

## **EVOLUÇÃO ESTRUTURAL DO DOMÍNIO INTERNO DA FAIXA BRASÍLIA MERIDIONAL NA REGIÃO DE ESTRELA DO SUL, MINAS GERAIS, BRASIL**

*STRUCTURAL EVOLUTION OF THE INTERNAL DOMAIN OF THE SOUTHERN BRASÍLIA BELT IN ESTRELA DO SUL, MINAS GERAIS, BRAZIL*

**Bruna Letícia SANTOS<sup>1</sup>, Luiz Sérgio Amarante SIMÕES<sup>2</sup>, Hildor José SEER<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Programa de Pós-graduação em Geociências e Meio Ambiente. Universidade Estadual Paulista – UNESP, Campus de Rio Claro e CEFET-MG/Campus Araxá. E-mail: brunasantos.geo@gmail.com.

<sup>2</sup>Universidade Estadual Paulista – UNESP, Campus de Rio Claro. Avenida 24-A, 1.515, Bela Vista – Rio Claro – SP. E-mail: lsimões@unesp.br

<sup>3</sup>Centro Federal de Educação Tecnológica de Minas Gerais, CEFET-MG, Unidade Araxá. Avenida Ministro Olavo Drummond, 25 - Amazonas, Araxá - MG, E-mail: hildorster@gmail.com

Introdução  
Geologia regional  
Métodos  
Resultados  
    Unidades litoestratigráficas  
    Compartimentos estruturais  
        Compartimento SW  
        Compartimento NE  
    Metamorfismo e microtectônica  
Discussões  
    Padrão estrutural  
    Microtectônica e metamorfismo  
    Ortognaise Goiandira  
Conclusões  
Agradecimentos  
Referências

**RESUMO** - Na região de Estrela do Sul – MG, o domínio interno da Faixa Brasília é formado pelas unidades Goiandira E e Goiandira W, Complexo Monte Carmelo e Grupo Araxá. Compreende dois compartimentos estruturais: SW e NE. O compartimento SW evidencia quatro fases deformacionais (D1, D2, D3, D4) e é caracterizado por uma foliação principal (S2) com alto ângulo de mergulho para SW, associada a uma lineação mineral N-S, com baixo caimento. A fase D3, responsável pelo desenvolvimento da foliação S3, de baixo mergulho, predominantemente para SE, associada a lineação mineral E-W com baixo ângulo de caimento, é responsável pela estruturação geral da área. O compartimento NE apresenta estruturas semelhantes às da fase D3 no compartimento SW, com uma foliação principal de baixo ângulo de mergulho associada a lineação mineral E-W de baixo caimento, entretanto, as estruturas de alto ângulo não foram identificadas nesse compartimento. Essas características evidenciam uma evolução tectônica conjunta dos domínios estruturais a partir da fase D3. Paragêneses minerais das rochas do Grupo Araxá e do Ortognaise Goiandira E evidenciam metamorfismo principal no compartimento SW associado à fase D2, de fácies anfibolito, zonas da estaurolita e da sillimanita.

**Palavras-chave:** Evolução estrutural. Faixa Brasília Meridional. Grupo Araxá. Complexo Monte Carmelo. Ortognaise Goiandira.

**ABSTRACT** - The internal domain of the southern Brasília Belt, in the Estrela do Sul region comprises Eastern Goiandira, Western Goiandira units, Monte Carmelo complex and Araxá Group. The region encompasses two structural domains with distinct evolution stages: Southwest (SW) Domain and Northeast (NE) Domain. The SW Domain is characterized by four tectonic phases (D1, D2, D3 and D4). High angle foliation (S2) dipping to SW associated with a sub-horizontal N-S mineral lineation (L2) characterize the phase (D2). D3 phase is responsible for the regional structural framework. Besides that the developing of a low-angle foliation (S3), dipping to south, associated to E-W mineral lineation (L3) it is also associated with the D3 phase. The NE domain shows similarity with D3 structures of the SW Domain presenting low-angle foliation associated with E-W trending low-plunging mineral lineation. However, high-angle foliation similar to S2 in SW domain, were not found in NE domain. These features imply that the juxtaposition of the SE and NE domains occurred during the D3 phase. In the SW domain, the Araxá Group and Goiandira orthogneiss exhibit metamorphic parageneses of amphibolite facies. This metamorphic parageneses are associated with D2 phase and two metamorphic zones were identified: staurolite and sillimanite.

**Keywords:** Structural Evolution. Southern Brasília Belt. Araxá Group. Monte Carmelo Complex. Goiandira Orthogneisses.

### **INTRODUÇÃO**

A Faixa Brasília é um cinturão orogênico neoproterozoico cujas unidades litológicas e seu conjunto de estruturas servem de evidência para desvendar parte da história de construção do supercontinente Gondwana. Diversos trabalhos

(Fuck et al., 1994; 2014; Simões, 1995, 2005; Simões & Navarro, 1996; Seer, 1999; Seer & Dardenne, 2000; Dardenne, 2000; Valeriano et al., 2004; 2008; Silva et al., 2006, 2012; Ulhein et al., 2012, Navarro et al., 2011, 2013; Pimentel

et al., 2001, 2011; Pimentel, 2016) foram realizados na tentativa de identificar os ambientes tectônicos, recompor o arranjo original, pré-orogênia, e reconstituir as movimentações das massas paleocontinentais que formaram esse orógeno.

Trabalhos de mapeamento geológico de detalhe (1:25.000 e 1:50.000) permitem identificar regiões cujas características se destacam daquelas descritas como “padrão” e possibilitam novas interpretações acerca do desenvolvimento e evolução dos terrenos. Grande parte das pesquisas envolvendo mapeamento na Faixa Brasília Meridional foram desenvolvidas no Domínio Externo. Já no Domínio Interno, que é

constituído predominantemente por xistos e gnaisses, os guias estratigráficos são difíceis de serem mapeados por apresentarem baixo contraste no processo de erosão diferencial e, por isso, a cartografia geológica de detalhe se mostra ainda mais importante.

Este trabalho tem por objetivo apresentar os resultados obtidos no mapeamento geológico de uma área inserida no Domínio Interno, situada entre as cidades de Estrela do Sul e Monte Carmelo, oeste de Minas Gerais, discutir a evolução estrutural dessa região e relacioná-la ao contexto regional descrito em trabalhos anteriores.

## CONTEXTO REGIONAL

O Orógeno Brasília (Marini et al., 1984; Fuck et al., 1994; Dardenne, 2000) pertence à Província Tocantins (Almeida et al., 1981) e é dividido em quatro grandes domínios (Fuck et al., 1994) baseados nas especificidades tectônicas, litológicas e estruturais de cada um: (1) Maciço de Goiás; (2) Arco Magmático de Goiás; (3) Zona Externa; (4) Zona Interna. Para estes dois últimos, mais recentemente, tem sido utilizada a denominação Domínio Interno e Domínio Externo (Valeriano et al., 2004; Valeriano, 2017; Ulhein et al., 2012), adotada no presente trabalho.

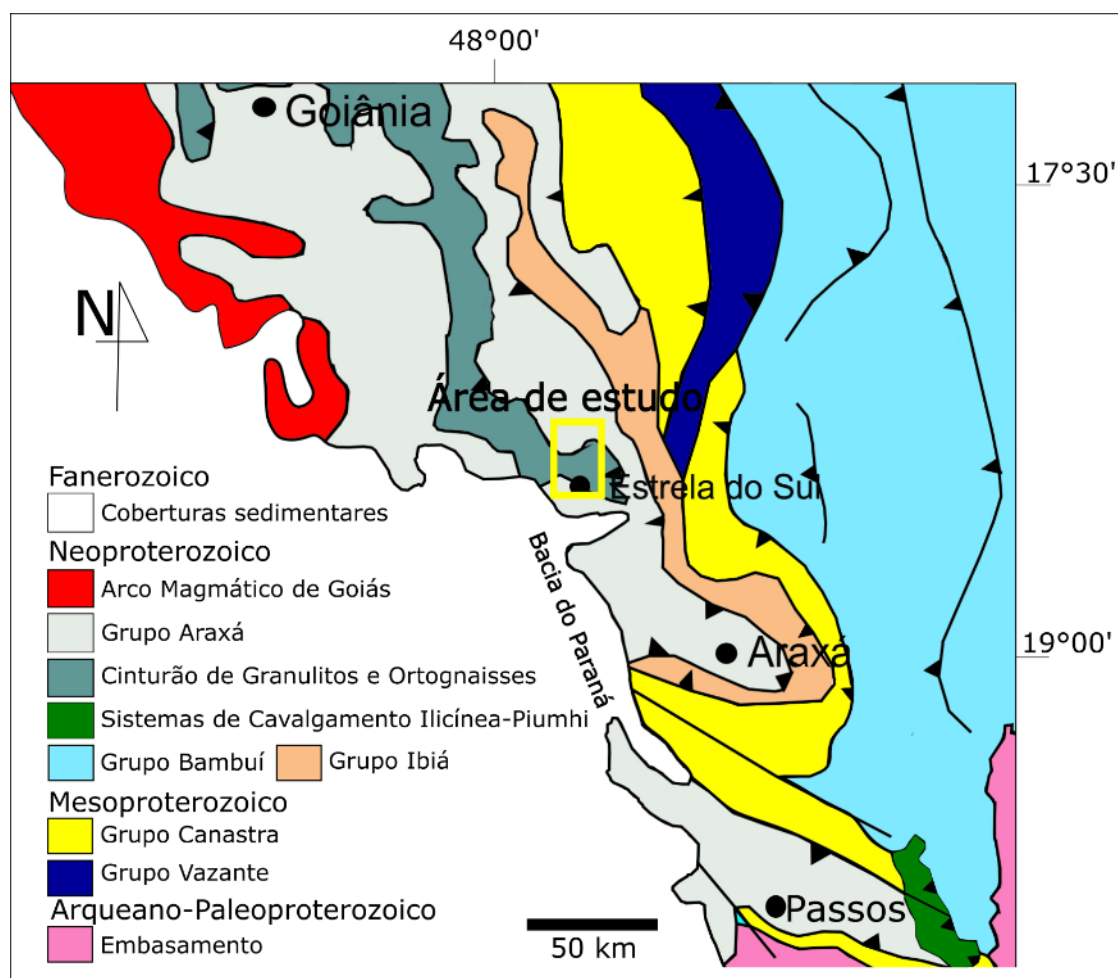
Apesar da compartimentação proposta por Fuck et al. (1994) ser aceita para toda a extensão do orógeno, a evolução deste é complexa e diacrônica e nem todas as unidades litoestratigráficas exibem correspondentes em toda a sua extensão (Pimentel et al., 2011). Em parte, porque a porção meridional do orógeno é resultado da interação entre os crátons São Francisco e Paranapanema, enquanto a porção setentrional resulta da colisão entre os crátons Amazônico e São Francisco (Ulhein et al., 2012).

Na porção sul da Faixa Brasília Meridional, o domínio interno é formado por um sistema de nappes vergentes para ESE (Valeriano, 1993; Simões, 1995; Seer, 1999; Valeriano et al., 2004) constituídas por espessas sequências metassedimentares, metavulcânicas, incluindo mélanges ofiolíticas (Brod et al., 1992; Strieder & Nilson, 1992; Seer et al., 2001) e intrusivas graníticas (Seer, 1999; Seer & Dardenne, 2000; Seer et al., 2005; Klein, 2008; Seer & Moraes, 2013). Entre as cidades de Goiânia-GO e Araxá-MG ocorrem rochas associadas ao Grupo Araxá e ao cinturão de Granulitos e Ortognaisses Anápolis-Itaçu (Fuck et al., 1994; Figura 1).

O Grupo Araxá é constituído predomi-

nantemente por micaxistos associados a anfíbolitos e metaultramáficas. Estudos de proveniência, por meio de geoquímica isotópica (Sm-Nd, U-Pb e Lu-Hf), realizados nas últimas décadas convergem para uma interpretação de que o Grupo Araxá, bem como grande parte do Domínio Interno, representa diferentes unidades litotectônicas, com aportes sedimentares variados, ambientes e/ou evoluções tectônicas distintas, amalgamados durante a orogênese Brasileira (Brod et al. 1992; Strieder & Nilson, 1992; Valeriano, 1993; Valeriano & Simões, 1997; Seer, 1999; Seer et al., 2001; Pimentel et al., 2001; 2011; Piuzana et al., 2003; Silva et al., 2006; Navarro & Zanardo, 2005; Navarro et al., 2013; Klein, 2008; Pimentel, 2016; Falci et al., 2018, Silva et al., 2020).

Diversos corpos de rochas graníticas ocorrem intrudindo os metassedimentos do Grupo Araxá (Seer, 1999; Seer & Dardenne, 2000; Seer et al., 2001; Valeriano et al., 2004; Seer et al., 2005; Seer & Moraes, 2013; Chaves & Dias, 2017). Nas proximidades da área de estudo, destacam-se o Complexo Monte Carmelo (CMC) representado por ortognaisses tonalíticos a granodioríticos, com porções sienograníticas e monzograníticas, associados a anfíbolitos. A unidade tem caráter de ambiente colisional a ambiente de arco vulcânico. Datações U-Pb em cristais de zircão indicam idade de cristalização em torno de 790 Ma (Seer & Moraes, 2013). Segundo os autores, a unidade de Granitos Estrela do Sul, de composição sienogranítica com fácies de álcali-granito e monzogranito, está associado a ambientes colisionais a pós-colisionais. Datações U-Pb em cristais de zircão indicam idade de cristalização em  $632 \pm 3,2$  Ma (Seer & Moraes, 2013).



**Figura 1** - Mapa geológico simplificado da Faixa Brasília Meridional entre as cidades de Goiânia (GO) e Passos (MG), com as principais unidades litoestratigráficas e localização aproximada da área de estudo (modificado de Valeriano et al., 2004).

O Cinturão de Granulitos e Ortognaisses é formado por três conjuntos de rochas que ocorrem tectonicamente intercalados ao Grupo Araxá, denominados (de leste para oeste) de Ortognaisse Ipameri, Ortognaisse Goiandira e Ortognaisse Nova Aurora (Lacerda Filho et al., 2004; Klein, 2008). O Ortognaisse Goiandira compreende protólitos monzodioritos, tonalitos, granodioritos e monzogranitos, com idade de cristalização U-Pb em zircão de 640 Ma (Klein, 2008).

O domínio do Ortognaisse Ipameri é representado por rochas tonalíticas e monzograníticas, com padrões geoquímicos similares aos gnaisses do Domínio Nova Aurora. Análises U-Pb em cristais de zircão resultaram idade de cristalização em torno de 790 Ma (Klein, 2008). O Ortognaisse Nova Aurora é formado por granodioritos e monzogranitos, datados pelo método U-Pb em zircão, com idades de cristalização entre 1,22 e 1,26 Ga (Klein, 2008).

A Faixa Brasília Meridional é caracterizada por apresentar um aumento contínuo, mas não progressivo do grau metamórfico e da intensidade da deformação da área cratônica (E) em direção à

área mais interna da faixa (W) (Fuck & Marini, 1981; Simões & Valeriano, 1990; Valeriano, 1992; Valeriano et al., 2004). O metamorfismo varia desde a fácies xisto verde até anfíbolito (Simões, 1995; Seer, 1999; Seer et al., 2001; Silva et al., 2006; Klein, 2008; Navarro et al., 2013) mas localmente ocorrem domínios em fácies granulito (Winge, 1995; Piuzana et al., 1998; 2003; Simões, 2005; Baldwin et al., 2005; Baldwin & Brown, 2008; Della Giustina et al., 2009; 2011).

A análise dos trabalhos desenvolvidos nas diversas porções da FBM (Simões, 1995; Simões & Navarro, 1996; Seer, 1999; Seer & Dardenne, 2000; Valeriano et al., 2004; Silva et al., 2006, 2012; Ulhein et al., 2012; Navarro et al., 2013) evidenciam um modelo de evolução estrutural semelhante. Este “padrão” estrutural tem como principais características quatro fases deformacionais, a segunda fase (principal) responsável pela foliação principal de baixo ângulo de mergulho associada a tectônica de empurrão com vergência geral para E (Simões, 1995; Seer, 1999; Seer et al., 2001; Valeriano et al., 2004; Navarro et al., 2013; Ulhein et al., 2012; Figura 2).

Referência/ Área do estudo	Fase D1	Fase D2 (Principal)	Fase D3	Fase D4
Simões (1995) <i>Nappe</i> de Passos (MG)	S1//S0 transposta para direção de S2.	S2//plano axial de dobras apertadas a isoclinais, eixos WNW-NW e caimento suave para NW e SE. Lestramento WNW; Lmineral E-W e N30W com caimento suave para NW/SE	Dobras abertas a suaves, íngremes a verticais, sem foliação plano axial. Com eixos NW e caimentos suaves. Plano axial das dobras é subvertical. Localmente associadas a falhas.	Dobras abertas a suaves, plano axial vertical a subvertical com charneiras N/NE e caimentos suaves para SSW e NNE. Falhas//plano axial
Seer (1999) Seer et al. (2001) <i>Nappe</i> de Araxá (MG)	S1//S0 pode ocorrer transposição por foliações posteriores, reconhecida nas charneiras de dobras D2	D2p e D2t: S2 direção 300/20 na forma de xistosidade ou clivagem de crenulação, as vezes milonítico, foliação SC, fase heterogênea. Transporte de topo para N/NE que passa a SE na fase tardia, lineações//eixo de dobras apertadas com caimento NNE. //plano axial de dobras recumbentes e sem raiz. D2t: rotação das lineações e transporte de topo para SE	Foliação S3 223/66, dobras isoclinais que preservam S2 nas charneiras. Lmineral //Lestramento com atitude 348/08 (Gr.Araxá) 295/16 (Bocaina). Truncamento de estruturas antigas, formação de zonas de cisalhamento transcorrentes subverticais.	Possivelmente há fase posterior mascarada pelas características da fase D3.
Valeriano et al. (2004) <i>Nappe</i> de Passos (MG)	Foliação S1	D2p: possíveis empurrões, locais para NNE. D2t: Empurrões SE, Lmineral com direção E-W	Falhas transcorrentes, cinemática sinistral e dobras associadas.	-
Navarro et al. (2013) Maripotaba e Morrinhos (GO)	Foliação Sn-1//S0 Marcado por variação composicional de litotipos diferentes	Foliação Sn, direção E-W, mergulho de 20 a 40° para S ou direção NW-SE com mergulhos 20 a 40° para SW. Foliação//plano axial de dobras Fn apertadas e isoclinais com eixos de baixo ângulo WSW-ENE//Lmineral e Lestramento. Transporte de topo para E	Dobras suaves a abertas, localmente associadas a fraturas espaçadas. Lineação de interseção // lineação mineral Ln	-
Uhlein et al. (2012) Araxá, Campos Altos e Luz (MG)	(Fase Dp-1) foliação Sp-1//S0, Lestramento com direção E-W, associada à formação das nappes e fases precoces de deslocamento sub-horizontais	(Fase Dp) dobramentos assimétricos com xistosidade Sp plano axial. Lestramento E-W. Falhas de empurrão e reversas de direção N-S e transporte para E. Foliação de baixo ângulo de mergulho//S0.	Dobras abertas a suaves e clivagem de crenulação espaçada. Dobras amplas associadas a falhas reversas e de empurrão sub-horizontais.	-

**Figura 2** - Quadro-resumo com as principais fases deformacionais descritas em comum para a Faixa Brasília Meridional. Fonte: compilação dos autores.

Apesar das semelhanças, sabe-se que a evolução tectono-estrutural da FBM apresenta muitas particularidades. Os trabalhos de Simões (2005) e Silva et al. (2012) apresentam áreas cujas características diferem parcialmente daquelas descritas como o padrão geral do orógeno e indicam uma evolução estrutural mais complexa. Na porção sul do estado de Goiás, Simões (2005) identifica oito domínios lito-estruturais: Edeia (DE), Edealina (DEA), Pontalina (DP), Araxá Oeste (DAW), Caldas Novas (DCN), Sequência

Quartzítica (DSQ), Ortognáissico-Migmatítico (DOM) e Araxá Leste (DAE). As particularidades ocorrem no terreno DOM, que apresenta foliação principal 256/30 mostrando dispersões para mergulhos mais íngremes, chegando a vertical, e no DEA, onde uma foliação de médio a baixo ângulos de mergulho está associada a uma lineação mineral N-S, com caimento suave.

Simões (2005) identifica dois domínios (DOM e DEA) com a lineação mineral subhorizontal orientada N-S, contrastando com a direção E-W.

O autor interpreta que no caso do DOM, a lineação N-S está associada a uma foliação mais antiga de atitude íngreme com mergulho aproximadamente para W. Já para o DEA, a situação é mais incerta, embora os poucos dados de superposição apontem para reativação direcional (tardia à fase que gerou a foliação principal) causando a rotação da lineação EW para a posição N-S.

Silva et al. (2012) descrevem para a região de

Tapira (MG) pelo menos seis fases deformacionais. A principal diferença com o “padrão” estrutural é o reconhecimento de duas fases deformacionais pré-existent (D2 e D3). Além disso, a foliação principal atribuída a D4 corresponde à foliação da fase D2 do modelo estrutural “padrão”, descrito por Simões (1995), Seer (1999), Seer et al. (2001), Valeriano et al. (2004), Navarro et al. (2013), Ulhein et al. (2013).

## MÉTODOS

Os trabalhos de campo foram realizados entre maio de 2017 e outubro de 2018 seguindo a metodologia usual de mapeamentos geológicos. Na área de 252 km<sup>2</sup>, foram descritos 443 afloramentos, as UTM citadas no texto são da quadrícula 23S e os números se referem ao aos meridianos E/N, (ex. 219895/7928950). Foram coletadas 150 amostras representativas dos conjuntos litológicos das quais 62 foram selecionadas para a confecção de 69 lâminas

petrográficas.

Os contatos no mapa geológico são baseados principalmente nos dados de campo, complementados por interpretações de imagens aéreas e de mapas de gamaespectrometria aérea (CODEMIG, 2001; 2005). Os dados estruturais foram analisados a partir de estereogramas, representados em rede equiárea, hemisfério inferior (Allmendinger et al., 2012; Cardozo & Allmendinger, 2013).

## RESULTADOS

### Unidades Litoestratigráficas

Foram identificados cinco conjuntos litológicos pertencentes ao Domínio Interno: (1) Ortognaisse Goiandira W, (2) Ortognaisse Goiandira E, (3) Grupo Araxá, (4) Complexo Monte Carmelo e (5) granito tipo Estrela do Sul (Figura 3).

A unidade Ortognaisse Goiandira W é representada por ortognaisse de composição granítica, localmente granodiorítica e tonalítica, associados a anfíbolitos. Os tipos são inequigranulares, por vezes porfiroclásticos, com mineralogia dada por quartzo, microclínio, plagioclásio, biotita, muscovita, zircão, epidoto, titanita. A unidade de Ortognaisse Goiandira E é representada por litotipos cuja composição varia de granito a quartzo-diorito, associados a corpos de anfíbolito. Apresentam maior quantidade de muscovita quando comparados às amostras do domínio W. A mineralogia é dada por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, muscovita, biotita, às vezes hornblenda. As rochas são inequigranulares e localmente porfiroclásticas.

O Grupo Araxá é representado por duas associações litológicas principais: (1) micaxistos e (2) rochas metamáficas e metaultramáficas. Os micaxistos compreendem quartzo-muscovita xisto, biotita-quartzo-muscovita xisto, quartzo-grafita-muscovita xisto, granada-estaurolita-quartzo-biotita xisto, granada-biotita-estaurolita-quartzo-muscovita xisto, granada-sillimanita-quartzo-muscovita xisto. Além disso, localmente ocorrem

turmalinitos e rochas calcissilicatadas. Nas áreas de ocorrência das rochas metamáficas-metaultramáficas, ocorrem xistos (entre 10 e 30%), semelhantes àqueles que compõem a associação de micaxistos.

A associação metamáfica-metaultramáfica exibe um conjunto diversificado de rochas, compostas principalmente por actinolita, mg-clorita, talco e hornblenda e localmente, pirita. Predomina actinolita xisto, seguido de actinolita-clorita xisto, clorita xisto e anfíbolito típico. As rochas são cinza esverdeado e têm textura granoblástica, podendo a hornblenda ser poiquiloblástica com inclusões de quartzo e plagioclásio.

O Complexo Monte Carmelo contempla ortognaisse e pequena quantidade de anfíbolitos associados. São gnaisses granodioríticos formados por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita, apatita, zircão, epidoto e muscovita. São inequigranulares, ora porfiroclásticos, é comum a ocorrência de bolsões félsicos pegmatíticos, compostos principalmente por feldspato e quartzo. Localmente, ocorre milonito e ultramilonito com foliação paralela à foliação principal da área.

O granito tipo Estrela do Sul, aflora na extremidade sul da área, é composto por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, biotita e muscovita, é inequigranular e apresenta cores cinza claro e rosa.

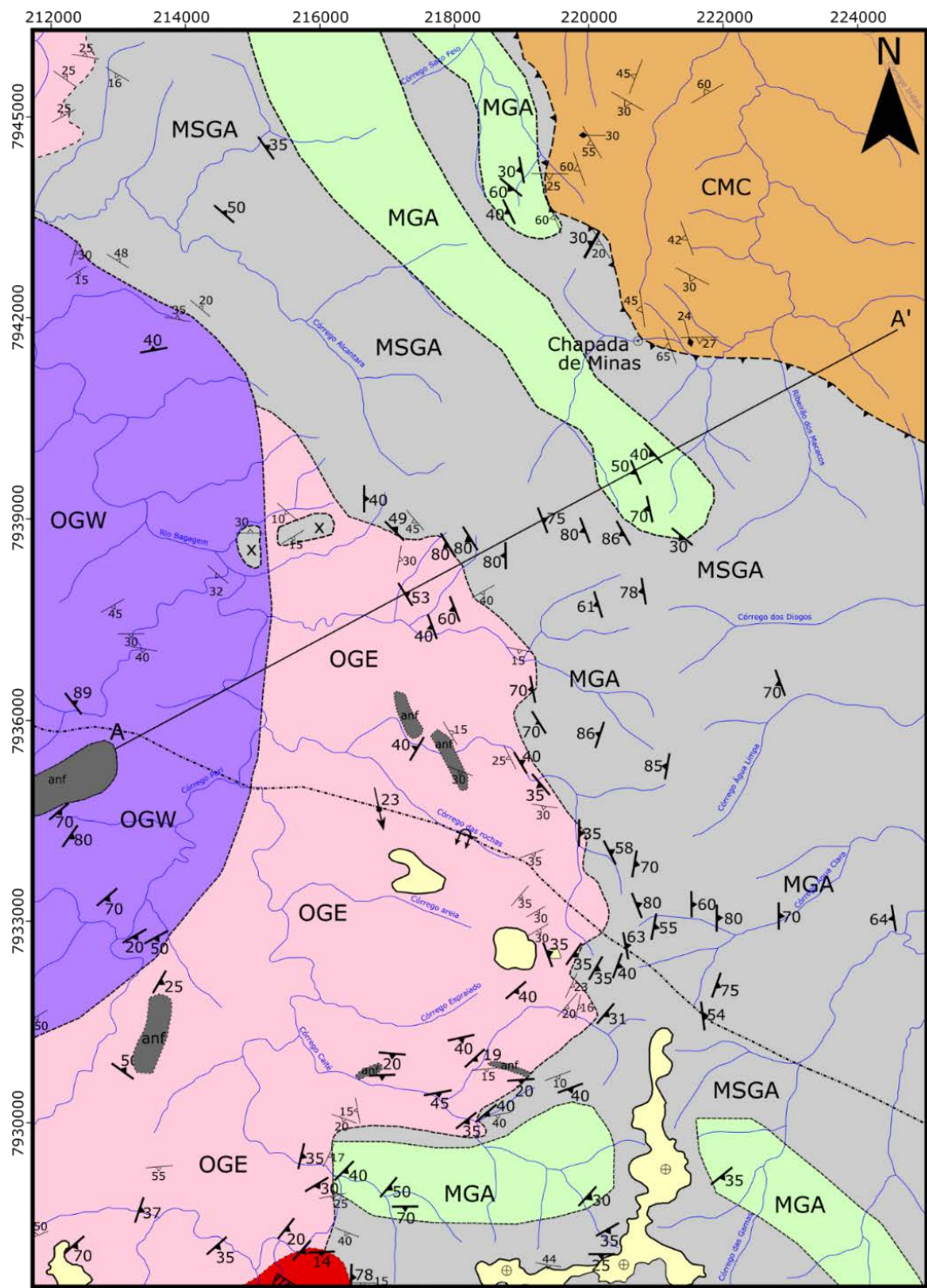


Figura 3 - Mapa geológico da região de estudo. Fonte: modificado de Santos (2019).

**Compartimentos Estruturais**

A área de estudo compreende dois compartimentos com registros estruturais distintos. O compartimento SW inclui o Ortognaisse

Goiandira W, o Ortognaisse Goiandira E e as unidades do Grupo Araxá. O compartimento NE ocorre na porção extremo NE da área, onde afloram rochas do Complexo Monte Carmelo.

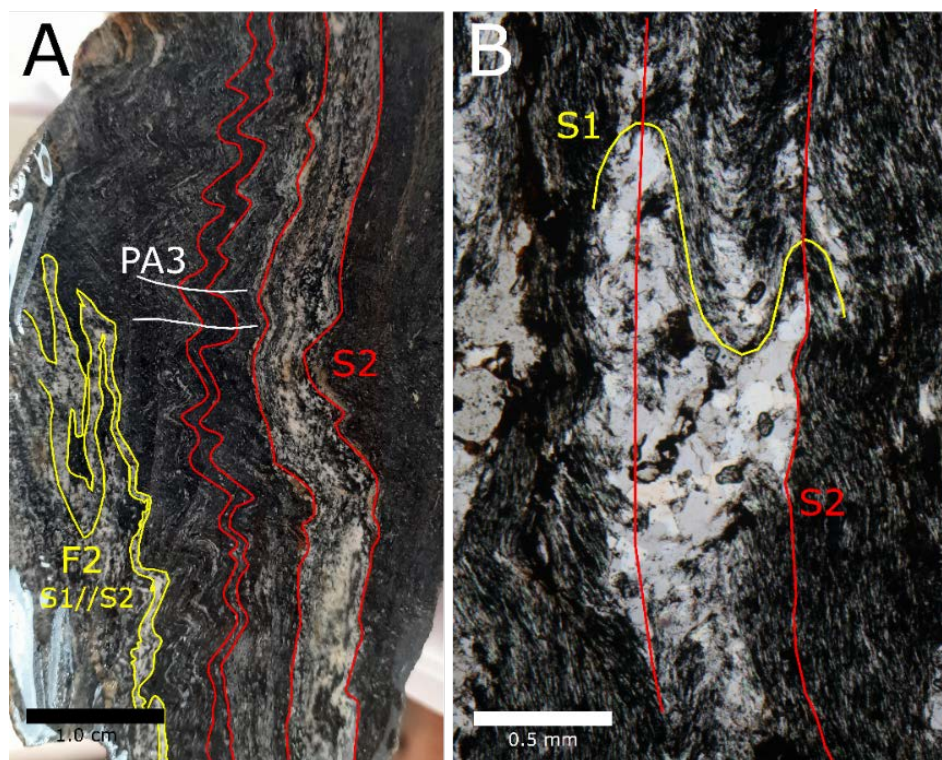
## Compartimento SW

Apresenta quatro fases deformacionais essencialmente dúcteis, denominadas neste trabalho: D1, D2, D3 e D4. A fase D1 é identificada por uma xistosidade (S1) paralela ao bandamento composicional (S0) nos xistos e ao bandamento gnáissico nos ortognaisses. Em geral, S1 está transposta, sendo mascarada pela foliação S2, mas pode ser identificada, localmente, nas zonas de charneira de dobras D2 em diversas escalas de observação (Figura 4). Os registros de D1 são escassos e devido aos vários processos deformacionais subsequentes a esta fase torna-se difícil avaliar a orientação pretérita das suas estruturas.

A fase D2 é responsável pela formação da

foliação principal (S2), marcada por biotita, grafita, filetes de quartzo, anfibólio, que se apresenta como clivagem de crenulação apertada (Figura 4B). Ao longo da área é possível observar uma variação sistemática dessa foliação, que mostra atitudes e formas de ocorrência heterogêneas.

Ora se apresenta como única foliação existente, praticamente sem evidência de estar afetada por deformação posterior, passando para situações em que se mostra afetada por dobras D3 (Figura 4A) e outras em que é totalmente transposta tornando-se paralela a S3. Na porção sul S2 tem atitude preferencial 150/30, passando progressivamente na porção central para alto ângulo de mergulho (250/90) e na região norte apresenta atitude 230/40.

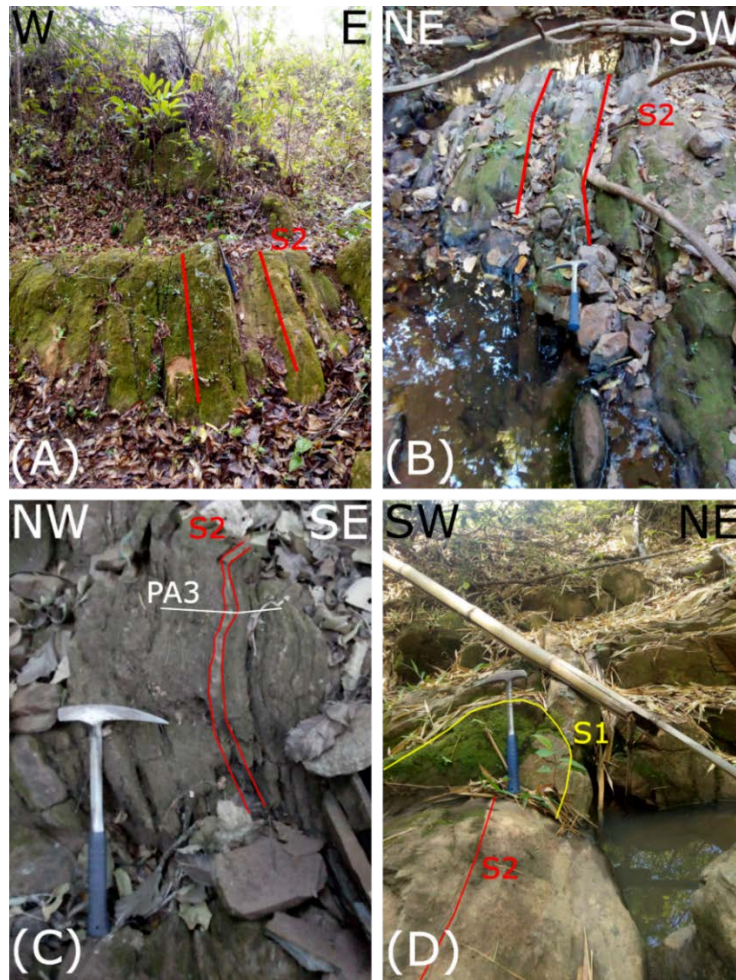


**Figura 4 - A)** Dobras isoclinais da fase D2 deformando S1//S0 (em amarelo). Observar dobras D3 (PA3 - horizontal) deformando as estruturas preexistentes, anfibolito, Grupo Araxá (219895/7928950). **B)** Clivagem de crenulação apertada S2 (vermelho) com foliação S1 preservada nos micrólitos (amarelo), quartzo-muscovita-grafita xisto, polarizadores paralelos (220686/7933748).

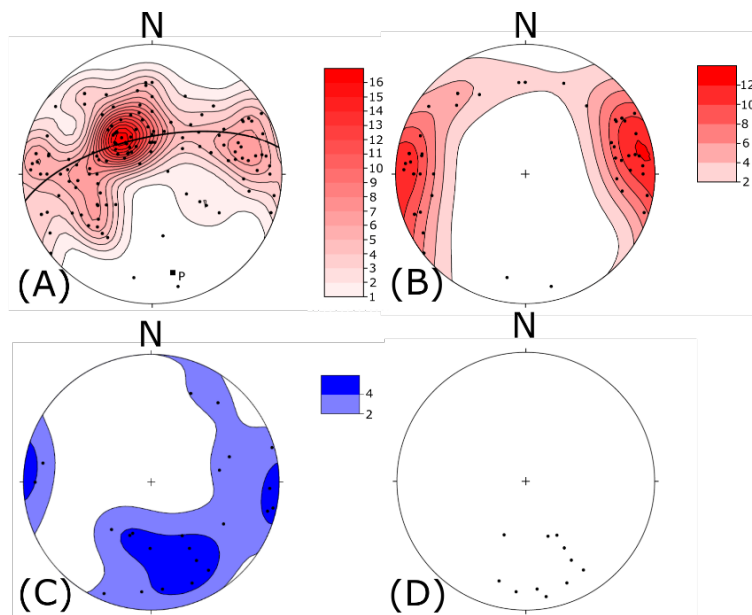
Apesar da heterogeneidade, a foliação principal em afloramentos pouco deformados pelas fases posteriores tende a mostrar mergulhos íngremes ( $>55^\circ$ ) ao longo de todo o domínio SW (Figura 5).

Essa fase de deformação também é caracterizada pela formação de dobras apertadas a isoclinais com a foliação S2 plano axial (Figura 4). O conjunto de dados relativos à foliação S2 (Figura 6A) mostra máximo principal com atitude 127/38 e secundário 249/70. O conjunto define um padrão de guirlanda de círculo

máximo, devido aos dobramentos posteriores, da fase D3. A lineação mineral associada a essa fase deformacional é marcada pela orientação preferencial de mica, feldspato e anfibólio, com atitude preferencial 165/35 (Figura 6D). Quando são selecionadas apenas as atitudes das porções menos deformadas pela fase D3, os dados se tornam menos dispersos e a foliação mostra direção preferencial N-S com máximo 263/85 (Figura 5B). Entende-se que essa atitude representa, aproximadamente a atitude original de S2 no Compartimento SW antes do evento D3.



**Figura 5** - Foliação S2 com mergulhos de alto ângulo (55 a 82°) em diferentes litotipos/unidades do Compartimento SW. (A) Afloramento de actinolita xisto intemperizado (S2 90/75) (221933/7932943) (B) Afloramento de granada-estaurolita-biotita-quartzo xisto, vista em planta, (S2 266/82) (220113/7938009). (C) Afloramento de anfibolito associado ao Ortognaisse Goiandira, mostrando S2 (240/75) íngreme e parcialmente afetada por dobras D3 (PA3), (217827/7938697). (D) Afloramento de ortognaisse da unidade Goiandira mostrando S2 (250/75) plano axial da dobra com eixo 160/10 (S2 250/75) (219197/7935098).



**Figura 6** - Estereogramas concentração de pólos (A) Foliação S2 mostrando distribuição em guirlanda, com concentrações nas atitudes 127/38, 249/70. P indica atitude geral do eixo D3: 168/23 (n=148). (B) Foliação S2 dos afloramentos menos deformados pela fase D3, máximo 263/85 (n=51). (C) Lineação mineral relacionada à fase D2 com atitude preferencial 165/36 (n=23), (D) Lineação mineral D2 em torno de 170/20 (n=11) em afloramentos onde S2 é menos afetada por D3.

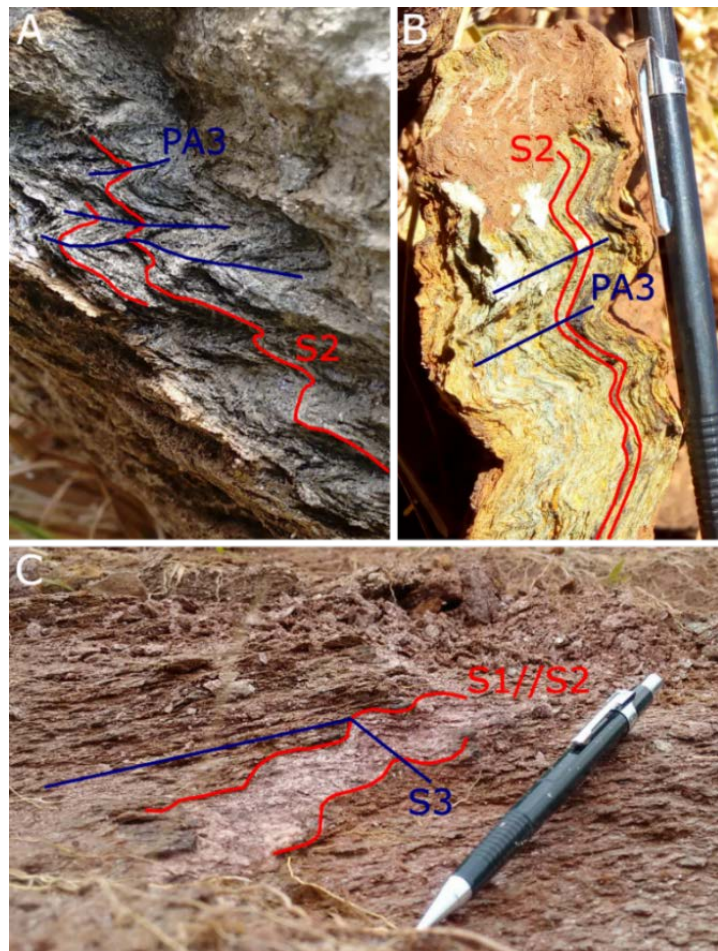


A lineação mineral, para este conjunto de dados tem atitude preferencial 170/20 (Figura 6D).

A fase D3 se expressa de forma heterogênea, ocorre em geral, na forma de clivagem de crenulação (Figura 7A), variando de locais onde a foliação S2 apresenta-se crenulada e S3 pouco desenvolvida, locais onde se vê apenas as dobras D3 que afetam a foliação S2 (Figura 7B), ou ainda locais onde a foliação S2 está completamente transposta (S3//S2//S1//S0) (Figura 7C).

A foliação S3 apresenta atitude preferencial 145/25 (Figura 8A), se considerados todos os afloramentos (pouco ou muito deformados por

D3). No entanto, quando consideramos apenas os afloramentos onde S3 está bem evidenciada e oblíqua a S2, a atitude preferencial da foliação S3 é 167/15 (Figura 8B). Associada à foliação S3 ocorre uma lineação mineral Lm3 que apresenta direção preferencial E-W e baixo ângulo de caimento, com máximos de 78/02 (Figura 8C). Os eixos das crenulações D3 têm atitude preferencial 160/21 (Figura 8D) e os planos axiais dessas estruturas apresentam-se paralelos à foliação S3, a dispersão observada nos estereogramas, pelo menos em parte é devida a eventos deformacionais posteriores a D3.



**Figura 7** - **A**) Foliação S3 tipo clivagem de crenulação (traço azul), anfibolito (219880/7934239). A envoltória da superfície dobrada (traço vermelho) indica a orientação da estrutura pretérita (S2//S1//S0). **B**) Foliação S2 (traço vermelho) deformada por fase D3, que se apresenta na forma de crenulação (PA3), sem gerar clivagem, metaultramáfica (218679/7938419). **C**) Foliação S3 tipo clivagem de crenulação muito apertada, resultante da transposição das foliações pretéritas S0, S1 e S2. Percebe-se um efeito de refração da clivagem S3 na camada mais quartzosa (banda clara destacada), onde S1//S0 se tornam mais perceptíveis do que S3. Afloramento de biotita-quartzo-muscovita xisto (211658/7937264).

Indicadores cinemáticos (porfiroclastos assimétricos de feldspato, sombras de pressão, mineral *fish*) associados à fase D3 mostram transporte de topo para leste, preferencialmente para NE, mas também ESE (Figura 9A). A fase D4 identificada nas unidades do compartimento SW é caracterizada pela formação de dobras abertas a suaves com planos axiais 150/30, 30/50,

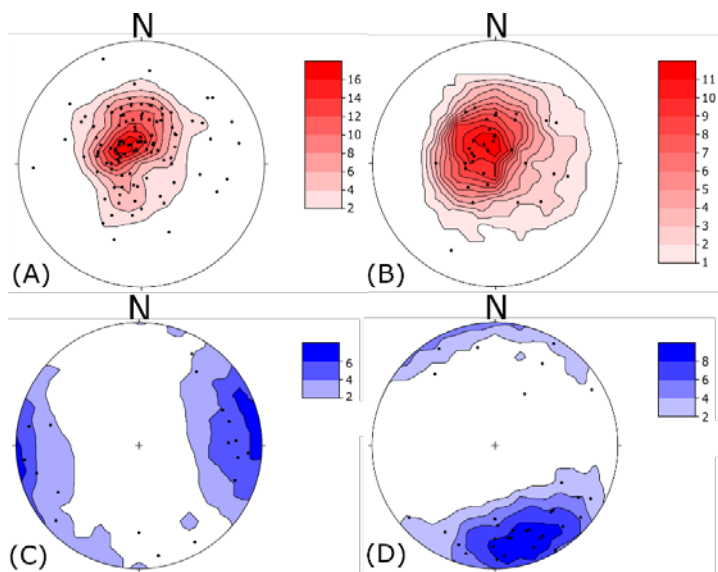
350/70, 120/85 que afetam todo o conjunto de estruturas pretéritas (Figura 9B). Os eixos das dobras mostram atitude preferencial com direção NE-SW com caimentos suaves em torno de 20°. Não se observa desenvolvimento de foliação plano axial nessas dobras.

#### **Compartimento NE**

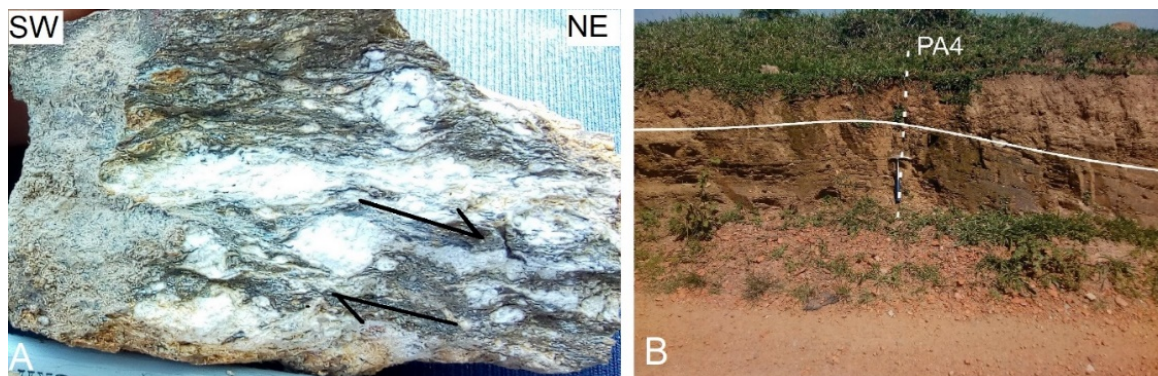
Restrito a uma pequena porção da área estudo,

é possível identificar estruturas que evidenciam, pelo menos, duas fases de deformação, denominadas Dn e Dn+1. A fase Dn é representada por uma xistosidade milonítica, em geral, paralela ao bandamento composicional (Sn)

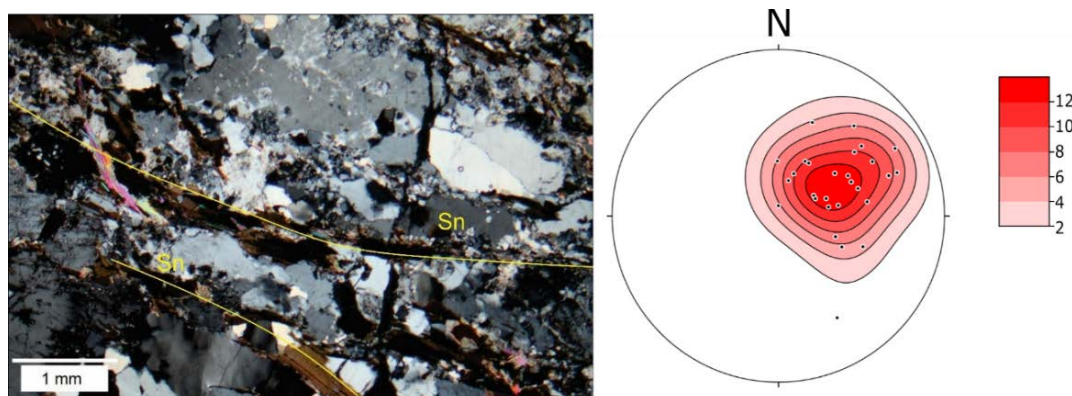
(Figura 10). A foliação principal (Sn) tem atitude preferencial 242/37 (Figura 10), com lineação mineral associada, que compreendem um pequeno conjunto de medições com caimentos suaves dispersos nos quadrantes NW, SW e SE.



**Figura 8** - Estereogramas (A) Foliação S3 com máximo 145/25 (n= 121). (B) Foliação S3 com máximo 167/15 (n=34) em afloramentos onde há ocorrência de S2. (C) Lineação mineral D3 máximo 78/2 (n=23). (D) Eixos de crenulação da fase D3 com máximo 160/21 (n=33).



**Figura 9** - **A**) Porfiroclasto de feldspato com franja de recristalização assimétrica (tipo sigma), evidenciando transporte de topo para NE, Ortognaisse Goiandira Leste (215394/7939125). **B**) Plano axial de dobra aberta da fase D4 – tracejado, dobrando foliação S3 – linha contínua, em afloramento de quartzo-muscovita xisto (215071/7938822). Plano axial subvertical e eixo NE-SW sub-horizontal.



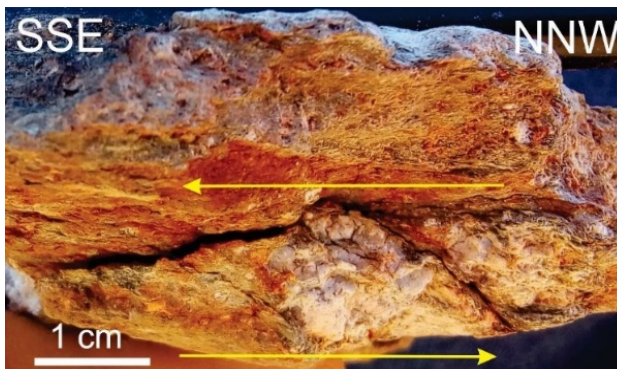
**Figura 10** - Foliação Sn tipo xistosidade milonítica, orientação dos cristais de plagioclásio, biotita, quartzo. Granodiorito (225533/7941455) e estereograma dos pólos da foliação Sn com máximo 242/37 (n=31).

Indicadores cinemáticos mostram transporte de topo para E, SE como no ponto BM01, no ponto BM313, foliação 165/34 e lineação

foliação 196/18, lineação mineral 130/10, e SSE

mineral 166/24 (Figura 11).

Há evidências de deformação posterior à fase Dn (Figura 12), no entanto, a escassa observação de melhores registros dessa fase no compartimento NE, torna os dados coletados durante este trabalho insuficientes para caracterizá-la de



**Figura 11** - Amostra com feição de indicador cinemático (porfiroclasto de feldspato com sombra de pressão) evidenciando transporte de topo para SSE (220725/7942267).

### Metamorfismo e microtectônica

As associações minerais e relações microestruturais presentes nas rochas do domínio SW permitiram a identificação de, pelo menos três estágios metamórficos: M1, M2 e RM3. O metamorfismo M1 de fácies xisto verde, associação mineral biotita + muscovita + quartzo, indicada nos xistos do Grupo Araxá. Associado à fase D1, possível de ser identificado nos minerais que definem S1, mais facilmente encontrados nas charneiras de dobras D2.

O metamorfismo principal (M2), auge metamórfico da região, é de fácies anfibolito, caracterizado nos xistos pelas associações de granada + sillimanita + biotita + muscovita + quartzo e granada + estauroлита + biotita + muscovita + quartzo e nos anfibolitos pela associação hornblenda + plagioclásio (oligoclásio-andesina) + quartzo. No Ortognaisse Goiandira E essa associação é dada por sillimanita + granada + biotita + muscovita + quartzo ± plagioclásio ± K-feldspato, também fácies anfibolito.

Os anfibolitos desse domínio apresentam a associação mineral dada por hornblenda + plagioclásio (oligoclásio-andesina) ± granada ± epidoto, equiva-

maneira segura.

No entanto, é possível observar dobras suaves, sem formação de foliação plano axial, deformando a foliação Sn. Localmente são identificadas pequenas falhas atribuídas a essa fase.



**Figura 12** - Afloramento no compartimento NE mostrando dobras suaves na foliação principal Sn (225533/7941455).

lente à fácies anfibolito das rochas pelíticas (Yardley, 2004). O retrometamorfismo (RM3), associado às fases D3 e pós D3, caracterizado pela substituição dos minerais do metamorfismo principal por minerais de mais baixa temperatura, no domínio do Grupo Araxá, principalmente pela presença de actinolita, formada a partir de hornblenda, e pela saussuritização do plagioclásio, nos anfibolitos, e pela presença de muscovita formada a partir de biotita e de estauroлита nos xistos.

O retrometamorfismo nos domínios do Ortognaisse é notado pela formação de biotita e actinolita a partir de hornblenda, biotita alterada para muscovita, formação de clorita a partir da biotita e saussuritização de plagioclásio.

As feições microtectônicas observadas principalmente nos xistos do Grupo Araxá (Figura 13), mas também nos anfibolitos associados aos Ortognaises Goiandira (Figura 14), mostram trilhas de inclusões nos porfiroblastos de granada e de estauroлита que definem uma foliação interna (Si), reta no núcleo dos cristais e levemente curvada na borda, contínua e subparalela à foliação externa, equivalente à foliação principal (S2), indicando crescimento tardi-D2.

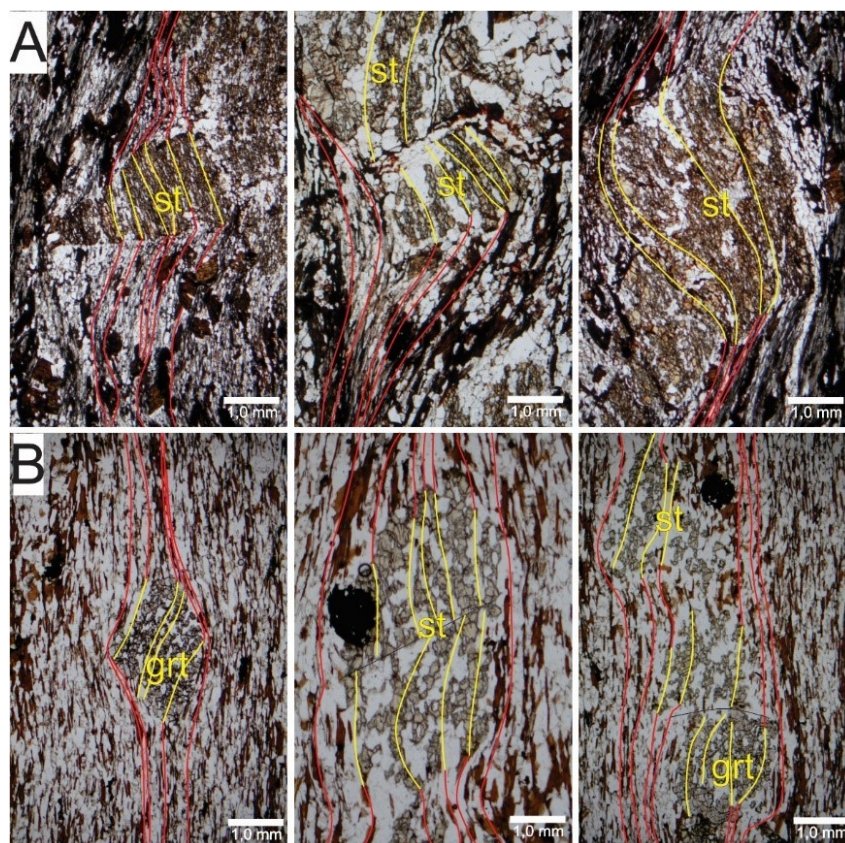
## DISCUSSÃO

O estudo realizado confirma a alta complexidade do Domínio Interno da Faixa Brasília Meridional em múltiplos aspectos: geologia estrutural, estratigrafia e metamorfismo.

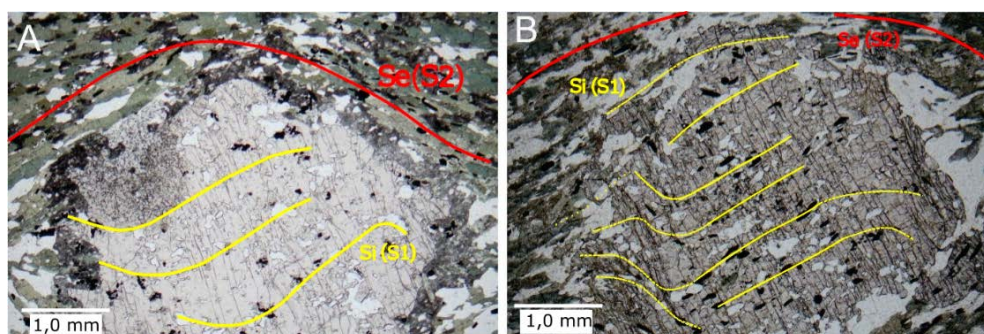
### Padrão Estrutural

A configuração estrutural da área é marcada

pela deformação D3 que afetou a estrutura subvertical estabelecida durante D2, representada pela foliação S2 paralela aos contatos das unidades Ortognaises Goiandira W, Goiandira E e Grupo Araxá (Figuras 3 e 15). Na escala do mapa o arranjo estrutural geral formado por uma



**Figura 13** - Porfiroblastos de estaurólita (st) e granada (grt) mostrando foliação interna (essencialmente reta, passando a curva bem próximo às bordas) contínua à foliação externa. A) Fotomicrografia de estaurólita-biotita-muscovita-quartzo xisto (223152/7928575); B) Fotomicrografia de granada-estaurólita-biotita-muscovita-quartzo xisto (2201201/7928338).



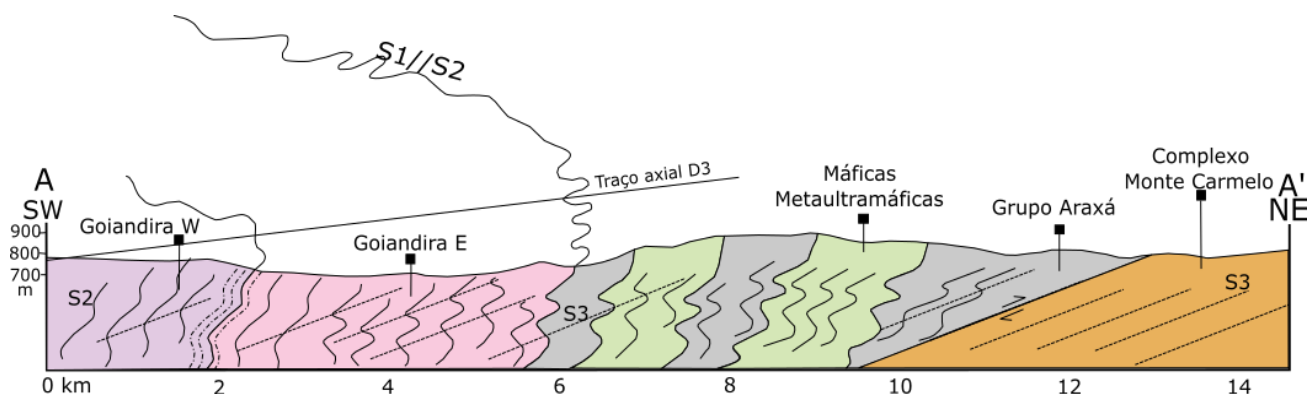
**Figura 14** - Porfiroblastos de granada com a foliação principal S2 amoldada em torno do porfiroblasto, correspondendo à foliação externa. Si é contínua com Se, indicando crescimento tardi-tectônico com a fase D2. Granada-anfibólito, unidade Goiandira E (A) (215719/7929390), (B) (217350/7938139).

## DISCUSSÃO

antiformal invertida cujo plano axial é paralelo aos planos axiais das crenulações desenvolvidas em D3. O eixo da estrutura (168/23) é coincidente com os eixos das crenulações D3 (160/21), com caimento suave para SE. O desenho curvo dos contatos litoestra-tigráficos do domínio SW é essencialmente decorrente dessa grande dobra D3.

No compartimento NE a fase Dn é responsável pela formação da foliação principal (Sn) com direção geral NW e mergulhos de baixo ângulo para SW, associada a lineação mineral com caimento de baixo ângulo para SW, a deformação é não-coaxial com transporte

tectônico para NE e ESE. Estruturas afetando essa foliação são atribuídas a deformações pós-Dn. Já no compartimento SW é possível distinguir, ao menos quatro fases deformacionais (D1, D2, D3 e D4). A foliação principal (S2) é subvertical, com atitude heterogênea, associada a uma lineação mineral com atitude preferencial 170/20. Interpreta-se que a variação das medidas da foliação S2 se deve a um conjunto de fatores: a variação inicial de S2, ao final de D2; modificações causadas por D3 e modificações causadas por processos posteriores a D3. As observações em campo indicam que o fator mais importante são as modificações causadas por D3.



**Figura 15** - Seção AA' (Figura 2). O perfil mostra a foliação S2 com mergulho íngreme para SW, cortada pela foliação S3, de baixo ângulo de mergulho e com penetratividade heterogênea ao longo área.

A foliação S2 é superposta de forma muito heterogênea por S3, uma foliação de baixo ângulo com atitude preferencial 167/15. O padrão de S2 em mapa e sua distribuição em guirlanda evidenciam que a grande inflexão do contato na parte central do mapa geológico representa uma antifórma inversa, com eixo 168/23, formada por uma fase posterior a D2 e cujos dados estruturais indicam que corresponde à fase D3. Para sul e para norte dessa dobra, as atitudes de S2 e os contatos litológicos sugerem a tendência de formação das sinformas adjacentes, parcialmente representadas na área (Figuras 3 e 15).

Em geral, para Faixa Brasília Meridional, o padrão esperado é uma foliação principal de baixo ângulo e associada a lineação mineral E-W ou WNW-ESE (Valeriano, 1992; Simões, 1995; Seer, 1999; Seer et al., 2001; Navarro et al., 2013). O compartimento SW foge ao padrão geral da FBM. Alguns trabalhos identificam domínios com foliação de alto ângulo de mergulho e lineação mineral N-S associada, como o DOM e o DEA descritos na região sul do estado de Goiás por Simões (2005). Na área de estudo, a situação se assemelha ao que o referido autor descreve para o DOM, ortognaisses que, ao menos em parte, correspondem ao Ortognaisse Goiandira. A interpretação do autor para a ocorrência da lineação N-S neste domínio é a presença de segmentos crustais com diferentes reologias, que podem ter favorecido uma movimentação local direcional precoce ao movimento para ESE. No entanto, os dados de campo não são robustos o suficiente para tecer discussões sobre as lineações N-S neste trabalho.

O compartimento NE é representado pelo Complexo Monte Carmelo, raiz de arco

magmático, com idade de cristalização de 790 Ma, retrabalhado durante a orogênese brasileira (640-630 Ma). A idade do Ortognaisse Goiandira é 640 Ma (Klein, 2008). Como não foram identificadas as estruturas subverticais correspondentes à foliação S2, registradas no compartimento SW e a foliação principal do compartimento NE corresponde geométrica e cinematicamente à foliação S3 do compartimento SW, é provável que apenas parte da evolução estrutural da região esteja registrada nas rochas do CMC.

Sendo assim, interpreta-se que a evolução do compartimento SW tenha sido independente do compartimento NE até o final da fase D2 e que durante D3 os dois compartimentos tenham sido justapostos (com o Domínio SW cavalgando o Domínio NE), passando a uma evolução conjunta, formando a foliação Sn, no compartimento NE e a foliação S3 no compartimento SW. Sn tem mergulhos para SSW e S3 têm mergulho de baixo ângulo para SSE, a lineação mineral D3 (78/02) se aproxima da maior parte das medidas de lineação de estiramento coletadas para o compartimento NE, apesar desses dados serem poucos e dispersos.

Além disso, nos dois domínios, a foliação S3 (Sn, para o domínio NE) está associada a processo de deformação não-coaxial, com transporte geral para E. As duas estruturas, Sn e S3, são interpretadas como resultado de uma mesma fase deformacional, ocorrendo concomitantemente nos dois domínios tectônicos (Figura 16).

Para as rochas do Grupo Araxá, encaixantes do CMC, que ocorrem fora da área e se estendem para leste até a região de Araxá, o padrão estrutural descrito é de foliação de baixo ângulo (Seer et al., 2001, Simões & Navarro, 1996) o que reforça a interpretação adotada no presente

trabalho.

Fase Deformacional	Compartimento SW	Compartimento NE
D1	S1//S0 (S0 - bandamento gnáissico ou composicional)	-
D2	S2 (263/85) //S1//S0; Lm2 (170/20)	-
D3	S3 (163/15); Lm3 (78/02) Transporte tectônico ESE, NE eixos das dobras (160/21)	Sn (242/37); Lmn (130/10) transporte tectônico ESE, E
D4	Dobras abertas a suaves sem formação de foliação plano axial	Dobras abertas a suaves sem formação de foliação plano axial

**Figura 16** - Quadro-resumo com as principais características das fases deformacionais em cada um dos compartimentos da área de estudo.

Em resumo, entende-se que a evolução estrutural da região pode ser descrita da seguinte forma: fase D1 - identificada essencialmente por uma foliação S1, em geral, paralela à S0 e fortemente transposta pela fase D2. A fase D1 deve representar os estágios iniciais de deformação, possivelmente relacionada à imersão das rochas sedimentares nas zonas mais profundas do orógeno; fase D2 - associada ao auge metamórfico do compartimento SW, responsável pela justaposição das unidades do Grupo Araxá (da área de estudo), Ortognaisse Goiandira W e Ortognaisse Goiandira E e formação da foliação principal (S2); fase D3 - responsável pela justaposição dos compartimentos SW e NE (empurrão), pela grande antiforma D3 no domínio SW e pela formação da foliação de baixo ângulo (S3 no domínio SW e foliação principal Sn, no Domínio NE).

Essa foliação se torna expressiva para leste, e possivelmente está relacionada ao sistema de empurrões, com transporte para E-SE, que causam a justaposição das unidades do Domínio Interno com rochas do Domínio Externo, bem como possíveis empurrões entre as diferentes porções do grande pacote denominado Grupo Araxá; fase D4 - estágios finais de deformação compressiva na evolução do orógeno. Engloba mais de uma fase de deformação, conforme bem registrado em outros domínios da FB (Valeriano et al. 2004; Simões 1995, 2005; Seer, 1999; Seer et al., 2001; Navarro et al., 2013).

### Microtectônica e Metamorfismo

A microtectônica observada nos porfiroblastos de granada e de estaurolita nas rochas do Grupo Araxá e Ortognaisse Goiandira E pode indicar um crescimento desses cristais essencialmente inter D1-D2 a cedo D2. Entretanto, seria esperado que houvesse o desenvolvimento de expressiva sombra de deformação, uma vez que as estruturas D2

(xistosidade forte, lineação mineral e dobras isoclinais) sugerem intensa deformação.

Pelas relações microtectônicas a história de desenvolvimento pode incluir: a existência de uma foliação antes do início do crescimento dos porfiroblastos; o crescimento dos porfiroblastos englobando essa foliação pretérita; a rotação relativa entre a foliação interna e a externa (pode ser rotação do porfiroblasto ou da foliação) no estágio final de crescimento e presença de sombra de deformação pouco desenvolvida, sendo a textura de Si muito semelhante a Se (o que sugere que a quantidade de deformação sofrida pela matriz, após o crescimento do porfiroblasto, foi pequena).

As texturas indicam que tanto os porfiroblastos de granada quanto os de estaurolita estão relacionados a um mesmo evento metamórfico. As evidências apontam para crescimento inter D1-D2 a cedo D2, mas a semelhança entre Si e Se é uma evidência forte que indica crescimento tardi-D2. Apesar de Si ser predominantemente reto, a possibilidade de os porfiroblastos serem tardi-D2 é viável numa situação em que a taxa de deformação D2 é muito baixa e a taxa de crescimento é muito alta. Uma terceira possibilidade para explicar as relações microestruturais é que após cessar D2, com S2 já bem definido, os porfiroblastos cresceram e em seguida ocorreu uma reativação do plano S2.

Essa reativação pode ser devida a um último pulso D2 (seria um esforço com as mesmas orientações de D2, e nesse caso poderia ser considerado como tardi-D2) ou um efeito secundário causado no início de D3 (nesse caso, o campo de esforço deve ter sido diferente, mas causou a movimentação ao longo de S2, através do processo de reativação de foliação). Embora nenhuma das três hipóteses possa ser descartada com segurança, para fins de simplificação de descrição do texto e discussões do trabalho,

adotou-se aqui a segunda hipótese, ou seja, auge do metamorfismo para o compartimento SW sendo tardi-D2.

Quanto ao metamorfismo, dentre os minerais índices, destacam-se a granada que tem ocorrência aproximadamente homogênea, a sillimanita, que ocorre do centro para a porção oeste e a estauroлита, que ocorre na porção leste do compartimento SW, indicando a existência de duas zonas metamórficas (da estauroлита e da sillimanita).

O aparecimento de cianita e/ou sillimanita pode iniciar-se pela reação *estauroлита + muscovita + quartzo* → *Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> + biotita + H<sub>2</sub>O* (1), em temperaturas mais altas, pode ser formada diretamente pela reação *estauroлита + muscovita + quartzo* → *granada + biotita + sillimanita + H<sub>2</sub>O* (2), ou ainda, quando se trata das isógradas da zona superior da sillimanita, pode ocorrer a partir da reação *muscovita + quartzo* → *Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> + feldspato K + H<sub>2</sub>O* (3). A grade petrogenética de Spear e Cheney (1989) para pressões de estabilidade da sillimanita, indica T em torno de 570 e 590 °C para iniciar a formação de estauroлита.

O aumento da temperatura é responsável pela ocorrência da reação (2), de consumo de estauroлита e formação de granada e aluminossilicato (sill), entre 600 e 670°C, 1ª isógrada da sillimanita (Figura 14). Em regiões com metamorfismo de alto grau são desenvolvidas feições migmatíticas em consequência da destruição da muscovita, que pode envolver uma fase fundida e mesmo em pressões moderadas do metamorfismo barroiano pode gerar sillimanita, segundo a equação *muscovita + quartzo + H<sub>2</sub>O* → *sillimanita + fundido* (4) (Yardley, 2004; Bucher & Frey, 2011), que ocorre em temperaturas mais altas entre 650 e 680° C, 2ª isógrada da sillimanita (Spear & Cheney, 1989). Estas duas reações podem ter sido as responsáveis pela formação de sillimanita na área de estudo, cabe ressaltar, no entanto, que feições de anatexia não foram vistas nos xistos do Grupo Araxá, limitando a temperatura superior do metamorfismo em aproximadamente 680°C, sugerindo também que a reação 4 não deve ter ocorrido nessas rochas.

É possível inferir prováveis campos de estabilidade para as zonas da estauroлита e da sillimanita (Figura 17), bem como indicar as possíveis trajetórias P-T-t para as rochas do

Grupo Araxá. Sugerindo-se o sentido horário, duas trajetórias podem ser propostas para cada zona metamórfica.

A primeira, parte do campo de estabilidade da cianita, e neste caso as reações atingiriam maiores valores de pressão, para um reequilíbrio das associações minerais, após aumento de temperatura, abaixo do campo de estabilidade da cianita, passando a condições de retrometamorfismo com redução da temperatura e da pressão.

A outra trajetória delimita os valores de pressão para trajetórias apenas abaixo do campo de estabilidade da cianita, partindo da região de estabilidade da estauroлита, para um reequilíbrio das associações minerais após aumento de temperatura e redução subsequente das condições de pressão e temperatura.

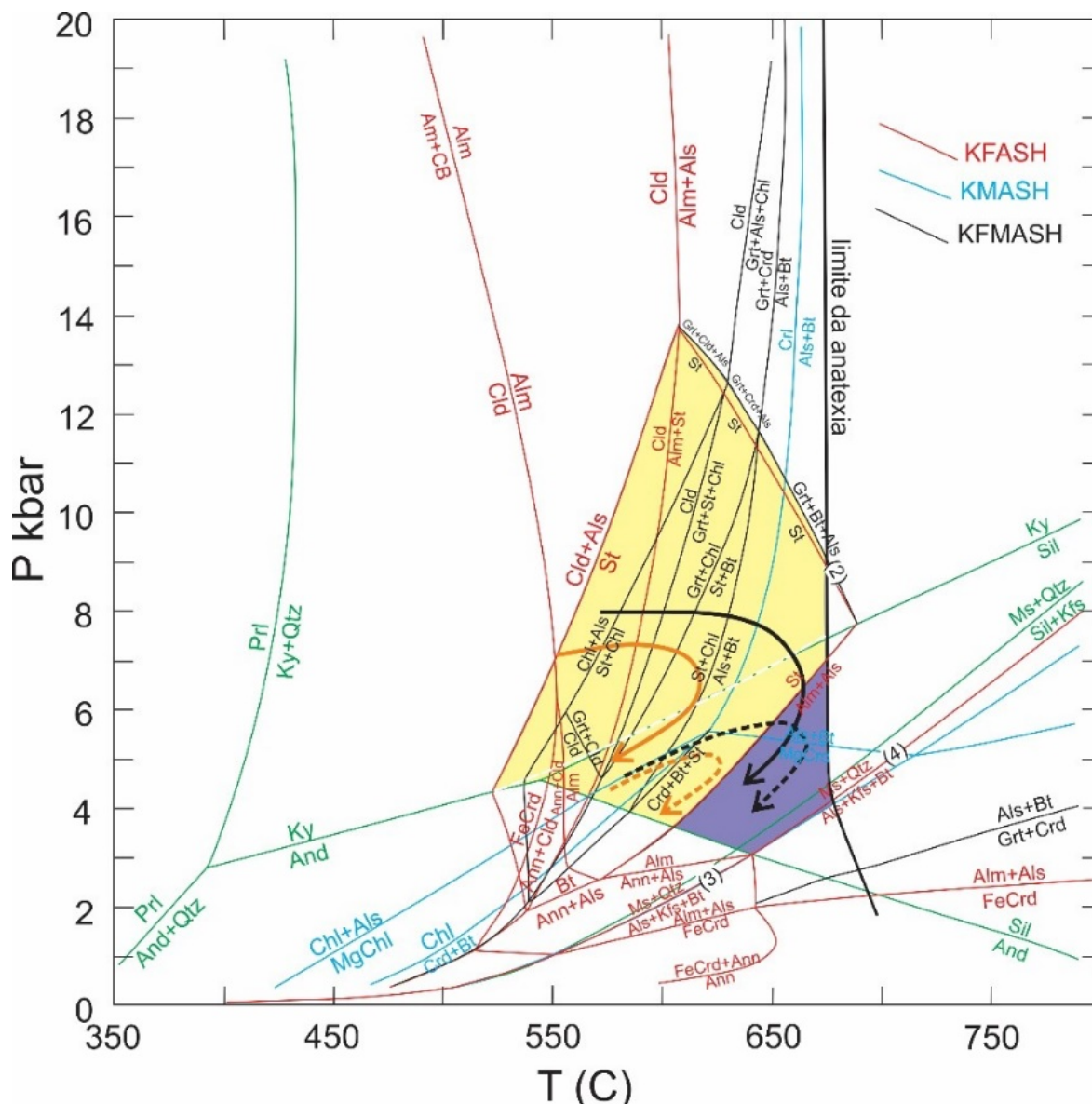
Ressalta-se que não foram identificados resquícios de cianita, na matriz ou como inclusões nos porfiroblastos de granada e estauroлита, portanto as trajetórias abaixo do campo de estabilidade da cianita devem ser as mais prováveis para determinação das reações ocorridas durante o metamorfismo principal.

Interpreta-se que os compartimentos SW e NE tiveram trajetórias metamórficas distintas. O auge metamórfico do Compartimento SW foi tardi-D2 e a justaposição do Compartimento SW com o Complexo Monte Carmelo está associada ao desenvolvimento de S3 do Compartimento SW, logo fase D3.

A possibilidade é de que, no Compartimento SW, D3 tenha se desenvolvido inicialmente em condições próximas ao do auge D2 (do Compartimento SW) passando progressivamente para temperaturas mais baixas (até xisto verde, zona da biotita). No segmento NE, não é possível determinar se o metamorfismo Sin-Dn (= D3 do Compartimento SW), ocorreu sob condições de metamorfismo igual, superior ou inferior à do Compartimento SW. Porém as feições observadas sugerem que o auge metamórfico no compartimento NE ocorreu na fase Dn (= D3 do Domínio SW).

### **Ortognaisse Goiandira W e Ortognaisse Goiandira E**

Os ortognaises Nova Aurora, Ipameri e Goiandira foram descritos e caracterizados por Klein (2008) na porção SE do estado de Goiás. Chaves & Dias (2017) denominam Ortognaisse Goiandira (nomenclatura adotada neste trabalho) os conjuntos de gnaisses encontrados na porção



**Figura 17** - Grade petrogenética para metapelitos (Spear & Cheney, 1989), campos de estabilidade para as zonas da estaurólita (amarelo) e da sillimanita (roxo). Prováveis trajetórias metamórficas para as rochas da zona da estaurólita (laranja) e da sillimanita (preto). As linhas contínuas abrangem o campo da cianita e a linha tracejada restringe a trajetória a pressões compatíveis com a sillimanita. Limite da anatexia traçado com base em Bucher & Frey (2011). Abreviatura de minerais segundo Siivola & Schmid (2010).

oeste da área de estudo. Os resultados deste trabalho permitiram a individualização desta unidade em Goiandira W e Goiandira E. No entanto, é importante levantar algumas questões que podem mudar o entendimento sobre essas rochas.

Próximo à área de estudo são descritos três episódios de granitogênese Neoproterozoica associados ao Grupo Araxá. O mais novo ocorreu em contexto colisional, entre 642 e 630 Ma, gerando os granitos peraluminosos denominados Serra Velha, Tamanduá, Pirapetinga, Galhei-rinho, Perdizes, Estrela do Sul e Cascalho Rico (Seer & Moraes, 2013). No extremo sul da área de estudo aflora o granito Estrela do Sul, com caráter tardi a pós-

colisional, com idade de cristalização U-Pb, obtida em cristais de zircão, de  $632 \pm 3,2$  Ma (Seer & Moraes, 2013). Ressalta-se que o granito Estrela do Sul que aflora na área apresenta pouca deformação, concentrada principalmente nas bordas do corpo, evidência de intrusão tardi-tectônica. O ortognaisse Goiandira (Klein, 2008) tem idade de cristalização obtida em cristais de zircão, através da razão U/Pb é de 640 Ma (Klein, 2008). As características estruturais dos ortognaisses mapeados evidenciam a presença de pelo menos quatro fases deformacionais: D1, D2, D3 e D4.

Se faz necessário discutir a correlação dos ortognaisses mapeados na região de Estrela do



Sul com aqueles descritos por Klein (2008) no estado de Goiás. O ortognaisse da área de estudo, além de ter sido dividido em duas unidades distintas, apresenta auge metamórfico associado à fase D2, indicando uma história evolutiva mais complexa do que o granito tardi-pós tectônico Estrela do Sul (632 Ma) intrusivo no conjunto de rochas do compartimento SW. Se a correlação com os Ortognaisses Goiandira (634-642 Ma) for válida, implicaria em lapso de tempo de 2 a 10 Ma para a ocorrência da deformação D2 associada ao auge metamórfico, seguida da deformação da fase D3 no gnaiss e só ao final desta, a intrusão do granito Estrela do Sul, que

não apresenta características deformacionais das fases pretéritas D1, D2 e D3. Baseado nos dados apresentados, é possível que os ortognaisses, embora denominados no presente estudo de Ortognaisses Goiandira W e E, representem na verdade alguma das unidades mais antigas descritas por Klein (2008), como a Ipameri (790 Ma) ou a Nova Aurora (1,2 Ga). Cabe ressaltar que a continuidade dos contatos para norte sugere que a correlação com a unidade Ipameri seja pouco provável, sendo possível que a unidade esteja relacionada ao domínio Nova Aurora (Klein, 2008) ou corpos com origem e evolução distinta das unidades descritas por Klein (2008).

### CONCLUSÕES

O trabalho realizado permitiu o aprimoramento da cartografia geológica da área, com refinamento no traçado dos contatos, individualização de dois domínios de ortognaisses antes indivisos e delimitação dos conjuntos de rochas metamáficas e metaultramáficas associadas ao Grupo Araxá. Também resultou em um modelo de evolução estrutural, embasado em dados de campo e microtectônicos, e na identificação de zoneamento metamórfico na área.

Foram individualizadas cinco unidades litoestratigráficas, o Ortognaisse Goiandira que é dividido em duas unidades distintas, Ortognaisse Goiandira W e Ortognaisse Goiandira E, unidade que carece de estudos geocronológicos para que se possa de fato correlacioná-las aos domínios descritos por Klein (2008) ou a outros corpos gnáissicos da FBM. O Complexo Monte Carmelo, que se apresenta em contato tectônico com os xistos metassedimentares, metamáficas e metaultramáficas do Grupo Araxá. As unidades do compartimento SW são intrudidas pelo Granito Estrela do Sul, tardi-pós colisional, pouco deformado.

Os resultados obtidos neste trabalho colaboram para o entendimento da evolução estrutural da região de Estrela do Sul (MG), bem como corroboram a proposta de trabalhos anteriores de que o que hoje é denominado de Grupo Araxá, represente unidades litotectônicas com idades, ambientes tectônicos e/ou histórias evolutivas distintas. Na área estudada o Grupo Araxá, ao contrário do que se encontra em sua área-tipo, mostra foliação principal íngreme, lineação mineral N-S, regime metamórfico de

menor pressão, provavelmente, abaixo do campo de estabilidade da cianita, passando pelas zonas da estauroлита, temperatura entre 530 e 680 graus e pressões de 4 a 7,5 Kbar e pela zona da sillimanita cuja temperatura varia de 600 a 680 graus e a pressão entre 3 e 7 kbar. A trajetória P-T-t é horária, típica de regiões com espessamento crustal.

A evolução estrutural da região é compreendida a partir de duas histórias evolutivas distintas, do compartimento SW e do compartimento NE. A primeira é caracterizada por quatro fases de deformação e uma foliação principal (S2) íngreme, associada a uma lineação mineral N-S, que revela um padrão estrutural incomum para a Faixa Brasília.

A evolução do compartimento NE se caracteriza por uma foliação principal de baixo ângulo, associada a lineação mineral E-W, com transporte tectônico aproximadamente para E. Entende-se que os compartimentos têm evolução estrutural conjunta a partir da fase D3 (identificada no compartimento SW), responsável pelo cavalgamento das rochas do Domínio SW sobre as do Domínio NE e, provavelmente, relacionada ao sistema de empurrões responsável pela imbricação das unidades da FB em direção ao Cráton São Francisco.

Este trabalho mostra como o Domínio Interno da Faixa Brasília é pouco conhecido e abriga alta complexidade estratigráfica, metamórfica e estrutural. Este domínio tectônico possui grande potencial, tanto para o avanço do conhecimento científico relativo à evolução do Orógeno Brasília, quanto para fins econômicos.

## AGRADECIMENTOS

Este trabalho é produto do mestrado da primeira autora, realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES), os autores agradecem ao prof. Francisco de Castro Valente Neto por todo apoio nos trabalhos de campo.

## REFERÊNCIAS

- ALLMENDINGER, R.W.; CARDOZO, N.; FISHER, D. Structural geology algorithms: Vectors and Tensors. In: **Structural Geology**. Cambridge University Press, Cambridge, 289 p., 2012.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B., FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth-Science Reviews**, v. 17, n. 1-2, p. 1-29. 1981.
- BALDWIN, J.A. & BROWN M. Age and duration of ultrahigh-temperature metamorphism in the Anápolis-Itaçu Complex, Southern Brasília Belt, central Brazil – constraints from U–Pb geochronology, mineral rare earth element chemistry and trace-element thermometry. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 26, p. 213-233, 2008.
- BALDWIN, J.A.; POWELL, R.; BROWN, M.; MORAES, R.; FUCK, R.A. Modelling of mineral equilibria in ultrahigh-temperature metamorphic rocks from the Anápolis-Itaçu Complex, central Brazil. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 23, p. 511-531, 2005.
- BROD, J.A.; LEONARDOS O.H.; MENESES, P.R.; ALBUQUERQUE, M.A.C.; ALMEIDA, R.; BLANCO, S.B.; CARDOSO, F.B.F.; ROMÃO, P.A.; TALLARICO, F.H.B.; THOMSEN, F.P.R. Geoquímica da Sequência Vulcano-Sedimentar de Abadia dos Dourados e Complexo Chapada das Perdizes, Triângulo Mineiro- MG. **Rev. Esc. Minas, Ouro Preto**, v. 45, n. (1 e 2), p. 164-166, 1992.
- BUCHER, K. & FREY, M. **Petrogenesis of metamorphic rocks**. Springer Science & Business Media. 428 p. 2011.
- CARDOZO, N. & ALLMENDINGER, R.W. Spherical projections with OSXStereonet. **Computers & Geosciences**, v. 51, p. 193-205, 2013.
- CHAVES, M.L.S.C. & DIAS, C.H. **Geologia da Folha de Estrela do Sul**, Belo Horizonte, CODEMIG - CPMT/UFMG, esc. 1:100.000, 2017.
- CODEMIG. **Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais, Área 1**. Belo Horizonte: Convênio CODEMIG/CPRM-SGB, v. 2001, n. 1. 2001.
- CODEMIG. **Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais, Área 7**. Belo Horizonte: Convênio CODEMIG/CPRM-SGB, v. 2006, n. 11.
- DARDENNE, M.A. The Brasília Fold Belt. In: U.G. CORDANI E.J., MILANI A., THOMAZ FILHO & D.A. CAMPOS. **Tectonic evolution of South America**. Sociedade Brasileira de Geologia, International Geological Congress, 31, p. 231-263, 2000.
- DELLA GIUSTINA, M.E.S.; OLIVEIRA, C.G.; PIMENTEL, M.M.; MELO, L.V.; FUCK, R.A.; DANTAS, E.L.; BUHN, B. U–Pb and Sm–Nd constraints on the nature of the Campinorte Sequence and related Paleoproterozoic juvenile orthogneisses, Tocantins Province, Central Brazil. **Geological Society of London Special Publication**, v. 323, p. 255-269, 2009.
- DELLA GIUSTINA, M.E.S.; PIMENTEL, M.M.; FERREIRA FILHO, C.F.; HOLLANDA, M.H.B.M. Dating coeval mafic magmatism and ultrahigh temperature metamorphism in the Anápolis-Itaçu Complex, Central Brazil. **Lithos**, 124:82-102, 2011.
- FALCI, A.; CAXITO, F.A.; SEER, H.J.; VALERIANO, C.M.; DIAS, P.H.; PEDROSA-SOARES, A.C. 2018. Provenance shift from a continental margin to a syn-orogenic basin in the Neoproterozoic Araxá nappe system, southern Brasília belt, Brazil. **Precambrian Research**, 306:209-219.
- FUCK, R.A.; DANTAS, E.L., PIMENTEL, M.M.; BOTELHO, N.F., ARMSTRONG, R.; LAUX, J.H.; PRAXEDES, I.F. Paleoproterozoic crust-formation and reworking events in the Tocantins Province, central Brazil: A contribution for Atlantica supercontinent reconstruction. **Precambrian Research**, v. 244, p. 53-74, 2014.
- FUCK, R.A. & MARINI, O.J. O Grupo Araxá e Unidades Homotaxiais. In: SIMPOSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1, Belo Horizonte. 1981. **Anais...Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia**, 1981, p.118-130.
- FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M.; D'EL-REY SILVA, L.J.H. Compartimentação Tectônica na porção oriental da Província Tocantins. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. 1994. Balneário de Camboriú. **Anais... Balneário de Camboriú: Sociedade Brasileira de Geologia**, v. 1, 1994, p. 215-216.
- KLEIN, P.B.W. **Geoquímica de rocha total, geocronologia de U-Pb e geologia isotópica de Sm-Nd das rochas ortognáissicas e unidades litológicas associadas da região de Ipameri-Catalão-GO**. 154 p. Brasília. 2008. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- LACERDA FILHO, J.V.; ABREU FILHO, W.; VALENTE, C.R.; OLIVEIRA, C.C.; ALBUQUERQUE, M.C. DE. (ORGS.) **Geologia e recursos minerais do Estado de Mato Grosso: texto dos mapas geológico e de recursos minerais do Estado de Mato Grosso escala 1:100.000**. Cuiabá, CPRM/SICME-MT. 235p., 2004.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DARDENNE, M.A.; DANNI, J.C.M. Província Tocantins: setores Central e Sudeste. In: ALMEIDA, F. F.M., HASUI, Y. (coords.). **O Pré-cambriano do Brasil**, E. Blücher, p. 205-264, 1984.
- NAVARRO, G.R.B. & ZANARDO, A. Petrografia e geoquímica das rochas metaultramáficas da região de Mairipotaba, Cromínia e Pontalina, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 4, p. 483-49, 2005.
- NAVARRO, G.R.B.; ZANARDO, A.; CONCEIÇÃO F.T. Evolução metamórfica e termobarometria das rochas metabásicas da região de Pontalina-Morrinhos, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 2, p. 170-184, 2011.
- NAVARRO, G.R.B.; ZANARDO, A.; CONCEIÇÃO F.T. O Grupo Araxá na Região Sul-Sudoeste do Estado de Goiás. **Revista Geologia-USP, Série Científica**, v. 13, n. 2, p. 5-28, 2013.
- PIMENTEL, M.M. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. **Brazilian Journal of Geology**, v. 46, p. 67-82, 2016.
- PIMENTEL, M.M.; DARDENNE, M.A.; FUCK, R.A.; VIANA, M.G.; JUNGES, S.L.; FISCHER, D.P.; SEER, H.J.; DANTAS E.L. Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14, p. 571-585, 2001.
- PIMENTEL, M.M.; RODRIGUES, J.B.; DELLAGIUSTINA, M.E.S.; JUNGES, S.L.; MATTEINI, M.; ARMSTRONG, R. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS U e Pb sedimentary provenance data: A review. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 31, p. 345-357, 2011.
- PIUZANA D.; PIMENTEL M.M.; FUCK R.A.; ARMSTRONG R. SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data for the Araxá Group and associated rocks: Constraints for the age of sedimentation and geodynamic context of the southern Brasília Belt, central Brazil. **Precambrian Research**, v. 125, p. 139-160, 2003.

- PIUZANA, D.; PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A. Idade do metamorfismo de alto grau no Complexo Anápolis-Itaçu, Goiás, determinado pelo método Sm-Nd. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 4, p. 543-544, 1998.
- SANTOS, B.L.DOS. **Petrologia e geologia estrutural da faixa Brasília na região de Estrela do Sul-MG: implicações tectônicas**. Rio Claro. 138 p. 2019. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências e Ciências Exatas.
- SEER, H.J. **Evolução tectônica dos grupos Araxá, Ibiá e Canastra na sinforma Araxá, Minas Gerais**. Brasília, 267 p. 1999. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- SEER, H.J. & DARDENNE, M.A. Tectonostratigraphic terrane analysis on Neoproterozoic times: the case study of the Araxá Synform, Minas Gerais, Brazil - implications to the final collage of the Gondwanaland. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1, p.78-81, 2000.
- SEER, H.J. & MORAES, L.M. Within plate, arc, and collisional Neoproterozoic granitic magmatism in the Araxá Group, Southern Brasília belt, Minas Gerais, Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 43, n. 2, p. 333-354, 2013.
- SEER, H.J.; BROD, J.A.; FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M.; BOAVENTURA, G.R.; DARDENNE, M.A. Grupo Araxá em sua área tipo: Um fragmento de crosta oceânica neoproterozoica na Faixa de Dobramentos Brasília. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 3, p. 385-396, 2001.
- SEER, H.J.; BROD, J.A.; VALERIANO, C.M.; FUCK, R.A. Leucogranitos intrusivos no Grupo Araxá: registro de um evento magmático durante colisão Neoproterozoica na porção meridional da Faixa Brasília. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 1, p.33-42, 2005.
- SIIVOLA, J. & SCHMID, R. 0B12. **List of Mineral Abbreviations**, 2007
- SILVA, A.J.C.A.; SIMÕES, L.S.A.; DUFRANE, S.A.; ALKMIN, L.A.S.; CERRI, R.I. U–Pb ages of detrital zircon grains for the Canastra Group and Passos Nappe units and U–Pb and Lu–Hf isotope analyses from orthogneisses: Provenance and tectonic implications, southern Brasília Belt, Brazil. **Precambrian Research**, v. 105771, 2020.
- SILVA, C.H.; SIMÕES, L.S.A.; DAMÁZIO, W.L.; FERREIRA, S.N.; LUVIZOTTO, G.L. O Grupo Canastra em sua área-tipo, região de Tapira, sudoeste do estado de Minas Gerais. **Revista Geologia-USP, Série Científica**, v. 12, p. 83-98, 2012.
- SILVA, C.H.; SIMÕES, L.S.A., KRYMSKY, R.; MACAMBIRA, M.J.B. Proveniência e metamorfismo das rochas da Faixa Brasília, na região de Tapira (SW de Minas Gerais). **Revista Geologia-USP, Série Científica**, v. 6, n. 1, p. 53-66, 2006.
- SIMÕES, L.S.A. & NAVARRO, G.R.B. Estruturação da Faixa Brasília na Região de Araxá – MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador. **Anais....**Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1996, v. 6, p. 92-95.
- SIMÕES, L.S.A. **Evolução tectonometamórfica da nappe de Passos, Sudoeste de Minas Gerais**. São Paulo. 149 p. 1995. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo
- SIMÕES, L.S.A. **Compartimentos crustais no domínio interno da Faixa Brasília no Sul de Goiás**. Rio Claro. 135 p. 2005. Tese (Livre-Docência), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP.
- SIMÕES, L.S.A. & VALERIANO, C.D.M. Porção meridional da Faixa de Dobramentos Brasília: estágio atual do conhecimento e problemas de correlação tectono-estratigráfica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal. 1990. **Anais...Natal: Sociedade Brasileira de Geologia**, p. 2564-2575, 1990.
- STRIEDER, A.J. & NILSON, A.A. Estudo petrológico de alguns fragmentos tectônicos da melange ofiolítica em Abadiânia (GO): As cromitas primárias e as suas transformações metamórficas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 22, n. 3, p. 353-362, 1992.
- ULHEIN, A.; FONSECA, M.A.; SEER, H.J.; DARDENNE, M.A. Tectônica da Faixa de dobramentos Brasília – Setores Setentrional e Meridional. **Geonomos**, v. 20, n. 2, p. 1-14, 2012.
- VALERIANO, C.D.M.; PIMENTEL, M.M.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J.C.H.; TROUW, R.A.J. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. Geological Society, London, **Special Publications**, v. 294, n. 1, p. 197-210, 2008.
- VALERIANO, C.M. **Evolução tectônica da extremidade meridional da Faixa Brasília, região da Represa de Furnas, Sudoeste de Minas Gerais**. São Paulo. 192 p. 1992. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências Universidade de São Paulo.
- VALERIANO, C.M. Evolução Tectônica da Extremidade Meridional da Faixa Brasília, Região da Represa de Furnas, Sudoeste de Minas Gerais. In: SIMPÓSIO DO CRÁTON SÃO FRANCISCO, 2, Belo Horizonte. 1993. **Anais...Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia**, p 290-291, 1993.
- VALERIANO, C.M. The Southern Brasília Belt. In: HEILBRON M., CORDANI, U.G., ALKMIN, FF. (Eds.), **São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent**. Springer, Berlin, Germany, v. 1, p. 189-203, 2017.
- VALERIANO, C.M.; DARDENNE, M.A.; FONSECA, M.A.; SIMÕES, L.S.A.; SEER, H.J. 2004. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: V. MANTESSO-NETO, A. BARTORELLI, C.D.R. CARNEIRO, B.B. BRITO NEVES (eds). **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução e obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**, Beca, p.:575-593.
- VALERIANO, C.M., SIMÕES L.S.A. Geochemistry of Proterozoic mafic rocks from the Passos nappe (Minas Gerais, Brazil): tectonic implications to the evolution of the southern Brasília belt. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, p. 99-110, 1997.
- WINGE, M. **Evolução dos terrenos granulíticos da Província Estrutural Tocantins, Brasil Central**. Tese de Doutorado, IGC-UNB, 140 p. 1995.
- YARDLEY, B.W.D. **Introdução à Petrologia Metamórfica**. Editora UnB. 340 p. 2004.

*Submetido em 5 de janeiro de 2021*

*Aceito para publicação em 30 de maio de 2021*