



Universidade de Brasília
Programa de Pós-Graduação em Geologia

Geologia e quimioestratigrafia dos grupos Bambuí e Paranoá no
Distrito Federal.

Dissertação de Mestrado nº 423

Maria Gabriela de Carvalho
(Matrícula: 16/0166977)

Orientador: Prof. Dr. Carlos José Souza de Alvarenga

Banca examinadora: Prof. Dr. Martino Giorgioni

Prof. Dr. Alexandre Uhlein

Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional

Julho de 2018

AGRADECIMENTO

Agradeço principalmente a toda minha família, em especial meus pais e meu irmão que sempre estiveram do meu lado, me dando apoio em todos esses anos. Ao Thiago, companheiro de todas as horas, me ajudando nos melhores e piores momentos

As instituições que participaram do desenvolvimento desta pesquisa: Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq) e Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES). Aos professores do Instituto de Geociências que contribuíram de alguma forma para realização deste trabalho. Ao pessoal dos laboratórios da geocronologia pelas análises de FRX, isótopos de C, O e Sr e datação U-Pb.

Aos amigos da vida e os do IG pelas conversas e, principalmente a Marcos e Eveline pela ajuda nos trabalhos de campo. Ao Mendes por ter sido meu fiel escudeiro em campo, sendo motorista, botânico, curandeiro e amigo. Ao pessoal da colina e ao Nonato, que me permitiram ter um cantinho acolhedor nas minhas idas a Brasília.

As minerações Tocantins (Votorantins Cimento), Ciplan, Pedracon e Pedreira Contagem e seus funcionários por apoiarem na realização deste trabalho.

Em especial meu orientador, Alvarenga, que sem ele não seria possível a realização desse mestrado. Obrigada pelos ensinamentos, paciência, conversas, disponibilidade e orientação.

A todos que de alguma forma contribuíram para o meu crescimento profissional e pessoal o meu muito obrigada!!!

RESUMO

O Neoproterozoico foi marcado por intensas mudanças ambientais e drásticas variações climáticas com eventos de glaciação globais superpostos por sucessões carbonáticas denominadas de carbonatos de capa. Esses carbonatos depositados em ambientes de águas quentes registram essas mudanças climática nos valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$. Curvas de isótopos de Carbono e de razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ tem sido uma ferramenta muito importante pois permitem o estabelecimento de correlações cronoestratigráficas em caráter global. No norte do Distrito Federal foram individualizados os carbonatos meso-neoproterozoicos do topo do Grupo Paranoá daqueles carbonatos ediacaranos do Grupo Bambuí, a partir de um detalhamento de suas litofácies e da estratigrafia isotópica. O Grupo Paranoá, representado por unidades predominantemente siliciclásticas, inclui no seu topo uma unidade pelito-carbonatada com carbonatos com duas populações de isótopos de C, (i) lentes dolomíticas interdigitadas com os siltitos registram valores em torno de +1‰, e (ii) dolomitos com estromatólitos do tipo *Conophyton* que ocorrem no topo dessa unidade, marcados por valores de $\delta^{13}\text{C}$ negativos. A Formação Sete Lagoas, unidade inferior do Grupo Bambuí, deposita-se sobre um horizonte de brecha sedimentar que marca uma discordância regional. Essa formação foi individualizada nas sequências estratigráficas, 1 e 2; a primeira sequência com 190 m de espessura, compreende as litofácies de dolomitos, calcilutitos com argila arroxeadada e calcarenitos, possuem assinaturas de $\delta^{13}\text{C}$ variando de -4‰ a +4‰; a segunda sequência com aproximadamente 40 m de espessura é formada por calcários com intercalações de argila e siltitos calcíferos que apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre +5‰ e +14‰. Essas populações distintas de valores de $\delta^{13}\text{C}$ para cada uma das sequências sugerem mudanças paleoambientais significativas que ocorreram entre elas. As razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para as duas sequências são similares com razões entre 0,7074 e 0,7077, compatíveis com os valores encontrados para o Ediacarano Inferior de outras bacias ao redor da Terra.

Palavras-chave: Formação Sete Lagoas, Grupo Paranoá, isótopos, discordância, glaciações neoproterozoicas.

ABSTRACT

The Neoproterozoic was marked by intense environmental changes and drastic climatic variations with global glaciation events superimposed by carbonate sequences denominated cap carbonates. These carbonates deposited in warm water environments, record these climatic changes in negative values of $\delta^{13}\text{C}$. Carbon isotope curves and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios have been a very important tool since they allow the establishment of chronostratigraphic correlations in a global character. In the north of the Federal District, the meso-neoproterozoic carbonates of the top of the Paranoá Group and the Ediacaran carbonates of the Bambuí Group were identified, based on a detailed description of their lithofacies and the isotopic stratigraphy. The Paranoá Group represented by predominantly siliciclastic units includes at its top a pelito-carbonate unit with carbonates with two populations of C isotopes, (i) dolostones lenses interdigitated with siltites registers values around +1 ‰, and (ii) dolomitos with *Conophyton* type stromatolites occurring at the top of this unit, marked by negative $\delta^{13}\text{C}$ values. The Sete Lagoas Formation, the lower unit of the Bambuí Group, lies on a horizon of sedimentary breccia that marks a regional unconformity. This formation was identified in the stratigraphic sequences, 1 and 2. The first 190 m thick sequence of lithofacies formed by dolostone, clay limestone with purple clay, and limestone, have $\delta^{13}\text{C}$ signatures ranging from -4 ‰ to + 4 ‰; the second sequence, with approximately 40 m thickness, is formed by limestones with clay intercalations and calciferous siltstones that have values of $\delta^{13}\text{C}$ between + 5 ‰ and + 14 ‰. These distinct populations of $\delta^{13}\text{C}$ values identifying each sequence suggest significant paleoenvironmental changes. The $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ ratios for the two sequences are similar with values between 0.7074 and 0.7077, consistent with those found in the Lower Ediacaran of other sections around the Earth.

Keywords: Sete Lagoas Formation, Paranoá Group, isotopes, unconformity, neoproterozoic glaciations.

Lista de Figuras

- Figura 1:** Área em estudo e seu modelo digital de terreno com as estradas, rios e localização das minerações..... 8
- Figura 2:** Curva de variação $\delta^{13}\text{C}$ no decorrer do Proterozóico e Fanerozóico (*modificado* de Hoffman et al. 1998; Kaufman & Knoll 1995; Kha et al. 1999). Os triângulos indicam eventos glaciais..... 14
- Figura 3:** Variações isotópicas de C ($\delta^{13}\text{C}$) para carbonatos do Neoproterozoico propostas por Halverson et al. (2007)..... 14
- Figura 4:** Curva de evolução da composição isotópica de Sr dos oceanos durante o Neoproterozoico e Cambriano (Santos 2012 apud Halverson et al. 2010). 16
- Figura 5:** Registro da variação isotópica de Sr da água do mar ao longo do Neoproterozoico (símbolos coloridos), sobreposta aos dados isotópicos de C (círculos de cor cinza). Figura extraída de Halverson et al. (2007). 21

Sumário

1. INTRODUÇÃO	7
1.1. Área de Estudo	7
1.2. Apresentação e Justificativas	8
1.3. Objetivos.....	10
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	12
2.1. Químioestratigrafia isotópica	12
2.1.1. Isótopos de C	12
2.1.2. Isótopos de O	14
2.1.3. Isótopos de Sr	15
2.2. Glaciações Neoproterozoicas	17
2.3. Dados geocronológicos e isotópicos das Glaciações Neoproterozoicas	18
2.3.1. Glaciação Sturtiana	18
2.3.2. Glaciação Marinoana	19
2.3.3. Glaciação Gaskiers	20
3. RESULTADOS	22
3.1. Estratigrafia da transição entre os grupos Bambuí e Paranoá no Distrito Federal	22
3.2. Estratigrafia isotópica da transição Criogeniano-Ediacarano: Formação Sete Lagoas na porção externa da Faixa Brasília	44
4. CONCLUSÕES	78
5. REFERÊNCIAS	80
6. ANEXOS	87
6.1. Planilha com os dados litoestruturais da área.....	87
6.2. Mapa geológico na escala 1:25.000.....	101

1. INTRODUÇÃO

Esta dissertação apresenta novas contribuições sobre a geologia e a geoquímica isotópica na região norte do Distrito Federal (DF). Esta região é formada por rochas metassedimentares dos Grupos Bambuí e Paranoá sobrepostas por xistos, filitos e ritmitos do Grupo Canastra, por meio de uma falha de cavalgamento *Nappe* Canastra. Trata-se de uma região complexa tanto estruturalmente, por estar localizada em uma região deformada, quanto estratigraficamente por conter carbonatos de idades distintas (900Ma a 600Ma) em contato direto. Os controles estratigráficos e estruturais são essenciais para a individualização desses carbonatos sendo a estratigrafia isotópica uma ferramenta indispensável já que estes apresentam semelhança petrográfica. Logo, como parte desta dissertação, foi feito um mapa geológico (1:25.000) com ênfase na estratigrafia, geologia estrutural e a caracterização isotópica de C, O e Sr dos carbonatos do Grupo Paranoá e de toda Formação Sete Lagoas pertencente ao Grupo Bambuí.

Esta dissertação inicia com este capítulo que abrange a apresentação da área em estudo, sua localização, justificativas e objetivos. O segundo capítulo apresenta uma fundamentação teórica relacionada ao tema do trabalho, incluindo o estudo de isótopos de C, O e Sr aplicados às rochas do Proterozoico e um estudo proposto sobre as glaciações do Neoproterozoico. Os resultados foram organizados na forma de dois artigos: (i) “Estratigrafia da transição entre os grupos Bambuí e Paranoá no Distrito Federal” que aborda a estratigrafia e geologia estrutural da área investigada; e (ii) “Estratigrafia isotópica da Formação Sete Lagoas na porção externa da Faixa Brasília” com foco na quimioestratigrafia isotópica das sucessões carbonáticas dos grupos Paranoá e Bambuí, além da apresentação de dados geocronológicos de U-Pb. E por fim, o último capítulo expõe as conclusões obtidas nesta pesquisa.

1.1. Área de Estudo

A área em estudo contém cerca de 150 Km² e está localizada na região norte do DF, divisa com estado de Goiás, próximo a região administrativa denominada Fercal. Está situada a 25 km a norte de Brasília com acesso pelas rodovias DF-150 e DF-205.

Nesta localidade concentram-se indústrias cimenteira e extrativistas, Mineração Tocantins, Ciplan Cimentos, Mineração Pedracon e Pedreira Contagem, sendo a principal fonte de matéria prima para a construção civil do Distrito Federal.

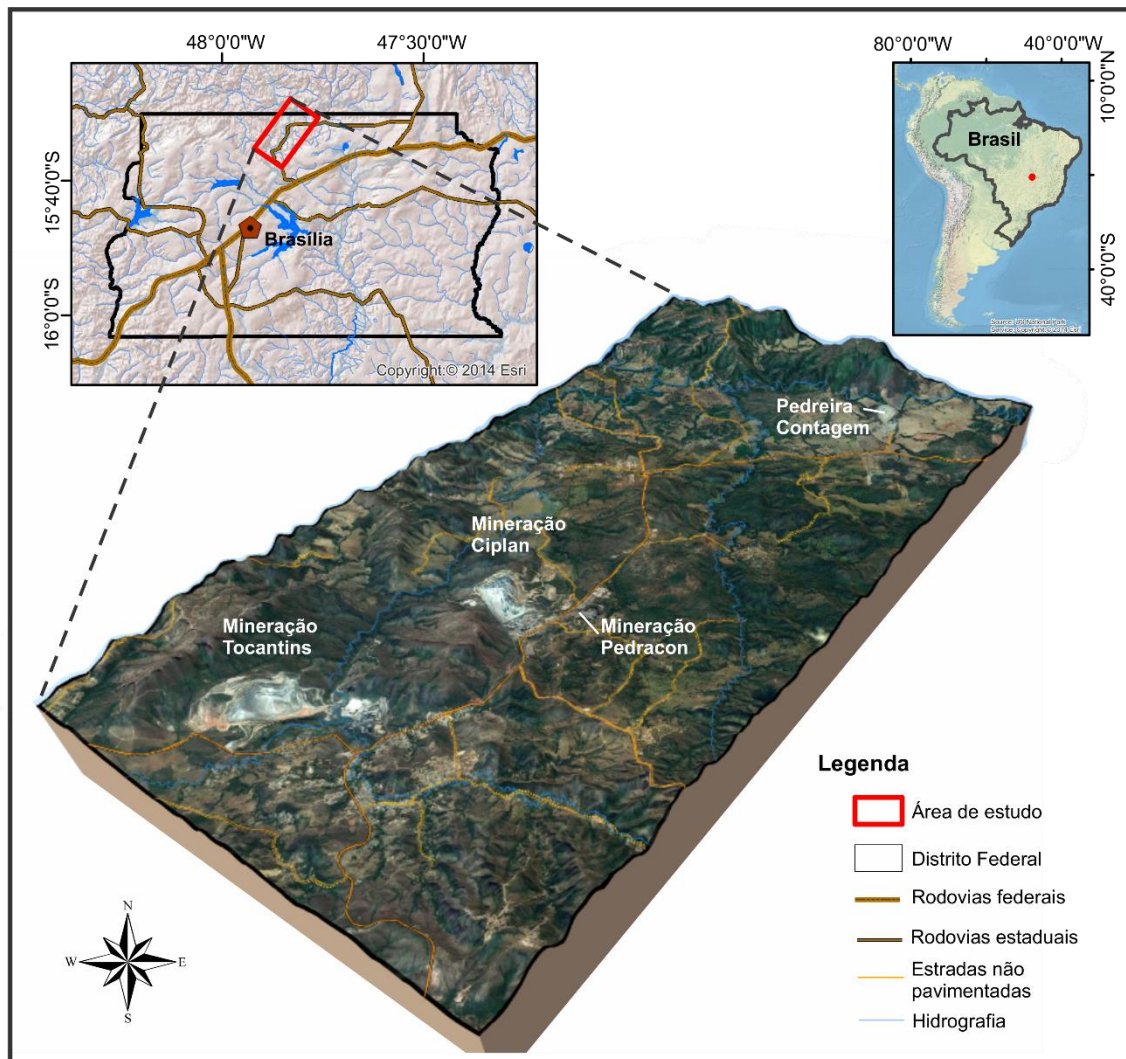


Figura 1: Área em estudo e seu modelo digital de terreno com as estradas, rios e localização das minerações.

1.2. Apresentação e Justificativas

Os grupos Bambuí, Paranoá e a Formação Jequitaiá estendem-se por toda borda ocidental do Cráton do São Francisco, ocorrendo tanto no domínio cratônico como na Faixa Brasília (Alvarenga et al., 2007). A Faixa Brasília pertence à Província Tocantins (Almeida, 1977,1981; Almeida et al., 1981), e é definida como um sistema orogênico formado pela colisão dos crátons São Francisco a leste, Amazônico a oeste e o Cráton Paranapanema ao sul. A região norte do distrito federal, alvo dessa pesquisa, situa-se na denominada zona externa da Faixa Brasília, deformada durante a Orogênese Brasileira, finalizada no Ediacarano (Dardenne, 2000; Pimentel et al., 1999, 2000), onde afloram rochas dos grupos Paranoá, Bambuí e Canastra.

O Grupo Paranoá compõe uma sequência psamo-pelito-carbonatada de idade Meso/Neoproterozóica, que foi definido e individualizado em 11 unidades informais (Faria & Dardenne, 1995), posteriormente denominadas por Campos et al. (2013). A sucessão estratigráfica desse grupo inclui o domínio de unidades quartzíticas e rítmicas (siltitos e quartzitos), incluindo também lentes de calcários e dolomitos.

O Grupo Bambuí é composto por ciclos de sedimentação de caráter carbonático e pelito-psamítico, cujos depósitos são correlacionados a uma extensa transgressão marinha de idade neoproterozoica que avança sobre o Cráton do São Francisco (Alkmim & Martins-Neto, 2012). A bacia de deposição é interpretada dentro do contexto de bacia foreland (Alkmim et al, 1989), com deformação incipiente, em condições de tectônica epidérmica, atingido fácies metamórfica xisto verde ao longo das faixas de dobramentos brasileiras (Magalhães, 1989; Marshak & Alkmim, 1989). A divisão estratigráfica do grupo, individualiza da base para o topo i) a Formação Sete Lagoas com calcários, dolomitos, margas e siltitos calcíferos, ii) a Formação Serra de Santa Helena com arenitos finos e ritmitos pelíticos, iii) os calcários e margas da Formação Lagoa do Jacaré, iv) a Formação Serra da Saudade composta por argilitos que passam gradualmente para v) os siltitos arcoseanos e arcóseos finos da Formação Três Marias.

A Formação Sete Lagoas inclui na sua base os carbonatos pós-glacial Neoproterozoico (Vieira et al., 2007; Sanchez, 2010), foco de estudos geocronológico, quimioestratigráfico (isotópico e elementar), faciológico, paleomagnético e paleobiológico, ferramentas que são usadas na reconstrução temporal e ambiental da bacia de sedimentação (Nobre-Lopes, 1995; Vieira, 2007; Sanchez, 2010; Sanchez, 2014; Kuchenbecker, 2011; Santos, 2012; Guacaneme, 2015).

Os carbonatos de capa da Formação Sete Lagoas podem recobrir diferentes unidades estratigráficas, incluindo embasamento granito-gnáissico do Cráton do São Francisco, rochas do Grupo Paranoá na Faixa Brasília ou os diamictitos glaciais da Formação Jequitai (Babinski et al., 2007; Alvarenga et al., 2007; Vieira et al., 2007; Misi et al., 2007, 2011; Lima, 2011; Kuchenbecker, 2011; Caxito et al., 2012). Entretanto, em várias localidades a ausência do registro glacial tem posicionado os carbonatos do topo do Grupo Paranoá em contato direto com os carbonatos basais do Grupo Bambuí (Alvarenga et al., 2012), o que dificulta a distinção entre eles. Considerando a semelhança petrográfica entre as rochas carbonáticas desses grupos em questão e a ausência de conteúdo fóssilífero significativo, Alvarenga et al. (2007, 20012 e 2014) utilizaram estudos de isótopos estáveis ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$), além de razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em calcários dessas

sequências nas regiões do Distrito Federal, São Domingos, Bezerra e Buritis, possibilitando a individualização segura desses dois carbonatos. Alvarenga et al (2014) fizeram o levantamento quimioestratigráfico de duas seções no norte do Distrito Federal, no qual foi possível a identificação de duas discordâncias. A primeira é marcada por uma brecha que separa dolomitos do Grupo Paranoá, de uma fina camada de dolomito, sotopostos por calcários roxos acinzentados intercalados com lâminas de argilito pertencentes a Formação Sete Lagoas. A segunda discordância separa a Formação Sete Lagoas em duas sequências quimicamente distintas.

Neste contexto, constata-se a dificuldade existente para diferenciar os carbonatos do topo do Grupo Paranoá com os da base do Grupo Bambuí, devido a três fatores principais. Primeiramente pela semelhança petrográfica e por não haver conteúdo fóssilífero significativo, segundo pela ausência dos diamicticos glaciais na região e pôr fim, a existência de outra discordância que separa a Formação Sete Lagoas em duas sequências, não podendo então utilizar a discordância como ferramenta guia na diferenciação dos grupos. O mapeamento geológico detalhado proposto nessa pesquisa, teve como meta principal traçar a discordância da base da Formação Sete Lagoas, e a discordância que separa as duas sequências dentro dessa formação. A descrição das litofácies sedimentares ao longo da sucessão sedimentar incluiu também estudos de isótopos de C, O e Sr de forma a esclarecer a idade relativa e a sua sedimentação.

1.3. Objetivos

O objetivo principal deste trabalho foi elaborar um mapa geológico 1: 25.000 da área limitada na Fig. 1, com detalhes 1.10.000, próximo das discordâncias. Este mapeamento incluiu o levantamento de várias seções geológicas, estudos petrológicos e levantamentos quimioestratigráficos (isotópico de C, O e Sr) com o objetivo de individualizar as litofácies e assim propor uma interpretação da evolução geológica para região norte do Distrito Federal.

Constituíram objetivos específicos do presente projeto:

- Levantamento de perfis litofaciológicos para identificação e caracterização de feições sedimentares.
- Levantamento de seções geológicas, a fim de entender o contexto tectônico e estrutural da área subsidiando ordenação estratigráfica dos pacotes.

- Químioestratigrafia isotópica de Carbono, Oxigênio e Estrôncio nas diferentes litofácies dos carbonatos do Grupo Paranoá e da Formação Sete Lagoas do Grupo Bambuí, contribuindo para a compreensão destes grupos na Faixa Brasília;
- O Mapa geológico apresentado na escala 1:25.000, com a separação dos Grupos Paranoá e Bambuí, assim como a subdivisão da Formação Sete Lagoas em unidades litoestratigráficas distintas.
- Discutir esses dados em relação ao contexto global do Neoproterozoico.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1. Químioestratigrafia isotópica

A químioestratigrafia isotópica é o estudo da variabilidade temporal e espacial de composição geoquímica e isotópica das rochas sedimentares (Halverson et al., 2010). Estas variações químicas e isotópicas são indicadores das condições paleoambientais da água do mar no momento da deposição dos sedimentos ou pouco depois desta, podendo também apontar indícios da proveniência sedimentar.

Interpretações são obtidas a partir de valores de razões isotópicas, em que os isótopos mais utilizados em estudos químioestratigráficos de sucessões carbonáticas pré-cambrianas são os isótopos de Carbono (C), Oxigênio (O) e Estrôncio (Sr). Existem dois tipos de isótopos, os estáveis e os radioativos. Os isótopos estáveis são aqueles que ocorrem de forma comum na natureza, em contraste com os isótopos radiogênicos, que são instáveis e transformam-se ao longo do tempo pelo processo de decaimento radioativo, em elementos mais estáveis.

Uma aplicação prática da químioestratigrafia é correlação local, regional e global entre sucessões sedimentares, em especial as pré-cambrianas, cujo registro fóssilífero é extremamente escasso, dificultando a aplicação de bioestratigrafia (Knoll & Walter, 1992; Kaufman et al., 1997; Jacobsen & Kaufman, 1999; Halverson et al., 2005, 2007). A integração destes dados permite investigar as condições do ambiente deposicional e as variações tectônicas (Halverson et al., 2010), subsidiando interpretações de idades relativas para as seqüências analisadas.

2.1.1. Isótopos de C

O Carbono é um dos elementos mais abundantes da terra. Ele ocorre em forma reduzida (compostos orgânicos e carvão), em estado oxidado (CO₂), como íons carbonato e bicarbonato em solução aquosa e como carbonatos inorgânicos, além de ser encontrado na forma nativa como grafite e diamante (Faure, 1986; Hoefs, 2009).

Na natureza o carbono apresenta-se na forma de dois isótopos estáveis, ¹³C e ¹²C, em percentagens muito diferentes, enquanto o isótopo mais leve, tem 98,89%, o mais pesado está presente numa percentagem de 1.11 %. Além dos estáveis existem quatro tipos de isótopos radioativos representados por números de massa 10, 11, 14 e 15.

A base da químioestratigrafia isotópica do C baseia-se na premissa que a composição isotópica de C (representada por δ¹³C) de um carbonato marinho precipitado

em equilíbrio com a água do mar se aproxima bastante da composição isotópica do C inorgânico total dissolvido no oceano (Hayes et al., 1999). Qualquer mudança no reservatório de carbono é refletida nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (Hoffman et al., 1998; Kaufman & Knoll, 1995; Kha et al., 1999).

Durante a fotossíntese, os organismos fotossintéticos consomem preferencialmente o isótopo ^{12}C na sintetização da glicose, enquanto que o ^{13}C tende a permanecer na água. Desta forma, carbonatos precipitados em oceanos com alta bioprodutividade fotossintética registram valores de $\delta^{13}\text{C}$ positivos e os carbonatos depositados em ambientes de baixa bioprodutividade fotossintética tendem a possuir valores de $\delta^{13}\text{C}$ zero ou negativos (Kaufman & Knoll, 1995).

Além da fotossíntese as reações de trocas no equilíbrio isotópico dentro do sistema de carbono inorgânico (CO_2 atmosférico, bicarbonato dissolvido e bicarbonato sólido) levam a um enriquecimento de ^{13}C em carbonatos (formando reservatórios de carbonatos sedimentares oxidados) (Hoffman et al., 1998).

Partindo do princípio que qualquer mudança no ambiente que afete o equilíbrio isotópico é refletida nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ o estudo isotópico permitiu a diversos autores (Hoffman et al. 1998; Kaufman & Knoll 1995; Kha et al. 1999, entre outros), reconstruir as variações no ciclo do carbono, através de trends de variação secular de $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 2).

Durante o Neoproterozoico houve registros isotópicos caracterizados por importantes excursões negativas e positivas de $\delta^{13}\text{C}$, após uma monotonia relativa no Mesoproterozoico com valores de $\delta^{13}\text{C}$ ao redor de 0‰ (Buick et al., 1995). Kirschvink (1992) e Hoffman et al. (1998) sugerem que estas alterações seriam decorrentes das variações climáticas extremas propostas na hipótese do Snowball Earth. Halverson et al. (2010) realizaram uma compilação de dados e publicaram uma curva de evolução da composição isotópica de C para o Neoproterozoico, permitindo a comparação de dados de $\delta^{13}\text{C}$ de uma determinada sucessão carbonática neoproterozoica com as desta curva, realizando o posicionamento temporal da seção estudada (Figura 3).

Em contraste as excursões negativas, Martins & Lemos (2007) descrevem registros isotópicos altamente positivos de $\delta^{13}\text{C}$, como valores resultantes da evaporação de salmouras ou por processos secundários. Esta hipótese sugere que a massa de água rasa já enriquecida em $\delta^{13}\text{C}$ quando evaporada poderia resultar em valores altamente positivos de $\delta^{13}\text{C}$ (Iyer et al. 1995).

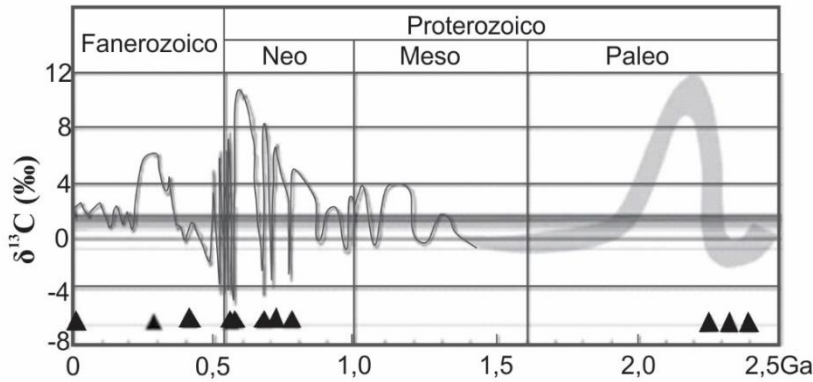


Figura 2: Curva de variação $\delta^{13}\text{C}$ no decorrer do Proterozoico e Fanerozoico (*modificado de Hoffman et al. 1998; Kaufman & Knoll 1995; Kha et al. 1999*). Os triângulos indicam eventos glaciais.

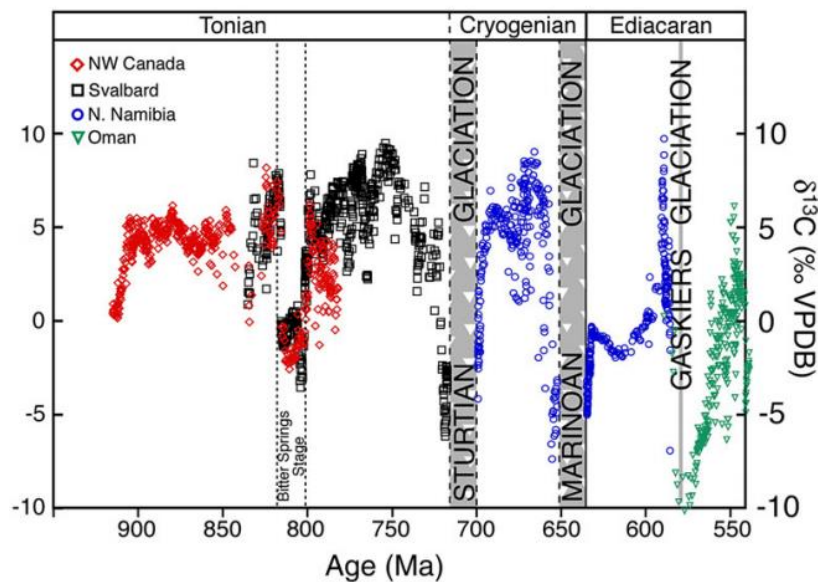


Figura 3: Variações isotópicas de C ($\delta^{13}\text{C}$) para carbonatos do Neoproterozoico propostas por Halverson et al. (2007).

2.1.2. Isótopos de O

Existem três isótopos estáveis de oxigênio, ^{16}O , ^{17}O e ^{18}O , sendo o ^{16}O o mais abundante (99,76 %). Nos diferentes ecossistemas o elemento oxigênio provém de três fontes: o oxigênio gasoso (O_2), o dióxido de carbono (CO_2) e da água (H_2O) nos diferentes estados em que se pode encontrar. O valor da razão isotópica do oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) vai depender do fracionamento que ocorre de acordo com os processos físicos (mudança de estado) ou biológicos (fotossíntese, respiração) que ocorrem.

Essa razão isotópica nos carbonatos marinhos depende basicamente de duas variáveis, a temperatura e a composição isotópica da água do mar, em que os mesmos foram formados (Miller & Faribanks, 1985). Um dos mecanismos de fracionamento mais

relevante no ambiente marinho é a evaporação. Neste processo, ^{16}O fica preferencialmente na fase gasosa, enquanto que o ^{18}O fica na fase líquida. Desta forma, quanto maior a taxa de evaporação no ambiente marinho, mais positivos serão os valores de $\delta^{18}\text{O}$ registrados nos carbonatos precipitados a partir da água do mar, o que poderia auxiliar na identificação de ambientes evaporíticos ou restritos. Isso também ocorre durante períodos de glaciações, onde grandes massas de gelo são formadas sobre os continentes e a água rica em ^{16}O fica trapeada no gelo, provocando nos oceanos um evento isotópico positivo devido ao aumento na proporção de ^{18}O (Wright et al. 1992).

Entretanto, a presença de fluidos no interstício dos sedimentos durante a diagênese, dolomitização ou metamorfismo de rochas carbonáticas leva a um decréscimo nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ destes litotipos (Banner & Hanson, 1990).

Desta forma, os isótopos de oxigênio são utilizados como sensíveis marcadores de alteração pós-deposicional em sucessões carbonáticas pré-cambrianas. Segundo Kaufman & Knoll (1995), carbonatos neoproterozoicos com valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre -10 e -5 ‰ guardam o registro isotópico original do mar na época da deposição.

2.1.3. Isótopos de Sr

O estrôncio tem quatro isótopos: ^{84}Sr (0,56%), ^{86}Sr (9,86%), ^{87}Sr (7,0%) e ^{88}Sr (82,58%). Somente o isótopo ^{87}Sr é radiogênico, produto da desintegração do ^{87}Rb . Portanto, o ^{87}Sr pode ter duas origens: formado durante a síntese nuclear primordial (junto com os outros três isótopos estáveis) e formado pelo decaimento do rubídio.

Os principais fatores que determinam a concentração de estrôncio nos oceanos são o fluxo dos rios, especialmente aqueles que erodem rochas ígneas ou metamórficas e a incorporação por meio de processos hidrotermais nas cadeias mesoceânicas (Holser et al., 1996). O Sr é introduzido ao carbonato de cálcio durante a sua precipitação e, assim, as rochas carbonáticas registram, a variação da composição isotópica de Sr nos oceanos e continentes através do tempo geológico (Melezhik et al., 2001). Logo a razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ registrada em carbonatos marinhos é uma mistura do Sr oriundo do intemperismo de rochas continentais que chega ao oceano, do Sr proveniente da interação da água do mar com o assoalho oceânico, e daquele proveniente da dissolução de carbonatos nos continentes e nas plataformas continentais (Faure & Mensing, 2005).

A alta capacidade do ambiente marinho em homogeneizar sua composição química e isotópica e o elevado tempo de residência do Sr no mar (~2,4 Ma – Jones & Jenkyns, 2001) fazem das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ excelentes registros de eventos temporais de

longo prazo ocorridos em bacias oceânicas conectadas (Kirschvinck, 1992; Hoffman et al., 1998), como as glaciações criogenianas, por exemplo. Contudo, para que este registro seja confiável, as amostras não podem ter sofridos processos pós-deposicionais (Babinski, 2011) visto que é um elemento traço, e, portanto, susceptível a mobilização diagenética, ocorrendo em pequenas concentrações na constituição dos carbonatos.

Diversos autores propuseram curvas-padrão da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dentre os quais Koepnick et al. (1985) para o Cenozoico, McArthur et al. (1993) para o Cretáceo Superior e Denison et al. (1997) para o Siluriano e Devoniano. Contudo Halverson et al. (2010) publicaram uma curva de evolução da composição isotópica de Sr para o oceano neoproterozoico (Figura 4). Nesta curva, as razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são mais baixas durante a tafrogênese do supercontinente Rodínia (iniciada entre 900-850 Ma) e mais altas ao final do Neoproterozoico e início do Cambriano. Foi neste período em que ocorreram diversos eventos orogênicos, mostrando que as rochas carbonáticas também registram importantes eventos resultantes da dinâmica interna do planeta (Santos, 2012). Também é perceptível uma pequena queda destas razões durante os eventos glaciais que teriam isolado o oceano através de uma espessa camada de gelo, impedindo a chegada de Sr mais radiogênico oriundo dos continentes (Kirschvink, 1992; Hoffman et al., 1998). Mesmo sendo ferramentas eficazes de correlação entre seções carbonáticas e bons marcadores de eventos tectônicos, as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ devem ser corretamente posicionadas no tempo geológico por meio de geocronologia. Desta forma, a quimioestratigrafia por meio de isótopos de Sr torna-se bastante confiável (Melezhik et al. 2001).

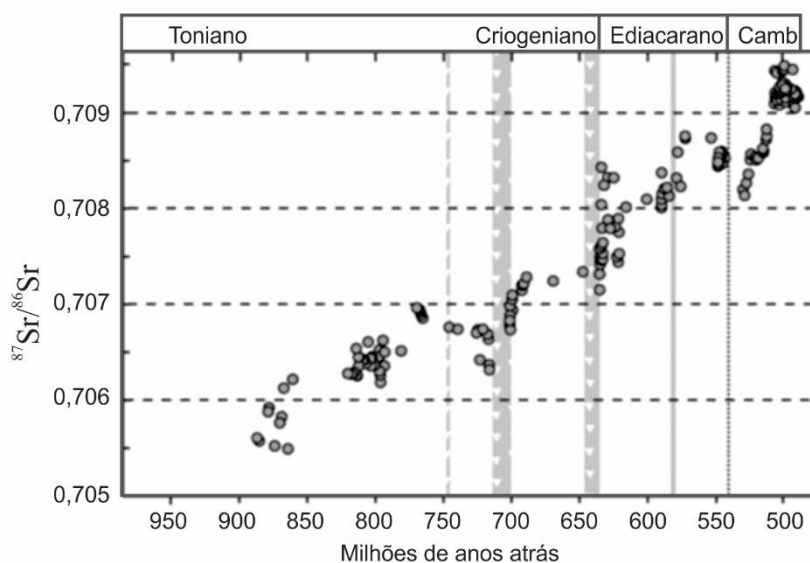


Figura 4: Curva de evolução da composição isotópica de Sr dos oceanos durante o Neoproterozoico e Cambriano (Santos 2012 apud Halverson et al. 2010).

2.2. Glaciações Neoproterozoicas

O Neoproterozoico é uma era de intensas mudanças ambientais e climáticas, tanto de origem tectônica com a separação do supercontinente Rodínia e posterior formação do Gondwana, quanto fortemente associadas a explosão de vida complexa no planeta. Evidências dessas variações são registradas em rochas sedimentares depositadas neste período que indicam alterações importantes na natureza dos oceanos pré-cambrianos e podem ser estudadas por quimioestratigrafia isotópica.

Para explicar tais eventos climáticos, e os depósitos glaciais surgiram diversas hipóteses como: Alta obliquidade (Williams, 1975, 1998, 2000), Zipper-Rift (Eyles & Januszczak, 2004), Snowball Earth (Hoffman et al., 1998) e Slushball Earth (Hyde et al., 2000). As primeiras sugerem glaciações regionais, sendo que a Zipper-Rift aborda um modelo de evolução tectonossedimentar das bacias neoproterozoicas a partir do rifteamento diacrônico, e as demais são assumidas como glaciações globais (Snowball Earth) ou quase globais (Slushball Earth). Essas últimas são abordadas para o estudo das anomalias isotópicas, já que a deposição de sucessões carbonáticas denominadas, carbonatos de capa, sobreposta a depósitos glaciais, registram mudanças climáticas sob a forma de anomalias temporais nos valores de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, e razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Kaufman et al., 1997; Jacobsen & Kaufman, 1999) sendo encontradas em todos os continentes (Kennedy, 1996; Hoffman et al., 1998; Hoffman & Schrag, 2002).

O modelo climático Snowball Earth (Terra Bola de Neve), que surgiu na década de 90, sugere que as severas glaciações alcançaram baixas latitudes do planeta, promovendo congelamento total da superfície da Terra (Hoffman et al., 1998; Hoffman & Schrag, 2002).

A grande concentração de massas continentais, em médias a baixas latitudes, resultou em grande intemperismo dos silicatos, que seria um dos grandes responsáveis por reduzir as concentrações de CO_2 atmosférico, resfriando o planeta e resultando em uma atmosfera com poucas nuvens (Hoffman & Schrag, 2002; Kirschvink, 1992). Nessas condições uma glaciação poderia desencadear o aumento desenfreado do albedo da terra, como consequência da diminuição do nível do mar, o que expôs massas continentais e mares epicontinentais (Kirschvink 1992).

Após o período de extrema glaciação, condições reversas de albedo começaram a se estabelecer devido ao grande acúmulo de CO_2 atmosférico, causado pela atividade

vulcânica, gerando um efeito estufa e provocando a deglaciação do planeta (Caldeira & Kasting, 1992; Kirschvink, 1992).

Um fato intrigante na hipótese é a respeito da continuidade da vida, desde que condições climáticas extremas ocasionaria a extinção da biota (Grey, 2005; Moczydlowska, 2008), fato esse que não ocorre.

Hyde et al (2000) baseados em modelagem matemática, propõem o modelo Slushball Earth no qual a Terra teria passado por condições semelhantes ao Snowball Earth, porém nas regiões oceânicas próximas ao Equador, haveria áreas não congeladas, ou recobertas apenas por finas camadas de gelo. Com isto, existiria um sistema marinho aberto, com ciclo hidrológico ativo e com livre acesso da luz ao mar, explicando a manutenção da biota nesse período (Hyde et al. 2000; Schrag & Hoffman, 2001).

2.3. Dados geocronológicos e isotópicos das Glaciações Neoproterozoicas

Uma extensa revisão da cronologia dos eventos glaciais ocorridos durante o Neoproterozoico foi apresentada por Halverson et al. (2005). Com base nos dados geocronológicos e na assinatura isotópica de carbono esses autores propuseram três grandes eventos glaciais Neoproterozoicos: *Sturtian*, *Marinoan* e *Gaskiers*.

Foram consideradas cerca de 70 formações geológicas, ao redor do mundo, que guardam registros de eventos glaciais nesta era. (Hoffman & Li, 2009). Várias possuem idades radiométricas, embora a precisão e acurácia sejam variáveis em função do método geocronológico utilizado e o tipo de material empregado na datação. Muitas delas não têm informações sobre a provável idade de deposição e são assumidas como de determinada idade apenas por correlação (Babinski, 2011).

2.3.1. Glaciação Sturtiana

De acordo com Hoffman & Li (2009) as idades radiométricas disponíveis para os depósitos Esturtianos variam entre 726 e 670 Ma., e são reconhecidas em pelo menos 14 paleocontinentes. Halverson et al (2005) afirma que os depósitos glaciais que melhor representam este período são os diamictitos do norte da Namíbia, Austrália do Sul e noroeste do Canadá. Conforme estes autores a curva isotópica de carbono exibe um aumento nítido e basal em $\delta^{13}\text{C}$ de valores próximos de -4 ‰ até + 5 ‰. A relação $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mostra um constante aumento regular das razões durante o Neoproterozoico, com aumentos abruptos 775, 635 e 580 Ma (Halverson et al., 2010; Sansjofre et al., 2011).

Anteriormente à glaciação esturtiana, as razões são sempre inferiores a 0.7070 e após esse momento, aumenta progressivamente, chegando a valores de 0.7080.

Conforme suas compilações dos dados existentes a idade de 746 ± 2 Ma de Naauwpoort (Hoffman et al., 1996) no norte da Namíbia é a melhor restrição de idade máxima na glaciação. Datações mais novas para este evento foram encontradas em Ghubrah em Omã (Brasier et al., 2000), idade de zircão de U-Pb de $723 + 16 / -10$. No Grupo Mount Harper (correlativo do Grupo Rapitan) no Canadá (Macdonald et al., 2010), e no Bloco Tarim, noroeste da China, por Xu et al. (2009), as idades obtidas foram, respectivamente, $716,33 \pm 0,54$ Ma (ID-TIMS), e 740 ± 7 Ma (SHRIMP) e 725 ± 10 Ma na base e topo do pacote do diamictito do Bloco Tarim. Lund et al. (2003) obtiveram idades mais jovens que 685 Ma no batólito de Idaho no noroeste dos Estados Unidos. Fanning e Link (2004) restringiram o momento da deposição do diamictito do sul do Idaho, entre 709 ± 5 e 667 ± 5 Ma.

Depósitos glaciogênicos nos Estados Unidos foram datados por Fanning & Link (2008) que propõem uma idade de 701 ± 4 Ma na Formação Pocatello, e 686 ± 4 no Membro Scout Mountain. Na Austrália estes mesmos autores determinaram uma idade de 659 ± 6 Ma em zircões de uma rocha vulcanoclástica da Formação Wilyerpa. A partir deste dado Kendall et al (2006) apontam uma idade 643 a 645 Ma na Formação Tapley Hill obtida pelo método Re-Os, em folhelhos negros, rebatida por Mahan et al (2010) que afirmam que esta idade seria referente a época de percolação de fluidos que afetou as rochas do sul da Austrália. Idade de 680 ± 23 Ma foi obtida em monazita autigênica da Formação Enorama (Mahan et al. 2010).

De acordo com Babinski (2011) os dados mostram grande intervalo de idades para Glaciação Sturtiana, baseado em idades máxima e mínimas de sedimentação. Contudo se forem consideradas apenas as idades obtidas em cristais de zircão de tufos intercalados em depósitos glaciais, o intervalo se restringe ao período de $711,5 \pm 0,3$ Ma e $716,33 \pm 0,54$ Ma (Bowring et al. 2007; Macdonald et al. 2010), ou 740 ± 7 Ma se for considerada a idade dos diamictitos Bayisi, na China, mesmo que sua origem glaciogênica ainda necessita ser confirmada.

2.3.2. Glaciação Marinoana

A Glaciação Marinoana (Criogeniano Superior) é evento glacial que ocorreu há cerca de 636 Ma, e tem registros em carbonatos de capa com litologias e sinais isotópicos distintos (Kennedy et al., 1998) em 15 paleocontinentes.

Hoffmann et al (2004) obtiveram idade em um tufo no diamictito de Ghaub no centro da Namíbia datado de $635,5 \pm 1,2$ Ma, que fornece a primeira idade direta da glaciação marinoana (Halverson et al., 2005). Zhou et al. (2004) interpretam a idade significativamente mais avançada de 663 ± 4 Ma em um tufo na Formação Datangpo no sul da China, posteriormente atualizada para $654,5 \pm 3,8$ Ma (Zhang et al., 2008). Na Austrália, a idade Re-Os de $643 \pm 2,4$ Ma (Kendall et al., 2006) foi obtida em folhelhos negros na base da Formação Tapley Hill, pré-Marinoana. O fim do período glacial Marinoano é definido por população de zircão encontradas de camadas de cinzas vulcânicas intercaladas com os carbonatos de capa que recobrem o tilito Nantuo, na Plataforma Yangtze, China, os quais forneceram uma idade U-Pb ID-TIMS de $635,2 \pm 0,6$ Ma (Condon et al., 2005). A combinação destas idades indica uma duração em cerca de 10 milhões de anos para esta glaciação que terminou globalmente há 635 Ma. Atualmente considera-se que esta glaciação teve início entre 649,9 e 639 Ma (Kendall et al., 2006; Prave et al., 2016) e terminou entre 636 e 634,7 Ma (Zhang et al., 2005; Condon et al., 2005; Calver et al., 2013; Rooney et al., 2015; Prave et al., 2016).

A glaciação marinoana é presumida por um declínio grande, mas gradual em $\delta^{13}\text{C}$ de alta de + 5 ‰ para + 9 ‰ para baixas de -2 ‰ para -7 ‰, seguidas por um aumento em relação a valores positivos em algumas seções. Essa anomalia negativa é denominada de Trezana (Halverson et al., 2005) e tem sido reconhecida em depósitos pré-Marinoanos em sucessões na Namíbia (Hoffman e Schrag, 2002; Halverson et al., 2002), Canadá (Hoffman e Schrag, 2002; James et al., 2001) e Austrália (Hoffman e Schrag 2002; McKirdy et al., 2001). As razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7070 na glaciação esturtiana aumenta progressivamente, chegando a valores de 0.7080 na glaciação marinoana (Halverson et al., 2010).

2.3.3. Glaciação Gaskiers

A glaciação de Gaskiers ocorreu durante um período marcado por grandes mudanças paleogeográficas que ocorrem entre 620 e 560 Ma. Este período também foi caracterizado pela formação do continente de Gondwana e elevação da montanha. Esses eventos levam a uma rápida mudança de posição do continente e ao desenvolvimento de enormes cordilheiras durante o Ediacarano (Fluteau et al., 2017).

De acordo com Pu et al. (2016) a deposição da diamictito Gaskiers na Península de Avalon é limitada a ter entre $580,90 \pm 0,40$ e $579,88 \pm 0,44$ Ma, já os depósitos glaciais de Squantum (Boston Bay Group), que afloram mais ao sul desta península estão

limitados entre 570 e 595 Ma (Thompson e Bowring, 2000). O diamictito da Trindade na Península Bonavista foi depositado entre $579,63 \pm 0,15$ e $579,24 \pm 0,17$ Ma. Uma idade de 601 ± 4 Ma nas Vulcânicas de Tayvallich na Escócia (Dempster et al., 2002) é consistente com uma idade de Gaskiers, que é interpretada como glaciogênica (Prave 1999b; Condon e Prave, 2000). Esta idade é estatisticamente idêntica à idade de 599 ± 4 Pb-Pb de fosforitos de Duoshanto (Barfod et al., 2002), que deve ter sido depositado antes da glaciação de Gaskiers (Zhou et al., 2004).

A curva isotópica de carbono de sequências relacionadas ao evento glacial Gaskiers apresenta a excursão negativa mais intensa do Neoproterozoico e mesmo da história da Terra, alcançando valores de -8 ‰ (Noruega), -12 ‰ (Death Valey) e -10 ‰ (Omã), sendo conhecida como anomalia Shuram (Fike et al., 2006).

Apesar desta glaciação ter registros em vários continentes não é considerada uma glaciação global, ao contrário das glaciações anteriores. A peculiaridade da glaciação Gaskiers reside na distribuição temporal dos sedimentos glaciares, sendo que apesar de ter sido datada em 583 ± 2 Ma em vários crátons, também há evidências de glaciação antes e depois de 583 Ma (Fluteau et al., 2017).

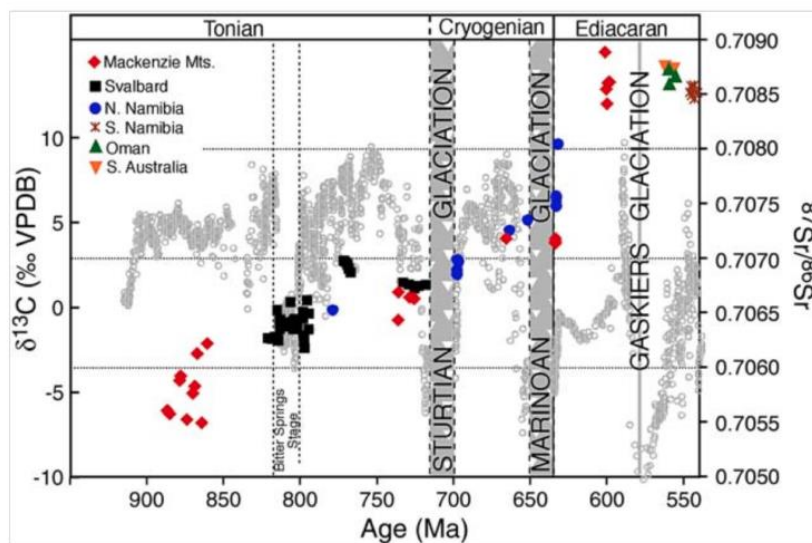


Figura 5: Registro da variação isotópica de Sr da água do mar ao longo do Neoproterozoico (símbolos coloridos), sobreposta aos dados isotópicos de C (círculos de cor cinza). Figura extraída de Halverson et al. (2007).

3. RESULTADOS

3.1. 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 Carvalho¹, Carlos José Souza de Alvarenga¹

(Artigo submetido na revista Geologia USP Série Científica)

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 Grupo Paranoá é composto por uma unidade predominantemente rítmica (siltitos e arenitos) sobreposta por rochas pelito-carbonatadas, com lentes carbonáticas, onde é possível observar o estromatólito *Conophyton metulum Kirichenkio*. A Formação Sete Lagoas do Grupo Bambuí recobre de forma discordante as rochas do Grupo Paranoá e foi subdividida em duas sequências estratigráficas. A Sequência 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 calcilitos/calcarenitos com argila arroxeadado, (ii) na unidade intermediária predominam calcarenitos puros sucedidos pela (iii) unidade de dolomitos. Uma superfície erosiva marcada por níveis de brecha limita a Sequência 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 EW e NS.

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

Abstract

*Distrito Federal north area shows an expressive succession 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 of a rhythmic unit (layers interclations of siltstones and sandstones) and an upper second unit with pelitic-carbonate rocks, that includes stromatolitic dolostone, locally described as *Conophyton metulum Kirichenkio*. The carbonate rocks of Sete Lagoas Formation in the lower Bambuí Group overlies by unconformity a dolostone breccias of Paranoá Group, and was individualized in two stratigraphic sequences. The Sequence 1 of the Sete Lagoas Formation comprises three distinct lithostratigraphic units: (i) the basal unit starts with a gray dolarenite overlying by a purple rhythmic succession of calcilitos-calcarenitos with claystone, (ii) in the middle unit dominates pure calcarenites succeeded by (iii) the dolostones unit. An erosive surface is marked by breccia level, that limits the Sequence 2, which begins with 1-2 meters of siltstones followed by calcarenites with clay layers growing towards the top. The Distrito Federal North localities in the external Brasília Belt, where it was identified two perpendicular deformation phases, oriented with EW and NS rough directions.*

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

1. INTRODUÇÃO

Rochas sedimentares metamorfizadas 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 dos grupos Paranoá e Bambuí levaram a divisões que a incluíram ora em uma ou em outra unidade estratigráfica. O primeiro mapeamento no DF individualiza no Grupo Paranoá o domínio das sucessões siliciclásticas e o domínio pelito-carbonatado com as rochas do Bambuí (Barbosa et al., 1969). Unidades carbonáticas têm sido descritas nos grupos Paranoá e Bambuí, 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 esse um critério para separar os carbonatos entre esses dois grupos (Dardenne, 2000; Fairchild et al., 2016). 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 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 objetivo de definir se as fácies carbonáticas se distribuem na forma de lentes ou em continuidade lateral de camadas, já que nesta localidade concentram-se indústrias cimenteira 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 futuro da indústria cimenteira no DF. Nesta pesquisa foi feito um mapeamento geológico detalhado com objetivos de individualizar as diferentes unidades estratigráficas dos grupos Paranoá e Bambuí, assim

como subdividir a Formação Sete Lagoas em duas sequências deposicionais caracterizadas por quatro unidades compostas por conjuntos de litofácies distintos.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO.

A Faixa Brasília, é parte de um sistema orogénico Neoproterozoico que se estende por mais de 1200 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 Crátoms do São Francisco e Paranapanema, e a porção setentrional, entre os Crátoms do São Francisco e Amazônico (Uhlein et al., 2012). Neste processo orogénico, 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, que levou a compartimentação em três zonas metamórficas, Cratônica, Externa e Interna, separadas por falhas orientadas em N-S (Costa & Angeiras, 1971; Dardenne, 1978; Fuck et al., 1994; Dardenne, 2000). A região norte do Distrito Federal, alvo dessa 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 Megassequência Neoproterozóica com os depósitos glaciogênicos da Formação Jequitai e as rochas carbonato-pelíticas do Grupo Bambuí, depositadas na Bacia do São Francisco podem se individualizadas da zona externa da faixa até a zona cratônica (Reis et al., 2011).

O Grupo Paranoá é uma sequência psamo-pelito-carbonatada interpretada como de margem passiva com idade Meso/Neoproterozóica, que foi definida e individualizada em 12 unidades informais (Faria & 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 & Dardenne, 1973). Os dados U-Pb de zircões detríticos 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 detríticos 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. Devido à intensa deformação, a organização estratigráfica do Grupo Canastra não é totalmente compreendida, onde 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 por ciclos de sedimentação de caráter carbonático e pelito-arenoso, cujos depósitos são correlacionados a uma extensa transgressão marinha de idade neoproterozóica que avança sobre o Cráton do São Francisco (Alkmim & Martins-Neto, 2012). A bacia de deposição é interpretada dentro do contexto de bacia *foreland* (Alkmim et al., 1989; Reis et al., 2017), com deformação incipiente, em condições de tectônica epidérmica, atingido fácies metamórfica xisto verde baixo ao longo das faixas de dobramentos brasileiras (Magalhães, 1989; Marshak & 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: Sete Lagoas com calcários, dolomitos, margas e siltitos calcíferos, Serra de Santa Helena com arenitos finos e ritmitos pelíticos, os calcários escuros e oolíticos e margas da Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade composta por argilitos que passam gradualmente para os siltitos arcoseanos e 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, grosseiros 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 & Lemos, 2007; Vieira et al., 2007; Alvarenga et al., 2014).

A idade do Grupo Bambuí ainda carece de datações para o estabelecimento de uma idade absoluta. Uma idade ^{207}Pb - ^{206}Pb de 740 ± 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 final do Ediacarano (Warren et al., 2014). Idades em torno de 560 Ma e 625 Ma foram encontradas em 20 e 49 zircões detríticos respectivamente, na Formação Sete Lagoas sendo interpretadas por Paula Santos et al. (2015) como uma idade máxima para a sedimentação do o Grupo de 560 Ma.

3. 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 km². As rochas destes grupos foram recobertas por uma sequência de quartzo-xisto, micaxisto, quartzitos, calcixistos e filitos do Grupo Canastra devido a uma falha de cavalgamentos (*Nappe Canastra*), colocando rochas de menor grau metamórfico sotopostas por rochas de maior grau metamórfico. Dois eventos deformacionais compressivos entre si são responsáveis pelo arranjo das rochas em formas anticlinais e sinclinais normalmente assimétricos com eixos nas direções grosseiramente E-W e N-S (Fig. 1).

3.1. 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 (Fig. 1).

Grupo Canastra

O Grupo Canastra, nas proximidades da falha, é composto por 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 um metarritmito de coloração bege amarronzada, com camada de quartzitos intercaladas a rochas metapelíticas (Fig. 2a).

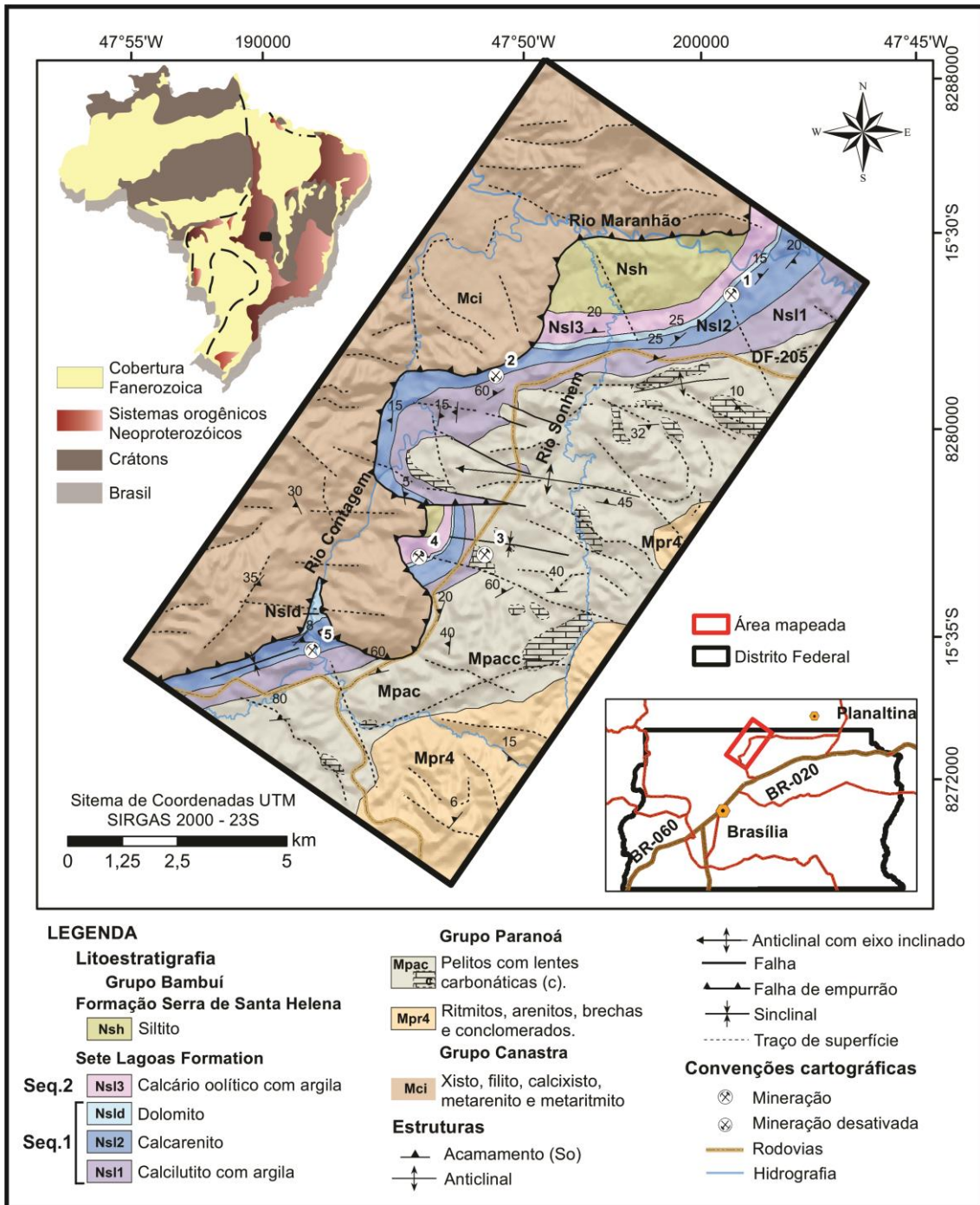


Figura 1: Mapa Geológico da área em estudo com sua localização no Distrito Federal e no mapa de domínios geotectônicos no Brasil. 1: Pedreira Contagem; 2 e 4: Ciplan Cimento Planalto; 3: Pedracon Mineração; 5: Votorantim Cimentos (Mineração Tocantins).

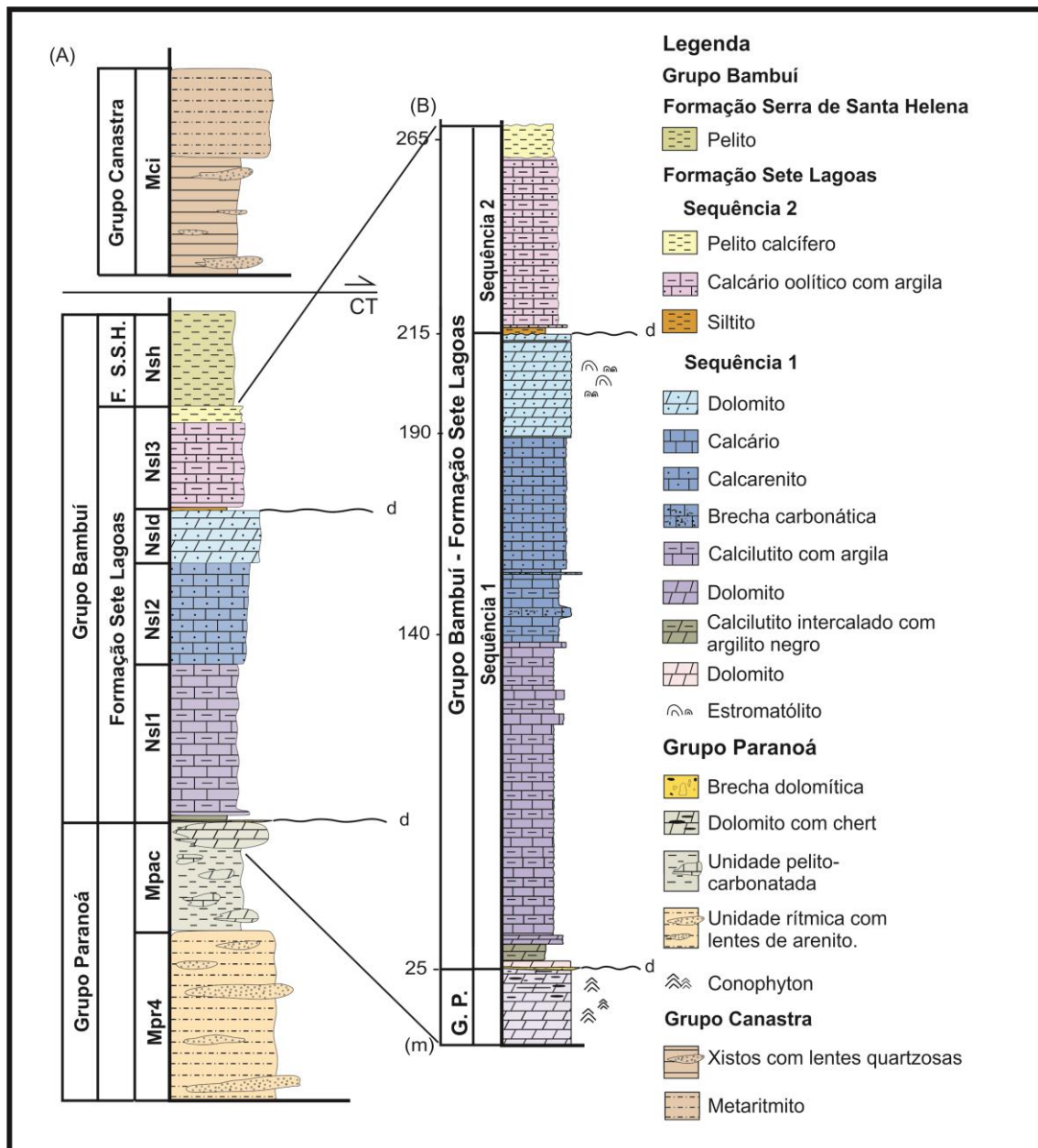


Figura 2: (A) Seção estratigráfica esquemática da área mapeada. (B) seção estratigráfica medida, englobando o contato entre o Grupo Paranoá e as duas sequências estratigráficas da Formação Sete Lagoas (medida composta, incluindo o furo LSF-10 e os afloramentos contínuos da Pedreira Contagem). *CT: contato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

Grupo Paranoá

O Grupo Paranoá, aflorante na porção E-SE (Fig. 1) foi subdividido em duas unidades: rítmica (Mpr4) e pelito-carbonatada (Mpac), mantida a subdivisão de Faria et al. (1997). A unidade (Mpr4) é composta por arenitos, ritmitos, quartzitos, conglomerados e brechas. A litologia mais representativa é o ritmito, onde observa-se a alternância de níveis siltitos-argilosos com arenitos. Por vezes as camadas de arenitos tornam-se mais espessas (até 10m), formando pacotes de arenito de coloração amarelada a cinza

esbranquiçada, normalmente mal selecionados de granulometria fina a média, com ocorrência de feldspato, filossilicados e óxidos de ferro. Associados a esses níveis nota-se de forma esparsa a presença de bancos conglomeráticos e brechas. Ocasionalmente ocorrem quartzitos mais bem selecionados e silicificados formando pacotes mais homogêneo e compactos, normalmente de cor bege. Localmente são evidenciadas lentes e/ou camadas de quartzito muito puro, bem selecionado, com grãos grosseiros e bem arredondados, formado basicamente por quartzo fumê ou rosa. Fragmentos deste quartzito são comumente observadas nas brechas que ocorrem na região sudeste da área.

A unidade (Mpac) é composta principalmente por pelitos e siltitos sericíticos com lentes carbonáticas, e ocorrência secundárias de quartzitos, margas, brechas e ardósia. 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, as margens do Rio Sonhem (Fig. 1), pode-se averiguar uma diversidade litológica, que inclui brechas silicificadas, ardósias ricas em pirritas, e lentes carbonáticas sobreposta por camadas espessas de pelito e quartzito silicificado.



Figura 3: (A) Estromatólitos colunares e (B) camadas de dolomitos cinza intercalados com lâminas argilosas, nas lentes intermediárias da unidade pelito-carbonatada do Grupo Paranoá.

As lentes carbonáticas são constituídas predominantemente por dolomitos, com calcários de forma subordinada, que interdigitam-se com as fácies pelíticas. As rochas carbonáticas dessa unidade ocorrem de duas formas principais: (i) dolomitos laminados, realçados por lamina de silte de coloração cinza esverdeada a rosada (Fig. 3b) ou mais acinzentados quando calcítico, com laminações cruzadas e marcas de onda; (ii) dolomitos maciços a levemente laminados, de cor cinza médio, com frequentes estruturas estromatolíticas observados nas regiões próximas ao contato superior dessa unidade com

o Grupo Bambuí (Fig. 3A). Na região da Mineração Ciplan e Pedracon o estromatólito do tipo *Conophyton* foi observado, confirmando citações anteriores (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 carbonatadas, localmente com fragmentos arenosos, suportados por matriz de lama carbonática, interpretados como o contato discordante entre os grupos Paranoá e Bambuí (Fig.4).

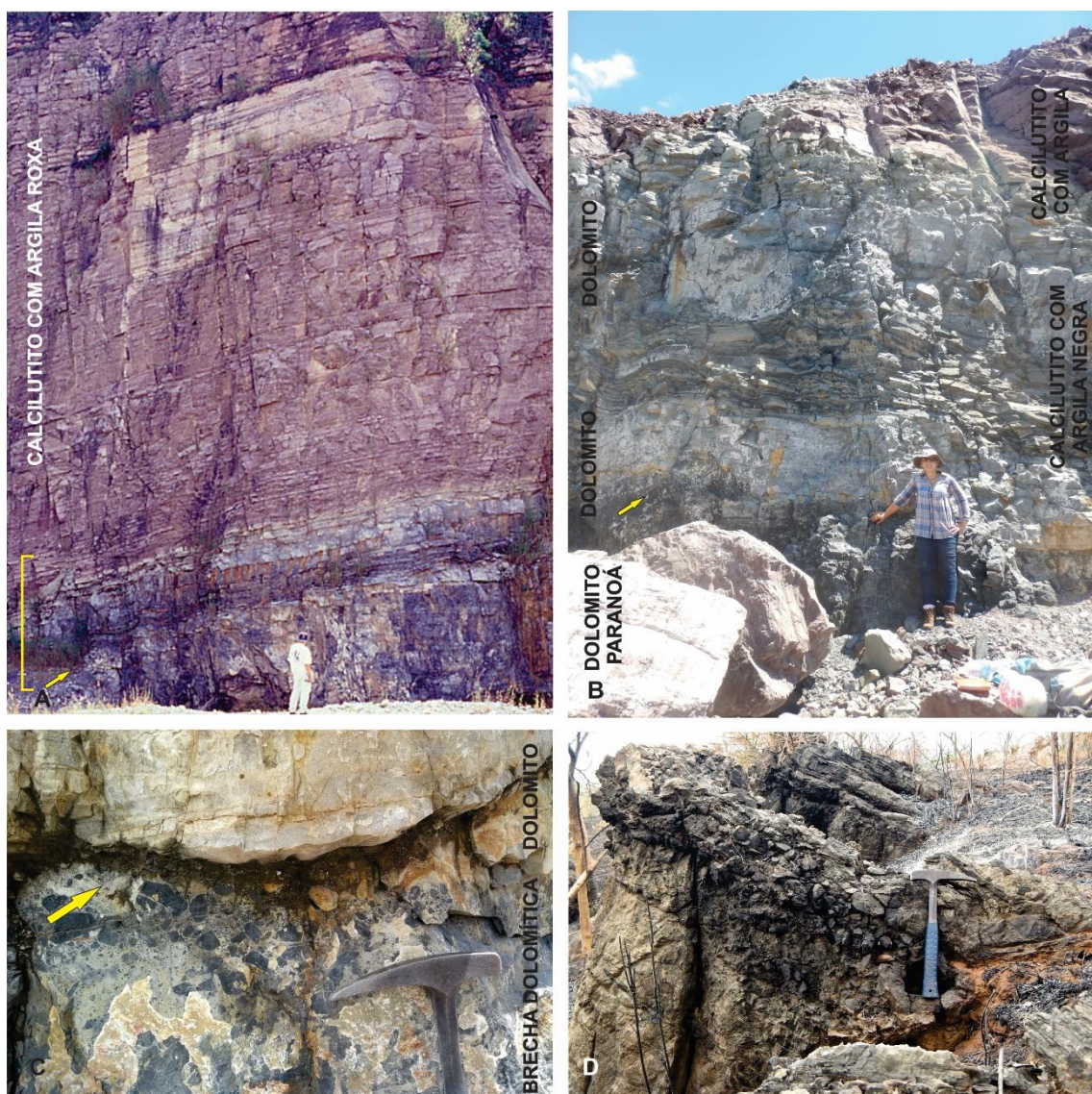


Figura 4: (A) Perfil mostrando a unidade basal da Formação Sete Lagoas em contato discordante (seta amarela) com o Grupo Paranoá. (B) Detalhe da região de contato entre os Grupos Paranoá mostrando a sequência de dolomitos com calcilutitos intercalados com argilas negras sobrepostos pela sucessão rítmica de calcilutitos/calcarenitos com argilas arroxeadas. (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* (Mineração Ciplan). Fotografias A B e C retiradas na Mineração Pedracon.

Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí no norte do DF inclui rochas das formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena (Fig. 1). O estudo de afloramentos e análise de um testemunho sondagem (furo LSF-10), permitiu a individualização e a determinação da espessura das unidades da Formação Sete Lagoas (Fig. 2), sendo esta subdividida em duas seqüências separadas por discordância regional (Martins e Lemos, 2017; Vieira et al., 2007; Alvarenga et al., 2014), com espessura total de aproximadamente 230 metros.

A Sequência 1 foi mapeada e dividida em três unidades litoestratigráficas distintas (Fig. 1, 2).

A Unidade inferior (Nsl1) com uma espessura de 115 metros (Fig. 2), inicia-se por um contato discordante recobrimdo as brechas do Grupo Paranoá. Esse contato basal com as brechas carbonáticas começa com um dolarenito cinza claro, laminado com aproximadamente 1m de espessura, sobreposto por uma camada de calcilito cinza escuro intercalado com lâminas de argilas negras (1,2 m), e por uma outra camada de dolomito cinza médio de aproximadamente 0,5 centímetros (Fig. 2B, 4B). Acima dessas fácies ocorre uma espessa sucessão (~ 100m) de intercalações rítmicas de calcilitos-calcarenitos com lâminas de argila esverdeada a arroxeada (Fig. 4A). Laminações cruzadas e marcas de onda podem ser observadas nos intervalos de calcarenitos. Essa sucessão rítmica possui intervalos onde predominam a argila formando camadas pelíticas com colorações que variam entre 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 cinza, caracterizando um contato gradacional com a unidade sobreposta (Nsl2).

Unidade intermediária (Nsl2), com espessura aproximada de 50 metros, é formada por calcarenitos cinza, oolíticos e intraclástico. 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 *teepee* (Fig. 5A). Os calcarenitos tornam-se mais puros para o topo, apresentando laminações cruzadas, algumas delas truncadas por onda. Estes calcários tem sido o alvo principal da matéria prima para produção de cimento das duas fabricas implantadas na região (Cimento Tocantins-Votorantim e Ciplan-Cimento Planalto).

Unidade superior (Nsl3) é composta basicamente por dolomito que contém aproximadamente 25 metros de espessura depositado de forma brusca com a unidade inferior (Fig. 6A,B). Macroscopicamente caracterizado por dolarenitos e dolomitos

oolíticos cinza claro, com estratificação grosseira, localmente laminado, estromatolítico (Fig. 5B), e com venulações carbonáticas rosadas. O topo desta 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 (Fig. 6A,B,C). Esta superfície caracteriza a discordância entre as sequências 1 e 2 da Formação Sete Lagoas, coincidindo com o limite de sequência regional marcado em outras localidades da bacia de sedimentação (Martins & Lemos, 2007; Vieira et al., 2007; Alvarenga et al., 2014).



Figura 5: (A) Brecha de intraclastos de calcário na unidade intermediária (B) Colunas estromatolíticas nos dolomitos da unidade superior da Sequência 1. Fotos no furo de sondagem LST-10.

A Sequência 2 (Nsl3) tem 40 metros de espessura iniciando-se por uma camada de siltito que recobre a superfície discordante. Este siltito cinza, laminado, com espessura variando de 0,5 a 2 metros, com laminações cruzadas e plano paralelas (Fig. 6A,B,D), 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 tem frequência variável ao longo da seção, passando a ter maior intensidade para o topo culminando com o término dos calcários (Fig. 6E, F).

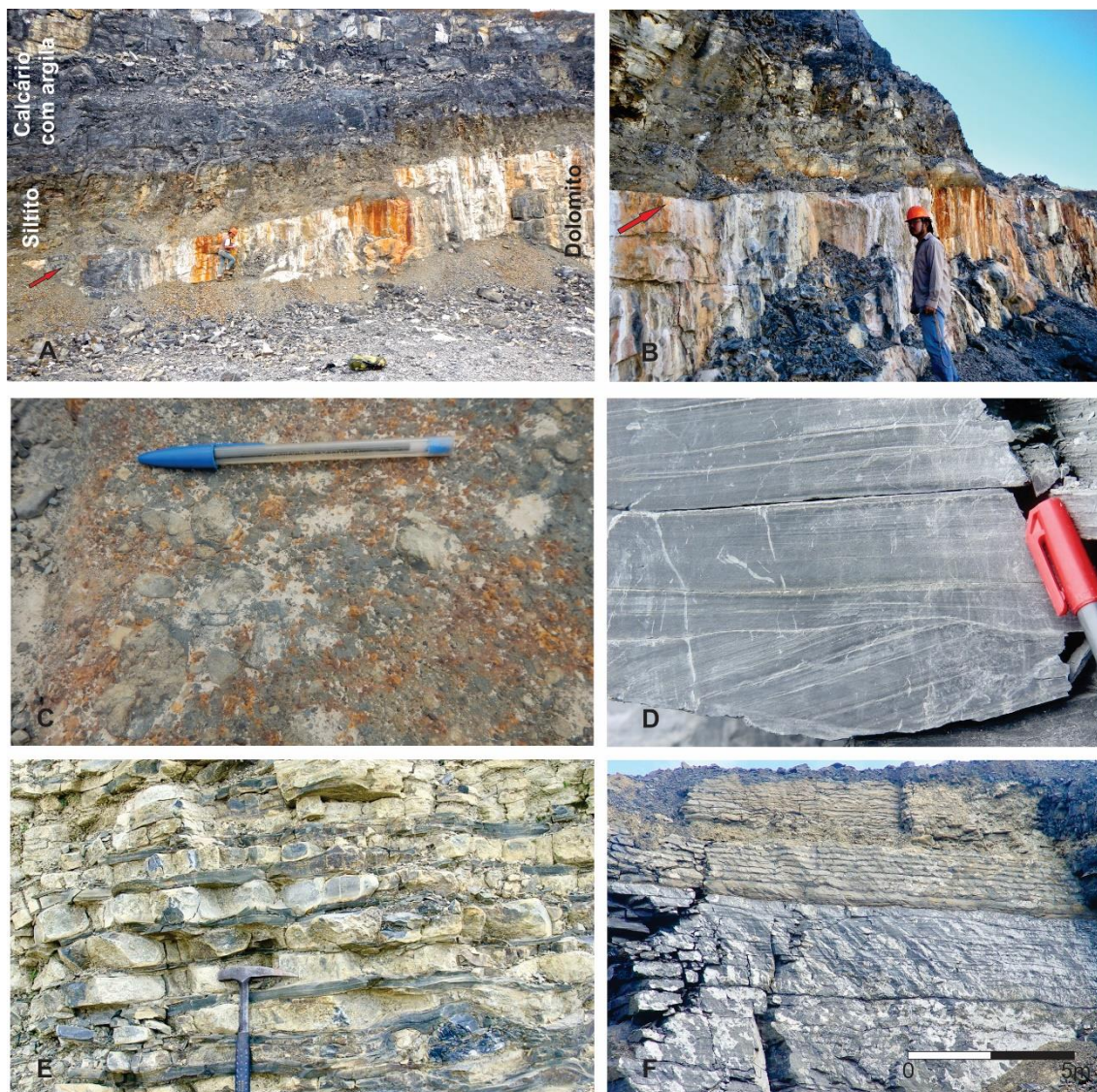


Figura 6: (A, B) Contato discordante limitando as sequências 1 e 2 da Formação Sete lagoas. Notar a irregularidade da superfície discordante e camada de siltito cinza esverdeada que a recobre. (C) Detalhe da superfície entre as duas sequências mostrando uma brecha composta por clastos carbonáticos e minerais sulfetados de coloração marrom avermelhados no topo do dolomito. (D) Laminação cruzada na camada de siltito laminado da base da Sequência 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 desta unidade.

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 2mm. Seu contato com a unidade inferior se faz de forma gradacional com o desaparecimento dos constituintes carbonáticos. Esta 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 (Fig. 1).

3.2. Contexto Estrutural

As rochas do norte do DF estão no domínio externo da Faixa Brasília, deformadas durante a orogênese Brasiliana (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 (Fig. 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 área com rejeitos variados (Fig. 7B,C).

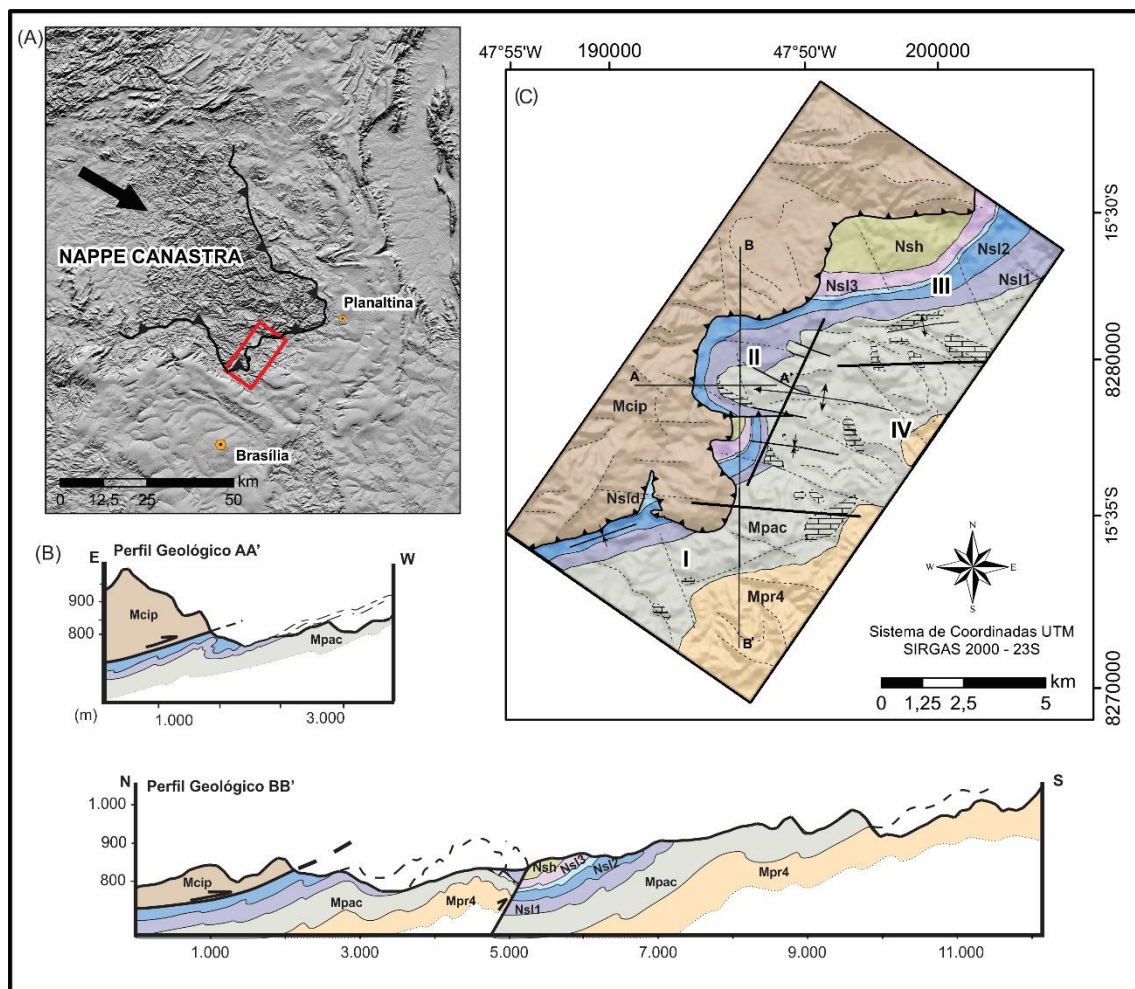


Figura 7: (A) Mapa de relevo com a morfologia da *Nappe* Canastra e a localização da área mapeada na sua porção sudeste (fonte: topodata 15S48RS). (C) O mapa geológico com a divisão dos domínios estruturais. (B) Perfis geológicos da área representando as duas fases deformacionais, com o perfil NS (BB') da D_1 e o perfil EW (AA') representando a D_2 .

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), melhor evidenciadas nas rochas dos grupos Paranoá e Bambuí. As estruturas pertencentes ao

Grupo Canastra não foram abordadas, pois devido seu grau metamórfico, ele provavelmente sofreu uma deformação antes ou durante seu transporte que não está englobada neste tópico, devido à falta de dados para interpretação.



Figura 8: (A) Eixo do anticlinal de direção WSW-ENE. (B) dobra no padrão Z, eixo E-W com uma vergência para sul. (C) dobras apertadas mostrando na sua parte superior da foto o início dos redobramentos dos eixos com a influência da segunda fase de deformação. (D) zona de cisalhamento normal, de direção NS da fase D₂. (E) falha normal, nos dolomitos do Grupo Paranoá de direção EW, que representam movimentos extensivos relacionados a fase D₁.

A deformação D_1 transcorreu de uma compressão N-S com vergência para sul formando dobras assimétricas com eixos na direção E-W (Fig. 7B – perfil BB'). Devido a variabilidade litológica e conseqüente diferença de competência das rochas, foram gerados diferentes tipos de dobras. Nas camadas mais resistentes como nos quartzitos observam-se dobras abertas, mas nas rochas pelíticas e carbonáticas mais plásticas ocorrem dobras fechadas e assimétricas, incluindo também as dobras do tipo *chevron* e *kink* (Fig. 8A, B, C). Essa deformação é melhor caracterizada na porção leste da área, distante da falha de empurrão que tende a obliterar essa fase de deformação. Os anticlinais e sinclinais dessa fase de deformação podem ser observados por centenas de metros com eixo WNW-ESE e WSW-ENE a E-W (Fig. 7B,C). Associada a essa deformação foi desenvolvida uma foliação de plano axial oblíqua ao acamamento, observada nas rochas mais sílticas, enquanto que uma clivagem de crenulação EW normalmente com mergulho para norte, está bem preservada nas intercalações de carbonatos do Grupo Paranoá. Relacionada a essa fase observam-se fraturas, falhas e cisalhamentos de direção E-W (Fig. 8E) que podem ter sido desenvolvidas durante essa deformação e possivelmente reativadas posteriormente.

A deformação D_2 é melhor caracterizada nas proximidades da *Nappe* Canastra, sugerindo que esta fase esteja relacionada ao evento de transporte da *nappe* a partir de seu deslocamento de WNW para ESE, gerando deformações com eixo N-S e NE-SW. Essa deformação é intensa na borda do empurrão, obliterando estruturas da fase D_1 . A deformação mais acentuada ocorreu na porção central do mapa, domínio II (Fig. 7C), que devido a existência de um grande anticlinal, gerado durante a D_1 , este atuou como barreira, gerando um confinamento na mesma. A fase D_2 foi responsável pelo redobramento do eixo deste anticlinal, que adquiriu um caimento em torno de 15° para o lado oeste (Fig. 7C). Próximo a falha de empurrão ocorrem dobras apertadas e assimétricas, que se tornam mais abertas e suaves mais a leste, distante do empurrão. Essa deformação gerou uma segunda clivagem praticamente perpendicular à anterior, onde localmente pode-se observar a interseção das duas. Pequenos eixos verticais são consequência deste redobramento em rochas menos competentes. Associada a estas fases temos estruturas rúpteis e reativação de algumas estruturas da fase anterior (Fig. 8D).

Como as duas deformações ocorreram em ângulos de aproximadamente 90° , a interseção das mesmas gera um padrão de domos-bacias, assimétricas devido a diferença de intensidade das duas, já reconhecida para outras regiões do Distrito Federal (Faria et al., 1997; Freitas-Silva e Campos, 1998)

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 (Fig.7 e Fig. 9).

No domínio I, na borda do empurrão, 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 a sudeste as camadas possuem direções mais representativas de ENE-WSW a ESE-WNW com alguns pontos variando entre NNE-SSW e NNW-SSE, também com mergulhos geralmente de baixo ângulo. No geral a atitude mais evidente é de 240/06. Os eixos de dobras desse domínio I apresentam direções variando entre WSW-ENE a WNW-ESE com caimentos sub-horizontais, com eixo principal de 286/15, que corresponde a fase de deformação D₁, e as direções predominantes das fraturas são N-S, E-W e ESE.

O domínio II apresenta estruturas mais evidentes da segunda 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 D₁, porém é possível observar eixos N-S derivados da D₂. 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 eixos E-W (D₁), NNE-SSW (D₂) e NE-SW. Nessa região têm-se fraturas muito proeminentes na direção oeste, e N-S em segundo plano.

O domínio IV conserva estruturas da D₁, onde os acamamentos têm direção E-W com mergulhos suaves comumente para norte. Eixos de dobras também nesta 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 desta estrutura neste setor foi de baixa densidade.

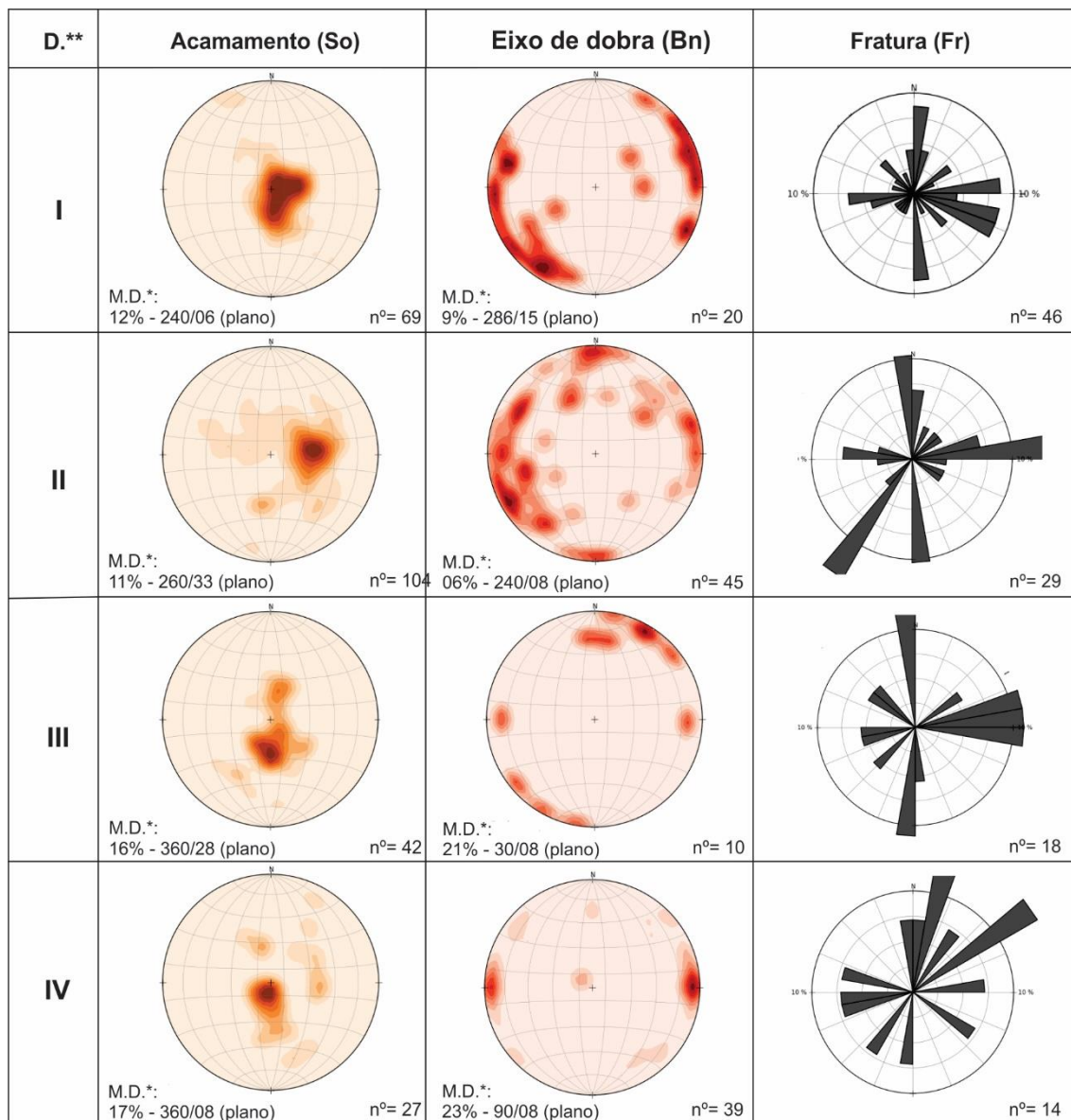


Figura 9: Tabela com os estereogramas de cada domínio estrutural da área mapeada.

4. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

O mapeamento geológico de detalhe realizado na região norte do Distrito Federal 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, 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 de caráter regional reconhecida entre os grupos Paranoá e Bambuí por Alvarenga et al. (2014). A unidade de calcilitos arroxeados com lâminas de argila (Ns11) da Sequência 1 da Formação Sete Lagoas, foi uma importante camada guia no estabelecimento do controle estratigráfico, devido a sua boa preservação em afloramentos. As unidades carbonáticas

do Grupo Bambuí foram depositados em camada com extensa continuidade lateral, ao contrário dos carbonatos do Grupo Paranoá de extensão irregular, pois ocorrem na forma de lentes, que interdigitam-se com rochas pelíticas e rítmicas. O estromatólito do tipo *Conophyton metulum Kirichenkio* foi encontrado em dolomitos cinza da sucessão pelito-carbonatada 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 a Sequência 1 e 2 da Formação Sete Lagoas, daquelas do Grupo Paranoá.

A discordância regional que divide a Formação Sete Lagoas em duas sequências distintas foi inicialmente identificada na região de Itacarambi, pois relacionada a ela existem ocorrências de Pb e Zn (Dardenne, 1979; Lopes, 1981). A identificação de duas sequências na Formação Sete Lagoas foi também proposta para a sua área tipo (Vieira et al., 2007). Entretanto a sua extensão para toda da Bacia do São Francisco foi sugerida a partir de estudos estratigráficos e quimioestratigráficos (Martins & Lemos, 2007; Alvarenga et al., 2014). A Formação Sete Lagoas foi também dividida em dois membros na sua área pelos Membro Pedro Leopoldo, basal, que inclui carbonatos com contribuição de terrígenos e 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 sequências estratigráficas.

Os dolomitos do Grupo Bambuí podem ser facilmente confundidos com os dolomitos do Paranoá, se estes aparecem isoladamente devido 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 mostra a presença de percolação de um fluido supersaturado a saturado em sílica que percolou na rocha, preenchendo fraturas, porosidades e substituiu grande parte dos carbonatos, enquanto que o dolomito da Formação Sete Lagoas é oolítico com substituição e recristalização da dolomita, sem evidência de entrada de fluido silicoso.

O Distrito Federal fica no centro da Zona Externa, onde aproximadamente na latitude 16°S de Brasília, o cinturão divide-se no 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 D₁-D₂-D₃ do encurtamento regional WNW-ESE acoplado a movimentos quase NS em consequência de, respectivamente, fugas tectônicas relacionadas ao D₂ e D₃ (Freitas-Silva & 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 D₁-D₂-D₃, além de registrar evidências do encurtamento de D₄ direcionado N-S e encurtamento D₅ de direção E-W. O encurtamento durante o D₄ 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 de deformação N-S gerando dobras assimétricas na escala de centenas de metros, e a segunda fase foi responsável pelo redobramento da primeira gerando dobras apertadas, com eixos N-S e NE-SE, na borda do empurrão e dobras mais abertas mais a leste, indicando que a segunda deformação está relacionada a *Nappe* Canastra, com vergência para ESE.

AGRADECIMENTOS: Esta pesquisa foi suportada pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científicos e Tecnológico (CNPQ, grant n°. 307220/2014-1) e CAPES pela bolsa de estudo concedida a primeira autora. Agradecemos as minerações pela confiança e por proporcionar o apoio logístico para os trabalhos de campo. Cimento Tocantins agradecimento a Wilian Marcelino Coelho e Francisco V. Dias Cordeiro, Cimentos Ciplan agradecimento a Marco Antônio de Souza e Maria Teixeira. Pedracon a Paulo Horta e na Pedreira Contagem ao Sálvio Matos, Daniella e Wallace. Agradecemos a Francisco Abreu da Coffey pelo acesso ao testemunho LSF-10.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmin, F. F., Bacelar, L. A. P., Oliveira, P. M., Magalhães, P. M. (1989). Arcabouço estrutural da porção sul da Bacia do São Francisco. In Simp. Geol. Minas Gerais, 5, Belo Horizonte 1985. Anais... SBG, Boletim 5, pp 289-283.
- Alkmin, 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.

- Alvarenga, C. J. S., Giustina, M. E. S. D., Silva, C. N. G., Santos, R. V., Giola, S. M. C. L., Guimarães, E. M., Dardenne, M. A., Sial, A. N., Ferreira, V. P. (2007b). Isótopos de C e Sr em carbonatos pré e pós-glaciação Jequitaiá (Esturtiano) na região de Bezerra-Formosa, Goiás. *Rev. Bras. Geociências*, 37(4-suplemento):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.
- 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. In: *Simp. Sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais*, 1. Salvador, 1981. *Anais...*, Salvador. SBG/BA. p.1-10.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. (1981). Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sciences Reviews* 17, 1–29.
- Araújo Filho, J. O. (2000). The Pirineus Syntaxis: an example of the intersection of two Brasiliano fold-thrust belts in Central Brazil and its implications for the tectonic evolution of Western Gondwana. *Revista Brasileira de Geociências* 30 (1).
- 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: 401–406.
- 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, 225p., Rio de Janeiro.
- Cloud, P., Dardenne, M. A. (1973). Proterozoic age of the Bambuí Group in Brazil. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84, 1673– 1676.
- Costa, L. A. M. & Angeiras, A. G. (1971). Geosynclinal Evolution in the Epi-Baikalian Platform of Central Brazil: *Geol.Rund.* 60(2): 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 da UFMG, 25 p. (Publicação, n. 15).
- Dardenne, M. A. (1979). Les mineralisations de plomb, zinc, fluor du Proterozoique Supérieur dans le Brésil central. Tese de Doutorado, Université Pierre & Marie Curie, Paris, França, 251p.
- Dardenne, M. A. (1981). Os grupos Paranoá e Bambuí na faixa dobrada Brasília. In: SBG, *Simp. craton São Francisco*, 1, *Anais*, p.104-157.
- Dardenne, M. A. (2000). The Brasília Fold Belt. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*, 31 International Geological Congress, Rio, pp. 231–264.
- Dardenne, M. A. (1978). Zonação Tectônica na borda ocidental do Cráton São Francisco. In: *Congresso Brasileiro De Geologia*, 30. Recife, 1978 *Anais...* Recife, p.299-308.
- D'el-Rey Silva, L. J., 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 Brasilia belt: collision of irregular plate margins leading to oroclinal bending

- in the neoproterozoic of Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 32, 1-13.
- D'el-Rey Silva, L. J. H., Vasconcelos, M.A.R., Gonçalves, D.V. (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), 352e372. doi:10.1016/j.gr.2007.09.004.
- Fairchild, T. R., Schopf, J. W., Shen-Miller, J., Guimarães, E. M., Edwards, M. D., Lagstein, A., ... & de Melo-Filho, L. S. (1996). Recent discoveries of Proterozoic microfossils in south-central Brazil. *Precambrian Research*, 80(1-2), 125-152.
- 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 de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 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. SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 5, 75-77.
- Faria, A., Guimarães, E. M., Figueiredo, A. N. (1997). Programa Cartas de Síntese e Estudos de Integração Geológica. Mapa geológico escala 1:100.000 do Distrito Federal. DNPM/UnB.
- Freitas-Silva, F. H., Campos, J. E. G. (1995). Geologia do Parque Nacional de Brasília/DF. SBG. Boletim de Geociências do Centro-Oeste 18 (1/2), 32 e 43.
- Fuck, R. A., Pimentel, M. M., D'el-Rey Silva, L. J. H. (1994). Compartimentação Tectônica na Porção Oriental da Província Tocantins. In: XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, SBG, Boletim Resumos Expandidos SBG, 1; 215e217.
- 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 de doutorado, 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*, v. 11, 115-127.
- Magalhães, P. M. (1989). Análise Estrutural das rochas do Grupo Bambuí, na porção sudoestada Bacia do São Francisco. Dissertação de Mestrado, UFOP, Ouro Preto, 100 p.
- Marshak, S. & Alkmim, F. F. (1989). Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil. *Tectonics*, 8(3):555-571.
- Martins, M., Lemos, V. B. (2007). Análise estratigráfica das seqüências neoproterozoicas da Bacia do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 37, n. 4, p. 156-167. Suplemento.
- 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.

- Paula-Santos, G. M., Babinski, M., Kuchenbecker, M., Caetano-Filho, S., Trindade, R. I., Pedrosa-Soares, A. C. (2015). New evidence of a 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.
- 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, 463–483.
- 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), 035–039.
- 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: 345–357.
- Ramsay, J. G. (1967). *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill Book Company. 568 p.
- Reis, H. L., Alkmim, F. F., Fonseca, R. C., Nascimento, T. C., Suss, J. F., & Prevatti, L. D. (2017). The São Francisco Basin. In *São Francisco Craton, Eastern Brazil* (pp. 117-143). Springer, Cham.
- Reis, H. L. S., Alkmim, F. F., Pedrosa-Soares, A. C., Barbosa, M. S. C. (2011) The Três Marias Salient of the Neoproterozoic Brasília Foreland Fold-Thrust Belt, São Francisco Basin, Brazil. In: Schmitt RS, Trouw R, Carvalho IS, Collins A (eds) *Gondwana 14, Abstracts*. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- 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 1:50000. 2ed. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM, Belo Horizonte.
- Schöll, W. U. (1976). Sedimentologia e geoquímica do Grupo Bambuí na parte sudeste da Bacia do São Francisco. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 29, Ouro Preto, Anais, p. 207-231.
- Uhlein, A., Fonseca, M. A., Seer, H. J., & Dardenne, M. A. (2012). Tectônica Da Faixa De Dobramentos Brasília–Setores Setentrional E Meridional. *Revista Geonomos*, 2(20).
- 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 estrati-grafia e sistemas deposicionais. *Revista Brasileira de Geociências* 37(4-suplemento): 1–14.
- Warren, L. V., Quaglio, F., Riccomini, C., Simões, M. G., Poiré, D. G., Strikis, N. M., Aneli, L. E., Strikis, P. C. (2014) The puzzle assembled: Ediacaran guide fossil *Cloudina* reveals an old proto-Gondwana seaway. *Geology* 42(5): 391–394.

3.2. Estratigrafia isotópica da transição Criogeniano-Ediacarano: Formação Sete Lagoas na porção externa da Faixa Brasília

Maria Gabriela de Carvalho¹, Carlos José Souza de Alvarenga¹, Roberto Ventura Santos¹

Artigo a ser submetido na revista Brazilian Geology Journal.

1. INTRODUÇÃO

Os carbonatos de capa da Formação Sete Lagoas podem recobrir diferentes unidades estratigráficas, incluindo embasamento granito-gnáissico do Cráton do São Francisco, rochas do Grupo Paranoá na Faixa Brasília ou os diamictitos glaciais da Formação Jequitaiá (Babinski et al., 2007; Alvarenga et al., 2007; Vieira et al., 2007; Misi et al., 2007, 2011; Lima, 2011; Kuchenbecker, 2011; Caxito et al., 2012). Entretanto, em várias localidades, como na região norte do Distrito Federal (DF), a ausência do registro glacial tem posicionado os carbonatos do topo do Grupo Paranoá em contato direto com os carbonatos basais do Grupo Bambuí (Alvarenga et al., 2012), e devido à semelhança petrográfica, esses carbonatos foram englobados como pertencentes ao Grupo Paranoá Superior (Faria et al., 1997). Posteriormente Alvarenga et al. (2014) alertam sobre a existência do Grupo Bambuí na região, reforçado por dos dados quimioestratigráficos. A individualização dos carbonatos dos Grupos Paranoá e Bambuí, assim como a subdivisão a Formação Sete Lagoas em duas sequências litoestratigráficas foi posteriormente estabelecida para o DF (Carvalho & Alvarenga, submetido). No entanto a caracterização isotópica destas unidades é de extrema importância, tanto para reafirmar a diferenciação destas unidades, realizadas mediante a dados estratigráficos e estruturais, quanto para realizar associações com assinaturas isotópicas destes grupos em outras localidades ao longo da bacia de sedimentação. Essas associações permitem uma melhor compreensão das condições de deposição destes carbonatos, visto que o Grupo Bambuí em especial tem sido alvo de grandes debates, em relação a sua idade e principalmente sobre qual evento glacial global que antecede sua deposição. Babinski et al. (2007) anteriormente interpretaram os carbonatos basais da Formação Sete Lagoas como pós-Esturtianos, no entanto mais recentemente diversos autores os interpretam como pós-Marinoanos (Caxito et al., 2012; Alvarenga et al., 2014; Crockford et al., 2018). A caracterização quimioestratigráfica do Grupo Paranoá e da Formação Sete Lagoas, subsidiados por dados geocronológicos permite a correlação com curvas globais buscando um alicerce para interpretar estes eventos.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

O Distrito Federal (DF) está situado na borda oeste do Cráton São Francisco, composta por um cinturão orogênico Neoproterozoico, Faixa Brasília, formado no intervalo de tempo de 900 a 600Ma, em uma complexa evolução resultado da interação da convergência dos crátons Amazônico, São Francisco-Congo, Paranapanema (Rio de La Plata), bem como blocos alóctones menores (Pimentel, 2016). Esse cinturão foi individualizado em três domínios tectônicos, cratônico, interno e externo, separados por falhas orientadas N-S (Costa & Angeiras, 1971; Dardenne, 1978; Fuck et al., 1994; Dardenne, 2000; Alvarenga et al., 2012). A área abordada está localizada no domínio externo da Faixa Brasília caracterizada por uma deformação do tipo thin-skin, constituída por unidades metassedimentares do Mesoproterozoico dos Grupos Araí e Natividade, Grupos Paranoá e Canastra (Dardenne, 1981, 2000; Faria, 1995 e Guimarães, 1997), onde essas unidades encontram-se em contato tectônico com rochas do domínio cratônico, que por sua vez engloba uma Megassequência Neoproterozoica dos depósitos glaciogênicos da Formação Jequitai e rochas carbonato-pelíticas do Grupo Bambuí, referida como a Bacia do São Francisco (Reis et al., 2011; Dardenne, 1981, 2000).

Regionalmente o Grupo Paranoá é interpretado como uma sequência de margem passiva composta por rochas psamo-pelito-carbonatada de idade Meso/Neoproterozoica, definida e individualizada em 12 unidades informais (Faria & Dardenne, 1995). Os estromatólitos colunares incluindo também os do tipo Conophyton, os dados isotópicos e geocronológicos disponíveis indicam idade para a sedimentação entre 1.000 e 1.300 Ma (Cloud & Dardenne, 1973; Dardenne, 1979; Matteini et al., 2012).

O Grupo Bambuí é composto por ciclos de sedimentação de caráter carbonático e pelito-psamítico, cujos depósitos são correlacionados a uma extensa transgressão marinha em um ambiente de bacia de tipo *foreland*, gerada durante a sobrecarga exercida pelas faixas móveis Neoproterozoicas, em especial pelo cavalgamento e pressão crustal da Faixa Brasília ao longo da margem ocidental do Cráton São Francisco (Martins-Neto et al., 2001; Martins-Neto e Alkmim, 2001; Martins-Neto, 2005, 2009; Alkmim & Martins-Neto, 2012). A divisão estratigráfica do grupo proposta inicialmente por Costa e Branco (1961) foi adaptada por Dardenne (1978), e atualmente individualizada em cinco Formações da base para o topo: Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Formação Três Marias.

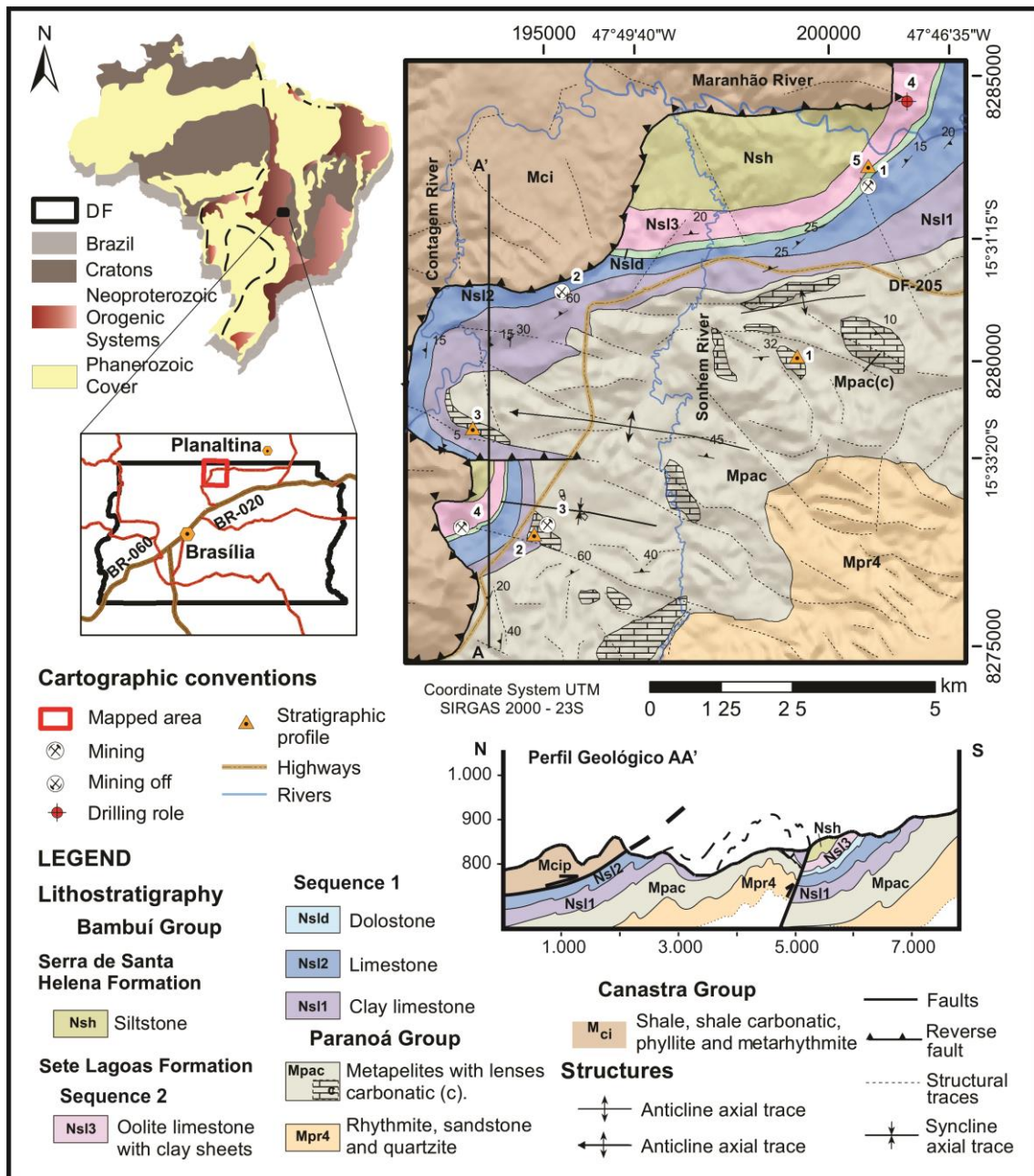


Figura 1: Mapa geológico da região abordada com localização dos perfis quimioestratigráficos; 1- lente intermediária do G. P., 2, 3- contato entre os dois grupos (Mineração Pedracon e norte da Mineração Ciplan), 4 - furo de sondagem FSL, 5 - sequência 2 da FSL. Localização das minerações, domínio tectônico e perfil geológico da região. 1: Pedreira Contagem; 2 e 4: Ciplan Cimento Planalto; 3: Pedracon Mineração; 5: Votorantim Cimentos (Mineração Tocantins).

A idade do Grupo Bambuí ainda carece de datações para o estabelecimento de uma idade absoluta. Uma idade ^{207}Pb - ^{206}Pb de 740 ± 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, que equivalem aos encontrados em outras localidades do mundo como do final 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.

De acordo com Carvalho & Alvarenga (submetido) a região norte do DF é constituída por rochas dos Grupos Canastra, Paranoá e Bambuí (Fig.1). Nessa região ocorrem as duas unidades mais superiores do Grupo Paranoá em que, a unidade inferior (Mpr4) é predominantemente rítmica (arenitos e siltitos) e a unidade superior (Mpac) formada por uma sequência pelito-carbonatada que compreende lentes carbonáticas interdigitadas com pelitos (Faria et al., 1997). O Grupo Bambuí é representado pelas Formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena. A Formação Sete Lagoas foi individualizada em duas sequências, 1 e 2, tal que a primeira compreende dolomitos, calcários, calcilitos-calcarenitos intercalados com argila arroxeados e pelitos, e a segunda é formada por calcários com lentes de argila e siltitos calcíferos. Neste trabalho foram efetuadas seções quimioestratigráficas para os carbonatos do Grupo Paranoá e para as duas sequências da Formação Sete Lagoas, estabelecendo os padrões isotópicos para essas unidades.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Carvalho & Alvarenga (submetido) mapearam uma área de 150 km² na região norte do Distrito Federal no limite com estado de Goiás, na escala 1:25.000 visando a individualização dos Grupos Bambuí e Paranoá. A partir destes dados, foram definidos o posicionamento dos perfis quimioestratigráficos mais representativos. Seções de detalhe foram levantadas em afloramentos de forma a determinar o significado isotópico de cada grupo, efetuando uma maior caracterização nas proximidades das discordâncias estratigráfica, entre os grupos Paranoá e Bambuí e no limite entre as duas sequências da Formação Sete Lagoas. Um perfil quimioestratigráfico foi levantado nos carbonatos da porção intermediária da unidade pelito-carbonatada (Mpac) do Grupo Paranoá, outros dois nos afloramentos do contato entre os Grupos Paranoá e Bambuí, o quarto ao longo dos 201 metros da Formação Sete Lagoas no furo de sondagem no extremo norte da área (LSF-10; UTM: 201350/8284560), e quinto que abrange a discordância da formação Sete Lagoas e os carbonatos da sequência 2 (Fig.1). A amostragem para quimioestratigrafia foi feita em intervalos sistemáticos de 3 em 3 metros, mas com detalhamento de até 0,5

m nos contatos entre as litofácies, chegando a intervalos de até 15 cm nas proximidades dos contatos com as discordâncias estratigráficas. Um total de 228 amostras foram analisadas para isótopos de C e O, que também tiveram realizadas determinações dos elementos maiores e menores por fluorescência de Raio-X. As determinações geoquímicas permitiram a seleção de 28 amostras de calcários puros com alto teor de Sr (> 700 ppm), onde foram obtidas as razões isotópicas primárias de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Tabela 1). A coleta de amostras nos afloramentos foi precedida de um cuidado para evitar fraturas, veios e zonas altamente recristalizadas que pudessem interferir na obtenção de resultados primários, cuidado também suportados por um estudo de petrografia microscópica. Todas essas análises foram realizadas no Laboratório de Geocronologia, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.

As determinações químicas foram realizadas usando uma unidade de fluorescência de raio-X Rigaku ZSX Primus II. As amostras utilizadas para análise química foram inicialmente secas a 110 °C para eliminar o excesso de umidade e aquecidas a 1000°C por 1:30 h para determinar a perda percentual em ignição. Os resultados obtidos por meio de pastilhas fundidas foram tratados evitando erros.

Os isótopos C e O foram obtidos em um instrumento Delta V Advantage conectado a um aparelho de bancada de gás II. Alíquotas de cada amostra (aproximadamente 300 microgramas) foram colocadas em frascos de vidro que foram submetidos subsequentemente a uma descarga a 72°C. Todos os isótopos C e O são apresentados em VPD e foram calibrados em relação aos padrões NBS-18 e NBS-19.

Para a análise de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, foram utilizadas 50 mg de amostras de pó de carbonato foram ponderadas em taças de Teflon e ácido acético diluído (0,5 N) para dissolver apenas a fração de carbonato e evitar a lixiviação de ^{87}Sr e Rb radiogênicos dos constituintes não carbonatados das amostras. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram medidas usando um Neptune Thermo MCICP-MSat, sendo que a análise da norma NBS 987 durante o curso deste trabalho caiu um valor médio de $0,710230 \pm 8$ (1 s) e as incertezas nas análises individuais foram inferiores a 0,001% (2 s).

Idades U-Pb foram obtidas para 20 grãos de zircão obtidos na camada de 2 m de siltito da base de Sequência 2 da Formação Sete Lagoas, localizada na Pedreira Contagem (Fig.6). As análises foram efetuadas através do decaimento dos isótopos radioativos ^{235}U e ^{238}U para os isótopos radiogênicos ^{207}Pb e ^{206}Pb , por LA-ICPMS em um multe coletor Thermo Finigan Neptune do Laboratório de Geocronologia, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. A metodologia completa foi descrita por Bühn et al. (2009),

que empregam uma ablação de varredura gerada por um ponto de laser em movimento com um diâmetro de 30 μm . Os dados brutos U-Pb são traduzidos para uma planilha do Excel para redução de dados e, quando necessário, são corrigidos o viés de massa induzido pelo laser usando o método de Košler et al. (2002). Diagramas de Concórdia (elipses de erro 2σ), idades de concórdia e idades de interceptação inferior e superior são calculados usando Isoplot / Ex (Ludwig, 2003). Dos 20 grãos de zircão analisados foram considerados 15 para as correlações abaixo.

4. RESULTADOS

4.1. Litologia e Geoquímica

4.1.1. Grupo Paranoá

O Grupo Paranoá é constituído por duas unidades, onde a mais basal (Mpr4) compreende uma sequência siliciclástica, formada predominantemente por alternância rítmicas de arenitos e siltitos, e a unidade superior é marcada por sucessão pelito-carbonatada (Mpac), onde nas lentes de calcários e dolomitos foram realizados os perfis com o objetivo de determinações quimioestratigráficas (Fig. 1). As lentes carbonáticas ocorrem de duas formas principais. A primeira é caracterizada por dezenas de metros de dolomitos e calcários de forma subordinada, finamente laminados, realçados por lâminas de siltitos de coloração cinza esverdeada a rosada, que são encontradas dispersas dentro desta unidade. Uma seção obtida nessa sequência (Perfil Paranoá, Tabela 1E (anexo), Fig.2A) revelou valores de $\delta^{13}\text{C}$ que variam de +1,03‰ a +1,40‰, enquanto que os valores de $\delta^{18}\text{O}$ ficaram entre -7,54‰ a -9,19‰.

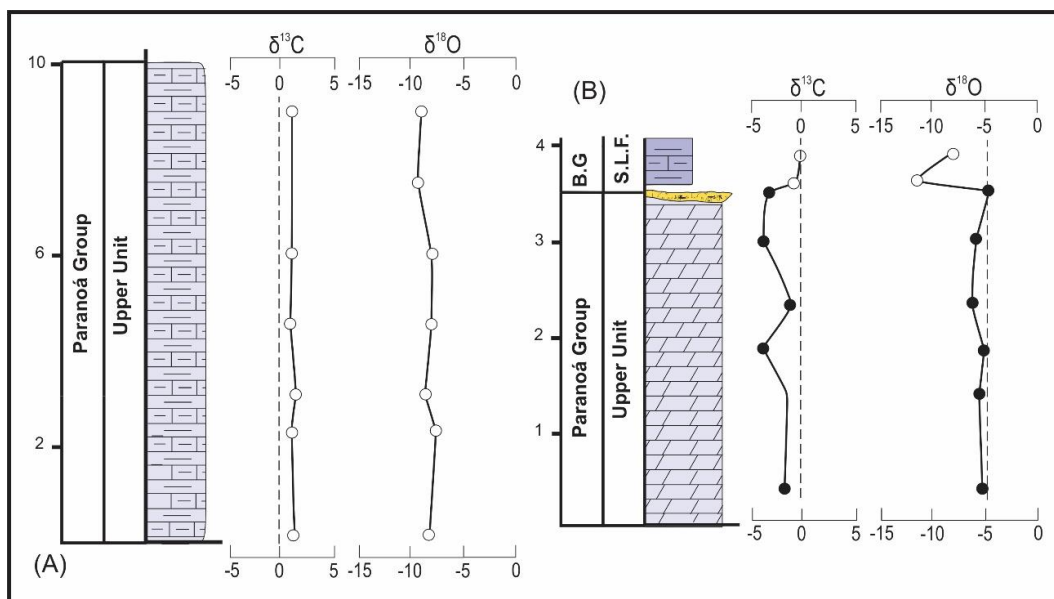


Figura 2: (A) Perfil quimioestratigráfico Paranoá, levantado nos carbonatos com silte localizados na porção intermediária da unidade pelito-carbonatada (Mpac). (B) Perfil Ciplan, abrangendo os dolomitos do topo do Grupo Paranoá e a base do Grupo Bambuí. Legenda na figura 4.

O segundo tipo de lentes é encontrado nas regiões do topo da unidade pelito-carbonatada, no contato com o Grupo Bambuí. Inclui mais de uma centena de metros de dolomitos de aspecto maciço, levemente laminado, de cor cinza médio com presença de *cherts* e diferentes tipos de estromatólitos, inclusive o estromatólito do tipo *Conophyton metulum* Kirichenko. O topo deste dolomito possui horizontes de brechas com clastos de calcário suportados por matriz carbonática, localmente com fragmentos arenosos, interpretada como a discordância que separa os grupos Paranoá e Bambuí (Fig. 3A, C). Esses dolomitos foram analisados em duas seções, ambas atingindo o contato discordante com as rochas do Grupo Bambuí. Na seção da Mineração Pedracon (Fig. 3B,4, Tabela 1C (anexo)) os dolomitos mais basais iniciam com valores de $\delta^{13}\text{C}$ menores, $-3,31\text{‰}$ (~25 metros abaixo da discordância), tornando-se maiores, próximos a 0‰ ($-0,23\text{‰}$) na metade do pacote, voltando a diminuir em direção ao topo (-3‰). Na região da discordância que marca a separação dos dois grupos, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ permanecem negativos na brecha dolomítica onde os clastos e a matriz tem valores de $\delta^{13}\text{C}$ semelhantes, variando de $-1,4$ a $-2,35\text{‰}$. Os isótopos de oxigênio exibiram valores mais constantes, entre $-4,32\text{‰}$ a $-6,35\text{‰}$.



Figura 3: (A) Discordância que separa os dolomitos do topo do Paranoá recoberta por rochas da unidade basal do Grupo Bambuí, incluindo os dolomitos da base e os calcitulitos-calcarenitos

intercalados com argila arroxeados. (B) Localização do perfil quimioestratigráfico levantado na mineração Pedracon. (c) Brecha dolomítica que marca a discordância entre os grupos.

O perfil na Ciplan (Fig. 2B) mostrou valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ coerentes com o da Mineração Pedracon, onde os isótopos de carbono dos dolomitos variaram entre -1,25‰ a -3,92‰. Determinações na matriz da brecha apresentam valores de -3,44‰ de $\delta^{13}\text{C}$ e valores de -2,71‰ de $\delta^{13}\text{C}$ nos clastos de carbonatos (Tabela 1D).

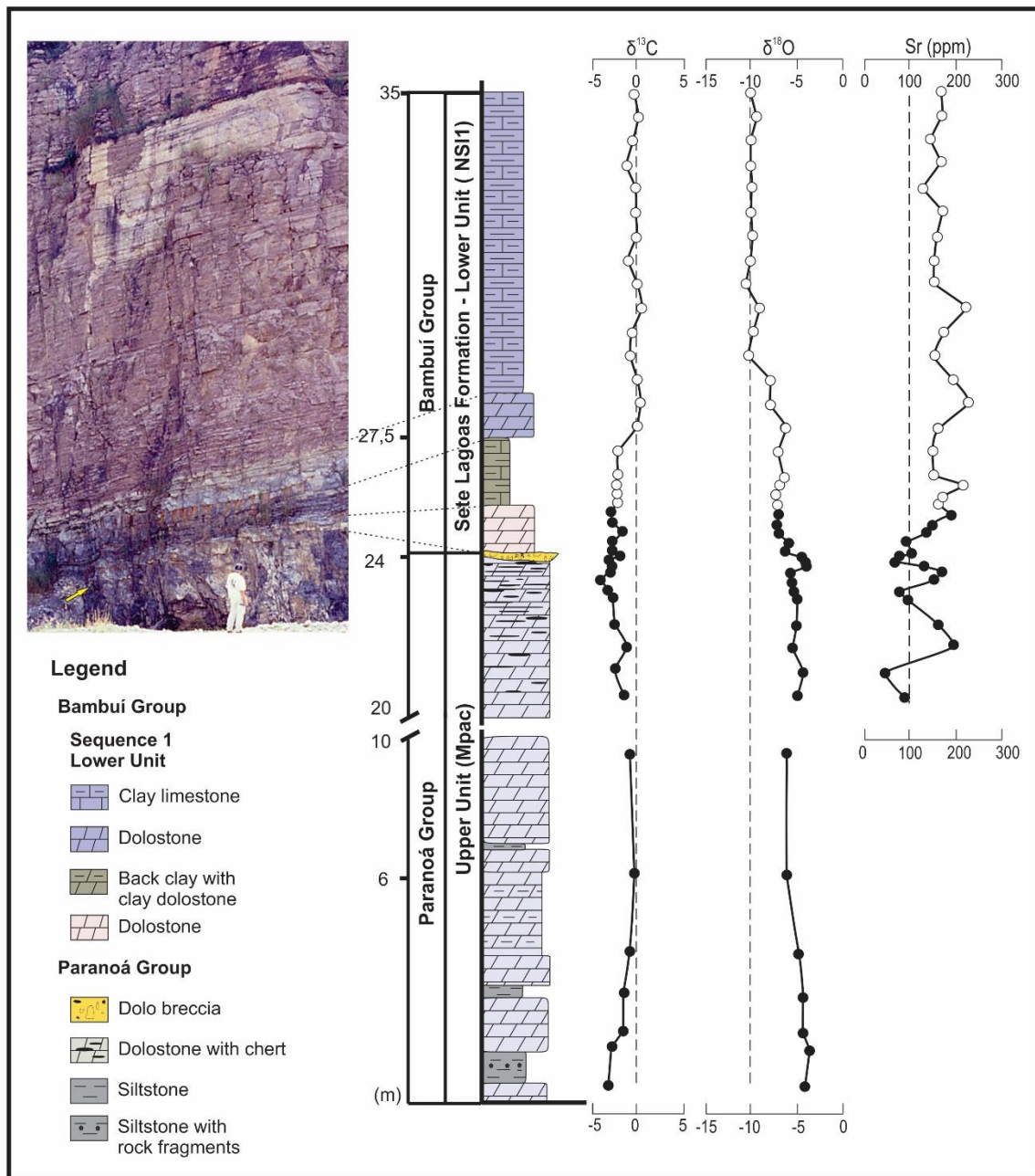


Figura 4: Perfil quimioestratigráfico realizado no contato do Grupo Paranoá com o Grupo Bambuí realizado na mineração Pedracon.

4.1.2. Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí no norte do DF é representado por rochas das formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena (Fig. 1). A Formação Sete Lagoas, com espessura de 230 metros foi estudada a partir de afloramentos e de um testemunho de sondagem de 201 metros, onde foram obtidos os dados quimioestratigráficos, e individualizados em duas sequências estratigráficas distintas.

Sequência 1

Essa sequência contém aproximadamente 190 metros, medido ao longo do testemunho de sondagem, e foi subdividida em três unidades litoestratigráficas caracterizadas por litofácies distintas (Fig. 6).

A Unidade inferior (Nsl1) com uma espessura de 115 metros, inicia-se por um contato discordante recobrimdo as brechas do Grupo Paranoá (Fig. 3C). Esse contato basal com as brechas carbonáticas começa com um dolarenito cinza claro, laminado com aproximadamente 1m de espessura, sobreposto por uma camada de calcilito cinza escuro intercalado com lâminas de argilas negras (1,2 m), e por uma outra camada de dolomito cinza médio de aproximadamente 0,5 centímetros. Acima dessas fácies ocorre uma espessa sucessão (~ 100m) de intercalações rítmicas de calcilitos-calcarenitos com lâminas de argila esverdeada a arroxeadas. Essa sucessão rítmica possui intervalos onde predominam a argila formando camadas pelíticas com colorações que variam entre 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 cinza, caracterizando um contato gradacional com a unidade sobreposta (Nsl2).

Unidade intermediária (Nsl2), com espessura aproximada de 50 metros, é formada por calcarenitos cinza, oolíticos e intraclástico. 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 *teepee*. Os calcarenitos tornam-se mais puros para o topo, apresentando laminações cruzadas, algumas delas truncadas por onda.

Unidade superior (Nsl3) é composta basicamente por dolomito que contém aproximadamente 25 metros de espessura depositado de forma brusca com a unidade inferior. Macroscopicamente caracterizado por dolarenitos e dolomitos oolíticos cinza claro, com estratificação grosseira, localmente laminado, estromatolítico, e com venulações carbonáticas rosadas. O topo desta 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. Esta superfície caracteriza a discordância entre as sequências 1 e 2 da Formação Sete Lagoas, coincidindo com o limite de sequência regional marcado em outras localidades da bacia de sedimentação (Martins & Lemos, 2007; Vieira et al., 2007; Alvarenga et al., 2014) (Fig. 5).

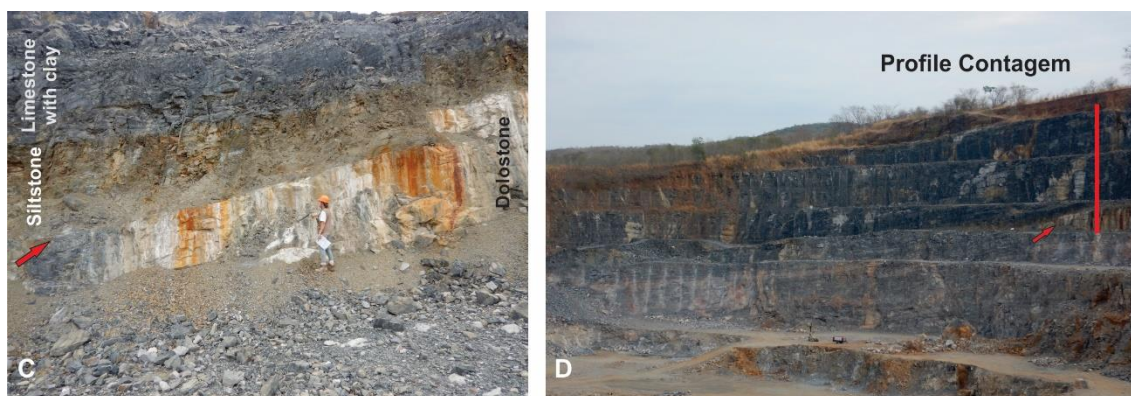


Figura 5: (A) Discordância caracterizada por uma superfície erosiva recoberta por siltitos basais da Sequência 2 da Formação Sete Lagoas. (B) Localização do perfil quimioestratigráfico que marca a separação das duas sequências na pedreira Contagem.

Os dados isotópicos para a Sequência 1 da Formação Sete Lagoas foram obtidos nos afloramentos da Mineração Pedracon (Fig. 4) e ao longo do testemunho de sondagem LSF-10 (Fig. 6).

A base dessa unidade inferior foi detalhada no perfil Pedracon (Fig. 4, Tabela 1C (anexo)), onde o dolarenito que recobre a discordância possui $\delta^{13}\text{C}$ variando de $-1,67\%$ a $-2,94\%$, que continua negativo na camada de calcilitos intercalados com argilas negras com valores de $\delta^{13}\text{C}$ próximos a $-2,2\%$, tornando-se próximos de 0% no dolomito que antecede as camadas de calcários com argilas arroxeadas (Fig. 3A). Esse conjunto de litofácies exibiu valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre $-5,74\%$ e $-7,84\%$. A sucessão rítmica de calcilitos-calcarenitos com lâminas de argila esverdeada a arroxeadas apresentou valores relativamente constantes de isótopos de Carbono também muito próximos a 0% (negativos e positivos) nos seus primeiros metros, entretanto essa sucessão com 90 metros de espessura, medido na sondagem, mostra valores de $\delta^{13}\text{C}$ ligeiramente crescentes até $1,2\%$ por 65 metros (Tabela 1A (anexo), Fig. 6). Nos 25 metros superiores dessas intercalações de argila arroxeadas os valores de $\delta^{13}\text{C}$ atingem $2,0\%$ e nas duas intercalações de calcário cinza médio puro de 3 metros de espessura os valores estão entre $2,3\%$ e $3,6\%$ (Tabela 1(anexo), fig. 6). Os isótopos de oxigênio diminuem gradualmente

em relação aos dolomitos inferiores, variando entre -9,06‰ a -7,0‰ (Tabela 1A (anexo), Fig. 6). Nos calcários da unidade intermediária (Nsl2), os valores de $\delta^{13}\text{C}$ iniciam com valores entre 2,1‰ e 3,9‰, logo se estabilizando entre 1,1‰ e 1,7‰, aumentando entre +2,0‰ e +3,0‰ nos 10 metros que antecedem a camada de dolomitos, e os valores de $\delta^{18}\text{O}$ diminuem gradualmente de -5,5‰ a -6,8‰ (Tabela 1A (anexo), Fig. 6). A unidade superior de dolomitos (Nsl4) é caracterizada por uma oscilação de valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre +0,73‰ a +2,15‰ e de $\delta^{18}\text{O}$ entre -4,31‰ e -6,71‰ (Tabela 1A (anexo), Fig. 6).

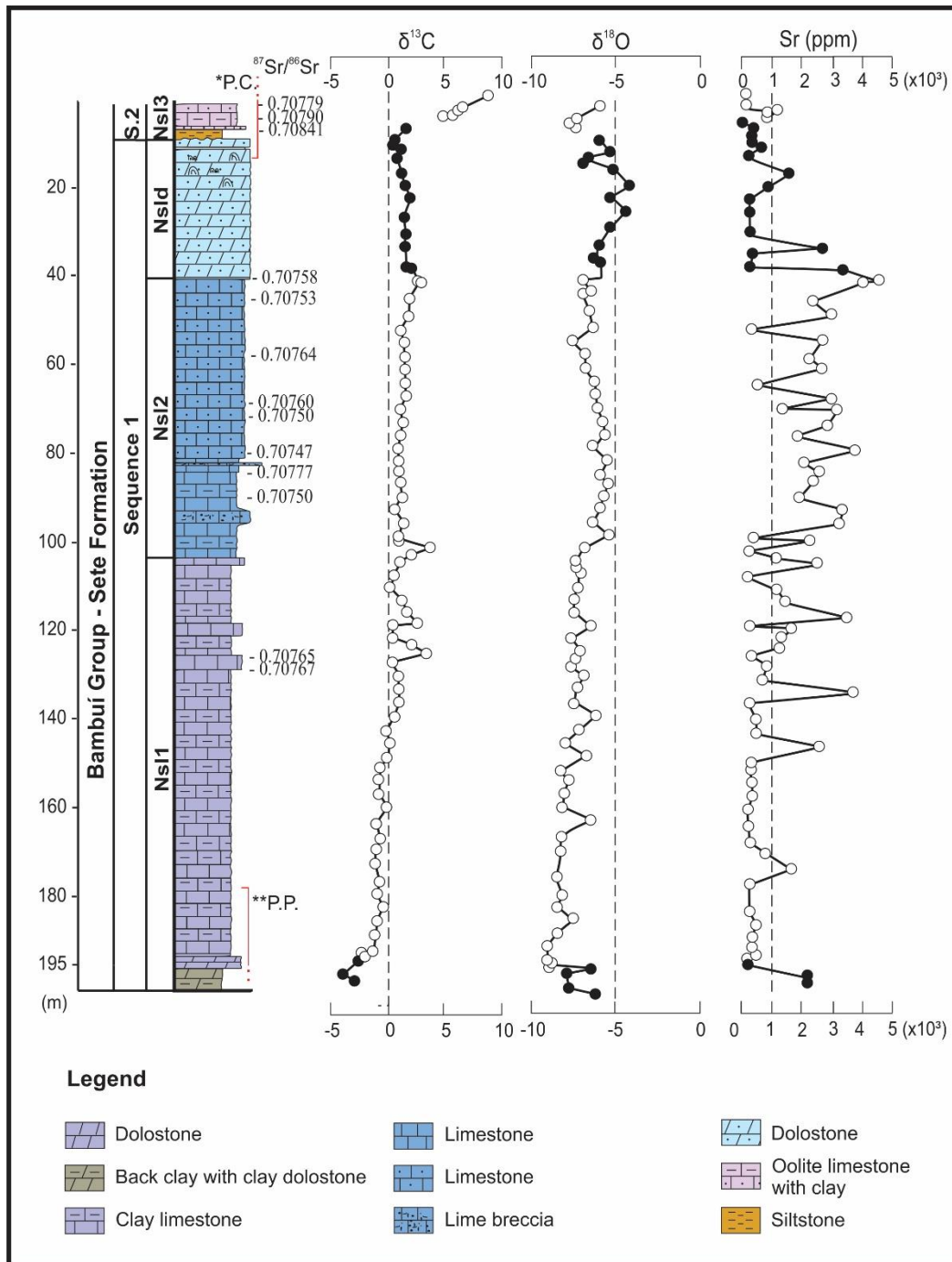


Figura 6: Dados isotópicos de C, O e Sr obtidos no furo de sondagem LSF-10 abrangendo grande parte da Sequência 1 da Formação Sete Lagoas.

Calcários puros da unidade intermediária da Sequência 1 registraram valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,70750 e 0,70777 em amostras com concentração de Sr entre 800 e 4500 ppm e ínfimas razões Mn/Sr.

Sequência 2

A Sequência 2 (Ns13) tem 40 metros de espessura iniciando-se por uma camada de siltito que recobre a superfície discordante que corta os dolarenitos do topo da Sequência 1 (Fig. 5). Este siltito cinza com espessura variando de 0,5 a 2 metros, apresenta-se laminado e ocasionalmente com laminações cruzadas, passando em contato brusco para calcarenitos intercalados com finas camadas silte-argilosas (Fig. 6,7). Os calcarenitos são localmente oolíticos, mostrando estratificações cruzadas, por vezes incluindo truncamento por ondas. As intercalações de siltitos, argilitos e siltitos calcíferos tem frequência variável ao longo da seção, aumentando para o topo em direção ao contato com a Formação Serra de Santa Helena.

A estratigrafia isotópica para a Sequência 2 foi obtida a partir de amostras da Pedreira Contagem (Fig. 5B,7, Tabela 1B (anexo)) e alguns dados dos metros iniciais obtidos no testemunho de sondagem (Fig. 6). Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ nos calcários da Sequência 2 iniciam com valores superiores a +5‰, crescendo de forma gradativa até atingir + 14,4‰ no topo da sequência (Fig. 6). Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ giram em torno de -7‰, com acréscimos e decréscimos ocorrendo de forma mais aleatória. Importante notar um salto de mais de 3‰ dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre as sequências 1 e 2, indicando que a mudança brusca dos valores dos isótopos de C coincide com a discordância estratigráfica.

As razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, obtidas nas 16 amostras de calcarenitos com intercalações silte-argilosas da Sequência 2 da Formação Sete Lagoas, apresentaram valores entre 0.70737 e 0.70840 (Tabela 1A (anexo), Fig. 6). Entretanto é importante ressaltar que as razões mais altas 0.70790 e 0.70841 foram em rochas com teores de SiO_2 e Al_2O_3 que somam 15 a 25%, sugerindo a influência do Sr de componentes detríticos. Neste sentido valores que devam estar relacionados a origem primária dos calcários são as razões entre 0.70745 e 0.70775.

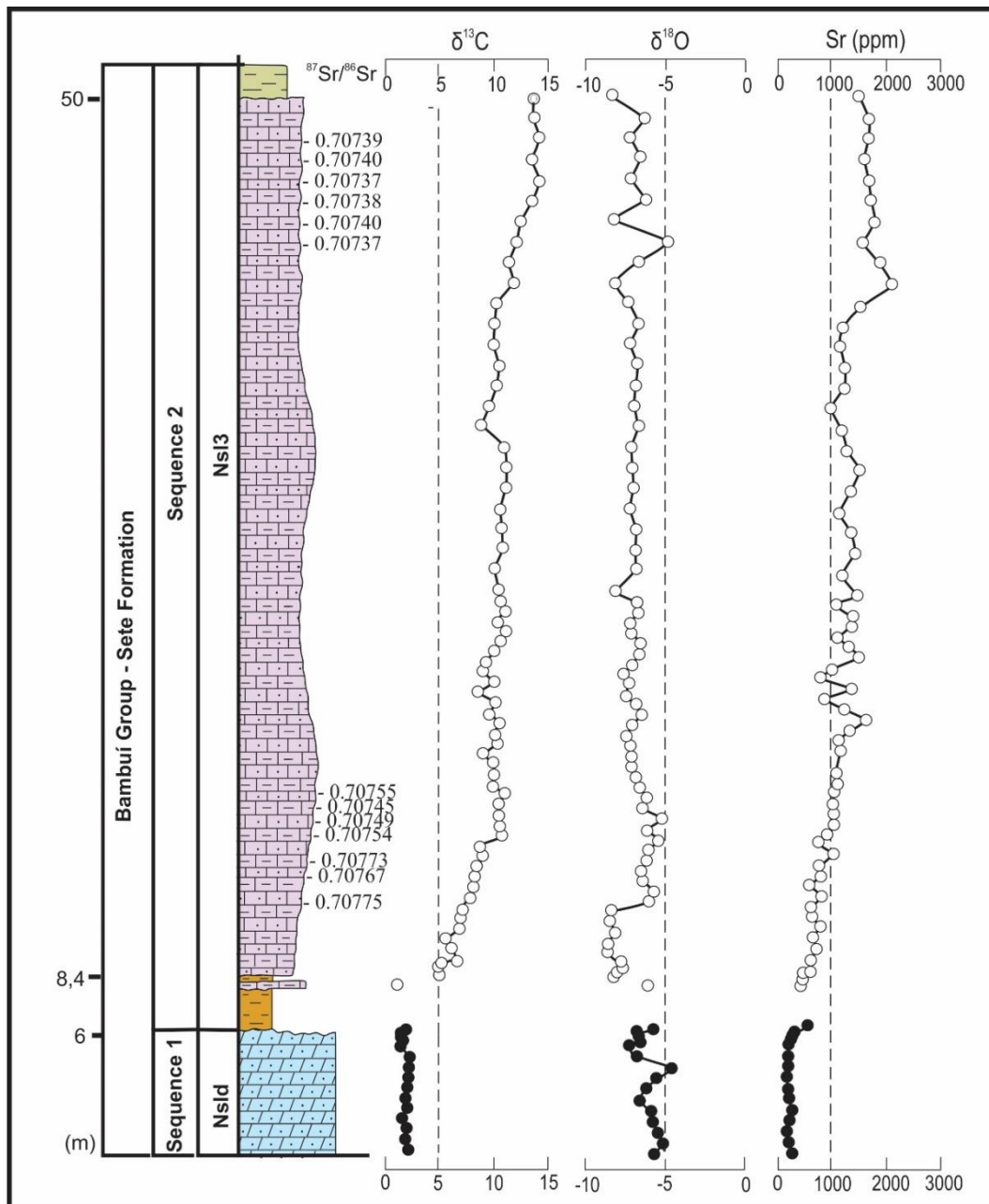


Figura 7: Perfil quimioestratigráfico realizado na Pedreira Contagem abordando a Sequência 2 da Formação Sete Lagoas.

4.2. Geocronologia (U-Pb em Zircão)

Os grãos de zircão das amostras coletadas na camada de siltito depositada acima da discordância que separa as duas sequências da Formação Sete Lagoas apresentam dimensões que variam de 150 a 400 μm e neles foram feitas determinação de idades U-Pb. Os zircões analisados são incolores a translúcidos, ocorrendo também nas cores castanho amarelado, têm forma predominantemente prismática, com pirâmides bem preservadas, com exceção dos grãos Z05 e Z14, que apresentam formas mais arredondadas (Fig. 8). Alguns exibem bordas com aspectos de corrosão e dissolução, já

outros encontram-se extremamente preservados. Todos os grãos expõem crescimentos concêntricos, mas também é possível observar um zoneamento distinto entre a zona central e as zonas mais externas. Diferentemente dos demais o Z05 possui uma borda metamórfica bem evidente (Fig. 8).

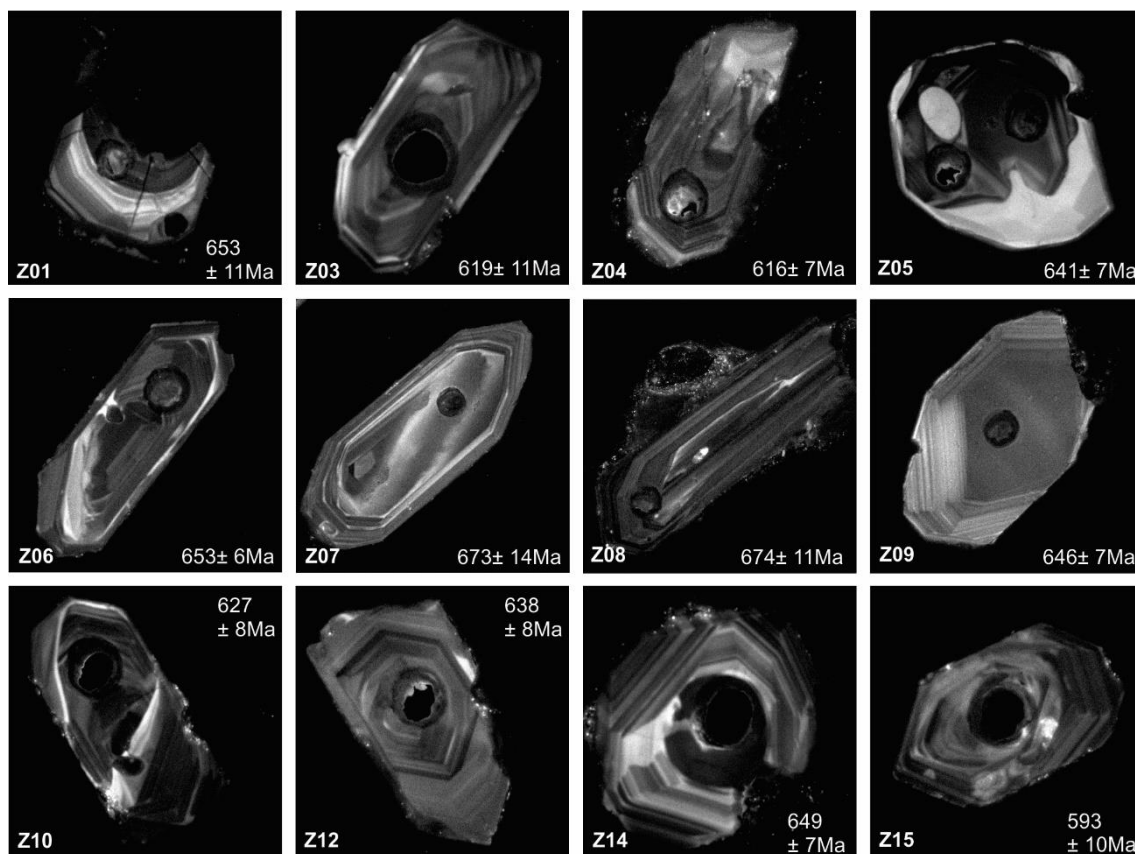


Figura 8: MEV dos grãos de zircão analisados, com seu código e idade obtida.

Um total de 15 zircões foram identificados e analisados e produziram idades aparentes de U-Pb entre 333 e 675 Ma (Tabela 2), sendo que deste total, 12 são concordantes (nível de confiança 97-100%), com idades entre 593 e 675 Ma, e estão representados no histograma de frequência e diagrama de concórdia (Fig. 9). A média ponderada obtida a partir dos dados concordantes é de $639 \pm 5,2$ Ma com MSWD de 1.13, o que é considerada uma idade bastante precisa.

Um indício comumente utilizado para distinguir um zircão ígneo de um metamórfico é a razão de Th/U. Valores baixos de Th/U ($\sim 0,1$) sugere que o zircão foi afetado por eventos metamórficos (Hidaka et al., 2002; Rubatto, 2002), já populações de zircão que possuem as razões de Th/U no intervalo de 0,4-1,0 indicam origem ígnea (Hoskin and Schaltegger, 2003).

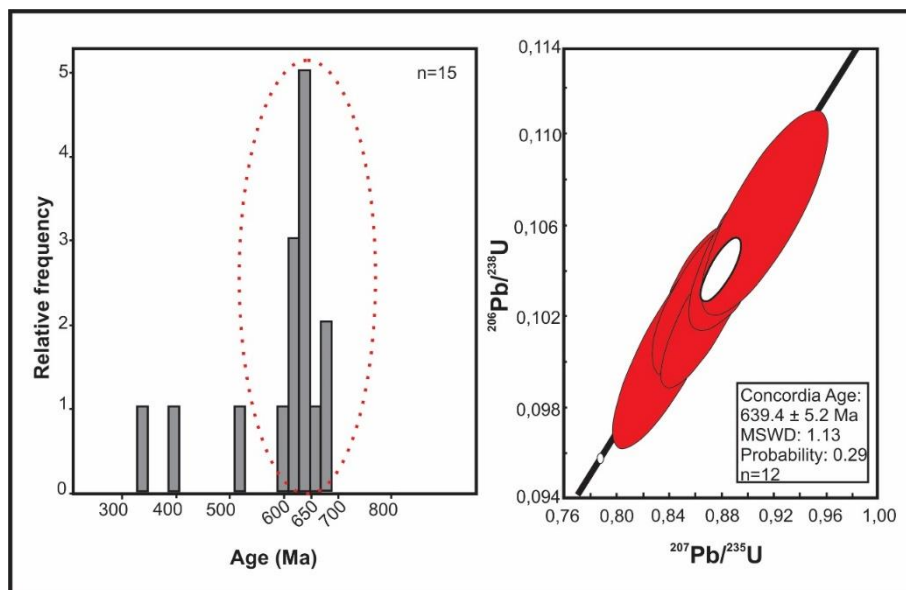


Figura 9: Diagramas de frequência e concórdia dos dados analisados.

Tabela 2: Tabela com os dados geocronológicos nas análises de U-Pb.

Zircon	f(206) %	Th/U	6/4 ratio	7/6 ratio	1s (%)	7/5 ratio	1s (%)	6/8 ratio	1s (%)	Rho	7/5 age (Ma)	1s (Ma)	6/8 age (Ma)	1s (Ma)	C* (%) 6/8-7/5
Z01	0,048	0,281	36662,6	0,062	1,310	0,913	2,184	0,107	1,748	0,796	659	11	653	11	99
Z02	0,038	0,632	47150,3	0,065	1,712	0,759	3,170	0,084	2,667	0,840	574	14	522	13	91
Z03	0,044	0,774	40042,8	0,061	1,182	0,841	2,165	0,101	1,813	0,834	620	10	619	11	100
Z04	0,021	0,392	83422,9	0,063	0,900	0,871	1,468	0,100	1,160	0,779	636	7	616	7	97
Z05	0,023	0,576	75466,4	0,062	1,100	0,890	1,627	0,104	1,198	0,724	646	8	641	7	99
Z06	0,029	0,433	60801,1	0,061	0,937	0,864	1,370	0,104	0,999	0,712	632	6	635	6	100
Z07	0,068	0,492	25918,0	0,062	2,195	0,945	3,091	0,110	2,176	0,700	675	15	673	14	100
Z08	0,035	0,293	50845,1	0,062	0,828	0,947	1,922	0,110	1,734	0,900	677	9	674	11	100
Z09	0,028	0,756	63654,2	0,061	0,842	0,890	1,442	0,105	1,171	0,802	646	7	646	7	100
Z10	0,027	0,401	64671,6	0,062	0,904	0,867	1,605	0,102	1,326	0,819	634	8	627	8	99
Z11	0,060	0,399	30342,3	0,063	1,213	0,462	4,019	0,053	3,831	0,953	386	13	333	12	86
Z12	0,007	0,343	269654,4	0,061	1,257	0,867	1,889	0,103	1,410	0,738	634	9	632	8	100
Z14	0,022	0,594	79640,7	0,062	1,020	0,900	1,527	0,106	1,136	0,731	651	7	649	7	100
Z15	0,017	0,540	104380,9	0,061	1,390	0,816	2,203	0,096	1,709	0,771	606	10	593	10	98
Z16	0,038	0,424	48126,7	0,066	2,139	0,590	3,751	0,065	3,082	0,820	471	14	406	12	86

*C=Concordia

Como os valores das razões de Th/U enquadram-se no intervalo de rochas ígneas, apesar de não ser considerado uma evidência muito concreta, atrelado a sua forma euédrica e seu zoneamento, há duas hipóteses para a proveniência deste zircão. A primeira é que se trata de um tufo vulcânico, ou seja, cinzas vulcânicas depositadas a partir de uma erupção. Ou seria uma população de zircão detrítico de uma fonte ígnea muito próxima, onde o baixo transporte justificaria suas formas preservadas.

5. DISCUSSÕES

O Grupo Paranoá é composto principalmente por rochas siliciclásticas, com rochas carbonáticas de forma subordinada e restrita a poucos intervalos estratigráficos, onde na região do DF estão presentes como lentes de diversos tamanhos em uma sucessão predominantemente pelítica-Mpac (Fig. 1). Estes carbonatos são predominantemente dolomíticos apresentando diversos tipos de estromatólitos colunares, alguns do tipo *Conophyton metulum* Kirichenko, estes, interpretados como de uma idade próxima do limite entre o Mesoproterozoico e o Neoproterozoico (Faichild et al., 1996; Alvarenga et al., 2014). A Formação Sete Lagoas do Grupo Bambuí apresenta uma continuidade lateral de suas camadas carbonáticas que puderam ser mapeadas em contraste com a forma lenticular dos carbonatos do Grupo Paranoá (Fig. 1). As idades das rochas do Grupo Bambuí confirmam uma sedimentação durante o Neoproterozoico (Parenti-Couto et al., 1981; Thomaz Filho et al., 1998; Babinski et al., 2007; Rodrigues, 2008; Pimentel et al., 2011), isto mostra que entre os grupos Paranoá e Bambuí está faltando o registro de rochas do Toniano e do Sturtiano, provavelmente erodidas, como observado em outras áreas da Faixa Brasília (Guimarães, 1997; Alvarenga et al., 2014). Considerando que o Sturtiano foi o período de importantes glaciações globais acredita-se que erosões glaciais tenham contribuído para esses processos erosivos. Como a Formação Sete Lagoas do Grupo Bambuí sucede a última glaciação do Criogeniano, podemos interpretar que os depósitos de capa dessa glaciação podem estar registrados sobre a discordância entre os grupos Paranoá e Bambuí.

Nos perfis Pedracon (Fig.4) e Ciplan (Fig. 2A), que englobam o contato discordante entre os grupos Paranoá e Bambuí, valores de $\delta^{13}\text{C}$ negativos estão presentes nos dois grupos. Essa incursão negativa de $\delta^{13}\text{C}$ não tem sido encontrada nos carbonatos da parte superior do Grupo Paranoá, que normalmente têm um estreito intervalo de valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$ geralmente próximos de 0‰, raramente alcançando valores da ordem de +3,0‰ (Santos et al., 2000; Alvarenga et al., 2007, 2012 e 2014). O contraste entre os isótopos de Carbono entre esses dois grupos foi observado na região de Água Fria de Goiás, cerca de 70 km a norte do DF, em que os valores de $\delta^{13}\text{C}$ dos carbonatos do Paranoá variaram entre +1 ‰ e +2‰, enquanto que os carbonatos de capa da Formação Sete Lagoas mudam para valores negativos de até -5‰. No norte do DF as lentes de carbonatos na unidade Mpac do Grupo Paranoá (Fig. 1) mostram valores positivos, com baixa variação de $\delta^{13}\text{C}$ entre +1,03‰ a +1,48‰, o que é muito consistente

com os valores obtidos na literatura. Esses valores negativos dos dolomitos do Grupo Paranoá foram observados apenas, quando estão em contato discordante com a Formação Sete Lagoas, exemplo da Pedracon e a norte da Ciplan (Fig. 1), deixando essa incursão negativa em aberto. Um ponto importante, é que ao analisar o gráfico $\delta^{13}\text{C}$ x $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 10) observa-se uma distinção nas duas sequências carbonáticas do Grupo Paranoá, assim como uma diferença nos $\delta^{18}\text{O}$ nos carbonatos acima e abaixo da discordância. As lentes de dolomitos realçadas por lâminas de silte que estão na porção mais intermédia da unidade pelito-carbonatada do Grupo Paranoá, apresentaram valores positivos de isótopos de Carbono ($\sim 1\%$) e os isótopos de Oxigênio tiveram baixa variação com valores na faixa de -7% a -9% . Já as lentes que ocorrem nas regiões de topo, próximo ao contato com Grupo Bambuí exibiram assinaturas de $\delta^{13}\text{C}$ semelhantes (negativas) com as unidades basais da Formação Sete Lagoas. No entanto, enquanto os dolomitos do Paranoá revelaram uma concentração de valores $\delta^{18}\text{O}$ entre -4 e -6% (maiores do que das lentes carbonáticas com silte), os dolomitos da base da unidade inferior do Grupo Bambuí, junto com os calcilitos com argilas negras ficaram na região de -6% a -8% , e as brechas tiveram alta variação abrangendo os dois intervalos. Além disto, aspectos estratigráficos observados pela extensa e contínua brecha sedimentar na discordância reforçam a divisão de duas unidades estratigráficas entre os dolomitos cinzas com valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ (Carvalho & Alvarenga, submetido). Estromatólito do tipo *Conophyton metulum* Kirichenko tem sido descrito por diversos autores na Mineração Pedracon - antiga Engexplo (Faria, 1995; Fairchild et al., 1996; Carvalho & Alvarenga, submetido). A identificação de uma unidade carbonática composta por dolomitos com *Conophyton*, acima da unidade pelito-carbonatada (Mpac), 50 km a nordeste do DF, mostra também que essa unidade foi parcialmente removida pela erosão glacial que antecede os diamictitos da Formação Jequitaí (Guimarães, 1997). Considerando a ausência de mais de 350 Ma entre a deposição dos grupos Paranoá e Bambuí, e de que as erosões glaciais ocorreram no Criogeniano, fica a hipótese desses dolomitos do Grupo Paranoá serem resíduos de sucessões estratigráficas erodidas na maior parte da bacia a exemplo das que ocorreram 50 Km a nordeste do DF (Guimarães, 1997; Alvarenga et al., 2007, 2014).

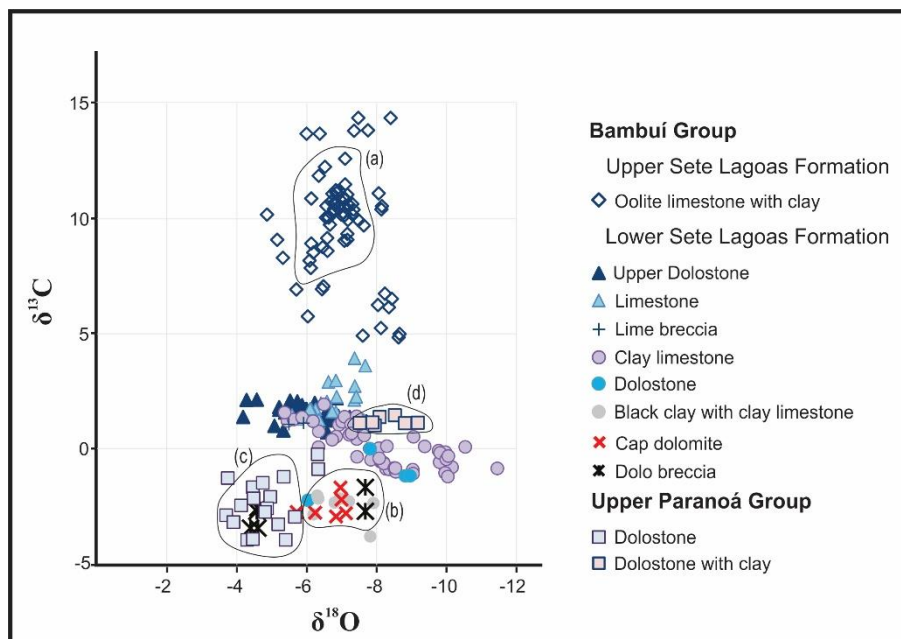


Figura 10: Gráfico de $\delta^{13}\text{C}$ x $\delta^{18}\text{O}$ onde em (a) observa-se a sequência 2 da Formação Sete Lagoas, (b) os carbonatos basais (carbonatos de capa) do Grupo Bambuí, que diferem das assinaturas dos dolomitos do topo do Paranoá (c), que por sua também são divergentes com os dolomitos da porção intermediária (d) da unidade pelito-carbonatada do mesmo grupo.

A ampla variação dos valores de isótopos de Carbono nos carbonatos da Formação Sete Lagoas já foi relatada a mais de uma década por diversos autores (Santos et al 2000, 2004, Misi et al 2007; Martins & Lemos, 2007). O salto positivo dos valores de isótopos de C foi estabelecido como coincidente com uma discordância de 1ª ou 2ª ordem no limite entre as sequências 1 e 2 (Martins & Lemos, 2007). Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtidos na Sequência 1 e 2 são coerentes com esses autores, inclusive com Vieira et al. (2007b), que caracteriza a unidade inferior com fortes valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ de -5 ‰ na base que aumentam para 0 ‰ na parte intermediária da sequência basal e mudam abruptamente para valores muito positivos até + 16 ‰ no topo da unidade superior, posteriormente reafirmada por Alvarenga et al. (2012, 2014), Caxito et al (2012) e Paula-Santos et al. (2015). No gráfico de $\delta^{13}\text{C}$ x $\delta^{18}\text{O}$ é possível observar uma grande concentração de amostras com altos valores de isótopos de ^{13}C (8‰ a 12‰) e baixa variação de $\delta^{18}\text{O}$ (entre -6‰ e -8‰) em rochas da Sequência 2, em contraste com uma numerosa massa correspondente a Sequência 1 com baixos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (0‰ a 3‰) e o $\delta^{18}\text{O}$ com alta gama de variação (-4‰ a -10‰) (Fig. 10).

Os valores negativos dos carbonatos basais do Grupo Bambuí são consistentes com os interpretados como um sinal marinho primário característico dos oceanos pós-glaciares Neoproterozoicos (Kaufman et al., 1997; Hoffman et al., 1998; Hoffman and

Schrag, 2002; Halverson et al., 2005), enquanto a excursão positiva de isótopos de carbono nesta era tem sido relacionada à perturbação global do ciclo do carbono que conduziu a grandes flutuações dos reservatórios de carbono orgânicos e inorgânicos (Knoll et al., 1986). Os registros isotópicos altamente positivos de ^{13}C da Sequência 2 da Formação Sete Lagoas, podem ser resultantes da evaporação de salmouras ou por processos secundários (Martins & Lemos, 2007), em que a massa de água rasa já enriquecida em $\delta^{13}\text{C}$ quando evaporada poderia resultar em valores altamente positivos de $\delta^{13}\text{C}$ (Iyer et al. 1995).

As razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram obtidas para os calcários com alto teor de Sr (750-3000 ppm) e baixa razão Mn/Sr evitando-se a interferência de processo pós deposicional. No entanto, nos carbonatos da Sequência 2 da FSL as razões tiveram uma maior variação que quando comparadas com a Sequência 1 (Fig. 11). Os altos valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da Sequência 2, entre 0,07090 e 0,70841, tem relação com altas concentrações de SiO_2 e Al_2O_3 , o que indica a contribuição de Sr radiogênico. Amostras com altas concentrações de SiO_2 e Al_2O_3 , superior ao total de 15%, são provavelmente provenientes da incorporação de Sr oriundos de rochas continentais e não devem ser consideradas como razões primárias, por não correspondem as assinaturas originais dos oceanos na época da deposição. Sendo assim as razões relacionados a origem primária dos calcários nas 28 amostras analisadas estão são entre 0,7074 e 0,7077.

De acordo com Sawaki et al. (2010) os carbonatos de capa do Ediacarano Inferior que recobrem diamictitos glaciais Criogenianos tendem a ter razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ altamente variáveis e às vezes altamente elevadas, provavelmente devido à alteração diagenética variável ou mistura com águas fundidas glaciais com sinais radiogênicos derivados da intempérie continental (Liu et al., 2013a; Liu et al., 2014c). As razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em calcita precipitada na água do mar durante o Neoproterozoico inclui valores que variam de $\sim 0,7055$ e $\sim 0,7080$, enquanto que para o Ediacarano esses valores aumentam gradualmente de 0,7072 até 0,7086 no final do Ediacarano (Halverson et al., 2010; Xiao et al., 2016). Os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medidos em calcários puros da Formação Sete Lagoas se agrupam consistentemente em torno de 0,7074-0,7076 (Caxito et al 2012, Alvarenga et al., 2014; Vieira et al., 2015). As razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da FSL são características das encontradas no Ediacarano inferior e distintos dos valores pós-Sturtiano entre 0,7068 e 0,7069 (Jacobsen e Kaufman, 1999; Walter et al., 2000; Halverson et al., 2007a, 2010).

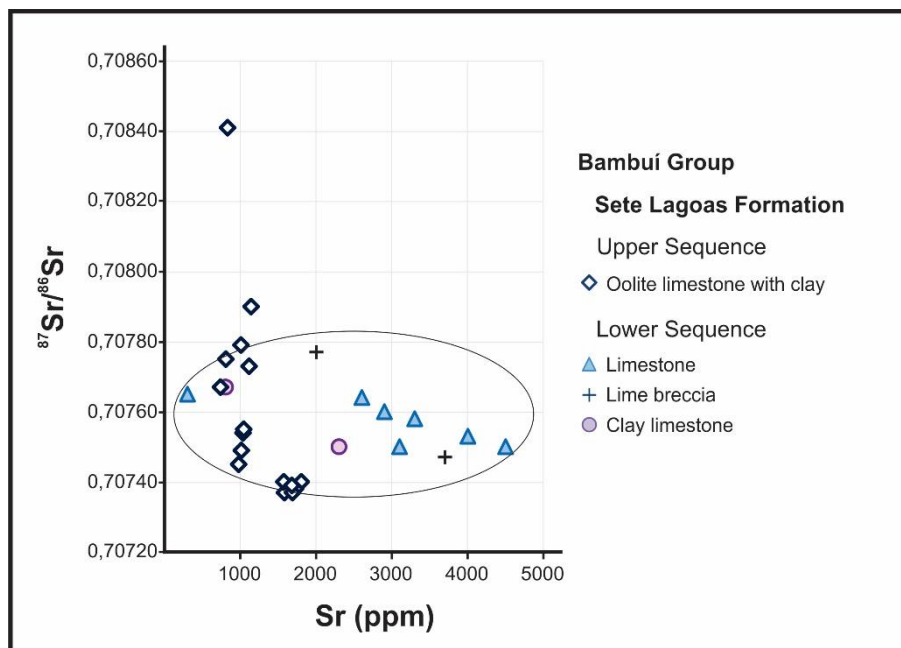


Figura 11: Gráfico com as razões de Sr obtidas nas sequências 1 e 2 da Formação Sete Lagoas, onde observa-se o intervalo de valores mais constantes na sequência inferior.

A idade do Grupo Bambuí, assim como a evolução sedimentar e o evento glacial que antecede a deposição de carbonato, tem sido tema de grandes debates, devido a variação de métodos para se obter idades de rochas do período Criogeniano e do Ediacarano, e a opinião controversa dos autores. Os primeiros dados cronológicos foram obtidos por Parenti-Couto et al. (1981) a partir de isótopos Sr e Pb que sugeriram estágios de deposição de por volta de 600 Ma, onde posteriormente Thomaz Filho et al. (1998) por meio de Rb-Sr e K-Ar produziram idades de 640 Ma. Babinski et al (2007) obtiveram idade isocrônica Pb-Pb de 740 ± 22 Ma nos carbonatos de capa da Formação Sete Lagoas sugerindo que esta foi depositada durante o Criogeniano, colocando-a como pós-Sturtiana no contexto das glaciações globais. No entanto, alguns trabalhos apontam o carbonato de capa como pós-Marinoano devido as curvas de isótopos de Carbono e das razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Caxito et al. 2012, Alvarenga et al. 2014, Crockford et al. 2018). Rodrigues (2008) e Pimentel et al. (2011) relataram idades U-Pb de 620 Ma em zircões detríticos de folhelhos da Unidade Superior proposto por Vieira et al., (2007a, b). Warren et al (2014) afirmaram a existência do fóssil *Cloudina sp* na Unidade Inferior da Sequência 1, da Formação Sete Lagoas, admitindo uma idade entre 550 e 542 Ma para deposição destes carbonatos. Paula-Santos et al. (2015) sugerem a idade máxima para a maioria do Grupo Bambuí em cerca de 560 Ma. Com o intuito de justificar as idades do Ediacarano tardio na Sequência 1 da Formação Sete Lagoas alguns autores (Paula-Santos et al. (2015),

Warren et al. 2014, Uhlein et al. 2016, Perrella et al. 2017, Guacaneme et al., 2017 e Caxito et al 2018), estão propondo a existência de uma discordância na porção basal da desta sequência, separando os carbonatos de capa, da sequência de carbonatos com *Cloudina*, caracterizados por uma variação $\delta^{13}\text{C}$ de cerca -2 a 0 ‰. Essa mudança também foi observada na seção aqui apresentada (Perfil Pedracon), onde os dolarenitos que recobrem a discordância sobrepostos pela intercalação de calcilitos com argilas negras, baseados nos valores negativos de isótopos de Carbono, podem ser interpretados como uma capa carbonática com cerca de 2 metros de espessura. A passagem dessa capa carbonática com valores de isótopos de C em torno de -2,5‰ aumenta na camada de dolomito sotoposta pelos calcilitos-calcarenitos arroxeados para valores próximos a 0% (Fig. 4). No entanto essa variação isotópica é muito estreita, e nenhuma evidência desta possível discordância em campo foi relatada. Além disso a discordância que separa a Formação Sete Lagoas em sequências 1 e 2, não é na base da FSL, mas após 190 metros de sedimentação, que neste trabalho tem idade U-Pb em zircão de $639 \pm 5,2$ Ma, ou seja, idade de máxima sedimentação da Sequência 1, o que concorda com as idades obtidas por Rodrigues (2008) e Pimentel et al. (2011), porém é incoerente com as interpretações de idades de Paula-Santos et al. (2015) e Warren et al. (2014).

Os fragmentos de *Cloudina* recuperada por Warren et al. (2014) e Perrella Junior et al (2017) encontram-se com a nomenclatura em aberto, e que apesar do fato de todas espécies válidas de *Cloudina* possuírem ocorrência restrita ao Ediacarano superior, é prudente considerar que podem haver possíveis ancestrais evolutivos destas espécies, bem como novas espécies ainda não descritas e com uma maior amplitude cronoestratigráfica, não restrita a este período, visto que a fauna tubiforme do Ediacarano é bastante diversificada (Dezine 2018). Associado a isto os valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7074 e 0,7076 são semelhantes aos de capa carbonática que tem sido considerada como Eoediacarano e diferem drasticamente dos valores das unidades com ocorrência de *Cloudina Lucianoi*, como na Formação Tamengo, Grupo Corumbá (0.7084 e 0.7086) e no Grupo Nama (Sul da Namíbia) (0.7084 e 0.7085) (Boggiani et al., 2010) e de outros relatados em todo o mundo.

A glaciação Marinoana foi iniciada entre 649,9 e 639 Ma (Kendall et al., 2006; Prave et al., 2016) e terminou entre 636 e 634,7 Ma (Zhang et al., 2005; Condon et al., 2005; Calver et al., 2013; Rooney et al., 2015; Prave et al., 2016). O intervalo de tempo atribuído às sequências de segunda ordem, remetida à Formação Sete Lagoas, normalmente varia entre 3-50 Ma (Mitchum Jr. e Van Wagoner 1991, Vail et al., 1991),

o que suporta a interpretação de que esta Formação, com idade de U-Pb de $639 \pm 5,2$ Ma, seja pós Marinoana. Para mais, os carbonatos de capa da Formação Sete Lagoas exibem características litoestratigráficas que são semelhantes aos carbonatos basais do Ediacarano (Caxito et al., 2012 e Alvarenga et al., 2014). Os dados isotópicos de C, O também reafirmam essa ideia, pois são semelhantes a outros carbonatos basais deste período em todo o mundo. Estudos recentes em barita dos carbonatos de capa da região de Januária, determinaram isótopos de oxigênio triplo e de enxofre, com valores de $\Delta^{17}\text{O}$ de $-1,05$ ‰, tão baixos quanto as de outras anomalias negativas de isótopos de oxigênio tripla encontradas para carbonatos relacionados com a glaciação Marinoana em todo o mundo (Crockford et al., 2018), tais como em Svalbard ($-1,64$ ‰; Bao et al., 2009), sul da China ($-0,87$ ‰; Peng et al., 2011) e noroeste do Canadá ($-0,84$ ‰; Crockford et al., 2016) e similares aos valores na Formação Nyborg, Noruega ($-1,02$ ‰, Crockford et al., 2018).

6. CONCLUSÕES

O mapeamento geológico realizado no norte do DF permitiu a individualização dos diferentes carbonatos presentes no Grupo Bambuí e Paranoá que aliados a quimioestratigrafia isotópica facilitaram as correlações estratigráficas desta região. Duas unidades temporalmente distintas foram identificadas nas sucessões carbonáticas dos grupos Paranoá e Bambuí. Os isótopos de C dos dolomitos do topo do Paranoá apresentaram valores negativos que diferem dos resultados normalmente obtidos para essas rochas, logo, levanta-se a possibilidade de que possa ser um resíduo estratigráfico de unidades mais superiores do Grupo Paranoá. Outro indício que reforça que esses dolomitos com $\delta^{13}\text{C}$ pertencem ao Grupo Paranoá é a presença de estromatólito do tipo *Conophyton metulum* Kirichenko posicionado estratigraficamente abaixo da discordância regional que separa os dois grupos. A sucessão de carbonatos basais da FSL com de 3 metros de dolomitos intercalados com os calcilitos com argilas negras, apresentaram $\delta^{13}\text{C}$ negativos, sendo interpretados como uma capa carbonática depositada diretamente sobre a superfície discordante, apesar da ausência de depósitos glaciais.

Os isótopos de carbono mostram valores totalmente distintos para as duas sequências estratigráficas da Formação Sete Lagoas, sequência 1 entre $-4,0$ ‰ e $+4$ ‰ e Sequência 2 entre $+5$ ‰ e $+14$ ‰, corroboram com a divisão em unidades litoestratigráficas distintas, marcadas por uma discordância. Os isótopos de Sr, mostram que tanto a sequência 1 e 2 da FSL encontram-se no mesmo intervalo de valores,

colocando-as compatíveis com aquelas pertencentes ao Ediacarano Inferior. Este fato ainda é reforçado pela idade U-Pb em zircões detríticos com uma forte população em $639 \pm 5,2$ Ma, que sugerem depósitos pós-glaciais Marinoanos, no início do período Ediacarano.

7. REFERÊNCIAS

- 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.
- Alvarenga, C.J.S., Dardenne, M.A., Vieira, L.C., Martinho, C.T., Guimarães, E.M., Santos, R.V., Santana, R.O. (2012). Stratigraphy of Western edge of the São Francisco Basin. *Bol. Geociênc. Petrob.* 20, 145–164.
- Alvarenga, C. J. S., Giustina, M. E. S. D., Silva, C. N. G., Santos, R. V., Giola, S. M. C. L., Guimarães, E. M., Dardenne, M. A., Sial, A. N., Ferreira, V. P. (2007). Isótopos de C e Sr em carbonatos pré e pós-glaciação Jequitai (Esturtiano) na região de Bezerra-Formosa, Goiás. *Rev. Bras. Geociências*, 37(4-suplemento):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.
- Almeida, F. F. M. (1981). O Cráton do Parnamirim e suas relações com o do São Francisco. In: *Simp. Sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais*, 1. Salvador, 1981. *Anais...*, Salvador. SBG/BA. p.1-10.
- 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: 401–406.6.
- Bao, H., Fairchild, I.J., Wynn, P.M., and Spötl, C. (2009). Stretching the envelope of past surface environments: Neoproterozoic glacial lakes from Svalbard: *Science*, v. 323, p. 119–122, [https:// doi .org /10 .1126 /science .1165373](https://doi.org/10.1126/science.1165373).
- Boggiani, P.C., Gaucher, C., Sial, A.N., Babinski, M., Simon, C.M., Ricco- mini, C., Ferreira, V.P., and Fairchild, T.R. (2010). Chemostratigraphy of the Tamengo Formation (Corumbá Group, Brazil): A contribution to the calibration of the Ediacaran carbon-isotope curve: *Precambrian Research*, v. 182, p. 382–401, doi:10.1016/j.precamres.2010.06.003.
- Bühn, B., Pimentel, M.M., Matteini, M., Dantas, E.L. (2009). High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi- collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-IC-MS). *An. Acad. Bras. Ciênc.* 81, 1e16.
- Calver, C.R., Crowley, J.L., Wingate, M.T.D., Evans, D.A.D., Raub, T.D., and Schmitz, M.D. (2013). Globally synchronous Marinoan deglaciation indicated by U-Pb geochronology of the Cottons Breccia, Tasmania, Australia: *Geology*, v. 41, p. 1127–1130, [https:// doi .org /10 .1130 /G34568 .1](https://doi.org/10.1130/G34568.1).

- Carvalho M. G., Alvarenga, C.J.S (submetido). Estratigrafia da transição entre os grupos Bambuí e Paranoá no Distrito Federal.
- Caxito, F. A., Frei, R., Uhlein, G. J., Dias, T. G., Ártling, T. B., & Uhlein, A. (2018). Multiproxy geochemical and isotope stratigraphy records of a Neoproterozoic Oxygenation Event in the Ediacaran Sete Lagoas cap carbonate, Bambuí Group, Brazil. *Chemical Geology*, 481, 119-132.
- Caxito, F.A., Halverson, G.P., Uhlein, A., Stevenson, R., Dias, T.G., Uhlein, G.J. (2012). Marinoan glaciation in east central Brazil. *Precambrian Res.* 200e203, 38e58.
- Cloud, P., Dardenne, M. A. (1973). Proterozoic age of the Bambuí Group in Brazil. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84, 1673– 1676.
- Condon, D., Zhu, M., Bowring, S., Wang, W., Yang, A., and Jin, Y. (2005). U-Pb dates from the Neoproterozoic Duoshantuo formation, China: *Science*, v. 308, p. 95–98, [https:// doi .org /10 .1126 /science .1107765](https://doi.org/10.1126/science.1107765).
- Costa, L. A. M. & Angeiras, A. G. (1971). Geosynclinal Evolution in the Epi-Baikalian Platform of Central Brazil: *Geol.Rund.* 60(2): 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 da UFMG, 25 p. (Publicação, n. 15).
- Crockford, P.W., Hodgskiss, M.S.W., Uhlein, G.J., Caxito, F.A., Hayles, J.A., Halverson, G.P. (2018). Linking paleocontinents through triple oxygen isotope anomalies. *Geology*. <http://dx.doi.org/10.1130/G39470.1>.
- Dardenne, M. A. (1979). Les mineralisations de plomb, zinc, fluor du Proterozoique Supérieur dans le Brésil central. Tese de Doutorado, Université Pierre & Marie Curie, Paris, França, 251p.
- Dardenne, M. A. (1981). Os grupos Paranoá e Bambuí na faixa dobrada Brasília. In: SBG, Simp. craton São Francisco, 1, Anais, p.104-157.
- Dardenne, M. A. (2000). The Brasília Fold Belt. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*, 31 International Geological Congress, Rio, pp. 231–264.
- Dardenne, M. A. (1978). Zonação Tectônica na borda ocidental do Cráton São Francisco. In: Congresso Brasileiro De Geologia, 30. Recife, 1978 Anais... Recife, p.299-308.
- Denezine M. (2018). Microfósseis orgânicos da formação sete lagoas, município de januária, estado de minas gerais, brasil: taxonomia e análise bioestratigráfica. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 80p.
- Fairchild, T. R., Schopf, J. W., Shen-Miller, J., Guimarães, E. M., Edwards, M. D., Lagstein, A., ... & de Melo-Filho, L. S. (1996). Recent discoveries of Proterozoic microfossils in south-central Brazil. *Precambrian Research*, 80(1-2), 125-152.
- 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 de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 199 p.
- Faria, A., Guimarães, E. M., Figueiredo, A. N. (1997). Programa Cartas de Síntese e Estudos de Integração Geológica. Mapa geológico escala 1:100.000 do Distrito Federal. DNPM/UnB.

- Faria, A., & Dardenne, M. A. (1995). Estratigrafia do Grupo Paranoá na região de Alto Paraíso de Goiás-São João D'Aliança-GO. SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 5, 75-77.
- Fuck, R. A., Pimentel, M. M., D'el-Rey Silva, L. J. H. (1994). Compartimentação Tectônica na Porção Oriental da Província Tocantins. In: XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, SBG, Boletim Resumos Expandidos SBG, 1; 215 e 217.
- Guacaneme, C., Babinski, M., de Paula-Santos, G. M., & Pedrosa-Soares, A. C. (2017). Variações isotópicas de C, O e Sr em rochas carbonáticas do Neoproterozoico-Cambriano da Formação Sete Lagoas (Grupo Bambuí), no Sul da Bacia do São Francisco, Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, 47(3), 521-543.
- 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 de doutorado, Universidade de Brasília, 260 p.
- Halverson, G.P., Hoffman, P.F., Schrag, D.P., Maloof, A.C., Rice, A.H.N. (2005). Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. *GSA Bull.* 117, 1181 e 1207.
- Halverson, G.P., Dudás, F.O., Maloof, A.C., Bowring, S.A. (2007). Evolution of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of Neoproterozoic seawater. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 256, 103–129.
- Halverson, G.P., Wade, B.P., Hurtgen, M.T., Barovich, K.M. (2010). Neoproterozoic chemostratigraphy. *Precambrian Res.* 182, 337–350.
- Hidaka, H., Shimizu, H., & Adachi, M. (2002). U–Pb geochronology and REE geochemistry of zircons from Palaeoproterozoic paragneiss clasts in the Mesozoic Kamiaso conglomerate, central Japan: evidence for an Archean provenance. *Chemical Geology*, 187(3-4), 279-293.
- Hoffman P.F., Kaufman A.J., Halverson G.P., Schrag D.P. (1998). A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science*, 281:1342-1346.
- Hoffman, P.F., Schrag, D.P. (2002). The snowball Earth hypothesis: Testing the limits of global change: *Terra Nova*, v. 14, p. 129–155, [https:// doi .org /10 .1046 /j .1365 -3121 .2002 .00408.x](https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2002.00408.x).
- Hoskin, P. W., & Schaltegger, U. (2003). The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53(1), 27-62.
- Iyer S.S., Babinski M., Krouse H.L., Chemale F. (1995). Highly ^{13}C enriched carbonate and organic matter in the Neoproterozoic sediments of the Bambuí Group, Brazil. *Precambrian Research*, 73:271-282.
- Jacobsen S.B. & Kaufman A.J. (1999). The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, 161:37-57.
- Kaufman, A.J., Knoll, A.H., Narbonne, G.M., (1997). Isotopes, ice ages, and terminal Proterozoic Earth history. *National Academy Sciences Proceedings*, 94:600-605.
- Kendall, B., Creaser, R.A., and Selby, D. (2006). Re- Os geochronology of postglacial black shales in Australia: Constraints on the timing of “Sturtian” glaciation: *Geology*, v. 34, p. 729–732, [https:// doi .org /10 .1130 /G22775 .1](https://doi.org/10.1130/G22775.1).

- Knoll A.H., Hayes J.M., Kaufman A.J., Swett K., Lambert I.B. (1986). Secular variation in carbon isotope ratios from upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland. *Nature*, 321:832-837.
- Košler J., Fonneland H., Sylvester P., Tubrett M., Pedersen R. B. (2002). U-Pb dating of detrital zircons for sediment provenance studies – a comparison of laser ablation ICMPS and SIMS techniques. *Chem Geol*182: 605–618.
- Kuchenbecker M. (2011). Químioestratigrafia e proveniência sedimentar da porção basal do Grupo Bambuí em Arcos (MG). MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 91 p.
- Lima, O.N.B., (2011). Estratigrafia isotópica e evolução sedimentar do Grupo Bambuí na borda ocidental do Cráton do São Francisco: implicações tectônicas e paleoambiental. IG-Universidade de Brasília, Brasília, Brazil, pp. 114.
- Liu, C., Wang, Z., and Raub, T.D.. (2013a). Geochemical constraints on the origin of Marinoan cap dolostones from Nuccaleena Formation, South Australia: *Chemical Geology*, v. 351, p. 95-104.
- Liu, C., Wang, Z., Raub, T.D., Macdonald, F.A., and Evans, D.A.D. (2014c). Neoproterozoic cap-dolostone deposition in stratified glacial meltwater plume: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 404, p. 22-32.
- Ludwig K. R. (2003). Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center, Spec Publ No. 4, 70 pp.
- Martins, M., Lemos, V. B. (2007). Análise estratigráfica das seqüências neoproterozoicas da Bacia do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 37, n. 4, p. 156-167. Suplemento.
- Martins-Neto M.A., Pedrosa-Soares A.C., Lima S.A.A. (2001). Tectono-sedimentary evolution of sedimentary basin from Late Paleoproterozoic to Late Neoproterozoic in the São Francisco craton and Araçuaí fold belt, eastern Brazil. *Sedimentary Geology*, 142:343-370.
- Martins-Neto M.A. (2005). A Bacia do São Francisco: arcabouços estratigráfico e estrutural com base na integração de dados de superfície e subsuperfície. III Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, Salvador/BA, 2005, Anais, p. 283-286.
- Martins-Neto M.A. (2009). Sequence stratigraphic framework of Proterozoic successions in eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 26:163-176.
- 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.
- Misi, A., Kaufman, A. J., Azmy, K., Dardenne, M. A., Sial, A. N., & de Oliveira, T. F. (2011). Neoproterozoic successions of the São Francisco craton, Brazil: the Bambuí, Una, Vazante and Vaza Barris/Miaba groups and their glaciogenic deposits. *Geological Society, London, Memoirs*, 36(1), 509-522.
- Misi, A., Kaufman, A., Veizer, J., Powis, K., Azmy, K., Boggiani, P.C., Gaucher, C., Teixeira, J.B.G., Sanches, A.L., and Iyer, S.S.S., (2007). Chemostratigraphic

- correlation of Neoproterozoic successions in South America: *Chemical Geology*, v. 237, p. 143–167, doi:10.1016/j.chemgeo.2006.06.019.
- Mitchum Jr. R.M., Van Wagoner J.C. (1991). Gh-frequency sequences and their stacking patterns: sequence stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sedimentary Geology*, 70:131-160.
- Parenti-Couto J.G., Cordani U.G., Kawashita K., Iyer S.S., Moraes N.M.P. (1981). Considerações sobre a idade do Grupo Bambuí, com base em análises isotópicas de Sr e Pb. *Revista Brasileira de Geociências*, 11(1):5-16.
- 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.
- Perrella Júnior, P., Uhlein, A., Uhlein, G. J., Sial, A. N., Pedrosa-Soares, A. C., & Lima, O. N. B. D. (2017). Facies analysis, sequence stratigraphy and chemostratigraphy of the Sete Lagoas Formation (Bambuí Group), northern Minas Gerais State, Brazil: evidence of a cap carbonate deposited on the Januária basement high. *Brazilian Journal of Geology*, 47(1), 59-77
- Pimentel, M. M. (2016). The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. *Brazilian Journal of Geology*, 46, 67-82.
- 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: 345–357.
- Prave, A.R., Condon, D.J., Hoffmann, K.H., Tapster, S., and Fallick, A.E. (2016). Duration and nature of the end-Cryogenian (Marinoan) glaciation: *Geology*, v. 44, p. 631–634, <https://doi.org/10.1130/G38089.1>.
- Rodrigues, J.B. (2008). Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibia, Vazante e Bambuí e um estudo de zircões detríticos e idades modelo Sm-Nd. PhD Thesis. UnB, IG, p. 128.
- Rooney, A.D., Strauss, J.V., Brandon, A.D., and MacDonald, F.A., (2015). A Cryogenian chronology: Two long-lasting synchronous Neoproterozoic glaciations: *Geology*, v. 43, p. 459–462, <https://doi.org/10.1130/G36511.1>.
- Rubatto, D. (2002). Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical geology*, 184(1-2), 123-138.
- Santos R.V., Alvarenga C.J.S., Dardenne M.A., Sial A.N., Ferreira V.P. (2000). Carbon and oxygen isotope profiles across Mesoproterozoic limestones from central Brazil: Bambuí and Paranoá groups. *Precambrian Research*, 104:107-122.
- Sawaki, Y., Kawai, T., Shibuya, T., Tahata, M., Omori, S., Komiya, T., Yoshida, N., Hirata, T., Ohno, T., Windley, B., Maruyama, S. (2010). $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ chemostratigraphy of Neoproterozoic Dalradian carbonates below the Port Askaig Glaciogenic Formation, Scotland. *Precambrian Res.* 179, 150–164.

- Thomaz Filho A., Kawashita K., Cordani U.G. (1998). A origem do Grupo Bambuí no contexto da evolução geotectônica e de idades radiométricas. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 70:527 e 548.
- Uhlein, G.J., Uhlein, A., Halverson, G.P., Stevenson, R., Caxito, F.A., Cox, G.M., Carvalho, J.F.M.G. (2016). The Carrancas Formation, Bambuí Group: a record of pre-Marinoan sedimentation on the southern São Francisco craton, Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 71, 1–16.
- Vail P.R., Audemard F., Bowman S.A., Eisner P.N., Perez-Cruz C. (1991). The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology– an overview. In: Einsele G., Ricken W., Seilacher A. (Eds.). *Cycles and Events in Stratigraphy*. Berlin, Springer-Verlag, p. 617-659.
- 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-suplemento): 1–14.
- Vieira, L.C., N ed elec, A., Fabre, S., Trindade, R.I.F., Almeida, R.P. (2015). Aragonite crystal fans in Neoproterozoic cap carbonates: a case study from Brazil and implications for the postesnowball earth coastal environment. *J. Sediment. Res.* 85, 285e300.
- Walter, M.R., Veevers, J.J., Calver, C.R., Gerjan, P., Hill, A.C. (2000). Dating the 840–544 Ma Neoproterozoic interval by isotopes of strontium, carbon, and sulfur in seawater, and some interpretative models. *Precambrian Research* 100, 371–433.
- Warren, L. V., Quaglio, F., Riccomini, C., Simões, M. G., Poiré, D. G., Strikis, N. M., Aneli, L. E., Strikis, P. C. (2014) The puzzle assembled: Ediacaran guide fossil *Cloudina* reveals an old proto-Gondwana seaway. *Geology* 42(5): 391–394.
- Xiao, S., Narbonne, G.M., Zhou, C., Laflamme, M., Grazhdankin, D.V., Moczydlowska-Vidal, M., Cui, H. (2016). Towards an Ediacaran Time Scale: problems, protocols, and prospects. *Episodes* 39 (4), 540–555.
- Zhang, S., Jiang, G., Zhang, J., Song, B., Kennedy, M.J., and Christie-Blick, N. (2005). U-Pb sensitive high-resolution ion microprobe ages from the Doushantuo Formation in south China: Constraints on late Neoproterozoic glaciations: *Geology*, v. 33, p. 473–476, [https:// doi .org /10 .1130 /G21418 .1](https://doi.org/10.1130/G21418.1).

8. ANEXO

Tabela 1: Dados geoquímicos das amostras analisadas.

Prolife	Group	Formation	Height (m)	Sample	Litology	δ 13C %	δ 18O %	SiO2 %	Al2O3 %	MgO %	Fe2O3 %	CaO %	MnO %	Sr ppm	87Sr/86Sr
(A) Drilling Role	Bambuí	Sete Lagoas Sequência 2	1.5	F10 - 1.5	Oolite limestone with clay	8.96	-6.02	8.84	1.76	1.93	0.99	85.45	0.03	1007	0.70779
			4.15	F10 - 4.15	Oolite limestone with clay	6.78	-7.49	23.14	4.49	2.23	2.59	65.46	0.05	104	***
			5.15	F10 - 5.15	Oolite limestone with clay	6.28	-7.77	13.38	2.34	1.30	1.45	80.15	0.06	1139	0.7079
			6	F10 - 6.00	Siltstone	5.78	-7.84	23.13	4.78	1.63	2.56	65.86	0.08	828	0.70841
			6.3	F10 - 6.30	Oolite limestone with clay	4.94	-7.37	37.55	0.45	0.81	1.29	59.35	0.07	698	***
			7.3	F10 - 7.30	Siltstone	***	***	63.21	17.69	2.66	8.32	0.92	0.03	99	***
		8.9	F10 - 8.90	Oolite dolostone	1.76	-6.01	4.63	0.40	33.58	0.98	59.69	0.20	325	***	
		11.4	F10 - 11.40	Oolite dolostone	0.81	-5.36	1.87	0.61	34.09	0.32	62.58	0.06	305	***	
		12.8	F10 - 12.80	Oolite dolostone	0.73	-6.61	2.79	1.12	23.23	0.40	70.52	0.03	575	***	
		13.55	F10 - 13.55	Oolite dolostone	1.25	-6.71	2.07	0.74	31.87	0.42	64.30	0.04	283	***	
		15.4	F10 - 15.40	Oolite dolostone	1.01	-5.10	31.91	7.80	4.11	3.66	48.55	0.08	190	***	
		18.9	F10 - 18.90	Oolite dolostone	1.41	-4.21	21.76	6.20	1.65	3.32	63.25	0.06	1513	***	
		21.8	F10 - 21.80	Oolite dolostone	1.71	-5.25	18.62	3.90	3.17	2.54	69.52	0.08	833	***	
		24.7	F10 - 24.70	Oolite dolostone	2.15	-4.31	1.46	0.56	36.13	0.48	60.69	0.03	247	***	
		28.7	F10 - 28.70	Oolite dolostone	1.59	-5.41	1.13	0.47	36.82	0.26	60.64	0.04	247	***	
		32.7	F10 - 32.70	Oolite dolostone	1.75	-6.02	1.07	0.27	37.02	0.18	60.93	0.03	218	***	
		35.6	F10 - 35.60	Oolite dolostone	1.55	-6.19	7.74	1.84	1.48	1.06	86.41	0.03	2647	***	
		36.7	F10 - 36.70	Oolite dolostone	1.76	-6.01	1.87	0.47	35.76	0.19	61.31	0.03	262	***	
		40	F10 - 40.00	Oolite dolostone	1.81	-5.84	1.60	0.34	35.86	0.23	61.66	0.03	200	***	
		40.7	F10 - 40.70	Limestone	2.29	-6.87	0.80	0.26	0.30	0.08	97.41	0.01	3306	0.70758	
		43.1	F10 - 43.10	Limestone	2.93	-6.64	0.47	0.25	0.49	0.10	97.32	***	4481	0.7075	
		43.4	F10 - 43.40	Limestone	3.00	-6.86	0.34	0.16	0.34	0.05	97.89	***	4039	0.70753	
		47.36	F10 - 47.36	Limestone	2.08	-6.60	9.05	0.00	0.47	0.04	89.48	***	2255	***	
		51.35	F10 - 51.35	Limestone	2.00	-6.43	0.79	0.00	0.36	0.03	97.79	***	2943	***	
		54.35	F10 - 54.35	Limestone	1.28	-7.64	2.02	0.34	37.23	0.19	59.93	0.02	265	***	
		57.1	F10 - 57.10	Limestone	1.62	-6.86	0.27	0.00	0.55	0.05	97.81	0.00	2622	0.70764	
		60.35	F10 - 60.35	Limestone	1.64	-6.75	0.34	0.20	0.79	0.06	97.78	0.01	2214	***	
		63.3	F10 - 63.30	Limestone	1.73	-6.27	0.47	0.23	0.72	0.07	97.50	***	2570	***	
		66.3	F10 - 66.30	Limestone	1.74	-6.15	22.86	5.07	2.60	2.27	64.83	0.05	512	***	
		69.35	F10 - 69.35	Limestone	1.75	-6.12	0.47	0.25	0.69	0.06	97.55	***	2864	0.7076	
		72.3	F10 - 72.30	Limestone	1.32	-5.76	0.55	0.00	0.71	0.06	97.58	***	3068	0.7075	
		75.3	F10 - 75.30	Limestone	1.49	-5.60	0.93	0.27	1.42	0.09	96.26	***	2798	***	
		78.15	F10 - 78.15	Limestone	1.28	-6.37	2.97	0.24	10.93	0.14	84.92	***	1835	***	
		81.05	F10 - 81.05	Lime breccia	1.09	-5.51	1.92	0.54	0.99	0.21	95.02	0.01	3658	0.70747	
84.1	F10 - 84.10	Lime breccia	1.13	-5.94	1.47	0.47	0.92	0.19	95.91	0.02	2004	0.70777			
86.2	F10 - 86.20	Clay limestone	1.22	-5.47	9.12	0.76	1.16	0.41	87.34	0.01	2531	***			
89.1	F10 - 89.10	Clay limestone	1.30	-5.65	2.06	0.75	0.90	0.30	94.84	0.01	2299	0.7075			
92	F10 - 92.00	Clay limestone	1.39	-5.89	2.52	0.53	1.17	0.21	94.49	0.01	1818	***			
		Sete Lagoas Sequência 1													

			95	F10 - 95.00	Clay limestone	0.77	-6.37	11.90	2.73	2.08	1.39	79.78	0.02	3272	***
			98	F10 - 98.00	Clay limestone	1.59	-5.39	8.11	1.25	1.28	0.54	87.13	0.02	3147	***
			100.8	F10 - 100.80	Clay limestone	1.06	-6.94	0.41	0.23	35.68	0.21	62.98	0.02	313	***
			101.5	F10 - 101.50	Clay limestone	1.19	-7.04	31.81	12.23	3.61	2.20	44.61	0.05	2204	***
			103.6	F10 - 103.60	Limestone	3.96	-7.39	54.27	12.95	8.56	5.10	13.02	0.24	174	***
			105.2	F10 - 105.20	Limestone	2.15	-7.38	37.90	8.85	2.88	5.13	40.84	0.04	1147	***
			106.6	F10 - 106.60	Clay limestone	1.41	-7.10	9.99	2.40	1.42	1.34	82.98	0.03	2383	***
			109.7	F10 - 109.70	Clay limestone	0.69	-7.30	46.21	10.34	10.58	5.08	23.48	0.08	133	***
			112.5	F10 - 112.50	Clay limestone	0.44	-7.45	23.41	5.94	3.86	2.81	60.71	0.07	1058	***
			115.4	F10 - 115.40	Clay limestone	1.44	-7.45	12.91	3.17	1.51	1.72	78.79	0.03	1363	***
			118.4	F10 - 118.40	Clay limestone	1.95	-6.51	1.83	0.24	0.55	0.05	96.43	0.00	3444	***
			120.6	F10 - 120.60	Limestone	2.75	-7.40	26.52	6.85	4.33	2.95	56.44	0.07	219	***
			121.2	F10 - 121.20	Clay limestone	0.59	-7.66	18.31	3.56	1.99	1.91	72.11	0.05	1616	***
			123.8	F10 - 123.80	Clay limestone	0.62	-7.24	13.93	2.60	3.25	1.71	76.61	0.06	1270	***
			125.6	F10 - 125.60	Limestone	2.28	-7.44	32.36	7.96	5.36	3.79	46.17	0.07	1183	***
			127.5	F10 - 127.50	Limestone	3.64	-7.70	1.93	0.64	36.05	0.41	60.32	0.03	335	0.70765
			129.5	F10 - 129.50	Clay limestone	0.55	-6.86	4.66	0.72	1.17	0.52	91.97	0.04	789	0.70767
			132.4	F10 - 132.40	Clay limestone	1.07	-7.29	23.95	5.46	2.92	3.39	61.39	0.06	638	***
			135.55	F10 - 135.55	Clay limestone	1.08	-7.52	1.21	0.00	0.44	0.07	97.02	***	3680	***
			138.45	F10 - 138.45	Clay limestone	1.22	-6.21	53.23	12.79	7.89	6.24	14.21	0.08	186	***
			141.8	F10 - 141.80	Clay limestone	0.69	-7.30	62.90	12.96	4.46	5.20	8.71	0.04	157	***
			145	F10 - 145.00	Clay limestone	0.04	-8.08	28.98	5.55	3.22	2.73	56.86	0.06	407	***
			147.65	F10 - 147.65	Clay limestone	0.41	-6.75	11.69	2.81	1.82	1.55	80.09	0.04	2474	***
			151.1	F10 - 151.10	Clay limestone	0.13	-8.31	30.90	4.03	3.15	1.75	57.91	0.08	263	***
			153.2	F10 - 153.20	Clay limestone	-0.46	-7.86	29.70	7.05	4.09	2.37	53.87	0.06	247	***
			156.2	F10 - 156.20	Clay limestone	-0.55	-8.13	37.00	7.94	2.77	3.45	45.25	0.07	275	***
			159.1	F10 - 159.10	Clay limestone	-0.60	-8.22	19.64	3.84	2.07	1.73	70.61	0.05	324	***
			162.2	F10 - 162.20	Clay limestone	0.09	-6.36	56.44	12.77	7.55	6.43	11.12	0.05	100	***
			165.9	F10 - 165.90	Clay limestone	-0.86	-8.29	16.31	3.39	2.35	1.56	74.30	0.05	248	***
			169	F10 - 169.00	Clay limestone	-0.54	-8.16	29.57	7.31	3.27	3.28	52.79	0.06	186	***
			171.9	F10 - 171.90	Clay limestone	-0.89	-8.39	21.97	1.87	1.57	1.59	69.27	0.57	663	***
			174.7	F10 - 174.90	Clay limestone	-0.99	-8.57	20.62	6.43	1.98	2.87	64.61	0.05	1612	***
			178.85	F10 - 178.85	Clay limestone	-0.62	-8.23	23.85	6.24	2.92	2.85	60.88	0.05	214	***
			181.75	F10 - 181.75	Clay limestone	-0.82	-8.52	20.24	5.36	2.29	2.15	67.13	0.06	238	***
			184.75	F10 - 184.75	Clay limestone	-0.33	-7.46	49.79	12.49	7.18	6.40	18.24	0.07	160	***
			187.75	F10 - 187.75	Clay limestone	-0.82	-8.56	2.35	0.77	34.82	0.40	60.97	0.03	379	***
			190.7	F10 - 190.70	Clay limestone	-0.90	-9.05	15.59	3.50	1.84	1.58	75.63	0.08	302	***
			193.6	F10 - 193.60	Clay limestone	-1.07	-9.06	25.47	5.60	3.32	2.73	59.92	0.13	281	***
			194.7	F10 - 194.70	Dolostone	-1.16	-8.83	18.84	2.98	4.89	1.57	69.83	0.21	454	***
			195.2	F10 - 195.20	Dolostone	-2.23	-8.97	19.92	4.75	2.43	2.19	68.06	0.06	237	***
			195.4	F10 - 195.40	Black clay with clay dolostone	***	***	62.10	18.01	4.23	4.82	2.50	0.08	110	***
			195.7	F10 - 195.70	Black clay with clay dolostone	-2.02	-6.32	49.06	8.61	10.49	5.60	20.45	1.79	310	***

			196.7	F10 - 196.70	Black clay with clay dolostone	-2.35	-7.93	64.17	16.79	3.88	6.14	1.52	0.07	115	***		
			199.7	F10 - 199.70	Black clay with clay dolostone	-3.80	-7.83	21.12	6.56	2.06	2.92	62.71	0.05	2110	***		
			201.4	F10 - 201.40	Black clay with clay dolostone	-2.84	-6.22	21.19	6.59	2.05	2.92	62.67	0.05	2097	***		
(B) Contagem	Bambuá	Sete Lagoas Sequência 1	0.5	C01	Oolite dolostone	2.08	-5.75	0.91	<0.01	18.86	0.15	33.89	0.01	268	***		
			1	C02	Oolite dolostone	1.83	-5.24	0.79	0.02	19.35	0.19	32.85	0.01	199	***		
			1.5	C03	Oolite dolostone	1.85	-5.47	2.02	0.05	18.86	0.13	32.20	<0.01	169	***		
			2	C04	Oolite dolostone	1.60	-5.77	0.84	0.03	17.95	0.16	34.63	0.01	219	***		
			2.5	C05	Oolite dolostone	1.92	-5.89	1.12	0.02	18.44	0.13	33.68	0.01	250	***		
			3	C06	Oolite dolostone	1.80	-6.65	1.21	<0.01	16.61	0.15	35.83	0.02	221	***		
			3.5	C07	Oolite dolostone	2.01	-6.25	1.44	0.06	17.98	0.16	33.88	0.01	184	***		
			4	C08	Oolite dolostone	2.11	-5.55	1.05	0.01	18.85	0.15	33.22	0.02	183	***		
			4.5	C09	Oolite dolostone	2.15	-4.60	0.94	0.01	18.14	0.20	33.95	0.05	198	***		
			5	C10	Oolite dolostone	2.21	-6.88	0.98	<0.01	18.26	0.09	33.72	0.03	184	***		
			5.5	C11	Oolite dolostone	1.40	-7.25	1.26	<0.01	18.96	0.10	32.67	0.03	199	***		
			5.7	C12	Oolite dolostone	1.55	-6.56	1.09	<0.01	18.79	0.09	31.41	0.04	204	***		
			5.9	C13	Oolite dolostone	1.39	-6.62	1.00	<0.01	15.90	0.10	36.83	0.04	249	***		
			6.1	C14	Oolite dolostone	1.45	-6.92	0.75	<0.01	18.03	0.19	34.20	0.09	299	***		
		6.3	C15A	Oolite dolostone	1.82	-5.76	1.41	<0.01	11.66	0.33	41.27	0.10	511	***			
				Sete Lagoas Sequência 2	8.3	C15B	Oolite limestone with clay	1.22	-6.16	3.51	0.03	9.44	2.12	41.97	0.10	394	***
					8.5	C16	Oolite limestone with clay	5.02	-8.25	18.57	4.36	2.05	1.53	38.83	0.09	434	***
					8.7	C17	Oolite limestone with clay	4.87	-8.06	12.28	3.59	1.67	1.18	43.56	0.05	474	***
					8.9	C18	Oolite limestone with clay	5.28	-7.62	9.07	1.89	1.59	0.96	47.49	0.05	415	***
					9.1	C19	Oolite limestone with clay	6.55	-7.72	14.14	2.60	1.29	0.98	44.40	0.04	582	***
					9.6	C20	Oolite limestone with clay	6.19	-8.67	10.00	2.01	1.13	0.82	47.61	0.03	577	***
					10.1	C21	Oolite limestone with clay	5.79	-8.64	9.75	1.79	1.08	0.74	48.16	0.03	705	***
					10.6	C22	Oolite limestone with clay	6.96	-8.14	8.22	1.56	1.02	0.65	49.42	0.03	592	***
					11.1	C23	Oolite limestone with clay	6.97	-8.46	21.08	3.91	1.58	1.35	38.59	0.03	746	***
					11.6	C24	Oolite limestone with clay	7.10	-8.37	10.66	2.11	1.14	0.79	47.19	0.02	603	***
					12.1	C25	Oolite limestone with clay	7.89	-6.05	9.26	1.80	1.18	0.68	48.33	0.02	570	***
					12.6	C26	Oolite limestone with clay	8.22	-5.73	6.21	<0.01	1.53	0.36	51.86	0.01	806	0.70775
					13.1	C27	Oolite limestone with clay	8.34	-6.46	17.51	3.26	1.96	1.48	41.19	0.03	547	***
					13.6	C28	Oolite limestone with clay	8.56	-6.50	14.49	2.72	1.80	1.13	43.81	0.03	781	***
					14.1	C29	Oolite limestone with clay	9.12	-6.14	4.62	0.11	1.23	0.47	52.64	0.01	737	0.70767
					14.6	C30	Oolite limestone with clay	8.80	-6.10	3.51	0.15	1.40	0.60	53.67	0.01	1014	0.70773
					15.1	C31	Oolite limestone with clay	10.92	-5.35	16.09	3.38	1.72	1.19	42.41	0.03	736	***
					15.6	C32	Oolite limestone with clay	10.60	-6.21	19.79	3.79	1.90	1.33	39.40	0.03	905	***
					16.1	C33	Oolite limestone with clay	10.64	-5.18	5.17	0.10	1.08	0.45	52.96	0.02	1033	0.70754
					16.6	C34	Oolite limestone with clay	10.58	-6.48	4.66	0.59	1.02	0.25	52.78	<0.01	1012	0.70749
					17.1	C35	Oolite limestone with clay	11.10	-6.16	5.52	0.17	0.85	0.18	51.66	0.01	975	0.70745
					17.6	C36	Oolite limestone with clay	9.98	-6.58	15.91	3.21	1.47	1.27	42.23	0.05	1043	0.70755
		18.1	C37		Oolite limestone with clay	10.21	-6.82	24.76	4.20	1.73	1.77	35.82	0.05	1118	***		

			18.6	C38	Oolite limestone with clay	10.18	-7.11	32.78	6.32	2.02	2.33	28.37	0.06	1055	***
			19.1	C39	Oolite limestone with clay	9.20	-7.18	42.48	8.28	2.41	3.41	20.19	0.06	***	***
			19.6	C40	Oolite limestone with clay	10.46	-7.20	33.67	6.43	2.10	2.40	27.92	0.05	1155	***
			20.1	C41	Oolite limestone with clay	9.97	-7.34	32.43	6.43	2.13	2.43	28.42	0.04	1105	***
			20.6	C42	Oolite limestone with clay	10.68	-7.12	13.93	2.32	1.16	0.86	45.83	0.03	1321	***
			21.1	C43	Oolite limestone with clay	9.75	-6.61	16.40	2.60	1.25	0.93	42.99	0.03	1642	***
			21.6	C44	Oolite limestone with clay	10.28	-6.80	20.99	3.60	1.43	1.30	39.26	0.04	1223	***
			22.1	C45	Oolite limestone with clay	8.63	-7.50	39.37	8.66	2.98	3.65	20.88	0.04	860	***
			22.6	C46	Oolite limestone with clay	10.09	-7.33	18.99	3.77	1.64	1.40	39.83	0.03	1355	***
			23.1	C47	Oolite limestone with clay	9.08	-7.65	46.18	9.64	2.98	3.96	15.90	0.05	792	***
			23.6	C48	Oolite limestone with clay	9.38	-7.08	37.29	7.61	2.61	3.02	23.76	0.04	988	***
			24.1	C49	Oolite limestone with clay	10.24	-6.61	13.09	2.11	1.25	0.89	45.91	0.03	1473	***
			24.6	C50	Oolite limestone with clay	10.76	-6.57	12.81	2.22	1.43	1.06	45.38	0.03	1302	***
			25.1	C51	Oolite limestone with clay	11.15	-7.10	33.64	6.33	2.38	2.43	28.05	0.04	1108	***
			25.6	C52	Oolite limestone with clay	10.51	-7.18	22.14	4.05	1.88	1.65	37.82	0.03	1360	***
			26.1	C53	Oolite limestone with clay	11.17	-6.73	23.83	4.20	1.69	1.61	36.74	0.04	1365	***
			26.6	C54	Oolite limestone with clay	10.66	-6.83	32.73	6.31	2.38	2.92	26.08	0.04	1082	***
			27.1	C55	Oolite limestone with clay	10.65	-8.08	18.45	2.93	1.34	1.18	41.38	0.03	1463	***
			28.1	C57	Oolite limestone with clay	10.22	-6.94	30.76	6.11	2.23	2.35	29.74	0.04	1188	***
			29.1	C59	Oolite limestone with clay	10.93	-6.87	15.68	3.13	1.77	1.66	42.01	0.03	1418	***
			30.1	C61	Oolite limestone with clay	10.88	-6.85	18.23	3.38	1.59	1.38	40.69	0.04	1366	***
			31.1	C63	Oolite limestone with clay	10.78	-7.22	39.07	4.14	2.23	4.02	25.50	0.04	1138	***
			32.1	C65	Oolite limestone with clay	11.28	-7.00	24.57	4.20	1.66	1.63	36.16	0.04	1333	***
			33.1	C67	Oolite limestone with clay	11.28	-7.07	16.25	2.73	1.24	1.03	42.96	0.03	1478	***
			34.1	C69	Oolite limestone with clay	11.12	-7.13	15.78	2.56	1.11	0.95	43.68	0.03	1270	***
			35.1	C71	Oolite limestone with clay	9.12	-6.72	22.50	3.72	1.40	1.27	38.52	0.05	1175	***
			36.1	C73	Oolite limestone with clay	9.78	-6.95	20.27	5.95	1.97	1.55	37.33	0.04	986	***
			37.1	C75	Oolite limestone with clay	10.43	-6.86	26.56	4.98	1.75	2.00	33.98	0.04	1216	***
			38.1	C77	Oolite limestone with clay	10.58	-6.76	21.78	4.16	1.54	1.57	37.77	0.04	1236	***
			39.1	C79	Oolite limestone with clay	10.09	-7.18	26.79	4.85	1.58	1.63	34.22	0.04	1131	***
			40.1	C81	Oolite limestone with clay	10.22	-6.68	17.68	3.41	1.34	1.12	41.26	0.03	1183	***
			41.1	C83	Oolite limestone with clay	10.45	-7.36	9.20	1.44	0.93	0.62	48.49	0.03	1518	***
			42.1	C85	Oolite limestone with clay	11.91	-8.17	8.36	1.23	1.00	0.46	49.54	0.02	2134	***
			43.1	C87	Oolite limestone with clay	11.54	-6.65	3.28	0.32	0.72	0.23	54.41	0.01	1905	***
			44.1	C89	Oolite limestone with clay	12.30	-4.89	2.68	0.06	0.78	0.14	54.57	<0.01	1578	0.70737
			45.1	C91	Oolite limestone with clay	12.65	-8.16	3.18	0.11	0.80	0.19	54.38	<0.01	1809	0.7074
			46.1	C93	Oolite limestone with clay	13.74	-6.37	3.11	0.14	0.78	0.18	54.26	<0.01	1727	0.70738
			47.1	C95	Oolite limestone with clay	14.43	-7.12	3.10	0.21	0.72	0.18	54.00	<0.01	1688	0.70737
			48.1	C97	Oolite limestone with clay	13.74	-6.54	2.04	0.14	0.69	0.14	54.58	<0.01	1571	0.7074
			49.1	C99	Oolite limestone with clay	14.43	-7.12	3.52	0.33	0.76	0.20	53.37	<0.01	1679	0.70739
			50.1	C101	Oolite limestone with clay	13.89	-6.39	3.51	0.31	0.76	0.20	53.41	<0.01	1694	***

			51.1	C103	Oolite limestone with clay	13.86	-8.42	9.88	1.68	1.04	0.63	48.25	0.02	1486	***		
(C) Pedracon	Paranoá		0.2	P1	Dolostone	-3.31	-4.32	***	***	***	***	***	***	***	***		
			1.3	P2	Dolostone	-2.82	-3.77	***	***	***	***	***	***	***	***	***	
			1.8	P3	Dolostone	-2.43	-4.49	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***
			2.8	P3B	Dolostone with intraclast	-1.63	-4.49	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***
			2.8	P4	Dolostone with clay	-1.57	-4.50	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***
			4	P5	Dolostone with clay	-0.80	-4.98	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***
			6.2	P7	Dolostone	-0.23	-6.34	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***
			9.6	P8	Dolostone	-0.87	-6.35	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***
			21	PH-01	Dolostone	-1.46	-4.77	1.47	<0.01	20.63	<0.01	31.40	0.03	86	***		
			21.5	PH-02	Dolostone	-2.45	-4.15	1.06	<0.01	20.66	<0.01	31.58	0.02	43	***		
			22	PH-03	Dolostone	-1.21	-5.36	51.56	<0.01	10.35	<0.01	15.00	0.02	193	***		
			22.5	PH-04	Dolostone	-2.57	-4.89	39.14	<0.01	12.90	<0.01	18.75	0.02	161	***		
			23	PH-05	Dolostone	-2.73	-4.83	5.68	<0.01	19.59	<0.01	29.64	0.03	94	***		
			23.2	PH-06	Dolostone	-3.28	-5.21	5.09	<0.01	19.79	<0.01	30.03	0.03	73	***		
			23.4	PH-07	Dolostone	-3.95	-5.42	53.11	<0.01	10.12	<0.01	14.39	0.02	153	***		
			23.6	PH-08	Dolostone	-2.95	-5.68	27.99	<0.01	15.01	<0.01	22.05	0.04	165	***		
			23.7	PH-09	Dolostone	-2.87	-3.73	14.22	<0.01	17.97	<0.01	26.75	0.04	129	***		
			23.8	PH-10	Dolostone	-3.17	-3.93	5.59	<0.01	19.72	<0.01	29.42	0.05	65	***		
			23.9	PH-11	Dolo breccia	-2.04	-4.28	6.21	0.24	19.38	<0.01	29.25	0.05	73	***		
			23.9	PH-cl	Clast (breccia)	-1.66	-4.60	***	***	***	***	***	***	***	***		
		23.9	PH-mt	Matriz (breccia)	-2.56	-4.42	***	***	***	***	***	***	***	***			
		Bambuí	Sete Lagoas	24	PH-12	Dolostone	-2.77	-6.26	5.86	0.89	18.35	0.15	29.69	0.05	101	***	
				24.2	PH-13	Dolostone	-2.74	-5.74	9.66	1.49	17.14	0.46	28.03	0.07	91	***	
				24.4	PH-14	Dolostone	-1.67	-6.99	18.55	1.69	15.18	0.48	25.08	0.10	135	***	
				24.6	PH-15	Dolostone	-2.80	-7.14	16.96	1.55	15.38	0.26	25.98	0.08	146	***	
				24.8	PH-16	Dolostone	-2.94	-6.86	18.91	1.71	14.72	0.26	25.69	0.09	186	***	
				25	PH-17	Dolostone	-2.20	-7.02	30.87	2.61	12.27	0.90	20.35	0.18	162	***	
				25.2	PH-18	Black clay with clay limestone	-2.27	-7.23	35.58	3.05	11.30	1.06	18.24	0.16	167	***	
				25.4	PH-19	Black clay with clay limestone	-2.33	-6.82	34.38	2.97	10.96	0.91	19.54	0.19	216	***	
				25.6	PH-20	Black clay with clay limestone	-2.15	-6.35	35.47	2.59	11.23	0.65	18.91	0.21	148	***	
				26.1	PH-21	Black clay with clay limestone	-2.16	-6.97	33.12	2.74	11.70	0.61	19.50	0.25	146	***	
				26.6	PH-22	Dolostone	0.01	-6.06	23.86	4.52	13.58	0.60	21.13	0.16	159	***	
	27.1			PH-23	Dolostone	0.38	-7.84	6.34	0.95	17.01	<0.01	31.04	0.07	226	***		
	27.6			PH-24	Clay limestone	0.02	-7.82	30.06	6.20	11.43	1.06	18.66	0.09	192	***		
	28.1			PH-25	Clay limestone	-0.78	-10.17	14.99	2.50	2.82	0.23	41.90	0.08	151	***		
	28.6			PH-27	Clay limestone	-0.57	-9.82	15.96	3.08	3.20	0.56	39.73	0.04	173	***		
	29.1			PH-28	Clay limestone	0.54	-9.07	16.17	2.90	7.08	0.54	34.22	0.05	218	***		
	29.6	PH-29	Clay limestone	0.09	-10.55	8.50	1.40	1.16	<0.01	48.70	0.03	150	***				
	30.1	PH-30	Clay limestone	-1.03	-9.98	25.53	4.83	3.32	1.09	32.23	0.04	150	***				
	30.6	PH-31	Clay limestone	-0.06	-9.79	17.37	3.38	2.16	0.31	40.34	0.03	156	***				
	31.1	PH-32	Clay limestone	-0.13	-9.98	42.43	8.10	2.25	2.64	20.89	0.03	166	***				

			31.6	PH-33	Clay limestone	-0.16	-9.83	25.68	3.29	2.37	0.40	35.07	0.04	127	***	
			32.1	PH-34	Clay limestone	-1.19	-10.05	12.51	1.68	1.37	<0.01	45.94	0.03	164	***	
			32.6	PH-35	Clay limestone	-0.44	-10.01	14.21	1.68	1.33	<0.01	45.00	0.04	142	***	
			33.1	PH-36	Clay limestone	0.12	-9.39	13.38	1.79	1.34	<0.01	44.97	0.03	167	***	
			33.6	PH-37	Clay limestone	-0.30	-10.06	24.92	3.67	2.02	0.62	33.53	0.04	165	***	
(D) Ciplan	Bambuí	Sete Lagoas	3.6	01	Clay limestone	-0.39	-8.09	***	***	***	***	***	***	***	***	
			3	02	Clay limestone	-0.84	-11.47	***	***	***	***	***	***	***	***	***
		Paranoá		2.8	03C	Dolo breccia	-2.71	-7.70	***	***	***	***	***	***	***	***
			2.8	03M	Dolo breccia	-3.44	-4.63	***	***	***	***	***	***	***	***	***
			2.8	OC	Clast (breccia)	-2.71	-7.70	***	***	***	***	***	***	***	***	***
			2.8	OM	Matriz (breccia)	-3.44	-4.63	***	***	***	***	***	***	***	***	***
			2.6	4	Dolostone	-3.95	-5.80	***	***	***	***	***	***	***	***	***
			2.4	05	Dolostone	-1.25	-6.19	***	***	***	***	***	***	***	***	***
			2.2	06	Dolostone	-3.92	-5.06	***	***	***	***	***	***	***	***	***
			1.8	07	Dolostone	-1.66	-5.53	***	***	***	***	***	***	***	***	***
			0.4	8	Dolostone	-2.15	-4.28	***	***	***	***	***	***	***	***	***
	0	09	Dolostone	-2.08	-5.23	***	***	***	***	***	***	***	***	***		
(E) Paranoá	Paranoá		0	FI-1	Dolostone with clay	1.40	-8.10	***	***	***	***	***	***	***	***	
			2.2	FI-2	Dolostone with clay	1.14	-7.54	***	***	***	***	***	***	***	***	
			3	FI-3	Dolostone with clay	1.48	-8.54	***	***	***	***	***	***	***	***	
			4.5	FI-4	Dolostone with clay	1.03	-7.97	***	***	***	***	***	***	***	***	
			6	FI-5	Dolostone with clay	1.16	-7.90	***	***	***	***	***	***	***	***	
			7.5	FI-6	Dolostone with clay	1.15	-9.19	***	***	***	***	***	***	***	***	
			9	FI-7	Dolostone with clay	1.13	-8.83	***	***	***	***	***	***	***	***	

4. CONCLUSÕES

A partir do mapeamento geológico de detalhe e os levantamentos dos cinco perfis quimioestratigráficos realizados nos carbonatos dos Grupos Paranoá e Bambuí, foi possível realizar a individualização e caracterização destes grupos no norte do DF, podendo-se estabelecer as seguintes conclusões gerais deste trabalho.

- Os carbonatos do Grupo Paranoá são morfologicamente diferentes dos do Grupo Bambuí, devido ao fato de que as unidades carbonáticas do Grupo Bambuí foram depositados em camadas com extensa continuidade lateral, ao contrário dos carbonatos do Grupo Paranoá de extensão irregular, pois ocorrem na forma de lentes, que interdigitam-se com rochas pelíticas.
- A região de contato entre os dois grupos é caracterizada por uma discordância marcada por um nível de brecha regional formada por clastos de rochas carbonatadas, localmente com fragmentos arenosos, suportados por matriz de lama carbonática. Isotopicamente os dolomitos do topo do Paranoá, com presença de *Conophyton*, possuem valores de $\delta^{13}\text{C}$ negativos semelhantes as rochas basais do grupo Bambuí, porém se distingue em relação aos isótopos de Oxigênio, em que os carbonatos do grupo Bambuí apresentam valores menores. Este fato levanta a possibilidade de que os dolomitos do topo do Paranoá possa ser um resíduo estratigráfico de unidades mais superiores do Grupo.
- Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ encontrados na Formação Sete Lagoas são consistentes com demais seções realizadas em outras partes da bacia, o que confirma a existência do Grupo Bambuí no norte do DF. A sucessão de carbonatos basais da FSL com de 3 metros de dolomitos intercalados com os calcilitos com argilas negras, apresentaram $\delta^{13}\text{C}$ negativos, interpretados como uma capa carbonática depositada diretamente sobre a superfície discordante, apesar da ausência de depósitos glaciais.
- A Formação Sete Lagoas no norte do DF é composta por duas sequências estratigráficas distintas separadas por uma superfície erosiva com níveis de brecha, sobreposta por uma camada de siltito de até 2 metros de espessura, interpretada por a discordância regional marcada em outras localidades da bacia. Os valores totalmente distintos de isótopos de Carbono dessas duas sequências, sequência 1 entre -4,0‰ e +4‰ e Sequência 2 entre +5‰ e +14‰, corroboram com essa divisão.

- Os isótopos de Sr, mostram que tanto a sequência 1 e 2 da FSL encontram-se no mesmo intervalo de valores, entre 0, 0.7074-0.7077, colocando-as compatíveis com aquelas pertencentes ao Ediacarano Inferior.
- As idades de U-Pb obtida em zircões detríticos com uma forte população em $639 \pm 5,2$ Ma, que sugerem depósitos pós-glaciais Marinoanos, no início do período Ediacarano.
- Por fim, as estruturas encontradas nas rochas metassedimentares dos Grupos Bambuí e Paranoá indicam duas fases deformacionais na região norte do DF que ocorreram durante a orogênese brasiliana. A primeira com compressão N-S gerou grandes dobras assimétricas com eixos E-W e WNW-ESE, e a segunda fase foi responsável pelo redobramento da primeira gerando dobras apertadas, com eixos N-S e NE-SE, na borda do empurrão e dobras mais abertas mais a leste, indicando que esta segunda deformação está relacionada a *Nappe* Canastra, com vergência para ESE.

5. REFERÊNCIAS

- Alkmim, F. F., & Martins-Neto, M.A. (2012). Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco Craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 33: 127 – 139.
- Alkmim, F. F., Chemale Jr. F., Bacellar, L. A. P., Oliveira, J. R. P.; Magalhães, P. M. (1989). Arcabouço estrutural da porção sul da bacia do São Francisco. In: Simpósio De Geologia Núcleo De Minas Gerais, 5.SGNB, 1. Belo Horizonte,1989. Anais. Belo Horizonte, SBG - Núcleo de Minas Gerais. p. 289-293 (Boletim n. 10).
- 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 Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais, Anais, p.: 1 – 10.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Neves, B. B. B., Fuck, R. A. (1981). Brazilian structural provinces: na introduction. *Earth Sciences Reviews*, 17:1-29. Alvarenga, C. J. S.
- Alvarenga, C. J. S., Santos, R. V., Viera L. C., Lima, B. A. F., Mancini, L. H. (2014). Meso-neoproterozoic isotope extratigraph on carbonates platforms in the Brazilian Belta of Brazil. *Precambrian research* 251 pp. 164-188.
- Alvarenga, C. J. S., Giustina, M. E., Schutesky Della, Silva, N. G. C. da Santos, R. V.; Gioia, Simone 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 Jequitaí (Esturtiano) na região de Bezerra-Formosa, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 37supl, p. 147-155.
- Alvarenga, C.J.S., Dardenne, M.A., Vieira, L.C., Martinho, C.T., Guimarães, E.M., Santos, R.V., Santana, R.O., (2012). Stratigraphy of Western edge of the São Francisco Basin. *Bol. Geociênc. Petrob.* 20, 145–164.
- Babinski, M., (2011). Geocronologia das glaciações criogenianas do Brasil central (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).
- 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: 401–406.6.
- Banner, J.L. & Hanson, G.N., (1990). Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with application to carbonate diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 3123–3137.
- Barfod, G.H., Albaréde, F., Knoll, A.H., Xiao, S., Télouk, P., Frei, R., Baker, J. (2002). New Lu– Hf and Pb–Pb age constraints on the earliest animal fossils. *Earth and Planetary Science Letters* 201, 203–212.
- Bowring, S.A., Grotzinger, J.P., Condon, D.J., Ramezani, J., Newall, M.J., Allen, P.A., (2007). Geochronologic constraints on the chronostratigraphic framework of the Neoproterozoic Huqf Supergroup, Sultanate of Oman. *American Journal of Science*, 307, 1097–1145.
- Brasier, M., McCarron, G., Tucker, R., Leather, J., Allen, P., Shields, G., (2000). New U–Pb zircon dates for the Neoproterozoic Gubrah glaciation and for the top of the Huqf Supergroup, Oman. *Geology* 28, 175–178.

- Buick, R., Des Marais, D.J., Knoll, A.H., (1995). Stable isotope compositions from the Mesoproterozoic Bangemall Group, northwestern Australia. *Chemical Geology*, 123:153-171.
- Caldeira K. & Kasting J.F. (1992). Susceptibility of the early Earth to irreversible glaciation caused by carbon dioxide clouds. *Nature*, 359:226-228.
- Calver, C.R., Crowley, J.L., Wingate, M.T.D., Evans, D.A.D., Raub, T.D., and Schmitz, M.D. (2013). Globally synchronous Marinoan deglaciation indicated by U-Pb geochronology of the Cottons Breccia, Tasmania, Australia: *Geology*, v. 41, p. 1127–1130, <https://doi.org/10.1130/G34568.1>.
- Campos, J. E. G., Dardenne, M. A., Freitas-Silva, F. H., & Martins-Ferreira, M. A. C. (2013). Geologia do Grupo Paranoá na porção externa da Faixa Brasília. *Brazilian Journal of Geology*, 43(3), 461-476.
- Caxito, F.A., Halverson, G.P., Uhlein, A., Stevenson, R., Dias, T.G., Uhlein, G.J. (2012). Marinoan glaciation in east central Brazil. *Precambrian Res.* 200e203, 38e58.
- Condon, D., Zhu, M., Bowring, S., Wang, W., Yang, A., Jin, Y. (2005). U-Pb ages from the Neoproterozoic Doushantuo Formation, China. *Science* 308, 95-98.
- Condon, D.J., and Prave, A.R. (2000). Two from Donegal: Neoproterozoic glacial episodes on the northeast margin of Laurentia: *Geology*, v. 28, p. 951–954.
- Dardenne, M.A. (2000). The Brasília Fold Belt. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Tomas Filho, A. and CAMPOS, D.A., Editors, 2000. *Tectonic Evolution of South America. Proceedings of the XXXI International Geological Congress (Rio de Janeiro)*, pp.231263.
- Dempster, T.J., Rogers, G., Tanner, P.W.G., Bluck, B.J., Muir, R.J., Redwood, S.D., Ireland, T.R., Paterson, B.A. (2002). Timing of deposition, orogenesis and glaciation within the Dalradian rocks of Scotland: constraints from U–Pb zircon ages. *Journal of Geological Society of London* 159, 83–94.
- Denison, R.E., Koepnick, R.B., Burke, W.H., Hetherington, E.A., Fletcher, A. (1997). Construction of the Silurian and Devonian seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve. *Chem. Geol.* 140, 109–121.
- Eyles, N., Januszczak, N., (2004). Zipper-rift: a tectonic model for Neoproterozoic glaciations during the breakup of Rodinia after 750 Ma. *Earth-Science Reviews* 65, 1-73.
- Fanning, C.M., Link, P.K. (2004). U–Pb SHRIMP ages of Neoproterozoic (Sturtian) glaciogenic Pocatello Formation, southeastern Idaho. *Geology* 32(10), 881–884.
- Fanning, C.M., Link, P.K. (2008). Age constraints for the Sturtian glaciation: data from the Adelaide Geosyncline, South Australia and Pocatello Formation, Idaho, USA. *Geological Society of Australia Abstracts*, No. 91, Selwyn Symposium 2008, Melbourne, pp. 57–62.
- Faria, A., & Dardenne, M. A. (1995). Estratigrafia do Grupo Paranoá na região de Alto Paraíso de Goiás-São João D'Aliança-GO. *SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste*, 5, 75-77.
- Faure, G. & Mensing, T.M. (2005). *Isotopes: Principles and Applications*. 3rd edition, New Jersey, John Wiley & Sons, 897 p.

- Faure, G. 1986 Faure G. (1986). Principles of Isotope Geology. 2^a ed., John Wiley & Sons. pp 589.
- Fike, D.A., Grotzinger, J.P., Pratt, L.M., Summons, R.E. (2006). Oxidation of the Ediacaran ocean. *Nature* 444, 744–747.
- Grey K. (2005). Ediacaran palynology of Australia. *Memoir of the Association of Australasian Palaeontologists*, 31, 439 p.
- Guacaneme M. C. (2015). Geoquímica isotópica e elementar dos carbonatos da Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, no sul da Bacia do São Francisco (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).
- Halverson, G.P., Dudás, F.O., Maloof, A.C., Bowring, S.A. (2007). Evolution of the ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr composition of Neoproterozoic seawater. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 256 (3-4):103-129.
- Halverson, G.P., Hoffman, P.F., Schrag, D.P., Maloof, A.C., Rice, A.H. (2005). Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. *GSA Bulletin*, 117:1181-1207.
- Halverson, G.P., Wade, B.P., Hurtgen, M.T., Barovich, K.M. (2010). Neoproterozoic chemostratigraphy. *Precambrian Research*, 182:337-350.
- Halverson, G.P.; Hoffman, P.F.; Schrag, D.P.; Kaufman, A.J. (2002). A major perturbation of the carbon cycle before the Ghaub glaciation (Neoproterozoic) in Namibia: prelude to snowball Earth? *Geochem.; Geophys.; Geosys.* 3, 10.1029/2001GC000244.
- Hayes, J.M., Strassus, H., Kaufman, A.J. (1999). The abundance of ¹³C in marine organic matter and isotopic fractionation in the global biogeochemical cycle of carbon during the past 800 Ma. *Chemical Geology* 161, 103-125.
- Hoefs J. 2009. Stable isotope geochemistry. 6th eds. Springer., 285p.
- Hoffman, P.F., and Schrag, D.P. (2002). The snowball Earth hypothesis: Testing the limits of global change: *Terra Nova*, v. 14, p. 129–155.
- Hoffman, P.F., Hawkins, D.P., Isachsen, C.E., Bowring, S.A. (1996). Precise U–Pb zircon ages for early Damara magmatism in the Summas Mountains and Welwitschia Inlier, northern Damara belt, Namibia. *Communications of the Geological Survey of Namibia* 11, 47–52.
- Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P., Schrag, D.P. (1998). A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science*, 281:1342-1346.
- Hoffman, P.F., Li, Z.-X., (2009). A palaeogeographic context for Neoproterozoic glaciations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 277, 158–172.
- Hoffman, P.F., Schrag, D.P., 2002. The Snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change. *Terra Nova*, 14:129-155.
- Holser W.T., Magaritz M., Ripperdan R.L. (1996). Global isotopic events. In: Walliser O.H. ed. *Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic*. Berlin, Springer-Verlag. p. 63-68.
- Hyde, W.T., Crowley, T.J., Baum, S.K., Peltier, W.R. (2000). Neoproterozoic ‘snowball Earth’ simulations with a coupled climate/ice-sheet model. *Nature* 405, 425-429.
- Iyer S.S., Babinski M., Krouse H.L., Chemale F. (1995). Highly ¹³C enriched carbonate and organic matter in the Neoproterozoic sediments of the Bambuí Group, Brazil. *Precambrian Research*, 73:271-282.

- Jacobsen, S.B. & Kaufman, A.J. (1999). The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater, *Chemical Geology*, 161:37-57.
- James, N.P., Narbonne, G.M., and Kyser, T.K. (2001). Late Neoproterozoic cap carbonates: Mackenzie Mountains, northwestern Canada: Precipitation and global glaciation: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 38, p. 1229–1262.
- Jones, C.E. & Jenkyns, H.C. (2001). Seawater strontium isotopes, oceanic anoxic events, and seafloor hydrothermal activity in the Jurassic and Cretaceous. *American Journal of Science*, 301:112-149.
- Kah, L.C. (2000). Depositional $\delta^{18}\text{O}$ signatures in Proterozoic dolostones: constraints on seawater chemistry and early diagenesis. In: Grotzinger, J.P. & James, N.P. (eds.). *Carbonate sedimentation and diagenesis in the involving Precambrian World*. Society for Sedimentary Geology, Special Publication 67, p. 345-359.
- Kaufman, A.J. & Knoll, A.H. (1995). Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Research*, 73:27-49.
- Kaufman, A.J., Knoll, A.H., Narbonne, G.M. (1997). Isotopes, ice ages, and terminal Proterozoic Earth history. *National Academy Sciences Proceedings*, 94:600-605.
- Kendall, B., Creaser, R.A., Selby, D. (2006). Re–Os geochronology of postglacial black shales in Australia: constraints on the timing of “Sturtian” glaciation. *Geology* 34, 729–732.
- Kennedy, M.J. (1996). Stratigraphy, sedimentology, and isotope geochemistry of Australian Neoproterozoic postglacial cap dolostones: deglaciation, $\delta^{13}\text{C}$ excursions, and carbonate precipitation. *Journal of Sedimentology Research*, 66:1050-1064.
- Kirschvink, J.L. (1992). Late Proterozoic low latitude glaciations: the snowball Earth. In: Schopf J.W. & Klein C, (eds.) *The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study*. Cambridge, Cambridge University Press, p. 51-52.
- Knoll, A.H. & Walter, M.R. (1992). Latest Proterozoic stratigraphy and Earth history, *Nature*, 356:673- 678.
- Koepnick, R. B., Burke, W. H., Denison, R. E., Hetherington, E. A., Nelson, H. F., Otto, J. B., & Waite, L. E. (1985). Construction of the seawater $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ curve for the Cenozoic and Cretaceous: supporting data. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 58(1-2), 55-81.
- Kuchenbecker, M. (2011). *Quimioestratigrafia e proveniência sedimentar da porção basal do Grupo Bambuí em Arcos (MG)*. Minas Gerais: Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Dissertação de Mestrado. 91p.
- Lima, O.N.B., (2011). *Estratigrafia isotópica e evolução sedimentar do Grupo Bambuí na borda ocidental do Cráton do São Francisco: implicações tectônicas e paleoambiental*. IG-Universidade de Brasília, Brasília, Brazil, pp. 114.
- Lund, K., Aleinikoff, J.N., Evans, K.V., Fanning, C.M. (2003). SHRIMP U–Pb geochronology of Neoproterozoic Windermere Supergroup, central Idaho: implications for rifting of western Laurentia and synchronicity of Sturtian glacial deposits. *Bulletin of the Geological Society of America* 115(3), 349–372.

- Macdonald, F.A., Strauss, J.V., Rose, C.V., Dudás, F.O., Schrag, D.P. (2010). Stratigraphy of the Port Nolloth Group of Namibia and South Africa and implications for the age of Neoproterozoic iron formations. *American Journal of Science* 310, 862-888.
- Magalhães, P.M. (1989). Análise estrutural das rochas do Grupo Bambuí, na porção sudoeste da Bacia do São Francisco. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, 100p.
- Mahan, K.H., Wernicke, B.P., Jercinovic, M.J. (2010). Th-U-total Pb geochronology of authigenic monazite in the Adelaide Rift Complex, South Australia, and implications for the age of the type Sturtian and Marinoan glacial deposits. *Earth and Planetary Science Letters* 289(1-2), 76- 86.
- Marshak, S. & Alkmim, F.F. (1989). Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil. *Tectonics*, 8 (3):555-571.
- Martins, M., Lemos, V. B. (2007). Análise estratigráfica das seqüências neoproterozoicas da Bacia do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 37, n. 4, p. 156-167. Suplemento.
- McArthur, J. M., Thirlwall, M. F., Gale, A. S., Kennedy, W. J., Burnett, J. A., Matthey, D., & Lord, A. R. (1993). Strontium isotope stratigraphy for the Late Cretaceous: a new curve, based on the English Chalk. *Geological Society, London, Special Publications*, 70(1), 195-209.
- McKirdy, D.M., Burgess, J.M., Lemon, N.M., Yu, X., Cooper, A.M., Gostin, V.A., Jenkins, R.J.F., and Both, R.A. (2001), A chemostratigraphic overview of the late Cryogenian interglacial sequence in the Adelaide Fold-Thrust Belt, South Australia: *Precambrian Research*, v. 106, p. 149–186.
- Melezhik, V.A., Gorokhov, I.M., Kuznetsov, A.B., Fallick, A.E. (2001). Chemostratigraphy of Neoproterozoic carbonates implications for “blind dating”. *Terra Nova*, 13:1-11.
- Miller, K. G., & Fairbanks, R. G. (1985). Oligocene to Miocene carbon isotope cycles and abyssal circulation changes. *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations Archean to Present*, 32, 469-486.
- Misi, A., Kaufman, A., Veizer, J., Powis, K., Azmy, K., Boggiani, P.C., Gaucher, C., Teixeira, J.B.G., Sanches, A.L., and Iyer, S.S.S. (2007). Chemostratigraphic correlation of Neoproterozoic successions in South America: *Chemical Geology*, v. 237, p. 143–167, doi:10.1016/j.chemgeo.2006.06.019.
- Moczydłowska M. (2008). New records of late Ediacaran microbiota from Precambrian Research, 167:71-92.
- Nobre-Lopes, J. (1995). Faciologia e gênese dos carbonatos do Grupo Bambuí na região de Arcos, estado de Minas Gerais. São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado. 166p.
- Paleoceanography, 7(3), 357-389.
- Pimentel, M. M., Fuck, R. A., & Fischel, D. P. (1999). Estudo isotópico Sm-Nd regional da porção central da Faixa Brasília: implicações para a idade e origem dos granulitos do Complexo Anápolis-Itaçu e sedimentos do Grupo Araxá. *Brazilian Journal of Geology*, 29(2), 271-276.

- Pimentel, M. M.; Fuck, R. A.; Lima Giola, S. M. C. M. A. (2000) The Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, central Brazil: a review and new Sm-Nd isotopic data. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 1, p. 35-39.
- Prave, A.R., (1999b). The Neoproterozoic Dalradian Super- group of Scotland: An alternative hypothesis: *Geological Magazine*, v. 136, p. 609–617.
- Prave, A.R., Condon, D.J., Hoffmann, K.H., Tapster, S., and Fallick, A.E. (2016). Duration and nature of the end-Cryogenian (Marinoan) glaciation: *Geology*, v. 44, p. 631–634, [https:// doi .org /10.1130 /G38089 .1](https://doi.org/10.1130/G38089.1).
- Pu, J. P., Bowring, S. A., Ramezani, J., Myrow, P., Raub, T. D., Landing, E., ... & Macdonald, F. A. (2016). Dodging snowballs: Geochronology of the Gaskiers glaciation and the first appearance of the Ediacaran biota. *Geology*, 44(11), 955-958.
- Rooney, A.D., Strauss, J.V., Brandon, A.D., and Macdonald, F.A. (2015). A Cryogenian chronology: Two long-lasting synchronous Neoproterozoic glaciations: *Geology*, v. 43, p. 459–462, [https:// doi .org /10 .1130 /G36511 .1](https://doi.org/10.1130/G36511.1).
- Sanchez, E.A.M. (2010). *Micropaleontologia aplicada na interpretação estratigráfica e paleoclimática da transição entre o Grupo Paranoá e o Supergrupo São Francisco (Neoproterozoico, Cabeceiras, GO)*. São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado. 122p.
- Sanchez, E.A.M. (2014). *Microbialitos e microfósseis na Formação Sete Lagoas, Neoproterozoico, Brasil: implicações geomicrobiológicas em um contexto de mudanças climáticas e evolutivas*. São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado. 298p.
- Santos, G.M.P. (2012). *Quimioestratigrafia isotópica (C,O,Sr) e geocronologia (U-Pb, Sm-Nd) das rochas da Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí*. São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado. 132p.
- Schrag, D. P., & Hoffman, P. F. (2001, May). A Neoproterozoic Snowball Earth. In *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond*.
- Thompson, M.D., and Bowring, S.A., (2000). Age of the Squantum ‘tillite,’ Boston basin, Massachusetts: U-Pb zircon constraints on terminal Neoproterozoic glaciation: *American Journal of Science*, v. 300, p. 630–655.
- 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-suplemento): 1–14.
- Vieira, L.C. (2007). *A Formação Sete Lagoas (Grupo Bambuí) e as variações paleoambientais no final do Proterozóico*. São Paulo: Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado. 145p.
- Williams, G.E., (1975). Late Precambrian glacial and the Earth’s obliquity. *Geological Magazine* 112, 441-465.
- Williams, G.E. (1998). Precambrian tidal and glacial clastic deposits: Implications for precambrian earth-moon dynamics and palaeoclimate. *Sedimentary Geology* 120(1-4), 55-74.

- Williams, G.E. (2000). Geological constraints on the Precambrian history of earth's rotation and the moon's orbit. *Reviews of Geophysics* 38(1), 37-59.
- Wright, J. D., Miller, K. G., & Fairbanks, R. G. (1992). Early and middle Miocene stable isotopes: implications for deepwater circulation and climate.
- Xu, B.; Xiao, S.; Zou, H., Chen, Y., Li, Z-X., Song, B., Liu, D., Zhou, C., Yuan, X. (2009). SHRIMP zircon U-Pb age constraints on Neoproterozoic Quruqtagh diamictites in NW China. *Precambrian Research* 168, 247-258.
- Zhang, S., Jiang, G., Han, Y. (2008). The age of the Nantuo Formation and Nantuo glaciation in South China. *Terra Nova* 20, 289-294.
- Zhang, S., Jiang, G., Han, Y. (2008). The age of the Nantuo Formation and Nantuo glaciation in South China. *Terra Nova* 20, 289-294.
- Zhang, S., Jiang, G., Zhang, J., Song, B., Kennedy, M.J., and Christie-Blick, N. (2005). U-Pb sensitive high-resolution ion microprobe ages from the Doushantuo Formation in south China: Constraints on late Neoproterozoic glaciations: *Geology*, v. 33, p. 473–476, <https://doi.org/10.1130/G21418.1>.
- Zhou, C., Tucker, R., Xiao, S., Peng, Z., Yuan, X., Chen, Z. (2004). New constraints on the ages of Neoproterozoic glaciations in South China. *Geology* 32, 437–440.

6. ANEXOS

6.1. Planilha com os dados litoestruturais da área

PONTO	UTM E	UTM S	UTM Z	EST.	DIR.	MERG.	ROCHA	UNID.	GRUPO
A001	191630	8269853	1006	So	38	52	Pelito	Mpac	Paranoá
				Fr	350	80			
				Bn	94	38			
A002	192167	8270364	948	Sn	76	60	Brecha/Conglomerado	Mpac	Paranoá
A003	192244	8270376	950				Brecha/Conglomerado	Mpac	Paranoá
A004	193767	8278826	825				Dolomito/Calcário roxo	Mpac/Ns11	Paranoá/Bambuí
A005	193852	8278816	826	So	234	30	Dolomito/Calcário roxo	Mpac/Ns11	Paranoá/Bambuí
A006	195751	8280241	892				Pelito		Paranoá
A007	195285	8280836	855	So	328	60	Calcário roxo/ Calcarenito	Ns11/Ns12	Bambuí
A008	189863	8275009	932				Calcixisto	Mci	Canastra
A009	190752	8275605	927				Calcixisto	Mci	Canastra
A010	190046	8275382	981				Calcixisto	Mci	Canastra
A011	191763	8275161	857	So	0	8	Calcarenito	Ns12	Bambuí
A012	191758	8275153	860	So	350	10	Calcarenito	Ns12	Bambuí
A013	197138	8281862	802	Fr	258	78	Calcarenito	Ns12	Bambuí
				So	345	35			
A014	197078	8281919	832	So	354	30	Calcarenito/Dolomito	Ns12/Ns1d	Bambuí
				Ct	344	35			
A015	196982	8281934	847	So	0	30	Calcário	Ns12	Bambuí
				Fr	186	65			
				Fr	270	83			
A016	197572	8282254	788	So	355	20	Pelito	Ns13	Bambuí
A017	196800	8284760	750	Sn	297	42	Xisto e filito	Mci	Canastra
				Fr	90	75			
A018	187758	8271633	1058	So	350	82	Quartzito	Mpr4	Paranoá
				Fr	90	20			
				Fr	340	13			
A019	187731	8271629	677	So	8	75	Quartzito	Mpr4	Paranoá
				So	254	40			
				Fr	98	65			
A020	187703	8271751	1052				Quartzito	Mpr4	Paranoá
A022	190560	8278264	879	Ct	0	32	Quartzito/xisto	Mci	Canastra
				Fl	140	70			
				So	252	20			
				Sn	316	20			

A023	190743	8278248	856	Fr	215	80	Quartzito/xisto	Mci	Canastra
				So	245	30			
				So	57	18			
				Fr	270	87			
				Fr	180	85			
				Li	40	50			
A024	190694	8278208	872	Sn	240	25	Quartzito/xisto	Mci	Canastra
				So	280	20			
A025	190288	8278171	913	Sn	218	50	Calcixisto	Mci	Canastra
				Bn	210	20			
				Lc	312	10			
A026	189855	8278063	915	Li	300	15	Ritmito	Mci	Canastra
				Sn	270	25			
				So	5	25			
A027	190488	8277282	999	Sn	325	25	Xisto	Mci	Canastra
A028	189928	8276458	1065	So	130	35	Calcixisto	Mci	Canastra
				Sn	356	38			
				Fr	260	85			
				Fr	9	85			
A029	190614	8277272	941				Xisto	Mci	Canastra
A030	189829	8277987	918	So	348	24	Quartzito sericítico, xistos e filitos	Mci	Canastra
				Li	305	18			
A031	188914	8277731	1058	Fr	105	70	Quartzito sericítico, xistos e filitos	Mci	Canastra
				Sn	254	19			
A032	188084	8277523	1091	So	255	26	Quartzito/xisto	Mci	Canastra
				So	325	18			
A033	188126	8277117	1065	Sn	300	35	Quartzito, xisto e filito	Mci	Canastra
				Bn	225	25			
A034	188199	8276879	1032	Fr	108	65	Quartzito, xisto e filito	Mci	Canastra
				Sn	290	15			
A035	188286	8276672	1048	Sn	270	35	Quartzito, xisto e filito	Mci	Canastra
				Sn	300	50			
				Fr	56	65			
				Fl	180	60			
A036	188411	8276519	1038	So	320	22	Xisto	Mci	Canastra
				Sn	320	35			
				Li	280	23			
A037	188461	8276326	1020	Li	292	8	Quartzito, xisto e filito	Mci	Canastra
				Lc	222	7			
A038	188455	8276132	1014	So	182	15	Quartzito, xisto e filito	Mci	Canastra
A039	188213	8275917	952	Bn	210	8	Quartzito, xisto e filito	Mci	Canastra
				So	176	20			
				Fr	95	87			
A040	188081	8276081	991	So	252	20	Quartzito e xisto	Mci	Canastra
				Fr	62	85			

A041	187769	8275817	981	So	262	25	Quartzito e xisto	Mci	Canastra
				So	30	20			
				Fr	115	80			
A042	187649	8275695	980	So	355	35	Quartzito e xisto	Mci	Canastra
				Li	300	15			
				Fr	221	75			
A043	187286	8275082	949	So	355	40	Quartzito e xisto	Mci	Canastra
				So	20	15			
A044	187080	8275008	941				Quartzito e xisto	Mci	Canastra
A045	192638	8274492	873	So	347	60	Quartzito e xisto	Mci	Canastra
				Bn	90	7			
A046	193786	8275242	906				Quartzito e xisto	Mpac	Paranoá
A047	194435	8276826	875	So	144	30	Calcário roxo	Nsl1	Bambuí
A048	195441	8278298	847	So	164	25	Calcário roxo	Nsl1	Bambuí
				Fr	54	85			
				Fr	270	85			
A049	195838	8279069	884	Bn	90	18	Calcário roxo	Nsl1	Bambuí
				Fl	185	25			
A50	195738	8279669	905	Bn	200	40	Pelito, xisto e arenito	Mpac	Paranoá
				Bn	230	30			
A051	200802	8283114	786	So	314	35	Dolomito	Nsl1	Bambuí
				Fr	87	73			
A052	200897	8283225	777	So	312	33	Dolomito	Nsl1	Bambuí
				Fr	80	80			
A053	200709	8283468	785	Ct	313	25	Dolomito/Calcário	Nsl1/Nsl3	Bambuí
				Fr	91	69			
A054	200604	8283474	771	Fl	91	85	Dolomito	Nsl1	Bambuí
				Fr	0	73			
A055	193895	8281195	816	So	358	55	Pelito	Nsl2	Bambuí
				So	58	26			
A056	193762	8281161	809	So	245	54	Calcário	Nsl2	Bambuí
A057	193714	8281261	830	So	262	58	Calcário	Nsl2	Bambuí
A058	193749	8281261	836	Sn	22	70	Calcário/ calcixisto	Nsl2/Mci	Bambuí/Canastra
A059	193833	8281358	811	Sn	353	55	Xisto	Mci	Canastra
				Bn	338	45			
A060	193871	8281294	818				Calcixisto	Mci	Canastra
A061	193861	8281271	823	Sn	192	64	Pelito	Nsl2/Mci	Bambuí/Canastra
				Bn	12	45			
A062	193897	8281277	817	Sn	196	55	Calcixisto	Mci	Canastra
				Fr	278	75			
A063	193917	8281307	810	Sn	12	67	Xisto	Mci	Canastra
				Sn	18	73			

A064	193922	8281432	813	Sn	340	30	Xisto	Mci	Canastra
				Fr	128	75			
A065	193925	8281513	843				Arenito	Mci	Canastra
A066	193903	8281519	846	Bn	330	10	Xisto	Mci	Canastra
				Bn	292	20			
A067	193849	8281392	803	Sn	204	45	Calcixisto	Mci	Canastra
A068	193789	8281431	803				Calcixisto	Mci	Canastra
A069	193734	8281331	822				Xisto	Mci	Canastra
A070	193677	8281308	831	Sn	2	45	Calcixisto	Mci	Canastra
A071	193610	8281239	794	So	224	55	Calcário	Mci	Canastra
				So	240	65			
A072	193536	8281268	776				Calcário/ calcixisto	NsI2/Mci	BambuÍ/Canastra
A073	193312	8280891	763	Fl	8	65	Rocha com percolação de fluido com ferro e alumínio	NsI1	BambuÍ
				Fl	218	48			
				Bn	300	20			
A074	193297	8280827	762	So	272	42	Calcarenito	NsI2	BambuÍ
A075	193227	8280661	780	Fr	172	82	Calcarenito	NsI2	BambuÍ
A076	193229	8280613	778	B2	220	15	Calcarenito	NsI2	BambuÍ
A077	193245	8280584	770	Sn	242	45	Calcarenito	NsI2	BambuÍ
A078	193259	8280611	788	So	280	35	Calcário com percolação de fluido com ferro e alumínio	NsI1	BambuÍ
				So	0	39			
A079	193369	8280659	803	So	254	40	Calcário	NsI2	BambuÍ
A080	193392	8280793	782				Calcário	NsI2	BambuÍ
A081	193481	8280768	785	So	262	40	Calcário	NsI2	BambuÍ
A082	193583	8280706	805	So	252	25	Calcário com silte	NsI1	BambuÍ
A083	193692	8280736	812	So	260	45	Calcário	NsI2	BambuÍ
A084	193749	8280718	818	So	256	25	Calcário roxo	NsI1	BambuÍ
A085	194107	8281072	819	Fr	288	67	Pelito	NsI2	BambuÍ
A086	193976	8280994	795				Calcarenito	NsI2	BambuÍ
A087	194035	8280924	793	So	272	25	Calcário/Pelito		BambuÍ
A088	194077	8280911	796	So	300	30	Calcário roxo	NsI1	BambuÍ
				Fr	90	62			
A089	194199	8280916	794	So	216	20	Calcário roxo	NsI1	BambuÍ
A090	194223	8280904	809	So	276	45	Calcário roxo	NsI1	BambuÍ
				Fr	92	60			
A091	194095	8280733	832	So	276	40	Calcário roxo	NsI1	BambuÍ
A092	194160	8280603	823	So	294	15	Calcário roxo	NsI1	BambuÍ
A093	194106	8280509	833				Calcário roxo	NsI1	BambuÍ
A094	194105	8280420	834				Calcário roxo/ Calcarenito	NsI1/NsI2	BambuÍ
A095	194237	8280958	804	So	176	25	Calcário roxo	NsI1	BambuÍ
A096	194297	8280445	801	So	202	12	Calcário roxo	NsI1	BambuÍ
A097	194324	8280403	796	So	234	35	Calcário roxo	NsI1	BambuÍ
A098	194380	8280389	816	So	230	25	Calcário roxo	NsI1	BambuÍ
				So	274	30			

A099	194424	8280252	780	Fr	90	88	Pelito	Nsl1	Bambuá
				Fr	54	70			
A100	194539	8280445	815				Calcário roxo	Nsl1	Bambuá
A101	194552	8280798	837	Bn	270	15	Calcário roxo/ Calcarenito	Nsl1/Nsl2	Bambuá
				So	290	30			
				So	342	30			
A102	194481	8280896	822	So	260	25	Pelito	Nsl1	Bambuá
A103	194433	8280930					Pelito/Calcário		Bambuá
A104	197869	8281627	764	So	0	30	Calcário roxo	Nsl1	Bambuá
A105	198959	8281636	810	So	10	25	Calcário roxo	Nsl1	Bambuá
				So	350	11			
A106	198625	8281752	808	So	6	20	Calcário roxo	Nsl1	Bambuá
A107	197195	8281408	831	Fr	228	75	Pelito/Calcário		Bambuá
				Li	0	15			
				So	50	20			
A108	195697	8281576	860	So	315	35	Calcário roxo/ Calcarenito	Nsl1/Nsl2	Bambuá
A109	195974	8281846	850	Fr	78	15	Pelito	Mci	Canastra
				So	10	40			
A110	193771	8284018	740	Fr	215	80	Pelito	Mci	Canastra
				So	10	10			
				Bn	30	8			
				So	295	25			
A111	193456	8284488	790	Sn	268	50	Xisto	Mci	Canastra
				So	290	55			
A112	195968	8282197	821				Xisto	Mci	Canastra
A113	193018	8279104	774	So	284	35	Pelito	Nsl1	Bambuá
A114	193006	8278968	780	So	260	28	Calcário roxo	Nsl1	Bambuá
A115	193002	8278926	783	S1	232	50	Calcário roxo/ Calcarenito	Nsl1/Nsl2	Bambuá
A116	192935	8278897	805	So	12	75	Calcário	Nsl2	Bambuá
A117	192915	8278853	833	Bn	214	25	Calcário	Nsl2	Bambuá
A118	192921	8278752	874				Calcário com silte	Nsl1	Bambuá
A119	192934	8278734	885	Sn	135	60	Calcixisto	Mci	Canastra
A120	192807	8278623	882				Calcixisto	Mci	Canastra
A121	192761	8278574	874	Bn	310	20	Calcixisto/quartzito	Mci	Canastra
				Sn	52	10			
				Bn	242	10			
				So	264	35			
A122	192681	8278579	841				Calcixisto	Mci	Canastra
A123	192593	8278617	791				Calcixisto	Mci	Canastra
A124	192645	8278801	775	So	246	27	Calcário	Nsl2	Bambuá
A125	192666	8278869	782				Calcário	Nsl2	Bambuá
A126	192622	8279004	810				Pelito	Nsl2	Bambuá
A127	192521	8279069	807	So ?	116	65	Calcário	Nsl2	Bambuá

A128	192595	8278905	820	So	10	40	Pelito	Ns12	Bambuá
				Fr	228	85			
A129	192549	8273985	837	Sn	8	40	Calcixisto	Mci	Canastra
				Fr	315	75			
				So	10	20			
A130	192523	8278895	874	Bn	90	10	Calcixisto e quartzito	Mci	Canastra
				So	100	22			
				So	185	40			
A131	191476	8278996	997	So	215	50	Xisto	Mci	Canastra
				Bn	58	3			
				So	270	25			
A132	191330	8279235	1013	Sn	236	38	Xisto	Mci	Canastra
				Li	302	20			
				Fr	90	77			
A133	191772	8277908	889	Sn	305	25	Calcixisto	Mci	Canastra
A134	192901	8280192	785	So	274	15	Calcário	Ns12	Bambuá
A135	194043	8275408	939	So	260	7	Pelito	Mpac	Paranoá
				Sn	320	25			
A136	194219	8275090	965	So	275	40	Pelito	Mpac	Paranoá
A137	191477	8272255	915	So	0	25	Calcário com silte-filito	Mpac	Paranoá
A138	191532	8272387	932	So	325	61	Calcário	Mpac	Paranoá
A139	191254	8271937	912				Pelito-filito	Mpac	Paranoá
A140	191165	8272144	913				Brecha/Conglomerado	Mpac	
A141	190840	8271609	1001				Arenito quartzo fumê	Mpac	Paranoá
A142	189888	8270592	1009	So	118	53	Quartzito	Mpr4	Paranoá
				Fr	38	80			
				So	155	60			
A143	190981	8271505	982				Arenito	Mpac	Paranoá
A144	191056	8274414	896				Brecha/Conglomerado	Mpac	
A145	191025	8272723	878	Fr	90	50	Xisto	Mpac	Paranoá
				So	330	35			
				Bn	50	5			
A146	190392	8273420	867	So	355	80	Quartzito/xisto	Mpac	Paranoá
				So	155	80			
				Sn	0	65			
A147	190137	8273750	856	Sn	2	50	Quartzito/xisto/arenito quartzo fumê	Mpac	Paranoá
				So	340	28			
				Fr	180	50			
				Bn	285	15			
				So	265	30			
A148	188489	8273383	886				Arenito	Mpac	Paranoá
A149	190584	8273951	853	Bn	295	3	Arenito/xisto	Mpac	Paranoá
A150	192344	8273165	875	So	330	20	Calcário com silte	Mpac	Paranoá
A151	199297	8281274	846				Dolomito	Mpac	Paranoá

A152	199090	8281103	820	Fr	310	80	Dolomito	Mpac	Paranoá
				Bn	50	7			
				Bn	210	3			
A153	198812	8281051	821				Dolomito	Mpac	Paranoá
A154	198659	8280713	816				Pelito	Mpac	Paranoá
A155	198687	8280616	833	Fr	0	85	Calcário verde	Mpac	Paranoá
				So	200	30			
				Li	285	10			
				Lc	270	10			
A156	198935	8280122	853				Blocos silicificados	Mpac	Paranoá
A157	198809	8280034	871	So	177	32		Mpac	Paranoá
				Lc	90	10			
A158	198644	8280032	896				Blocos silicificados	Mpac	Paranoá
A159	198155	8279753	844				Blocos silicificados	Mpac	Paranoá
A160	198079	8279938	844	So	335	10		Mpac	Paranoá
A161	198088	8280016	840				Calcarenito	Mpac	Paranoá
A162	198070	8280255	826	Fr	180	80		Mpac	Paranoá
A163	198185	8280602	824	Bn	92	15	Pelito	Mpac	Paranoá
				So	355	68			
A164	197606	8279219	804					Mpac	Paranoá
A165	199467	8280027	861	Bn	355	25	Calcarenito	Mpac	Paranoá
				So	190	15			
A166	198347	8278934	832				Rocha silicificada	Mpac	Paranoá
A167	198290	8278899	837				Rocha silicificada	Mpac	Paranoá
A168	197120	8278417	814				Rocha silicificada	Mpac	Paranoá
A169	197128	8278320	820	So	352	4	Calcário dolomítico	Mpac	Paranoá
				Sn	185	85			
				Bn	248	30			
A170	197149	8278251	821	Sn	185	75	Calcário dolomítico	Mpac	Paranoá
				Bn	90	5			
				So	30	15			
A171	197166	8278192	847	Bn	90	10	Ritmito	Mpac	Paranoá
				Fl	35	50			
				Fl	212	65			
A172	197147	8278078	834	So	70	8	Calcário	Mpac	Paranoá
				Sn+1	110	85			
				Bn	70	8			
A173	197184	8278071	825	Bn	90	5	Calcário	Mpac	Paranoá
				Sn	180	86			
				So	35	15			
				Sn+1	270	85			
				Bn	50	2			

A174	197225	8277939	884	Bn	270	15	BambuÍ ou ParanoÁ	Mpac	ParanoÁ
				Sn	0	75			
				Fr	58	85			
A175	197215	8277806	836	Sn	345	65	CalcÁrio magnesiano	Mpac	ParanoÁ
A176	197221	8277612	830	B2	90	10	CalcÁrio	Mpac	ParanoÁ
A177	197325	8277647	872	Bn	90	5	CalcÁrio	Mpac	ParanoÁ
				Sn	0	60			
				Fr	290	75			
				Bn	320	10			
A178	197341	8277498	854	So	350	10	CalcÁrio	Mpac	ParanoÁ
				Bn	300	80			
A179	197282	8277509	852	Bn	0	25	Arenito	Mpac	ParanoÁ
				Bn	285	5			
				Fl	90	70			
				Fl	355	60			
A180	197195	8277503	867				Arenito	Mpac	ParanoÁ
A181	197094	8277544	867	B2	90	5	Psamo-pelÍlica	Mpac	ParanoÁ
A182	197068	8277832	876				Arenito	Mpac	ParanoÁ
A183	197078	8278130	841				Pelito	Mpac	ParanoÁ
A184	197289	8278690	814	So	352	30	Pelito	Mpac	ParanoÁ
				Sn	218	65			
				Bn	305	15			
A185	197370	8278743	825	Bn	85	5	Pelito	Mpac	ParanoÁ
A186	197521	8278923	818				Quartzito rosa	Mpac	ParanoÁ
A187	198089	8278739	851				Pelito	Mpac	ParanoÁ
A188	197958	8278597	863	Sn	215	80	Pelito/filito	Mpac	ParanoÁ
A189	197848	8278350	873	Bn	90	5	Pelito	Mpac	ParanoÁ
				So	10	45			
				Sn	40	70			
A190	197628	8278428	852				Pelito	Mpac	ParanoÁ
A191	193659	8279272	791				Brecha e rocha silicificada	Mpac	ParanoÁ
A192	193689	8279220	815				Pelito	Mpac	ParanoÁ
A193	193538	8279079	825				Brecha	Mpac	ParanoÁ
A194	193397	8279015	809				Dolomito	Mpac	ParanoÁ
A195	193370	8279068	809				Pelito	Mpac	ParanoÁ
A196	193325	8279029	806				Brecha silicificada	Mpac	ParanoÁ
A197	193273	8278518	805	So	80	5	Calcarenito	Nsl2	BambuÍ
A198	193475	8278653	792					Nsl1	BambuÍ
A199	193580	8278508	792	So	287	28	Calcarenito	Nsl2	BambuÍ
A200	193712	8278579	799	So	275	25	CalcÁrio roxo	Nsl1	BambuÍ
A201	193445	8278839	793	Sn	0	85	Dolomito	Mpac	ParanoÁ
A202	193507	8278872	832	So	270	40	CalcÁrio roxo	Nsl1	BambuÍ
A203	193462	8278899	835	So	255	35	Dolomito/CalcÁrio roxo	Mpac/Nsl1	ParanoÁ/BambuÍ
A204	193489	8278940	844	So	255	35	Dolomito/CalcÁrio roxo	Mpac/Nsl1	ParanoÁ/BambuÍ

A205	193524	8278935	843				Dolomito/Calcário roxo	Mpac/Ns11	Paranoá/Bambuí
A206	193523	8278907	838				Dolomito/Calcário roxo	Mpac/Ns11	Paranoá/Bambuí
A207	193684	8278843	834	So	258	38	Dolomito/Calcário roxo	Mpac/Ns11	Paranoá/Bambuí
A208	193641	8278898	833				Dolomito/Calcário roxo	Mpac/Ns11	Paranoá/Bambuí
A209	194067	8278640	812				Dolomito	Mpac	Paranoá
A210	194009	8278665	818				Dolomito/Calcário roxo	Mpac/Ns11	Paranoá/Bambuí
A211	193923	8278738	819				Dolomito	Mpac	Paranoá
A212				Bn	268	17	Dolomito	Mpac	Paranoá
				Bn	145	45			
				Fl	265	68			
A213							Dolomito/Calcário roxo	Mpac/Ns11	Paranoá/Bambuí
A214							Dolomito	Mpac	Paranoá
A215	194716	8276943	837	Bn	0	35	Dolomito/Calcário roxo	Mpac/Ns11	Paranoá/Bambuí
				Sn+1	290	60			
				Fl	125	70			
A216	194816	8276946	838	Bn	178	3	Xisto	Mpac	Paranoá
				Bn	255	5			
A217	195501		865	So	110	55	Pelito	Mpac	Paranoá
A218	193892	8279415	802	So	325	55	Ritmito	Mpac	Paranoá
A219	194066	8279798	767	So	240	30	Siltito	Mpac	
A220	194368	8279835	794	Bn	354	5	Pelito	Ns11	Bambuí
				Bn	255	30			
				Bn	73	7			
A221	194676	8279934	817	Bn	340	35	Pelito	Ns11	Bambuí
A222	194872	8279914	832				Pelito	Ns11	Bambuí
A223	194910	8279438	828	Sn+1	220	75	Calcário roxo	Ns11	Bambuí
				So	148	10			
A224	194947	8279921	832				Pelito	Ns11	Bambuí
A225	195264	8280114	840	So	295	35	Pelito	Ns11	Bambuí
				Sn	305	45			
				B2	280	20			
				Li	25	20			
A226							Calcário roxo	Ns11	Bambuí
A227	195485	8280173	864	So	215	55	Pelito	Ns11	Bambuí
A228	195594	8280166	873				Calcário roxo	Ns11	Bambuí
A229	194488	8280086	849				Pelito	Ns11	Bambuí
A230							Conglomerado	Mpac	Paranoá
A231	195161	8279833	812				Ritmito	Mpac	Paranoá
A232	195138	8279791					Pelito	Mpac	Paranoá
A233	194935	8279671	808				Ritmito	Mpac	Paranoá
A234	194895	8279672	797	So	178	88	Ritmito	Mpac	Paranoá
A235							Pelito	Mpac	Paranoá
A236							Pelito	Mpac	Paranoá
A237	194086	8280289	774	So	98	15	Calcário roxo	Ns11	Bambuí

A238							Calcário	Nsl2	BambuÍ
A239	191367	8276046	888	Sn	84	45	Calcário/Calcixisto	Nsl2/Mci	BambuÍ/Canastra
A240	193456	8274		Fr	90	20	Argila vermelha/ xisto	Mpac/Mci	Paranoá/ Canastra
				Fr	180	80			
				Bn	260	35			
A241	193564	8275067	906	Fr	255	40	Argila vermelha/ xisto	Mpac/Mci	Paranoá/ Canastra
				Veio	70	10			
				Sn	180	30			
A242	195618	8274966	1022	Bn	165	15	Pelito	Mpac	Paranoá
				Bn	70	10			
				So	240	40			
				So	340	40			
				Cc	150	80			
A243	195794	8275645	954				Silito	Mpac	Paranoá
A244	195882	8275911	938	Bn	80	10	Dolomito	Mpac	Paranoá
				Bn	0	10			
				Cc	35	85			
A245	195504	8276217	881				Silito calcífero	Mpac	Paranoá
A246	195487	8276315	886	So	330	60	Silito	Mpac	Paranoá
A247	195287	8276503	876	Bn	280	10	Arenito	Mpac	Paranoá
A248	194952	8276542	873	Bn	142	25	Silito	Mpac	Paranoá
				Bn	75	50			Paranoá
A249	194453	8276681	855						Paranoá/BambuÍ
A250	194018	8276386	898	Bn	358	15	Calcário roxo	Nsl1	BambuÍ
				Bn	35	25			BambuÍ
A251	194026	8275849	903	So	290	20	Filito	Mpac	Paranoá
A252	191640	8276093	911	Lcc	10	5	Xisto	Mci	Canastra
				Sn	20	25			
				Cc	295	70			
A253	191557	8275896	927				Calcixisto	Mci	Canastra
A254	191788	8275515	933	Sn	15	27	Calcixisto	Mci	Canastra
A255	191633	8275386	930	P estria	240	25	Calcário/ calcixisto	Nsl2/Mci	BambuÍ/Canastra
A256	191472	8275339	928	Sn	330	25	Calcixisto	Mci	Canastra
A257	191474	8275303	928	Zc	310	55	Calcixisto	Mci	Canastra
				Bn	250	5			
				Bn	285	20			
A258	191528	8275235	934	Cc	265	80	Calcário	Nsl2	BambuÍ
				So	180	30			
				Bn	50	55			
A259	191495	8275366	933				Calcixisto	Mci	Canastra
A260	191537	8275379	932				Calcário/ calcixisto	Nsl2/Mci	BambuÍ/Canastra
A261	191497	8276128	885	Sn	72	40	Xisto	Mci	Canastra
A262	191426	8276150	885	Fr	358	80	Xisto	Mci	Canastra

A263	191306	8275930	861	Fr	270	70	Dolomito/ Calcixisto	Nsl2/Mci	BambuÍ/Canastra
				Fr	5	85			
A264	191275	8275836	859				Dolomito	Nsl1	BambuÍ
A265	191322	8275760	860				Calcáριο	Nsl2	BambuÍ
A266	191272	8275636	858	So	330	90	Calcáριο	Nsl2	BambuÍ
				Fr	15	90			
A267	191182	8275545	826	So	320	10	Calcáριο	Nsl2	BambuÍ
				So	180	5			
				So	125	3			
A268	191216	8275590	821				Dolomito	Nsl1	BambuÍ
A269	191179	8275640	826				Dolomito	Nsl1	BambuÍ
A270	191162	8275774	826				Dolomito	Nsl1	BambuÍ
A271	191225	8275833	821	So	280	10	Dolomito	Nsl1	BambuÍ
				Fr	0	85			
A272	191116	8275837	821				Dolomito	Nsl1	BambuÍ
A273	191090	8275835	823				Dolomito	Nsl1	BambuÍ
A274	191064	8275822	838	Fl	5	80	Dolomito/ Calcixisto	Nsl2/Mci	BambuÍ/Canastra
A275	191235	8276020	828	So	50	5	Calcáριο	Nsl2	BambuÍ
				Fr	85	35			
				Fr	285	85			
A276	191181	8276091	821				Calcáριο	Nsl2	BambuÍ
A277	191273	8276144	818	Fr	10	80	Dolomito	Nsl1	BambuÍ
				Fr	180	55			
A278	191258	8276217	821				Dolomito	Nsl1	BambuÍ
A279	191275	8276252	823	So	285	15	Dolomito/ Calcixisto	Nsl2/Mci	BambuÍ/Canastra
A280	191332	8276328	820				Dolomito/ Calcixisto	Nsl2/Mci	BambuÍ/Canastra
A281	191309	8276436	821				Dolomito/ Calcixisto	Nsl2/Mci	BambuÍ/Canastra
A282	191450	8276483	817				Calcixisto	Mci	Canastra
A283	190881	8274819	863				Calcáριο roxo	Nsl1	BambuÍ
A284	193640	8270479	1040				Ritmito	Mpr4	Paranoá
A285	196076	8273033	1071	Bn	262	5	Ritmito	Mpr4	Paranoá
A286	190725	8274806	802	Li	180	10	Calcáριο roxo	Nsl1	BambuÍ
				So	160	30			
				So	285	5			
				So	205	5			
A287	190617	8274771	840	So	80	15	Calcáριο roxo	Nsl1	BambuÍ
				Bn	70	15			
A288	190189	8274623	828	Bn	240	55	Calcáριο roxo/ Calcarenito	Nsl1/Nsl2	BambuÍ
				Li	10	5			
				So	272	20			
				So	320	10			
				Fl	90	68			
				Fl	265	80			

A289	190627	8275232	865	Sn	315	20	Calcixisto	Mci	Canastra
				Fr	340	45			
				Fr	238	85			
A290	190908	8275189	862	So	135	8	Calcário	Nsl2	Bambuú
				So	352	15			
A291	191083	8275110	838				Calcário	Nsl2	Bambuú
A292	191655	8274967	848				Calcário roxo	Nsl1	Bambuú
A293	196035	8281028	838				Pelito e calcário roxo	Nsl1	Bambuú
A294	195923	8280994	848	So	255	15	Pelito e calcário roxo	Nsl1	Bambuú
				Li	80	1			
				So	242	50			
A295	199926	8281284	862				Calcário	Mpac	Paranoá
A296	200052	8281412	852				Calcário/ Rocha silicificada	Mpac	Paranoá
A297	200000	8281430	852	So	32	50	Pelito	Mpac	Paranoá
A298	199867	8281517	847				Rocha silicificada	Mpac	Paranoá
A299	200217	8280812	894				Rocha silicificada	Mpac	Paranoá
A300	200421	8280443	919				Calcário	Mpac	Paranoá
A301	200456	8280181	917	So	28	25	Dolomito	Mpac	Paranoá
A302	200593	8280646	873	So	0	32	Calcário	Mpac	Paranoá
A303	200816	8280476	881	So	225	10	Calcário	Mpac	Paranoá
				Cc	355	75			
				Cc	88	75			
A304	200982	8280428	881				Calcário	Mpac	Paranoá
A305	201007	8281057	874				Rocha silicificada	Mpac	Paranoá
A306	202015	8281169	882	Bn	190	2	Pelito	Mpac	Paranoá
A307	203352	8281424	797				Calcário	Mpac	Paranoá
A308	203115	8281486	820	So	175	15	Calcário	Mpac	Paranoá
A309	202128	8283816	753	So	130	20	Dolomito	Nsld	Bambuú
A310	202645	8284132	753				Solo	Nsh	Bambuú
A311	202373	8283799	766				Calcário roxo	Nsl1	Bambuú
A312	201635	8283614	765				Calcário roxo	Nsl1	Bambuú
A313	201967	8283232	787	So	225	5	Pelito e calcário roxo	Nsl1	Bambuú
				So	300	35			
A314	202233	8282658	799	So	215	30	Pelito e calcário roxo	Nsl1	Bambuú
				Bn	30	10			
A315	201341	8283513	767	So	310	15	Calcário roxo	Nsl1	Bambuú
				So	295	10			
A316	201393	8283189	796				Calcário roxo	Nsl1	Bambuú
A317	201082	8283131	798	So	320	15	Calcário	Nsl2	Bambuú
				Fr	185	65			
A319	199387	8282236	802				Dolomito	Nsld	Bambuú
A320	199444	8282087	800	So	320	25	Calcário	Nsl2	Bambuú
A321	198764	8283252	822				Solo	Nsh	Bambuú
A322	199001	8282787	799	Bn	270	15	Pelito	Nsh	Bambuú
A323	194841	8278257	685				Solo	Nsh	Bambuú

A324	194809	8278348	823	So	115	50	Solo	Mpac	Paranoá
A325	194863	8278386	826				Rocha silicificada	Mpac	Paranoá
A326	195118	8278338	826				Bloco calcário	Mpac	Paranoá
A327	195165	8278338	812	So	245	45	Pelito	Mpac	Paranoá
				So	300	60			
A328	195117	8278433	803	So	295	55	Pelito	Mpac	Paranoá
				Fr	75	55			
A329	195037	8278545	800	So	280	45	Dolomito e rocha silicificada	Mpac	Paranoá
				Fr	0	73			
A331	194585	8278504	803	Cc	15	80	Rocha silicificada	Mpac	Paranoá
				So	115	45			
				Bn	240	55			
A332	145525	8277994	826	So	250	20	Pelito e rocha silicificada	Mpac	Bambuíf
A333	195311	8277891	826				Rocha silicificada	Mpac	Paranoá
A334	195579	8277726	846				Solo	Mpac	Paranoá
A335	195802	8277547	864	So	215	52	Pelito	Mpac	Paranoá
A336	196050	8277328	859	So	260	35		Mpac	Paranoá
A337	195688	8277300	831				Dolomito silicificado	Mpac	Paranoá
A338	195522	8277324	824	Bn	305	30	Pelito e rocha silicificada	Mpac	Paranoá
A339	195449	8277477	820	So	220	30	Pelito	Mpac	Paranoá
A340	195316	8277614	808				Blocos calcário roxo	Mpac	Paranoá
A342	193330	8276962	863	So	320	40	Calcário	Nsl2	Bambuíf
				Li	250	30			
				Bn	240	10			
A343	193294	8277011	862	Bn	70	15	Calcário	Nsl2	Bambuíf
A344	193265	8277044	862	So	305	35	Calcário	Nsl2	Bambuíf
				Bn	242	25			
				Fl	0	70			
				Bn	350	20			
A345	193186	8277603	883	Sn	330	40	Calcixisto	Mci	Canastra
A346	193677	8277419	835	Bn	300	20	Calcário	Nsl2	Bambuíf
A347	193636	8277444	837	Bn	252	35	Calcário	Nsl2	Bambuíf
A348	193755	8277415		So	65	40	Pelito	Nsh	Bambuíf
A349	193640	8277590	922	Sn	325	15	Calcixisto	Mci	Canastra
				Bn	285	5			
				Cc	160	80			
A350	193659	8277620	929	Sn	345	40	Calcixisto	Mci	Canastra
A351	193770	8277779	920	Sn	320	30	Pelito/ Calcixisto	Nsh/Mci	Bambuíf/Canastra
				Fr	180	88			
				Fr	90	85			
				Bn	240	10			
				So	95	40			
A352	193785	8278009	900	So	97	90	Pelito	Nsh	Bambuíf
				So	150	40			
				Bn	90	4			

A353	193861	8278016	875	So	205	35	Pelito	Nsh	BambuÍ
A354	194193	8270679	1068				Arenito	Mpr4	Paranoá
A355	194151	8271178	1087				Ritmito	Mpr4	Paranoá
A356	194361	8271109	1088	So	310	6	Ritmito	Mpr4	Paranoá
A357	194370	8271535	1088				Arenito	Mpr4	Paranoá
A358	194433	8271644	1075	Fr	315	55	Ritmito	Mpr4	Paranoá
A359	192565	8271507	993	So	320	77	Arenito	Mpr4	Paranoá
				So	160	75			
A360	193024	8272324	920				Brecha	Mpr4	Paranoá
A361	193216	8271870	933				Arenito quartzo fumê	Mpr4	Paranoá
A362	192869	8272688	939				Brecha	Mpr4	Paranoá
A363	193563	8273853	934				Ritmito	Mpr4	Paranoá
A364	193877	8273223	900				Ritmito	Mpr4	Paranoá
A365	194533	8272793	939				Arenito quartzo fumê	Mpr4	Paranoá
A366	195206	8272742	923	Bn	90	53	Ritmito	Mpr4	Paranoá
A367	195627	8272463	939	So	220	15	Ritmito	Mpr4	Paranoá
A368	192503	8273581	949				Ritmito	Mpac	Paranoá
A369	196065	8274646	1007	So	355	20	Calcário	Mpac	Paranoá
				Cc	165	88			
				Fr	255	77			
A370	196405	8275040	1004	So	352	6	Calcário	Mpac	Paranoá
A371	196316	8275844	947				Calcário / ritmito	Mpac	Paranoá
A372	196780	8275828	969				Arenito	Mpac	Paranoá
A373	196706	8276333	964	So	357	40		Mpac	Paranoá
A374	197165	8276680	900				Ritmito	Mpac	Paranoá
A375	196875	8276558	946	So	15	25	Arenito	Mpac	Paranoá
A376	196541	8275558	971				Ritmito	Mpac	Paranoá
A377	196806	8275046	976				Calcário	Mpac	Paranoá
A378	197156	8275362	933				Calcário	Mpac	Paranoá
A379	197319	8275735	906	So	285	35	Calcário	Mpac	Paranoá
				Fl	358	28			
				Fl	185	15			
A380	198399	8275649	968				Arenito	Mpac	Paranoá
A381	196671	8274210	1018				Solo	Mpr4	Paranoá

6.2. Mapa geológico na escala 1:25.000