próximo à cidade de Porto Nacional, são correlacionadas ao embasamento do Cinturão Araguaia (Gorayeb,

1996). O Complexo Goiano foi restrito ao Bloco Porangatu por Hasui e Haralyi (1986), e sua terminologia entrou em desuso após desmembramentos propostos por Fuck et al. (1994) e Pimentel et al. (2004). O Complexo Manoel Alves foi hierarquizado como Suíte Manoel Alves nos trabalhos de Sousa (2015) e Oliveira et al. (2012).

A região centro sul de Tocantins já foi denominada de Almas-Dianópolis (Cruz e Kuyumjian, 1998), Almas-Conceição do Tocantins (Padilha, 1984), Cavalcante-Teresina de Goiás-Campos Belos-Nova Roma (Botelho et al., 1999; Alvarenga et al., 2007), Paranã (Campos et al., 2010), Natividade (Gorayeb et al., 1988), Faixa paleoproterozoica Dianópolis-Silvania (Delgado et al., 2003), Cavalcante-Arraias (Cordeiro et al., 2014). Recentemente, Fuck et al. (2014) instituíram o Bloco Cavalcante-Natividade (CN) nas proximidades da cidade de São Valério da Natividade, em zona limítrofe com o Maciço de Goiás, marcada pela ZCRM (Figura 1A). Segundo Fuck et al. (2014), o Bloco CN é dividido em Domínio Almas-Conceição do Tocantins e Domínio Cavalcante-Arrais (Figura 1B). O Domínio Almas-Conceição do Tocantins é formado pelo Grupo Riachão do Ouro, pela Suíte Almas-Dianópolis e pelas Suítes TTG I e II de Cruz et al. (2003), sendo correspondente ao domínio I de Costa (1985). O Domínio Cavalcante-Arrais consiste do Complexo Manoel Alves, da Suíte Aurumina e da Formação Ticunzal, e corresponde ao domínio II de Costa (1985). Segundo Praxedes (2015) e Frasca et al. (2010), esses domínios são recobertos pelo Grupo Natividade e Araí, respectivamente.

O Maciço de Goiás é dividido em dois domínios:

- Crixás-Goiás, composto de sequências de *greenstone belt* Arqueanas e rochas metassedimentares paleoproterozoicas;
- Campinorte, dominados por metagranitos da Suíte Pau de Mel, terrenos granito-gnássicos, milonitos félsicos e ultramilonitos paleoproterozoicos (Cordeiro et al., 2014), além da sequência metassedimentar Campinorte, constituída de quartzo-muscovita xistos, quartzitos e lentes de gôndito com raras associações de rochas metavulcânicas (Giustina et al., 2009). O Maciço de Goiás faz limite com o Arco Magmático de Goiás por meio da Zona de Cisalhamento Rio dos Bois. O Arco Magmático de Goiás é formado por duas granitogêneses neoproterozoicas, uma de arco juvenil entre 930 e 800 Ma e outra de arco continental entre 630 e 600 Ma com sequências vulcânicas e granitoides pós-orogênicos mais jovens (Pimentel et al., 2000a; Fuck et al., 2014).

Na região de alvo deste trabalho, o Maciço de Goiás consiste de ortognaisses do Domínio Campinorte cujo protólito ígneo forneceu idade U-Pb de 2143 ± 11 Ma e idade modelo Nd de 2,46 Ga (Fuck et al., 2014); este é correlacionado ao Arco Campinorte formado entre 2,19 e 2,14 Ga (Cordeiro, 2014) e à Sequência Metavulcanossedimentar Campinorte.

No entanto, essas unidades não apresentam prolongamento definido para o norte da Faixa Brasília.

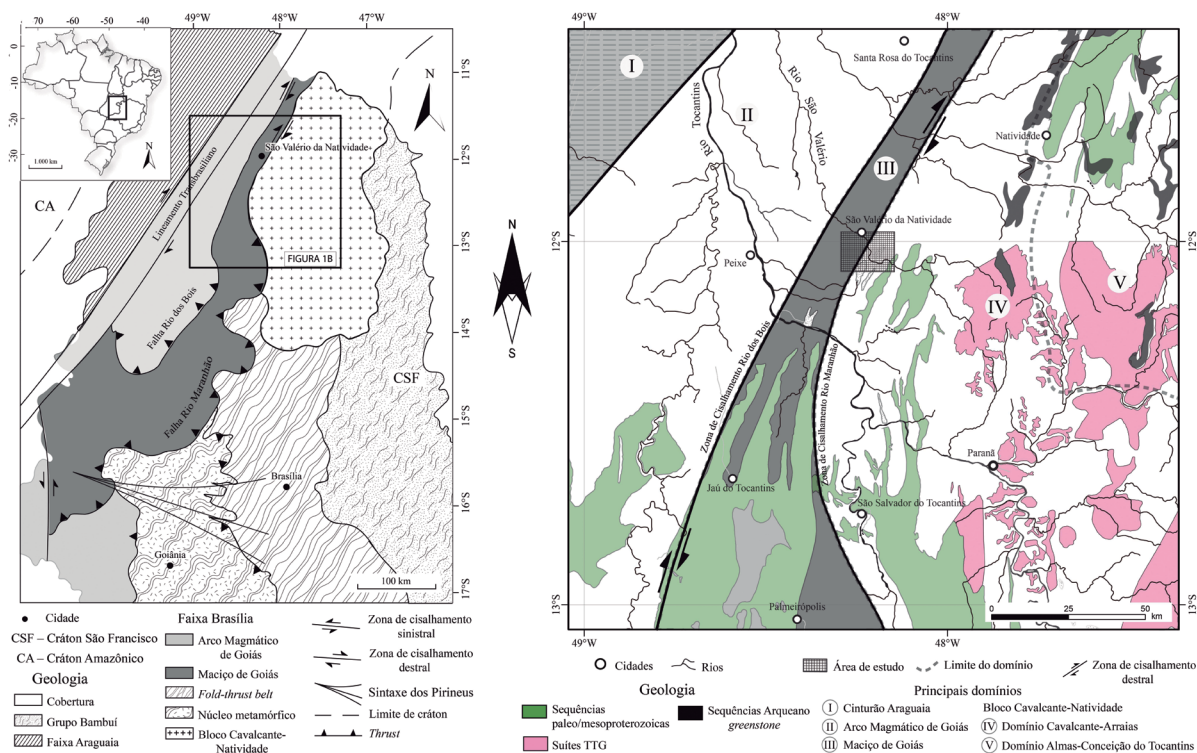
O Domínio Cavalcante-Araís é representado pela Suíte Manoel Alves, antigo Complexo Manoel Alves, cuja seção-tipo se localiza na região de Bomfim, Tocantins, na margem do Rio Manoel Alves em intersecção com o meridiano 48° (Costa, 1985). Consiste de gnaisses miloníticos de granulção grossa, coloração cinza-esbranquiçada, com porfiroclastos de plagioclásio e quartzo de forma ocelar, contornados por agregados granoblásticos de quartzo, plagioclásio, muscovita e biotita. O limite leste dessa suíte, de acordo com Sousa (2015), é marcado pela Zona de Cisalhamento Cruz das Almas e por granitos pegmatoides, por vezes milonitizados, denominados Suíte Xobó (Costa, 1985; Gorayeb et al., 1988). Nesse contexto, vários autores apresentam uma suíte sin-colisional peraluminosa denominada Suíte Arumina, com idades de cristalização de 2,12 e 2,17 Ga (Botelho et al., 2006). A Formação Tiuunzal restringe-se ao Terreno Jaú-Cavalcante, a sul da Falha de Paranã (Marques, 2009), limitando sua extensão a norte, fora da área-alvo deste trabalho.

O embasamento é encoberto por rochas metassedimentares relacionadas com o Grupo Araí (Drago et al., 1981; Delgado et al., 2003; Frasca et al., 2010; Alvarenga et al., 2007), cuja evolução apresenta relação com uma bacia do tipo rifte do final do Paleoproterozoico, desenvolvida entre

aproximadamente 1,8 e 1,6 Ga, e marcado pela presença de rochas supracrustais e vulcanismo bimodal intraplaca (Alvarenga et al., 2007). O Grupo Araí é formado por arenitos, conglomerados, seqüências de leques aluviais, arenitos fluviais e vulcanismo bimodal da Formação Arraís na fase *sin-rift* (Alvarenga et al., 2007), além de um conjunto heterolítico de siltitos estratificados e arenitos formados em ambiente marinho raso e transicional da Formação Traíras na fase *pós-rift*. As rochas de ambas as unidades estão metamorfizadas em fácies xisto verde inferior.

Geologia estrutural e evolução tectônica

A Faixa Brasília Setentrional é segmenta, quanto ao estilo estrutural, em domínio externo e domínio interno (Fuck et al., 2014). A zona externa é composta de espessas coberturas sedimentares de margem passiva (grupos Natividade, Araí, Paranoá, Canastra) em sistema de cinturões de dobras e falhas de grau metamórfico baixo, fácies xisto verde. A norte, essas seqüências confrontam-se com o Bloco CN. A zona interna é constituída de um Núcleo Metamórfico, separado por falhas de seqüências neoproterozoicas de baixo grau (Grupo Araxá e Serra da Mesa) e seqüências ofiolíticas remanescentes. A zona interna ainda abrange o Maciço de Goiás e um terreno neoproterozoico de arco juvenil (Arco Magmático de Goiás).



TTG: tonalito-trondhjemito-granodiorito.

Figura 1. (A) Contexto geológico regional da Faixa Brasília setentrional segundo Fuck et al. (2014); (B) domínios geológicos da porção sudeste do estado de Tocantins (adaptado de Fuck et al., 2014 e Drago et al., 1981).

Os domínios estruturais da Faixa Brasília, compreendidos nos trabalhos de Fonseca et al. (1995) e Uhlein et al. (2012), envolvem os domínios de antepaís interno, ou domínio interno, e o domínio externo. O primeiro consiste de sequências metassedimentares e terrenos do embasamento deformados por uma tectônica de embasamento (*thick-skinned*) com foliação sub-horizontal ou suavemente dobrada, de médio a alto grau de metamorfismo. O domínio externo possui estruturação por dobras e empurrões, metamorfismo de médio a baixo grau, em que predomina um estilo tectônico de cobertura ou epidérmico (*thin-skinned*). O núcleo metamórfico compreende terrenos do embasamento *s.s.*, complexos máfico-ultramáficos (Barro Alto, Niquelândia e Canabrava) e sequências vulcanossedimentares que apresentam característica de um sistema transpressivo, relacionado ao LT.

Na porção norte da Faixa Brasília Setentrional, vários trabalhos explorando dados geofísicos, sensores remotos e dados estruturais de campo foram realizados ao longo dos anos, destacando-se Costa (1985), Hasui e Haralyi (1986), Gorayeb et al. (1988), Borges (1993), Cruz e Kuyumjian (1998), Frasca et al. (2010) e Praxedes (2015). Esses trabalhos descrevem uma série de eventos tectônicos. O primeiro evento (E_1) envolve a deposição de sequência *greenstone belt* do Grupo Riachão do Ouro (Cruz e Kuyumjian, 1998), seguido de verticalização e dobramento dessas sequências em regime compressivo, com feições locais de cisalhamento, dobras verticais apertadas com lineação sub-horizontal. O segundo evento (E_2) é representado pelo metamorfismo da fácies xisto verde a anfibolito de alta T/P, seguido de intrusões sin a tardi-tectônicas em ambiente de arco magmático em domos elípticos (evento E_3).

A partir desses eventos, os autores divergem quanto à sequência, à extensão e às estruturas associadas a cada um. Costa (1985), por exemplo, propõe um evento deformacional D_1 composto de um sistema de cisalhamento dúctil simples e progressivo de baixo ângulo, com direção variável de $N40^\circ$ a $80^\circ W$ ou $N10^\circ E$ e metamorfismo de fácies anfibolito. Este é seguido de um cisalhamento dúctil de alto ângulo e deformação heterogênea em fácies anfibolito média a alta, onde houve migmatização e formação de granitoides. Por outro lado, Borges (1993) considera que a série de zonas de cisalhamento representa um único evento, correlacionando as diversas direções de estruturas à progressão, à rotação e à conjugação da estrutura principal com direção $N10-20^\circ E$ com mergulhos para WNW ou ESE. Ao longo dos feixes de zonas de cisalhamento, reconhecem-se duplex transpressivos simétricos ou assimétricos alternados com faixas de movimentação predominantemente direcional. Em outros trabalhos, os sistemas de cisalhamento de direção $N35-50^\circ W$ com movimentação sinistral e de direção $N40-65^\circ E$ com movimentação dextral são tratados como parte de um sistema compressivo E-W (Costa, 1985; Arthaud, 1985;

Gorayeb et al., 1988; Cruz e Kuyumjian, 1998). Por fim, Cruz e Kuyumjian (1998) propõem que as estruturas mais jovens se relacionam a uma zona de cisalhamento dextral de rejeito direcional segundo direção principal $N20-30^\circ E$ e direções subsidiárias $N0-10^\circ E$ e $N10-20^\circ W$. Os autores relacionam essas estruturas com um evento D_{n+1} associado a um metamorfismo de fácies epidoto-anfibolito.

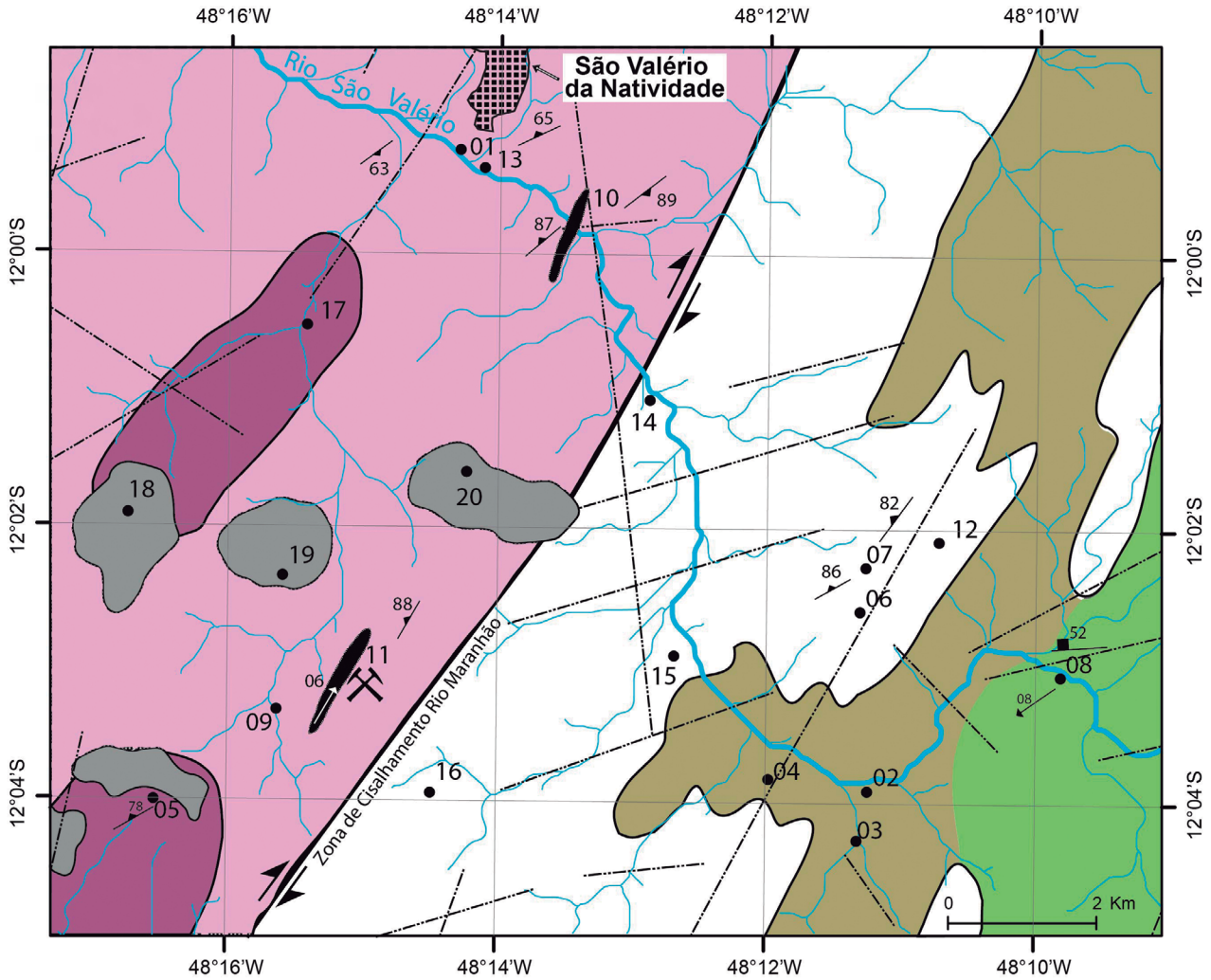
Em suma, este trabalho considera quatro domínios estruturais na região, resumidos por Frasca et al. (2010):

- Domínio Dúctil do Embasamento: marcado por um forte encurtamento crustal em regime dúctil e contracional com dobras apertadas expostas em raras superfícies preservadas $N03^\circ E/84^\circ SE$ e $N26^\circ E/48^\circ SE$. Essa tectônica está relacionada à fase de deformação D_1 e representada pela foliação S_1 , transpostas pelo bandamento gnáissico de atitude $N21^\circ W/17^\circ NE$ relacionado à foliação S_2 e à fase de deformação D_2 ;
- Domínio Dúctil Compressional: corresponde à predominância de um regime sob cisalhamento puro e encurtamento crustal com dobras (planos de foliação de $N33^\circ E/64^\circ NW$ e $N27^\circ E/57^\circ SE$) que envolvem cisalhamento paralelo ao acamamento estratigráfico, formando a foliação S_3 e relacionado à fase D_3 em um processo combinado entre deslocamento e fluxo flexural;
- Domínio Dúctil Transcorrente – Transtraccional: correspondente a zonas de cisalhamento com mergulhos altos e vergências opostas caracterizadas por feições de boudinagem de estruturas previamente dobradas. Possui planos axiais subverticais e subconcordantes aos planos de cisalhamento e eixos verticais a sub-horizontalizados, com planos preferenciais na direção $N26^\circ E/69^\circ NW$, com lineações com caimento $S30W$ subparalelas à foliação. Essas características evidenciam a natureza transcorrente dextral e consistem da foliação S_4 relacionada à fase D_4 com padrões de fraturas extensionais tardias e preenchidos por veios de quartzo com atitude $N38^\circ E/86^\circ SE$;
- Domínio de Intrusões Pós-orogênicas a Anorogênicas: correspondente a eventos de intrusões tardias e de caráter extensional em regime rúptil e rúptil/dúctil, correspondente a zonas de falhas e fraturas de direção $N36^\circ E/82^\circ SE$.

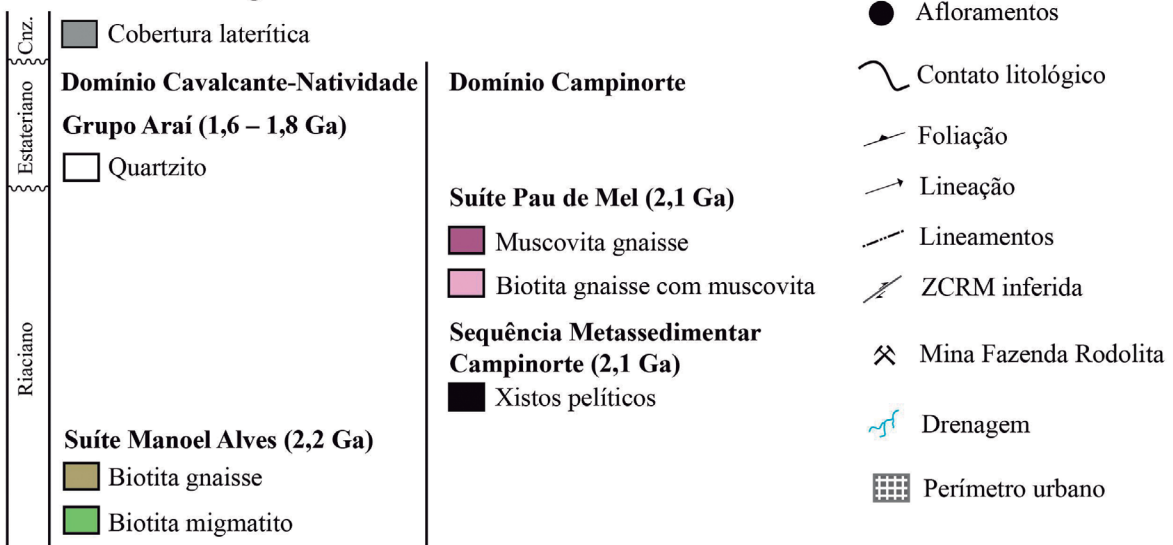
GEOLOGIA E PETROGRAFIA DA REGIÃO DE SÃO VALÉRIO DA NATIVIDADE

Durante os levantamentos de campo foram descritos 20 afloramentos. Em 11 deles, foram coletadas amostras representativas dos diferentes litotipos para petrografia, geoquímica e geocronologia. A partir dos dados de campo foi produzido o mapa da Figura 2, representando espacialmente e temporalmente as unidades descritas.

Como apresentado na revisão bibliográfica, no item Geologia Regional, ao longo dos anos, muitas nomenclaturas



Unidades litoestratigráficas



ZCRM: Zona de Cisalhamento Rio Maranhão.

Fonte: adaptado e modificado de Frasca et al. (2010) e Abdallah et al. (2013).

Figura 2. Mapa geológico da região de São Valério da Natividade.

foram adotadas para as rochas correlacionadas à região centro-sul do estado de Tocantins. Dessa forma, a extensão a norte do Maciço de Goiás não é consenso dentro da base bibliográfica e, nos últimos anos, uma série de trabalhos locais gerou grande quantidade de unidades, muitas vezes sem determinação de sua extensão total. Este trabalho não tem a ambição de definir ou restringir correlações regionais. Para tanto, a apresentação das unidades foca no caráter litológico, geoquímico e estrutural. Mesmo com todas as ressalvas, podemos considerar que as unidades paraderivadas pertencem à sequência metassedimentar Campinorte do Maciço de Goiás, e que as unidades ortoderivadas compõem o Arco Campinorte, como uma extensão da Suíte Pau de Mel. O Bloco CN é, por sua vez, representado pela Suíte Manoel Alves. Assim, o Maciço de Goiás é constituído de muscovita-biotita gnaisses (MBG) e muscovita gnaisses subordinados, muscovita-biotita-silimanita gnaiss e xistos pelíticos de origem psamítica. O Bloco CN consiste de biotita migmatitos metatexíticos e biotita gnaisses, recobertos por quartzitos.

Bloco crustal Cavalcante-Natividade

Suíte Manoel Alves: biotita migmatito metatexítico

O biotita migmatito metatexítico do Bloco CN está exposto na porção sudeste da área (ponto MG-08 e algumas porções no afloramento MG-02), na margem do Rio São Valério. Sua ocorrência é na forma de lajedos e blocos alongados de rochas cor cinza e granulação que varia de média a grossa. São compostos essencialmente de plagioclásio, quartzo, biotita e feldspato alcalino, além de minerais acessórios como opacos, zircão, titanita e granada.

O paleossoma consiste de uma rocha gnáissica com bandamento milimétrico marcado pela alternância de bandas félsicas (plagioclásio + quartzo + feldspato alcalino) e máficas (biotita + epidoto) encontradas entre as estruturas de *patch* e alguns *nets* do neossoma em zona de menor deformação. O bandamento gnáissico possui orientação preferencial de N50°E/25°SE, que varia até N25°W/08°NE quando dobrado. O leucossoma é constituído de uma rocha leucocrática de composição granítica e textura grossa a muito grossa, formando corpos estromáticos centimétricos contínuos (Figura 3A) e injeções discordantes do bandamento do paleossoma (Figura 3B). Nesse contexto, o biotita migmatito metatexítico é predominantemente estromático com estruturas *patch* e *net* subordinadas a zonas de menor deformação, conforme observado em algumas ocorrências, principalmente no ponto MG08.

A textura do paleossoma varia de granoblástica interlobada inequigranular média a fina até porfiroclástica com porfiroclastos de feldspato alcalino em matriz granolepidoblástica média. O plagioclásio é anédrico a subédrico com macla albíta

muito fina parcialmente obliterada (Figura 3C). Inclusões de biotita sagenítica, zircão e quartzo globular (Figura 3D) estão presentes nos plagioclásios, que se encontram parcialmente sericitizados e argilizados. O quartzo ocorre principalmente na matriz com granulação entre 0,1 e 0,2 mm, com bordas ameboides serrilhadas e em sombras de pressão de porfiroclastos. Apresenta contatos poligonais e, muitas vezes, estiramento formando *ribbonquartz* (Figura 3C). Texturas de recristalização do tipo rotação de subgrão (*subgrain rotation recrystallisation* — SGR) e migração de borda de grão (*grain boundary migration* — GBM) são comuns nos cristais de quartzo, assim como inclusões de biotita e epidoto. O feldspato alcalino é do tipo ortoclásio e ocorre como porfiroclastos rotacionados de até 10 mm. A biotita possui forma subédrica, pleocroísmo verde-claro a castanho-escuro e, quando associada ao epidoto, não apresenta pleocroísmo. O zircão é euédrico, prismático e metamítico. As granadas são euédricas levemente arredondadas e estão presentes na matriz, principalmente, e associadas à biotita e ao plagioclásio. As dimensões são inferiores a 0,1 mm e geralmente não passam de poucas unidades por lâmina. Minerais opacos e alanita subédrica com alteração para clinozoisita constituem os minerais acessórios junto ao zircão e à granada.

Suíte Manoel Alves: biotita gnaiss

O biotita gnaiss aflora principalmente em forma de lajedos nas margens da estrada em direção ao município de Paranã e no leito do Rio São Valério (pontos M-G02, 03 e 04), na porção sudeste e leste da área. Ocorre como corpos contínuos e tabulares com bandamento gnáissico de orientação preferencial entre N70°E/76°NW e N68°E/84°SE. Essas rochas apresentam cor cinza, granulação inequigranular média a fina, com porfiroclastos de feldspato alcalino. O bandamento é marcado pela orientação da biotita nas bandas máficas e de quartzo e feldspatos na banda félsica (Figura 4A). Uma lineação de estiramento mineral sub-horizontal com direção N86°W e mergulho 08°NW é marcada por grãos estirados de quartzo.

Essas rochas apresentam cristais predominantemente xenomórficos com textura granoblástica interlobada e constituídos de plagioclásio (58–55%), quartzo (22–20%), feldspato alcalino (10–15%) e biotita (8–12%). Os acessórios são alanita, zircão, apatita, opacos e granada. O plagioclásio é anédrico a subédrico com bordas ameboides ou serrilhadas, podendo apresentar bordas de crescimento (Figura 4B) e inclusões de quartzo globular e vermicular, bem como de biotita. A matriz consiste de cristais anédricos com bordas interlobadas desenvolvidas entre os grãos de quartzo (Figura 4B), formando microestruturas de recristalização dinâmica por migração de borda de grão do tipo resto de grão (*left-over*) e *window* (Passchier e Trouw, 2005). O feldspato alcalino (microclina

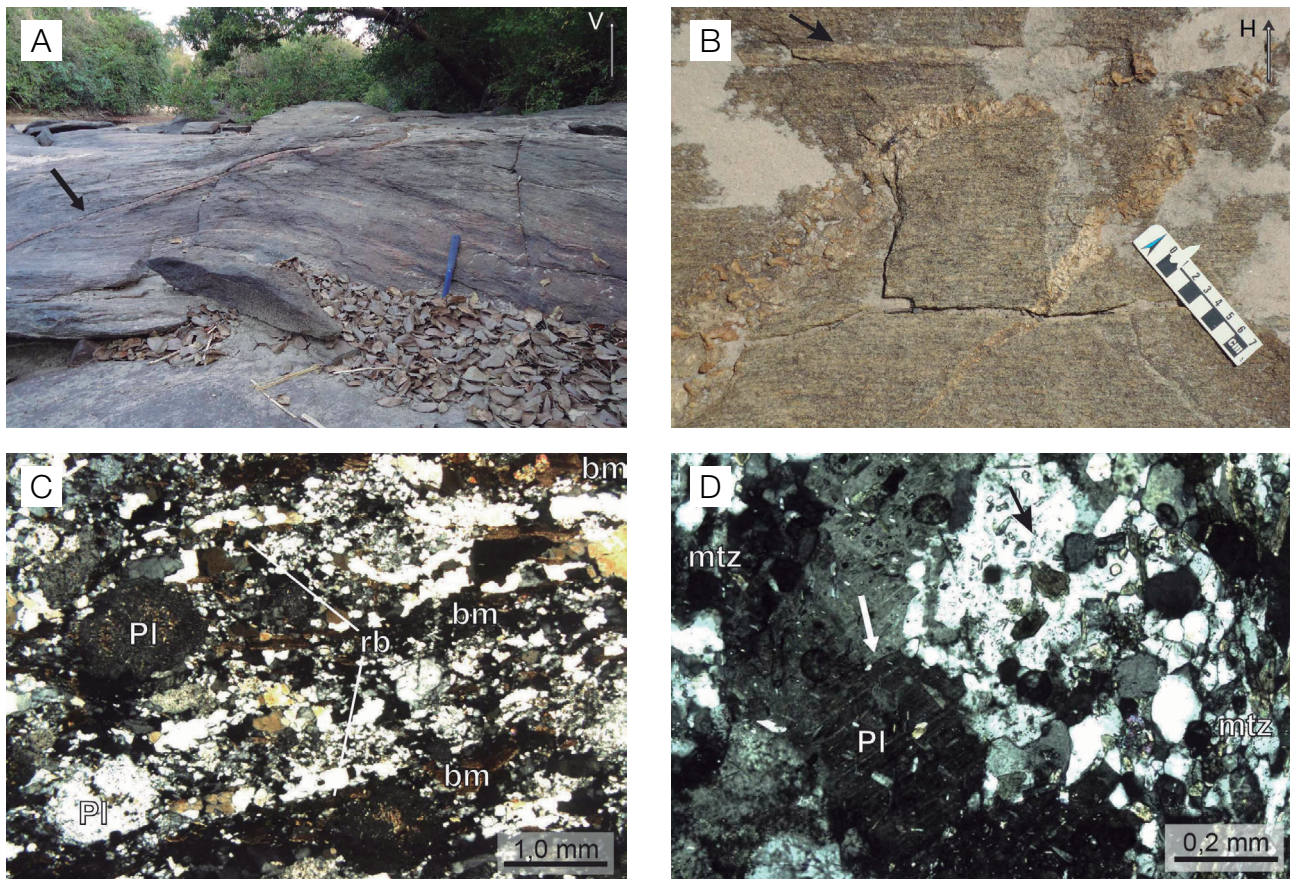
e ortoclásio) é subédrico a anédrico e ocorre como porfiroclastos geralmente não maclados ou na matriz. A microclina ocorre com maclas bem desenvolvidas no núcleo e bordas ameboides com maclas obliteradas. Possui lamelas de exsolução (pertitas) e forma intercrescimento micrográfico com quartzo (Figura 4C). O quartzo é anédrico e restrito à matriz, formando geralmente textura granoblástica interlobada ou poligonal, principalmente em sombras de pressão. Ocorre também como *ribbonquartz* de cristais anédricos e ameboides. Contém inclusões de zircão e apatita. A biotita é subédrica a anédrica com pleocroísmo de amarelo-pálido a castanho-escuro e sob forma lamelar. Alguns cristais de biotita não apresentam a extinção mosqueada característica. A alanita ocorre como cristais geminados ou zonados e associada com clinzoisita. O zircão é prismático e euédrico. A granada é granular e euédrica a subédrica. Os minerais de alteração são pistacita, mica branca e argilominerais, como resultado de processos de saussuritização e sericitização (Figura 4D).

Maciço de Goiás: Domínio Campinorte

Seqüência Metassedimentar Campinorte

As rochas dessa unidade consistem de estauroлита-granada-muscovita xistos, gedrita-granada-biotita xistos e muscovita-biotita-sillimanita gnaisses. Os xistos pelíticos ocorrem como lentes de dimensões métricas de até 50 m de extensão, com orientação NE-SW. Afloram como blocos e lajedos na margem do Rio São Valério (ponto MG-10), na cava da mina de granada da Fazenda Rodolita (ponto MG-11), quando associados a muscovita-biotita-sillimanita gnaisses, e nas porções norte e sudoeste da área de estudo.

O estauroлита-granada-muscovita xisto possui xistossidade bem desenvolvida com direção N20°E, com altos valores de mergulho (~80°) para NW ou SE, e marcada pela orientação dos minerais micáceos. A textura porfiroblástica é marcada por expressivos porfiroblastos de granada e estauroлита (Figura 5A) de até 10 mm. A matriz é composta de



rb: ribbons de quartzo; bm: bandamento máfico; Pl: plagioclásio; mtz: matriz.

Figura 3. Aspectos de campo e petrográficos do biotita gnaisse metatexítico da Suíte Manoel Alves: (A) biotita migmatito com dobras suaves de eixo sub-horizontal e veio pegmatítico discordante (seta preta); (B) dique pegmatítico em biotita gnaisse discordante do bandamento estromático (seta preta); (C) biotita migmatito com *ribbonquartz* e bandamento máfico marcado por biotita e epidoto; (D) plagioclásio em biotita migmatito com inclusões de quartzo, epidoto (seta branca) e biotita (seta preta).

muscovita e biotita formando textura lepidoblástica, além de *ribbonquartz*. A muscovita compõe a maior parte da matriz e apresenta feições de deformação que desenvolvem texturas do tipo *mica fish*, cuja assimetria aponta cinemática dextral. A biotita possui pleocroísmo de bege a castanho-avermelhado e forma microestrutura do tipo *mica fish*. A disposição dos grãos de quartzo forma, principalmente, textura granoblástica orientada e *ribbons* com bordas interlobadas. As inclusões orientadas de muscovita evoluem em porções de maior deformação para microestruturas de deformação por migração de borda de grão do tipo *pinning*.

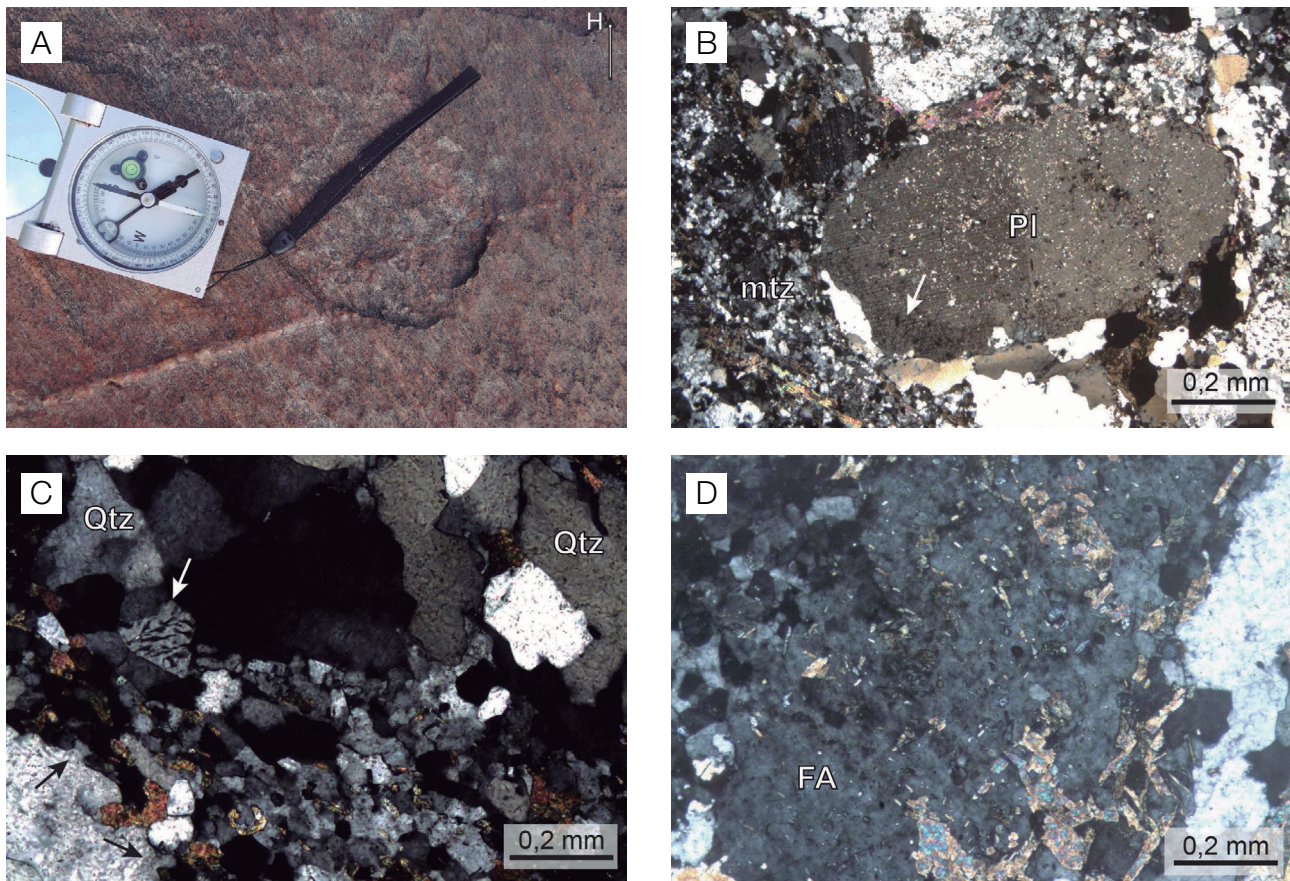
A estaurolita forma porfiroblastos de 2,0 a 10 mm com formas prismáticas subédricas a euédricas e hábito tabular (Figura 5B). As inclusões de quartzo formam trilhas (foliação interna) discordantes da xistosidade da matriz da rocha, representado relíquias de uma foliação S_1 que apresenta no interior dos porfiroblastos de estaurolita uma crenulação subparalela à foliação da matriz da rocha, porém sem continuidade do interior do mineral para a matriz (Figura 5C), caracterizando como uma foliação S_2 pré-cinemática a matriz,

portanto a matriz representa uma foliação S_3 . Essas feições permitem classificar os porfiroblastos de estaurolita como pré-cinemático em relação à fase de deformação que gerou a xistosidade da rocha (S_3).

A granada é subédrica e ocorre, principalmente, como porfiroblastos de 2,0 a 10 mm, inclusões de quartzo, biotita, turmalina, estaurolita e minerais opacos. As trilhas de inclusões da granada definem uma foliação interna levemente rotacionada (Figura 5B) com orientação paralela e contínua foliação da matriz. Essa feição permite classificar os porfiroblastos de granada sincinemáticos em relação à fase de deformação que gerou a xistosidade da rocha (S_3).

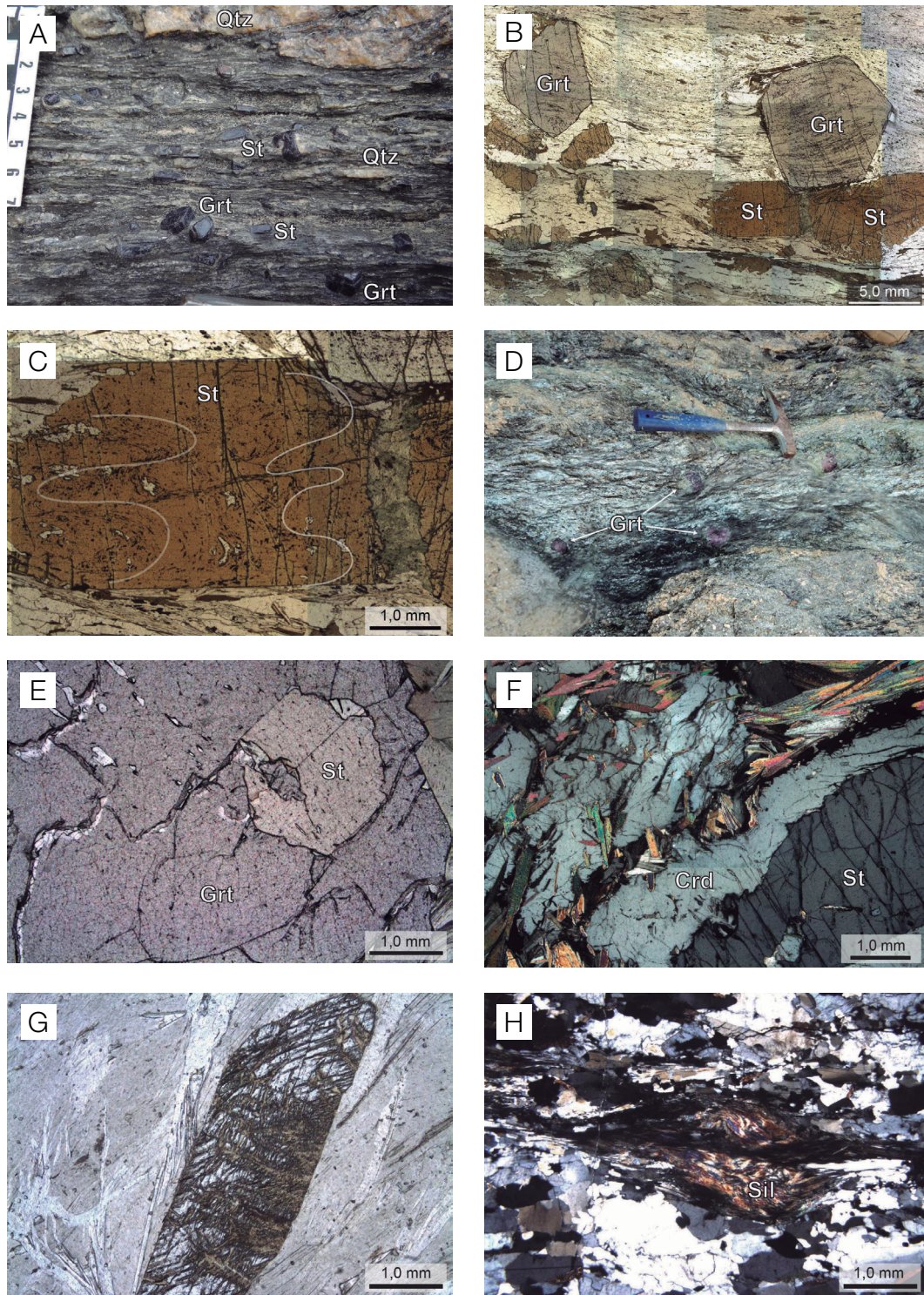
Os minerais acessórios consistem de turmalina subédrica ou euédrica prismática, minerais opacos, feldspato alcalino com dimensão entre 0,1 e 0,5 mm, compondo a matriz e, localmente, formando textura micrográfica, além de zircão com fortes halos pleocroicos.

O gedrita-granada-biotita xisto inequigranular possui porfiroblastos de anfibólio (gedrita), granada e estaurolita, geralmente de dimensões entre 1,0 e 2,0 cm.



mtz: matriz; Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo; FA: feldspato alcalino.

Figura 4. Aspectos petrográficos do biotita gnaisse da Suíte Manoel Alves: (A) bandamento gnáissico; (B) porfiroclasto de feldspato alcalino com bordas de crescimento (seta branca), à esquerda matriz recristalizada; (C) textura micrográfica (seta branca) e de migração de borda de grão (setas pretas); (D) feldspato alcalino substituído por mica branca, alteração sericítica.



Qtz: quartzo; St: estauroilita; Grt: granada; Sil: sillimanita; Crd: cordierita.

Figura 5. Aspectos petrográficos dos xistos e gnaisses da Sequência Metassedimentar Campinorte: (A) estauroilita-granada-muscovita xistos com porfiroblastos de granada em matriz micácea marcando a xistosidade e os veios de quartzo lentiformes concordantes; (B) porfiroblastos de granada e estauroilita com trilhas de inclusão em granada; (C) estauroilita com foliação reliquiar dobrada (crenulação) marcada por trilhas de inclusões; (D) gedrita-granada-biotita xistos com matriz micácea e porfiroblasto de granada; (E) inclusão de estauroilita em granada; (F) textura coronítica de cordierita envolvendo estauroilita; (G) cristal de gedrita em textura do tipo *fish* truncada em matriz lepidoblástica; (H) cristais de sillimanita fibrosa em paragneisse.

Alguns megaporfiroblastos de granada atingem 20 cm, conforme observado em exemplares explotados pela mineradora da Fazenda Rodolita (Figura 5D). A matriz é constituída predominantemente de biotita, clorita, anfibólio, cianita, cordierita e quartzo, marcada por uma textura lepidoblástica que confere a xistosidade da rocha. A orientação da xistosidade é N30°E, com mergulho de 86° ora para NW ora para SE.

A biotita pleocroica em tons verdes, com lamelas alongadas ou cristais anédricos substituídos por clorita, forma microestruturas do tipo *mica fish* quando deformada, sendo reequilibrada para biotita neoformada em equilíbrio com clorita em paragênese retrometamórfica. A clorita, classificada petrograficamente como clinocloro, possui cor verde-clara, é levemente pleocroica e possui hábito fibroso. Forma microestruturas do tipo *kinkband* e dobras abertas, além de alguns cristais indeformados, o que sugere que essa fase mineral é tardi a pós-cinemática.

Os porfiroblastos de granada são euédricos com zonação composicional e inclusões de clorita, quartzo e estauroilita (Figura 5E). Os porfiroblastos de estauroilita são subédricos a anédricos com hábito prismático, geminação em face 010 e a 60° e inclusões de quartzo. Frequentemente encontra-se manteado por cordierita em textura de reação (Figura 5F). O anfibólio, classificado petrograficamente como da série gedrita-antofilita, ocorre como prismas alongados e levemente dobrados com cor de interferência de primeira ordem e pleocroísmo. Localmente, apresenta bordas de reação para cordierita, biotita e clorita (Figura 5G). Os cristais de cordierita da matriz são subédricos de hábito tabular, com geminação complexa e leve extinção ondulante. A cordierita forma textura granoblástica poligonal quando associada a outros cristais de estauroilita e está parcialmente substituída por biotita e clorita. A cianita ocorre em pequenos prismas alongados encontrados entre grãos de cordierita em equilíbrio com ortoanfíbólio, ou na matriz consumida por clorita. Os minerais acessórios são de zircão e monazita com formas subédricas fraturadas e, por vezes, metamíticos.

O muscovita-biotita-silimanita gnaissé é observado apenas no afloramento da mina da Fazenda Rodolita (ponto MG-11) e está em contato com o estauroilita-granada-cianita xisto e com os MBG. Seu bandamento é marcado pela alternância de bandas félsicas (quartzo + feldspatos) com bandas máficas (silimanita + biotita + muscovita) com orientação de N27°E com mergulhos de 79°NW. Esses gnaissés apresentam textura inequigranular caracterizada por porfiroclastos de feldspato alcalino formando textura em *augen*. O feldspato alcalino também pode ocorrer em menores dimensões constituindo a banda félsica do gnaissé. A silimanita forma prismas alongados (fibrolita) paralelos à foliação principal (Figura 5H) que podem formar camadas (*sillimanite folia* — Vernon, 1987; Wintch e Andrews, 1988), agregados anastomosados e microdobras (Figura 3H). A silimanita, de forma subordinada, ainda pode ocorrer sem orientação na interface

entre plagioclásio e quartzo ou plagioclásio e microclina, ou alinhada a planos de fratura na rocha, geralmente inclusa em quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino. A silimanita também pode ser encontrada em pequenos grãos aciculares nos planos de clivagem de biotita e plagioclásio. No caso da biotita, a reação gera migração de fusão rica em fase de minerais opacos que migram entre fraturas. Nas microdobras e nos agregados anastomosados, os núcleos podem conter feldspato alcalino (porfiroclasto) e muscovita, ambos xenomórficos, porém a muscovita é interpretada como retrometamórfica. O quartzo é ameboide de granulação entre 1,0 e 2,0 mm e ocorre em agregados de contato poligonal entre outros cristais de quartzo e/ou agregados com feldspato alcalino e plagioclásio. Plagioclásio apresenta-se anédrico de 8,0 a 2,0 mm, com maclas simples ou na matriz (0,1 a 0,3 mm) com leve extinção ondulante. Granada pode ocorrer em pequenos cristais de 0,4 mm inclusos em quartzo e plagioclásio ou em grandes cristais de 2,0 mm com fraturas e inclusões de minerais de granulação inferior a 0,1 mm. Fraturas e juntas podem ocorrer perpendiculares ou paralelas à foliação e em alguns casos são preenchidas com minerais formados a partir de fluidos de composição aluminosilicática, representados por precipitados de sericita, silimanita ou opacos, como resultado de decomposição de biotita. Epidoto, mica branca e argilominerais estão presentes como produto de alteração.

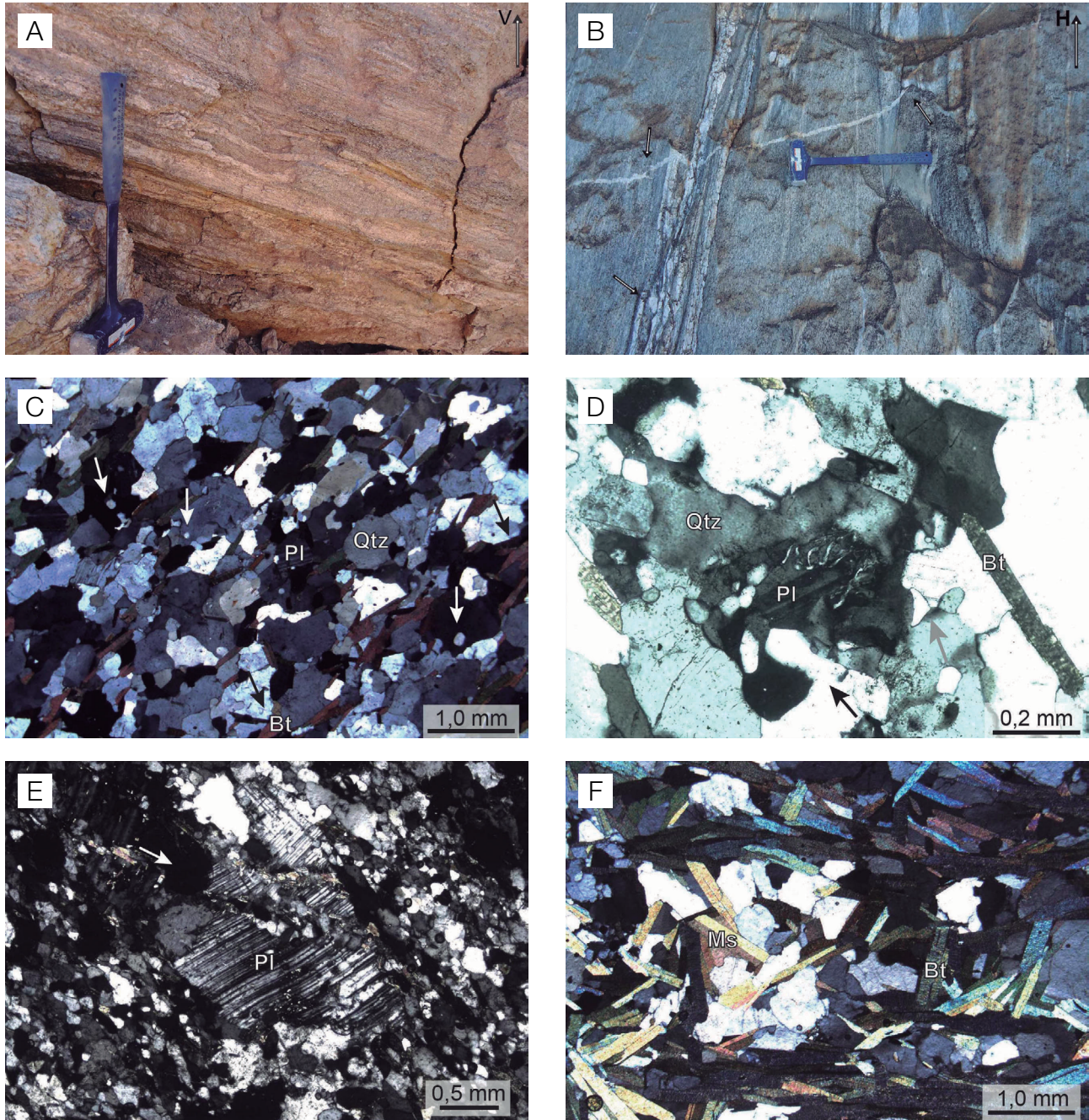
Suíte Pau de Mel: biotita gnaissés com muscovita

O biotita gnaissé com muscovita ocorre em uma ampla área a oeste da ZCRM, desde o ponto MG-11 (Mina da Fazenda Rodolita) até os pontos MG-01 e 09 e na margem do Rio São Valério (ponto MG-10). O bandamento gnáissico é lateralmente contínuo e marcado pela orientação de biotita e muscovita nas bandas máficas e de quartzo e feldspatos nas bandas félsicas (Figura 6A). A atitude do bandamento é de N20°E/70°NW. Na margem do Rio São Valério ocorrem porções migmatíticas centimétricas de forma restrita onde o paleossoma é representado pelos gnaissés com leucossoma estromático com porfiroclastos de feldspato alcalino rotacionados e margeados por *selvedge* de biotita (Figura 6B). Na mina de granada da Fazenda Rodolita, essas rochas hospedam corpos tabulares de mergulho subvertical (xistos pelíticos e muscovita-biotita-silimanita gnaissés) com foliação paralela à do MBG. Paralelos ao bandamento ocorrem veios pegmatíticos metamorfizados, apresentando porfiroclastos de feldspato alcalino.

A mineralogia do biotita gnaissé com muscovita é composta de plagioclásio (60–55%), feldspato alcalino (5–10%), quartzo (20–30%), biotita e muscovita (15–5%). Os minerais acessórios são zircão, apatita e opacos, e os minerais de alteração são pistacita, clinozoisita, mica branca e clorita. A rocha é leucocrática, inequigranular e xenomórfica com

recorrente textura granoblástica interlobada (Figura 6C), porfiroclastos de feldspato alcalino e plagioclásio. As bandas máficas são marcadas pela orientação de biotita e muscovita (Figura 6C).

O plagioclásio é subédrico com bordas ameboides a interlobadas e dimensões entre 2,0 e 0,4 mm. Apresenta macla da albita, combinação albita/carlsbad e intercrescimento mirmequítico quando associado ao quartzo (Figura 6D).



Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo; Bt: biotita; Ms: muscovita.

Figura 6. Aspectos de campo e petrográficos dos gnaisses do Maciço de Goiás: (A) bandamento estromático contínuo com bandas máficas (seta preta) e félsicas (seta branca); (B) migmatito estromático com *selvedge* de biotita (seta branca) e leucossoma de migração em dique pegmatítico (seta preta) em paleossoma gnáissico; (C) biotita marcando a foliação (setas pretas) e feldspato alcalino com inclusões de quartzo globular (setas brancas); (D) textura mirmequítica vermicular ao centro, feição de migração de borda (seta preta) em *dragging* à esquerda e produto de cristalização de fundido em junção tríplice (seta cinza); (E) microcisalhamentos (seta branca) em plagioclásio com maclas deformadas; (F) muscovita gnaisse com textura lepidoblástica e núcleos randômicos.

Os grãos de feldspato alcalino (microclina) são anédricos a euédricos com granulação entre 2,0 e 0,4 mm, bordas ameboides, podendo conter inclusões de quartzo (Figura 5C), plagioclásio e zircão. Desenvolvem intercrescimento micrográfico quando em contato com o quartzo. O quartzo é anédrico, variando de 2,0 a 0,1 mm, com bordas ameboides a interlobadas. Apresenta forte extinção ondulante e localmente desenvolve subgrãos. Alguns contatos interlobados são interpretados como feições de migração de borda de grão (*grain boundary migration*) em *dragging* e *left over*, entre outros grãos de quartzo ou com plagioclásio (Figura 6D). Na Figura 6D, podemos observar o produto de cristalização de fundido silicático em junção tríplice entre grãos de quartzo, plagioclásio e álcali feldspato, assim como colar de pérolas (*stringofbeads*). A biotita possui dimensões de 1,5 a 0,2 mm e ocorre como grãos subédricos a anédricos de hábito lamelar. O pleocroísmo é amarelo a castanho, levemente avermelhado, e os grãos são geralmente bem orientados marcando o bandamento. A muscovita está presente como cristais subédricos lamelares com dimensões em torno de 0,1 mm, portando inclusões de zircão. A clorita ocorre substituindo pseudomorficamente a biotita e pode representar uma fase retrometamórfica de baixo grau (fácies xisto verde inferior) e/ou produto de alteração. Os minerais acessórios consistem de zircão prismático a acicular, apatita subédrica prismática a anédrica e minerais opacos inferiores a 0,1 mm, frequentemente associados à biotita.

Os veios pegmatíticos são compostos principalmente de porfiroclastos de microclina que desenvolvem pertitas e lamelas de deformação no interior dos grãos. Possuem inclusões de plagioclásio, quartzo e ortoclásio, formando textura poiquilítica. O plagioclásio é anédrico, principalmente em contato com a microclina, e apresenta bordas angulosas ou ameboides. Lamelas de deformação e de intercrescimento mirmequítico são observadas em alguns grãos de feldspatos e, em alguns casos, desenvolvem fraturas ortogonais preenchidas por quartzo e biotita (*shearband*) (Figura 6E). As bordas dos cristais são serrilhadas a levemente ameboides e desenvolvem textura do tipo manto-núcleo. O quartzo é anédrico com bordas ameboides e ocorre em agregados ou como grãos isolados. Com aumento do grau de deformação desenvolve extinção o tipo tabuleiro de xadrez. A muscovita possui dimensões em torno de 1,0 mm, apresenta bordas de reação com quartzo, biotita e plagioclásio e é portadora de inclusões de quartzo e zircão. Os minerais acessórios são zoisita, zircão e, mais raramente, granada.

Suíte Pau de Mel: muscovita gnaisses

O muscovita gnaisse ocorre como lentes associadas ao MBG na porção oeste da área (pontos MG-05 e 17). As feições estruturais do muscovita gnaisse se assemelham às do MBG, apresentando bandamento gnáissico contínuo com orientação

preferencial NE e mergulhos de alto ângulo (N22°E 78°NW e SE), além de veios pegmatíticos paralelos ao bandamento.

Esses gnaisses são rochas predominantemente granoblásticas de granulação média, com textura lepidoblástica que, por vezes, envolve núcleos com textura randômica (Figura 6F) de granulação grossa. Consistem de quartzo (60–55%), plagioclásio (20–30%), microclina (5–10%) e muscovita (10–15%) como minerais essenciais. Biotita, granada, apatita, zircão e minerais opacos ocorrem em quantidades acessórias.

Os cristais de quartzo variam de 3,0 a 0,2 mm e são subédricos com bordas ameboides e extinção ondulante característica. Formam subgrãos e contêm fraturas preenchidas por quartzo e biotita. O feldspato alcalino, representado por microclina, varia de 2,0 a 0,4 mm e ocorre como grãos anédricos a subédricos que podem formar porfiroclastos, por vezes rotacionados. Os contatos são ameboides, exceto quando em contato com a muscovita, em que formam microestruturas de deformação em *pinning*. O plagioclásio é subédrico a anédrico, variando de 2,0 a 0,4 mm, apresenta macla albita e contém inclusões de quartzo globular e muscovita. A muscovita é subédrica lamelar de granulação entre 0,5 e 1,5 mm, com forte orientação marcando a foliação subvertical. Os minerais acessórios são biotita, em reação com muscovita, apatita em grão anédricos, zircão prismático e fortemente metamítico e minerais opacos anédricos e associados à muscovita. Os minerais de alteração mais comuns são mica branca, como produto de alteração dos feldspatos, assim como epidoto e clorita, relacionados à alteração da biotita.

Grupo Araí: quartzitos

Os quartzitos afloram em cristas de serras alongadas segundo direção NE-SW. Consistem de rochas de cor cinza-clara a avermelhada com estratificação (S_0) plano-paralela (Figura 7A) de direção N30°E e mergulhos de 60 a 89° para SE ou NW. Estão frequentemente cortados por veios milimétricos de quartzo concordantes com a S_0 e localmente discordantes.

São rochas de textura granoblástica seriada interlobada, com granulação média a fina e compostas essencialmente de quartzo, aproximadamente 3% de muscovita, além de opacos, apatita, alanita e zircão em quantidades inferiores a 1%, constituindo os minerais acessórios (Figura 7B). Os grãos de quartzo estão orientados e recristalizados com cristais variando entre 2,0 e 0,2 mm e subgrão do tipo *chessboard* e *ribbons*. A muscovita possui granulação entre 0,1 e 0,2 mm, ocorre como grãos anédricos e lamelas orientadas paralelamente à foliação principal da rocha (Figura 7B). A muscovita configura uma foliação oblíqua em relação àquela marcada pela orientação do quartzo. O contato com os grãos de quartzo frequentemente forma microestrutura do tipo *window* e, mais raramente, microestrutura do tipo *pinning*.

LITOQUÍMICA DOS ORTOGNAISSES

A litoquímica tem enfoque nos ortognaisses, com exceção do silimanita-muscovita gnaisse, paraderivado. Foram analisadas 11 amostras: três do MBG, pertencente ao Maciço de Goiás; três do paleossoma do migmatito metatexitico (PMM), coletados em regiões de menor deformação; e cinco do biotita gnaisse (BG), ambos inseridos no Bloco CN. Os resultados estão apresentados na Tabela 1.

As rochas possuem valores de SiO_2 restritos ao intervalo de 70,94 a 76,24%, Al_2O_3 entre 13,5 e 15%, Na_2O em torno de 4,0% e razões $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 2$ para a maioria das amostras e de $\sim 1,4$ para as amostras de MBG. Utilizando os valores de minerais normativos (Ab, An e Or) no diagrama de O'Connor (1965), observa-se que os MBG possuem composições compatíveis com granitos *s.s.*, enquanto os biotita gnaisses e o paleossoma do metatexitico mostram composições granodioríticas (Figura 8A).

Os índices de saturação em alumina (ASI) de Frost et al. (2001) indicam caráter fracamente peraluminoso para todos os litotipos (Figura 8B). Os conteúdos de álcalis, ferro e magnésio, quando plotados no diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971), indicam afinidade com suítes não toleíticas (Figura 8C), e os valores de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, quando comparados com os teores de SiO_2 , sugerem caráter subalcalino. Os valores de K_2O entre 1,4 e 1,9% indicam relação com a série calcioalcalina *sensu stricto* ou médio-K (Figura 8D) (Le Maitre et al., 1989; Rickwood, 1989; Peccerillo e Taylor, 1976).

O diagrama ternário K-Na-Ca (Figura 8E) de Barker e Arth (1976) mostra que as amostras não plotam no campo dos thronjemitos (Martin, 1994) e formam um *trend* paralelo àquele de rochas com afinidade calcioalcalina. O somatório dos elementos com afinidade ferromagnésiana (Fe_2O_3 , MgO , MnO e TiO_2) é inferior a 5%, exceto para o PMM, cujos valores são de aproximadamente 6%. As razões $\text{K}_2\text{O}/$

Na_2O , menores que 0,5 em sua maioria, são compatíveis com rochas graníticas de séries TTG (Martin, 1999). Os valores baixos de $\text{Mg}\# (< 0,2)$ são inferiores aos valores médios de rochas graníticas de séries TTG, conforme apresentados por Moyen e Martin (2012). Os valores de álcalis e da razão $\text{FeO}^1/(\text{FeO}^1 + \text{MgO})$ indicam afinidade com rochas magnésianas (Figura 8F) compatível com os valores observados em granitos calcioalcalinos (Frost et al., 2001).

Os diagramas de Harker (1909) e demais binários (Figura 9) evidenciam algumas diferenças composicionais entre os litotipos estudados. Os conteúdos de K_2O , Ba, La e Rb são, geralmente, maiores no MBG quando comparados com os demais litotipos, enquanto CaO tende a ser menor. Essas feições permitem individualizar quimicamente os litotipos do Maciço de Goiás (MBG) das rochas representativas do Bloco CN (migmatito metatexitico e biotita gnaisse) na região estudada. MgO , TiO_2 , P_2O_5 , Fe_2O_3 , Y e Zr tendem a ser maiores no PMM, o que pode estar indicando retenção de fases ferromagnésiana, apatita e zircão na porção residual do migmatito. Os valores relativamente altos de Cr são compatíveis com os esperados para suítes calcioalcalinas (Moyen, 2011) e podem ser observados tanto nas rochas do Maciço de Goiás quanto do Domínio CN.

Conteúdos de minerais normativos para sistema anidro em Mesonorma mostram valores de quartzo entre 39 e 34%, anortita de 12 a 15%, exceto para três amostras de MBG, que ficam entre 5 e 8%. A albita varia entre 32 e 38%, e o ortoclásio, entre 8 e 18%. O coríndon normativo varia de 1,2 a 0,7% e, segundo Chappell e White (2001), rochas com valores de coríndon $> 1\%$ podem estar relacionadas à fusão de sedimentos ou a granitos tipo-I extremamente fracionados, contudo o decréscimo de P_2O_5 com o aumento da sílica sugere incompatibilidade dessas rochas com granitos tipo-S.

Elementos incompatíveis como Nb, Ta e Y indicam, para a PMM, similaridade com granitos de arco vulcânico (Figura 10A). As altas razões de Zr/Sm (entre 30 e 230), Lu/

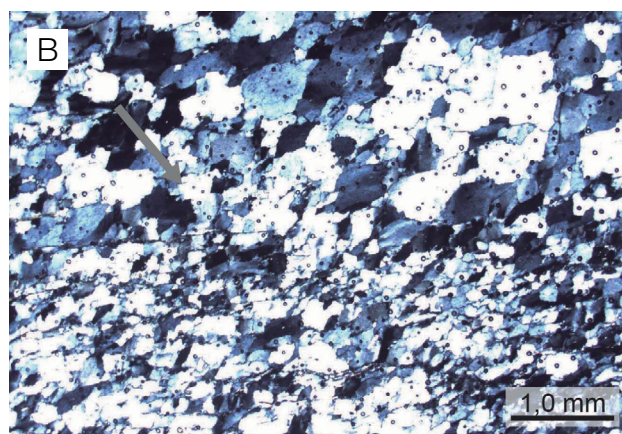


Figura 7. Aspectos de campo e petrográficos dos quartzitos do Grupo Araí: (A) estratificação plano-paralela; (B) quartzito com textura granoblástica seriada interlobada e foliação oblíqua (S_3) entre lentes de muscovita e quartzo.

Tabela 1. Dados litoquímicos dos gnaisses da região de São Valério da Natividade (elementos maiores e menores expressos em % peso e traços em ppm).

Amostra	MG 01E	MG 01F	MG 09B	MG 02D	MG 02G	MG 04A	MG 04J	MG 04H	MG 08A	MG 08B	MG 08C
Litologia	MBG	MBG	MBG	BG	BG	BG	BG	BG	PMM	PMM	PMM
SiO ₂	75,25	76,24	74,04	74,22	72,69	74,53	74,20	71,34	72,56	72,48	70,94
Al ₂ O ₃	13,73	13,71	13,95	14,28	14,80	13,81	14,28	15,90	13,89	13,94	14,03
Fe ₂ O ₃ ^t	1,39	1,40	2,33	2,63	2,85	2,40	2,39	3,22	4,05	4,44	4,68
CaO	1,08	1,05	1,80	2,72	2,79	2,55	2,44	2,99	2,85	3,20	2,77
MgO	0,28	0,24	0,81	0,76	0,85	0,62	0,71	0,89	1,06	1,09	1,38
Na ₂ O	4,42	4,39	4,10	4,18	4,33	3,89	4,10	4,64	4,25	4,01	4,06
K ₂ O	2,93	3,06	2,51	1,69	1,74	1,88	1,80	1,67	1,44	1,48	1,70
TiO ₂	0,21	0,18	0,24	0,26	0,29	0,24	0,25	0,33	0,50	0,53	0,54
MnO	0,02	0,02	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,06	0,07	0,07
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,03	0,06	0,05	0,02	0,04	0,07	0,09	0,12	0,10
P.F.	0,60	0,45	0,74	0,58	0,68	0,45	0,54	0,63	0,65	0,68	0,91
Total	99,44	100,43	99,91	100,92	100,50	100,06	100,32	101,14	100,81	101,43	100,33
Ba	794	816	399	340	346	501	362	210	426	395	468
Ga	25,80	24,60	19,50	24,70	20,90	22,80	20,90	23,90	20,30	20,20	21,40
Hf	3,50	3,30	3,30	3,10	2,90	2,70	3,60	6,90	5,40	6,00	5,20
Nb	3,70	3,10	4,50	3,90	4,20	3,90	4,80	7,60	7,70	7,90	8,20
Rb	195	193	126	72,1	74,3	65,7	85,4	89	47,3	49,9	57,6
Sr	320	326	212	293	281	286	289	307	191,5	201	199
Ta	0,80	0,60	0,60	0,80	0,70	0,40	0,60	0,80	0,80	0,80	0,90
Th	9,31	8,03	3,35	2,91	2,33	3,73	4,19	0,95	4,43	4,28	3,50
U	3,03	3,41	0,27	0,28	0,26	0,42	0,46	0,69	0,94	0,83	1,17
V	24	20	31	36	35	33	29	39	47	43	51
Y	2,30	2,20	4,00	8,70	9,00	7,30	5,20	5,10	27,70	30,30	35,40
Zr	135	131	124	128	121	98	142	258	231	243	214
La	39,90	34,00	8,80	17,20	13,20	23,00	19,90	7,10	22,30	21,60	21,30
Ce	75,50	63,60	21,60	35,10	26,10	40,00	37,20	12,30	46,30	46,10	52,90
Pr	7,20	6,15	1,87	3,33	2,77	3,78	3,93	1,37	5,59	5,86	6,21
Nd	25,30	21,20	6,40	11,60	10,40	13,30	14,70	4,90	23,40	24,60	26,40
Sm	3,55	3,09	1,27	2,09	2,03	1,94	2,45	1,12	4,62	4,96	6,09
Eu	0,68	0,62	0,42	0,63	0,69	0,61	0,62	0,71	1,11	1,03	1,13
Gd	1,69	1,64	1,07	1,92	2,11	1,57	1,87	1,28	4,65	5,87	6,19
Tb	0,15	0,17	0,17	0,30	0,28	0,24	0,24	0,20	0,78	0,87	0,96
Dy	0,69	0,59	0,75	1,48	1,73	1,22	1,22	1,01	4,68	5,38	5,77
Ho	0,10	0,08	0,13	0,32	0,32	0,23	0,18	0,19	1,00	1,12	1,19
Er	0,15	0,24	0,33	0,81	0,97	0,73	0,55	0,52	3,11	3,38	3,47
Tm	0,03	0,03	0,05	0,12	0,13	0,10	0,08	0,08	0,45	0,47	0,51
Yb	0,18	0,14	0,26	0,73	0,71	0,62	0,37	0,42	2,72	2,95	3,22
Lu	0,03	0,05	0,05	0,12	0,12	0,10	0,05	0,07	0,38	0,46	0,44
La _N /Yb _N	315,34	161,23	41,729	33,98	26,08	54,53	94,36	24,05	13,91	11,13	11,48
Eu/Eu*	1,07	0,85	0,84	0,96	1,02	0,89	1,81	0,73	0,58	0,56	1,10
Minerais normativos - Mesonorma											
Ortoclásio	16,41	17,34	12,70	7,98	8,07	9,45	8,76	7,54	5,67	5,81	6,38
Albita	37,18	37,01	34,47	35,24	36,42	32,78	34,56	39,05	35,74	33,71	34,05
Anortita	5,24	5,14	8,68	13,00	13,41	12,47	11,79	14,27	13,45	14,99	12,99
Quartzo	35,84	36,57	36,53	37,55	34,76	39,14	38,11	31,55	36,26	36,74	34,87
Apatita	0,02	0,02	0,07	0,14	0,12	0,05	0,09	0,17	0,21	0,28	0,24
Hematita	1,38	1,39	2,31	2,61	2,83	2,39	2,38	3,20	4,02	4,41	4,64
Ilmenita	0,20	0,17	0,23	0,25	0,28	0,23	0,24	0,31	0,48	0,50	0,51
Biotita	1,15	1,00	2,99	2,89	3,19	2,37	2,69	3,35	4,10	4,25	5,25
Coríndon	1,34	1,26	1,26	0,75	0,82	0,77	1,21	1,16	0,36	0,20	0,69
Rest	-0,05	-0,05	-0,13	-0,13	-0,14	-0,11	-0,12	-0,15	-0,19	-0,19	-0,24
Total	98,72	99,86	99,11	100,27	99,75	99,53	99,71	100,46	100,10	100,69	99,37

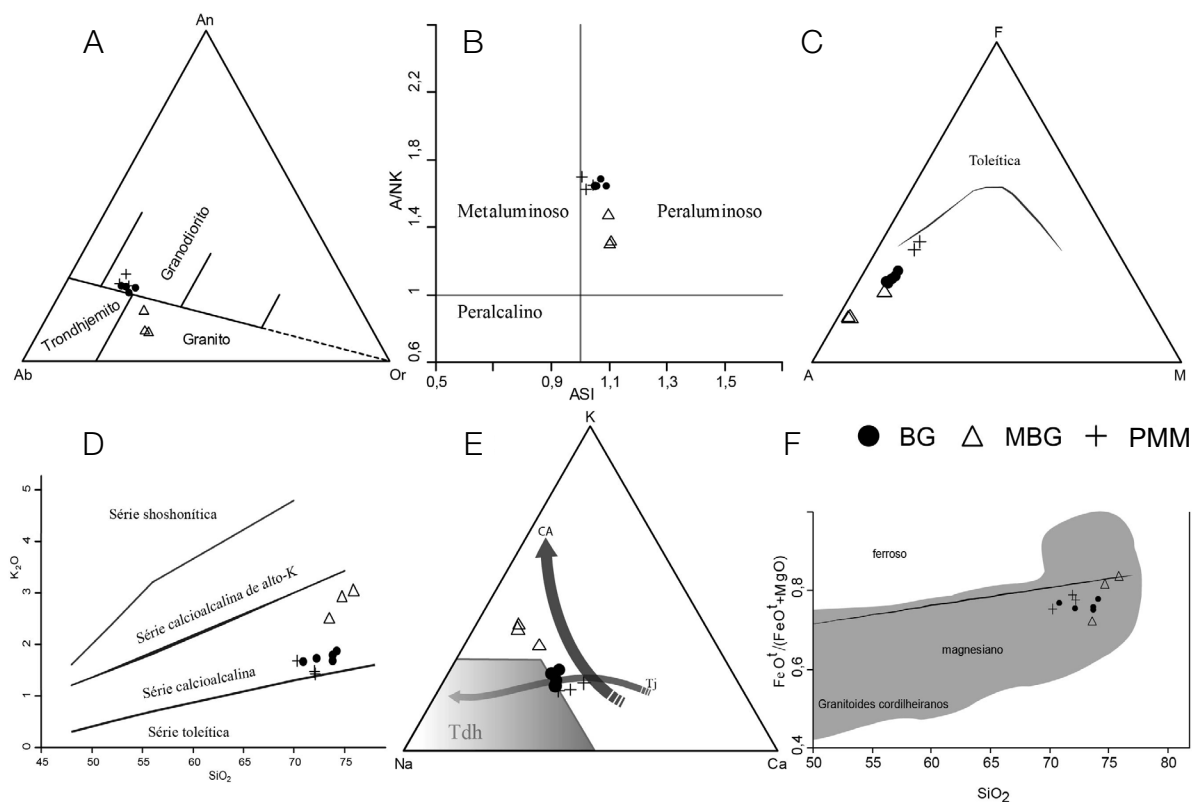
MBG: muscovita-biotita gnaisse; BG: biotita gnaisse; PMM: paleossoma do migmatito metatexitico; P.F.: perda ao fogo.

Hf (entre 0,08 e 0,02), Nb/Ta (entre 4 e 12) e do conteúdo de Yb (entre 0,12 e 3,22 ppm) são próximas a valores médios de suítes TTG (Moyen e Martin, 2012). As razões La/Yb e Zr/Sm dos gnaisses, quando plotadas no diagrama de Moyen (2011), ocupam o campo correspondente de magmas TTG de média pressão (Figura 10B) em equilíbrio com clinopiroxênio, anfibólio e granada (Moyen, 2011). As razões de La/Yb relativamente baixas para o biotita gnaisse, aliadas a valores variados de Yb (Figura 10C), foram relacionadas por Condie (2005) a suítes TTG com afinidade calcioalcalinas pós-arqueanas submetidas a processos de diferenciação magmática. Os valores de anomalia de $\text{Eu}/\text{Eu}^* \leq 1$, por média geométrica (McLennan e Taylor, 2012), aproximam-se de magmas derivados do manto com apenas uma amostra com valores de 1,8 (biotita gnaisse).

As amostras do biotita gnaisse, quando normalizadas pelo padrão de manto primitivo de Sun e McDonough (1989), apresentam anomalias negativas de Ba, Nb, Ta, Th, P e Ti, ausência de anomalia de Sr e valores de Yb abaixo de 4 ppm (Figura 10C), similares a granodioritos e trondhjemitos de

suítes TTG (Martin, 1999; Moyen e Martin, 2012). Os valores moderados de Sr (~300 ppm) assemelham-se aos de suítes TTG de baixo alumínio associadas à cristalização fracionada de plagioclásio (Condie, 2005). Os valores de Zr e anomalias de Nb e Ta são compatíveis com o modelo de Martin (1999) para fontes com restitos de eclogitos ricos em rutilo. As razões de Zr/Hf são compatíveis com as de basaltos, portanto maiores que as composições de granitos tipo-S, segundo Thompson et al. (1984), configurando evidência de incompatibilidade com granitos tipo-S.

Com relação ao condrito de Boynton (1984), é possível observar três padrões distintos (Figura 10D). O paleossoma do metatexito possui baixa razão La_N/Lu_N e baixo fracionamento de elementos terras raras leves (ETRL) em relação a elementos terras raras pesados (ETRP), sugerindo uma relação de equilíbrio do líquido com granada, mais similar à de plagiogranitos do que à de TTG *s.s.*, de acordo com as afirmações de Moyen e Martin (2012). O biotita gnaisse mostra razão La_N/Lu_N moderada, possivelmente relacionada a fracionamento de granada e cristalização de biotita.



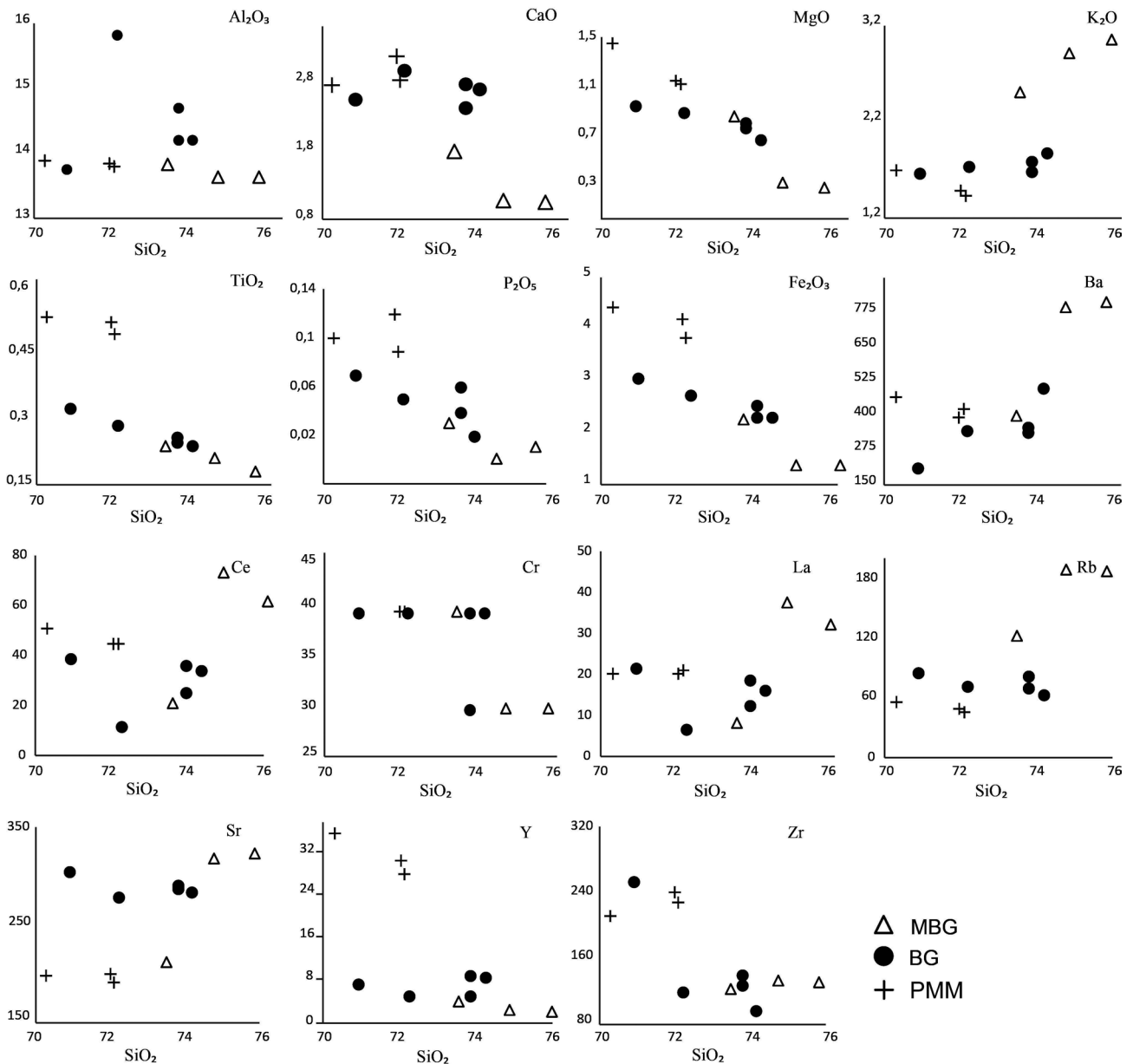
BG: biotita gnaisse; MBG: muscovita-biotita gnaisse; PMM: paleossoma do migmatito metatexítico.

Figura 8. Diagramas discriminatórios para elementos maiores. (A) Diagrama classificatório de O'Connor (1965); (B) diagrama com o índice de saturação em alumina de Frost et al. (2001); (C) diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971); (D) diagrama SiO_2 versus K_2O de Peccerillo e Taylor (1976); (E) diagrama K-Na-Ca de Barker e Arth (1976), modificado por Moyen (2011); (F) diagrama SiO_2 versus $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ com a linha divisória de granitos magnesianos e ferrosos de Frost et al. (2001).

O MBG evidencia alto fracionamento de elementos terras raras (ETR), com elevadas razões La_N/Lu_N , possivelmente relacionado ao fracionamento de granada e biotita.

Os dados litoquímicos apontam que tanto o gnaiss do Maciço de Goiás quanto os gnaisses do Domínio CN pertencem a suítes calcioalcalinas de médio potássio, com altos valores de sílica. Porém, enquanto o paleossoma do biotita migmatito do Domínio CN apresenta um caráter mais primitivo, ligados a uma fonte E-MORB, os gnaisses apresentam protólitos que se comportam como suítes TTG

calcioalcalinas paleoproterozoicas. Esses gnaisses podem estar relacionados a uma fonte gerada sob média pressão com retrabalhamento crustal, principalmente nos gnaisses do Maciço de Goiás, em que os elementos menores apontam para um fracionamento de biotita e granada. Os gnaisses do Domínio CN apresentam uma fonte com possível fracionamento de granada e cristalização de biotita. Os dados litoquímicos mostraram que os gnaisses do Maciço de Goiás não podem ser tratados como TTG *s.s.*, sendo mais compatíveis com complexos *graygneisses*, enquanto o paleossoma



MBG: muscovita-biotita gnaiss; BG: biotita gnaiss; PMM: paleossoma do migmatito metatexitico.

Figura 9. Diagramas binários de elementos maiores, menores e traços.

do biotita migmatito do Domínio CN pode ser relacionado a arcos primitivos. Os gnaisses desse domínio pertencem a suítes TTG calcioalcalinas paleoproterozoicas, segundo Condie (2005), o que não lhe confere caráter de suíte TTG *s.s.*, e sim de retrabalhamento de suíte TTG mais antiga.

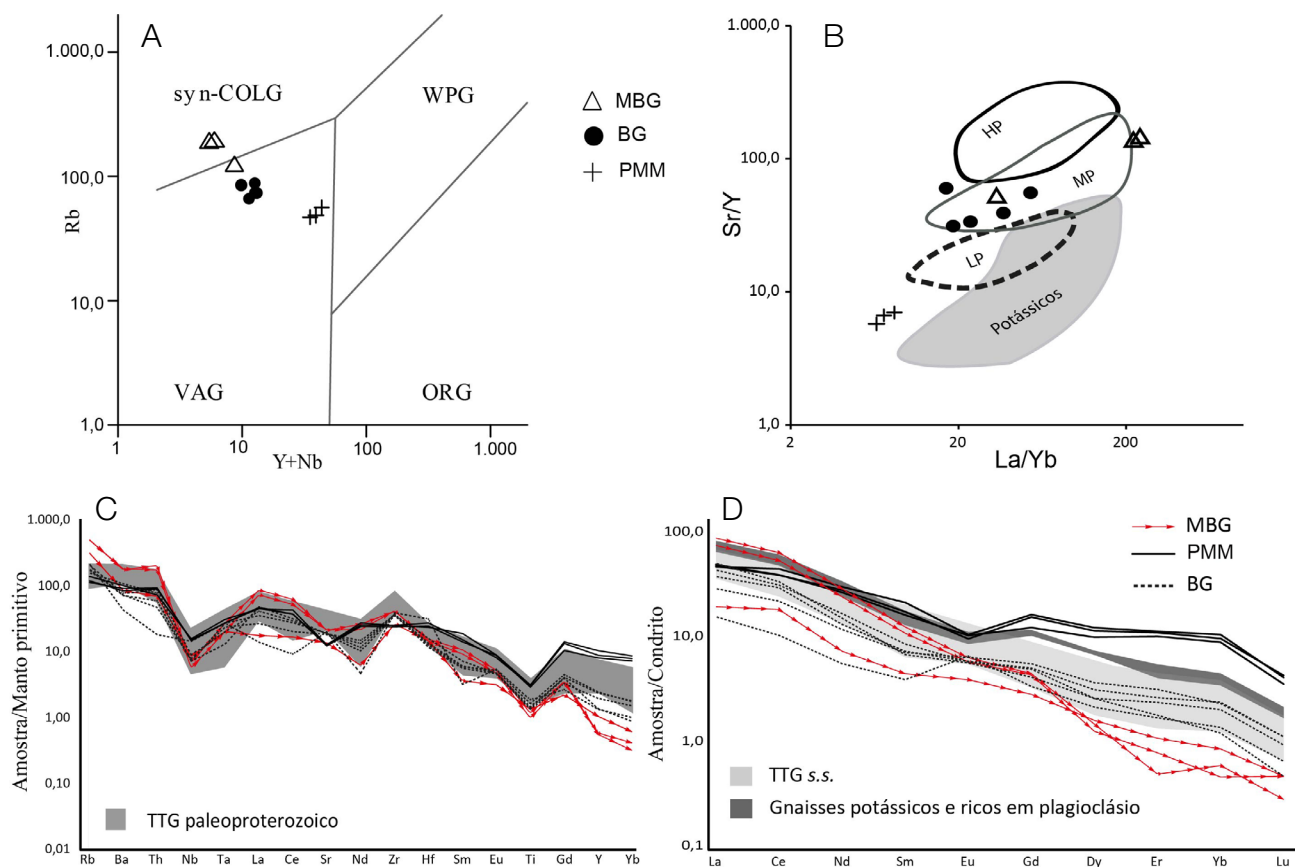
GEOCRONOLOGIA U-Pb LA-ICP-MS

Os dados isotópicos U-Pb (Tabela 2) foram obtidos a partir da análise de 21 zircões do biotita gnaisse (amostra MG-04). A maioria dos cristais é incolor a translúcida com comprimento do eixo maior entre 200 e 400 μm . As formas são euédricas com hábitos prismáticos bipiramidais e razão comprimento/largura de 1:3. Alguns grãos são subédricos granulares, levemente castanhos e fraturados com razões comprimento/largura entre 1:1 e 1:2. As imagens de catodoluminescência evidenciam zoneamentos composicionais

e a presença de núcleos herdados em alguns cristais e com bordas recrystalizadas (Corfu et al., 2003).

As razões Th/U dos zircões do biotita gnaisse variam entre 0,26 e 0,49, e estão abaixo dos valores considerados para zircões ígneos. No entanto, no diagrama da Figura 11, observa-se elevada discordância da maioria dos zircões, que pode ser atribuída à perda de Pb ou ganho de U (Gerald, 2010), promovendo diminuição nos valores da razão Th/U. A distribuição da razão Th/U pelas idades Pb/Pb mostra leve perturbação isotópica do sistema na direção de idades mais jovens que podem ser excluídas da obtenção da idade final mais apurada. Essa perturbação isotópica, por outro lado, pode estar relacionada ao evento metamórfico que afetou essas rochas durante o Ciclo Brasileiro, fazendo com que o intercepto inferior possa representar um evento superposto ao evento ígneo que gerou o protólito do biotita gnaisse.

A idade concordante de 2175 ± 14 Ma, obtida em uma frente de recrystalização (*recrystallization fronts*) e parte



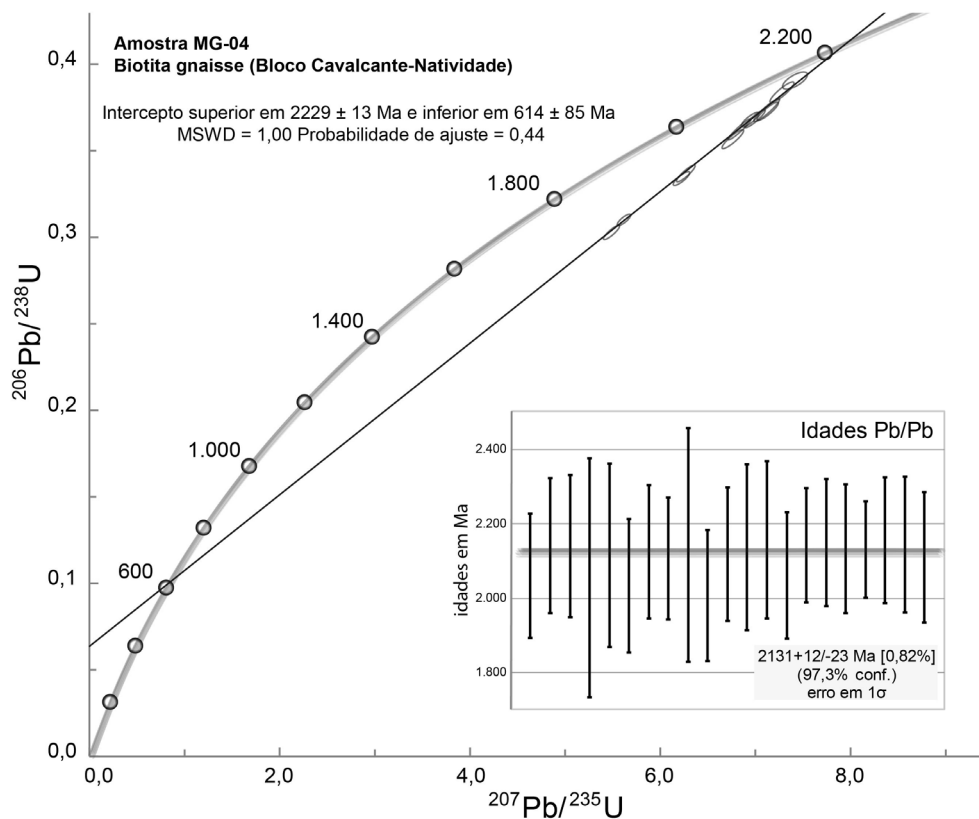
COLG: granitos colisionais; VAG: granitos de arco vulcânico; WPG: granitos intra-placa; ORG: granitos de cadeia oceânica; HP: alta pressão; LP: baixa pressão; MP: média pressão; MBG: muscovita-biotita gnaisse; BG: biotita gnaisse; TTG: tonalito-trondhjemitó-granodiorito; PMM: paleossoma do migmatito metatexítico.

Figura 10. Diagramas para elementos traço: (A) diagrama discriminante de ambientes tectônicos de Pearce et al. (1984); (B) diagrama Sr/Y versus La/Yb de Moyen (2011) para discriminação de magmas TTG (baixa pressão, média pressão, alta pressão); (C) diagrama multielementos normalizado segundo o manto primitivo de Sun e McDonough (1989); (D) diagrama multielementos normalizado segundo o condrito de Boynton (1984).

Tabela 2. Dados U-Pb em zircão do biotita gnaiss (Bloco Cavalcante-Natividade) da região de São Valério da Natividade.

MG-04	Pb ²⁰⁶ (%)	Razões							Idades aparentes (Ma)							Conc (%)
		Th ²³² / U ²³⁸	Pb ²⁰⁷ / U ²³⁵	1s (%)	Pb ²⁰⁶ / U ²³⁸	1s (%)	Rho	Pb ²⁰⁷ / Pb ²⁰⁶	1s (%)	Pb ²⁰⁷ / U ²³⁵	1s (Ma)	Pb ²⁰⁶ / U ²³⁸	1s (Ma)	Pb ²⁰⁷ / Pb ²⁰⁶	1s (Ma)	
Z-01*	0,1165	0,44	5,60	0,84	0,31	0,71	0,82	0,13	0,45	1.916,33	7,24	1.742,15	10,87	2.060,23	8,10	90,91
Z-03*	0,0108	0,46	6,75	1,12	0,36	1,01	0,90	0,14	0,47	2.078,64	9,88	1.967,83	17,18	2.140,54	8,48	94,67
Z-06*	0,0052	0,36	7,26	1,14	0,38	1,03	0,89	0,14	0,50	2.144,09	10,18	2.095,83	18,38	2.140,90	8,93	97,75
Z-12*	0,0038	0,43	6,25	1,03	0,34	0,94	0,90	0,13	0,43	2.011,86	9,04	1.872,84	15,26	2.107,82	7,77	93,09
Z-14*	0,0080	0,37	7,40	1,17	0,39	0,84	0,69	0,14	0,81	2.160,86	10,47	2.126,94	15,25	2.143,50	14,62	98,43
Z-19*	0,0112	0,21	5,47	1,02	0,30	0,92	0,88	0,13	0,46	1.896,29	8,78	1.706,32	13,73	2.060,91	8,27	89,98
Z-22*	0,0076	0,43	6,98	1,01	0,37	0,93	0,91	0,14	0,40	2.108,65	9,01	2.023,88	16,21	2.142,66	7,14	95,98
Z-23*	0,0100	0,31	7,10	1,26	0,37	1,18	0,93	0,14	0,44	2.124,33	11,20	2.047,40	20,66	2.149,91	8,00	96,38
Z-24*	0,0041	0,41	6,93	0,88	0,37	0,76	0,84	0,14	0,45	2.102,07	7,83	2.021,05	13,14	2.132,53	8,13	96,15
Z-25*	0,0070	0,35	6,82	1,17	0,36	1,12	0,95	0,14	0,34	2.087,88	10,36	1.995,01	19,22	2.130,92	6,09	95,55
Z-26*	0,0088	0,37	7,11	1,04	0,37	0,94	0,90	0,14	0,44	2.125,62	9,26	2.043,83	16,53	2.156,00	7,84	96,15
Z-28*	0,0193	0,32	6,21	0,91	0,33	0,78	0,84	0,13	0,46	2.005,36	7,95	1.858,47	12,66	2.110,34	8,28	92,68
Z-07	0,4226	0,30	5,58	2,32	0,31	2,14	0,93	0,13	0,89	1.912,41	19,78	1.739,39	32,57	2.055,40	15,64	90,95
Z-09	0,0358	0,36	7,48	1,01	0,40	0,77	0,74	0,14	0,65	2.170,11	9,02	2.175,76	14,25	2.114,88	11,68	100,26
Z-08	0,0574	0,31	5,44	0,78	0,31	0,61	0,74	0,13	0,49	1.891,31	6,72	1.720,77	9,28	2.033,69	8,83	90,98
Z-11	0,0078	0,45	6,95	0,98	0,37	0,86	0,86	0,14	0,47	2.104,82	8,74	2.034,10	15,09	2.124,83	8,48	96,64
Z-15	0,1242	0,26	4,91	1,36	0,28	1,27	0,93	0,13	0,48	1.804,65	11,47	1.594,14	17,95	2.006,79	8,79	88,33
Z-16	0,1845	0,48	5,87	1,02	0,31	0,90	0,88	0,14	0,47	1.956,94	8,81	1.762,80	13,90	2.119,15	8,46	90,08
Z-17	0,0468	0,49	6,29	1,01	0,33	0,83	0,80	0,14	0,58	2.016,51	8,88	1.854,48	13,39	2.136,97	10,44	91,97
Z-18	0,0125	0,35	6,84	0,96	0,36	0,79	0,80	0,14	0,54	2.090,76	8,53	1.974,79	13,52	2.157,31	9,78	94,45
Z-27	0,0079	0,44	7,37	0,93	0,39	0,80	0,84	0,14	0,47	2.156,83	8,31	2.117,96	14,45	2.144,30	8,51	98,20

*grãos de zircão utilizados para o cálculo da idade do protólito, diagrama concórdia da Figura 11.

**Figura 11.** Diagramas geocronológicos para os dados isotópicos U-Pb em zircão do biotita gnaiss.

de uma zona de recristalização transgressiva (*transgressive recrystallized*), determinada pelas análises de imagem de catodoluminescência, representa estruturas secundárias, segundo Hoskin e Black (2000), o que explica a localização da idade fora da projeção da reta discórdia, e, portanto, não é necessariamente uma idade do protólito ígneo. Nesse caso, pode resultar em uma idade relativa a um evento metamórfico pretérito ou uma idade sem significado geológico.

A elaboração do diagrama concórdia com as análises de 12 zircões selecionados pelo baixo erro individual das idades, pela maior probabilidade linear e usando média ponderada resulta em coerência linear com MSWD = 1 e probabilidade de ajuste de 0,44 aceitável (Ludwig, 2012). Com essa seleção, há melhora significativa das idades do sistema concórdia a partir de uma idade com MSWD de 6,6 para 1,0, com erros de ± 20 para ± 13 Ma para o intercepto superior e erros de ± 140 para ± 85 Ma para o intercepto inferior. Assim, assume-se que a idade de 2229 ± 13 Ma obtida com os 12 zircões selecionados é mais significativa e precisa (Figura 11). Segundo Schoene (2014), erros individuais de desvio padrão ou de média ponderada podem facilitar o encontro de idades sem significado geológico, o que permite uma seleção de dados e indica a dispersão gerada por processos de perda de Pb. Hoskin e Black (2000) indicam que valores da razão Th/U $\geq 0,5$ estão relacionados a zircões ígneos e razões inferiores a 0,1 podem ser consideradas idades de recristalização de zircão metamórfico.

Ao usar esses dados pode-se relacionar a idade de intercepto inferior (614 ± 85 Ma) a uma idade próxima à do último evento tectono-termal relacionado ao evento Brasiliano. Essa interpretação condiz com a evolução da Faixa Brasília, em que o último evento tectono-termal situa-se entre 630 e 650 Ma (Giustina et al., 2009; Pimentel, 2016; Valeriano et al., 2004), porém com a ressalva de que essa idade não pode ser considerada absoluta pelo grande erro. O elevado erro na idade de intercepto inferior pode evidenciar a presença de no mínimo dois eventos tectono-termais que podem ter gerado a rotação da reta discórdia. Esse evento intermediário entre a cristalização e o último evento metamórfico pode ter ocorrido entre 2114 ± 11 e 2175 ± 14 Ma, marcado pela idade concórdia e pela idade Pb/Pb, respectivamente, ou estar relacionado às idades Pb/Pb mais jovens de 2006 ± 8 Ma.

Sendo assim, tem-se que a idade de 2229 ± 13 Ma (Figura 11) do intercepto superior é interpretada com a idade de cristalização do protólito ígneo dos gnaisses. A idade intermediária 2175 ± 14 Ma e as idades Pb/Pb podem estar relacionadas a um evento tectono-termal pretérito. A idade de 614 ± 85 Ma do intercepto inferior é interpretada como resultado do último evento metamórfico que afetou os gnaisses, temporalmente correlato ao Ciclo Brasiliano Pan-Africano.

DISCUSSÃO E CONSIDERAÇÕES SOBRE A EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

Como descrito anteriormente, na região de São Valério da Natividade ocorrem predominantemente dois complexos constituídos de gnaisses e migmatitos miloníticos ortoderivados. Os gnaisses possuem um bandamento marcado pela alternância de bandas quartzo-feldspáticas com bandas máficas, em que dominam essencialmente biotita, biotita + muscovita e muscovita. Os migmatitos, segundo a classificação de Sawyer e Brown (2008) e Sawyer (2008), são metatextitos constituídos de um paleossoma gnássico com leucossoma estromático *in situ* e de forma subordinada em *patch e net*. Os corpos estromáticos são considerados como leucossoma *in source* ou em veios leucocráticos em áreas dominadas por leucossomas de injeção. Em contraste com os gnaisses do Bloco CN, os gnaisses do Maciço de Goiás contêm lentes de xistos pelíticos e gnaisses psamíticos. Costa (1985) assume que sequências supracrustais ocorrem como unidades tabulares ou lenticulares intercaladas e/ou embutidas em gnaisses tonalíticos de ortoderivação. Cruz et al. (2003) reconhecem a presença de xenólitos de sequências supracrustais em complexos granito-gnássicos. Frasca et al. (2010), em trabalho sobre o Complexo Almas-Cavalcante, identificam relictos de rochas metavulcanossedimentares do Grupo Riachão do Ouro na forma de megalentes isoladas hospedadas por ortognaisses. Abdallah e Meneghini (2017) descrevem lentes de xistos, quartzitos e anfibólitos nas cercanias de São Valério da Natividade e associados a granitoides paleoproterozoicos do Complexo Almas-Cavalcante. A intrínseca associação de xistos pelíticos (ou rochas supracrustais) espacialmente envoltos por ortognaisses favorece a interpretação de lentes, xenólitos ou relictos mais antigos hospedados por corpos intrusivos metamorfisados (ortognaisses). Dessa forma, interpretam-se as lentes de xistos pelíticos e gnaisses psamíticos identificados na área de estudo como megaxenólitos hospedados pelos ortognaisses. O *trend* estrutural da área estudada é de direção NE e marcado pela orientação do bandamento gnássico do paleossoma dos migmatitos, bandamento dos gnaisses e xistosidades que apontam para direções variando de N20°–70°E, com mergulhos de 25 a 84° para SE ou 70 a 82° para NW. Os porfiroblastos de estauroлита registram uma foliação interna (S_1) cuja crenulação marca uma foliação S_2 , sem continuidade com a xistosidade da rocha. Dessa forma, a xistosidade e o bandamento dos gnaisses e do paleossoma do migmatito marcam uma foliação S_3 , paralela com o *trend* da área e aproximadamente paralelo ao *trend* da ZCRM.

A associação mineralógica dos gnaisses ortoderivados não permite significativas considerações sobre as condições de pressão e temperatura nas quais o metamorfismo se desenvolveu. Porém, podemos tecer algumas considerações com algumas feições microestruturais, apesar da

complexa relação entre as microestruturas e as condições de pressão, temperatura e deformação. Segundo Passchier e Trouw (2005), a presença de extinção tabuleiro de xadrez (*chessboard*) em quartzo é resultado de deformação sob condições de alto grau metamórfico. Essa feição, além da dominância de bordas de grão lobado com recristalização por GBM e da ampla presença de *pinning*, aponta para temperaturas entre 500 e 700°C. A presença de mirmerquita e textura núcleo-manto de recristalização são características de metamorfismo de alta temperatura e em ambientes deformacionais de alta a média temperatura onde a recristalização ocorre por SGR e *bulging recrystallisation* (BLG). Porém, *simplectitas* e *mirmequitas* relacionadas à tensão geralmente são orientadas e formam-se em zona de menor tensão no cristal, o que não se observa na Figura 4D, em que há reação entre feldspato pseudomórfico e plagioclásio gerando inclusões vermiformes de quartzo. Essa feição é tratada por Hasalová et al. (2008) como resultado de reação sob presença de fundido em migmatitos. A presença de muscovita que se forma em reação associada à deformação em zonas de cisalhamento é perceptível em muitas porções miloníticas e aponta para a formação de muscovita de carácter secundário, resultado da recristalização de biotita. Esse processo é registrado pela textura de reação entre muscovita e biotita aliada à formação de uma fase residual de minerais opacos.

Nesse contexto, as microtexturas de deformação e formação de fundido apontam para um pico metamórfico em fácies anfibolito superior e fases retrometamórficas em fácies anfibolito inferior e xisto verde. As feições que marcam a fácies anfibolito consistem inicialmente do bandamento gnáissico no paleossoma (M_1) e de subsequente formação de fundido e geração de neossoma em migmatitos (M_2). A segunda é evidenciada pela geração de produtos de cristalização de fundido em junção triplíce, textura de colar de pérolas e formação de mirmequita. Os migmatitos se formam em temperaturas compatíveis com a fácies anfibolito superior (alto grau metamórfico) ou mais elevada, especialmente associados a reações de desidratação como a da muscovita ($\text{muscovita} + \text{quartzo} \rightarrow \text{K-feldspato} + \text{sillimanita} + \text{H}_2\text{O}$). Os produtos dessa reação podem ser observados no sillimanita-muscovita gnaïsse, evidenciando as condições do pico metamórfico.

As feições de deformação de plagioclásio, como maclas dobradas e microfraturadas, formam-se entre 400 e 500°C e indicam uma fase de deformação no limite rúptil/dúctil compatível com a transição da fácies xisto verde para anfibolito sob tensão dirigida. Essas condições podem estar marcando um evento retrometamórfico M_3 . A reação entre epidoto e alanita ou epidoto e plagioclásio, observada nos ortognaïsses, pode também ser resultado de um evento retrometamórfico de fácies xisto verde inferior ou de um evento hidrotermal posterior.

A associação mineralógica dos xistos pelíticos (estauroлита-granada-muscovita xistos e gedrita-granada-biotita xistos) e do muscovita-biotita-silimanita gnaïsse fornece informações adicionais sobre as fases metamórficas. As texturas observadas indicam que estauroлита e granada ocorrem em equilíbrio nos xistos e comprovam que o metamorfismo atingiu a fácies anfibolito sob condições de média P/T relacionadas a metamorfismo do tipo Barroviano. Adicionalmente, a presença de silimanita no gnaïsse atesta condições metamórficas compatíveis com a fácies anfibolito superior.

O gedrita-granada-biotita xisto apresenta uma associação mineralógica com cianita e estauroлита que corrobora com a hipótese de um metamorfismo de média P/T de médio grau metamórfico. Os porfiroblastos de estauroлита do gedrita-granada-biotita xisto apresentam coroas de reação formando cordierita. Textura semelhante também é encontrada na região de Springton, na Austrália (Arnold e Sandiford, 1990), em associação com a ocorrência de ortoanfibólio e com a ocorrência tardia de clorita. Essa associação pode ser resultado de consumo de biotita + estauroлита na formação de cordierita + ortoanfibólio em condições de pressão relativamente mais baixas, marcando uma trajetória metamórfica de sentido horário. A associação clorita + mica branca corrobora a atuação de uma fase retrometamórfica em fácies xisto verde.

O aparecimento de sillimanita em associação com muscovita em rochas quartzo-feldspáticas (gnaïsses) está relacionado à primeira isógrada da sillimanita ($\text{And} \rightarrow \text{Sil}$ ou $\text{Ky} \rightarrow \text{Sil}$), na qual a sillimanita pode crescer como massas fibrosas em substituição à muscovita ou à biotita (Sen, 2014). A presença de sillimanita em reação com biotita, feldspato e quartzo geralmente é creditada a condições de alta temperatura ($> 630^\circ\text{C}$), compatível com a fácies anfibolito superior. As condições metamórficas que geram a associação granada + biotita + cianita (ou sillimanita) são compatíveis com os estágios iniciais de geração de *melt* em migmatitos na presença de H_2O . Além disso, o elevado conteúdo de quartzo nos gnaïsses pode inibir a formação de estauroлита, e a presença de biotita metaestável sugere proximidade com seu campo de estabilidade de aproximadamente 800°C (Bucher e Grapes, 2011). Entretanto, segundo Vernon (1987), as concentrações de sillimanita são devidas, em grande parte, à capacidade de agregados de fibrolita sofrer forte deformação não coaxial por deslizamento de borda de grão, enquanto outros minerais são instáveis nessas zonas e se concentram em zonas interfoliares de menor tensão. Formação e concentração de sillimanita foliar podem ser assistidas por fluxo de fluido e lixiviação de cátion-bases locais, por meio do qual os minerais instáveis são dissolvidos e removidos em zonas de alta tensão não coaxial. Musumeci (2002) relata o desenvolvimento da sillimanita como resultado da ação de deformação heterogênea e pressão de fluido que permitem a substituição de feldspato e biotita magmáticos, bem como a remoção de álcalis e sílica por meio de solução incongruente. Esse processo contribui

para a nucleação e o crescimento de sillimanita em zonas de cisalhamento sob condições de fácies anfíbolito. A ocorrência de uma fase fluida sin-deformacional aumenta o desenvolvimento das reações de substituição, pois permite a dissolução de minerais reagentes, lixiviação e precipitação de minerais em zonas de dilatação. Contudo, Sen (2014) considera que o crescimento de sillimanita como massas fibrosas na muscovita ou na biotita em substituição ocorre na primeira isógrada da sillimanita ($And > Sil$ ou $Ky > Sil$).

Os dados geoquímicos indicam que os gnaisses são ortoderivados, com afinidade calcioalcalina médio-K e relacionados a ambiente de arco magmático. Algumas características geoquímicas sugerem relação com associações TTG.

A idade de 2229 ± 13 Ma obtida, neste trabalho, para um biotita gnaiss do Bloco Crustal CN é interpretada como a idade do protólito ígneo. Esse resultado difere das idades entre 2,19 e 2,07 Ga (Cordeiro et al., 2014) e da idade de 2143 ± 11 Ma (Fuck et al., 2014) para a Suíte Pau de Mel. Tão pouco se aproxima da idade 2172 ± 16 Ma da Suíte Arumina (Praxedes, 2015) de caráter peraluminoso sin-colisional, relacionada ao Domínio Cavalcante-Arrais. Idades de cristalização aproximadas são encontradas entre as unidades do Domínio Almas-Conceição do Tocantins, seja na Suíte Almas-Dianópolis, com idades entre 2,2 e 2,3 Ga, (Cruz, 2001; Cruz et al., 2003), ou na Suíte Peraluminosa Ribeirão das Areias, com idade U-Pb de 2265 ± 10 Ma (Abdallah e Rodrigues, 2014). Por fim, a Suíte Manoel Alves, com idade de 2201 ± 7 Ma (Sousa, 2015), aproxima-se mais da idade do Biotita Gnaiss, e idades 2177 ± 13 são atribuídas ao pegmatitos da Suíte Xobó, o que coincide com as idades Pb-Pb e pode estar relacionado à formação do neossoma (a composição mineralógica da Suíte Xobó é muito próxima do leucossoma de injeção) e com pico metamórfico da região, contudo dados diretos do metamorfismo são necessários e essa afirmação parte apenas de uma interpretação de dados coincidentes. Esta apresenta mais afinidade com o possível protólito do biotita gnaiss. Já a idade de intercepto inferior 614 ± 85 Ma condiz com a evolução neoproterozoica da Faixa Brasília (Pimentel et al., 2000a; Fuck et al., 2014).

CONCLUSÕES

A região de São Valério da Natividade é constituída predominantemente de complexos formados de gnaisses e migmatitos miloníticos de afinidade calcioalcalina e características de suítes TTG paleoproterozoicas, relacionados à Suíte Manoel Alves, além de rochas supracrustais associadas, com evolução para ambiente sin-colisional. Os gnaisses e os metassedimentos registram no mínimo duas fases metamórficas em fácies anfíbolito com forte influência de zonas de cisalhamento e uma fase em xisto verde em retrometamorfismo ou hidrotermal tardia. Contudo, dados de química

mineral por microsonda eletrônica serão essenciais para a aplicação de métodos geotermobarométricos que permitam melhor determinação das condições de pressão e temperatura do metamorfismo na região de São Valério da Natividade.

A Suíte Manoel Alves, pertencente ao Bloco CN, apresenta idade de 2229 ± 13 Ma, interpretada como a idade do protólito ígneo. Idades de aproximadamente 2100 Ma ou inferior podem apontar para a idade de metamorfismo. Por outro lado, a idade de intercepto inferior no diagrama concórdia indicou valor de 614 ± 85 Ma, que pode indicar um segundo evento metamórfico no Neoproterozoico, e está relacionada ao último evento tectono-termal da Faixa Brasília Setentrional, o que encerra o histórico registrado pelo geocronômetro na Suíte Manoel Alves.

Por fim, a constatação de que os *trends* estruturais em ambos os lados da ZCRM são paralelos, aliados à idade do intercepto inferior do diagrama concórdia (614 ± 85 Ma), sugerem que o evento metamórfico neoproterozoico relacionado ao Ciclo Brasileiro Pan-Africano na Faixa Brasília foi o responsável pela geração dos gnaisses, migmatitos e xistos da região de São Valério da Natividade, tanto do Maciço de Goiás como do Bloco CN.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT) e à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Mato Grosso (Fapemat), o apoio ao projeto “Minerais não Metálicos da região Amazônica: Caracterização e Gênese”, edital nº 009/2009 – PRONEX, processo nº 8434612009; e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), a concessão da bolsa de Mestrado do primeiro autor. Os autores também agradecem aos dois revisores anônimos, que contribuíram substancialmente para o aperfeiçoamento do manuscrito.

REFERÊNCIAS

- Abdallah, S., Meneghini, P. F. V. B. (2017). *Geologia e Recursos Minerais da Folha Arraias – SD.23-V-A*. Escala 1:250.000. Goiânia: CPRM, 212 p.
- Abdallah, S., Morais, L. L., Sander, A. (2013). *Folha SD. 23-V-A Arraias - Carta geológica*. Escala 1:250.000. Goiânia: Serviço Geológico do Brasil/CPRM.
- Abdallah, S., Rodrigues, J. B. (2014). Geocronologia da granitogênese de arco magmático paleoproterozoico na folha arraias. *XLVII Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 1, 1122. Salvador: SBG.

- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. (1981). Brazilian Structural Provinces: An Introduction. *Earth-Science Reviews*, 17(1-2), 1-29. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9)
- Alvarenga, C. J. S., Botelho, N. F., Dardenne, M. A., Lima, O. N. B., Machado, M. A. (2007). *Folha Cavalcante SD.23-V-C-V, escala 1:100.000: nota explicativa integrada com Monte Alegre de Goiás e Nova Roma*. Goiás: UNB/CPRM.
- Arnold, J., Sandiford, M. (1990). Petrogenesis of cordierite-orthoamphibole assemblages from the Springton region, South Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 106(1), 100-109. <https://doi.org/10.1007/BF00306411>
- Arthaud, M. M. (1985). Projeto Conceição do Norte. Metais de Goiás. Relatório Interno. 32 p. In: Alvarez, M. C. Á. (2006). *Mineralizações de ouro no terreno Almas-Dianópolis-TO: guias de exploração mineral*. Dissertação (Mestrado). Brasília: Instituto de Geociências – Universidade de Brasília.
- Barker, F., Arth, J. G. (1976). Generation of trondhjemite-tonalite liquids and Archaean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, 4(10), 596-600. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1976\)4<596:GOTLAA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1976)4<596:GOTLAA>2.0.CO;2)
- Botelho, N. F., Alvarenga, C. J. S., Meneses, P. R., D'el-Rey Silva, L. J. H. (1999). Suite Auru-mina: Uma suíte de granitos paleoproterozóicos, peraluminosos e sin-tectônicos na Faixa Brasília. *VII Simpósio de Geologia do Centro Oeste*, v. 1, p. 17. Brasília: SBG.
- Botelho, N. F., Fuck, R. A., Dantas, E. L., Laux, J. H., Junges, S. L. (2006). The Paleoproterozoic peraluminous Aurumina granite suite, Goiás and Tocantins, Brazil: geological, whole rock geochemistry and U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. In: F. F. Alkmin, C. M. Noce (Eds.), *The Paleoproterozoic record of the São Francisco Craton - Field Guide and Abstracts* (1, 92-93). Ouro Preto: IUGS/UNESCO.
- Borges, M. S. (1993). *Tectono-estrutural da região de Dianópolis-Almas, SE do estado do Tocantins*. Tese (Doutorado). Belém: Instituto de Geociências – Universidade Federal do Pará.
- Boynnton, W. V. (1984). Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry* (2, 63-114). Amsterdã: Elsevier.
- Bucher, K., Grapes, R. (2011). *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Berlim: Springer. 428 p.
- Bühn, B., Pimentel, M. M., Matteini, M., Dantas, E. L. (2009). High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81(1), 99-114. <http://dx.doi.org/10.1590/S0001-37652009000100011>
- Campos, J. E. G., Dantas, E. L., Roig, H. L., Botelho, N. F., Almeida, T., Souza, V. S., Borges, W. R. (2010). *Mapa Geológico de Paranã-São Salvador, Tocantins*. Brasília: Universidade de Brasília.
- Chappell, B. W., White, A. J. R. (2001). Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4), 489-499. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>
- Condie, K. (2005). TTGs and adakites: are they both slab melts? *Lithos*, 80(1-4), 33-44. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.11.001>
- Corfu, F., Hanchar, M., Hoskin, P. W. O., Kinny, P. (2003). Atlas of zircon textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(1), 469-500. <https://doi.org/10.2113/0530469>
- Cordeiro, P. F. O. (2014). *Compartimentação Geológica e Geocronológica dos Terrenos do Embasamento Norte da Faixa Brasília*. Tese (Doutorado). Brasília: Instituto de Geociência – Universidade de Brasília.
- Cordeiro, P. F. O., Oliveira, C. G., Giustina, M. E. S. D., Dantas, E. L., Santos, R. V. (2014). The Paleoproterozoic Campinorte Arc: Tectonic evolution of a Central Brazil pre-Columbia orogeny. *Precambrian Research*, 251, 49-61. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.06.002>
- Costa, J. B. S. (1985). *Aspectos litoestruturais e evolução crustal da região centro-norte de Goiás*. Tese (Doutorado). Belém: Instituto de Geociências – Universidade Federal do Pará.
- Cruz, E. L. C. C. (2001). *A gênese e o contexto tectônico da mina Córrego Paiol: um depósito de ouro hospedado em anfibólito do embasamento da Faixa de Dobramentos Brasília*. Tese (Doutorado). Brasília: Instituto de Geociência – Universidade de Brasília.
- Cruz, E. L. C. C., Kuyumjian, R. M. (1998). The geology and tectonic evolution of the Tocantins granite-greenstone terrane: Almas-Dianópolis region, Tocantins State, central Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(2), 173-182.
- Cruz, E. L. C. C., Kuyumjian, R. M., Boaventura, G. R. (2003). Low-K calc-alkaline granitic series of southeastern Tocantins State: Chemical evidence for two sources for the granite-gneissic complexes in the Paleoproterozoic Almas-Dianópolis Terrane. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(2), 125-136.

- Dardenne, M. A. (2000). The Brazilia Fold Belt. In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomas Filho, D. A. Campos (Eds.), *Tectonic evolution of South America* (231-236). Rio de Janeiro: SBG.
- Delgado, I. M., Souza, J. D., Silva, L. C., Silveira Filho, N. C., Santos, R. A., Pedreira, A. J., Guimarães, J. T., Angelim, L. A. A., Vasconcelos, A. M., Gomes, I. P., Lacerda Filho, J. V., Valente, C. R., Perrotta, M. M., Heineck, C. A. (2003). Província Tocantins. In: L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti, J. H. Gonçalves (Eds.), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil* (1, 281-292). Brasília: CPRM.
- Drago, V. A., Pinto, A. C., Montalvão, R. M. G., Santos, R. O. B., Simões, M. A., Oliveira, F. C., Bezerra, P. E. L., Prado, P., Fernandes, C. A. C., Tassinari, C. C. G. (1981). Geologia. In: Projeto RadamBrasil. *Levantamento dos recursos naturais - Folha SD. 22. Goiás* (25, 27-300). Rio de Janeiro: MME-SG.
- Fonseca, M. A., Dardenne, M. A., Uhlein, A. (1995). Faixa Brasília setor setentrional: estilos estruturais e arcabouço tectônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4), 267-278.
- Frasca, A. A. S., Lima, H. A. F., Moraes, L. L., Ribeiro, P. S. E. (2010). *Geologia e Recursos Minerais da Folha Gurupi (SC.22-Z-D)*. Escala 1:250.000. Goiânia: CPRM.
- Frost, B. R., Barnes, G. C., Collins, J. W., Arculus, R. J., Ellis, J. D., Frost, C. D. (2001). A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 42(11), 2033-2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
- Fuck, R. A., Dantas, E. L., Pimentel, M. M., Botelho, N. F., Armstrong, R., Laux, J. H., Junges, S. L., Soares, J. E., Praxedes, I. F. (2014). Paleoproterozoic crust-formation and reworking events in the Tocantins Province, central Brazil: a contribution for Atlantica supercontinent reconstruction. *Precambrian Research*, 244, 53-74. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.12.003>
- Fuck, R. A., Pimentel, M. M., D'Rey Silva, L. J. H. (1994). Compartimentação tectônica da porção oriental da Província Tocantins. *XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia*, 1, 215-216. Florianópolis: SBG.
- Geraldes, M. C. (2010). *Introdução à geocronologia*. São Paulo: SBG.
- Giustina, M. E. S. D., Oliveira, C. G., Pimentel, M. M., Melo, L. V., Fuck, R. A., Dantas, E. L., Buhn, B. (2009). U-Pb and Sm-Nd constraints on the nature of the Campinorte Sequence and related Paleoproterozoic juvenile orthogneisses, Tocantins Province, Central Brazil. *Geological Society London Special Publications*, 323(1), 255-269. <https://doi.org/10.1144/SP323.12>
- Gorayeb, P. S. S. (1996). *Petrologia e evolução crustal das rochas de alto grau de Porto Nacional - TO*. Tese (Doutorado). Belém: Instituto de Geociências – Universidade Federal do Pará.
- Gorayeb, P. S. S., Costa, J. B. S., Lemos, R. L., Gama Jr. T., Bemerguy, R. L., Hasui, Y. (1988). O Pré-Cambriano da região de Natividade, GO. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(4), 391-397.
- Harker, A. (1909). *The Natural History of Igneous Rocks*. Londres: Methuen, 384p.
- Hasalová, P., Schulmann, K., Lexa, O., Štípská, P., Hroudá, F., Ulrich, S., Haloda, J., Týcová, P. (2008). Origin of migmatites by deformation-enhanced melt infiltration of orthogneiss: a new model based on quantitative microstructural analysis. *Journal of Metamorphic Geology*, 26(1), 29-53. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2007.00743.x>
- Hasui, Y., Haralyi, N. L. E. (1986). A megaestruturação de Goiás. *II Simpósio de Geologia do Centro Oeste*, 120-144, Goiânia: SBG.
- Hoskin, P. W. O., Black, L. P. (2000). Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, 18(4), 423-439. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2000.00266.x>
- Irvine, T., Baragar, W. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5), 523-548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, M., Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sørensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R., Zanettin, B. (1989). *A Classification of Igneous Rocks and a Glossary of Terms*. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 193 p.
- Ludwig, K. R. (2012). *User's Manual for Isoplot 3.75: a geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley: Berkeley Geochronology Center Special Publications.
- Marques, G. C. (2009). *Geologia dos grupos Arai e Serra da Mesa e seu embasamento no sul do Tocantins*. Dissertação (Mestrado). Brasília: Instituto de Geociência – Universidade de Brasília.

- Martin, H. (1994). The Archaean grey gneisses and the genesis of the continental crust. In: K. C. Condie. (Ed), *The Archaean. Crustal Evolution* (11, 205-259). Amsterdã: Elsevier.
- Martin, H. (1999). Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46(3), 411-429. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00076-0](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00076-0)
- McLennan, S. M., Taylor, S. R. (2012). Geology, geochemistry and natural abundances of the rare earth elements. In: D. A. Atwood (Ed.), *The Rare Earth Elements: Fundamentals and Applications* (1, 1-19). Chichester: John Wiley & Sons.
- Moyen, J. (2011). The composite Archaean grey gneisses: Petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth. *Lithos*, 123(1-4), 21-36. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.09.015>
- Moyen, J., Martin, H. (2012). Forty years of TTG research. *Lithos*, 148, 312-336. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.06.010>
- Musumeci, G. (2002). Sillimanite-bearing shear zones in syntectonic leucogranite: Fluid-assisted brittle-ductile deformation under amphibolite facies conditions. *Journal of Structural Geology*, 24(9), 1491-1505. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(01\)00153-5](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00153-5)
- O'Connor, J. T. (1965). A classification of quartz rich igneous rock based on feldspar ratios. *Geological Survey Professional Paper* (525, 79-84). Washington, D.C.: United States Geological Survey.
- Oliveira, C. G., Vidotti, R. M., Dantas, E. L., Souza, V. S., Chemale, F. J. (2012). *Projeto Natividade: Relatório de Graduação do Curso de Geologia da Universidade de Brasília*, Brasil (não publicado).
- Padilha, J. L. (1984). Prospecção de ouro na região nordeste de Goiás-Projeto Pindorama-Docegeo. *I Encontro Regional do Ouro de Goiás*, 78-95. Goiânia: SBG.
- Passchier, C., Trouw, R. (2005). *Microtectonics*. Berlin: Springer, 366 p. <https://doi.org/10.1007/3-540-29359-0>
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4), 956-983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Peccerillo, A., Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1), 63-81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Pimentel, M. M. (2016). The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. *Brazilian Journal of Geology*, 46(supl. 1), 67-82. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620150004>
- Pimentel, M. M., Fuck, R. A., Jost, H. (2000a). Geology of the central part of the Tocantins Province: Implications for the geodynamic history of the Brasília belt. In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho, D. A. Campos (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: SBG.
- Pimentel, M. M., Fuck, R. A., Jost, H., Ferreira Filho, C. F., Araujo, S. M. (2000b). The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomas Filho, D. A. Campos (Eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: SBG.
- Pimentel, M. M., Jost, H., Fuck, R. A. (2004). O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In: V. Mantesso Neto, A. Bartorelli, C. Dal R. Carneiro, B. B. Neves (Eds.), *Geologia do Continente Sul Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, 356-368. São Paulo: Beca.
- Praxedes, I. F. (2015). *Lineamento transbrasiliano, contribuição aerogeofísica, tectônica e geocronológica no setor nordeste da faixa Brasília*. Dissertação (Mestrado). Brasília: Instituto de Geociência – Universidade de Brasília.
- Rickwood, P. C. (1989). Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements: *Lithos*, 22(4), 247-263. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(89\)90028-5](https://doi.org/10.1016/0024-4937(89)90028-5)
- Sawyer, E. W. (2008). *Atlas of migmatites*. Ottawa: NRC Research Press, The Canadian Mineralogist, Special Publication, 371 p.
- Sawyer, E. W., Brown, M. (2008). *Working with Migmatites*. Canadá: Mineralogical Association of Canada, 158 p.
- Schoene, B. (2014). U-Th-Pb Geochronology. In: H. D. Holland, K. K. Turekian (Eds.), *Treatise on Geochemistry* (2, 341-378). Oxford: Elsevier.
- Sen, G. (2014). *Petrology, Principles and Practice*. Berlin: Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-38800-2>
- Sousa, I. M. C. (2015). *Geologia, Geocronologia e Geoquímica do Embasamento Granítico Paleoproterozóico em Natividade, Faixa Brasília Norte*. Dissertação (Mestrado). Brasília: Instituto de Geociência – Universidade de Brasília.

Sun, S. S., McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A. D. Saunders, M. J. Norry (Eds.), *Magma-tism in the ocean basins* (42, 313-345). Leicester: Geological Society of London (Special Publication). <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>

Thompson, R. N., Morrison, M. A., Hendry, G. L., Parry, S. J. (1984). An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 310(1514), 549-550. <https://doi.org/10.1098/rsta.1984.0008>

Uhlein, A., Fonseca, M. A., Seer, H. J., Dardenne, M. A. (2012). Tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília – setores Setentrional e Meridional. *Geonomos*, 20(2), 1-14. <https://doi.org/10.18285/geonomos.v2i20.243>

Valeriano, C. M., Machado, N., Simonetti, A., Valladares, C. S., Seer, H. J., Simões, L. S. A. (2004). U-Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. *Precambrian Research*, 130(1-4), 27-55. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2003.10.014>

Vernon, R. H. (1987). Growth and concentration of fibrous sillimanite related to heterogeneous deformation in K-feldspar-sillimanite metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 5(1), 51-68. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1987.tb00369.x>

Wintsch, R. P., Andrews, M. S. (1988). Deformation induced growth of sillimanite: “stress” minerals revisited. *Journal of Geology*, 96(2), 143-161. <https://doi.org/10.1086/629206>