

## Estratigrafia da transição entre os grupos Bambuí e Paranoá no Distrito Federal

*Stratigraphic transition of Bambuí and Paranoá groups in Distrito Federal*

Maria Gabriela de Carvalho<sup>1</sup> , Carlos José Souza de Alvarenga<sup>1</sup> 

<sup>1</sup>Universidade de Brasília - UnB, Instituto de Geociências, Campus Universitário Darcy Ribeiro, CEP 70910-900, Brasília, DF, BR (mgcarvalho.geo@gmail.com; alva1@unb.br)

Recebido em 28 de junho de 2018; aceito em 11 de outubro de 2018

### Resumo

O norte do Distrito Federal (DF) inclui uma expressiva sucessão de rochas carbonáticas de posicionamento estratigráfico divergente, tendo sido incluídos tanto no Grupo Bambuí como no Grupo Paranoá. Neste trabalho, os carbonatos do Grupo Paranoá foram individualizados e separados daqueles da Formação Sete Lagoas do Grupo Bambuí. O primeiro é composto de uma unidade siliciclástica formada predominantemente por intercalações rítmicas de siltitos e arenitos sobreposta por rochas pelito-carbonáticas, com lentes de calcários dolomíticos, onde é possível observar o estromatólito *Conophyton metulum* Kirichenko. A Formação Sete Lagoas do Grupo Bambuí recobre de forma discordante as rochas do Grupo Paranoá e foi subdividida em duas sucessões estratigráficas distintas. A Sucessão 1 da Formação Sete Lagoas inclui três unidades litoestratigráficas distintas: (i) a unidade basal começa por um dolarenito cinza, sobreposto por uma sucessão rítmica de calcilutitos/calcarenitos arroxeados com argilas não carbonáticas, (ii) na unidade intermediária, predominam calcarenitos puros sucedidos pela (iii) unidade de dolomitos. Uma superfície erosiva marcada por níveis de brecha limita a Sucessão 2, que começa com 1–2 metros de siltitos seguidos por calcarenitos com camadas de argilosas crescentes em direção ao topo. O norte do DF está na zona externa da Faixa Brasília, onde foram identificadas duas fases de deformações, perpendiculares entre si, orientadas com direções grosseiramente NS e EW.

**Palavras-chave:** Faixa Brasília; Contato Grupos Paranoá e Bambuí; Formação Sete Lagoas.

### Abstract

Distrito Federal's north area shows an expressive succession of carbonate rocks with divergent stratigraphic position and has already been included in Bambuí or Paranoá groups. In this work, the carbonates of the Paranoá Group were individualized and separated from those of the Sete Lagoas Formation, of the Bambuí Group. The Paranoá Group consists in a siliciclastic unit formed predominantly by rhythmic intercalations of siltstones and sandstones superimposed by pelito-carbonate rocks, with lenses of dolomitic limestones stromatolitic, where it is possible to observe the *Conophyton metulum* Kirichenko. The carbonate rocks of the Sete Lagoas Formation in the lower Bambuí Group overlies by unconformity a dolostone breccias of the Paranoá Group, and it was individualized in two stratigraphic successions. Sete Lagoas Formation's Succession 1 comprises three distinct lithostratigraphic units: (i) the basal unit starts with a gray dolarenite overlying by a purple rhythmic succession of calcilutitos-calcarenitos with claystone, (ii) in the middle unit, pure calcarenites dominates, succeeded by (iii) the dolostones unit. An erosive surface is marked by breccia level that limits Succession 2, which begins with 1-2 meters of siltstones followed by calcarenites with clay layers growing towards the top. The north localities of Distrito Federal in the external Brasília Belt, where two perpendicular deformation phases were identified, oriented with NS and EW rough directions.

**Keywords:** Brasília Belt; Paranoá and Bambuí transition; Sete Lagoas Formation.

## INTRODUÇÃO

Rochas sedimentares metamorfozadas na fácies xisto-verde baixo dos Grupos Paranoá e Bambuí foram tectonicamente recobertas por filitos, xistos e quartzitos do Grupo Canastra, no limite norte do Distrito Federal (DF) com o Estado de Goiás. A dificuldade em separar as unidades carbonáticas desses grupos levaram a divisões que a incluíram ora em uma ora em outra unidade estratigráfica.

O primeiro mapeamento no DF individualizou, no Grupo Paranoá, o domínio das sucessões siliciclásticas e as rochas pelíticas e carbonáticas, como do Grupo Bambuí (Barbosa et al., 1969). Unidades carbonáticas têm sido descritas nos dois grupos e são facilmente individualizadas quando os diamictitos glaciogênicos da Formação Jequitaiá ocorrem entre elas. Entretanto, na ausência dos diamictitos, a individualização desses carbonatos pode se tornar uma tarefa difícil (Guimarães, 1997; Alvarenga et al., 2007).

Estromatólitos do tipo *Conophyton metulum* Kirichenko são regionalmente encontrados no Grupo Paranoá e ausentes no Grupo Bambuí, tendo sido este um dos critérios para separar rochas carbonáticas desses dois grupos (Dardenne, 2000; Fairchild et al., 2015). Essa dificuldade em separar as diferentes unidades carbonáticas fez com que, no mapa geológico do DF, em 1:100.000, todas essas rochas fossem incluídas na unidade denominada pelito-carbonatada do topo do Grupo Paranoá (Faria et al., 1997). A individualização desses carbonatos de duas idades diferentes foi possível a partir de levantamentos quimioestratigráficos que evidenciaram significativas diferenças isotópicas separando os carbonatos mesoproterozoicos do Grupo Paranoá daqueles do neoproterozoicos do Grupo Bambuí (Alvarenga et al., 2007, 2014).

O detalhamento estratigráfico dos diferentes tipos de rochas carbonáticas do norte do DF, conhecido apenas em seções pontuais, se fazia necessário com o objetivo de definir se as fácies carbonáticas se distribuem na forma de lentes ou em continuidade lateral de camadas, já que, nessa localidade, se concentram indústrias cimenteiras e extrativistas, sendo a principal fonte de matéria-prima para a construção civil da região. Ampliar o conhecimento geológico dessa área é de grande interesse das indústrias ali instaladas, considerando a complexidade estrutural para se entender o empilhamento estratigráfico e, assim, definir melhor a extensão lateral das fácies carbonáticas, que são de vital importância para o futuro da indústria cimenteira no DF.

Nesta pesquisa, foi feito um mapeamento geológico detalhado com os objetivos de individualizar as diferentes unidades estratigráficas dos Grupos Paranoá e Bambuí, assim como subdividir a Formação Sete Lagoas em duas sucessões caracterizadas por quatro unidades compostas de conjuntos de litofácies distintos.

## CONTEXTO GEOLÓGICO

A Faixa Brasília é parte de um sistema orogênico do Neoproterozoico que se estende por mais de 1.200 km ao longo da margem oeste do Cráton São Francisco, na direção N-S (Almeida, 1977, 1981; Almeida et al., 1981). Ela é caracterizada por uma evolução complexa e possivelmente diacrônica, com a porção meridional sendo resultado da interação entre os Crátons do São Francisco e Paranapanema e a porção setentrional, entre os Crátons do São Francisco e Amazônico (Uhlein et al., 2012). Nesse processo orogênico, houve ainda o envolvimento de outras unidades tectônicas, como o Maciço de Goiás, arcos magmáticos neoproterozoicos e sequências sedimentares meso-neoproterozoicas (Uhlein et al., 2012).

A intensidade de metamorfismo aumenta de leste para oeste, o que levou a compartimentação em três zonas metamórficas, cratônica, externa e interna, separadas por falhas orientadas em N-S (Costa e Angeiras, 1971; Dardenne, 1981, 2000; Fuck et al., 1994). A região norte do Distrito Federal, alvo desta pesquisa, situa-se na denominada zona externa da Faixa Brasília, que foi deformada no tipo *thin-skin*, durante a Orogênese Brasileira, finalizada no Ediacarano (Dardenne, 2000; Pimentel et al., 1999, 2000). Uma megasequência neoproterozoica com os depósitos glaciogênicos da Formação Jequitaiá e as rochas carbonato-pelíticas do Grupo Bambuí, depositadas na Bacia do São Francisco, podem ser individualizadas da zona externa da faixa até a zona cratônica (Reis et al., 2017b).

O Grupo Paranoá é uma sequência psamo-pelito-carbonatada interpretada como de margem passiva com idade meso/neoproterozoica, que foi definida e individualizada em 12 unidades informais (Faria, 1995; Faria e Dardenne, 1995). A deposição do grupo começa com um paraconglomerado na base (conglomerado de São Miguel), seguido de ciclos siliciclásticos transgressivos e regressivos, que incluem sucessões estratigráficas de arenitos e ritmitos, terminando, no topo, com pelitos e dolomitos contendo estromatólitos *Conophyton metulum* Kirichenko, com uma idade sugerida de 0,9–1,2 Ga (Cloud e Dardenne, 1973). Os dados U-Pb de zircões detriticos ao longo da seção tipo do Grupo Paranoá indicam uma idade máxima de deposição de 1,54 Ga, no entanto, uma idade máxima de deposição de Lu-Hf de aproximadamente 1,04 Ga foi obtida em zircão detriticos por Matteini et al. (2012).

O Grupo Canastra compreende uma associação típica de rochas psamítica e pelíticas com lentes carbonatadas, metamorfozadas em fácies xisto-verde a anfíbolito. Por causa da intensa deformação, a organização estratigráfica do Grupo Canastra não é totalmente compreendida — na região do Distrito Federal, é interpretado como equivalente temporal do Grupo Paranoá e, portanto, parte da sequência de margem passiva do Cráton do São Francisco (Dardenne, 2000).

O Grupo Bambuí é composto de ciclos de sedimentação de caráter carbonático e pelito-arenoso, cujos depósitos são correlacionados a uma extensa transgressão marinha de idade neoproterozoica que avança sobre o Cráton do São Francisco (Alkmim e Martins-Neto, 2012). A bacia de deposição é interpretada dentro do contexto de bacia *foreland* (Alkmim et al., 1989; Reis et al., 2017a), com deformação incipiente, em condições de tectônica epidérmica, atingindo fácies metamórfica xisto-verde baixo ao longo das faixas de dobramentos brasilianas (Magalhães, 1989; Marshak e Alkmim, 1989). A divisão estratigráfica do grupo proposta por Costa e Branco (1961) foi adaptada por Dardenne (1978), que individualiza da base para o topo: a Sete Lagoas, com calcários, dolomitos, margas e siltitos calcíferos; a Serra de Santa Helena, com arenitos finos e ritmitos pelíticos; os calcários escuros e oolíticos e margas da Lagoa do Jacaré; a Serra da Saudade, composta de argilitos que passam gradualmente para os siltitos arcoseanos; e os arcóseos finos da Formação Três Marias.

A Formação Sete Lagoas foi subdividida em dois membros na sua localidade tipo, Membro Pedro Leopoldo, basal, que compreende calcários mais impuros, finos e claros, representados por calcissiltitos e, subordinadamente, calcarenitos e margas; e o Membro Lagoa Santa, superior, com calcários mais puros, grossos e escuros, compreendendo calcarenitos e, subordinadamente, calcissiltitos e calcirruditos (Schöll, 1976; Ribeiro et al., 2003). Dois megaciclos progradacionais, separados por um contato discordante, foram identificados na Formação Sete Lagoas, com base em detalhamentos sedimentológicos-estratigráficos e quimioestratigráficos, sugerindo duas sequências estratigráficas (Martins e Lemos, 2007; Vieira et al., 2007; Alvarenga et al., 2014).

O Grupo Bambuí ainda carece de datações para o estabelecimento de uma idade absoluta. Uma idade  $^{207}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}$  de  $740 \pm 22$  Ma em carbonatos na base da Formação Sete Lagoas (Babinski et al., 2007) contrasta com idades U-Pb de 620 Ma em zircões detríticos da unidade superior da formação (Pimentel et al., 2011) ou até mais novas, de ~ 550 e 542 Ma, se considerarmos que os fragmentos de *Cloudina* sp. encontrados na base da Sete Lagoas em Januária, MG, equivalem aos encontrados em outras localidades do mundo como do fim do Ediacarano (Warren et al., 2014). Idades em torno de 560 Ma e 625 Ma foram encontradas em zircões detríticos, na Formação Sete Lagoas, sendo interpretadas por Paula-Santos et al. (2015) como uma idade máxima para a sedimentação do grupo de 560 Ma.

## RESULTADOS

Nesta pesquisa, as principais litofácies dos Grupos Paranoá e Bambuí foram individualizadas em mapa geológico de detalhe, em uma área com cerca de 150 km<sup>2</sup> (Figura 1).

As rochas desses grupos foram recobertas por uma sequência de quartzo-xisto, micaxisto, quartzitos, calcixistos e filitos do Grupo Canastra em razão de uma falha de cavalgamentos (*Nappe* Canastra), colocando rochas de menor grau metamórfico sotopostas por rochas de maior grau metamórfico (Figura 2). Dois eventos deformacionais compressivos entre si são responsáveis pelo arranjo das rochas em formas anticlinais e sinclinais, normalmente assimétricos com eixos nas direções grosseiramente N-S e E-W (Figura 1).

### Estratigrafia

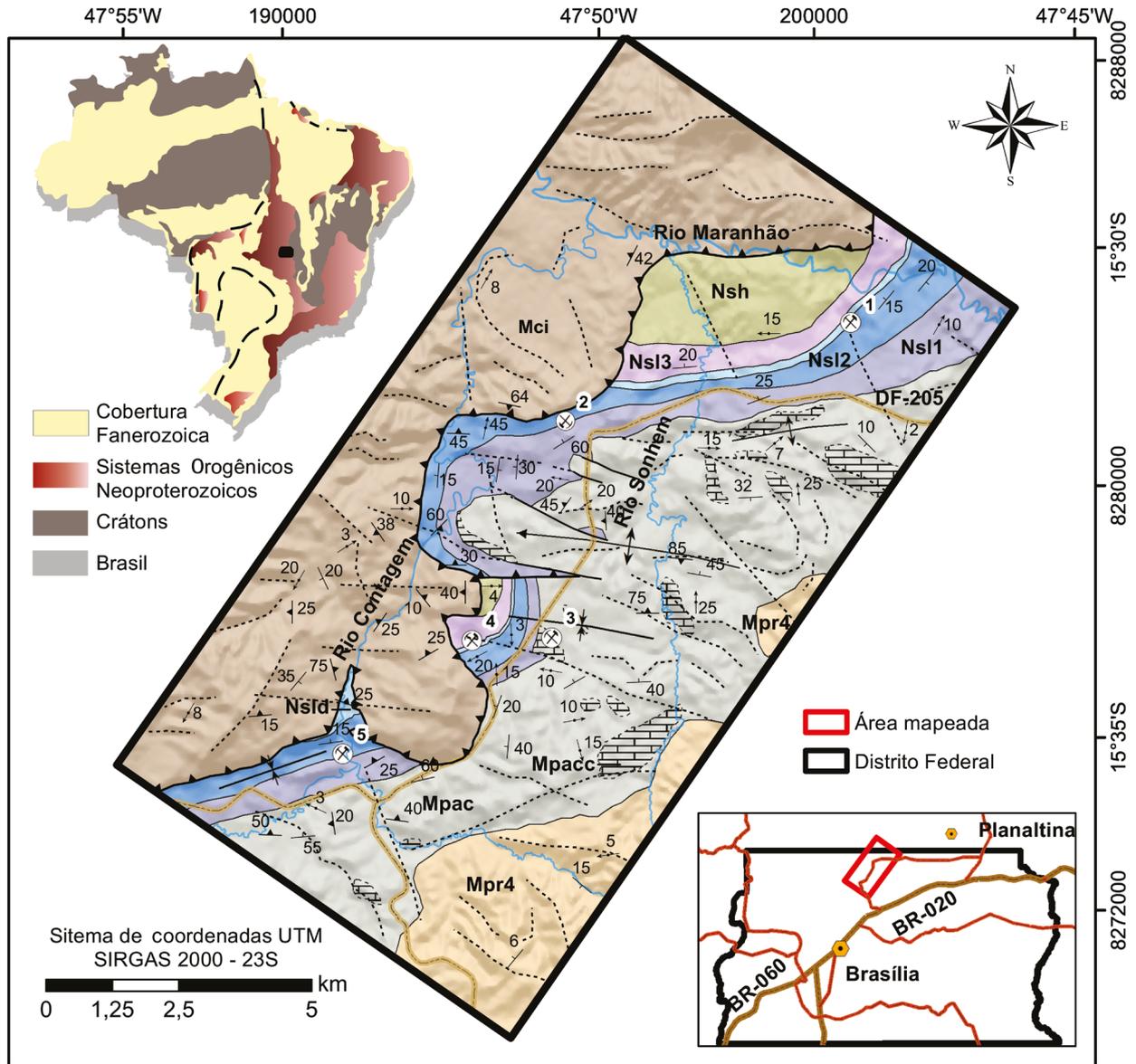
O Grupo Canastra aflora a oeste-noroeste da área mapeada e está em contato por falha de cavalgamento (*Nappe* Canastra), sobre as diferentes unidades do Grupo Bambuí e localmente sobre o Grupo Paranoá na porção W-SW do mapa. O Grupo Bambuí recobre a porção central, nordeste e sudoeste do mapa e rochas do Grupo Paranoá na região centro leste e sudeste do mapa (Figura 1).

#### *Grupo Canastra*

O Grupo Canastra, nas proximidades da falha, é composto de calcixistos, cinza esverdeados como cor primária e amarronzados quando alterados, constituídos basicamente por quartzo, calcita e micas, com lentes de filitos cinza e de quartzito silicificado de dimensões centimétricas a decamétricas. Distanciando-se da zona de falha, ocorrem quartzo-mica-xistos e filitos. A porção superior sustenta a região mais elevada da serra, formada por uma sucessão rítmica constituída por camadas de quartzitos intercaladas a rochas metapelíticas de coloração bege amarronzada (Figura 2A).

#### *Grupo Paranoá*

O Grupo Paranoá, aflorante na porção E-SE (Figura 1), foi subdividido em duas unidades: siliciclástica (Mpr4) e pelito-carbonática (Mpac), mantida a subdivisão de Faria et al. (1997). A unidade (Mpr4) é constituída de arenitos, intercalações rítmicas caracterizadas pela alternância de níveis silticos-argilosos com arenitos, conglomerados e brechas, sendo a sucessão rítmica a mais representativa nessa unidade. Por vezes, as camadas de arenitos tornam-se mais espessas (até 10 m), formando pacotes de arenitos de coloração amarelada a cinza esbranquiçada, normalmente mal selecionados, de granulometria fina a média, com ocorrência de feldspato, filossilicados e óxidos de ferro. Associada a esses níveis, nota-se, de forma esparsa, a presença de bancos conglomeráticos e brechas. Ocasionalmente, ocorrem arenitos bem selecionados e silicificados formando pacotes mais homogêneos e compactos, normalmente de cor bege. Localmente, são evidenciadas lentes e/ou camadas de arenitos puros, bem selecionados, com grãos grosseiros e bem



- Litoestratigrafia**
- Grupo Bambuí**
- Formação Serra de Santa Helena**
- Nsh Pelitos e siltitos
- Formação Sete Lagoas**
- Suc.2 Nsl3 Intercalação de calcários com argilitos e siltitos
- Nsl4 Dolomitos
- Suc.1 Nsl2 Calcarenitos
- Nsl1 Intercalações rítmicas de calcilitos – calcarenitos com camadas argilosas não carbonáticas

- Grupo Paranoá**
- Mpac Pelitos com lentes carbonáticas (c)
- Mpr4 Arenitos, brechas, siltitos e conglomerados e ritmitos formados pela intercalação de arenitos e siltitos
- Grupo Canastra**
- Mci Xisto, filito, calcixisto, metarenito
- Estruturas**
- Acamamento (So)
- ↔ Eixo de dobra (Bn)

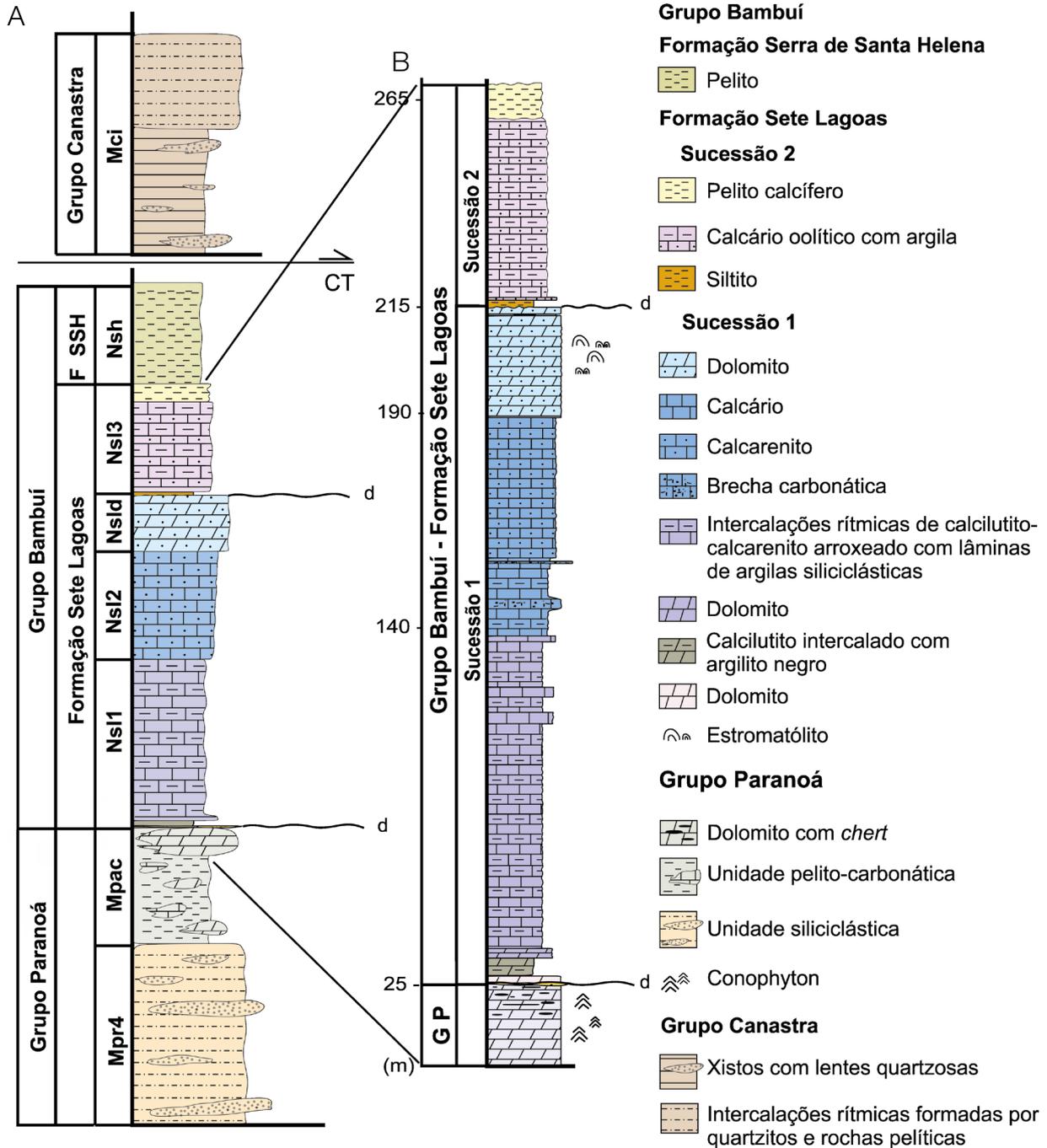
- ▲ Foliação (Sn)
- ↕ Anticlinal
- ↔ Anticlinal com eixo inclinado
- Falha
- ▲ Falha de empurrão
- ↕ Sinclinal
- Traço de superfície
- Convenções cartográficas**
- ⊗ Mineração
- ⊗ Mineração desativada
- Rodovias
- Hidrografia

1: Pedreira Contagem; 2 e 4: CIPLAN Cimento; 3: Pedracon Mineração; 5: Votorantim Cimentos (Mineração Tocantins).

**Figura 1.** Mapa geológico da área em estudo com sua localização no Distrito Federal e no mapa de domínios geotectônicos no Brasil.

arredondados, formados basicamente por quartzo fumê ou rosa. Fragmentos desses arenitos são comumente observados nas brechas que ocorrem na região sudeste da área.

A unidade (Mpac) é composta principalmente de pelitos e siltitos sericíticos com lentes carbonáticas e ocorrências secundárias de arenitos, margas, brechas e ardósias.



Mpr4: Unidade siliciclástica do Grupo Paranoá; Mpac: Unidade pelito-carbonática do Grupo Paranoá; Nsi1: Unidade inferior da Formação Sete Lagoas; Nsi2: Unidade intermediária da Formação Sete Lagoas; Nsi3: Unidade dolomítica da Formação Sete Lagoas; Nsi3: Sucessão 2 da Formação Sete Lagoas; Nsh: Formação Serra de Santa Helena; FSSH: Formação Serra de Santa Helena; Mci: Grupo Canastra indiviso; CT: contato tectônico; d: discordância; GP: Grupo Paranoá.

**Figura 2.** (A) Seção estratigráfica esquemática da área mapeada; (B) seção estratigráfica medida, englobando o contato entre o Grupo Paranoá e as duas sucessões estratigráficas da Formação Sete Lagoas (medida composta, incluindo o furo LSF-10 e os afloramentos contínuos da Pedreira Contagem e Pedracon).

Seu contato com a unidade sotoposta (Mpr4) ocorre de forma gradacional. Os pelitos e siltitos laminados de cor original cinza tornam-se amarelado, avermelhado e rosado quando alterados, apresentando intercalações de camadas centimétricas de arenito fino. Na porção central da área, às margens do Rio Sonhem (Figura 1), pode-se averiguar diversidade litológica que inclui brechas silicificadas, ardósias ricas em piratas e lentes carbonáticas sobrepostas por camadas espessas de pelito e arenito silicificado.

As lentes carbonáticas são constituídas predominantemente por dolomitos, com calcários de forma subordinada, que se interdigitam com as fácies pelíticas. As rochas carbonáticas dessa unidade ocorrem de duas formas principais:

1. dolomitos laminados, realçados por lâminas de silte de coloração cinza esverdeada a rosada (Figura 3A) ou mais acinzentados quando calcítico, com laminações cruzadas, marcas de onda e estromatólitos (Figura 3B);
2. dolomitos maciços a levemente laminados, de cor cinza médio a cinza claro, com frequentes estruturas estromatolíticas inclusive do tipo *Conophyton* observadas nas regiões próximas ao contato superior dessa unidade com o Grupo Bambuí.

O estromatólito do tipo *Conophyton* foi observado ao norte da Mineração Ciplan, confirmando citações anteriores observadas na região de contato da Mineração Pedracon (Fairchild et al., 1996; Faria et al., 1997). Esses dolomitos tornam-se mais silicosos para o topo da camada, culminando com horizontes de brechas formados por clastos de rochas carbonáticas, localmente com fragmentos arenosos, suportados por matriz de lama carbonática, interpretados como o contato discordante entre os Grupos Paranoá e Bambuí (Figura 4).

### Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí, no norte do DF, inclui rochas das Formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena (Figura 1). O estudo de afloramentos e a análise de um testemunho sondagem (furo LSF-10) permitiu a individualização e a determinação da espessura das unidades da Formação Sete Lagoas (Figura 2), sendo esta subdividida em duas sucessões separadas por discordância regional (Martins e Lemos, 2007; Vieira et al., 2007; Alvarenga et al., 2014), com espessura total de aproximadamente 230 metros. A Sucessão 1 foi mapeada e dividida em três unidades litoestratigráficas distintas (Figuras 1 e 2).

A unidade inferior (Nsl1), com uma espessura de 115 m (Figura 2), inicia-se por um contato discordante recobrendo as brechas do Grupo Paranoá. Esse contato basal com as brechas carbonáticas começa com um dolarenito cinza-claro, laminado, com aproximadamente 1 m de espessura, sobreposto por uma camada de calcilito cinza-escuro intercalado com lâminas de argilas negras (siliciclásticas) (1,2 m), e por outra camada de dolomito cinza médio de aproximadamente 0,5 m (Figuras 2B e 4B). Acima dessas fácies, ocorre uma espessa sucessão (~ 100 m) de intercalações rítmicas de calcilitos-calcarenitos com lâminas de argila não carbonáticas, onde os calcilitos apresentam uma coloração de esverdeada a arroxeadada e as lâminas argilosas exibem o mesmo tom, porém com maior intensidade (Figura 4A). Laminações cruzadas e marcas de onda podem ser observadas nos intervalos de calcarenitos. Essa sucessão rítmica de calcários com argilas possui intervalos onde predominam a argila, formando camadas pelíticas com colorações que variam de bege, verde, vermelho, rosa a roxo. Em direção ao topo, há um decréscimo na quantidade de argila e começam a se formar camadas de calcarenitos puros de cor

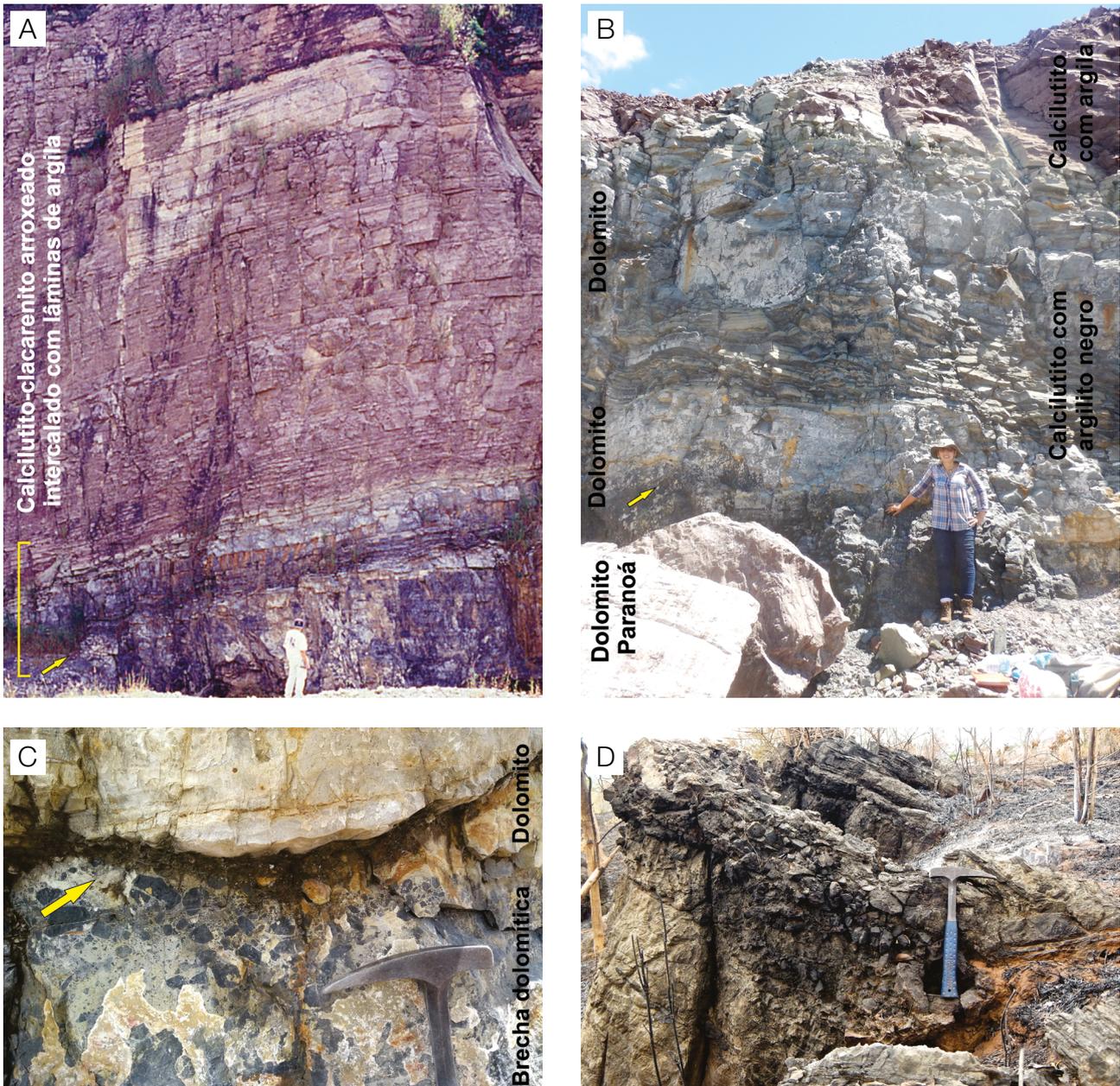


**Figura 3.** (A) Camadas de dolomito intercalado com lâminas argilosas; (B) estromatólitos presentes nas lentes intermediárias da unidade pelito-carbonática do Grupo Paranoá.

cinza, caracterizando um contato gradacional com a unidade sobreposta (Ns12).

A unidade intermediária (Ns12), com espessura aproximada de 50 m, é formada por calcarenitos cinza, oolíticos e intraclásticos. Na base dessa sucessão de calcários, ainda ocorrem finas camadas de argila calcífera intercalada aos calcarenitos, incluindo a ocorrência de

pequenas brechas, com clastos e matriz carbonáticas, e *tepee* (Figura 5A). Os calcarenitos tornam-se mais puros para o topo, apresentando laminações cruzadas, algumas delas truncadas por onda. Esses calcários têm sido o alvo principal da matéria-prima para produção de cimento das duas fábricas implantadas na região (Cimento Tocantins, Votorantim, e CIPLAN Cimento).



**Figura 4.** (A) Perfil mostrando a unidade basal da Formação Sete Lagoas em contato discordante (seta amarela) com o Grupo Paranoá; (B) detalhe da região de contato entre os Grupos Paranoá mostrando a sequência de dolomitos com calcilutitos intercalados com argilas negras sobrepostos pela sucessão rítmica de calcilutitos/calcarenitos com argilas arroxeadas não carbonáticas; (C) detalhe da discordância entre os dois grupos marcada por uma brecha dolomítica com cerca de 40 cm recoberta por dolarenito laminado cinza-claro; (D) dolomito do Paranoá com nível da brecha dolomítica com chert (Norte da Mineração CIPLAN). Fotografias A, B e C retiradas na Mineração Pedracon.

A unidade superior (Nsl<sub>d</sub>) é composta basicamente de dolomito que contém aproximadamente 25 m de espessura depositado em contato abrupto com a unidade inferior (Figuras 6A e 6B), macroscopicamente caracterizado por dolarenitos e dolomitos oolíticos cinza-claro, localmente laminado, estromatolítico (Figura 5B) e com venulações carbonáticas rosadas. O topo dessa unidade é limitado por uma superfície ondulada, erosiva, localmente com alguns centímetros de uma brecha com clastos dos dolomitos basais, parcialmente cimentados por minerais sulfetados (Figuras 6A, 6B e 6C). Essa superfície caracteriza a discordância entre as Sucessões 1 e 2 da Formação Sete Lagoas, coincidindo com o limite de sequência regional marcado em outras localidades da bacia de sedimentação (Martins e Lemos, 2007; Vieira et al., 2007; Alvarenga et al., 2014).

A Sucessão 2 (Nsl<sub>3</sub>) tem 40 m de espessura, iniciando-se por uma camada de siltito que recobre a superfície discordante. Esse siltito cinza, laminado, com espessura variando de 0,5 a 2 m, com laminações cruzadas e plano paralelas (Figuras 6A, 6B e 6D), passa em contato brusco para calcarenitos intercalados com finas camadas silte-argilosas.

Os calcarenitos são localmente oolíticos, mostrando estratificados cruzadas, por vezes incluindo truncamento por ondas. As intercalações de siltitos, argilitos e siltitos calcíferos têm frequência variável ao longo da seção, passando a ter maior intensidade para o topo, culminando com o término dos calcários (Figuras 6E e 6F).

A Formação Serra de Santa Helena (Nsh) é formada por pelitos laminados intercalados com finas camadas e lâminas de arenito fino a muito fino. Nos planos de estratificação, são frequentes micas detríticas brancas de até 2 mm. Seu contato com a unidade inferior se faz de forma gradacional, com o desaparecimento dos constituintes carbonáticos. Essa formação está parcialmente exposta na região devido ao fato de estar cortada pela falha de cavalgamento que a coloca em contato com as rochas do Grupo Canastra (Figura 1).

## Contexto estrutural

As rochas do norte do DF estão no domínio externo da Faixa Brasília, deformadas durante a orogênese Brasileira (Dardenne, 2000; D'el-Rey Silva et al., 2008). O Grupo Canastra, situado na porção oeste do mapa, com rochas metamórficas na fácies xisto-verde, recobrem rochas levemente metamorfizadas dos Grupos Paranoá e Bambuí, em contato por falha de cavalgamento denominada de *Nappe* Canastra (Figura 7A). Anticlinais e sinclinais assimétricos estão bem marcados nas rochas dos Grupos Paranoá e Bambuí, exibindo características de uma deformação dúctil-rúptil, onde falhas, fraturas e zonas de cisalhamento ocorrem por toda a área com rejeitos variados (Figuras 7B e 7C).

Duas orientações principais perpendiculares entre si deformam as rochas dessa região e foram interpretadas

como duas fases de deformações distintas ( $D_1$  e  $D_2$ ), mais bem evidenciadas nas rochas dos Grupos Paranoá e Bambuí. As estruturas pertencentes ao Grupo Canastra não foram abordadas, pois em função do seu grau metamórfico, ele provavelmente sofreu deformação antes ou durante seu transporte que não está englobada nesse tópico, em consequência da falta de dados para interpretação.

A deformação  $D_1$  está relacionada ao evento de transporte da *Nappe* Canastra a partir de seu deslocamento de WNW para ESE (Figura 7A), gerando deformações com eixo N-S, NNW-SSE e NNE-SSW (Figura 7B — perfil AA'). A deformação mais acentuada ocorre na borda do empurrão, afetando com mais intensidade as rochas do Grupo Bambuí, gerando dobras assimétricas apertadas (Figura 8A) com vergência para leste. No setor leste, onde predomina o Grupo Paranoá, observa-se essa deformação de forma mais insipiente, caracterizada por dobras mais abertas, as quais, por conta da menor intensidade nesse setor, possibilitaram que a fase subsequente obliterasse as estruturas dessa fase. Associada a essa deformação, foi desenvolvida uma foliação de plano axial oblíqua ao acamamento, observada nas rochas mais sílticas, uma clivagem de crenulação NNE-SSW geralmente com mergulho para oeste, bem preservada nas intercalações de carbonatos do Grupo Paranoá, e uma lineação de interseção orientada na direção N a N40°E. Estruturas rúpteis, como fraturas, falhas e zonas de cisalhamentos, também estão associadas a essa fase (Figura 8B).

A deformação  $D_2$  transcorreu de uma compressão N-S com vergência para sul, formando dobras assimétricas com eixos na direção E-W (Figura 7B — perfil BB'). Por causa da variabilidade litológica e consequente diferença de competência das rochas, foram gerados diferentes tipos de dobras. Nas camadas mais resistentes — como nos arenitos —, observam-se dobras abertas, mas, nas rochas pelíticas e carbonáticas mais plásticas, ocorrem dobras fechadas e assimétricas, incluindo também as do tipo *chevron* e *kink* (Figuras 8C e 8D). Apesar de ser observada em toda a área, essa deformação é mais bem caracterizada na porção centro-leste, distante da falha de empurrão onde a  $D_1$  é mais marcante.

Anticlinais e sinclinais abertos e assimétricos de centenas de metros, com eixo de direções WNW-ESE e WSW-ENE a E-W (Figuras 7B e 7C), foram gerados nessa fase, tal que, na região central do mapa, constata-se um grande anticlinal com eixo caindo para oeste, acompanhando as estruturas geradas na  $D_1$ . Essa fase foi responsável pelo redobramento das estruturas da  $D_1$  e da falha de empurrão, bem representada na morfologia das estruturas em planta (Figura 7C). Associada a essa deformação, houve a formação de uma segunda foliação nas direções grosseiramente E-W, além de uma clivagem de crenulação praticamente perpendicular à anterior, podendo-se localmente evidenciar a interseção das duas. Relacionada a essa fase, observam-se fraturas, falhas



**Figura 5.** (A) Brecha com intraclastos de calcário pertencente à unidade intermediária da Formação Sete Lagoas; (B) colunas estromatolíticas nos dolomitos da unidade superior da Sucessão 1. Fotos do furo de sondagem LST-10.

e cisalhamentos de direção E-W (Figura 8E) que podem ter sido desenvolvidas ou reativadas durante essa deformação.

Como as duas deformações ocorreram em ângulos de aproximadamente  $90^\circ$ , a interseção delas gera um padrão de domos-bacias assimétricas em razão da diferença de intensidade das duas, já reconhecida para outras regiões do DF (Faria et al., 1997; Freitas-Silva e Campos, 1995).

Uma subdivisão em quatro setores de domínios estruturais foi estabelecida para melhor caracterizar essas fases deformacionais na análise dos estereogramas de acamamento e eixos de dobras (Figuras 7 e 9).

No domínio I, na borda do empurrão, as estruturas da  $D_1$  são mais preservadas, tal que as medidas do acamamento possuem direções principais variando de NNE-SSW a NNW-SSE e direções de ENE-WSW de formada subordinada, com

mergulho de baixo a médio ângulo. Já na região mais ao sudeste, as camadas possuem direções mais representativas de ENE-WSW a ESE-WNW, referentes à  $D_2$ , com alguns pontos variando entre NNE-SSW e NNW-SSE, também com mergulhos geralmente de baixo ângulo. No geral, a orientação mais evidente é de  $240/06$ . Os eixos de dobras desse domínio I apresentam direções variando entre WSW-ENE e WNW-ESE, com caimentos sub-horizontais, com eixo principal de  $286/15$ , que corresponde à fase de deformação  $D_2$ , e as direções predominantes das fraturas são N-S, E-W e ESE.

O domínio II apresenta estruturas mais evidentes da primeira deformação. O acamamento principal é N-S com mergulhos geralmente moderados para oeste. Os eixos de dobras são diversos, sugerindo a interferência dessas duas fases deformacionais. A direção principal indicada pelo estereograma é  $240/08$ , que é o eixo do grande anticlinal gerado durante a  $D_2$ , porém é possível observar eixos N-S derivados da  $D_1$ . As demais direções são provavelmente oriundas da interação das duas fases. As fraturas possuem direções N-S, E-W e SW.

No domínio III, o acamamento geral do setor possui direção E-W, porém, nas regiões mais próximas do empurrão, adquirem a direção NNE-SSW com mergulhos moderados. No estereograma de eixo de dobras, observam-se os eixos E-W ( $D_2$ ) e NNE-SSW ( $D_1$ ). Nessa região, têm-se fraturas muito proeminentes na direção oeste e N-S em segundo plano.

O domínio IV conserva estruturas da  $D_2$ , onde os acamamentos têm direção E-W com mergulhos suaves comumente para norte. Eixos de dobras também nessa direção são bem marcados, contudo com caimento para oeste, contrário ao que ocorre na borda do empurrão. Já as fraturas possuem direções diversas, sendo as principais NNE e NE. Contudo, vale ressaltar que a amostragem dessa estrutura, nesse setor, foi de baixa densidade.

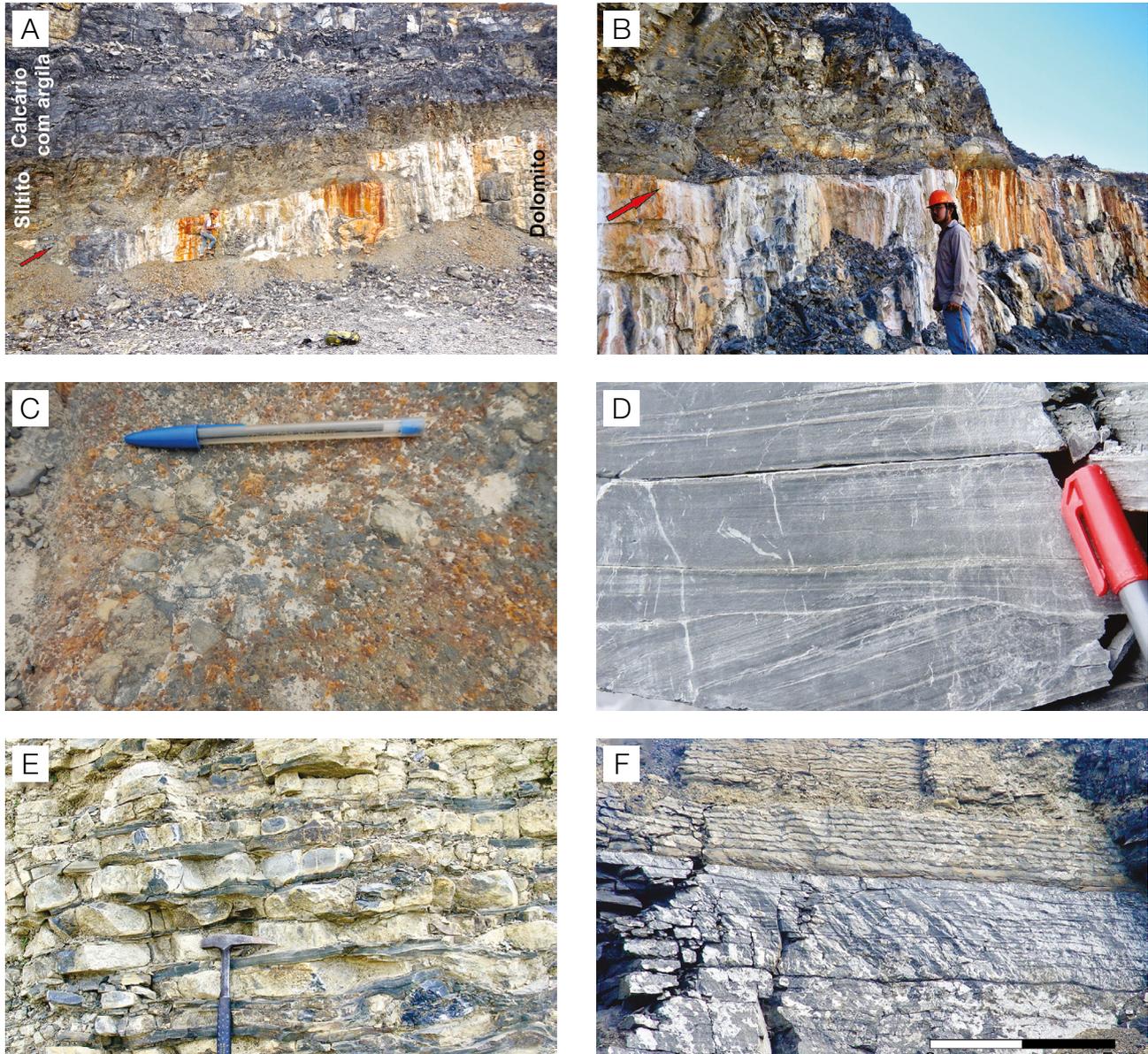
## DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

O mapeamento geológico de detalhe realizado na região norte do DF permitiu a distinção e a separação dos Grupos Paranoá e Bambuí, até então descritos por Faria et al. (1997) como pertencentes a uma única unidade, o Grupo Paranoá. Essa individualização foi reconhecida a partir da identificação de uma discordância marcada por um extenso nível de brecha sedimentar, coincidente com a discordância geológica de caráter regional reconhecida entre os Grupos Paranoá e Bambuí por Alvarenga et al. (2014). A unidade de calcilitos-calcarenitos arroxeados intercalados com lâminas de argilas não carbonáticas (Ns11) da Sucessão 1 da Formação Sete Lagoas foi uma importante camada guia no estabelecimento do controle estratigráfico, devido a sua boa preservação em

affleoramentos. As unidades carbonáticas do Grupo Bambuí foram depositadas em camada com extensa continuidade lateral, ao contrário dos carbonatos do Grupo Paranoá de extensão irregular, pois ocorrem na forma de lentes, que se interdigitam com rochas pelíticas. O estromatólito do tipo *Conophyton metulum* Kirichenko foi encontrado em dolomitos cinza da sucessão pelito-carbonática do Grupo Paranoá (Mpac), reforçando o critério da ausência desses estromatólitos nas rochas do Grupo Bambuí (Dardenne,

2000; Fairchild et al., 1996). Esses elementos estratigráficos, tipos de estromatólitos e o controle estrutural da área permitiram, com segurança, a individualização das litofácies pertencentes às Sucessões 1 e 2 da Formação Sete Lagoas daquelas do Grupo Paranoá.

A discordância regional que divide a Formação Sete Lagoas em duas sucessões distintas foi inicialmente identificada na região de Itacarambi, pois relacionada a ela existem ocorrências de Pb e Zn (Dardenne, 1979; Lopes, 1981).

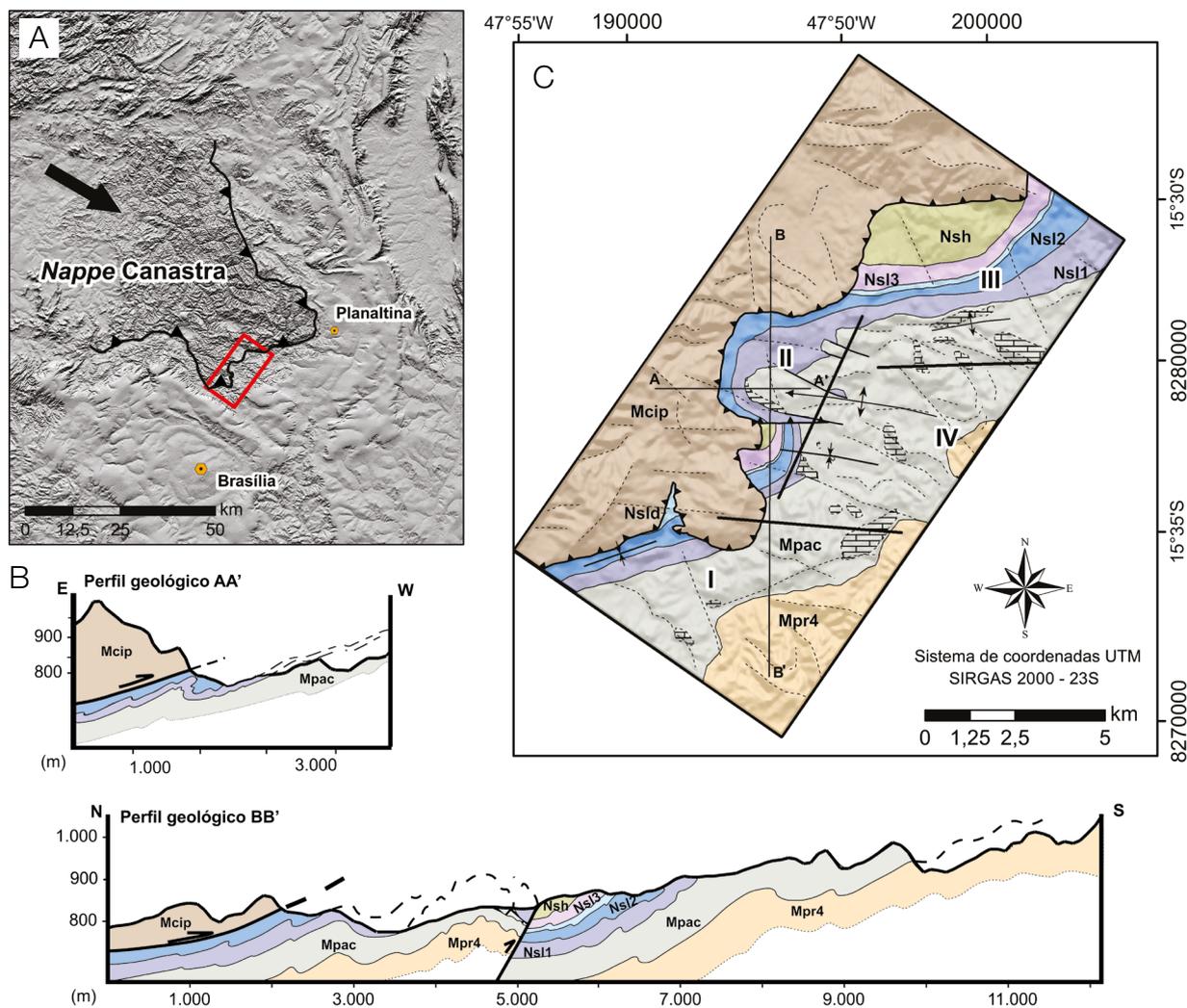


**Figura 6.** (A e B) Contato discordante limitando as Sucessões 1 e 2 da Formação Sete Lagoas. Notar a irregularidade da superfície discordante e camada de siltito cinza esverdeada que a recobre; (C) detalhe da superfície entre as duas sucessões mostrando uma brecha composta por clastos carbonáticos e minerais sulfetados de coloração marrom avermelhado no topo do dolomito; (D) laminação cruzada na camada de siltito laminado da base da Sucessão 2; (E) camadas de calcários intercalados com finas camadas de siltitos calcíferos; (F) intercalações de camadas de calcários e siltitos calcíferos mostrando o aumento gradual das camadas siltosas a pelitos em direção ao topo dessa unidade.

A identificação de duas sucessões na Formação Sete Lagoas foi também proposta para a sua área tipo (Vieira et al., 2007), entretanto a sua extensão para toda a Bacia do São Francisco foi sugerida a partir de estudos estratigráficos e quimioestratigráficos (Martins e Lemos, 2007; Alvarenga et al., 2014). A Formação Sete Lagoas foi também dividida em dois membros na sua área tipo, o Membro Pedro Leopoldo, basal, que inclui carbonatos com contribuição de terrígenos, e o Membro Lagoa Santa, com calcários mais puros (Ribeiro et al., 2003). A proposta de individualização nesses dois membros não se estende para o norte do DF, pois as intercalações pelíticas ocorrem tanto na base como no topo da formação, cabendo um melhor enquadramento na divisão de duas sucessões estratigráficas.

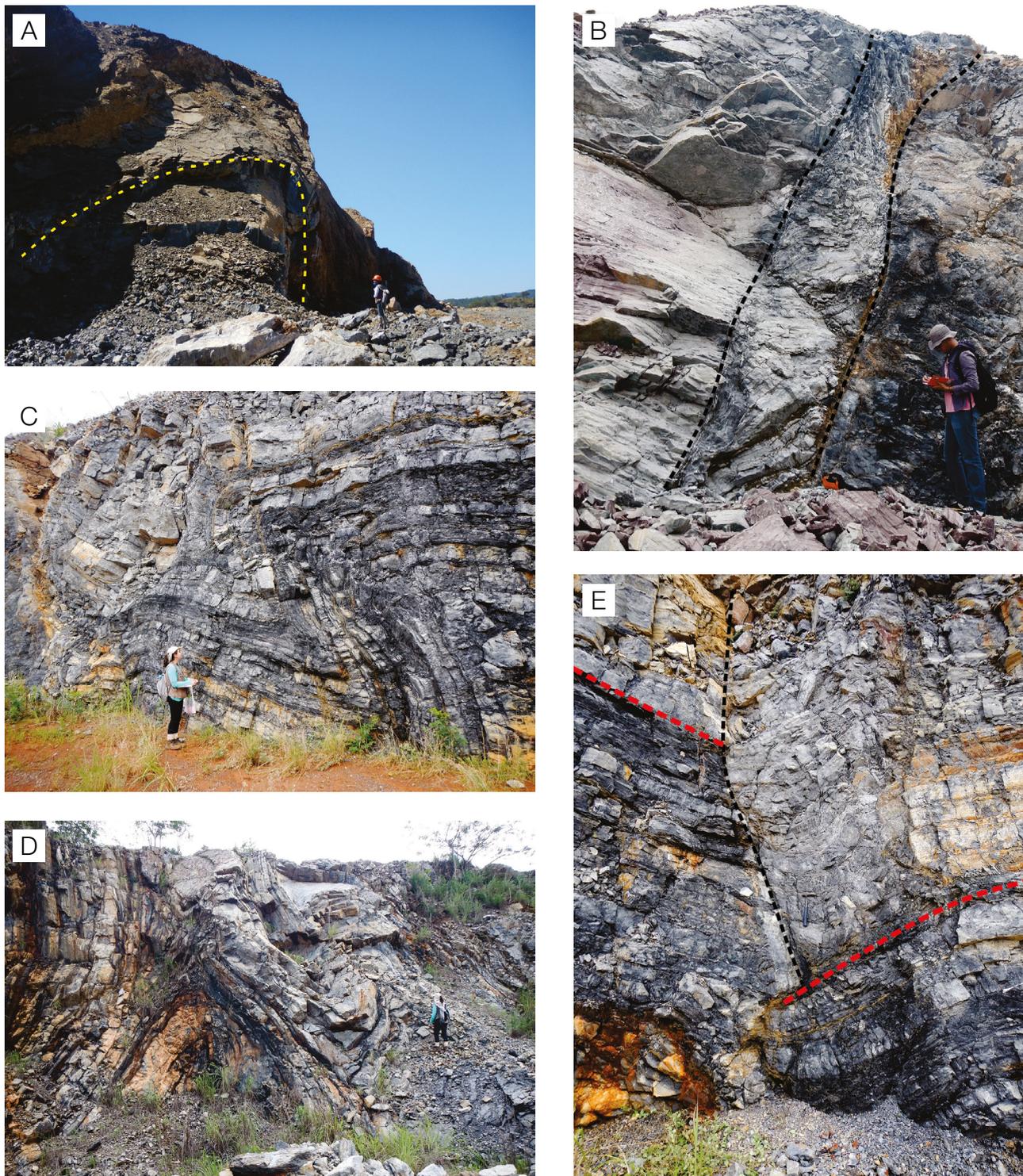
Os dolomitos do Grupo Bambuí podem ser facilmente confundidos com os do Paranoá se estes aparecem isoladamente devido a sua aparência, contudo a sua organização estratigráfica, a identificação dos estromatólitos tipo *Conophyton* e a quantidade de sílica são fatores distintos entre eles. Análises microscópicas dos dolomitos do Grupo Paranoá mostram a presença de percolação de um fluido supersaturado a saturado em sílica que percolou na rocha, preenchendo fraturas e porosidades e substituiu grande parte dos carbonatos, enquanto o dolomito da Formação Sete Lagoas é oolítico e intraclástico, com substituição e recristalização da dolomita, sem evidência de entrada de fluido silicoso.

O DF fica no centro da Zona Externa, onde, aproximadamente na latitude 16°S de Brasília, o cinturão divide-se no



Fonte: Topodata 15S48RS.

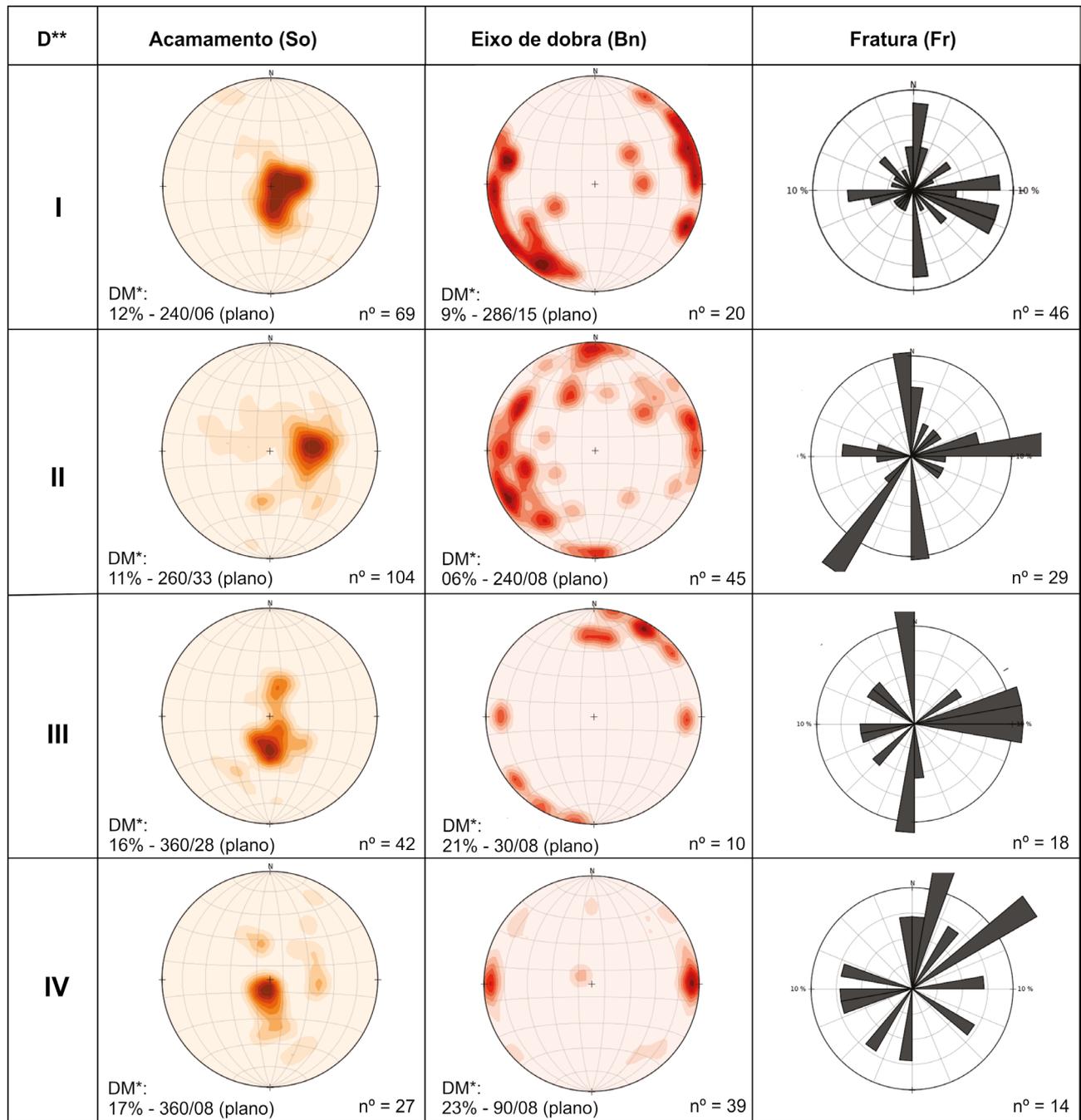
**Figura 7.** (A) Mapa de relevo com a morfologia da *Nappe Canastra* e a localização da área mapeada na sua porção sudeste; (B) perfis geológicos da área representando as duas fases deformacionais, com o perfil NS (AA') da D<sub>1</sub> e o perfil EW (BB') representando a D<sub>2</sub>; (C) mapa geológico simplificado com a divisão dos domínios estruturais.



**Figura 8.** (A) Dobra apertada e assimétrica na borda da falha de empurrão (*Nappe Canastra*), na mineração CIPLAN, gerada durante a  $D_1$ ; (B) zona de cisalhamento normal, de direção NS da fase  $D_1$ ; (C) dobra em Z nos carbonatos do Grupo Paranoá com eixos 240/10 gerados na  $D_2$ ; (D) dobras apertadas mostrando, na parte superior da foto, o início dos redobramentos dos eixos com a influência da segunda fase de deformação; (E) falha normal nos dolomitos do Grupo Paranoá de direção EW, que representam movimentos extensivos relacionados à fase  $D_2$ .

segmento norte de tendência NE e no segmento sul de tendência SE (Marini et al., 1984). A região de interceptação dos dois compartimentos estruturais gera uma zona de sobreposição de estruturas conhecido como Zona de Alta Deformação dos Pirineus (Araújo Filho, 2000), onde a deformação é acomodada por zonas de cisalhamento E-W e uma série de estruturas ocorre justaposta, gerando padrões de interferência de dobras dos tipos 1, 2 e 3 (Ramsay, 1967; Araújo Filho, 2000).

A evolução estrutural do DF tem sido explicada em termos de deformação dúctil progressiva de acordo com as fases  $D_1$ - $D_2$ - $D_3$  do encurtamento regional WNW-ESE acoplado a movimentos quase NS em consequência de, respectivamente, fugas tectônicas relacionadas ao  $D_2$  e  $D_3$  (Freitas-Silva e Campos, 1995; D'el-Rey Silva et al., 2011). D'el-Rey Silva et al. (2008) propõem que a região abordada foi afetada pelas deformações  $D_1$ - $D_2$ - $D_3$ , além



DM: densidade média.

**Figura 9.** Tabela com os estereogramas de cada domínio estrutural da área mapeada.

de registrar evidências do encurtamento de  $D_4$  direcionado N-S e encurtamento  $D_5$  de direção E-W. O encurtamento durante o  $D_4$  formou um par de dobras em escala de km (e dobras em menor escala associadas) que tendem a WNW. As estruturas descritas nas rochas metassedimentares dos Grupos Paranoá e Bambuí na área mapeada indicaram a existência de duas fases. A primeira, fase deformacional, foi devido ao deslocamento da *Nappe* Canastra, com vergência para ESE, responsável pela formação de eixos N-S, NNE-SSW e NE-SW; e a segunda, de compressão N-S, causou o redobramento da primeira e gerou eixos de direção E-W, ESE-WNW e ENE-WSW.

## AGRADECIMENTOS

Agradecemos ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científicos e Tecnológico (CNPQ, grant nº 307220/2014-1) e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Ensino Superior (CAPES), a bolsa de estudo concedida à primeira autora. Às minerações, a confiança e por proporcionar o apoio logístico para os trabalhos de campo — na Cimento Tocantins, a Wiliam Marcelino Coelho e Francisco V. Dias Cordeiro; na CIPLAN Cimento, a Marco Antônio de Souza e Maria Teixeira; na Pedracon: a Paulo Horta; e na Pedreira Contagem, a Sálvio Matos, Daniella, Wallace e Anilton. A Francisco Abreu, da Coffey, o acesso ao testemunho LSF-10.

## REFERÊNCIAS

- Alkmin, F. F., Chemale Jr., F., Bacelar, L. A. P., Oliveira, P. M., Magalhães, P. M. (1989). Arcabouço estrutural da porção sul da Bacia do São Francisco. *V Simpósio de Geologia de Minas Gerais*. Anais, Boletim 5, p. 289-293. Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia.
- Alkmim, F. F., Martins-Neto M. (2012). Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 33(1), 127-139. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.08.011>
- Almeida, F. F. M. (1977). O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7(4), 349-364.
- Almeida, F. F. M. (1981). O Cráton do Parnamirim e suas relações com o do São Francisco. *Simpósio Sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais Salvador*. Anais, p. 1-10. Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. (1981). Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sciences 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., Giustina, M. E. S. D., Silva, N. G. C., Santos, R. V., Giola, S. M. C. L., Guimarães, E. M., Dardenne, M. A., Sial, A. N., Ferreira, V. P. (2007). Variações dos isótopos de C e Sr em carbonatos pré e pós-glaciação Jequitai (Esturtiano) na região de Bezerra-Formosa, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(4-sup.), 147-155.
- Alvarenga, C. J. S., Santos, R. V., Vieira, L. C., Lima, B. A. F., Mancini, L. H. (2014). Meso-Neoproterozoic isotope stratigraphy on carbonate platforms in the Brasília Belt of Brazil. *Precambrian Research*, 251, 164-180. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.06.011>
- Araújo Filho, J. O. (2000). The Pirineus Syntaxis: an example of the intersection of two Brazilian fold-thrust belts in Central Brazil and its implications for the tectonic evolution of Western Gondwana. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1), 144-148.
- Babinski, M., Vieira, L. C., Trindade, R. I. F. (2007). Direct dating of the Sete Lagoas cap carbonate (Bambuí Group, Brazil) and implications for the Neoproterozoic glacial events. *Terra Nova*, 19(6), 401-406. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2007.00764.x>
- Barbosa, O., Baptista, M. B., Braun, O. P. G., Dyer, R. C., Cotta, J. C. (1969) *Geologia e Inventário dos Recursos Minerais do Projeto Brasília*. Relatório PROSPEC/DNPM. Rio de Janeiro: PROSPEC/DNPM, 225p.
- Cloud, P., Dardenne, M. A. (1973). Proterozoic Age of the Bambuí Group in Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, 84(5), 1673-1676. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1973\)84<1673:PAOTBG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1973)84<1673:PAOTBG>2.0.CO;2)
- Costa, L. A. M., Angeiras, A. G. (1971). Geosynclinal Evolution in the Epi-Baikalian Platform of Central Brazil. *Geologische Rundschau*, 60(3), 1024-1050.
- Costa, M. T., Branco, J. J. R. (1961). *Roteiro da Excursão Belo Horizonte-Brasília*. Belo Horizonte: Instituto de Pesquisas Radioativas, Escola de Engenharia, Universidade Federal de Minas Gerais, 25 p. (Publicação, n. 15).
- Dardenne, M. A. (1978). Zonação Tectônica na borda ocidental do Cráton São Francisco. *XXX Congresso Brasileiro de Geologia*, Anais, v. 1, p. 299-308. Recife: Sociedade Brasileira de Geologia.

- Dardenne, M. A. (1979). *Les mineralisations de plomb, zinc, fluor du Proterozoïque Supérieur dans le Brésil central*. Thèse (Doctorat). Paris: Université de Paris, 251 p.
- Dardenne, M. A. (1981). Os grupos Paranoá e Bambuí na faixa dobrada Brasília. *I Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais*. Anais, p. 104-157. Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia.
- Dardenne, M. A. (2000). The Brasília Fold Belt. In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho, D. A. Campos (Eds.), *Tectonic Evolution of South America. 31<sup>st</sup> International Geological Congress*, p. 231-264. Rio de Janeiro.
- D'el-Rey Silva, L. J. H., Oliveira, Í. L., Pohren, C. B., Tanizaki, M. L. N., Carneiro, R. C., Fernandes, G. L. D. F., Aragão, P. E. (2011). Coeval perpendicular shortenings in the Brasília belt: collision of irregular plate margins leading to oroclinal bending in the neoproterozoic of Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(1), 1-13. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.02.013>
- D'el-Rey Silva, L. J. H., Vasconcelos, M. A. R., Silva, D. V. G. (2008). Timing and role of the Maranhão River thrust in the evolution of the Neoproterozoic Brasília belt and Tocantins province, central Brazil. *Gondwana Research*, 13(3), 352-372. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2007.09.004>
- Fairchild, T. R., Rohn, R., Dardenne, M. A., Alvarenga, C. J. S., Guimarães, E. M. (2015). Microbialitos dos grupos Paranoá (Mesoproterozoico) e Vazante (Neoproterozoico), Distrito Federal, Goiás e Minas Gerais. In: T. R. Fairchild, R. Rohn, D. Dias-Brito (Eds.), *Microbialitos do Brasil do Pré-Cambriano ao Recente: um Atlas* (91-151). Rio Claro: UNESPetro, Obra 2.
- Fairchild, T. R., Schopf, J. W., Shen-Miller, J., Guimarães, E. M., Edwards, M. D., Lagstein, A., Li, X., Pabst, M., de Melo-Filho, L. S. (1996). Recent discoveries of Proterozoic microfossils in south-central Brazil. *Precambrian Research*, 80(1), 125-152. [http://dx.doi.org/10.1016/S0301-9268\(96\)00009-5](http://dx.doi.org/10.1016/S0301-9268(96)00009-5)
- Faria, A. (1995). *Estratigrafia e sistemas deposicionais do Grupo Paranoá nas áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João D'Aliança-Alto Paraíso de Goiás*. Tese (Doutorado). Brasília: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 199 p.
- Faria, A., Dardenne, M. A. (1995). Estratigrafia do Grupo Paranoá na região de Alto Paraíso de Goiás-São João D'Aliança-GO. *V Simpósio de Geologia do Centro-Oeste*. Anais, 75-77. Goiânia: Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleos Centro-Oeste e Brasília.
- Faria, A., Guimarães, E. M., Figueiredo, A. N. (1997). *Mapa Geológico do Distrito Federal*. Escala 1:100.000. Brasília: Programa Cartas de Síntese e Estudos de Integração Geológica, DNPM/UnB.
- Freitas-Silva, F. H., Campos, J. E. G. (1995). Geologia do Parque Nacional de Brasília/DF. *Boletim de Geociências do Centro-Oeste*, 18(1/2), 32-43. ISSN 0104-7744
- Fuck, R. A., Pimentel, M. M., D'el-Rey Silva, L. J. H. (1994). Compartimentação Tectônica na Porção Oriental da Província Tocantins. *XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia*. Boletim Resumos Expandidos, p. 215-217. Camboriú: Sociedade Brasileira de Geologia.
- Guimarães, E. M. (1997). *Estudos de proveniência e diagênese, com ênfase na caracterização dos filossilicatos dos grupos Paranoá e Bambuí, na região de Bezerras-Cabeceiras, GO*. Tese (Doutorado). Brasília: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 260 p.
- Lopes, O. F. (1981). Evolução paleogeográfica e estrutural da porção central da Bacia Bambuí no norte de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, 11(2), 115-127.
- Magalhães, P. M. (1989). *Análise Estrutural das rochas do Grupo Bambuí, na porção sudoeste da Bacia do São Francisco*. Dissertação (Mestrado). Ouro Preto: Departamento de Engenharia Geológica, Universidade de Ouro Preto, 100 p.
- Marini, O. J., Fuck, R. A., Dardenne, M. A., Danni, J. C. M. (1984). Província Tocantins, Setores Central e sudeste. In: F. F. M de Almeida, Y. Hasui (Eds.), *O Pré-Cambriano do Brasil* (205-264). São Paulo: Edgar Blücher.
- Marshak, S., Alkmim, F. F. (1989). Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil. *Tectonics*, 8(3), 555-571. <http://dx.doi.org/10.1029/TC008i003p00555>
- Martins, M., Lemos, V. B. (2007). Análise estratigráfica das seqüências neoproterozoicas da Bacia do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 37 (4-sup.), 156-167.
- Matteini, M., Dantas, E. L., Pimentel, M. M., Alvarenga, C. J. S., Dardenne, M. A. (2012). U-Pb and Hf isotope study on detrital zircons from Paranoá Group, Brasília Belt, Brazil: constraints on depositional age at Mesoproterozoic-Neoproterozoic transition and tectono-magmatic events in the São Francisco craton. *Precambrian Research*, 206-207, 168-181. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.03.007>

- Paula-Santos, G. M., Babinski, M., Kuchenbecker, M., Caetano-Filho, S., Trindade, R. I., Pedrosa-Soares, A. C. (2015). New evidence of an Ediacaran age for the Bambuí Group in Southern São Francisco craton (eastern Brazil) from zircon U-Pb data and isotope chemostratigraphy. *Gondwana Research*, 28(2), 702-720. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.07.012>
- Pimentel, M. M., Fuck, R. A., Botelho, N. F. (1999). Granites and the geodynamic history of the Neoproterozoic Brasília belt, Central Brazil: a review. *Lithos*, 46(3), 463-483. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00078-4](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00078-4)
- Pimentel, M. M., Fuck, R. A., Gioia, S. M. C. L. (2000). The Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Central Brazil: a review and new Sm-Nd isotopic data. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1), 35-39.
- Pimentel, M. M., Rodrigues, J. B., Della Giustina, M. E. S., Junges, S., Matteini, M., Armstrong, R. (2011). The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS U-Pb sedimentary provenance data: a review. *Journal of South American Earth Sciences*, 31(4), 345-357. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.02.011>
- Ramsay, J. G. (1967). *Folding and Fracturing of Rocks*. Nova York: Mc Graw-Hill Book Company, 568 p.
- Reis, H. L. S., Alkmim, F. F., Fonseca, R. C., Nascimento, T. C., Suss, J. F., Prevatti, L. D. (2017a). The São Francisco Basin. In: M. Heilbron, U. G. Cordani, F. F. Alkmim (Eds.), *São Francisco Craton, Eastern Brazil Eastern Brazil* (117-143). Cham, Switzerland: Springer. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0\\_7](https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0_7)
- Reis, H. L. S., Suss, J. F., Fonseca, R. C. S., Alkmim, F. F. (2017b). Ediacaran forebulge grabens of the Southern São Francisco basin, SE Brazil: Craton interior dynamics during West Gondwana assembly. *Precambrian Research*, 302, 150-170. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.09.023>
- Ribeiro, J. H., Oliveira, F. A., Tuller, M. P., Filho, A. D. (2003). *Projeto Vida: Mapeamento Geológico da Região de Sete Lagoas, Pedro Leopoldo, Matosinhos, Lagoa Santa, Vespasiano, Capim Branco, Prudente Morais, Confins e Funilândia – Minas Gerais*. Relatório Final, Escala 1:50.000. 2. ed. Belo Horizonte: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.
- Schöll, W. U. (1976). Sedimentologia e geoquímica do Grupo Bambuí na parte sudeste da Bacia do São Francisco. *XXIX Congresso Brasileiro de Geologia*. Anais, p. 207-231. Ouro Preto: Sociedade Brasileira de Geologia.
- Uhlein, A., Fonseca, M. A., Seer, H. J., Dardenne, M. A. (2012). Tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília-Setores Setentrional e Meridional. *Revista Geonomos*, 20(2), 1-14. <http://dx.doi.org/10.18285/geonomos.v2i20.243>
- Vieira, L. C., Almeida, R. P., Trindade, R. I. F., Nogueira, A. C. R., Janikian, L. (2007) A Formação Sete Lagoas em sua área tipo: Fácies estratigrafia e sistemas deposicionais. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(4-sup.), 1-14.
- Warren, L. V., Quaglio, F., Riccomini, C., Simões, M. G., Poiré, D. G., Strikis, N. M., Anelli, L. E., Strikis, P. C. (2014) The puzzle assembled: Ediacaran guide fossil *Cloudina* reveals an old proto-Gondwana seaway. *Geology*, 42(5), 391-394. <https://doi.org/10.1130/G35304.1>