

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS**  
**Instituto de Geociências**  
**Programa de Pós-Graduação em Geologia**

Winicius de Jesus Silva

**GEOQUÍMICA ISOTÓPICA ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  E  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) E ELEMENTAR DAS  
ROCHAS CARBONÁTICAS ASSOCIADAS A FOSFORITOS NA REGIÃO DE  
FORTALEZA DE MINAS, MINAS GERAIS - BRASIL**

Belo Horizonte  
2025

Winicius de Jesus Silva

**GEOQUÍMICA ISOTÓPICA ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  E  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) E ELEMENTAR DAS  
ROCHAS CARBONÁTICAS ASSOCIADAS A FOSFORITOS NA REGIÃO DE  
FORTALEZA DE MINAS, MINAS GERAIS - BRASIL**

Dissertação apresentada ao programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal de Minas Gerais como requisito parcial para obtenção do título de mestre em Geologia

Orientador: Prof. Dr. Fabrício de Andrade Caxito

Coorientadores: Dr. Davi Ferreira de Carvalho e Prof. Dr. Gabriel Jubé Uhlein.

Belo Horizonte  
2025

S586g  
2025

Silva, Winicius de Jesus.

Geoquímica isotópica ( $\delta^{13}C$ ,  $\delta^{18}O$  e  $87sr/86sr$ ) e elementar das rochas carbonáticas associadas a fosforitos na região de Fortaleza de Minas, Minas Gerais - Brasil [manuscrito] / Winicius de Jesus Silva. – 2025.

107 f., enc. il. (principalmente color.)

Orientador: Fabrício de Andrade Caxito.

Co-orientadores: Davi Ferreira de Carvalho e Gabriel Jubé Uhlein.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2025.

Bibliografia: f. 96-105.

Inclui apêndices.

1. Geoquímica – Teses. 2. Geologia isotópica – Teses. 3. Geologia estratigráfica – Pré-cambriano – Teses. 4. Terras-raras – Teses. 5. Orogenia – Minas Gerais – Teses. I. Caxito, Fabrício de Andrade. II. Carvalho, Davi Ferreira de. III. Universidade Federal de Minas Gerais. Instituto de Geociências. III. Uhlein, Gabriel Jubé. IV. Título.

CDU: 550.4(815.1)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA DO IGC/UFMG



## FOLHA DE APROVAÇÃO

**Geoquímica isotópica ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  e  $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ ) e elementar das rochas carbonáticas associadas a fosforitos na região de Fortaleza de Minas, Minas Gerais - Brasil**

**WINICIUS DE JESUS SILVA**

Dissertação submetida à Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA (PPGeol), do Instituto de Geociências (IGC), da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG), como **REQUISITO PARCIAL** para obtenção do grau de Mestre em GEOLOGIA, área de concentração GEOLOGIA REGIONAL, pelo Programa de Pós-graduação em Geologia do IGC/UFMG.

Aprovada em 05 de agosto de 2025, pela banca constituída pelos membros:

Prof(a). Dr(a). Fabrício de Andrade Caxito – Orientador(a)  
PPGeol/UFMG

Prof(a). Dr(a). Alexandre Uhlein  
PPGeol/UFMG

Prof(a). Dr(a). Isaac Daniel Rudnitzki  
UFOP

Belo Horizonte, 05 de agosto de 2025.

*Ao povo preto...*

## AGRADECIMENTOS

Agradeço à minha família, em especial ao meu pai, Waldemar Moreira da Silva, e ao meu irmão, Wagner de Jesus Silva, que, mesmo em condições pouco favoráveis, sempre me apoiaram neste projeto e me deram amor incondicional. À minha querida mãe, que partiu há muito tempo, mas cujo amor ainda brilha como uma estrela em meu coração. Como gostaria que ela estivesse aqui para ver até onde cheguei.

Aos meus amigos do Sul, que sempre foram fundamentais na minha vida: mesmo com a distância destes últimos anos, pensar em vocês traz um imenso conforto ao meu coração.

Aos amigos que fiz aqui em Belo Horizonte, especialmente aos colegas da salinha da pós-graduação: é um privilégio compartilhar a vida com vocês. Desde o primeiro dia, me acolheram com tanto carinho que pude sentir, pela primeira vez, um verdadeiro sentimento de pertencimento. Isso fez toda a diferença, pois, infelizmente, já estava acostumado com a hostilidade do Sul para pessoas como eu. Ao William, secretário da pós-graduação, que nos ajuda muito com as questões burocráticas.

Em especial, agradeço à Mariana Madeira, minha brilhante professora de Geologia do Brasil na UFPR em 2019, que me inspirou a seguir nesse caminho. Com toda a sua humildade, ela ainda me ajudou nos primeiros contatos para que eu viesse fazer pós-graduação na UFMG.

Ao meu orientador, Fabrício de Andrade Caxito, pela inspiração, pelos ensinamentos, pela humildade e pelas inúmeras oportunidades que me proporcionou nestes dois anos. Foi graças a ele que as ideias que tive puderam ser executadas nesta dissertação. Aproveito para agradecer ao Projeto Mobile e ao Instituto Serra Pilheira pelo apoio viabilizadodas análises.

Ao Davi Ferreira de Carvalho, pelo companheirismo, amizade e coorientação. Foi fundamental nos dias de campo, nas discussões geológicas, na escrita do artigo e em muitos momentos difíceis em que o complexo de vira-lata dominou minha mente.

Ao Gabriel Jubé Uhlein pela iniciação nos estudos de geoquímica em carbonatos.

Aos colegas do Serviço Geológico do Brasil (SGB-CPRM), em especial ao Paulo Henrique Dias Amorim, pela confiança e humildade ao me inserir em um projeto tão relevante. Agradeço também ao Diego Gomes, pela parceria em locais inóspitos durante os

trabalhos de campo, e ao Márcio Silva, pela vasta experiência e pelos ensinamentos transmitidos com tanta generosidade.

Aos professores Robert Frei (responsável pelo *Radiogenic and Non-Traditional Stable Isotope Geochemistry Laboratory of University of Copenhagen*) e Alcides Nóbrega Sial (responsável pelo Núcleo de Estudos Geoquímicos – Laboratório de Isótopos Estáveis), bem como seus respectivos técnicos, pela parceria essencial nas análises utilizadas neste trabalho. Agradeço também ao Laboratório de Catodoluminescência (LabCatodo – Instituto de Geociências/Universidade Federal Pará) pelas análises de catodoluminescência

Ao SGB-CPRM, pela oportunidade de participar deste projeto, e a todos os seus integrantes.

Ao CNPq, pelo financiamento das diárias de campo, e à CAPES, pela concessão da bolsa de estudos.

Por fim, à Universidade Federal de Minas Gerais e ao Instituto de Geociências, por todo o apoio e estrutura que possibilitaram a realização deste trabalho.

Este trabalho conta com o apoio do CNPq-Brasil, por meio dos processos nº 408815/2021-3 e nº 304509/2021-3, e do Instituto Serrapilheira, por meio do Projeto “MOBILE: Cinturões de Montanhas e o Início da Vida Complexa na Terra (geolifemobile.com)”, processo nº Serra-1912-31510.

## RESUMO

A sucessão fosforítico-carbonática da região de Fortaleza de Minas, no sudoeste mineiro, foi significativamente afetada pela orogênese brasileira e apresenta grande complexidade tectônica decorrente da atuação da Nappe de Passos no contexto do Orógeno Brasília meridional. A tectônica, caracterizada por deformação de baixo ângulo, resultou em fenômenos como justaposição e sobreposição de unidades litológicas e inversão estratigráfica, o que dificulta o estabelecimento preciso do posicionamento cronoestratigráfico dessas rochas. Nesse contexto, a região abriga o importante depósito carbonático-fosfatado de Pratápolis. Este jazimento, associado a rochas carbonáticas e embasado pelo Domínio Campos Gerais (Arqueano-Paleoproterozoico), possui reservas estimadas em  $5 \times 10^7$  toneladas com teor médio de  $\sim 10\%$   $P_2O_5$ , produzindo cerca de 400 mil toneladas/ano de fertilizante. Suas características sugerem possível correlação com outros depósitos carbonático-fosfatados da borda do Orógeno Brasília, como os de Arraias-Campos Belos (TO-GO) e Irecê (BA), ambos correlacionáveis ao Grupo Bambuí. Neste estudo, foram realizadas investigações para caracterizar três seções carbonáticas localizadas aproximadamente 5 km ao sudoeste da área de lavra da MV. A abordagem analítica incluiu: (1) petrografia; (2) geoquímica de rocha total (elementos maiores, traços e terras raras) mediante fusão com metaborato de lítio e ataque com quatro ácidos; (3) lixiviação seletiva de fases carbonáticas com  $HNO_3$  0,5N; (4) análise de carbono orgânico total; e (5) análises isotópicas ( $\delta^{13}C$ ,  $\delta^{18}O$ ) e radiogênicas ( $^{87}Sr/^{86}Sr$ ). Os resultados revelam que a evolução diagenética promoveu intensa dolomitização e recristalização, com evidências de interação hidrotermal que provavelmente causou remobilização de fósforo. Esses processos são corroborados por: (i) depleção de elementos terras raras pesados (ETRP) e Sr; (ii) valores negativos de  $\delta^{18}O$  (-9,26‰); (iii) contrastes nos padrões de terras raras e ítrio (REY+Y) entre amostras de rocha total e material lixiviado. Enquanto as análises de rocha total mostram contribuição detrítica significativa (com atenuação das anomalias de Y), as amostras lixiviadas apresentam razões Y/Ho (34-46) compatíveis com a água do mar e contribuição estuarina. Os dados isotópicos da pedreira Central mostram uma tendência de  $\delta^{13}C$  desde valores levemente negativos na base (-0,94‰) até positivos no topo (+4,37‰), padrão similar ao observado na Formação Sete Lagoas. As razões  $^{87}Sr/^{86}Sr$  ( $\sim 0,7076$ ) nas amostras com maior conteúdo de Sr ( $>900$  ppm) reforçam a possível associação com depósitos pós-glaciais Neoproterozoicos, como os da Formação Sete Lagoas e suas unidades correlatas.

Palavras-chave: depósitos carbonáticos-fosfatados; Orogenia Brasileira; geoquímica isotópica; elementos de terras raras; Neoproterozoico

## ABSTRACT

The phosphoritic-carbonate succession in the Fortaleza de Minas region, in southwestern Minas Gerais, was significantly affected by the Brasiliano orogeny and present great tectonic complexity resulting from the action of the Passos Nappe in the context of the southern Brasília Orogen. This tectonic, characterized by low-angle deformation, resulted in phenomena such as the juxtaposition and overlapping of lithological units and stratigraphic inversion, which complicates the precise establishment of the chronostratigraphic positioning of these rocks. In this context, the region hosts the important carbonate-phosphate deposit of Pratápolis. This deposit, associated with carbonate rocks and underlain by the Campos Gerais Domain (Archean-Paleoproterozoic), has estimated reserves of  $5 \times 10^7$  tons with an average grade of  $\sim 10\%$   $P_2O_5$ , producing about 400,000 tons/year of fertilizer. Its characteristics suggest a possible correlation with other carbonate-phosphate deposits on the edge of the Brasília Orogen, such as those of Arraias-Campos Belos (TO-GO) and Irecê (BA), both of which can be correlated to the Bambuí Group. In this study, investigations were carried out to characterize three carbonate sections located approximately 5 km southwest of the MV mining area. The analytical approach included: (1) petrography; (2) whole-rock geochemistry (major, trace, and rare earth elements) using lithium metaborate fusion and a four-acid attack; (3) selective leaching of carbonate phases with 0.5N  $HNO_3$ ; (4) total organic carbon analysis; and (5) isotopic ( $\delta^{13}C$ ,  $\delta^{18}O$ ) and radiogenic ( $^{87}Sr/^{86}Sr$ ) analyses. The results reveal that the diagenetic evolution promoted intense dolomitization and recrystallization, with evidence of hydrothermal interaction that likely caused phosphorus remobilization. These processes are corroborated by: (i) depletion of heavy rare earth elements (HREE) and Sr; (ii) negative  $\delta^{18}O$  values (-9.26‰); (iii) contrasts in the rare earth and yttrium (REY+Y) patterns between whole-rock samples and leached material. While the whole-rock analyses show a significant detrital contribution (with attenuation of Y anomalies), the leached samples exhibit Y/Ho ratios (34-46) compatible with seawater and estuarine contribution. The isotopic data from the Central quarry show a trend of  $\delta^{13}C$  from slightly negative values at the base (-0.94‰) to positive at the top (+4.37‰), a pattern similar to that observed in the Sete Lagoas Formation. The  $^{87}Sr/^{86}Sr$  ratios ( $\sim 0.7076$ ) in samples with higher Sr content ( $>900$  ppm) reinforce the possible association with Neoproterozoic post-glacial deposits, such as those of the Sete Lagoas Formation and its correlative units.

Keywords: carbonate-phosphate deposits; Brasiliano Orogeny; isotopic geochemistry; rare earth elements; Neoproterozoic

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 -Localização e idades dos principais depósitos mundiais de fosfato sedimentares e ígneos.	12
Figura 2 - Localização dos principais depósitos de fosfato sedimentar/messedimentar Neoproterozoicos	13
Figura 3 - Figura de localização	15
Figura 4 - Ciclo do carbono	22
Figura 5 - Ciclo do oxigênio	23
Figura 6 - No canto superior esquerdo: paleogeografia do paleocontinente Gondwana ocidental. Figura principal: Mapa tectônico do Orógeno Brasília	28
Figura 7 - Mapa estrutural simplificado da Faixa Brasília e porção adjacente do Cráton do São Francisco, com indicação dos domínios cratônico, externo e interno e com localização das seções estruturais. Cidades: P-Palmeirópolis; A-Arraias; U-Uruaçu; Ni-Niquelândia; Co-Colinas; DF-Distrito Federal; Pi-Pirenópolis; Go-Goiânia; Pj-Piracanjuba; CN-Caldas Novas; Pa-Paracatú; Un-Unaí; Ar-Araxá; L-Luz; Pas-Passos; F-Formiga.	29
Figura 8 - Coluna tectonoestratigráfica da Sinforma de Araxá	30
Figura 9 - Coluna estratigráfica do Grupo Araxá na <i>Nappe</i> de Passos. Os valores das espessuras são aparentes devido à deformação	32
Figura 10 - Representação esquemática das dobras $D_2$ formadas no norte da <i>Nappe</i> de Passos devido à influência da rampa lateral íngreme que define o limite norte da <i>nappe</i> .	35
Figura 11- Cobertura do Cráton São Francisco meridional elitoestratigrafia do Grupo Bambuí. Em vermelho a área de estudos.	42
Figura 12 - Em A o perfil quimioestratigráfico da região do povoado das Três Fontes (Pedreira 1) e em B perfil quimioestratigráfico a sul do povoado das Três Fontes (Pedreira 2). Em vermelho os valores para oxigênio e em azul os valores para o carbono.	47

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Subdivisão litoestratigráfica do Grupo Bambuí no setor ocidental.	38
Tabela 2- Intervalos Químioestratigráficos.	45
Tabela 3 - Dados de isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) e $\delta^{18}$ na região de Itaú de Minas–MG .	47

## SUMÁRIO

<b>1.INTRODUÇÃO .....</b>	<b>11</b>
1.1 Localização da área de estudos e abordagem da pesquisa.....	14
1.2 Justificativas e objetivos .....	15
1.3 Materiais e Métodos .....	16
<b>2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....</b>	<b>19</b>
2.1 Geoquímica Isotópica .....	19
2.2 Geoquímica de elementos traço e ETR+Y .....	24
<b>3. CONTEXTO GEOLÓGICO .....</b>	<b>26</b>
3.1 Orógeno Brasília.....	26
3.2 Aspectos estratigráficos .....	30
3.3 <i>Nappe</i> de Passos .....	30
3.4 Estratigrafia da <i>Nappe</i> de Passos.....	31
3.5 Aspectos Estruturais da <i>Nappe</i> de Passos.....	33
3.6 Aspectos metamórficos.....	36
3.7 Cobertura cratônica.....	37
3.8 Grupo Bambuí .....	37
3.9 Estratigrafia do Grupo Bambuí.....	37
3.10 Aspectos Estruturais e Metamórficos do Grupo Bambuí .....	42
3.11 Aspectos Isotópicos do Grupo Bambuí .....	43
<b>4. RESULTADOS .....</b>	<b>49</b>
<b>5. CONCLUSÕES.....</b>	<b>95</b>
<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>96</b>
<b>APÊNDICE A – Resultados da Fluorescência de Raio X portátil .....</b>	<b>106</b>
<b>APÊNDICE B – Resultados da análise de carbono orgânico total .....</b>	<b>107</b>

## 1. INTRODUÇÃO

Grande parte dos depósitos de fosfato de classe mundial é de origem sedimentar, cerca 80-85% com teor variando entre 10 e 30%  $P_2O_5$  (Abram *et al.*, 2011; Melf *et al.*, 2016). Um dos momentos mais importantes de formação de depósitos fosfáticos foi na Era Neoproterozoica (1000-538 Ma), com os principais depósitos desta idade na China (Doushantuo, Kyang e Kunyang), na Mongólia (Khubsugul) e na Oceania (Phosphate Hill – Austrália) (Melf *et al.*, 2016) (Figura 1). No Brasil as reservas oficiais representam cerca de 20% dos depósitos sedimentares, dentre esses se destacam os depósitos Neoproterozoicos que ocorrem em várias unidades estratigráficas: Grupo Estrondo (Tocantins), na região nordeste nos grupos Estância (Faixa Sergipana) e Itataia (Ceará), na região oeste são representados pelo Grupo Corumbá (Mato Grosso do Sul) e Fm. Serra dos Caetés (Faixa Paraguai) e no Grupo Araras, ambos em Mato Grosso (Melf *et al.* 2016) (Figura 2). O Cráton São Francisco hospeda os depósitos do Grupo Bambuí em Irecê (Bahia), Arraias/Campos Belos (Tocantins/Goiás) e os depósitos de posicionamento incerto interpretados por vezes relacionados ao Grupo Vazante e por vezes ao Grupo Bambuí Irecê (BA), Arrais (TO)/Campo Belos (GO), Lagamar e Rocinha (MG) (Sanches *et al.*, 2007; Monteiro, 2009; Marques *et al.*, 2015; 2019).

As rochas carbonáticas da região de Fortaleza de Minas, sudoeste de Minas Gerais (MG), objeto de estudo desse trabalho, ocorrem associadas a importantes depósitos de fosfato sedimentar. Em Pratápolis a mineradora Morro Verde produz cerca de 400 mil toneladas (t) de fertilizante por ano com reserva uma de  $5 \times 10^7$ (t) com teor médio de ~10% de  $P_2O_5$ (Arbex, 2023). Nessa região, além dos depósitos de rochas fosfatadas há também produção de magnésio para fertilizantes, bem como ocorrências de formações ferríferas, ouro e níquel (Feola, 1999; Fernandes, 2002).

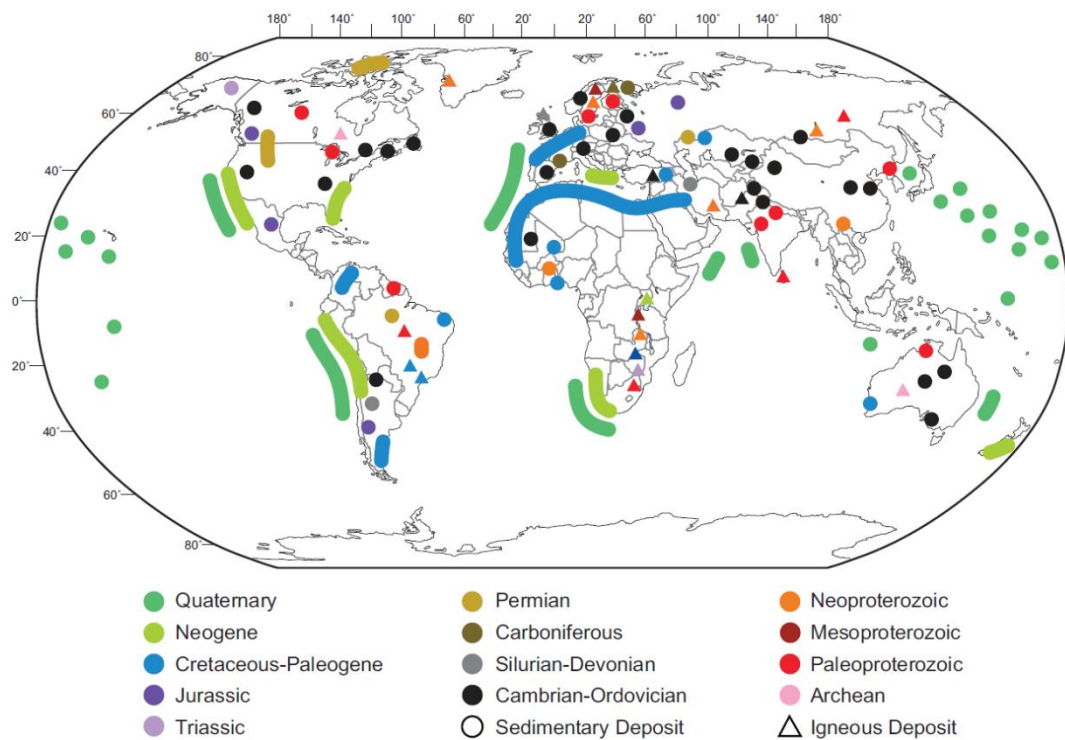
Essas rochas fazem parte do contexto geotectônico do Orógeno Brasília Meridional (Província Tocantins), cujas principais deformações nessa região estão associadas à colocação da *Nappe* de Passos no decorrer do ciclo Brasileiro na assembleia do Paleocontinente Gondwana Oeste durante o Ediacarano (Simões, 1995; Valeriano e Simões, 1996; Pinheiro *et al.*, 2022).

Devido a esse contexto tectônico essas rochas carbonáticas têm seu posicionamento estratigráfico incerto, mas por vezes foram interpretadas como provavelmente pertencentes ao Grupo Bambuí, conforme Simões (1995); Valeriano *et al.* (2000). De acordo com esses autores, ocorrem depositadas sobre dois tipos de embasamentos arqueanos-paleoproterozoicos: um do

tipo Tonalito-Trondhjemito-Granodiorito (TTG) e o outro o *Greenstone Belt* Morro do Ferro, ambos pertencentes ao Domínio Complexo Campos Gerais (Pinheiro *et al.*, 2022; Carvalho *et al.*, no prelo). No decorrer do Ediacarano até o Cambriano foi desenvolvido um sistema de bacias de antepaís no Cráton São Francisco, representado pelo Grupo Bambuí, composto por uma sequência mista rochas siliciclásticas e carbonáticas, (Uhlein *et al.*, 2017; Caxito *et al.*, 2021).

Muitos depósitos de fosfato sedimentar, associados a sucessões neoproterozoicas pós-glaciais, como fosforitos da Formação Sete Lagoas (base do Grupo Bambuí) (Sanches *et al.*, 2007; Monteiro 2009; Drummond *et al* 2015; Marques *et al.*, 2019), têm sua gênese atribuída a processos como intemperismo continental, fenômenos de ressurgência, eventos oxidativos e possível influência biológica.

Figura 1: Localização e idades dos principais depósitos mundiais de fosfato sedimentares e ígneos.



Fonte: Pufahl e Groat *et al.*, 2016.

Figura 2: Localização dos principais depósitos de fostato sedimentar/messedimentar Neoproterozoicos



Fonte: Abram *et al.*, 2011.

Essa pesquisa teve foco na geoquímica dos carbonatos com fosforitos associados em três pedreiras: (1) Norte, (2) Central (Processo Minerário: 831.518/1983 – área requerida para as substâncias Ouro e Níquel – Mineração JS LTDA) e (3) Sul, próximas à mineração Morro Verde em Pratápolis (MG). O objetivo foi compreender as condições paleoambientais de deposição destas rochas, suas correlações estratigráficas com outras unidades fosforíticas e o grau de preservação das assinaturas marinhas originais. A abordagem ao problema foi feita a partir do trabalho de campo para levantamento de seções e coletas de amostras nas três pedreiras, seguido por análise petrográfica e determinação das condições diagenéticas das amostras carbonáticas. As amostras foram então selecionadas para análises de geoquímica de elementos maiores e traços em rocha total, através de duas rotas laboratoriais: 1) com abertura total (4 ácidos) e 2) abertura parcial (lixiviação utilizando ácido fraco, 0.5 N HNO<sub>3</sub>) com o intuito de comparar estes resultados e avaliar a influência detrítica nos sinais carbonáticos. A geoquímica elementar foi então utilizada para compreender as condições ambientais de deposição (p. ex., razões Y/Ho), condições redox (Ce/Ce\*) e grau de preservação do sinal marinho primário (por exemplo, Mn/Ca, [Sr] - concentração de estrôncio, etc), além da

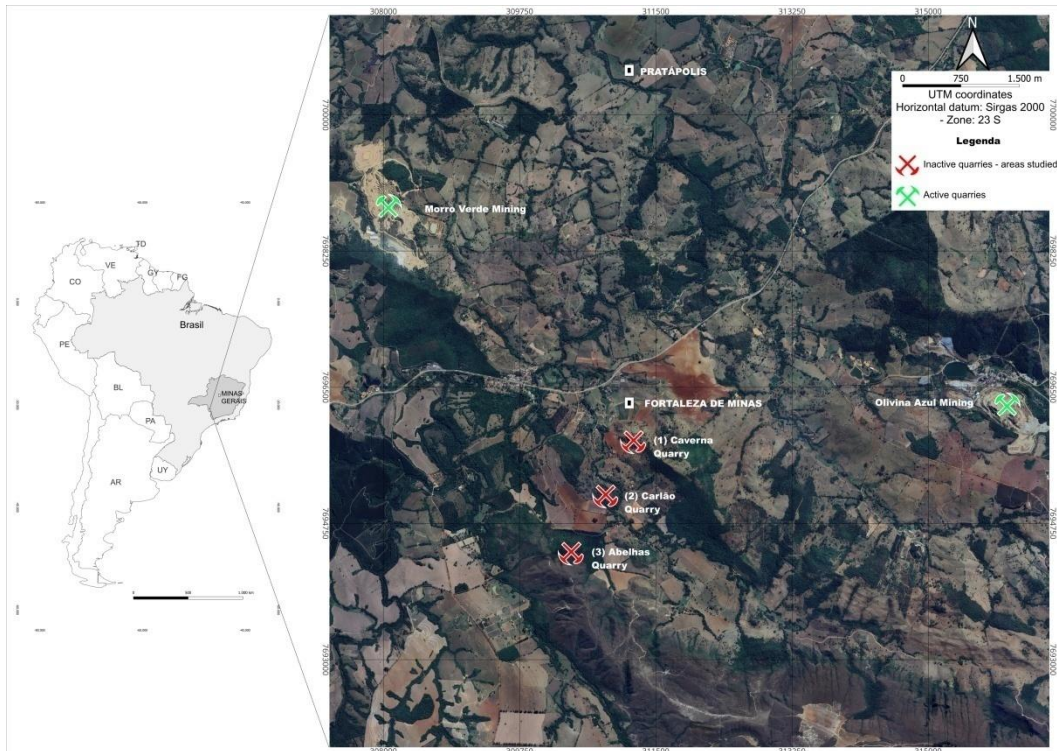
concentração de carbono orgânico total. Por fim, foi também realizado o estudo de isótopos estáveis de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e oxigênio ( $\delta^{18}\text{O}$ ), e radiogênicos de Sr (razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ), para interpretações paleoambientais e correlação quimioestratigráfica. Nesse sentido, objetivou-se compreender o ambiente paleodeposicional e a atuação de processos diagenéticos e secundários, como possíveis alterações hidrotermais relacionadas à mineralização, bem como para posicionamento quimioestratigráfico regional e global.

### 1.1 Localização da área de estudos e abordagem da pesquisa

A área estudada localiza-se no Município de Fortaleza de Minas, sudoeste do Estado de Minas Gerais (Figura 1), cerca de 390 km da capital, Belo Horizonte. O maior centro urbano próximo é a cidade de Passos, cerca de 30 km do município de Fortaleza de Minas. O estudo foi feito em três pedreiras de calcário (brita e cimento) desativadas, nomeadas como: (1) Pedreira Norte (UTM: 311217.92 m, 76955776.42 m); (2) Pedreira Central (UTM: 310866.48 m, 7695079.38 m); Pedreira Sul (UTM: 310415.89 m, 7694371.35 m), sistemas de coordenadas UTM, datum sirgas 2000 - zona 23 Sul.

Para chegar às pedreiras, a partir da cidade de Passos (MG), segue-se para sudoeste pela rodovia MG-050, sentido São Sebastião do Paraíso (MG) por aproximadamente 16 km, até chegar ao município de Itaú de Minas (MG). A partir daí, continua-se na mesma rodovia por mais 12 km, nas proximidades do km 382, já dentro dos limites de Fortaleza de Minas. Neste ponto, acessa-se uma estrada vicinal à esquerda, que leva diretamente às três pedreiras que serão objeto de estudo nesta pesquisa.

Figura 3: Figura de localização



Fonte: Elaboração própria

## 1.2 Justificativas e objetivos

O objetivo principal dessa dissertação é compreender as condições de deposição e o posicionamento cronoestratigráfico das rochas carbonáticas na região de Fortaleza de Minas, sudoeste de Minas Gerais. Têm-se seguintes questões motivadoras:

- Quais eram as condições paleoambientais durante a deposição dos carbonatos relacionados a fosforitos da região de Fortaleza de Minas?

- Os sinais geoquímicos e isotópicos ( $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ ) dos carbonatos registram condições primárias de deposição ou processos secundários (diagenético ou hidrotermal)? O que pode ser inferido sobre as condições da água do mar a partir do estudo destes sinais?

- Com base na análise quimioestratigráfica do  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  e das razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , qual é o posicionamento estratigráfico destas rochas? Elas são correlatas aos depósitos fosfáticos da base do Grupo Bambuí (Campos Belos/Arraias, Irecê) ou a outras unidades, como o Grupo Vazante?

- Com base em indicadores que sinalizam condições redox e paleoambientais, durante a deposição dos carbonatos, a bacia de sedimentação era restrita ou mantinha comunicação com o oceano aberto?

Os objetivos específicos são:

- Apresentar dados geológicos das áreas amostradas, como as seções estratigráficas levantadas nas pedreiras estudadas;
- Apresentar dados petrográficos e de diagênese das rochas estudadas através de análise por microscópio com luz transmitida;
- Apresentar dados de geoquímica elementar por dois métodos distintos, dissolução total (4 ácidos) e parcial (lixiviação com 0.5  $\text{NHNO}_3$ ) para as rochas estudadas, e discutir os possíveis efeitos da contaminação detrítica pelos dois métodos.
- Apresentar dados de geoquímica isotópica de carbono, oxigênio e estrôncio para o posicionamento destas seções no contexto regional do Cráton São Francisco.

### 1.3 Materiais e Métodos

A metodologia utilizada consistiu em levantamento bibliográfico, campanhas de campo, estudos de petrografia e microscopia e análises de geoquímica elementar e isotópica.

- Levantamento bibliográfico:

Levantamento bibliográfico regional e local foi feito visando compreender o contexto geológico-geotectônico e deposicional das unidades pré-cambrianas do Orógeno Brasília e Grupo Bambuí. Foram realizados levantamentos utilizando trabalhos realizados na região como teses, dissertações, artigos, mapas e notas explicativas. Além disso, foram abordados materiais sobre geoquímica isotópica e elementar para rochas sedimentares carbonáticas.

- Etapas de campo:

Foi realizada uma campanha de campo, específica para área de estudo totalizando 13 dias de trabalho de campo e 57 pontos, com ênfase nas três seções levantadas nas pedreiras. O principal objetivo dessas etapas foi o levantamento cartográfico, amostragem para geoquímica e petrografia.

- Petrografia e microscopia:

O estudo petrográfico nos carbonatos teve como propósito de identificar feições deposicionais e pós-deposicionais. As lâminas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do CPMTC-IGC, UFMG descritas no laboratório de microscopia do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) em Belo Horizonte.

Para auxiliar na identificação das fases carbonáticas foi utilizada a técnica de pigmentação com Vermelho de Alizarina – S (Dickson, 1966). Essa técnica consiste em dissolver a Alizarina em ácido clorídrico diluído em água destilada. Este reagente colore com diferentes tons a calcita (rosa forte), a calcita ferrosa (lilás), a dolomita ferrosa (azul), a anquerita (azul médio). A siderita e dolomita sem ferro não são tingidas.

A análise sob catodoluminescência (CL) foi realizada no Laboratório de Catodoluminescência (LabCatodo – Instituto de Geociências/Universidade Federal Pará), utilizando-se uma lâmina polida. As imagens foram obtidas a partir do microscópio óptico Leica DM4500 P LED acoplado a estação ótica de catodoluminescência colorida, Cambridge Image Technology Ltd. (CCL Mk5-2) com condições instrumentais de 320 mA, 12 -15 Kv e tempo de exposição = 8 – 12 s. O objetivo dessa análise foi caracterizar diferentes fases de diagênese e de cristalização.

- Geoquímica elementar e isotópica:

A preparação das amostras para ambos os métodos consistiu na produção de pó dos carbonatos mediante o uso de moinho de panelas ou ágata (para carbono orgânico total – COT), garantindo que as porções pulverizadas fossem frescas, livres de veios e de argilominerais. Análises de rocha total por dissolução com 4 ácidos foram realizadas nos laboratórios da SGS Geosol, Minas Gerais, Belo Horizonte, Brasil. As amostras (0,1 g) foram analisadas quanto aos principais óxidos e elementos-traço por ICP-MS ou ICP-OES após fusão com metaborato de lítio ou digestão ácida (mistura de ácido nítrico e tartárico). O teor de voláteis (Perda por Ignição - LOI) foi determinado por diferença de massa após ignição a 1000°C. Limite de detecção para a maioria dos óxidos principais <1% e 10-15% para a maioria dos elementos-traço e terras raras. Também foram analisadas cinco amostras para COT nos laboratórios da SGS Geosol, cuja determinação foi feita por combustão e detecção por infravermelho com limite de detecção 0,05%.

Alíquotas das mesmas amostras analisadas por dissolução total foram também analisadas utilizando ácido fraco (0.5 NHNO<sub>3</sub>) para lixiviação apenas da porção carbonática,

no *Radiogenic and non-traditional stable isotope geochemistry laboratory University of Copenhagen*. As determinações das concentrações de elementos maiores e traços foram realizadas a partir de espectrometria de massa ótica com plasma indutivamente acoplado mediante um ICP-OS Optima 7000 DV. As concentrações de elementos ETR+Y foram determinadas a partir da técnica analítica de espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado mediante um espectrômetro ICP-MS (Perkin Elmer 6100 DRC quadrupole ICPMS). A variação das concentrações com base no desvio padrão é < 5% (Mn, Al, Ca, Mg, Sr) e < 10% (Fe). Para ETR+Y, conforme o procedimento descrito em Kystol e Larsen (1999) com o padrão internacional BHVO-1 para calibração e estimativa de precisão e exatidão. As precisões analíticas são estimadas da seguinte forma: 1–10% para REE, Ti, Ni, Cu, Ga, Rb, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, Hf, Ta, Th, U e Mo, 10–20% para Sc, V, Co e 20–30% para Pb, todos dentro do erro dos valores certificados para BHVO-1.

Os isótopos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  foram analisados nas mesmas amostras em que REE+Y foram medidos. Os isótopos de estrôncio foram examinados por um espectrômetro de massa de ionização térmica IsotopeX/GV Phoenix (TIMS) no *Department of Geoscience and Natural Resource Management of the University of Copenhagen*. Foram digeridos 20 mg do pó da amostra com 1 mL de HCl 0,5 M por 10 minutos. O sobrenadante foi evaporado até a secura em um béquer de Teflon Savillex™ e a solução foi centrifugada. Após isso, as amostras foram redissolvidas em HNO<sub>3</sub> 3 M e colocadas em colunas de extração contendo 200 µL de resina Sr Spec™ de 50-100 mesh pré-limpa. O procedimento de eluição seguiu Horowitz *et al.* (1992), com o Sr finalmente eluído com água deionizada pura e seco para análise isotópica. Posteriormente, as amostras foram dissolvidas em 2,5 µL de solução ativadora Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>-H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>-HF e carregadas em filamentos de rênio (Re) pré-desgaseificados e analisadas por TIMS.

As análises de isótopos estáveis, carbono  $^{13}\text{C}$  e oxigênio  $^{18}\text{O}$ , foram realizadas no (Núcleo de Estudos Geoquímicos – Laboratórios de Isótopos Estáveis (NEG-LABISE), UFPE que opera o espectrômetro de Massa Delta V *advantage*. A preparação consistiu na produção de pó (20 mg) dos carbonatos mediante o uso de furadeira de bancada com diâmetro de  $\varnothing$  5 mm, garantindo que as porções pulverizadas fossem frescas, livres de veios e de argilominerais. A reprodutibilidade externa é melhor do que 0,1‰.

## 2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 2.1 Geoquímica Isotópica

A interligação entre processos tectônicos, climáticos e biológicos promove mudanças na evolução do Planeta Terra capazes de alterar a química dos oceanos, o que, por sua vez, interfere no fracionamento isotópico (Caxito *et al.*, 2019). Este fenômeno de fracionamento isotópico ocorre durante certas reações químicas, nas quais o isótopo mais leve, por formar ligações químicas mais fracas, é geralmente mais reativo. Devido a este efeito cinético, ele tende a se concentrar nos produtos da reação em detrimento dos reagentes (Coplen *et al.*, 2002).

Essas mudanças podem ficar registradas nas rochas sedimentares depositadas quimicamente como formações ferríferas, evaporitos, carbonatos, *cherts* e fosfatos. Nessas rochas as substâncias químicas se movem mediante compartimentos bióticos (biosfera) e abióticos (litosfera, atmosfera e hidrosfera), conhecidos como ciclos biogeoquímicos (Crockford *et al.*, 2017; Caxito *et al.*, 2019).

Durante o Neoproterozoico ocorreram muitas variações nos compartimentos bióticos e abióticos, promovidas pelos processos tectônicos (fragmentação supercontinente Rodínia e assembleia do supercontinente Gondwana) e climáticos como a glaciação global (teoria da Terra Bola de Neve), mudanças importantes na atmosfera e oceano (evento de oxigenação do Neoproterozoico, NOE –*Neoproterozoic Oxygenation Event*), e a diversificação da vida complexa (Caxito *et al.*, 2018). A quimioestratigrafia pode registrar essas variações através dos isótopos estáveis, principalmente, os isótopos de carbono (C), oxigênio (O) e estrôncio (Sr), cujas razões são medidas nas rochas carbonáticas depositadas com essa idade (Halverson *et al.*, 2010; Uhlein, 2017).

As variações verticais desses indicadores, analisadas através da quimioestratigrafia, podem sinalizar mudanças na química da atmosfera, hidrosfera e biosfera ao longo do tempo. Nesse contexto, a geoquímica isotópica tem se destacado como uma ferramenta essencial em estudos de proveniência, na compreensão da química da água marinha durante a deposição das rochas, na realização de correlações estratigráficas e na investigação das inter-relações entre as condições climáticas, tectônicas e biológicas (Halverson *et al.*, 2010; Caxito *et al.*, 2018).

## Carbono $\delta^{13}\text{C}$

Os isótopos de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) são indicadores amplamente utilizados devido à fácil coleta e preparação das amostras e ao relativo baixo custo das análises, assim como à grande evolução do entendimento do ciclo de carbono (Figura 4) e de sua assinatura nos diferentes reservatórios (Rodrigues e Fauth, 2015; Caxito *et al.* 2019). Este sistema isotópico tem aplicação em várias áreas, como: modelagem do ciclo do carbono e a geração de oxigênio (Derry *et al.*, 1992); mecanismos e causas das glaciações e carbonatos de capa associados; entendimento da arquitetura de bacias e sequências estratigráficas (Sansjofre *et al.*, 2011); traçador de mudanças na bioprodutividade e proveniência local e regional; correlação estratigráfica de seções carbonáticas mediante comparação de curvas de  $\delta^{13}\text{C}$  (Caxito *et al.*, 2019; Caetano-Filho *et al.*, 2019).

A composição isotópica de carbono permaneceu constante durante a maior parte do Pré-Cambriano, como indicam estudos baseados no padrão *Vienna Pee Dee Belemnite* (VPDB). No entanto, variações no soterramento do carbono orgânico e glaciações globais, ocorridas durante o Paleoproterozoico (excursão positiva Lomagundi) e Neoproterozoico (grandes oscilações positivas e negativas de  $\delta^{13}\text{C}$ ), promoveram anomalias regionais e globais na composição isotópica do carbono da água do mar (Hoffman *et al.*, 1998; Bekker *et al.*, 2006).

Durante o Neoproterozoico as glaciações globais produziram variações no ciclo do carbono que podem ser explicadas pelo modelo de Kump (1991). Nesse modelo os organismos pelágicos incorporam preferencialmente o  $^{12}\text{C}$  em detrimento ao  $^{13}\text{C}$ . Após a morte dos organismos, parte da matéria orgânica (M.O) é soterrada e parte é oxidada em  $\text{CO}_2$  levando ao particionamento do carbono marinho em dois reservatórios distintos. As águas marinhas profundas são enriquecidas em  $^{12}\text{C}$ , enquanto as águas superficiais são enriquecidas em  $^{13}\text{C}$ . A diferença nesses valores é proporcional à bioprodutividade que por sua vez é controlada pela disponibilidade de nutrientes.

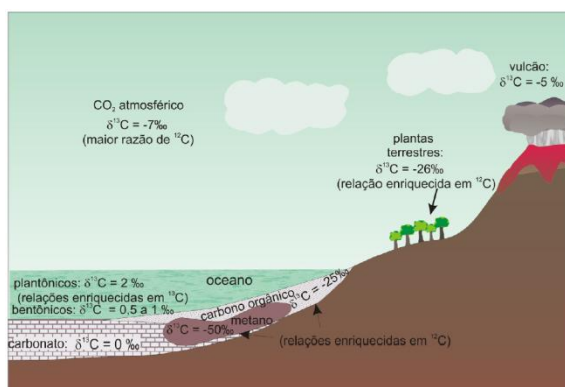
Durante o Neoproterozoico, extensas capas de gelo cobriram, total ou parcialmente, a superfície do planeta. Nessa condição, o intemperismo químico e o fluxo dos rios são interrompidos, suspendendo a entrega de nutrientes derivados da crosta continental (Hoffman, 1998). Isso resultou na queda nos valores de  $\delta^{13}\text{C}$ , chegando a  $-6\%$ , valores próximos ao do carbono mantélico (Caxito *et al.*, 2019).

Hoffman *et al.* (1998) sugerem um modelo para explicar as variações de  $\delta^{13}\text{C}$  num período glacial. Devido ao isolamento físico entre a atmosfera e as águas marinhas por capas de gelo contínuas, a pressão de  $\text{CO}_2$  derivado de vulcões aumentaria significativamente na atmosfera. Além disso, a queda ou interrupção no intemperismo químico continental promoveria um aumento na pressão  $\text{CO}_2$ , uma vez que as reações associadas esse tipo de intemperismo são grandes consumidores dessa molécula.

A pressão de  $\text{CO}_2$  elevada poderia levar a uma situação de efeito estufa seguido de deglaciação. Nessas condições, as correntes ascendentes, empobrecidas em  $^{13}\text{C}$ , inundariam a plataforma continental, levando a precipitação de carbonatos de capa depletados em  $^{13}\text{C}$ , diretamente sobre diamictitos glaciais e as rochas associadas. Esse conjunto de rochas (carbonatos empobrecidos em  $^{13}\text{C}$  depositados diretamente sobre rochas glaciogênicas) registra a conhecida dicotomia climática do Criogeniano (Hoffman *et al.*, 1998; Caxito *et al.*, 2019). Conforme o período de efeito estufa avança, o intemperismo químico continental aumenta, esse processo aumenta o aporte de entrega de nutrientes aos oceanos, bombeando a bioprodutividade e causando a deposição de carbonatos com uma anomalia positiva de  $\delta^{13}\text{C}$  ( $\delta^{13}\text{C} = ^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ). Ou seja, carbonatos enriquecidos  $^{13}\text{C}$  dos sobre de uma capa carbonática depletada em  $^{13}\text{C}$  (Caxito *et al.*, 2019).

O registro das oscilações de  $\delta^{13}\text{C}$  ocorridas durante o Neoproterozoico sugerem duas glaciações globais, uma Sturtiana (Médio-Criogeniano 717-663Ma) (Cox *et al.*, 2018; Macdonald *et al.*, 2010; McLennan *et al.*, 2018) e outra Marinoana (Criogeniano tardio, 650-635 Ma) (Condon *et al.*, 2005; Hoffmann *et al.*, 2017). Diversos registros da glaciação Marinoana são reconhecidos na China ( $635,2 \pm 0,5$  Ma U-Pb ID-TIMS em tufos vulcânicos), Sul da Austrália ( $636,4 \pm 5,9$  Ma U-Pb ID-TIMS), Namíbia ( $635,5 \pm 0,2$  Ma U-Pb ID-TIMS) e Canadá ( $632,3 \pm 5,9$  isócrona Re-Os em folhelhos negros).

Figura 4: Ciclo do carbono



Fonte: Rodrigues e Fauth, 2015.

### Oxigênio $\delta^{18}\text{O}$

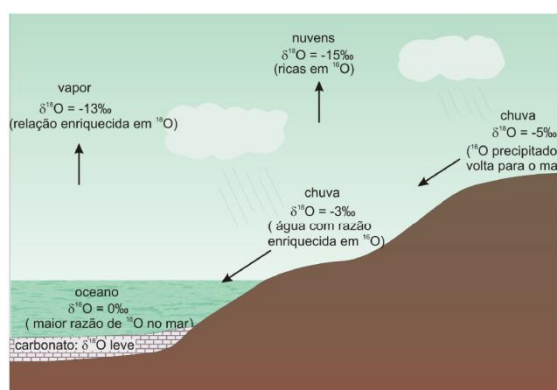
Na natureza, o fracionamento do oxigênio ocorre principalmente em processos cinéticos, como fotossíntese, respiração e nas variações de pressão de vapor, sendo este último o mais significativo. Por ser um dos componentes da molécula de água, podendo existir em diferentes estados físicos (sólido, líquido e gasoso), o oxigênio é um elemento de grande interesse para a geoquímica isotópica. Ele pode ser aplicado em estudos de seções marinhas profundas, na inferência de paleotemperaturas e em análises de estratigrafia isotópica (Rodrigues e Fauth, 2015).

O isótopo  $^{18}\text{O}$  é o mais utilizado na geoquímica isotópica na qual a razão  $\delta^{18}\text{O}$  ( $\delta^{18}\text{O} = \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}$ ) apresenta uma grande razão de massas, sendo que a água meteórica, nuvem, vapor, chuva apresentam variações entre -40‰ e 10‰ e as águas oceânicas possuem valor próximo 0‰ podendo variar 0‰ e 2‰ (Hoefs, 2004). Vale ressaltar que estes valores são em relação ao *Standard Mean Ocean Water* (SMOW) e não ao VPDB; para realizar a transição entre estes dois valores é utilizada a equação recomendada pela IUPAC,  $\delta^{18}\text{O} (\text{VPDB}) = 1,03092 * \delta^{18}\text{O} (\text{VSMOW}) - 30,92$ . Os valores próximos à 0‰ no ambiente marinho refletem um ambiente não glacial (Figura 5). Quando a água do mar evapora as moléculas de  $\text{H}_2\text{O}$  ficam ricas em  $^{16}\text{O}$ , mais leve, enriquece a água atmosférica nesse isótopo. O oceano não fica enriquecido em  $^{18}\text{O}$ , porque a água da chuva que cai no continente e retorna rapidamente para o mar através do fluxo fluvial, mantendo o equilíbrio próximo a 0‰ (Rodrigues e Fauth, 2015).

Em ambiente glacial o fluxo fluvial é menor ou inexistente e os oceanos ficam enriquecidos em  $^{18}\text{O}$ , pois a neve permanece estocada nas calotas de gelo continental retendo

$^{16}\text{O}$ . Dessa forma, os carbonatos precipitados imediatamente em épocas pós-glaciais tendem a ser enriquecidos em  $^{18}\text{O}$  levando a valores de  $\delta^{18}\text{O}$  mais positivo. No entanto, os calcários e organismos calcários pré-cambrianos são comumente depletados em  $\delta^{18}\text{O}$ , correspondendo a um fracionamento negativo. Essa característica é interpretada como impressões diagenéticas (Halverson *et al.*, 2010) e o uso desse indicador é um tanto controverso e deve ser utilizado com ressalvas (Caxito *et al.*, 2019).

Figura 5: Ciclo do oxigênio



Fonte: Rodrigues e Fauth, 2015.

### Estrôncio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

O fracionamento do estrôncio radiogênico (Sr) está intrinsecamente relacionado ao decaimento do rubídio (Rb). Dado que o rubídio é mais incompatível que o estrôncio, ocorre um enriquecimento em  $^{87}\text{Sr}$  na crosta continental devido ao decaimento radioativo de seu isótopo pai,  $^{87}\text{Rb}$ . Conseqüentemente, as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  são mais elevadas na crosta continental em relação ao manto. Dessa forma, a razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  na água do mar registra o balanço entre o aporte continental via fluxo fluvial, enriquecido em  $^{87}\text{Sr}$ , o que eleva a razão, e a contribuição hidrotermal de origem mantélica, empobrecida em  $^{87}\text{Sr}$ , o que diminui a razão (Caxito *et al.*, 2019). Esse mecanismo permite rastrear mudanças tectônicas e climáticas em escalas superiores a  $10^7$  anos (Halverson *et al.*, 2010). A razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  pode ser obtida a partir de minerais precipitados da água do mar, como carbonatos, conchas, baritas e apatitas, desde que adequadamente preservados.

Períodos com mudanças rápidas e unidirecionais no  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  são úteis para correlações quimioestratigráficas (DePaolo e Ingram, 1985). Para o Mesozoico e Cenozoico, o registro de

$^{87}\text{Sr}$  é bem detalhado e calibrado, ao contrário do Pré-Cambriano (Paytan *et al.*, 1993; McArthur *et al.*, 2001). Entretanto, o registro isotópico do Sr no Neoproterozoico vem sendo detalhado recentemente (Shields, 2007; Halverson *et al.*, 2007; Caxito *et al.*, 2012, 2018; Yellappa e Kumar, 2025; Santolík *et al.*, 2025).

No Neoproterozoico, o  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  aumentou de  $<0,7055$  para  $>0,7080$ , com aumento constante especialmente no Toniano e Criogeniano. Entre o Criogeniano tardio e final do Ediacarano, as razões permaneceram entre  $<0,7070$  e  $<0,7075$ , respectivamente (Halverson *et al.*, 2010). Antes da glaciação criogeniana, houve uma queda de 0,005 na razão, interpretada como resultado do intemperismo de basaltos. Após a glaciação Sturtiana, a razão aumentou de 0,7067 para 0,7072, permanecendo estável até a glaciação Marinoana, quando voltou a subir. Essa trajetória reflete o aumento da pressão de  $\text{CO}_2$  e do intemperismo continental pós-glacial (Higgins e Schrag, 2003).

## 2.2 Geoquímica de elementos traço e ETR+Y

A reconstrução das condições paleoambientais, incluindo paleoredox e de nutrientes pode ser feita mediante a análise de elementos traço que mostram variações no estado de oxidação em função do estado redox do ambiente deposicional e da solubilidade (Zou *et al.*, 2021). Esses elementos estão presentes na água do mar na forma adsorvida em partículas ou na forma solúvel.

Os elementos-traço dissolvidos na coluna da água do mar podem ser removidos por processos bióticos quando são absorvidos por plâncton. Os processos abióticos ocorrem quando um enriquecimento acontece através da interface sedimento-água ou remobilização e repartição ao longo de um gradiente redox dentro dos sedimentos. A reciclagem também pode acontecer através do ciclo redox do ferro e manganês. Sob condições redutoras os processos abióticos têm grande importância incluem adsorção de espécies iônicas ou íons metálicos em substratos minerais ou orgânicos, precipitação de sulfetos (de ferro) e/ou oxi-hidróxidos insolúveis e formação de complexos organo metálicos (Tribovillard *et al.*, 2006).

Condições físico-químicas específicas no momento da deposição e da diagênese inicial promovem essa grande variedade de processos enriquecimento de elementos traço. A reconstrução paleoambiental é possível através da análise das abundâncias dos elementos traço nos sedimentos e rochas sedimentares (Werne *et al.*, 2003; Riboulleau *et al.*, 2003), principalmente através da reconstrução em termos de paleoprodutividade.

Em ambientes óxicos a degradação da M.O ocorre, conforme o oxigênio é consumido, cuja decomposição é feita por organismos que utilizam fontes de oxidação secundárias (Froelich *et al.*, 1979), através de nitratos, óxidos de manganês e óxidos e oxi-hidróxidos de ferro, e sulfato. Bactérias metanogênicas degradam a M.O quando todos os oxidantes livres são esgotados por meio de uma desproporção oxidativa-redutora de carbono (Tribovillard *et al.*, 2006).

De maneira geral, a anoxia se desenvolve quando a demanda por oxigênio excede a oferta, geralmente na interface água-sedimento ou dentro dos sedimentos. Na coluna d'água, a anoxia ocorre onde a circulação é restrita, não possibilitando a renovação de O<sub>2</sub>. Existem locais em que mesmo em condições marinhas abertas o consumo de O<sub>2</sub> é mais intensificado pela degradação da M.O (Tribovillard *et al.*, 2006).

Em condições de águas anóxicas ou euxínicas os elementos sensíveis à condição redox (RSE – *redox sensitive elements*) (como Mo, Cr, V e U) são capturados facilmente por M.O e/ou óxi-hidróxidos de Fe-Mn. No entanto, em condições de águas mais oxidantes ocorrem nas seguintes formas dissolvidas: MoO<sub>2</sub><sup>-4</sup>, CrO<sub>2</sub><sup>-4</sup>, HVO<sub>2</sub><sup>-4</sup> e UO<sub>2</sub> (CO<sub>3</sub>)<sub>4</sub><sup>-3</sup> (Tribovillard *et al.*, 2006).

Nos carbonatos a entrada de RSE nos minerais dos carbonatos deve ser controlada pelo estado redox da água sobrejacente. Dessa forma, o enriquecimento de RSE pode ser aplicado para reconstrução de cenário redox global a partir dos folhelhos negros, bem como delimitar uma relação positiva entre os RSE hospedados em carbonatos e o tamanho do reservatório marinho (Zou., *et al* 2021).

Os Elementos Terras Raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Y, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) são litófilos, têm afinidade com as rochas, fazem parte do grupo dos lantanídeos (Souza e Railsback, 2015). Embora o Y (Ítrio) não faça parte da série dos lantanídeos suas características geoquímicas são muito semelhantes aos dos ETRs e é comumente incluído entre Dy e o Ho (Lawrence e Kamber, 2006).

ETR+Y têm características comuns, formam ligações predominantemente iônicas, possuem carga 3+, com exceções ao Ce (Cério), La (Lantânio) e o Eu (Európio) que podem ser 4+, 3+ e 2+, respectivamente. Do La ao Lu (lutécio) os ETR o raio iônico diminui, fenômeno chamado de contração dos lantanídeos (Sonke e Salters, 2006), isso resulta em pequenas e sistemáticas diferenças no comportamento dos ETR (Sholkovtzev *et al.*, 1994).

Há uma ampla aplicação na reconstrução de condições paleoambientais, assim como o rastreamento de processos biogeoquímicos (Smrzka *et al.*, 2019). No entanto, para sua utilização é necessário a normalização, para que possa ser comparado com o padrão de referência utilizado e para que sua abundância natural não seja influenciada pelo efeito Oddo-Harkins (Smrzka *et al.*, 2019). Nesse trabalho os ETR+Y foram normalizados pelo PAAS (Post Archaean Australian Shale) (McLennan, 1989).

Os ETR+Y são relativamente insolúveis e podem ser carreados para a bacia como partículas coloidais ou adsorvidos em argilominerais (Tostevin, 2020; Michard *et al.*, 1983). A distribuição dos ETR+Y também é influenciada pela complexação com carbonatos e matéria orgânica e adsorção em óxidos de Fe e Mn (Smrzka *et al.*, 2019; Tostevin, 2020). A assinatura da água do mar moderno apresenta anomalia positiva de La, negativa de Ce, e positivas de Gd (Gadolínio) e Y, além de enriquecimento em ETR pesados (Baar *et al.*, 1985).

### 3. CONTEXTO GEOLÓGICO

#### 3.1 Orógeno Brasília

O Orógeno Brasília é uma porção de um sistema orogênico do centro do Brasil conhecido como Província Tocantins, que se formou a partir de colisões com vários blocos paleocontinentais como São Francisco-Congo, Amazônico e o bloco Paranapanema (Pimentel *et al.*, 2000; Valeriano *et al.*, 2008), além de blocos crustais de menor expressão como o Arco Magmático e Maciço de Goiás (Valeriano *et al.*, 2008; Pimentel, 2016) durante a consolidação do Supercontinente Gondwana (Valeriano *et al.*, 2000). O Orógeno Brasília possui cerca de 1000 km de extensão norte-sul e compreende parte dos estados de Minas Gerais, Brasília, Goiás, Distrito Federal e Tocantins (Almeida, 1977). É limitada a sudeste pelos orógenos brasileiros da Província Mantiqueira, a oeste é recoberta por rochas sedimentares paleozoicas da Bacia do Paraná, a leste pelo Cráton São Francisco e a norte pela Bacia do Parnaíba (Figura 6) (Valeriano, *et al.*, 2004; Uhlein *et al.*, 2023).

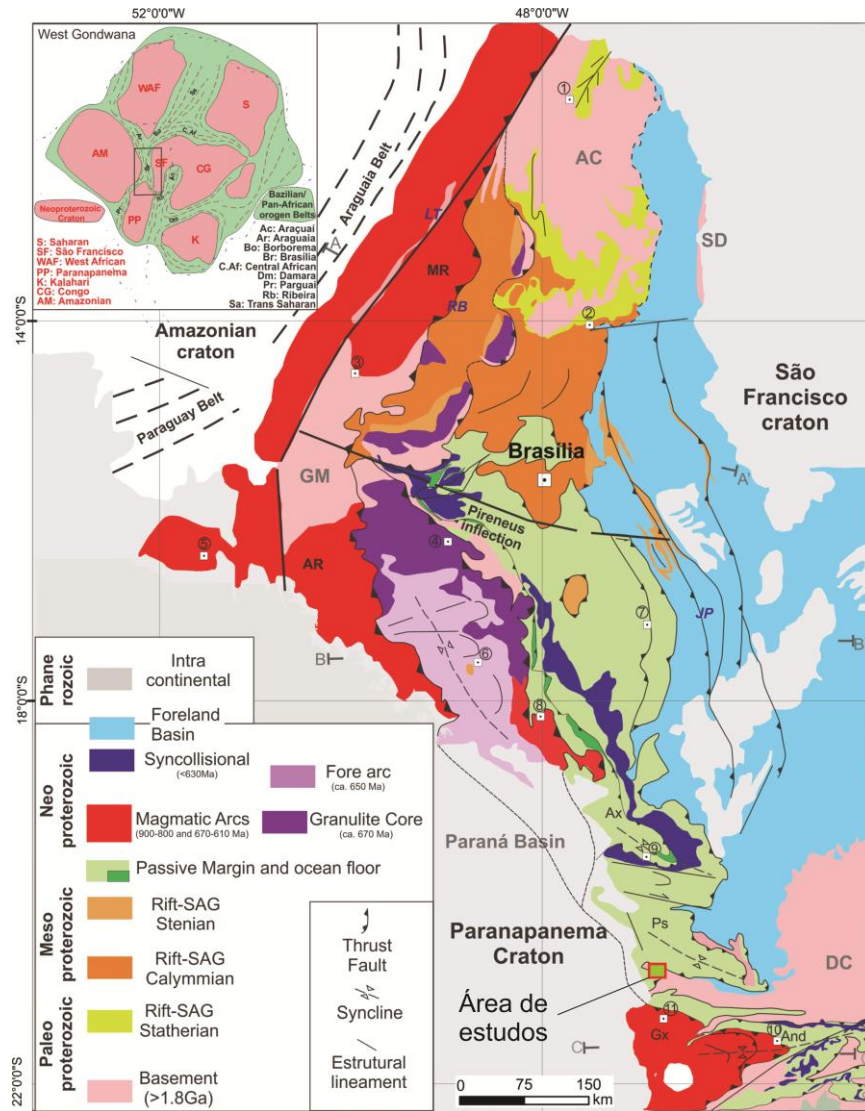
Essa unidade geotectônica é representada por rochas metassedimentares e metavulcanossedimentares que registram regimes de deformação progressiva ocorridos durante o evento brasileiro (Fonseca *et al.*, 1995; Freitas-Silva, 1996). Neste contexto, foram produzidas feições tectônicas como imbricamento, sistemas de dobramentos e empurrões com transporte tectônico em direção ao Cráton São Francisco (Bizzi *et al.*, 2003). Com base no estilo estrutural, intensidade de deformação e metamorfismo foi proposta uma compartimentação

tectônica que distingue em dois domínios: Zona Externa e Zona Interna (Costa e Angeiras, 1971; Dardenne, 1978; Fuck *et al.*, 1994; Fuck, 1994).

Zona Externa: compreende associação de rochas típicas de ambiente de margem passiva com idades Meso a Neoproterozoicas. Engloba rochas dos grupos Paranoá e Canastra e formações Vazante e Ibiá.

Zona Interna: é representada por unidades tectonicamente imbricadas com rochas do embasamento. Abrangem o Complexo Granulítico Anápolis-Itauçu composto por ortognaisses com idades de cristalização de  $759 \pm 9$  Ma (U-Pb em zircão) (Marini *et al.*, 1984) e paragnaisses com idades de proveniência entre 950 e 800 Ma (Mucida, 2002), além de rochas metassedimentares do Grupo Araxá. O estilo estrutural é fortemente marcado pela tectônica tangencial na forma de *nappes* com sistemas de escamas litotectônicas e cavalgamentos/dobras, com vergência para o Cráton São Francisco.

Figura 6: No canto superior esquerdo: paleogeografia do paleocontinente Gondwana ocidental (compilado de Kuchenbecker *et al.*, 2020; Caxito e Alkmim, 2023). Figura principal: Mapa tectônico do Orógeno Brasília.

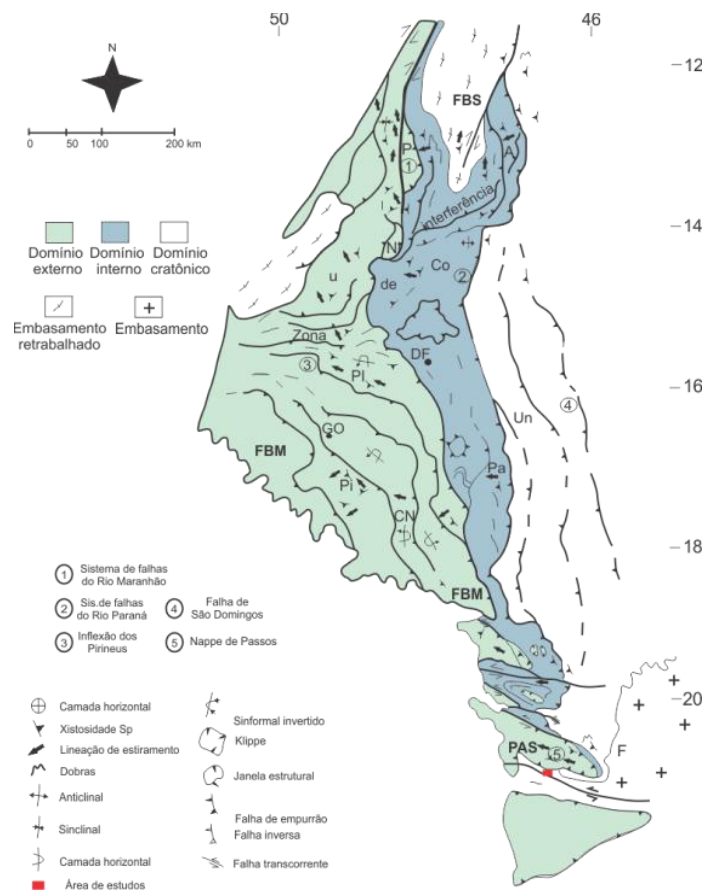


Fonte: Dias *et al.*, 2025

A Megainflexão dos Pirineus, porção central da Faixa Brasília, (Figura 7), é um sistema de zonas de cisalhamento, dúctil, movimentação dextral com direções principais E-W com variação NE-SW (Uhlein *et al.*, 2012). Essa estrutura separa a Orógeno Brasília em setentrional e meridional, devido às características muito distintas dessas porções em relação ao estilo estrutural, arcabouço tecnoestratigráfico e metalogenético (Costa e Angeiras, 1971; Fuck e Marini *et al.*, 1981; Fonseca, 1996).

O segmento setentrional é caracterizado por uma série de dobras e empurrões com direção geral N-S, resultado de esforços de sentido oeste para leste (Fonseca *et al.* (1995). A porção meridional é marcada por dois sistemas principais: rampas frontais representadas por falhas de cavalgamento N-S com vergência para leste (Cráton São Francisco), formando estruturas em *nappes*, e rampas laterais controladas por zonas de cisalhamento NW-SE (dextral) e E-W (sinistral) (Lacerda Filho e Oliveira, 1995).

Figura 7: Mapa estrutural simplificado da Faixa Brasília e porção adjacente do Cráton do São Francisco, com indicação dos domínios cratônico, externo e interno e com localização das seções estruturais. Cidades: P-Palmeirópolis; A-Arraias; U-Uruaçu; Ni-Niquelândia; Co-Colinas; DF-Distrito Federal; Pi-Pirenópolis; Go-Goiânia; Pj-Piracanjuba; CN-Caldas Novas; Pa-Paracatú; Un-Unai; Ar-Araxá; L-Luz; Pas-Passos; F-Formiga.



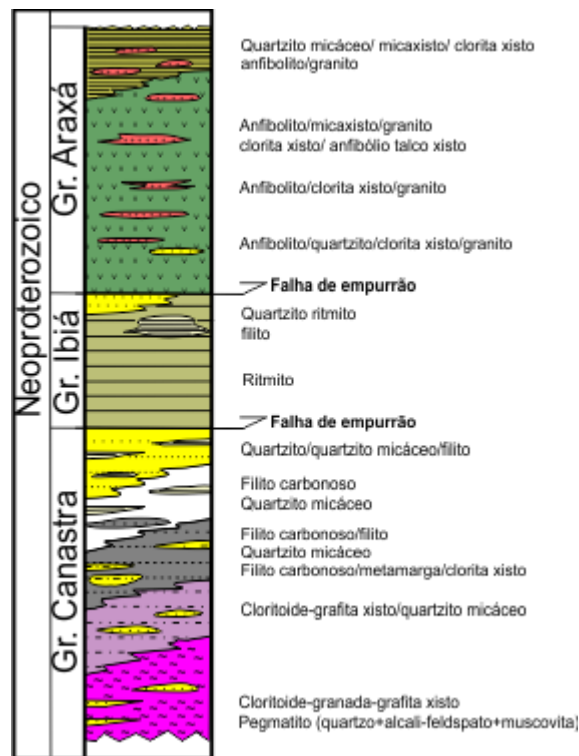
Fonte: Modificado de Uhlein *et al.*, 2012.

### 3.2 Aspectos estratigráficos

#### Faixa Brasília meridional

A Faixa Brasília meridional na região de Ibiá, mesoregião do Triângulo Mineiro, é composta pelos grupos Canastra, Ibiá, Araxá, Paranoá, Vazante, Araxá e granitos-gnaisses associados, representado pela coluna estratigráfica da Sinforma de Araxá (Figura 8).

Figura 8: Coluna tectonoestratigráfica da Sinforma de Araxá



Fonte: Retirado e modificado de Seer e Dardenne, 2000.

### 3.3 Nappe de Passos

Os primeiros a reconhecerem uma megadobra sinformal na região de Passos e uma antiformal na região de São Sebastião do Paraíso, expondo o embasamento gnaissico-migmatítico cavalgado, foram Schmidt e Fleisher (1978). Cavalcante *et al.*, (1977) denominaram o Complexo Campos Gerais, aflorante na região de Fortaleza de Minas e Alpinópolis. O Domínio Campos Gerais (Heibron *et al.*, 2017) podem representar fragmentos retrabalhados do paleocontinente São Francisco-Congo (Pinheiro *et al.*, 2021).

O terreno tipo *Greenstone Belt* identificado na região de Fortaleza de Minas, denominado como sequência Vulcano-sedimentar Morro do Ferro, representado por rochas máficas, ultramáficas e sedimentares constituem segmentos desmembrados do Domínio Campos Gerais (Pinheiro *et al.*, 2021). Esta unidade encontra-se cisalhada e hospeda um depósito de Ni-Cu

sulfetado (Teixeira *et al.*, 1978). Szabó (1989) descreveu rochas ultramáficas com estruturas spinifex.

Segundo Valeriano (1992) o resfriamento do pacote empurrado sobre o ante-país do São Francisco ocorreu a cerca de 500-580 Ma e, o embasamento, a sul e a oeste da *Nappe* de Passos, não passou por aquecimento significativo e registra idades de resfriamento pré-brasilianas (Teixeira, 1993). Com a cartografia de isógradas metamórficas e a aplicação de estudos termo barométricos Simões (1995), reconheceu a existência de um gradiente metamórfico inverso na *Nappe* de Passos.

Fuck *et al.*, (1993) sugerem uma deformação progressiva ocorrida num único ciclo tectônico, representado pelas faixas Uruaçu e Brasília sendo representantes dos domínios interno e externo, respectivamente. Baseado em dados geocronológicos Suita e Chemale Jr. (1995) observaram que as Províncias São Francisco e Tocantins representariam um evento magmático-hidrotermal local ao invés de uma orogênese.

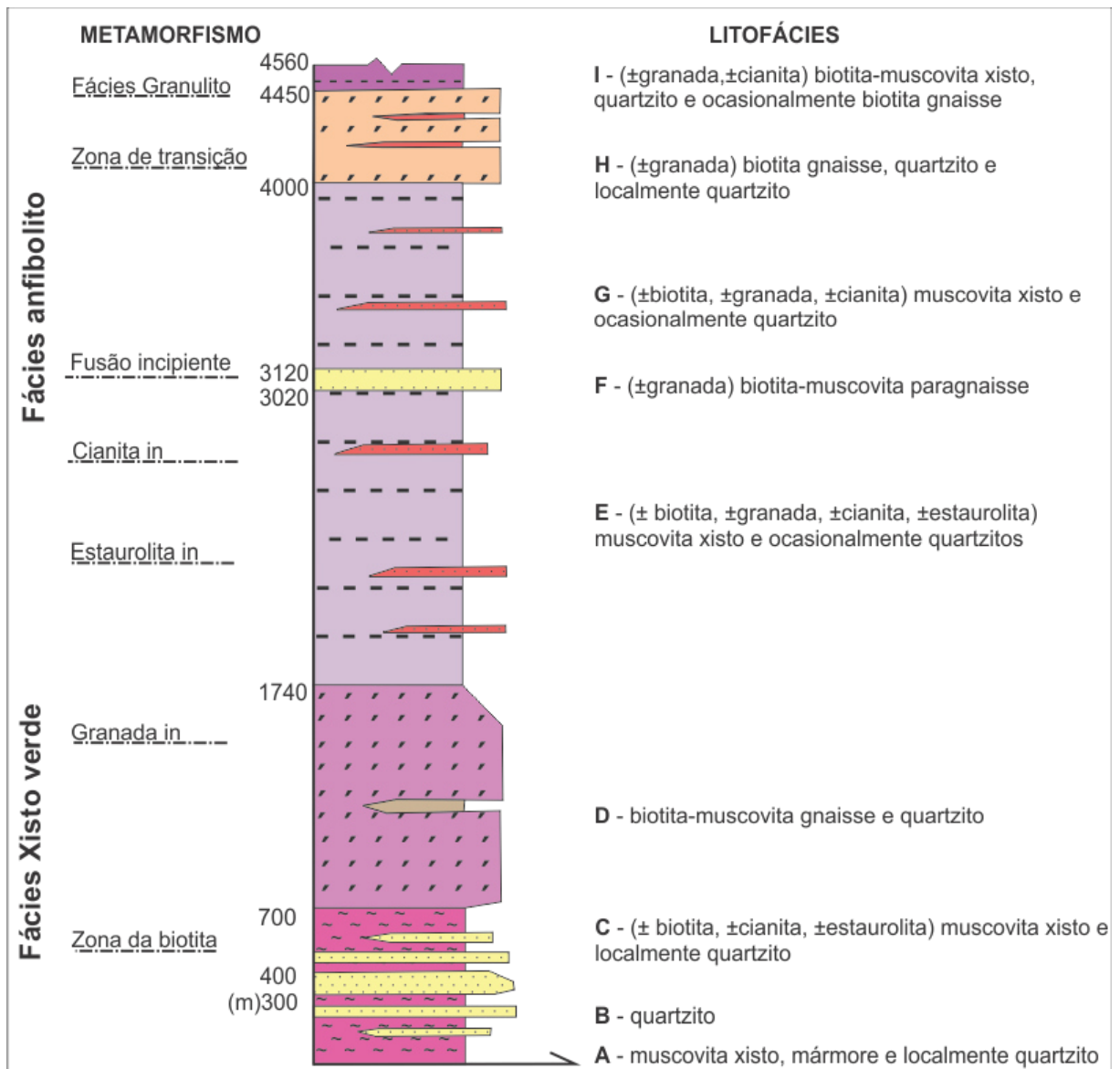
Valeriano *et al.* (2008) sugerem uma evolução para a Faixa Brasília que envolve um possível riftamento durante o Mesoproterozóico, seguido pela Trafogênese Toniana (900-800 Ma) e convergência relacionada à amalgamação do Supercontinente Gondwana Ocidental. Silva (2003) discretizou o Grupo Canastra na forma de três escamas tectônicas com diferentes condições de metamorfismo baseado em estudos geotermobarométricos, além de reconhecer vários eventos deformacionais para essa unidade.

#### 3.4 Estratigrafia da *Nappe* de Passos

Autores, como Teixeira e Danni (1978) e Heilbron *et al.* (1987), observaram que as principais unidades litológicas da *Nappe* de Passos fazem parte de um pacote contido no flanco inverso de uma dobra mega-anticlinal recumbente, com as sequências estratigráficas invertidas. Os referidos autores identificaram uma inversão do gradiente metamórfico (rochas de baixo grau na base e alto grau no topo) para explicar sugeriram uma inversão estratigráfica.

No entanto, Simões *et al.*, (1988) descreveram estratificações cruzadas em posição normal na região de São Sebastião do Paraíso. Simões (1995) e Valeriano *et al.*, (2004) consideraram a sequência estratigráfica da *Nappe* de Passos em posição normal.

Figura 9: Coluna estratigráfica do Grupo Araxá na *Nappe* de Passos. Os valores das espessuras são aparentes devido à deformação.



Fonte: Modificado de Simões, 1995 e Valeriano *et al.*, 2004

De acordo com Valeriano (1992) e Simões (1995) os metassedimentos da *Nappe* de Passos são representados por um Ciclo Depositional Inferior compostos por metassedimentos de plataforma a encosta, cuja porção basal (A a D) é representada por uma sequência de regressiva. As unidades superiores (E a I) correspondem ao Ciclo Depositional Superior, representam uma sedimentação em ambiente profundo de porção distal de plataforma ou de borda de talude, associada a altas taxas de subsidência com provável origem tectônica (Figura 9).

### 3.5 Aspectos Estruturais da *Nappe* de Passos

Estudos realizados por Simões (1995) indicam que a *Nappe* de Passos (Figuras 6 e 7) apresenta quatro superfícies de deformação. O reconhecimento das estruturas em todos os níveis estratigráficos sugere uma história deformacional sob um regime de deformação progressiva. Nesse sentido, o autor denominou os eventos deformacionais de  $D_1$  a  $D_4$ .

#### Deformação $D_1$

O evento de deformação  $D_1$  gerou a foliação  $S_1$  caracterizada por ocorrer em posição plano-paralela ao bandamento composicional. O reconhecimento da foliação  $S_1$  nas zonas de charneira das dobras relativas à fase de deformação  $D_2$ , que ocorrem em posição aproximadamente paralela à estratificação sedimentar reliquiar  $S_0$ , corrobora para a interpretação de que  $S_1$  seja paralela à  $S_0$  ao longo da *Nappe* de Passos. A superfície  $S_1$  é representada por uma xistosidade formada pela orientação de minerais micáceos, feldspatos e anfibólios. As lineações  $L_1$  são geradas pela orientação de cristais de turmalina em metapsamitos.

De maneira geral a foliação  $S_1$  é paralela à  $S_0$  e à  $S_2$ , sugerindo que as foliações pretéritas foram transpostas por essa última (Simões, 1995). O autor ainda interpreta que ambas as foliações tenham sido geradas num mesmo campo de stress, um indicativo de uma deformação progressiva de  $D_1$  para  $D_2$ .

#### Deformação $D_2$

A deformação  $D_2$  é a principal na *Nappe* de Passos, visto que a foliação  $S_2$ , caracterizada por uma xistosidade ou clivagem de crenulação sobre a superfície  $S_1$ , é a responsável pela transposição das estruturas pretéritas.

A superfície  $S_2$ , é associada a dobras apertadas a isoclinais, ocorre em posição plano-axial e, de maneira geral, ocorrem como estruturas com baixo ângulo de mergulho. Esta foliação apresenta feições miloníticas que geralmente aparecem nas porções basais da *Nappe* de Passos (Simões, 1995), representando um regime de deformação progressiva durante o transporte da *nappe* até sua posição final. De acordo com o autor, nesta porção os processos de recristalização, deformação e de crescimento mineral ocorreram de forma sincrônica, contudo nas porções mais superiores da crosta, nos estágios finais da deformação, com a temperatura mais baixa os processos de deformação e de recristalização superaram o crescimento mineral promovendo o aparecimento de feições miloníticas.

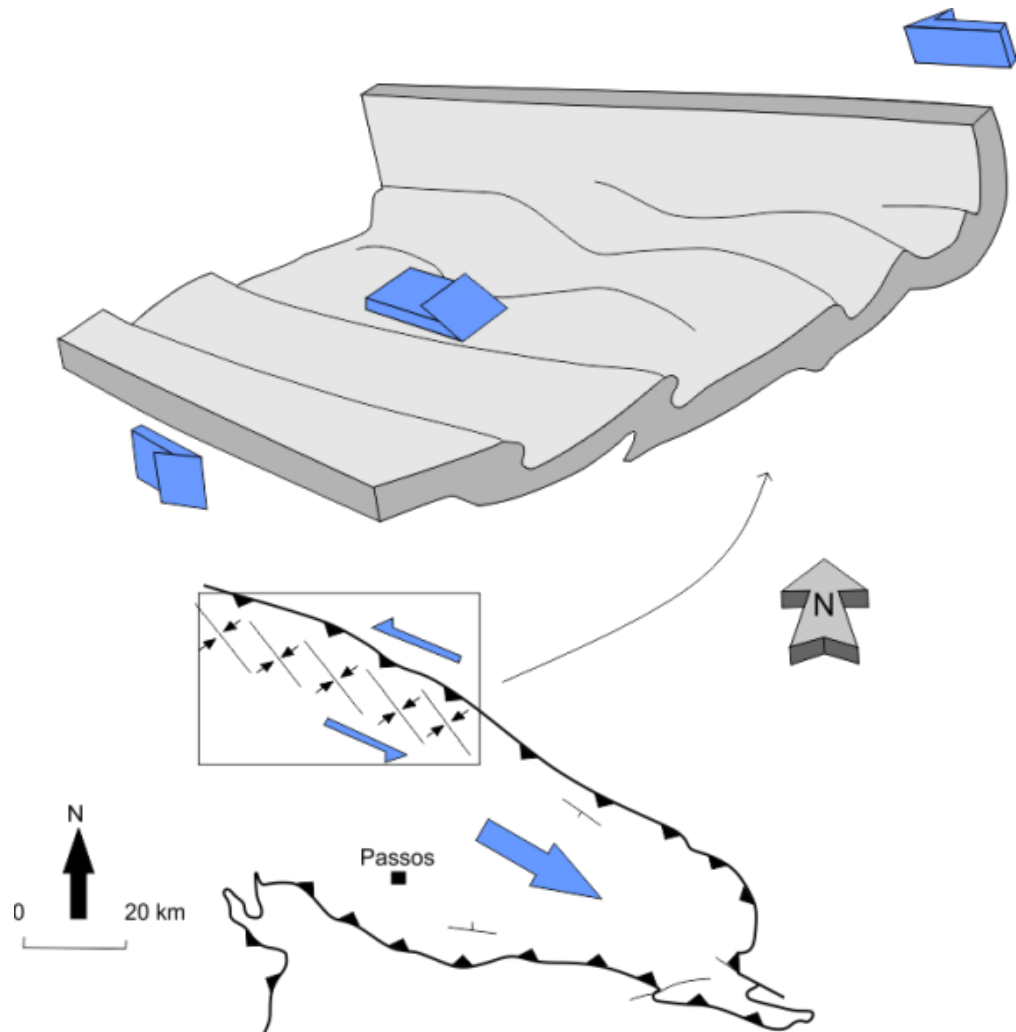
As lineações, representadas pela orientação preferencial de cristais de quartzo *ribbons*, muscovita, biotita, turmalina e cianita em quartzitos, possuem orientações variando de E-W a N30W caindo suavemente para NW ou SE (Valeriano, 1992; Simões, 1995). Essas variações

são interpretadas como geradas por deformações tardias, por exemplo, a Falha de Cássia (estrutura  $D_3$ ), que possui orientação  $\sim N30W$ . Podem fazer parte de cisalhamento tangencial transcorrente, com maior intensidade de deformação no componente tangencial que possui orientação aproximadamente E-W, enquanto o componente transcorrente tem orientação NW (Simões, 1995).

A *Nappe* de Passos é limitada a norte por zona de cisalhamento sub-vertical, interpretada como uma rampa lateral ou uma falha de rasgamento (Simões, 1995). Junto a essa estrutura o autor observou que o gradiente tectônico, caracterizado pelo aumento na frequência, apertamento das dobras e desenvolvimento de uma foliação plano-axial, aumenta com a proximidade da zona de cisalhamento (Figura 10). Enquanto o limite basal apresenta, aspectos cinemáticos da foliação  $S_2$  com características semelhantes às que ocorrem nas unidades superiores da *nappe*.

Simões (1995) conclui que tanto a deformação  $D_1$  quanto a  $D_2$  tenham sido geradas num mesmo campo de tensão. Isso se deve à paralelidade entre os elipsóides de deformação  $D_1$  e  $D_2$ , assim como as lineações  $L_1$  sendo dobradas por  $D_2$ , sendo que a reconstituição da lineação dobrada indica um subparalelismo com a direção  $L_2$ . O autor sugere uma evolução progressiva de  $D_1$  para  $D_2$ , sendo que  $D_1$  pode ter sido produzida durante a condução tectônica das rochas supracrustais para grandes profundidades (algo entre 22 e 35 km). Além disso, a foliação  $S_2$  e a lineação de mineral (paralela ao estiramento) apresentam ângulos baixos de mergulhos para WNW e o transporte, ao longo de  $S_2$ , ocorreu de WNW para ESSE. Isso indica que a deformação de  $D_2$  tenha sido gerada por esforços tangenciais compressivos de direção WNW (Simões, 1995).

Figura10: Representação esquemática das dobras  $D_2$  formadas no norte da *Nappe* de Passos devido à influência da rampa lateral íngreme que define o limite norte da *nappe*.



Fonte: Modificado de Simões, 1995.

### Deformação $D_3$

Grandes estruturas como a Sinforma de Passos e a Falha de Cássia que afetaram a foliação  $S_2$ , foram geradas pela deformação  $D_3$  em regime dúctil-rúptil. De maneira geral, as estruturas são verticais a sub-verticais ocorrem com direções NW e eixos com caimentos suaves para NW e raramente para NE. A interferência de  $D_3$  sobre  $D_2$  produziu padrão de redobramentos em laço (Simões, 1995).

Segundo o autor, em faixas de 500 a 1000 metros, próximas à Falha de Cássia (N50W/Vertical), ocorre milonitização das rochas com lineação de estiramento mineral com atitude 30/N60W. Esse padrão indica um componente oblíquo da referida falha em relação ao componente sub-horizontal. A recristalização de grãos de quartzo assimétricos nessas zonas

miloníticas indica a uma cinemática sinistral (Simões, 1995). É possível que esse sistema de deformação D<sub>3</sub> tenha afetado a *Nappe* de Passos como um todo, mesmo longe da falha, pois a frequência das dobras é muito superior à das falhas. Dessa forma, as dobras podem refletir essa zona de cisalhamento sinistral, sendo que D<sub>3</sub>, possivelmente está dentro do mesmo campo de *stress* de D<sub>2</sub>, porém em condições de temperatura mais branda (Simões, 1995).

#### Deformação D<sub>4</sub>

Essa deformação possui caráter bastante heterogêneo em relação ocorrência, como dobras isópacas, *kink bands* e ocasionalmente pares conjugados. As dobras maiores dessa deformação acontecem como pares antiforma-siniformal (Simões, 1995).

As dobras dessa fase são classificadas como suaves a abertas com planos de axiais verticais a subverticais e linhas de charneiras com direção N/NNE e caimentos suaves para SSW/NNE. Ocorrem estruturas típicas de deformação em baixas temperaturas como dobras do tipo *kink bands* e por vezes pares conjugados. Também há falhas com pequeno rejeito, paralelas aos planos axiais das dobras (Simões, 1995).

A interação desta deformação com as pretéritas, as principais da *Nappe* de Passos (S<sub>0</sub>//S<sub>1</sub>//S<sub>2</sub>), produziu, localmente, falhas junto ao plano axial. Em afloramentos em que ocorrem dobras D<sub>2</sub> e D<sub>4</sub> juntas apresentam um padrão de redobramento do tipo cogumelo, já quando ocorrem associadas a D<sub>3</sub> ocorrem padrão de redobramento formando domos e bacias (Simões, 1995).

#### 3.6 Aspectos metamórficos

É possível discretizar dois eventos metamórficos, denominados como Metamorfismo Principal (M.P) e retrometamorfismo (R.M) (Simões, 1995). O evento de deformação D<sub>1</sub> promoveu um metamorfismo registrado apenas como inclusões de epidoto, rutilo e cianita em porfiroblastos de granadas. Porém, a foliação gerada por esse evento (S<sub>1</sub>) é restrita às charneiras de dobras D<sub>2</sub> de forma que é difícil caracterizá-la de maneira segura. No entanto, essa foliação pode representar um estágio precoce de S<sub>2</sub>, ou seja, um estágio pré-M.P. Os estudos microtectônicos realizados por Simões *et al.*, (1988) sugerem que o auge metamórfico ocorreu pré ou cedo-D<sub>2</sub>, e as feições sin D<sub>2</sub> identificadas como retrometamórficas foram interpretadas como reações de reequilíbrio em função da queda de temperatura após o auge metamórfico.

As reações de R.M foram identificadas de forma parcial nas rochas da *Nappe* de Passos, sendo reconhecidas principalmente nas rochas que foram mais intensamente afetadas pelas

deformações D<sub>3</sub> e D<sub>4</sub>. Isso mostra que as reações de R.M estão relacionadas ao reequilíbrio mineralógico após o posicionamento final da *nappe*.

### 3.7 Cobertura cratônica

O Cráton São Francisco, assim como os demais crátons sul-americanos, foi amalgamado por uma série de colisões diacrônicas, resultando na construção da porção ocidental do Supercontinente Gondwana no final do Neoproterozoico (Brito Neves *et al.*, 1999; Alkmim *et al.*, 2001). Este cráton é circundado pelos seguintes cinturões orogênicos brasileiros, cujos principais são: Rio Preto, Riacho do Pontal e Sergipano (norte), Brasília (oeste), Ribeira (sudeste) e Araçuaí (leste) (Uhlein *et al.*, 2023). Neste contexto, os limites do cráton são transicionais e marcados pela primeira falha reversa que afeta tanto a cobertura sedimentar quanto as rochas do embasamento (Uhlein *et al.*, 2004; Sial *et al.*, 2009).

Na porção oeste do Cráton São Francisco ocorrem as rochas do Grupo Bambuí (Neoproterozoico/Cambriano), e os grupos Areado e Mata da Corda que registram vulcanismo e sedimentação durante a Era Mesozoica.

### 3.8 Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí é representado pela ocorrência alternada de rochas sedimentares carbonáticas e siliciclásticas, depositadas diretamente sobre o embasamento ou com contatos geralmente tectônicos com unidades pré-cambrianas, principalmente nas bordas da bacia (Figura 15) (Alkmim e Martins-Neto, 2001).

Nas bordas e no topo, ocorrem conglomerados e arenitos, respectivamente (Dardenne, 1978; Castro e Dardenne, 2000) interpretados como uma flexura de antepaís provocada como resposta à sobrecarga produzida pelo desenvolvimento dos cinturões orogênicos em seu entorno (Martins-Neto e Alkmim, 2001). Uma interpretação alternativa é que Bacia Bambuí teria sido preenchida num contexto em que base apresenta características de deposição em uma bacia intracratônica e no topo uma bacia de ante-país (Zalan e Romeiro Silva, 2007; Caxito *et al.*, 2021).

### 3.9 Estratigrafia do Grupo Bambuí

O preenchimento da Bacia Bambuí (Figura 11) pode ser subdividida em setor oriental e setor ocidental (Uhlein *et al.*, 2004). O setor oriental se desenvolveu em amplas plataformas marinhas com sedimentação carbonática significativa, forte controle eustático e taxas de subsidência menores. As unidades desse setor possuem menor influência das variações laterais

das fácies, grande continuidade lateral e menor deformação tectônica. O preenchimento é interpretado como seqüências transgressivo-regressivas em contexto de raseamento para o topo (Dardenne, 2000).

No setor ocidental o controle tectônico é bem maior, evidenciado pelas as altas taxas de subsidência e a espessura da pilha de sedimentos psamíticos da Formação Samburá e Formação Lagoa Formosa. Além disso, esse setor apresenta grande variação faciológica entre os sedimentos clásticos e pouca sedimentação carbonática. Neste trabalho será usada a divisão estratigráfica para o Grupo Bambuí mais adequada para o setor ocidental (Tabela 1):

Tabela 1: Subdivisão litoestratigráfica do Grupo Bambuí no setor ocidental.

<b>Setor ocidental</b>	
Fm. Lagoa Formosa Fm. Lagoa do Jacaré Fm. Serra da Saudade	
Fm. Serra de Santa Helena	
Fm. Samburá	Fm. Sete Lagoas

Fonte: Modificado de Uhlein, 2017.

#### Formações Samburá

A Formação Samburá na base do Grupo Bambuí no sudoeste de Minas Gerais é constituída por uma associação de arenitos arcóseos e siltitos, interdigitados parcialmente, além de conglomerados e paraconglomerados polimíticos subordinados. Relações de campo apontam que essa unidade está interdigitada com as rochas da Formação Sete Lagoas, depositada sobre um embasamento irregular sem influência glacial (Uhlein *et al.*, 2004).

A correlação entre Formação Samburá e a base da Formação Sete Lagoas indica que a primeira é correlacionável com o Membro Pedro Leopoldo, porção inferior da segunda. Essa unidade é datada da base do Ediacarano, cerca de 635 milhões de anos (Uhlein *et al.*, 2017). Dados quimioestratigráficos corroboram esta interpretação (ver discussão em Caxito *et al.*, 2019).

É possível que essa unidade tenha sido depositada nos estágios iniciais de preenchimento de uma bacia de *foreland* ou durante uma fase intracratônica da bacia, ainda aberta para o oceano global (~630 a 600Ma, Caxito *et al.*, 2021), associada a leques aluviais costeiros (Uhlein *et al.*, 2017). Os padrões retrogradacionais exibem internamente seqüências de espessamento para o topo podem estar relacionados aos pulsos tectônicos do Orógeno Brasília (Castro e Dardenne, 2000).

## Formação Sete Lagoas

As unidades psamíticas basais são sobrepostas pela Formação Sete Lagoas em discordância (Iglesias e Uhlein, 2009). Esta unidade é composta por carbonatos, dolomitos e calcários retrabalhados, podendo ser estromatolíticos (Dardenne, 1978). Faciologicamente a Formação Sete Lagoas é constituída por calcilitos, calcarenitos, margas e folhelhos; calcarenitos e calcirruditos oolíticos, calcilito dolomitizado e calcário dolomítico cristalino sacaroidal (Lima, 1997). A Formação Sete Lagoas é dividida em dois membros carbonáticos específicos, os membros Pedro Leopoldo e Lagoa Santa, com características litoestratigráficas, isotópicas, paleontológicas e geocronológicas distintas (ver discussão em Caxito *et al.*, 2021).

Essa unidade se desenvolveu sobre uma extensa plataforma carbonática com predomínio de períodos de baixa energia predominando sedimentação bioquímica, intercalado com períodos mais turbulentos caracterizado por retrabalhamento dos primeiros carbonatos precipitados (Uhlein, 2014). Localmente, depósitos de fosforitos são importantes em sua porção basal, como na região de Arraias/Campos Belos (Drummond *et al.*, 2015).

O Membro Pedro Leopoldo preserva na base um dolomito róseo de espessura métrica, com uma anomalia característica decrescente de  $\delta^{13}\text{C}$  entre -3 e -5 per mil, que sobrepõe em *onlap* o embasamento cratônico ou as unidades glaciogênicas da Formação Jequitá. Possui todas as características identificadas no dolomito de capa que sobrepõe a glaciação Marinoana na transição Criogeniano-Ediacarano globalmente (Shields, 2005; Hoffman *et al.*, 2017), incluindo camadas de barita com uma anomalia negativa de isótopos triplos de oxigênio (Crockford *et al.*, 2018). Desta forma, este membro foi interpretado como depositado entre 635 e 600 Ma, o que é também reforçado por idades U-Pb LA-ICPMS em leques de cristais de calcita sobre aragonita em  $615.4 \pm 5.9$  Ma,  $608.1 \pm 5.1$  Ma e  $607.2 \pm 6.2$  Ma (Caxito *et al.*, 2021). Os valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  apresentam um pico entre 0,7074 e mais de 0.7080 (Caxito *et al.*, 2021 e referências aí citadas), também característico do carbonato de capa pós-Marinoano (Halverson *et al.*, 2010).

Já o membro Lagoa Santa apresenta composição quimioestratigráfica distinta, com valores de  $\delta^{13}\text{C}$  que vão de  $\sim 0\text{‰}$  na base  $>10\text{‰}$  no topo (a chamada MIBE – *Middle Bambuí Excursion*, Uhlein *et al.*, 2019) indicando restrição da bacia e desacoplamento da curva de carbono global, assim como os valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  que decaem bruscamente para cerca de 0,7074-0,7076 (Caxito *et al.*, 2021 e referências aí citadas). Na região de Januária (MG), ocorrem fragmentos de organismos biomineralizadores interpretados como *Cloudina* e

*Corumbella* (Warren *et al.*, 2014), o que apontaria uma idade do Ediacarano superior para esta unidade (~550-540 Ma). A ocorrência de zircões detríticos de até cerca de 570 milhões de anos (Pimentel *et al.*, 2011; Paula-Santos *et al.*, 2015) também sugerem esta idade, assim como datações U-Pb LA-ICPMS em calcita entre  $573 \pm 11$  Ma e  $566 \pm 15$  Ma (Caxito *et al.*, 2021). No topo da unidade é notável a presença de estromatólitos colunares do tipo *Gymnsolenida* (Vieira *et al.*, 2007).

#### Formação Serra de Santa Helena

Com a maior espessura e extensão areal do Grupo Bambuí esta unidade faz contato concordante com o Membro Lagoa Santa da Formação Sete Lagoas. Entretanto, localmente o contato é gradativo, como mostra a maior quantidade de pelitos em detrimento aos carbonatos no topo da unidade (Iglesias e Uhlein, 2009).

A Formação Serra de Santa Helena apresenta uma sucessão de pelitos cinza a esverdeados com estratificação plano-paralela. De maneira subordinada podem ocorrer camadas de arenito fino e lentes de calcários cinza escuros, podendo apresentar marcas onduladas de pequeno porte (Dardenne, 1978; Iglesias e Uhlein, 2009).

#### Formação Lagoa do Jacaré

Essa unidade é composta por calcários pretos a cinza, apresentam localmente brechas intraclásticas, oolitos e psolitos, intercalações com siltitos e folhelhos de cor verde amarelada, além de oolitos e psolitos. Substitui a Formação Serra de Santa Helena em contato gradacional (Costa Branco, 1961; Dardenne, 1978).

Na porção oriental da Bacia Bambuí, a Formação Lagoa do Jacaré possui extensas lentes carbonáticas prolongadas por dezenas de quilômetros com respeito à direção N-S. Devido à grande quantidade de carbonatos retrabalhados é provável que essa unidade tenha sido depositada em plataforma siliciclástico-carbonática de alta energia (Costa e Branco, 1961; Dardenne, 1978).

### Formação Lagoa Formosa

Essa unidade é caracterizada pela ocorrência de diamictitos não glaciais, siltitos, arenitos, jaspilitos e carbonatos (Baptista, 2004; Uhlein *et al.*, 2011). De acordo com esses autores, a Formação Lagoa Formosa teve sua evolução associada a leques submarinos em contexto proximal em uma bacia de *foreland*. Esse contexto está relacionado à construção do orógeno Brasília que promoveu o soerguimento dos blocos produzindo fluxos gravitacionais do tipo fluxo de detritos e fluxos de lama (*debris* e *mud-flows*).

Nessa circunstância, conforme Sial *et al.* (2009) e Uhlein *et al.* (2011), os siltitos representam correntes diluídas dos fluxos gravitacionais de franjas distais e a precipitação carbonática teria ocorrido nos paleoaltos. Essa unidade pode ser correlacionada lateralmente à Formação Serra da Saudade.

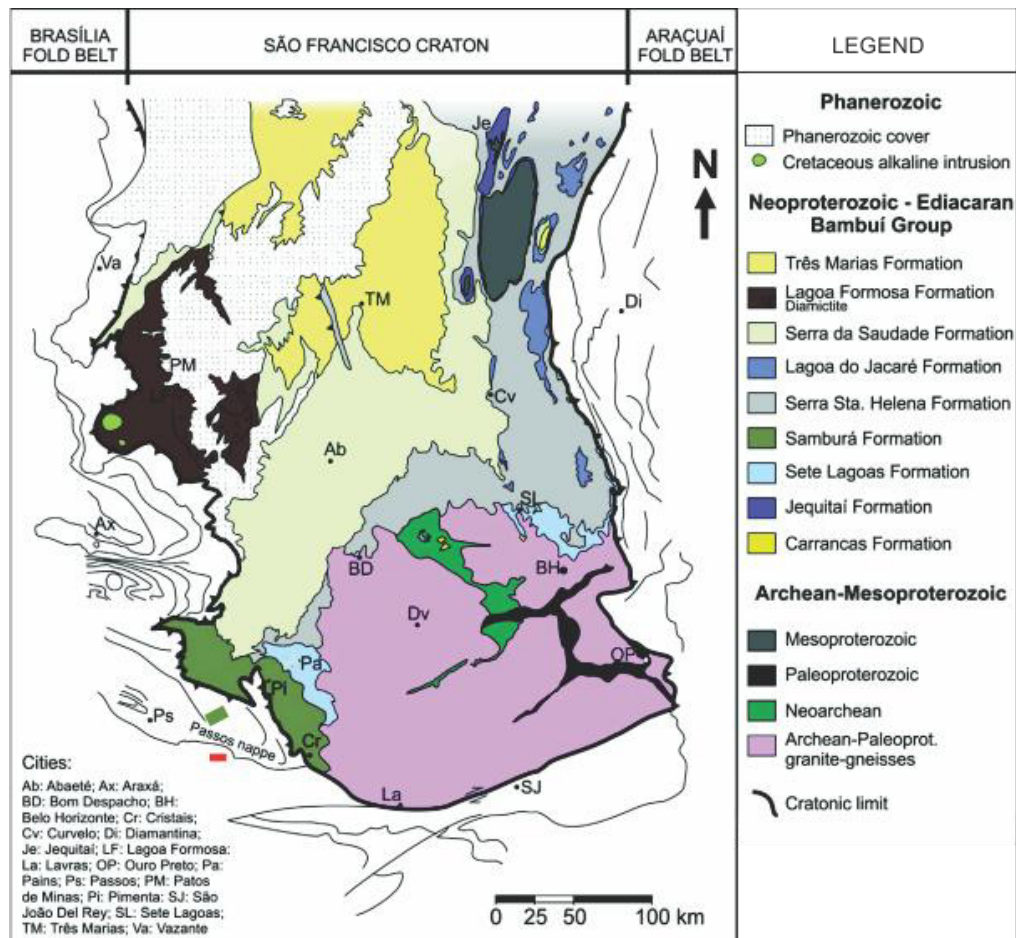
### Formação Serra da Saudade

Na região da Serra da Saudade (MG), essa unidade é representada por cinco litofácies: 1- ritmito, com intercalação de pelito com arenito; 2- arenito fino com estratificação *hummocky*; 3- ritmito, com intercalação de arenito com pelito verde, glauconítico (verdete); 4- ritmito fosfático; 5- calcirrudito e calcarenito. Essa configuração de fácies sugere uma sedimentação do tipo plataformal com influência de tempestades (Lima *et al.*, 2007). O contato dessa unidade com as formações adjacentes, Lagoa do Jacaré ou Serra de Santa Helena, é concordante (Branco e Costa, 1961; Dardenne, 1978). Zircões retirados de uma camada interpretada nesta unidade como uma rocha vulcanoclástica permitem determinar a idade máxima de sua deposição em torno de 520 Ma, já no Cambriano (Moreira *et al.*, 2019).

### Formação Três Marias

A Formação Três Marias, próximo à represa Três Marias (MG) e na região norte de Minas Gerais, é composta, conforme Chiavegatto (1992), por sedimentos siliciclásticos representados por arenitos com laminações e estratificações cruzadas e estruturas *hummocky*, marcas onduladas, gretas de contração e dobras convolutas. A interpretação é que esta unidade foi depositada em ambientes deltaicos e fluviais a leste e em ambientes plataformais, com influência de tempestades, a oeste (Chiavegatto, 1992; Lima, 2005). Zircões detríticos de até cerca de 520 Ma (Tavares *et al.*, 2020) indicam deposição desta unidade já no Cambriano, assim como a ocorrência de icnofósseis do tipo *Treptichnuspedum* (Sanchez *et al.*, 2021).

Figura 11: Cobertura do Cráton São Francisco meridional elitoestratigrafia do Grupo Bambuí. Em vermelho a área de estudos.



Fonte: Modificado de Uhlein *et al.*, 2017.

### 3.10 Aspectos Estruturais e Metamórficos do Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí é associado ao desenvolvimento de uma bacia do tipo ante-país (*foreland basin*), relacionado à instalação do Orógeno Brasília (Valeriano, 1992; Castro e Dardenne, 2000; Martins-Neto e Alkmim, 2001). A sedimentação basal do Grupo Bambuí na porção sudoeste da bacia, representada pela Formação Samburá, é constituída por conglomerados, arenitos e siltitos. Foi depositada em contato com unidades pré a sin-orogênicas produzidas pela estruturação do Orógeno Brasília, como mostram estudos sedimentológicos e estratigráficos realizados nos conglomerados da Formação Samburá.

Isso foi corroborado por estudos geocronológicos realizados no conglomerado Samburá (Dardenne *et al.*, 2003; Uhlein *et al.*, 2017) e trabalhos de proveniência efetuados por Guimarães (1997) que mostram um caráter imaturo para os sedimentos. Isso é indicativo de uma área-fonte associada a orógenos reciclados, mais especificamente o Orógeno Brasília à

oeste, que forneceu zircões detríticos mais novos a cerca de 630 Ma, relacionados ao arco magmático de Goiás (Uhlein *et al.*, 2017).

O Grupo Bambuí pode ser dividido em três compartimentos estruturais (Alkmim *et al.*, 1989; Alkmim *et al.*, 1993; Alkmim e Martins-Neto 2001), sendo eles ocidental, central e oriental.

O compartimento central é caracterizado por não haver deformação significativa, no entanto os *fronts* de deformação ocidental e oriental, com vergências opostas, quase se tocam. O compartimento oriental compreende um domínio epidérmico de antepaís com respeito à Faixa Araçuaí, com vergência para oeste. A clivagem plano-axial aumenta a intensidade e penetrabilidade em direção a leste (Uhlein, 1991).

O compartimento ocidental, onde está situada a área de estudos desta pesquisa, corresponde ao domínio epidérmico de antepaís adjacente à Faixa Brasília com vergência para leste. Assim como o compartimento oriental, a intensidade e penetrabilidade tendem a aumentar na direção oeste (Uhlein, 1991; Uhlein *et al.*, 2023).

A porção meridional do compartimento ocidental é caracterizada por apresentar dobras, falhas transcorrentes sinistrais com orientação N60W, falhas de empurrão que podem também afetar o embasamento. Os litotipos possuem atitudes N-S ou NW-SE (Uhlein *et al.*, 2004).

As rochas do Grupo Bambuí, no sul do Cráton São Francisco, experimentaram condições de deformação e metamorfismo nas formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias. Sendo que a última, passou somente em estágios finais da deformação (Marshak e Alkmim, 1989).

Assim como ocorre com as frentes de deformação, que são mais intensas nas bordas da bacia, onde a influências dos sistemas orogênicos Brasília e Araçuaí são mais intensas, as condições de metamorfismo variam de anquimetamórfico a xisto verde do centro para a borda da bacia, respectivamente (Muzzi, 1989).

### 3.11 Aspectos Isotópicos do Grupo Bambuí

Estudos de Geoquímica Isotópica nos carbonatos do Membro Pedro Leopoldo da Formação Sete Lagoas indicam que está unidade corresponde a uma capa carbonática Neoproterozoica. As rochas da Formação Jequitai compostas por diamictitos, arenitos e rochas siliciclásticas de granulação fina sobrepostas por rochas carbonáticas com estromatólitos com lamitos subordinados da Formação Sete Lagoas representam variações climáticas extremas (Caxito *et al.*, 2019).

As razões isotópicas de carbono e oxigênio das rochas carbonáticas dolomíticas da base do Membro Pedro Leopoldo, renderam valores de  $\delta^{13}\text{C}$  -3.2‰ até -6.5‰ e  $\delta^{18}\text{O}$  em torno de -5‰, seguidos de calcários com pseudomorfos de leques de aragonita com valores mais altos de  $\delta^{13}\text{C}$  negativos até estabilizados a próximo de 0‰, característicos de carbonatos de capa do Ediacarano inferior (Santos *et al.*, 2000; Vieira *et al.*, 2007; Kuchenbecker *et al.*, 2016; Paula-Santos *et al.*, 2017; Perrella Júnior *et al.*, 2017; Uhlein *et al.*, 2019). Enquanto o Membro Lagoa Santa apresenta para o topo um rápido aumento com valores >10‰ excursão positiva que persiste nas formações Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré e na base Serra da Saudade, chamada *MIBE* (*Middle Bambuí Excursion*) (Uhlein *et al.*, 2019). No entanto, o Membro Jaíba (Formação Serra da Saudade, topo do Grupo Bambuí) apresenta uma queda nos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  +0.9 até +3.3 ‰. (Uhlein *et al.*, 2019) indicando uma reconexão com o oceano global.

As razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  das amostras menos alteradas e com maior conteúdo de Sr (>300 ppm até cerca de 4000 ppm) mostram um rápido pico de 0,7074 a 0,7080 no membro Pedro Leopoldo, e uma queda novamente para cerca de 0,7074 no Membro Lagoa Santa e unidades superiores (Alvarenga *et al.*, 2014; Babinski *et al.*, 2007; Caxito *et al.*, 2012, 2018; Kaufman *et al.*, 2001; Kuchenbecker *et al.*, 2016; Misi e Veizer, 1998; Misi *et al.*, 2007). Estes valores são condizentes com deposição do Membro Pedro Leopoldo em uma bacia aberta para o oceano global do Ediacarano inferior (630 a 600 Ma), seguida por isolamento e restrição da bacia no Ediacarano superior (570-540 Ma), quando o Membro Lagoa Santa foi depositado. Valores mais altos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , acima de 0,71, nos primeiros 60 metros de carbonatos, associados a gretas de ressecamento na região de Correntina no sul da Bahia são interpretados como evidências de exposição subaérea intermitente desta porção da bacia (Caxito *et al.*, 2018).

Paula-Santos *et al.* (2017) subdividiram o Grupo Bambuí em três intervalos quimioestratigráficos, baseados nas razões de  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  e valores de  $\delta^{13}\text{C}$  (Tabela 2).

Tabela 2: Intervalos Químioestratigráficos.

Intervalo Químioestratigráfico	Razões Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	δ <sup>13</sup> C	Interpretação
C1 -Carbonatos de capa da Fm. Sete Lagoas.	0,7074 a 0,7078	-3‰ a 5‰, recuperando para ~0‰	Início da transgressão sobre o continente.
C2 – Porção intermediária da Fm. Sete Lagoas	~0,7084	~0‰	Homogeneização isotópica, estágio em que a bacia estava conectada ao oceano. Presença de <i>Cloudina Sp.</i> (Warren <i>et al.</i> , 2014).
C3 – Topo da Fm. Sete Lagoas e Fm. Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré	~0,7075	-3‰ a -5‰ recuperando para ~0‰	A não homogeneização isotópica, bacia restrita, alta taxa de soterramento ou metanogênese em condições anóxicas (Iyer <i>et al.</i> , 1995; Paula-Santos <i>et al.</i> , 2017).

Fonte: Paula-Santos *et al.*, 2017.

Os dados sumarizados na Tabela 2 sugerem que a evolução isotópica pode ter atuado em conjunto num modelo mais complexo relacionado à restrição da bacia. Nesse modelo, proposto por Uhlein *et al.* (2019), a mudança no aporte de carbono total na bacia, promovido pelo intemperismo diferencial de rochas carbonáticas continentais antigas e a alta taxa de soterramento de carbono autógeno resultariam em um aumento dos valores δ<sup>13</sup>C. A magnitude dessas variáveis pode ter sido potencializada pela baixa condição de ventilação oceânica. Hippertt *et al.* (2019) obteve valores de δ<sup>13</sup>C, TOC (*Total Organic Carbon*) e especiação de ferro que corroboram com a interpretação em que a Bacia Bambuí se desenvolveu em condições ambientalmente restritas e desconectadas, o que promoveu condições anóxicas e possivelmente ferruginosas. A mesma interpretação é apresentada por Lima *et al.* (2023) baseado na análise de elementos traço em pirita sedimentar do Grupo Bambuí.

Adicionalmente esse ambiente restrito poderia favorecer a metanogênese, altas taxas de soterramento e evaporação, bem como a preservação da M.O poderiam explicar a anomalia positiva na trajetória do δ<sup>13</sup>C característica do MIBE (Paula-Santos *et al.*, 2017; Uhlein *et al.*, 2019). Há, porém, indicativos de baixa bioprodutividade, baseado em fracas correlações dos valores de TOC, de δ<sup>13</sup>C e *proxies* de produtividade (Caetano-Filho *et al.*, 2019; Hippertt *et al.*, 2019). De acordo com esses autores, isso pode ser explicado como função da deterioração da

M.O que resultou na falta de conteúdo fossilífero índice no topo da Bacia Bambuí (Formação Lagoa do Jacaré), transição Ediacarano-Cambriano.

Altas taxas de redução sulfática bacteriana em águas anóxicas, durante a glaciação, foram interpretadas por Kaufman *et al.*, (2001) com base em altos valores de  $\delta^{34}\text{S}$  (+47,5‰) na capa carbonática da Formação Sete Lagoas. De acordo com esse autor, a transgressão pós-glacial e o aumento da produção de oxigênio fotossintético podem ter conduzido os agentes redutores para dentro dos sedimentos. Os valores positivamente anômalos para o aporte de sedimentos fluviais cerca de 6-10‰ para isótopos de  $^{34}\text{S}$  são interpretados como resultado de processos oceânicos e não como intemperismo pós-glacial com alta pressão de  $\text{CO}_2$  (Kaufman *et al.*, 2001). Adicionalmente, valores altos de  $\delta^{13}\text{C}$  encontrados por Iyer *et al.* (1995), entre -18 a -20‰, foram avaliados como enriquecimento anômalo, sucedendo em baixos valores de fracionamento isotópico  $\delta^{13}\text{C}$ , entre as fases orgânicas e inorgânicas (Kaufman *et al.*, 2001).

Os valores de  $\delta^{44}\text{Ca}$ , apresentados por Silva-Tamayo *et al.* (2010), para uma seção com 160m de carbonatos da Formação Sete Lagoas, renderam valores próximos de 0‰ na base. Um ligeiro aumento na porção média, próximos a 1‰ e uma queda no topo em torno de 0,5‰. Segundo os autores, os valores próximos a zero foram interpretados como perturbações no balanço de massa. Isso decorre devido à deglaciação, aumento da disponibilidade e aporte de Ca, como resposta ao intemperismo continental pós-glacial sob alta  $\rho\text{CO}_2$ . O aumento para valores próximos a 1‰ e estabilidade em torno de 0,5‰ representa a recuperação a condições normais na hidrosfera e atmosfera (Silva-Tamayo *et al.*, 2010).

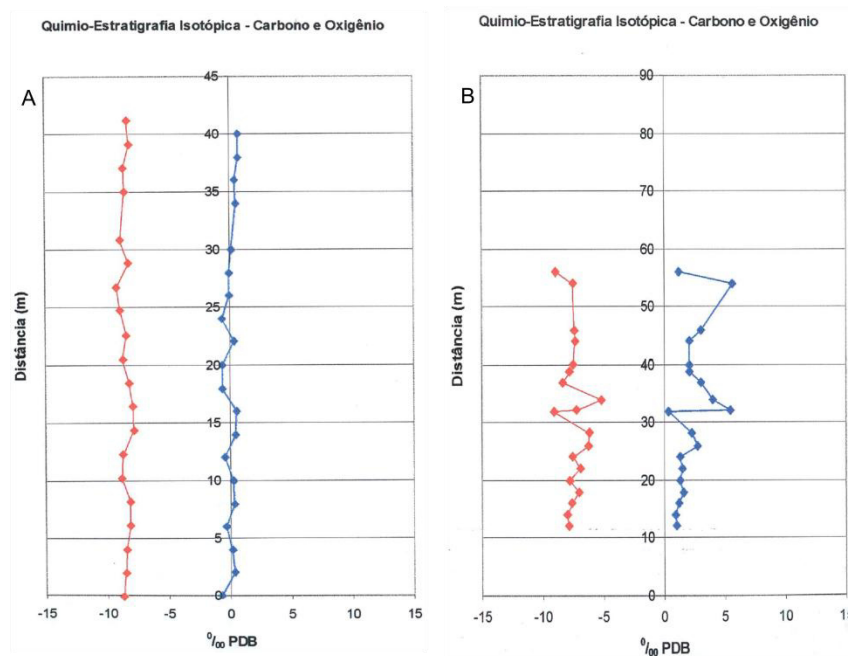
Fernandes (2002) apresentou dados de  $\delta^{13}\text{C}$  PDB (*Pee dee Belemnite*) e  $\delta^{18}\text{O}$  na região de Itaú de Minas (MG) (Tabela 3 e Figura 12). Os objetivos principais do autor foram a obtenção de curvas quimioestratigráficas e posicionar as unidades no tempo geológico baseado na curva de variação secular para sequências carbonáticas de Hoffman *et al.* (1998) e Kha *et al.* (1999).

Tabela 3: Dados de isótopos de  $\delta^{13}\text{C}$  (PDB) e  $\delta^{18}\text{O}$  na região de Itaú de Minas–MG (Fernandes, 2002).

Localização	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$
Pedreira 1 (Povoado das Três Fontes)	-0,707‰ e +0,758‰	-7,982‰ e -9,321‰
Pedreira 2 (A sul do Povoado das Três Fontes)	+0,931‰ e +5,625‰	-5,130‰ e 8,901‰.

Fonte: Fernandes, 2002

Figura 12: Em A o perfil quimioestratigráfico da região do povoado das Três Fontes (Pedreira 1) e em B perfil quimioestratigráfico a sul do povoado das Três Fontes (Pedreira 2). Em vermelho os valores para oxigênio e em azul os valores para o carbono.



Fonte: Fernandes, 2002.

Nota-se uma clara distinção nas curvas e valores de  $\delta^{13}\text{C}$  entre as pedreiras 1 e 2 (correspondente a áreas em Fortaleza de Minas, trabalhadas nesta pesquisa) (Tabela 3 e Figura 12) que podem ser resultado de posicionamento estratigráfico distinto entre os dois metacalcários, sendo que as rochas da Pedreira 1 teriam sido depositadas numa idade entre 1,0 e 1,5 Ga (mesoproterozoico) (Fernandes, 2002). Em relação à Pedreira 2, a grande amplitude dos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  poderia indicar uma deposição diretamente acima das sucessões glaciais neoproterozoicas (Fernandes, 2002), podendo ser representar uma capa carbonática.

Nos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  observa-se um comportamento semelhante, uma grande uniformidade na curva da Pedreira 1 se comparados aos da Pedreira 2. O autor interpretou como reflexo de uma possível deformação maior na Pedreira 2 (Fernandes, 2002).

#### 4. RESULTADOS

*Isotope and elemental geochemistry of the phosphorite-related Fortaleza de Minas Carbonate, southwest Minas Gerais, Brazil.*

Winicius J. Silva<sup>1\*</sup>; Davi F. Carvalho<sup>1</sup>; Fabricio A. Caxito<sup>1</sup>; Gabriel J. Uhlein<sup>1</sup>; Paulo H. Dias. Amorim<sup>2</sup>; Suzana F. Quaresma<sup>1</sup>; Márcio Silva<sup>2</sup>; Diego Gomes<sup>2</sup>; Robert Frei<sup>3</sup>; Alcides N. Sial<sup>4</sup>.

<sup>1</sup>Centro de Pesquisas Manoel Teixeira da Costa, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais (CPMTC-IGC-UFMG), Campus Pampulha, Av. Antônio Carlos 6627, CEP 31270-901 Belo Horizonte, MG, Brasil.

<sup>2</sup>Serviço Geológico do Brasil, Belo Horizonte, Minas Gerais, Brasil, Av. Brasil, 1731.

<sup>3</sup>Department of Geoscience and Natural Resource Management, University of Copenhagen, Øster Voldgade 10, 1350 Copenhagen, Denmark

<sup>4</sup>NEG-LABISE, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Av. Prof. Moraes Rego, 1235.

OBS: Manuscrito submetido à revista: *Journal of South American Earth Sciences*.

**Isotope and elemental geochemistry of the Fortaleza de Minas phosphorite-related carbonate rocks, Southern São Francisco Craton, Brazil**

Winicius J. Silva<sup>1\*</sup>; Davi F. Carvalho<sup>1</sup>; Fabricio A. Caxito<sup>1</sup>; Gabriel J. Uhlein<sup>1</sup>; Paulo H. Dias. Amorim<sup>2</sup>; Suzana F. Quaresma<sup>1</sup>; Márcio Silva<sup>2</sup>; Diego Gomes<sup>2</sup>; Robert Frei<sup>3</sup>; Alcides N. Sial<sup>4</sup>.

<sup>1</sup>Centro de Pesquisas Manoel Teixeira da Costa, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais (CPMTC-IGC-UFMG), Campus Pampulha, Av. Antônio Carlos 6627, CEP 31270-901 Belo Horizonte, MG, Brasil.

<sup>2</sup>Serviço Geológico do Brasil, Belo Horizonte, Minas Gerais, Brasil, Av. Brasil, 1731.

<sup>3</sup>Department of Geoscience and Natural Resource Management, University of Copenhagen, Øster Voldgade 10, 1350 Copenhagen, Denmark

<sup>4</sup>NEG-LABISE, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Av. Prof. Moraes Rego, 1235.

\*Corresponding author – email: [winiciusgeo@gmail.com](mailto:winiciusgeo@gmail.com)

## Abstract

Precambrian sedimentary phosphorite-carbonate successions hold significant paleoenvironmental importance, recording ocean oxygenation and complex life evolution. In the southwestern Minas Gerais, Brazil, the Fortaleza de Minas carbonate rocks occur adjacently to the Morro Verde phosphorite (50 Mt, avg. 10% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, and up to 32.4%). The succession is composed of basal dolomitized phosphatic stromatolitic breccias, intermediate wavy-hummocky bedded carbonate, and upper massive carbonate. Five main microfacies were defined: Dm-Dolomitized micritic matrix; DO-Rhombic dolomite; SDO-Saddle dolomite; SCA-secondary blocky calcite; and Si-Silica. The microfabrics indicate shallow to deep burial rock-buffered diagenesis followed by tectonic-driven Si and SCA rock- to fluid-dominated precipitation. Thus, aiming to investigate the geochemistry and stratigraphy of the succession, we perform elemental (including REE+Y),  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ , and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  analyses in the matrix from the massive carbonate. Comparison between strong-acid and selective leaching analyses revealed a marine geochemical signal with general low influence of infiltrated siliciclastics. General marked Y and weak to absent Ce anomalies indicate riverine-buffered seawater signal. Calcareous dolostones showed hydrothermal and authigenic REY signatures, combined to more variable and higher  $\delta^{13}\text{C}$  (0-3‰) and  $\delta^{18}\text{O}$  (-8.5 to -4‰), radiogenic  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.7087-0.7132), and P and REY enrichments. On the other hand, Sr-rich limestones with the lowest REY and P contents, showed  $\delta^{13}\text{C}$  of -1 to 0‰ and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  of 0.7076 suggesting correlation with the Ediacaran-Cambrian Bambuí Group (ca. 615-550 Ma). Rock-buffered conditions during dolomitization and Dm-SCA solution-reprecipitation, high Sr contents and low exposure to hydrothermal activity and phosphatic authigenesis, were fundamental for preservation of the marine isotopic signal in these samples.

Keywords: Ediacaran-Cambrian, Sedimentary phosphorite; Carbonate geochemistry; Rare Earth Elements; C-O-Sr chemostratigraphy.

## 1.Introduction

Precambrian history is punctuated by two isolated phosphogenic stages, related to the Paleoproterozoic (~2.4 Ga) and Neoproterozoic (~0.65-Ga) oxygenation events (Och and Shields-Zhou, 2012; Lyons et al., 2014; Pufahl and Groat, 2016). Both followed global glaciations and large tectonic and paleoceanographic changes (Hoffman 1991; Kirschvink et al., 2000; Shields-Zhou and Och 2016; Spence *et al.* 2016; Hoffman et al., 2017). Nevertheless, the younger event represents the first of giant deposits and is accompanied by the appearance and diversification of complex life (Sahoo et al., 2012; Xiao et al., 1998). Since the Cambrian, phosphogenesis became more frequent, often associated with organic matter degradation and remineralization along an increasingly deeper redoxcline and upwelling regions (Follmi, 1996; Pufahl and Grimm, 2003; Pufahl et al., 2010; Pufahl and Groat, 2016).

When well preserved, phosphorites are often associated with carbonate rocks showing pristine to reworked marine bio-lithofacies (e.g.: microbialites, hydrodynamic structures) (Zhang et al., 2019; Abram and Holtz, 2020). In rare cases, interlayered lithologies suitable for radiometric dating can provide precise ages (i.e.: the 632-580 Ma Doushantuo phosphorites in South China craton) (Qi et al., 2023 and references therein). In the other cases, secular isotopic variations of  $\delta^{13}\text{C}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  seawater recorded in the associated carbonates, coupled with lithofacies analysis and evaluation of other geochemical proxies, have been valuable to investigate the stratigraphy and evolution of these successions (i.e: Halverson et al., 2010; Sawaki et al., 2010; Caxito et al., 2012).

Economic sedimentary phosphorites (>10 wt%  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) are strategic mineral resources due to their restriction to natural deposits and limited stratigraphic and geographic distribution (Filippelli, 2011; Pufahl and Groat, 2016; Qi et al., 2023). The natural, stable and reactive orthophosphate ion ( $\text{PO}_4$ )<sup>-3</sup> is the main source of phosphorus (P) for the NPK fertilizer and cannot be supplied artificially (Abram et al., 2011). Sedimentary/metasedimentary phosphaterepresents~80% of the global production and shows general higher contents (>10%) than magmatic counterparts (<10%) (Abram et al., 2011; Melfi et al., 2016). Brazil is a major importer of phosphate, as it produces only ~20% domestically. This represents a significant economic weakness, since agribusiness contributes ~22% of Gross Domestic Product (CEPEA, 2024). In this scenario, the Morro Verde Phosphorite ( $5 \times 10^7$  tons, up to 32.4% and ~10% average.  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) is a new discovery in the Fortaleza de Minas region (Figure 1 and 2), whose knowledge about origin and evolution can guide prospection for new findings.

The Fortaleza de Minas carbonate rocks are systematically associated with phosphorite, but its stratigraphic positioning is contentious. These rocks have been included in various units, such as the passive margin Canastra Group or syn-collisional Araxá Group, in the external Brasília Nappe systems (~650-600 Ma; Falci et al., 2016 and references therein), or attributed to the Bambuí Group mixed siliciclastic-carbonatic cratonic cover (~635-500 Ma; Caxito et al., 2021 and references therein) (Teixeira and Danni, 1978; Feola, 1999; Fernandes, 2002; Pinheiro et al. 2021).

Therefore, aiming to investigate the paleoenvironmental conditions and the stratigraphic positioning of these carbonate rocks, we performed field, petrographic, major and trace element and isotope systematics ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) coupled with lithofacies analysis. The obtained data allow to characterize an Ediacaran-Cambrian-like seawater signature suggesting correlation with the post-Marinoan Pedro Leopoldo Member of the Sete Lagoas Formation, basal Bambuí Group, and provide insights for the evolution of depositional and post-depositional conditions of the carbonate-phosphorite deposits.

## **2. Geological Context**

The study area is located to the south of the Passos Nappe, in the northwestern Campos Gerais Domain (CGD), a region that has been recognized as a tectonic window of the São Francisco craton southern border (FIG. 1A) (Pinheiro et al., 2021). This domain is considered an Archaean-Paleoproterozoic Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite (TTG) -greenstone terrain, reworked during the Brasiliano event (~0.6-0.5 Ga), concomitant to the formation of the Southern Brasília belt in the context of West Gondwana assembly (FIG.1B) (e.g.: Cordani et al., 2013; Pinheiro et al., 2021; Valeriano et al., 2022; Gengo et al., 2024).

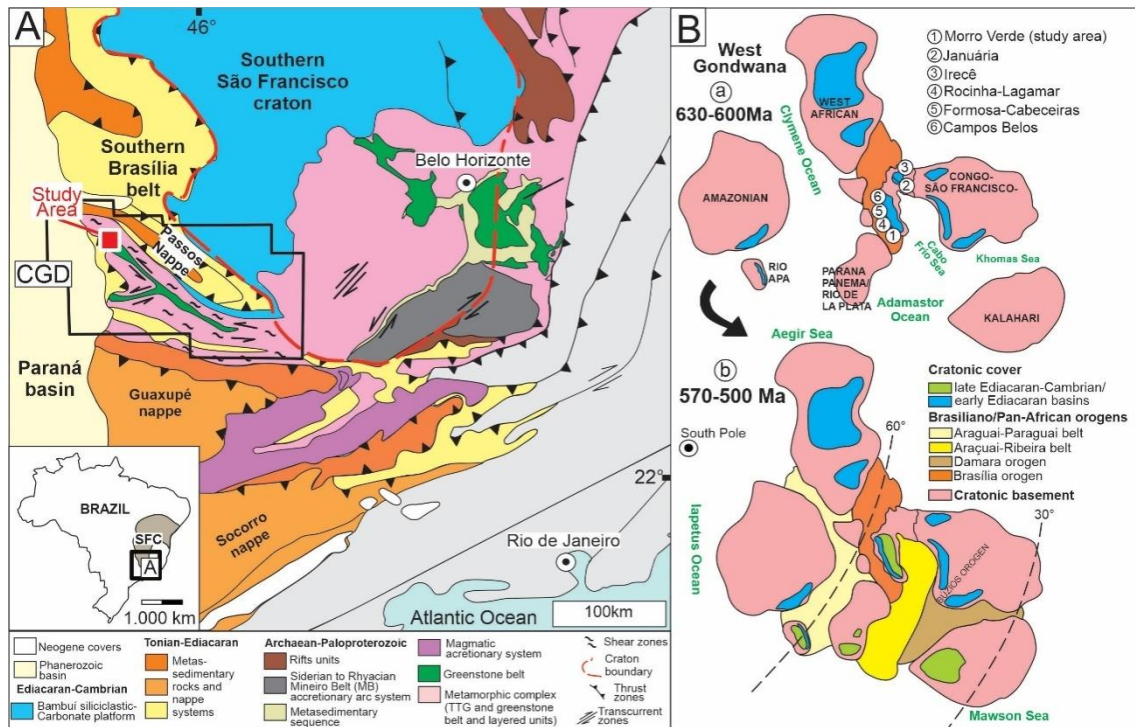


Figure 1. A - Figure 1. A: Geological map of the Southern São Francisco craton in the limit with the Paranapanema craton, partly covered by Nappe systems of the southern Brasília belt, with location of the study area in the Northwestern Campos Gerais Domain (CGD). Modified from Pinheiro et al. (2022). B: West Gondwana paleogeographic evolution, with (a) epicontinental to (b) foreland Ediacaran-Cambrian basins, from the aftermath of the Neoproterozoic Snowball Earth in the Early Ediacaran (<635 Ma) to the middle Cambrian (500 Ma). Approximate location of the study area (1) and other Neoproterozoic-Cambrian phosphorite occurrences along the western border of the São Francisco craton and external domain the southern Brasília belt are given by numbers (2-6). Adapted from Caxito et al., (2021).

The Passos Nappe systems (FIG. 1A) is interpreted as composed of para-derived rocks from Meso-Neoproterozoic (~1.2-0.8 Ga) rift-sag to passive margin basins of the Southern Brasília belt (Dias et al., 2025 and references therein). These deposits are recognized by their flat-lying and regional metamorphic character. The peak metamorphism in the amphibolite-granulite facies of the Passos Nappe was estimated at  $631 \pm 4$  Ma (U-Pb in monazite), corresponding to the anatexis of Araxá Group schists, with exhumation and retrograde metamorphism at ~605–590 Ma (U-Pb in monazite and rutile) (Valeriano et al., 2004).

The Ediacaran-Cambrian (635-500 Ma) mixed siliciclastic-carbonate succession of the Bambuí Group (FIG.1), have been related to a basin that evolved from an intracontinental to a foreland setting (respectively at ca. 635-600 and 570-500 Ma; Caxito et al., 2021) with depocenters likely controlled by reactivation of ancient structures (Reis et al., 2017; Uhlein et al., 2017; Nicomedes et al., 2025). Deformed siliciclastic and carbonate rock deposits related to the base of the Bambuí Group are found on the margins of the craton and external domains of the surrounding belts (e.g: Kuchenbecker et al., 2016; Dias et al., 2025), where the rocks are affected by the external portions of the east- and west-verging Brasília and Araçuaí thrust-and-

fold belts, respectively, with final thrusting at ca. 500 Ma (Rb-Sr in mica from slickensides; Nicomedes et al., 2025). In contrast, in the cratonic interior, the same rocks are undeformed and flat-lying, e.g. in the Januária and Correntina regions (e.g. Caxito et al., 2012, 2018; Uhlein et al., 2019).

Other phosphorites, including the Arraias/Campos Belos and Rocinha deposits correlated to the Bambuí Group, occur along the western limit of São Francisco craton with the Southern Brasília belt (FIG. 1B) (Misi et al., 2014; Caxito et al., 2021). Several phosphorite-related carbonate rocks in the studied region (Pratápolis, Itaú de Minas, and Fortaleza de Minas, southwestern Minas Gerais State), partly described as marbles, have been generally included in the Araxá and Canastra groups, in the context of the Passos Nappe (Teixeira and Danni, 1978; Feola, 1999; Pinheiro et al. 2022). In an unpublished thesis, Fernandes (2002) considered a probable distinct positioning within the Bambuí Group based on isolated  $\delta^{13}\text{C}$  of -0.7 to +5.6 ‰, but placed the rocks as pertaining to the Araxá Group in this thesis geological map.

### 3. Materials and Methods

Field data and carbonate samples were obtained along three carbonate rock sections corresponding to deactivated quarries located in the Fortaleza de Minas district (FIG.2 and 3L). The UTM coordinates of the quarries from north to south are, respectively: 311217.92 m, 76955776.42 m; 310866.48 m, 7695079.38 m; 310415.89 m, 7694371.35 m. Twenty thin sections were confectioned from the main lithofacies. They were analyzed with a mixture of potassium ferricyanide and alizarin red S for distinction of carbonate phases and composition (Dickson, 1966; Hemming and Grams, 1989). Facies and microfacies analysis and stratigraphic interpretation were performed following concepts as that proposed by Walker (2006) and Miall (2000). Carbonate rocks classification considered mainly Dunham (1962) and Wright (1992). Fractions from finer carbonate matrix were powdered avoiding recrystallized, veins and fractured areas and zones altered by fluids.

Cathodoluminescence (CL) analysis was carried out at the Cathodoluminescence Laboratory (LabCatodo – Institute of Geosciences/Federal University of Pará), using a polished thin section. The images were obtained using a Leica DM4500 P LED optical microscope coupled with a Cambridge Image Technology Ltd. (CCL Mk5-2) color cathodoluminescence optical system, under instrumental conditions of 320 mA, 12–15 kV, and an exposure time of 8–12 seconds. Cathodoluminescence in carbonates may be related to the common chemical zoning observed in diagenetic carbonate cements. Luminescence is linked to the presence

and/or absence of activators, mainly  $Mn^{2+}$ , which activates luminescence, and  $Fe^{2+}$ , which quenches it. The presence of these ions may be associated with the redox potential of the fluid that interacted with the carbonates (Barnaby and Rimstidt, 1989; Götze, 2010).

Carbonate rocks elemental geochemistry (major oxides, trace and [REE+Y]) were obtained using from two different analytical approaches: i) 13 samples for dissolution through a strong 4-acid approach; and ii) 14 samples (the same 13 samples plus an additional sample) through partial leaching aiming to recover only the carbonate fraction using a weak acid (0.5 N  $HNO_3$ ). This allows to evaluate the degree of influence of infiltrated terrigenous material, that could be dissolved by strong acids, on the marine geochemical signal (which is represented only by the carbonate fraction).

Leaching analyses of major, trace, REE+Y elemental concentrations, were conducted at the Department of Geoscience and Natural Resource Management of the University of Copenhagen with an ICP–OES (Perkin Elmer, Optima 7000 DV). The samples were prepared by dissolving ca. 50 mg sample powder for 10 min in 5 ml of 0.5 N  $HNO_3$  for 6 hours in 10 ml centrifuge tubes. The residual was then centrifuged off and the 5 ml sample was diluted to 50 ml with ultraclean water in 50 ml centrifuge tubes. Major element analyses were calibrated against a series of synthetic solutions prepared from certified single element solutions (Perkin Elmer). The external reproducibility was assessed by multiple analyses of the international reference materials JDo-1 (Permian dolostone) and JLS-1 (Triassic limestone), which were within the range of values published by Imai et al. (1996). Variations of element concentrations (relative standard deviation, 1RSD) were <5% (Mn, Al, Ca, Mg, Sr) and <10% (Fe). Trace elemental, REE + Y analysis followed the procedure outlined in Kystol and Larsen (1999) and used the international standard BHVO-1 for calibration and estimation of precision and accuracy. Analytical precisions are estimated as follows: 1–10% for REE, Ti, Ni, Cu, Ga, Rb, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, Hf, Ta, Th, U and Mo, 10–20% for Sc, V, Co, and 20–30% for Pb, all within error of the certified values for BHVO-1. REE+Y concentrations [REE+Y] were shale-normalized (SN) relative to the Pos-Archaeon Australian Shale (PAAS) composite (McLennan, 1989).

Sr isotopes were analysed in aliquots of the same solubilised samples in which REE+Y were measured. Sr isotopes were examined by through an Isotope X/GV Phoenix thermal ionization mass spectrometer (TIMS) at the Department of Geosciences and Natural Resource Management, University of Copenhagen. 20 mg of sample powder was digested with 1 mL of

0.5 M HCl for 10 minutes. The solution was centrifuged, and the supernatant was evaporated to dryness in a Savillex™ Teflon beaker. The samples were then redissolved in 3 M HNO<sub>3</sub> and loaded onto extraction columns containing 200 µL of pre-cleaned 50-100 mesh SrSpec™ resin. The elution procedure followed Horowitz et al. (1992), with Sr ultimately eluted using pure deionized water and dried down for isotopic analysis. Subsequently, samples were dissolved in 2.5 µL of Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>-H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>-HF activator solution and loaded onto pre-degassed rhenium (Re) filaments and analysed by TIMS.

Bulk-rock 4 acid analyses were performed at the SGS Geosol laboratories, Minas Gerais, Belo Horizonte, Brazil. The samples were analyzed for major oxides and trace elements by ICP-MS or ICP-OES after lithium metaborate fusion or acid digestion (nitric and tartaric acid mixture). The volatile content (Loss on Ignition - LOI) was determined by mass difference after ignition at 1000°C. Detection limit for most major oxides <1% and 10-15% for most trace and rare earth elements. Total organic carbon (TOC) was also analyzed for five samples at SGS Geosol laboratories, whose determination by combustion and infrared methods with detection limit <1%.

Carbon and oxygen isotopic compositions were acquired at the Laboratório de Isótopos Estáveis (LABISE) of the Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco, Brazil, using a Thermo Finnigan Delta V Advantage ICP-MS. CO<sub>2</sub> gas from carbonate powder (~50mg) were analyzed in a high vacuum line, after reaction with orthophosphoric acid (100%) at 25°C for a day (three for dolomite). Results are shown in delta notation in ‰ (per mil) deviation from the Vienna Pee Dee Belemnites (VPDB). The BSC (Borborema Skarn Calcite) reference material was calibrated against NBS-20 and based on multiple standard measurements of NBS-19, with the external precision better than 0.1‰ for carbon and oxygen. Portable X-ray fluorescence (pXRF) analyses were conducted using an Olympus InnoVX Delta-X Professional device from the Brazilian Geological Survey (SGB) on selected samples from the Central quarry.

#### 4. Depositional Facies and Diagenetic Sequence

The depositional facies, microfacies and diagenetic evolution of the succession is detailed in Carvalho et al. (in press). The phosphatic-carbonate rocks directly overlie the basement and are flanked by the Araxá quartzite of the Passos Nappe to the south (South quarry, FIG. 2). The central quarry showing the most preserved depositional features is considered a local type-section (FIG. 3). The datum is positioned in the unconformity between the carbonate rocks and a folded and thrustured chlorite-schist (Sch, Fig. 3B). Stromatolitic phosphatic silicified breccia (StB) and friable phosphorites (Pho) with up to 20 % of  $P_2O_5$  (pXRF see Supplementary material), composing the basal 2 m of the succession, are truncated by mm- to cm-size calcite plus silica veins (FIGS. 3C, D, E, F and Table 1). Wavy-hummocky bedded carbonate (LCa) characterizes the intermediate portion of the succession and may reach up to 8 m-thick (FIGS. 3F, G and Table 1). Finally, massive carbonate (MCA) occur at the top with ~2m of homogeneous darker gray colors when compared to the mottled light to medium gray and brownish colors of the previous facies (FIG. 3C, H and Table 1).

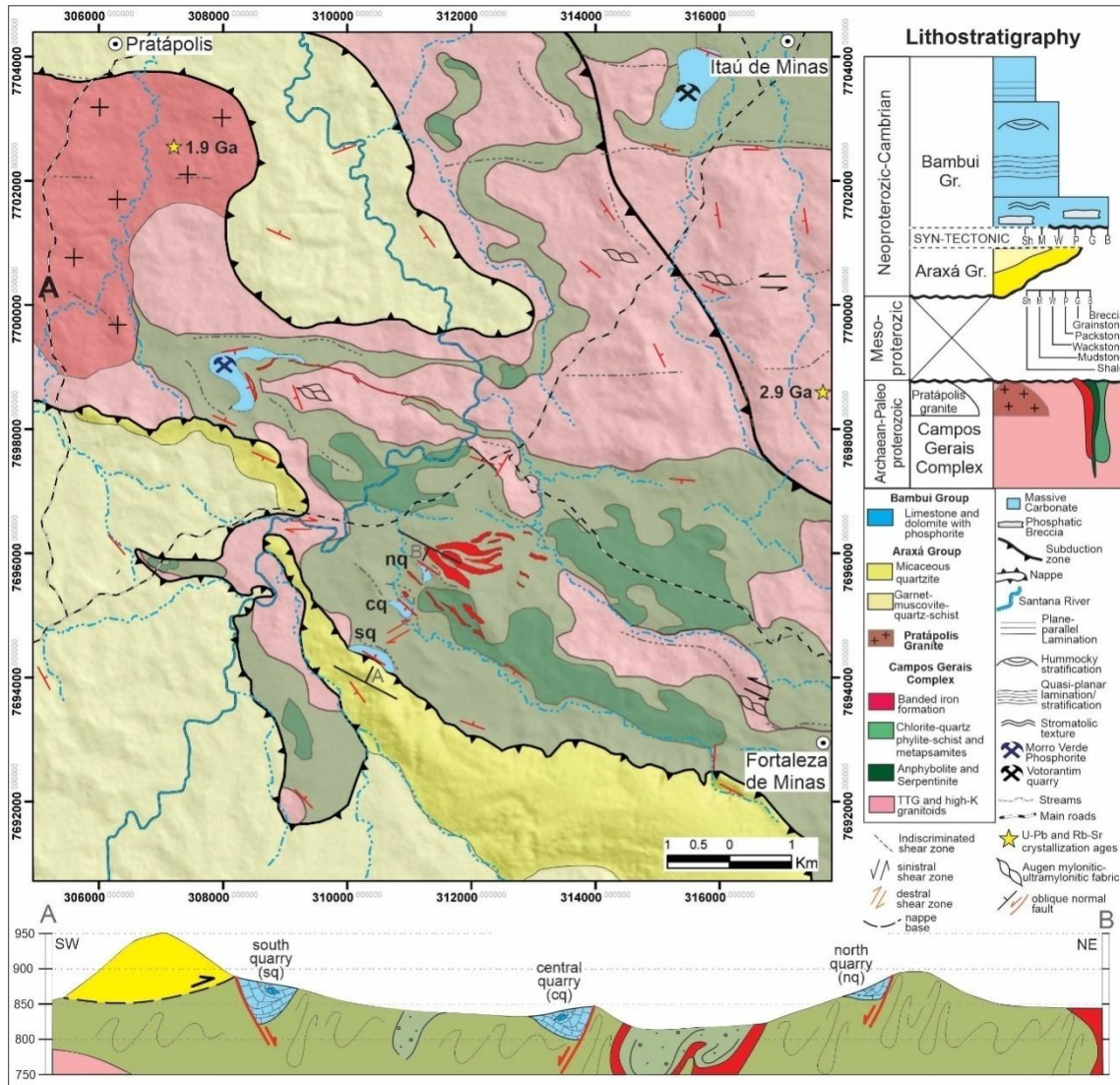


Figure 2. 1:25.000 geological map and lithostratigraphy of the studied region and section (A-B) with the location of the studied quarries: sq) south quarry; cq) central quarry; and nq) north quarry. Geochronology from Pinheiro et al., (2021 and references therein). Adapted from Carvalho et al. (in press).

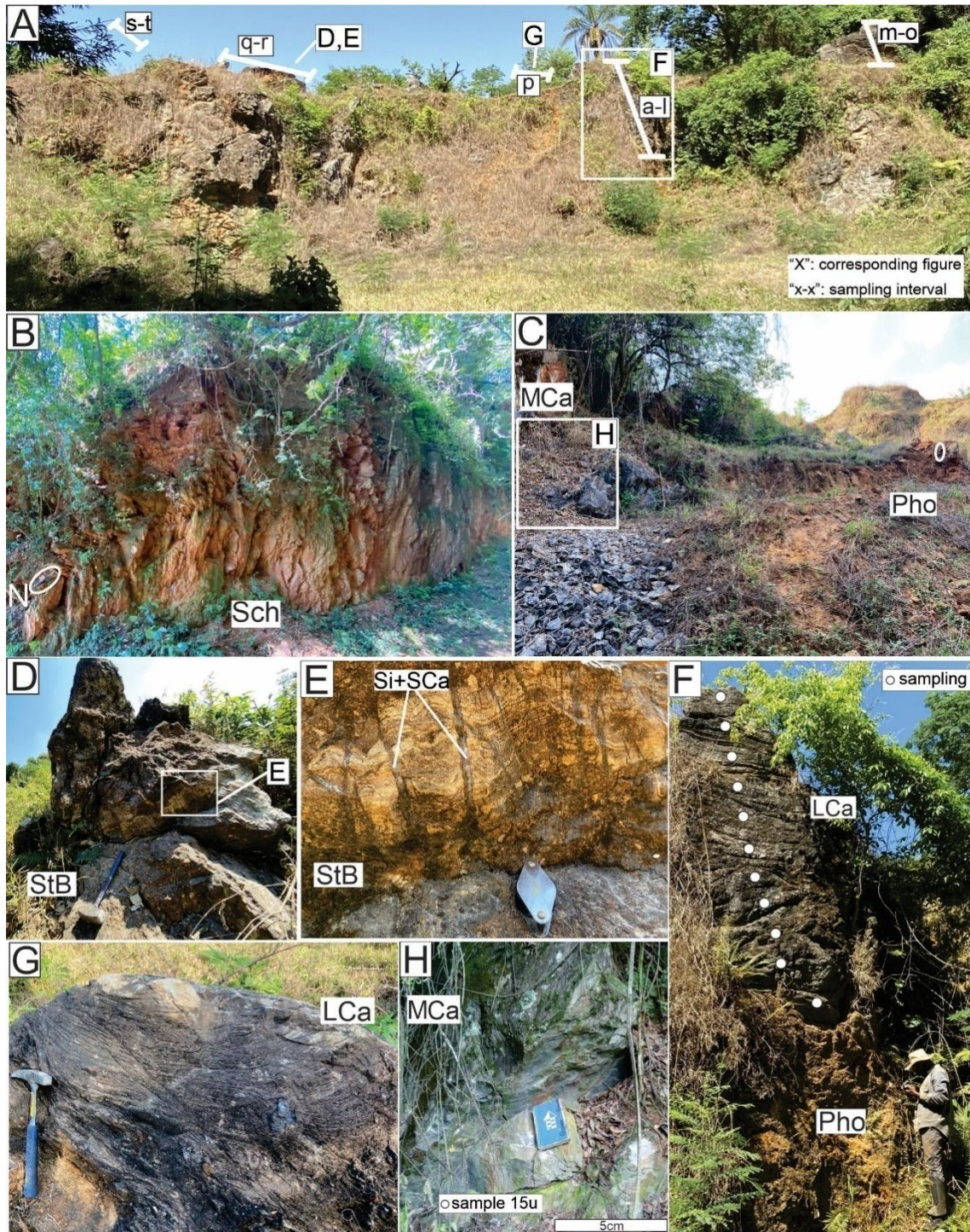


Figure 3. General macroscopic features of the studied rocks in the central quarry. A: Main pit of the quarry with the positioning of the sampled intervals and subpicture of the figure. B: Basement folded and thrust schist from the greenstone basement. C: another view of the central quarry main pit showing friable phosphorite (Pho) in contact with massive carbonates (MCa). D: Silicified phosphatic stromatolithic breccia directly overlying the basement. E) detail of the place “E” in the picture “D”. F) Detail of the place “F” in the picture “A” showing wavy-hummocky bedded carbonate (LCa) directly overlying Pho. G) Detail of the hummocky cross bedding in LCa. H) Detail of the place “H” in the picture “C” showing the massive carbonate (MCa) showing the preserved geochemical signal.

The Fortaleza de Minas carbonate rocks show five main microfacies (Table 1): Dm) Dolomitized micritic matrix; DO) Rhombic dolomite; SDO) Saddle dolomite; SCa) Secondary Blocky calcite; and Si) Silica (Fig. 4). The inclusion-rich Dm is microcrystalline calcite with relicts of a grumose to laminated texture suggesting original micritic composition (Figs. 4A, B and C). Muddy carbonates have their fabric and geochemistry stabilized still in the shallow diagenesis realm (<0.7 km) due to porosity loss by mechanical compaction (Immenhauser, 2021). DO and SDO up to ~0.1 mm size slightly dyed to undyed anhedral dolomite (FIG. 4A). Solution seams and stylolites indicate chemical compaction leads to pore filling and replacive DO and SDO precipitation in the intermediate to deep burial diagenesis (~2km  $100 < T^{\circ} < 250$ ) but not attaining the metamorphic domain (12-15km,  $T^{\circ} > 250$ ) (FIGS. 4C, E and F).

SCa and Si preferentially dissolving DO and SDO (FIGS. 4C and F), suggest tectonic-driven change in basin fluid circulation patterns, with basin ward migration of phreatic zones and fracturing. Fabric-preserving to fabric-destructive SDO/DO/Dm-Si/SCa solution-reprecipitation indicates diagenetic conditions varied from rock- to fluid-buffered. The Dm, DO and SDO show dull-and bright-redluminescence, while SCa is bright orange, and Si non-luminescent (FIG. 4D). This behavior corroborates evolution from deep-seated fluids characterized by high Fe/Mn ratios to shallower lower Fe/Mn fluids, with the brighter luminescence of DO resulting from preferential infiltration of SCa.

Macrofacies			
Macrofacies	Description	Occurrence	Formative process
Stromatolitic phosphatic silicified breccia (StB)	Light gray calcitic limestone with stromatolitic laminations (1-2mm thick), exhibiting a brecciated appearance with centimeter-sized clasts and veins of calcite and silica.	These features occur at the base and middle portions of carbonate successions, sometimes in contact with the basement.	Direct chemical precipitation of carbonate in the water column or on the seafloor in low-energy environments. They may also be associated with high-energy upper flows (Tucker, 1990; Flügel, 2010).
Friable phosphorites (Pho)	Phospharenite ranging from fine to medium sand with other colors.	They generally occur in contact with the basement, as well as interbedded with the carbonates.	Physical-chemical or biochemical precipitation of carbonate fluorapatite within the sediment, at the sediment/water interface and/or during diagenesis (Flügel, 2010).
Wavy-hummockybedded carbonate (LCa)	Low-angle, bidirectional cross-laminations that occasionally truncate.	Occurs in a restricted manner in the intermediate portion of the succession.	Oscillatory flows or a combination of unidirectional and oscillatory flows, both driven by storms (Boggs, 2012).
Massive Carbonate (MCa)	Massive, homogeneous carbonates ranging from light to dark gray.	They typically occur as blocks at the top of the section.	Weak primary lamination or obliteration of lamination by diagenetic processes (Flügel, 2010).
Microfacies			
Microfacies	Description	Occurrence	Formative process
Dolomitized micritic matrix (Dm)	Brownish, fine-grained, muddy, massive, and dense matrix	It constitutes the preserved matrix in all carbonate rocks.	Recrystallization in shallow diagenesis

Rhombic dolomite (DO)	Coarse-Grained (>1 mm) and Euhedral Crystals	Occurs Associated with Pore-Filling	Precipitation during intermediate to deep burial diagenesis
Saddle dolomite (SDO)	Coarse-Grained (>1 mm), Euhedral, Slightly Curved Crystals with Undulose Extinction Under Cross-Polarized Light	Occurs as Pseudomorphic Dolomite	
Secondary Blocky calcite (SCa)	Aggregates of Calcite Crystals	Occur as vein lets of calcite and silica	Destruction of SDO/DO/Dm fabric and reprecipitation of SCa and Si
Silica (Si)	Very Fine Silica Aggregates		

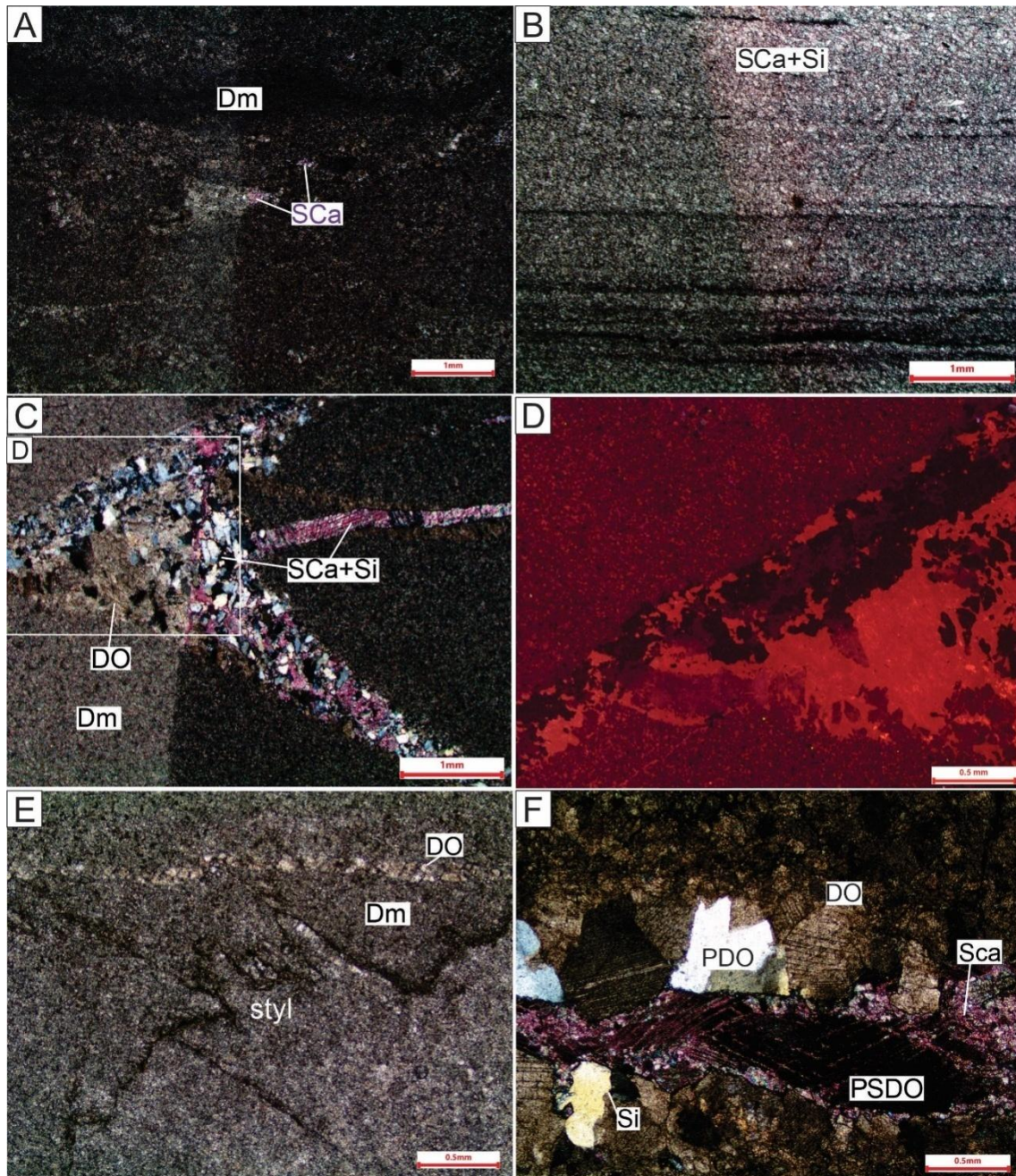


Figure 4: Photomicrographs of the main microfacies of the Fortaleza de Minas carbonate rocks. Right side of the images A and C and left of the B are dyed with alizarin red S and potassium ferricyanide indicating calcitic composition. A) Dolomitized micritic matrix (Dm) minorly infiltrated by secondary calcite (SCa), parallel nicols.; B) Laminated carbonate completely recrystallized by silica (Si) and secondary blocky calcite (SCa), crossed nicols.; C) Si and SCa preferentially dissolving pore-filling rhombic dolomite (DO) with limited infiltration of Dm; D) CL image of the “D” place of the picture “C” showing predominantly dull-red luminescence for Dm and DO (higher Fe/Mn), bright orange for SCa (lower Fe/Mn) and non-luminescence for Si. E) Stylolite development and DO recrystallization in Dm microfacies. F) Deep dolomitized showing partly fabric-preserving DO/SDO-Si-SCa solution-reprecipitation leading to the formation of pseudomorphic DO (PDO) and SDO (PSDO).

## 5 Results

### 5.1 Bulk-Rock and Partial Leaching Analysis

Partial leaching analyses of the Dm microfacies from the LCa and MCa facies showed lower contents for Si, Rb, Al, Fe and P (*ca.* half to a third) relative to bulk-rock values and almost equal quantities for Sr and Mn (Table 2). Ca and Mg showed systematically lower contents in the leaching analyses, but with different proportions (slightly lower for Ca and large variation for Mg) and non-linear relation between them. Thus, Mn/Sr (0.02 – 4.2) and Sr/Ca (0.0003 - 0.0101) ratios and Sr contents (84 - 4667 ppm) were similar in both analytical approaches, and Fe/Sr may be up to two times higher in the bulk-rock technique (Leach.: 0.05-69; Bulk: 8 - 1096).

The trace elements invariably show higher concentrations in the bulk-rock analytical approach compared to leached samples. Concentrations can reach over seven hundred times higher in the case of Nb (0.55-0.05 ppm) when compared to leached samples (Nb<0.002 ppm). However, Zn, V, Cu, Dy, and Ga may exhibit higher concentrations in some leached samples. P (phosphorus) is more concentrated in most of the leached samples (835 – 3240 ppm), while bulk rock samples exhibit lower concentrations (829 – 2270 ppm).

The  $\sum\text{REE}+\text{Y}$  approach in bulk rock shows the same trend, but with concentration differences of up to 28.15 ppm compared to leached samples (see Table 3). However, sample 15L exhibits higher concentrations of La (Leach: 3.01 ppm; Bulk: 2.9 ppm), Ce (Leach: 5.886 ppm; Bulk: 5.7 ppm), and Dy (Leach: 0.527 ppm; Bulk: 0.47 ppm) in the leached samples. The  $(\text{La}/\text{La}^*)_{\text{SN}}$ ,  $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_{\text{SN}}$ ,  $(\text{Yb}/\text{Pr}^*)_{\text{SN}}$  and  $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{SN}}$  anomalies, calculated following Lawrence and Kamber (2006). The  $(\text{La}/\text{La})_{\text{SN}}$  and  $(\text{Ce}/\text{Ce})_{\text{SN}}$  anomalies show discrepant results: leached samples display positive anomalies, whereas bulk samples show negative anomalies or, when positive, with smaller magnitudes. In contrast,  $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{SN}}$  anomalies and Y (calculated via the Y/Ho ratio) demonstrate greater consistency between the two approaches (Table 3).

Table 2: Results of the analysis of leached rock above and bulk rock below

Element	Sample	Leach rock												
		17A	17K	17L	17R	17U	17S	17AE	15L	15S	15U	148A	148H	148T
Ca	%	24.81	46.25	30.98	46.15	30.46	43.84	25.68	27.16	26.81	50.86	27.01	28.02	26.63
Mg	%	6.90	0.22	9.04	0.13	9.30	0.10	10.16	11.12	11.31	0.25	12.29	12.79	11.93
Al	ppm	100.71	31.68	30.82	40.43	112.57	25.94	147.78	72.23	42.51	11.86	81.16	84.97	82.74
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P	ppm	1240.04	217.81	150.47	238.25	6845.47	284.81	1104.23	3240.48	834.72	1525.98	228.13	389.60	994.25
K	ppm	111.63	43.90	40.33	94.76	104.28	49.24	151.25	77.45	53.20	36.70	96.99	88.38	100.60
Li	ppm	0.69	0.00	0.75	0.03	0.60	0.00	0.64	0.81	1.07	0.03	0.95	1.33	1.14
Sc	ppm	0.54	0.13	0.15	0.18	1.10	0.54	0.61	0.42	0.32	0.17	0.46	0.51	0.75
Ti	ppm	0.83	0.47	0.68	2.01	0.95	0.46	0.79	0.67	0.64	0.31	0.73	0.82	0.73
V	ppm	3.12	0.61	3.34	0.73	3.71	0.49	1.29	1.72	2.65	0.31	2.57	1.49	1.73
Cr	ppm	2.57	0.82	1.34	0.51	1.04	6.92	1.23	2.53	1.20	0.44	0.54	0.88	0.79
Mn	ppm	94.49	143.48	277.32	92.02	179.68	122.02	159.57	154.44	572.83	142.99	133.27	268.42	305.55
Fe	ppm	1283.80	286.04	3834.53	231.47	4550.03	141.35	2429.26	1667.51	7322.00	354.53	2670.25	3911.65	3443.96
Co	ppm	18.99	15.21	8.11	3.89	7.44	20.39	16.85	5.51	6.08	0.05	0.41	9.42	6.35
Ni	ppm	1.94	0.45	1.46	0.26	2.75	0.98	1.57	1.66	2.46	0.27	1.30	2.44	1.75
Cu	ppm	0.41	0.43	0.00	0.00	0.11	0.21	0.28	0.26	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00
Zn	ppm	9.82	0.90	5.51	0.40	12.92	0.98	4.96	8.25	21.27	2.30	21.99	32.51	18.69
Ga	ppm	0.88	0.31	0.16	0.18	1.34	0.30	0.56	0.63	0.34	0.22	0.29	0.30	0.54
Ge	ppm	0.65	0.22	0.32	0.16	1.22	0.21	0.47	0.55	0.66	0.17	0.31	0.40	0.56
Rb	ppm	0.23	0.06	0.06	0.16	0.26	0.06	0.29	0.13	0.10	0.03	0.15	0.14	0.15
Sr	ppm	145.22	523.84	221.32	4667.08	267.13	937.55	153.67	162.71	106.16	1705.78	81.28	88.13	79.54
Zr	ppm	0.24	0.04	0.05	0.03	0.83	0.19	0.08	0.36	0.05	0.06	0.02	0.02	0.06
Nb	ppm	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mo	ppm	0.31	0.52	0.14	0.05	0.07	0.04	0.11	0.29	0.14	0.55	0.02	0.06	0.04
Cd	ppm	0.07	0.03	0.02	0.01	0.05	0.02	0.02	0.03	0.04	0.02	0.02	0.03	0.02
Sn	ppm	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.01	0.02	0.09	0.07	0.15	0.02	0.02	0.02
Cs	ppm	0.01	0.01	0.03	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.03	0.00	0.01	0.01	0.01
Ba	ppm	13.18	11.29	8.99	28.72	29.86	10.20	11.30	5.93	3.22	5.62	6.30	4.83	4.02
La	ppm	4.43	1.38	0.86	0.83	6.34	1.69	2.93	3.01	2.00	1.15	1.53	1.40	2.59
Ce	ppm	8.65	3.06	1.51	1.65	12.33	2.81	5.16	5.87	3.49	2.10	2.89	2.78	5.21
Pr	ppm	1.01	0.37	0.17	0.21	1.61	0.40	0.62	0.75	0.40	0.24	0.33	0.32	0.63
Nd	ppm	4.10	1.60	0.72	0.93	7.35	1.62	2.59	3.30	1.60	1.00	1.31	1.32	2.70
Sm	ppm	0.75	0.32	0.14	0.16	1.48	0.27	0.47	0.64	0.30	0.19	0.25	0.24	0.50
Eu	ppm	0.11	0.09	0.05	0.03	0.34	0.05	0.09	0.13	0.11	0.04	0.05	0.05	0.09
Gd	ppm	0.67	0.30	0.13	0.15	1.46	0.22	0.41	0.62	0.27	0.18	0.20	0.21	0.45
Tb	ppm	0.10	0.04	0.02	0.02	0.19	0.03	0.06	0.08	0.04	0.02	0.03	0.03	0.06
Dy	ppm	0.66	0.26	0.13	0.14	1.24	0.19	0.37	0.53	0.24	0.16	0.17	0.18	0.39
Y	ppm	4.34	2.10	1.05	1.32	10.23	1.62	2.60	3.89	1.90	1.18	1.11	1.15	2.49
Ho	ppm	0.13	0.05	0.02	0.03	0.24	0.04	0.07	0.10	0.04	0.03	0.03	0.03	0.07
Er	ppm	0.37	0.13	0.07	0.09	0.70	0.14	0.21	0.27	0.12	0.09	0.09	0.10	0.21
Tm	ppm	0.05	0.02	0.01	0.01	0.09	0.02	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03
Yb	ppm	0.33	0.10	0.05	0.07	0.54	0.18	0.20	0.20	0.09	0.07	0.09	0.10	0.18
Lu	ppm	0.04	0.01	0.01	0.01	0.08	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03
Hf	ppm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ta	ppm	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02
W	ppm	87.33	44.50	30.71	14.11	30.10	17.42	45.15	21.23	28.26	0.00	0.62	21.78	23.35
Pb	ppm	2.40	3.17	1.25	2.69	3.46	6.54	0.85	6.72	2.14	1.03	2.15	3.52	2.45
Th	ppm	0.26	0.10	0.14	0.13	0.59	0.92	0.26	0.19	0.11	0.02	0.25	0.19	0.36
U	ppm	0.93	0.41	0.65	0.72	1.26	0.33	0.41	0.82	0.76	0.23	0.29	0.33	0.38

Bulk rock													
Sample	17A	17K	17L	17R	17U	17AE	15L	15S	15U	148A	148H	148T	
Elemen													
Ca	%	21.73	38.19	27.03	40.41	25.64	23.13	22.76	23.56	38.14	22.63	22.58	22.83
Mg	%	6.52	0.21	8.83	0.13	8.44	10.44	10.23	11.16	0.22	11.42	11.35	11.27
Al	ppm	5345.39	582.17	529.25	793.87	5927.56	4921.99	3175.48	1376.04	1164.34	3598.88	3545.95	5239.54
Na	ppm	1038.60	1186.97	1409.53	964.41	1038.60	964.41	890.23	964.41	890.23	593.48	741.86	593.48
Si	ppm	92552.4	18510.4	10797.7	3599.26	19445.3	14069.8	26690.6	7385.50	14163.3	18043.0	13041.4	16827.7
P	ppm	916.53	218.22	130.93	261.87	4626.31	960.18	2269.51	829.24	1091.11	130.93	261.87	654.67
K	ppm	2573.47	83.02	83.02	166.03	2407.44	1826.33	1162.21	498.09	83.02	1577.29	1494.27	2324.42
Li	ppm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sc	ppm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	ppm	239.74	59.93	59.93	59.93	419.54	299.67	179.80	119.87	119.87	239.74	239.74	299.67
V	ppm	16.00	108.00	6.00	27.00	<5	107.00	<5	27.00	48.00	26.00	5.00	16.00
Cr	ppm	68.42	68.42	68.42	68.42	68.42	68.42	68.42	68.42	68.42	68.42	68.42	0.01
Mn	ppm	78.14	156.28	234.42	78.14	156.28	156.28	156.28	468.84	78.14	156.28	234.42	312.56
Fe	ppm	3077.50	629.49	4616.24	1538.75	5175.79	4406.41	3776.93	8183.34	1398.86	3567.10	4756.13	4476.36
Co	ppm	21.70	23.00	8.80	4.60	11.40	21.70	6.40	6.10	<0.5	<0.5	10.70	8.70
Ni	ppm	5.00	8.00	<5	<5	7.00	22.00	7.00	8.00	<5	15.00	8.00	<5
Cu	ppm	8.00	<5	<5	<5	<5	<5	443.00	<5	<5	<5	<5	<5
Zn	ppm	9.00	<5	<5	<5	9.00	8.00	12.00	17.00	14.00	23.00	23.00	24.00
Ga	ppm	1.20	<0.1	0.10	0.10	2.90	2.50	1.00	0.40	0.20	1.90	1.90	2.60
Ge	ppm												
Rb	ppm	10.70	1.10	1.00	1.10	27.50	21.50	6.20	2.50	2.40	14.50	14.50	21.40
Sr	ppm	149.00	462.00	227.00	4368.00	268.00	170.00	158.00	111.00	1281.00	90.00	88.00	84.00
Zr	ppm	<10	<10	<10	<10	<10	10.00	<10	<10	<10	<10	<10	10.00
Nb	ppm	0.86	0.13	<0.05	<0.05	1.51	1.34	0.55	<0.05	0.18	1.00	1.21	1.24
Mo	ppm	<2	<2	<2	<2	<2	2.00	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Cd	ppm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sn	ppm	<0.3	<0.3	2.90	<0.3	1.00	0.80	<0.3	<0.3	<0.3	0.80	1.10	0.90
Cs	ppm	0.53	0.10	0.11	0.08	1.88	1.12	0.38	0.20	0.06	0.40	0.54	0.72
Ba	ppm	289.00	49.00	42.00	69.00	152.00	186.00	49.00	23.00	24.00	55.00	63.00	51.00
La	ppm	4.40	2.00	0.60	0.20	9.50	11.40	2.90	1.90	1.30	6.00	3.40	4.30
Ce	ppm	9.50	3.70	1.50	1.30	17.90	11.30	5.70	3.70	2.40	7.40	5.10	7.70
Pr	ppm	1.21	0.51	0.20	0.25	2.80	1.86	0.82	0.51	0.37	1.19	0.85	1.23
Nd	ppm	5.00	2.00	1.10	1.20	11.00	6.60	3.40	2.10	1.40	3.90	2.90	5.00
Sm	ppm	1.00	0.40	0.20	<0.1	2.10	0.90	0.80	0.30	0.30	0.50	0.60	0.80
Eu	ppm	0.13	0.11	0.06	<0.05	0.53	0.20	0.14	0.15	<0.05	0.16	0.16	0.14
Gd	ppm	0.87	0.49	0.27	0.21	2.02	0.95	0.84	0.45	0.39	0.63	0.50	0.68
Tb	ppm	0.15	0.06	<0.05	<0.05	0.29	0.17	0.09	0.06	<0.05	0.09	0.16	0.10
Dy	ppm	0.81	0.39	0.16	0.17	1.82	0.93	0.47	0.26	0.22	0.53	0.43	0.62
Y	ppm	5.54	2.81	1.23	1.63	19.66	8.39	4.31	2.45	1.76	4.57	3.33	5.74
Ho	ppm	0.23	0.06	0.05	0.05	0.39	0.17	0.12	0.06	0.06	0.12	0.16	0.15
Er	ppm	0.64	0.29	0.13	0.12	1.24	0.58	0.41	0.17	0.16	0.36	0.24	0.39
Tm	ppm	0.07	<0.05	<0.05	<0.05	0.16	0.09	<0.05	<0.05	<0.05	0.06	0.13	0.06
Yb	ppm	0.50	0.10	<0.1	<0.1	0.80	0.40	0.30	0.10	<0.1	0.20	0.30	0.30
Lu	ppm	0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.15	0.06	<0.05	<0.05	<0.05	0.05	0.14	0.06
Hf	ppm	0.39	<0.05	0.05	<0.05	0.54	0.42	0.17	0.10	0.14	0.35	0.52	0.44
Ta	ppm	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.24	1.22	0.53
W	ppm	207.70	97.70	55.90	34.40	63.30	84.60	55.50	52.40	0.90	1.30	37.10	54.90
Pb	ppm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	ppm	0.90	0.30	0.20	0.20	1.30	1.00	0.50	0.20	0.30	1.10	1.30	1.50
U	ppm	2.28	0.91	1.07	1.41	3.63	1.84	1.84	1.75	0.59	0.83	1.15	1.39

Low TOC contents (<0.25 %) suggest that organic matter was not preserved, possibly due to low burial rates or oxidation (Tribovillard et al., 2006). Enrichment factors (E.F.) for trace elements relative to  $Al_{Leach}$  were calculated following Calvert and Pedersen (1993). The calculated E.F. values (<0.02) for U, Cu, Ni, Ba, Zn, and Mo of leached samples do not indicate enrichment of these trace metals in the carbonates, plotting below reference values (Wedepohl, 1971, 1991; Taylor and McLennan, 1985; McLennan, 2001). Thus, since both E.F. and TOC values are very low, paleoredox interpretations are in conclusive.

## 5.2 Isotope Geochemistry

The stable isotope ratios are summarized in the Table 4. In the Central Quarry, the base of the studied section yielded negative values with a minimum  $\delta^{13}C$  of -0.94‰, followed by an increasing trend toward the top, reaching a maximum  $\delta^{13}C$  of +4.37‰. The  $\delta^{18}O$  values were consistently negative, ranging from a minimum of -9.16‰ to a maximum of -3.04‰. In the North and South Quarries, carbon isotopic compositions ( $\delta^{13}C$ ) were predominantly positive.

The North Quarry showed values clustered around 1‰, with a maximum  $\delta^{13}C$  of 3.09‰ and minimum of -0.58‰. Oxygen isotopes ( $\delta^{18}O$ ) displayed strongly negative values, peaking at -4.22‰ and reaching a minimum of -9.26‰. The Southeast Quarry exhibited the most positive  $\delta^{13}C$  values, with a maximum of +3.25‰ and minimum of +0.6‰. Oxygen isotopes remained negative, ranging from -8.41‰ to -6.05‰ (see Table 4).

Samples with >500 ppm Sr yielded  $^{87}Sr/^{86}Sr$  ratios of 0.70871 (17K), 0.70818 (17S), 0.70764 (P15), and 0.70766 (17R) (Table 4). The remaining samples showed excessively low  $^{88}Sr$  concentrations - indicative of diagenetic alteration involving continentally-derived fluids (Halverson et al., 2007) - resulting in elevated  $^{87}Sr/^{86}Sr$  ratios.

**Table 3: Leach rock and bulk rock ratios and anomalies**

Leach rock									
Samples	Mn/Sr	Fe/Sr	Sr/Ca	Yb/Pr*	La/La*	Ce/Ce*	Eu/Eu*	Y/Ho	$\Sigma$ REE+Y
17A	0.65	8.84	0.00	1.03	1.32	1.09	0.71	34.31	25.74
17K	0.27	0.55	0.00	0.85	1.26	1.11	1.42	43.90	9.84
17L	1.25	17.33	0.00	0.99	1.56	1.13	1.88	43.47	4.95
17R	0.02	0.05	0.01	1.09	1.43	1.10	1.00	46.40	5.66
17U	0.67	17.03	0.00	1.08	1.49	1.09	1.10	42.69	44.23
17S	0.13	0.15	0.00	1.44	1.30	0.91	0.91	40.50	9.30
17AE	1.04	15.81	0.00	1.05	1.48	1.08	0.95	36.94	15.85
15L	0.95	10.25	0.00	0.86	1.42	1.08	0.97	39.96	19.45
15S	5.40	68.97	0.00	0.75	1.43	1.08	1.88	42.83	10.64
15U	0.08	0.21	0.00	1.25	1.07	1.07	1.00	44.13	6.47
148A	1.64	32.85	0.00	0.89	1.37	1.11	0.95	34.17	8.10
148H	3.05	44.39	0.00	0.94	1.34	1.11	1.00	34.23	7.94
148T	3.84	43.30	0.00	0.90	1.33	1.09	0.92	33.98	15.64
Bulk rock									
Samples	Mn/Sr	Fe/Sr	Sr/Ca	Yb/Pr*	La/La*	Ce/Ce*	Eu/Eu*	Y/Ho	$\Sigma$ REE+Y
17A	0.52	472.00	0.00	1.31	1.12	1.00	0.64	24.10	30.10
17K	0.34	31.00	0.00	0.62	1.09	0.88	1.36	46.80	12.92
17L	1.03	464.00	0.00	1.59	1.64	1.28	1.25	24.60	5.50
17R	0.02	8.00	0.01	1.27	0.33	0.77	1.66	32.60	5.53
17U	0.58	441.00	0.00	0.91	0.94	0.78	1.28	50.40	70.36
17AE	2.30	17096.00	0.00	0.68	1.39	0.67	1.02	49.40	44.00
15L	0.99	546.00	0.00	1.16	1.10	0.89	0.95	35.90	20.40
15S	4.22	1683.00	0.00	0.62	1.14	0.92	2.25	40.80	12.31
15U	0.06	25.00	0.00	0.86	0.91	0.76	0.80	29.30	8.66
148A	1.74	905.00	0.00	0.53	0.98	0.63	1.49	38.10	25.76
148H	2.66	1234.00	0.00	1.12	0.84	0.63	1.09	20.80	18.40
148T	3.72	1217.00	0.00	0.78	1.04	0.79	0.92	38.30	27.27

Table 4: Radiogenic and stable isotope ratios

North quarry					1-Central quarry					South quarry				
Sample	Height (m)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}\text{‰}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sample	Height (m)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}\text{‰}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sample	Height (m)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}\text{‰}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
17A	0	1.92	-7.6	0.71066	15A	0	-0.34	-7.58	-	148A	0	3.25	-6.41	0.71245
17B	1.5	1.37	-7.63	-	15B	0.33	-0.94	-7.78	-	148B	0.33	2.28	-7.79	-
17C	3	1.13	-7.13	-	15C	0.66	-0.63	-7.13	-	148D	0.66	2.14	-6.52	-
17D	4.5	0.92	-7.65	-	15D	0.99	0.04	-6.99	-	148E	0.99	2.94	-6.18	-
17E	6	0.31	-8.2	-	15E	1.32	-0.2	-4.08	-	148F	1.32	2.91	-6.62	-
17F	7.5	-0.1	-9.26	-	15F	1.65	2.15	-3.04	-	148G	1.65	3.09	-6.05	-
17G	9	1.03	-7.69	-	15G	1.98	-0.7	-4.53	-	148H	1.98	2.49	-7.07	0.71323
17H	10.5	-0.58	-7.23	-	15H	2.31	1.12	-5.93	-	148J	2.31	2.29	-7.14	-
17I	12	1.12	-7.71	-	15I	2.64	2.01	-6.13	-	148M	2.64	1.91	-7.39	-
17J	13.5	0.96	-7.61	-	15J	2.97	1.15	-6	-	148N	2.97	1.88	-7.14	-
17k	15	2.12	-7.13	0.70871	15k	3.3	2.48	-5.9	-	148O	3.3	2.16	-7.44	-
17L	16.5	1.13	-7.14	0.71032	15L	3.63	1.95	-5.1	0.70873	148P	3.63	2.5	-6.72	-
17M1	18	1.81	-4.22	-	15M	3.96	0.27	-4.63	-	148Q	3.96	1.82	-7.29	-
17M2	19.5	1.71	-7.61	-	2 – Central quarry					148R	4.29	3.1	-6.33	-
17N	21	-0.2	0.99	-	Sample	Height (m)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}\text{‰}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	148T	4.62	0.6	-8.41	0.71181
17O	22.5	1.22	-6.61	-	15N	0	2.09	-9.16	-	148V	4.62	2.47	-7.01	0.71181
17P	24	0.19	-7.97	-	15O	0.33	1.32	-6.3	-	-	-	-	-	-
17Q	25.5	0.06	-7.04	-	15P	0.66	1.82	-6.42	-	-	-	-	-	-
17R	27	-0.14	-7.42	0.707663	15Q	0.99	2.24	-4.96	-	-	-	-	-	-
17S	28.5	-3.38	-8.98	-	15R	1.32	4.37	-8.13	-	-	-	-	-	-
17T	30	0.44	-7.35	-	15S	1.65	2.89	-7.62	0.71121	-	-	-	-	-
17U	31.5	3.09	-6.4	0.71038	15T	1.98	3.23	-8.12	-	-	-	-	-	-
17V	33	1.51	-6.4	-	15U	-	-	-	0.70764	-	-	-	-	-
17W	34.5	1.6	-5.69	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
17Z	36	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
17AA	37.5	1.92	-4.59	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
17AB	39	2.44	-5.52	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
17AC	40.5	1.36	-5.57	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
17AD	42	1.54	-5.35	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
17AE	43.5	1.47	-5.32	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

## 6. Discussion

### 6.1 Assessment of Detrital Contamination and Post Depositional Alteration

Three samples (17A, 17H, and 148H) exhibited  $Y/Ho_{Bulk}$  ratios ranging from  $<27$ , indicating detrital contamination, to 29-50 in the others, suggesting lower detrital influence (Planavsky et al., 2010). In contrast,  $Y/Ho_{Leach}$  analyses showed ratios between  $\sim 34$ -46, revealing higher purity (Table 3). This discrepancy may result from the dissolution of non-carbonate phases (Tostevin et al., 2016).

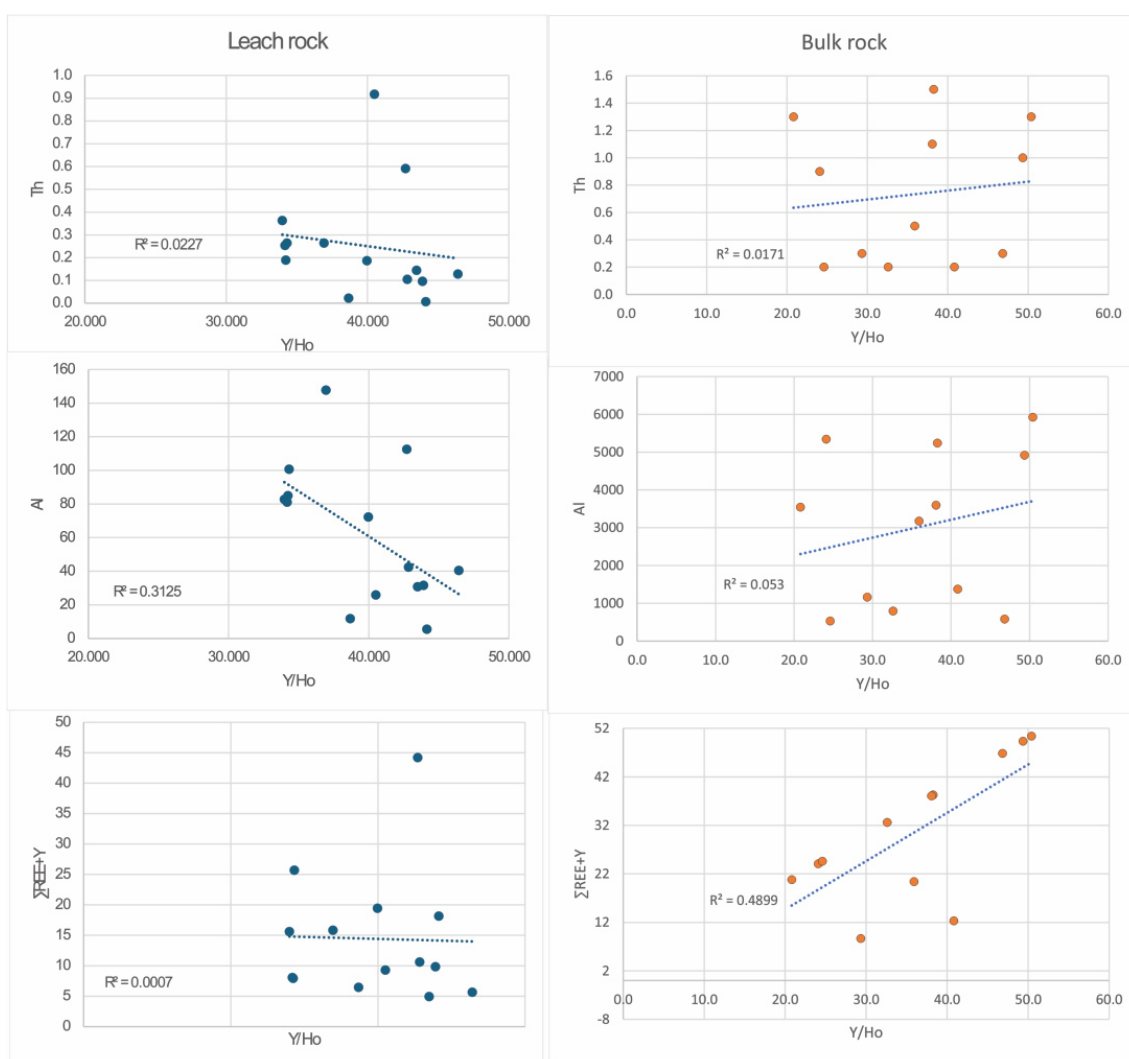


Figure 5: Th (ppm), Al (ppm) and  $\Sigma REE+Y$  (ppm) compared with the  $Y/Ho$  ratio to evaluate detrital composition. The overall correlation is low, apart from  $Al_{Leach}$  and  $\Sigma REE+Y_{Bulk}$ .

The proxies  $Th_{Leach}$  and  $\Sigma REE+Y_{Leach}$  in relation to the  $Y/Ho_{Leach}$  ratio show low correlation ( $R^2 < 0.02$ ) and support a minimally significant detrital contribution. This is corroborated by  $Th_{Bulk}$  and  $Al_{Bulk}$  in relation to  $Y/Ho_{Bulk}$ . However, divergence is

observed in  $Al_{Leach}$  and  $\sum REE+Y_{Bulk}$  when evaluated against Y/Ho in their respective analytical approaches, which show higher correlations with  $R^2$  values of 0.312 and 0.489, respectively (Fig. 5).

Despite the lack of homogeneity in the values obtained from the distinct analytical approaches, both indicate that carbonate precipitation did not occur entirely free from detrital contribution, albeit minimal. Nevertheless, as expected, bulk rock analysis supports a significantly more effective continental contribution compared to leached rocks, as non-carbonate phases were dissolved (Bayon et al., 2002; Tostevin et al., 2016).

Ancient carbonate rocks often undergo post-depositional alteration through interaction with diagenetic, hydrothermal, or meteoric fluids. These fluid interactions typically lead to decreased  $\delta^{13}C$  and  $\delta^{18}O$  values while increasing Rb/Sr, Mn/Sr, Fe/Sr, and  $^{87}Sr/^{86}Sr$  ratios (Allan and Matthews, 1982; Knauth and Kennedy, 2009; Guacaneme et al., 2017). Evaluating these geochemical parameters helps assess the degree of post-depositional alteration.

The  $\delta^{18}O$  and  $\delta^{13}C$  isotopic compositions display distinct patterns across different quarries. In the north and central quarries, values fluctuate significantly with weak positive and negative correlations, respectively (Figs. 6A and 6B). In contrast, the south quarry shows a strong positive correlation ( $R^2 = 0.75$ ). These patterns carry important diagnostic implications: negative correlations may indicate dolomitization processes involving meteoric fluids, while the strong positive correlation likely reflects intense diagenetic alteration (Allan and Matthews, 1982; Knauth and Kennedy, 2009; Guacaneme et al., 2017). This variability underscores the complex fluid-rock interactions that carbonate systems experience during their post-depositional history.

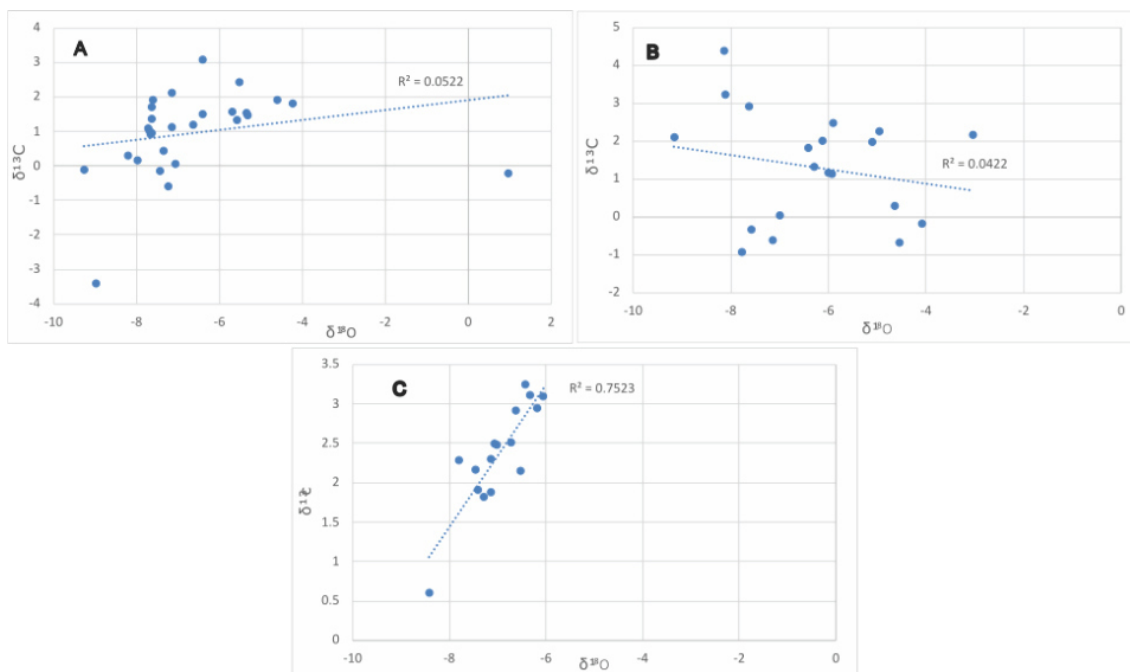


Figure 6: Diagrams  $\delta^{18}\text{O}$  vs  $\delta^{13}\text{C}$ . A – North quarry; B – Central quarry; C –South quarry.

According to the alteration thresholds established by Fölling and Frimmel (2002) for unaltered carbonates ( $\text{Mn}/\text{Sr} < 2$ ,  $\text{Fe}/\text{Sr} < 50$ ,  $\delta^{18}\text{O} > -10\text{‰}$  VPDB), only two bulk-rock samples from our analysis appear free of alteration, with most samples exceeding the  $\text{Fe}/\text{Sr} > 50$  threshold (Table 3). For chemically leached samples, nine met all preservation criteria, showing  $\text{Mn}/\text{Sr} < 1.6$ ,  $\text{Fe}/\text{Sr} < 33$ , and  $\delta^{18}\text{O} > -9.26\text{‰}$ . However, some values still fall plot below more stringent preservation limits for pristine carbonates ( $\text{Mn}/\text{Sr} < 0.5$  [0.6-3 for dolomites],  $\text{Fe}/\text{Sr} < 5$ ,  $\text{Sr} = 150\text{-}750$  ppm (Figure 7) as proposed by Gorokhov et al. (1995), Halverson et al. (2007), and Edwards et al. (2015).

Two samples displayed excellent parameters for unaltered carbonates: 15-C)  $^{88}\text{Sr} = 1281$  ppm,  $\text{Mn}/\text{Sr} = 0.08$ ; and  $\text{Fe}/\text{Sr} = 0.21$ ; and 17-R)  $^{88}\text{Sr} = 4368$  ppm,  $\text{Mn}/\text{Sr} = 0.02$ ; and  $\text{Fe}/\text{Sr} = 0.05$  (Fig. 7). Other two samples displayed satisfactory parameters: 17K)  $^{88}\text{Sr} = 524$  ppm,  $\text{Mn}/\text{Sr} = 0.27$ ; and  $\text{Fe}/\text{Sr} = 0.55$  and 17S)  $^{88}\text{Sr} = 938$  ppm;  $\text{Mn}/\text{Sr} = 0.13$  and  $\text{Fe}/\text{Sr} = 0.15$  (Fig. 7). It is important to highlight that the preserved samples related to the strontium isotope occur only in massive facies, while carbon, which is more resistant, may have been preserved in the other facies.

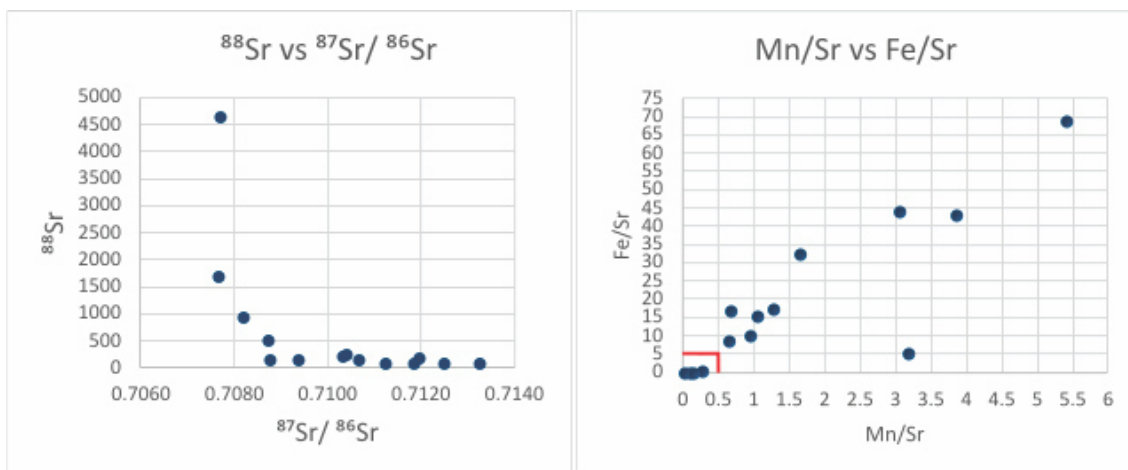


Figure 7: A -  $^{88}\text{Sr}$  vs  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  showing that low  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios are associated with high  $^{88}\text{Sr}$  B – Diagram Mn/Sr vs Fe/Sr. The limit between fields for samples unaffected and affected by diagenesis is indicated by Jacobsen and Kaufman (1999).

## 6.2 REE+Y and Trace Elements

The REE+Y diagram demonstrates that dissolution of non-carbonate phases increases the concentration of these elements (Cao et al., 2020; Tostevin et al., 2016). Consequently, characteristic marine signatures such as enrichment in heavy rare earth elements (HREE), positive Y and La anomalies, and negative Ce anomalies may not be evident.  $(\text{La}/\text{La}^*)_{\text{SN}}$ ,  $(\text{Ce}/\text{Ce})_{\text{SN}}$ , and  $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{SN}}$  anomalies in bulk-rock samples generally have lower minimum values and greater variation compared to leached samples (Table 3; Figure 8). This may be an effect of the dissolution of clays and Fe-Mn oxides/hydroxides (Tostevin et al., 2016), evidenced by the higher Al and Fe contents of these samples, although Mn concentrations remain similar in both approaches.

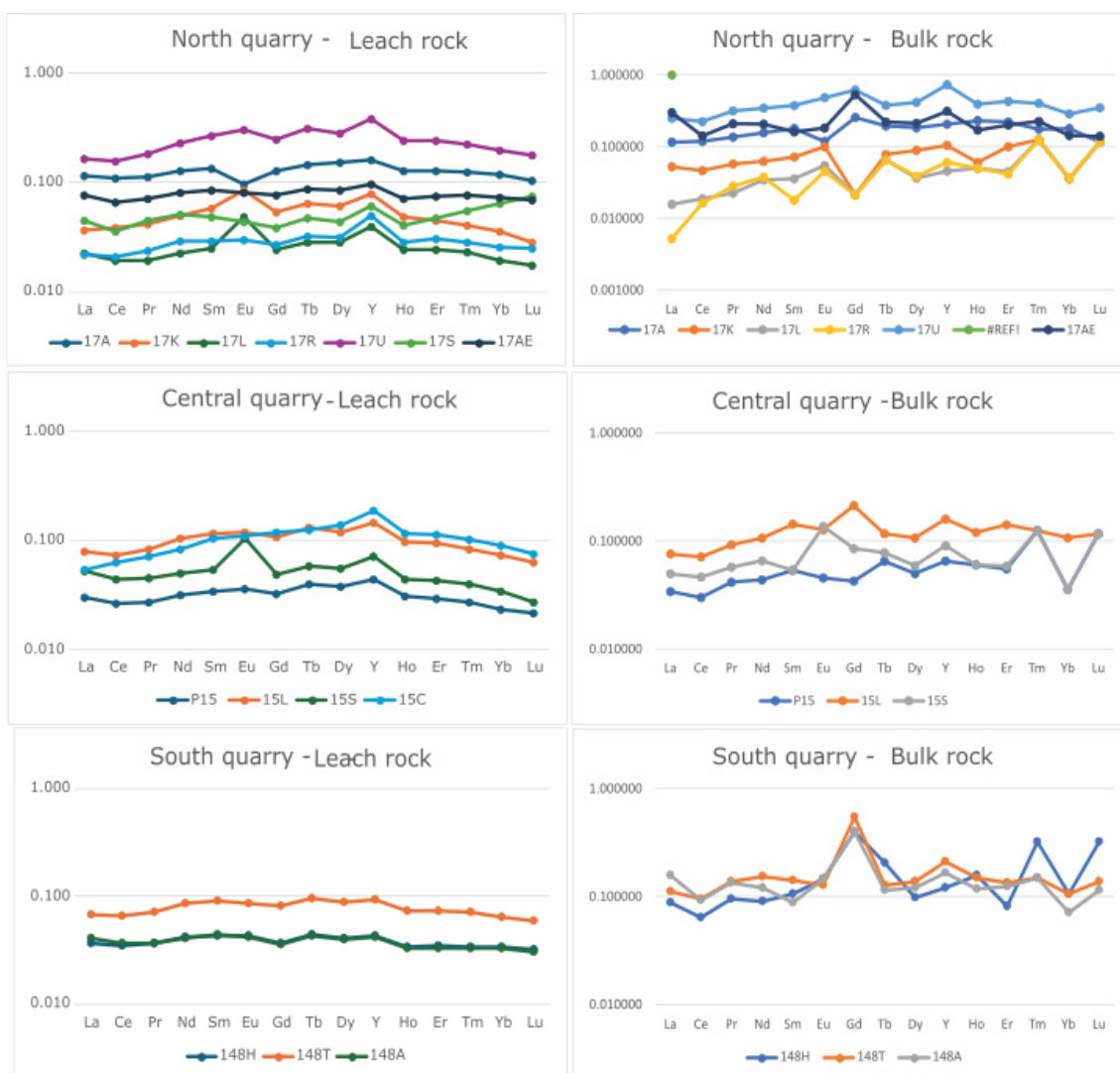


Figure 8: REE+Y diagrams of the leached rock and whole rock techniques. Note the homogeneous distribution of the first and the chaotic distribution of the second

In general, the leached rocks exhibit weak positive  $(La/La^*)_{SN}$  anomalies and negative  $(Ce/Ce^*)_{SN}$  anomalies, along with moderate to strong positive  $(Eu/Eu^*)_{SN}$  anomalies, and also negative anomalies (Sample 17A). The diagram does not show significant enrichment in Heavy Rare Earth Elements (HREE) in the north and central quarries, while a flat pattern is observed in the south quarry (Fig. 8). These characteristics suggest input from hydrothermal fluids (Bau and Dulski, 1996; Douville et al., 1999; Meyer et al., 2011). Another possibility would be through bacterial complexation (Takahashi et al., 2010).

The weak La anomalies may indicate some mixing between marine and estuarine waters (Lawrence and Kamber, 2006). Ce fractionation occurs under oxygenated conditions, where  $Ce^{3+}$  cations are oxidized to  $Ce^{4+}$  and subsequently adsorbed onto Fe-

Mn oxyhydroxides (German, 1990). High oxygen concentrations are required for Mn oxides to show significant Ce enrichment (Tostevin et al., 2016).

The  $(La/La^*)_{SN}$ ,  $(Ce/Ce^*)_{SN}$ , and  $(Eu/Eu^*)_{SN}$  anomalies suggest mixing with estuarine waters, oxidation processes, and interaction with hydrothermal fluids (Lawrence and Kamber, 2006; Tostevin et al., 2016; Meyer et al., 2011). Samples from the south quarry were likely the most affected by post-depositional alterations, as indicated by isotopic compositions and flat REE+Y<sub>SN</sub> patterns (Figs. 6C and 7). Interaction with continental fluids may also be a factor, as suggested by Y/Ho ratios of ~34.

Fluid recirculation with precipitation of Si- and SCa microfacies due to tectonic activity (possibly remobilizing P from the matrix) (Carvalho et al., 2024; Leme et al., in press; Real et al., in press) is consistent with the REE+Y distribution pattern in the diagram and the calculated anomalies. The diagenetic evolution proposed in these studies is supported by the phosphogenesis models suggested for Neoproterozoic deposits of the Sete Lagoas Formation (Bambuí Group) and correlative units (Sanchez, 2012; Drummond et al., 2015; Marques, 2019). These models invoke post-glacial marine upwelling currents, composed of reducing, slightly acidic, phosphate-rich waters, which reach coastal areas dominated by oxygenated, slightly alkaline waters, which is coherent with the observed riverine signatures. Carbonate and phosphate sedimentation, possibly mediated by microorganisms, diagenesis, reworking and weathering, generating the high grade phosphorite and oxide-hydroxydes, are corroborated by hydrothermal and authigenic signatures in calcareous dolostone samples.

It is important to emphasize that the final emplacement of the Passos Nappe may have played a key role in preserving the features of the diagenetic evolution. As previously discussed, the diagenetic evolution proposed in this work begins with shallow burial diagenesis under rock-dominated conditions with a low Fe/Mn ratio, transitioning to intermediate and deep burial diagenesis with a more significant interaction with fluids exhibiting a high Fe/Mn ratio, as suggested by CL analysis (Fig. 4D). This preservation can be explained by rapid burial due to the Nappe overburden, which would induce a loss of porosity/permeability through mechanical compaction. Subsequently, tectonic adjustments would lead to the reactivation of structures, promoting increased fluid flow.

### 6.3 C, O and Sr Isotope Signals

In the studied quarries,  $\delta^{18}\text{O}$  values range from  $-9.26\text{‰}$  to  $0.99\text{‰}$ , which may reflect interaction with post-depositional fluids (Fig. 9). However, the threshold values are arbitrary (Rodrigues et al., 2023). As shown in previous sections, post-depositional alteration occurred heterogeneously, as indicated by the low covariation between  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$ , except in the south quarry, which shows stronger correlations ( $R^2 = 0.75$ ).

Nevertheless,  $\delta^{18}\text{O}$  values around  $-10\text{‰}$  have been recorded at the Pedro Leopoldo Member, base of the Sete Lagoas Formation (base of the Bambuí Group), remaining close to  $-6\text{‰}$  in the central São Francisco Craton, particularly in the Correntina region (Bahia) (Caxito et al., 2012). Although not conclusive, the values observed in this study may represent a primary depositional signal.

$\delta^{13}\text{C}$  values in the studied quarries are relatively low, ranging from  $+4.37\text{‰}$  down to  $-3.38\text{‰}$ , with a predominance of positive values. In the northern quarry, values fluctuate between positive and negative, typically near  $+1\text{‰}$ . In the central quarry, where stratigraphic control is better,  $\delta^{13}\text{C}$  values are negative to near  $0\text{‰}$  at the base and increase toward the top. In the south quarry, values are predominantly positive, generally around  $+2\text{‰}$  (Fig. 9). The upward trend of  $\delta^{13}\text{C}$  values—from negative at the base to positive toward the top—may represent carbonates of both the Pedro Leopoldo and Lagoa Santa members of Sete Lagoas Formation, like the interpretation of Fernandes (2002).

The samples used for  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  interpretations were those with  $^{88}\text{Sr}$  concentrations  $>1000$  mg/kg, considered in this study as preserved from post-depositional alteration. These samples yielded  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios between 0.70764 and 0.70766—values consistent with early Ediacaran cap carbonates rocks (Kaufman et al., 1993; Halverson et al., 2007, 2010).

Throughout the Neoproterozoic,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  values vary from  $<0.7055$  to  $>0.7080$ . This increase is attributed to the breakup of the Rodinia supercontinent during the Neoproterozoic (Li et al., 2003). The trajectory of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  coincides with Cryogenian glaciations and large-scale tectonic processes (Li et al., 2003; Halverson et al., 2010). Early dolomitization in the snowball earth aftermath Mg-Ca- $\text{CO}_3$  oversaturation states would have favoured rock-buffered conditions during diagenesis (Edwards et al., 2015; Hoffman et al., 2017; Nogueira et al., 2022). Rock-buffered conditions during

dolomitization and Dm-SCa solution-precipitation, high Sr contents and low exposure to hydrothermal activity and phosphatic authigenesis, were fundamental for local preservation of the marine isotopic signal in Dm samples from MCa facies. Carbon isotopes are more resilient to diagenetic alteration and may have preserved  $\delta^{13}\text{C}$  signal in some samples from LCa facies.

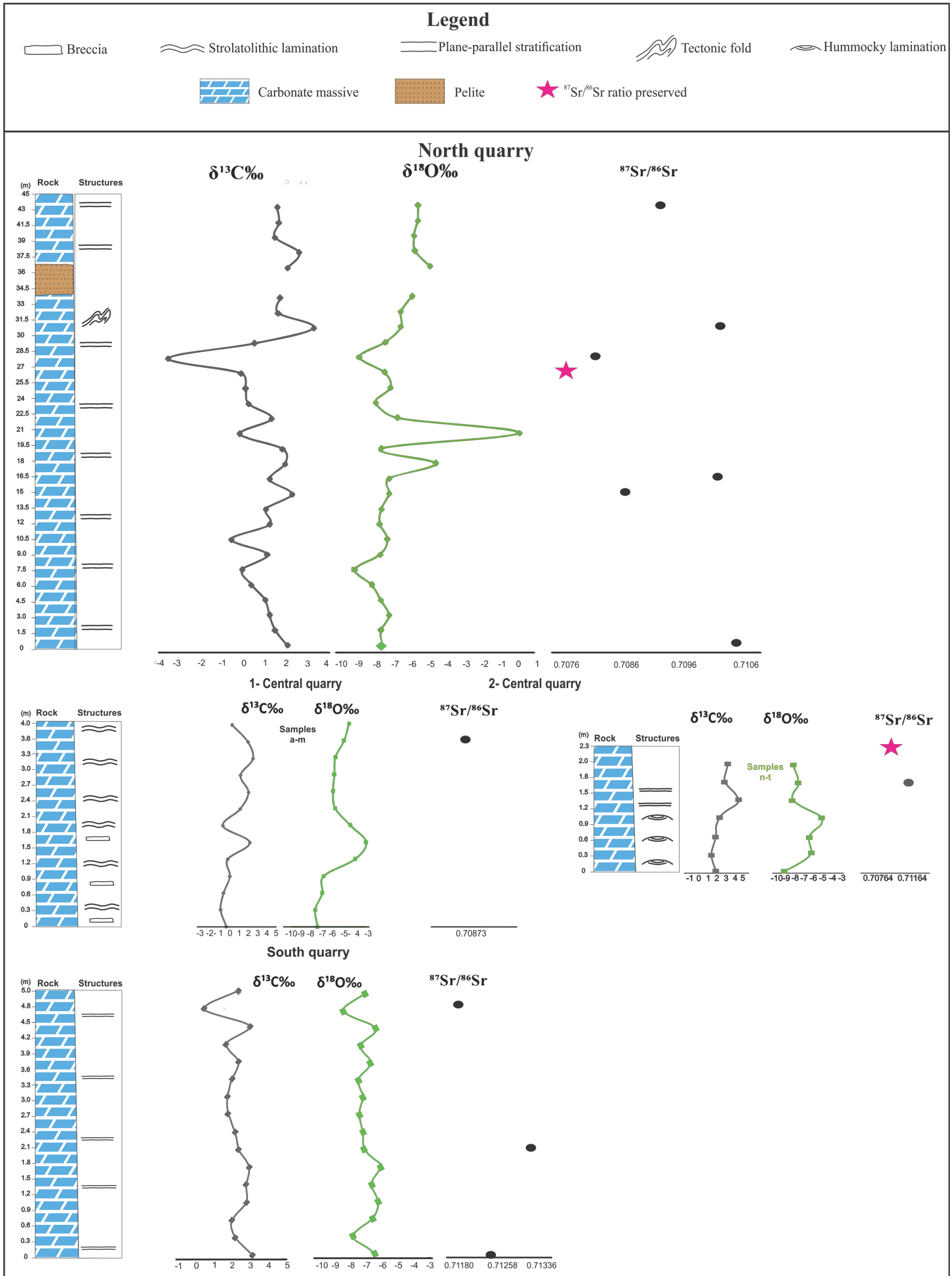


Figure 9:  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  e  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  isotopes for the 3 quarries

#### 6.4 Regional $\delta^{13}\text{C}$ and Global $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Correlation

Isotope data from this study ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ , and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) were compared with data from other carbonate units containing associated phosphatic rocks in the Bambuí Group, including the Irecê deposits (Bahia), Arraias/Campos Belos (Tocantins/Goiás), Rocinha (MG), as well as the Lagamar deposit (MG) from the Vazante Group.

The comparison shown in Figure 10 ( $\delta^{13}\text{C}$  vs  $\delta^{18}\text{O}$  diagram) reveals significant scatter in data points for the Irecê, Lagamar, and Rocinha deposits. The Arraias/Campos Belos and Irecê deposits display negative trends in  $\delta^{13}\text{C}$  values, while the Fortaleza de Minas and Rocinha deposits show clustered data points with  $\delta^{13}\text{C}$  values near 0‰ and a positive trend. These highly heterogeneous characteristics indicate that distinct post-depositional processes affected each of these basins, as noted by Hippertt et al. (2024).

At Irecê,  $\delta^{13}\text{C}$  values are strongly negative, ranging from -12.25‰ to 0.19‰ (Sanches et al., 2007), with  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  values between 0.70765 and 0.70789 (Misi and Veizer, 1998). The Arraias/Campos Belos deposits also show negative  $\delta^{13}\text{C}$  values, though less extreme (-2.15‰ to -1.09‰; Monteiro, 2009). The Rocinha deposit displays markedly negative  $\delta^{13}\text{C}$  values (-6.62‰ to -0.4‰), with occasional positive excursions between +1‰ and +3.33‰, and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  values ranging from 0.70766 to 0.70886 (Sanches et al., 2007; Marques et al., 2015). In contrast, the Lagamar deposit (Vazante Group) shows a positive  $\delta^{13}\text{C}$  trend, with values ranging from -9.61‰ to +2.2‰ (predominantly around +1.5‰) and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  values between 0.70685 and 0.70788 (Sanches et al., 2007; Marques et al., 2015).

The negative  $\delta^{13}\text{C}$  values in the Arraias/Campos Belos and Irecê carbonates are interpreted as resulting from low organic productivity associated with deglaciation and anoxic environments due to anaerobic microbial activity. Furthermore, some of these deposits overlie Neoproterozoic glacial diamictites (Sanches et al., 2007; Monteiro, 2009). This interpretation is supported by their  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  values - between 0.70765 and 0.70789 at Irecê (Misi and Veizer, 1998) and 0.70766 to 0.70886 at Arraias/Campos Belos (Sanches et al., 2007; Marques et al., 2015) - which are consistent with Ediacaran sequences.

The negative  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values in the Rocinha and Lagamar (Vazante Group) deposits are attributed to the presence of phosphorites, likely related to upwelling events during deglaciation where higher organic matter content would be expected. According to Hippertt et al. (2024), phosphogenesis may lead to lighter  $\delta^{13}\text{C}$  values in host sediments, and interpretations

should involve detailed geochemical and facies analyses. The  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  values also suggest Ediacaran deposition for Rocinha. However, the lower values at Lagamar may indicate Tonian-age deposition (Marques et al., 2015).

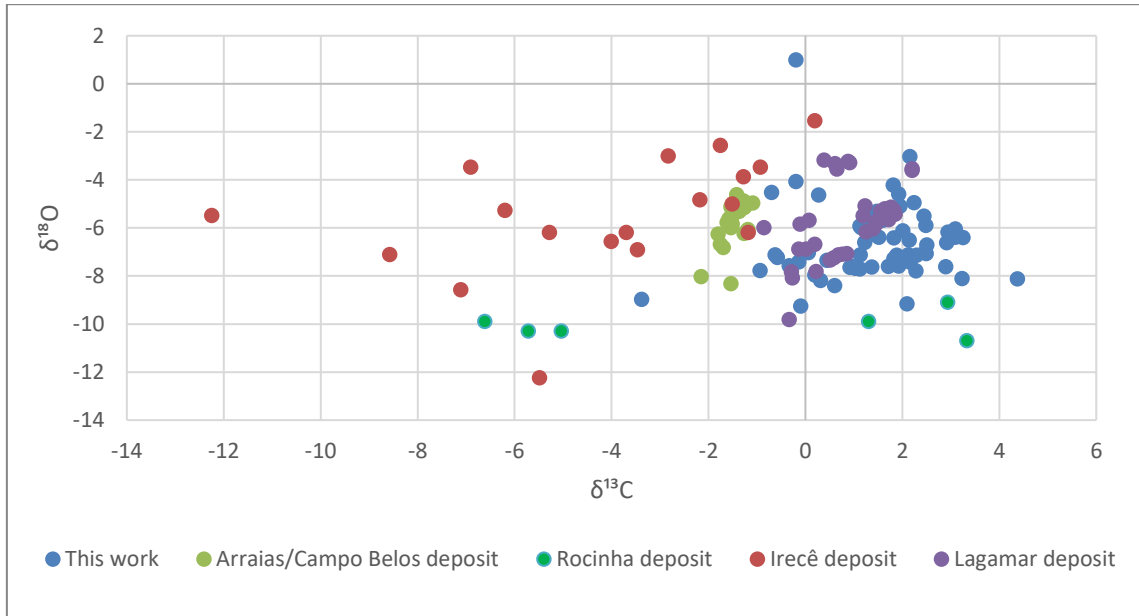


Figure 10:  $\delta^{18}\text{O}$  vs.  $\delta^{13}\text{C}$  diagram comparing the Fortaleza de Minas deposits with other carbonate units containing phosphatic rocks associated with the Bambuí Group (Irecê deposits - Bahia; Arraias/Campos Belos - Tocantins/Goiás; and Rocinha - MG) and the Lagamar deposit (MG) from the Vazante Group.

The studied quarries show predominantly positive  $\delta^{13}\text{C}$  values, generally between 0‰ and +2‰, which contrasts with the a fore mentioned deposits that tend to have negative values. This may reflect a post-glacial recovery of biological productivity in a greenhouse climate context (Hoffman, 1998; Caxito et al., 2018), driven by increased continental weathering and nutrient availability.

Considering that the  $\delta^{13}\text{C}$  values are not anomalously high (e.g.,  $\sim +10$ ‰, as observed at the top of the Sete Lagoas Formation, Lagoa Santa Member during the MIBE excursion, Uhlein et al., 2019) and the presence of negative  $\delta^{13}\text{C}$  values in the studied areas, these carbonates likely belong to the lower portion of the Sete Lagoas Formation (Pedro Leopoldo Member - Figure 11), still recording the onset of the greenhouse phase. The  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  values support a possibly early-middle or older Ediacaran age for these rocks (Halverson et al., 2010; Macdonald et al., 2013; Nogueira et al., 2019; Caxito et al., 2021). Furthermore, the occurrence of carbonate rocks with associated phosphorites near the study area - particularly at the Central quarry and Morro Verde mining site (about 5 km NW of the studied locations) - may link them to other

mentioned phosphatic deposits, although representing slightly younger ages and a more advanced greenhouse phase.

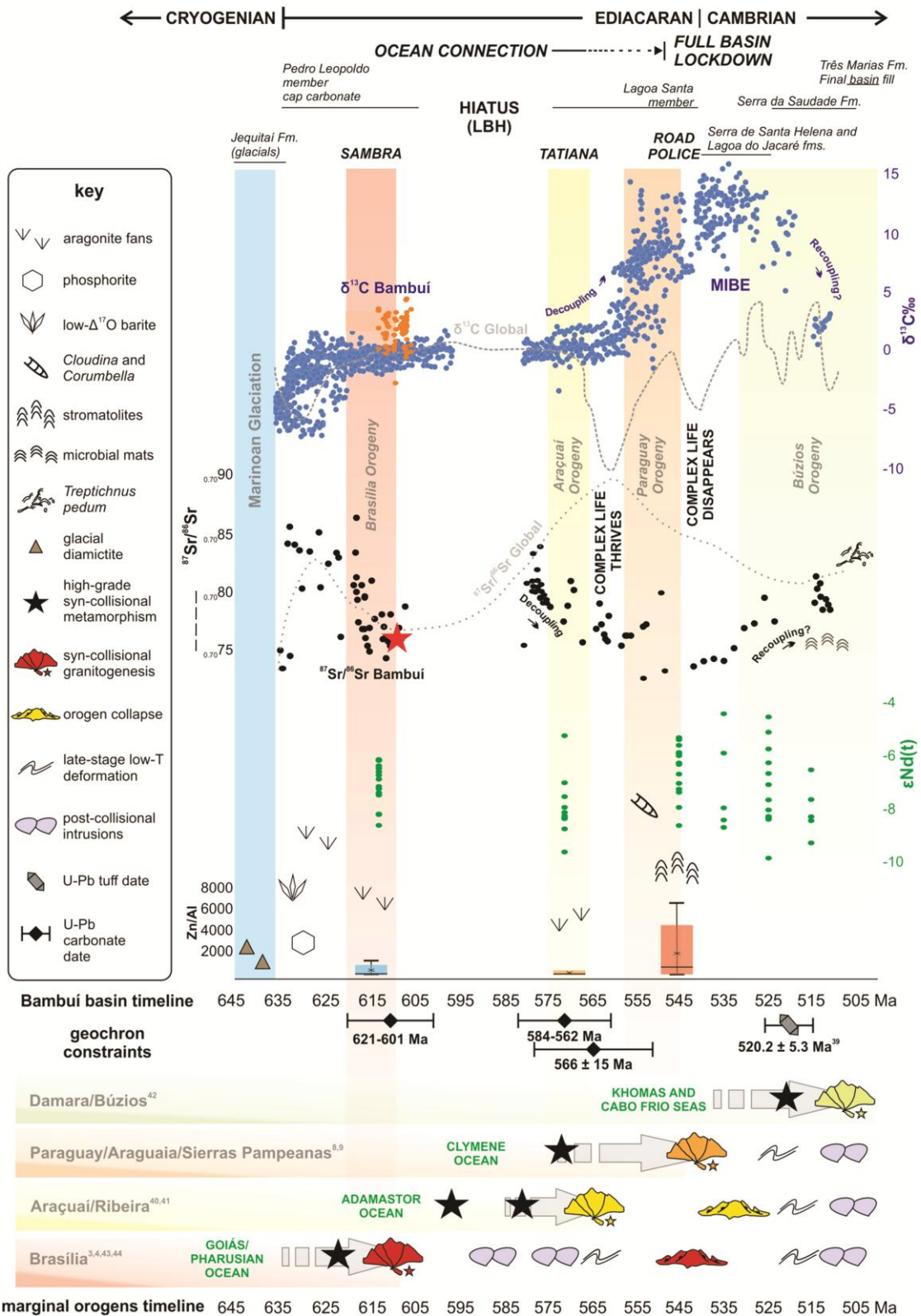


Figure 11: Timeline showing the integrated evolution of mountain belts and metazoan-bearing basins in the core of West Gondwana. The data presented here are combined into a comprehensive compilation of C (blue dots) and

Sr (black dots) isotopic data from the literature, interpreted within the framework proposed in Caxito et al. (2021) and compared to global carbon and strontium isotope curves. The C isotopic data from this study are represented by orange scatter points, and the Sr isotopic values are shown by the red star, both related to the Brasília orogeny. For further details, see Caxito et al. (2021) and references therein. Adapted and modified from Caxito et al. (2021).

Nevertheless, it is important to emphasize that the chemostratigraphic analysis (i.e., C and Sr isotopes) represents the upper Massive Carbonate facies (MCa), while the phosphatic stromatolitic breccias at the base are likely older and probably Ediacaran in age. However, they could be even older, as it was not possible to obtain the primary isotopic signal due to alteration.

## 7. Conclusion

- Diagenetic evolution supports post-depositional processes, evidenced by: strong depletion of  $^{88}\text{Sr}$  and  $\delta^{18}\text{O}$ , dolomitization, recrystallization, interaction with hydrothermal fluids with possible P remobilization. The south quarry underwent more intense post-depositional alterations. However, some samples still record pristine seawater composition
- The dissolution of non-carbonate phases by bulk rock analysis causes significant variation in the natural REY+Y pattern compared to leached rocks. Bulk rock analyses reduce Y anomalies, suggesting a typical detrital contribution signature, whereas leached rocks show only a minor detrital influence.
- The interaction of carbonates with estuarine and/or hydrothermal fluids resulted in REY+Y patterns with weak positive La anomalies, negative Ce anomalies, and sometimes HREE depletion.
- The upward trend of  $\delta^{13}\text{C}$  values—from negative at the base to positive toward the top—may represent carbonates of the basal Sete Lagoas Formation. The  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio ( $\sim 0.7076$ ) and the association with P deposits are correlatable with other post-glacial early Ediacaran carbonate deposits containing associated phosphate.

## References

Abram, M. B., and Holz, M. (2020). Early to Middle Devonian ironstone and phosphorite in the northwestern Gondwana Parnaíba Basin, Brazil: A record of epeiric margin paleoceanographic changes. *Sedimentary Geology*, 402, 105646. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2020.105646>

Abram, M. B., Bahiense, I. C., Porto, C. G., and Brito, R. S. (2011). Projeto Fosfato Brasil-Parte I. CPRM.

Allan, J. R., and Matthews, R. K. (s.d.). Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. In Carbonate diagenesis (pp. 197–217). Blackwell Publishing Ltd. <https://doi.org/10.1002/9781444304510.ch16>

Arbex, P. (2023, 19 de dezembro). Mineração: Ore compra Morro Verde e entra em fosfato. Brazil Journal. <http://braziljournal.com/mineracao-ore-compra-morro-verde-e-entra-em-fosfato/>

Bau, M., Möller, P., and Dulski, P. (1997). Yttrium and lanthanides in eastern Mediterranean seawater and their fractionation during redox-cycling. *Marine Chemistry*, 56(1-2), 123–131. [https://doi.org/10.1016/S0304-4203\(96\)00091-6](https://doi.org/10.1016/S0304-4203(96)00091-6)

Bayon, G., German, C. R., Boella, R. M., Milton, J. A., Taylor, R. N., and Nesbitt, R. W. (2002). An improved method for extracting marine sediment fractions and its application to Sr and Nd isotopic analysis. *Chemical Geology*, 187(3-4), 179–199. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00416-8](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00416-8)

Calvert, S. E., and Pedersen, T. F. (1993). Geochemistry of Recent oxic and anoxic marine sediments: Implications for the geological record. *Marine Geology*, 113(1-2), 67–88. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(93\)90150-T](https://doi.org/10.1016/0025-3227(93)90150-T)

Cao, C., Liu, X.-M., Bataille, C. P., and Liu, C. (2020). What do Ce anomalies in marine carbonates really mean? A perspective from leaching experiments. *Chemical Geology*, 532, 119413. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.119413>

Carvalho, D F ; Silva, W J ; Quaresma, S F ; Silva, M A ; Dias, P H A ; Caxito, F A (2024). Fábrica diagenética de carbonatos associados a fosforitos da região Fortaleza de Minas, sudoeste de Minas Gerais. In 51º Congresso Brasileiro de Geologia. (PP 1137).

Carvalho, F. D., Silva, J. W., Fabricio A. Caxito<sup>1</sup>; Paulo H. Dias. Amorim<sup>2</sup>; Márcio Silva<sup>2</sup>; Diego Gomes. Folha Pratápolis. [unpublished manuscript]. Instituto de Geologia. Universidade Federal de Minas Gerais.

Caxito, F. A., Frei, R., Uhlein, G. J., Gonçalves Dias, T., Ártung, T. B., and 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. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.02.007>

Caxito, F. d. A., Halverson, G. P., Uhlein, A., Stevenson, R., Gonçalves Dias, T., and Uhlein, G. J. (2012). Marinoan glaciation in east central Brazil. *\*Precambrian Research*, 200–203\*, 38–58. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.01.005>

Caxito, F., Lana, C., Frei, R., Uhlein, G. J., Sial, A. N., Dantas, E. L., Pinto, A. G., Campos, F. C., Galvão, P., Warren, L. V., Okubo, J., and Ganade, C. E. (2021b). Goldilocks at the dawn of complex life: mountains might have damaged Ediacaran–Cambrian ecosystems and prompted an early Cambrian greenhouse world. *Scientific Reports*, 11(1). <https://doi.org/10.1038/s41598-021-99526-z>

CEPEA. (2025). PIB do Agronegócio Brasileiro. Centro de Estudos Avançados em Economia Aplicada. <https://www.cepea.org.br/br/pib-do-agronegocio-brasileiro.aspx>

Cordani, U. G., Pimentel, M. M., Araújo, C. E. G. d., and Fuck, R. A. (2013). The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. *Brazilian Journal of Geology*, 43(3), 583–597. <https://doi.org/10.5327/Z2317-48892013000300012>

De Paula, J. R., Caxito, F. A., Sial, A. N., Ribeiro, D. T., Alkmim, A. R., Lana, C., and Endo, I. (2023). Trace elements, C–O isotopes and U–Pb geochronology of the Minas supergroup in the Segredo deposit, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 104525. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104525>

Henrique Amorim Dias, P., Luis Siqueira Reis, H., de Morisson Valeriano, C., Brilhante Rodrigues, J., Antônio Silva, M., Meireles Leite, M., and Alencar de Matos, C. (2025b). Revisiting the geological evolution of the Brasília orogenic belt (Central Brazil) through the integration of tectonic and provenance studies. *Precambrian Research*, 418, 107693. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2025.107693>

Dickson, J. A. D. (1966). Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, 36. <https://doi.org/10.1306/74D714F6-2B21-11D7-8648000102C1865D>

Douville, E., Bienvenu, P., Charlou, J. L., Donval, J. P., Fouquet, Y., Appriou, P., and Gamo, T. (1999). Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(5), 627–643. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00024-1](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00024-1)

Drummond, J. B. R., Pufahl, P. K., Porto, C. G., and Carvalho, M. (2015). Neoproterozoic peritidal phosphorite from the Sete Lagoas Formation (Brazil) and the Precambrian phosphorus cycle. *Sedimentology*, 62(7), 1978–2008. <https://doi.org/10.1111/sed.12214>

Dunham, R. J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture.

Dunham, R. J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. American Association of Petroleum Geologists.

Edwards, C. T., Saltzman, M. R., Leslie, S. A., Bergström, S. M., Sedlacek, A. R. C., Howard, A., Bauer, J. A., Sweet, W. C., and Young, S. A. (2015). Strontium isotope ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) stratigraphy of Ordovician bulk carbonate: Implications for preservation of primary seawater values. *Geological Society of America Bulletin*, 127(9-10), 1275–1289. <https://doi.org/10.1130/B31149.1>

Falci, A., Caxito, F. d. A., Seer, H. J., Valeriano, C. d. M., Dias, P. H. A., and Pedrosa-Soares, A. C. (2018). Provenance shift from a continental margin to a syn-orogenic basin in the Neoproterozoic Araxá Nappe system, southern Brasília belt, Brazil. *Precambrian Research*, 306, 209–219. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.01.004>

Feola, J. L. (1999). \*Caracterização lito-estrutural e metamórfica do depósito aurífero JS-1 e seu entorno, Fortaleza de Minas (MG)\* [Tese de doutorado, Universidade Estadual Paulista].

Fernandes, N. H. (2002). Origem e evolução das formações ferríferas bandadas no sudoeste do Estado de Minas Gerais [Tese de doutorado, Universidade Estadual Paulista].

Filippelli, G. M. (2011). Phosphate rock formation and marine phosphorus geochemistry: The deep time perspective. *Chemosphere*, 84(6), 759–766. <https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2011.02.019>

Fölling, P. G., and Frimmel, H. E. (2002). Chemostratigraphic correlation of carbonate successions in the Gariep and Saldania Belts, Namibia and South Africa. *Basin Research*, 14(1), 69–88. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.2002.00167.x>

Follmi, K. (1996). The phosphorus cycle, phosphogenesis and marine phosphate-rich deposits. *Earth-Science Reviews*, 40\*(1-2), 55–124. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(95\)00049-6](https://doi.org/10.1016/0012-8252(95)00049-6)

Gengo, R. M., Louro, V. H. A., Moraes, R., Szabó, G. A. J., Dantas, E. L., and Simões, P. M. (2024). Insights on the Mesoarchean to Neoproterozoic evolution of the western Campo do Meio Shear Belt, SE Brazil, using structural, aerogeophysical and U-Pb zircon data. *Journal of South American Earth Sciences*, 105150. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2024.105150>

German, C. R., and Elderfield, H. (1990). Application of the Ce anomaly as a paleoredox indicator: The ground rules. *Paleoceanography*, 5(5), 823–833. <https://doi.org/10.1029/PA005i005p00823>

Guacaneme, C., Babinski, M., Paula-Santos, G. M. d., and Pedrosa-Soares, A. C. (2017). C, O, and Sr isotopic variations in Neoproterozoic-Cambrian carbonate rocks from Sete Lagoas Formation (Bambuí Group), in the Southern São Francisco Basin, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 47(3), 521–543. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201720160126>

Halverson, G. P., Dudás, F. Ö., Maloof, A. C., and Bowring, S. A. (2007). Evolution of the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  composition of Neoproterozoic seawater. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 256(3-4), 103–129. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.02.028>

Halverson, G. P., Wade, B. P., Hurtgen, M. T., and Barovich, K. M. (2010). Neoproterozoic chemostratigraphy. *Precambrian Research*, 182(4), 337–350. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.04.007>

Hemming, N. G., and Meyers, W. J. (1989). Cathodoluminescence in diagenetic calcites: The roles of Fe and Mn as deduced from electron probe and spectrophotometric measurements. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, 59. <https://doi.org/10.1306/212F8FA8-2B24-11D7-8648000102C1865D>

Henrique Amorim Dias, P., Luis Siqueira Reis, H., de Morisson Valeriano, C., Brillhante Rodrigues, J., Antônio Silva, M., Meireles Leite, M., and Alencar de Matos, C. (2025).

Revisiting the geological evolution of the Brasília orogenic belt (Central Brazil) through the integration of tectonic and provenance studies. *Precambrian Research*, 418, 107693. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2025.107693>

Hippertt, J. P. T. M., Rudnitzki, I. D., Morais, L., Freitas, B. T., Romero, G. R., Babinski, M., Leite, M. G. P., Leme, J. M., Nalini, H. A., Nogueira, L. B., and Trindade, R. I. F. (2024). Assessing chemostratigraphic and biostratigraphic correlation of Ediacaran phosphorites (Bocaina, Khesen and Doushantuo Formations): Diachronic, local signals of the Neoproterozoic phosphogenic-taphonomic event. *Precambrian Research*, 405, 107383. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2024.107383>

Hoefs, J. (2004). Isotope fractionation mechanisms of selected elements. In *Stable isotope geochemistry* (pp. 31–76).

Hoffman, P. F. (1991). Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? *Science*, 252(5011), 1409–1412. <https://doi.org/10.1126/science.252.5011.1409>

Hoffman, P. F., Abbot, D. S., Ashkenazy, Y., Benn, D. I., Brocks, J. J., Cohen, P. A., Cox, G. M., Creveling, J. R., Donnadieu, Y., Erwin, D. H., et al. (2017). Snowball Earth climate dynamics and Cryogenian geology-geobiology. *Science Advances*, 3(11), e1600983. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1600983>

Hoffman, P. F., Kaufman, A. J., Halverson, G. P., and Schrag, D. P. (1998). A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science*, 281(5381), 1342–1346. <https://doi.org/10.1126/science.281.5381.1342>

Horowitz, A. J., and Elrick, K. A. (1986). An evaluation of air elutriation for sediment particle size separation and subsequent chemical analysis. *Environmental Technology Letters*, 7(1–12), 17–26. <https://doi.org/10.1080/09593338609384387>

Imai, N., Terashima, S., Itoh, S., and Ando, A. (1996). Compilation of analytical data on nine GSJ geochemical reference samples, “Sedimentary rock series”. *Geostandards Newsletter*, 20(2), 165–216. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1996.tb00184.x>

Immenhauser, A. (2021). On the delimitation of the carbonate burial realm. *The Depositional Record*, 8(2), 524–574. <https://doi.org/10.1002/dep2.173>

Kaufman, A. J., Jacobsen, S. B., and Knoll, A. H. (1993). The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: Implications for tectonics and paleoclimate. *Earth and Planetary Science Letters*, 120(3-4), 409–430. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90254-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90254-7)

Kirschvink, J. L., Gaidos, E. J., Bertani, L. E., Beukes, N. J., Gutzmer, J., Maepa, L. N., and Steinberger, R. E. (2000). Paleoproterozoic snowball Earth: Extreme climatic and geochemical global change and its biological consequences. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 97(4), 1400–1405. <https://doi.org/10.1073/pnas.97.4.1400>

Knauth, L. P., and Kennedy, M. J. (2009). The late Precambrian greening of the Earth. *Nature*, 460(7256), 728–732. <https://doi.org/10.1038/nature08213>

Kystol, J., and Melchior Larsen, L. (1999). Analytical procedures in the Rock Geochemical Laboratory of the Geological Survey of Denmark and Greenland. *GEUS Bulletin*, 184, 59–62. <https://doi.org/10.34194/ggub.v184.5230>

Lawrence, M. G., and Kamber, B. S. (2006). The behaviour of the rare earth elements during estuarine mixing—revisited. *Marine Chemistry*, 100(1-2), 147–161. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2005.11.007>

Leme, E.S.V.C; Porto, C.G; do Nascimento, J.A.C; Abram, M.B; de Oliveira, J.P.P; de Sousa, S.Q. (In press) Mineralogy and Geochemistry of the Phosphorites of Pratápolis. [unpublishedmanuscript]. Universidade Federal do Rio de Janeiro.

Li, Z. X., Li, X. H., Kinny, P. D., Wang, J., Zhang, S., and Zhou, H. (2003). Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze Craton, South China and correlations with other continents: Evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia. *Precambrian Research*, 122(1-4), 85–109.

Lyons, T. W., Reinhard, C. T., and Planavsky, N. J. (2014). The rise of oxygen in Earth's early ocean and atmosphere. *Nature*, 506(7488), 307–315. <https://doi.org/10.1038/nature13068>

Macdonald, F. A., Strauss, J. V., Sperling, E. A., Halverson, G. P., Narbonne, G. M., Johnston, D. T., Kunzmann, M., Schrag, D. P., and Higgins, J. A. (2013). The stratigraphic relationship between the Shuram carbon isotope excursion, the oxygenation of Neoproterozoic oceans, and the first appearance of the Ediacara biota and bilaterian trace fossils in northwestern Canada. *Chemical Geology*, 362, 250–272. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.05.032>

Marques Sousa, C. S. (2019). A porção sul do Grupo Vazante entre Lagamar e Coromandel (MG): estratigrafia, geocronologia e fosfogênese neoproterozoica.

Marques, C. S. S., Uhlein, A., Oliveira, G. D., Uhlein, G. J., Sial, A. N., and Alvarenga, C. J. S. d. (2015). Geologia e quimioestratigrafia isotópica do Grupo Vazante em Lagamar (MG). *Geonomos*, 23(1). <https://doi.org/10.18285/geonomos.v23i1.659>

McLennan, S. M. (2001). Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2(4). <https://doi.org/10.1029/2000GC000109>

McLennan, S. M., McCulloch, M. T., Taylor, S. R., and Maynard, J. B. (1989). Effects of sedimentary sorting on neodymium isotopes in deep-sea turbidites. *Nature*, 337(6207), 547–549.

Melfi, A. J., Misi, A., de Almeida Campos, D., and Cordani, U. G. (2016). Recursos minerais no Brasil: problemas e desafios. Academia Brasileira de Ciências.

Meyer, E. E., Quicksall, A. N., Landis, J. D., Link, P. K., and Bostick, B. C. (2012). Trace and rare earth elemental investigation of a Sturtian cap carbonate, Pocatello, Idaho: Evidence for ocean redox conditions before and during carbonate deposition. *\*Precambrian Research*, 192-195\*, 89–106. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.09.015>

Miall, A. D. (2010). *The geology of stratigraphic sequences*. Springer Science and Business Media.

Miall, Andrew D. Basin-Mapping Methods. In: Miall, Andrew D. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2000. p. 249-319. ISBN 9783642085062. [https://doi.org/10.1007/978-3-662-03999-1\\_5](https://doi.org/10.1007/978-3-662-03999-1_5).

Misi, A., and Veizer, J. (1998). Neoproterozoic carbonate sequences of the Una Group, Irecê Basin, Brazil: Chemostratigraphy, age and correlations. *Precambrian Research*, 89(1-2), 87–100. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(97\)00073-9](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(97)00073-9)

Misi, A., Azmy, K., Kaufman, A. J., Oliveira, T. F., Sanches, A. L., and Oliveira, G. D. (2014). Review of the geological and geochronological framework of the Vazante sequence, Minas Gerais, Brazil: Implications to metallogenic and phosphogenic models. *Ore Geology Reviews*, 63, 76–90. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.05.002>

Monteiro, C. F. (2009). Fosforitos do Grupo Bambuí na região de Campos Belos (GO)/Arraias (TO), na borda oeste do Cráton São Francisco [Repositório Institucional da UnB]. <http://repositorio.unb.br/handle/10482/4898>

Nicomedes, I. S., Ribeiro, B. V., Caxito, F. A., Kirkland, C. L., Victoria, A., and Quadir, Z. (2025). In situ Rb–Sr geochronology of slickensides reveals reactivation of cratonic margins post-Gondwana assembly. *Journal of Structural Geology*, 191, 105305. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2024.105305>

Nogueira, A. C. R. (2018). The Cryogenian–Ediacaran Boundary In The Mirassol D’oeste Region, Southern Amazon Craton. *Boletim do Museu de Geociências da Amazônia*, 5 (2018)(3), 1–7. <https://doi.org/10.31419/issn.2594-942x.v52018i3a1acrn>

Nogueira, A. C. R., Santos, R. F. d., Romero, G. R., Bandeira, J., Riccomini, C., Barrera, I. A. R., Silva, P. A. S. d., Soares, J. L., Fairchild, T., Nogueira, A. A. E., Góes, A. M., Oliveira, R. S. d., Medeiros, R. S. P. d., Andrade, L. S. d., Brito, A. d. S., Oliveira, P. G. A., Sodré, A. d. A. N., Carvalho, D. F. d., and Truckenbrodt, W. (2022). Ediacaran-Cambrian microbialites of the Southern Amazon Craton: relation with the metazoan rise, sea-level changes, and global tectonics. *Brazilian Journal of Geology*, 52(2). <https://doi.org/10.1590/2317-4889202220210065>

Och, L. M., and Shields-Zhou, G. A. (2012). The Neoproterozoic oxygenation event: Environmental perturbations and biogeochemical cycling. *Earth-Science Reviews*, 110\*(1-4), 26–57. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.09.004>

Och, L. M., Cremonese, L., Shields-Zhou, G. A., Poulton, S. W., Struck, U., Ling, H., Li, D., Chen, X., Manning, C., Thirlwall, M., Strauss, H., and Zhu, M. (2015). Palaeoceanographic controls on spatial redox distribution over the Yangtze Platform during the Ediacaran-Cambrian transition. *Sedimentology*, 63(2), 378–410. <https://doi.org/10.1111/sed.12220>

Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Wemmer, K., and Siegesmund, S. (2017). Contemporaneous assembly of Western Gondwana and final Rodinia break-up: Implications for the supercontinent cycle. *Geoscience Frontiers*, 8(6), 1431–1445. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2017.01.009>

Pinheiro, M. A. P., Guice, G. L., and Magalhães, J. R. (2021). Archean–Ediacaran evolution of the Campos Gerais Domain — A reworked margin of the São Francisco paleocontinent (SE Brazil): Constraints from metamafic–ultramafic rocks. *Geoscience Frontiers*, 101201. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2021.101201>

Planavsky, N., Bekker, A., Rouxel, O. J., Kamber, B., Hofmann, A., Knudsen, A., and Lyons, T. W. (2010). Rare Earth Element and yttrium compositions of Archean and Paleoproterozoic Fe formations revisited: New perspectives on the significance and mechanisms of deposition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(22), 6387–6405. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.07.021>

Pufahl, P. K. (2010). Bioelemental sediments. In N. P. James and R. W. Dalrymple (Eds.), *Facies models 4* (pp. 477–503). Geological Association of Canada.

Pufahl, P. K., and Groat, L. A. (2017). Sedimentary and igneous phosphate deposits: Formation and exploration: An invited paper. *Economic Geology*, 112(3), 483–516. <https://doi.org/10.2113/econgeo.112.3.483>

Pufahl, P. K., Grimm, K. A., Abed, A. M., and Sadaqah, R. M. Y. (2003). Upper Cretaceous (Campanian) phosphorites in Jordan: Implications for the formation of a south Tethyan phosphorite giant. *Sedimentary Geology*, 161(3-4), 175–205. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(03\)00070-8](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(03)00070-8)

Qi, L., Zhang, Y., Jiao, L., Liu, J., Du, Y., Wang, Z., Yu, W., Guo, H., Chen, Q., and Wu, W. (2023). Geochemical evolution of the Doushantuo economic phosphorite in Central Guizhou, South China: Quantified multi-stage metallogenic process. *Ore Geology Reviews*, 105647. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105647>

Real, C., Oliveira, J.P.P., Silva, M.A.G.A., Souza, S.Q., Abram, M.B., Valeriano, C.M. (In press). Multistage fault-zone reactivation of Neoproterozoic Sedimentary phosphate deposits: Insights from the Morro Verde Mine, Southern Brasília Orogen, Brazil.

Reis, H. L. S., Suss, J. F., Fonseca, R. C. S., Alkmim, F. F. (2017). Ediacaran forebulge grabens of the southern São Francisco Basin, SE Brazil: Craton interior dynamics during West Gondwana assembly. *Precambrian Research*, 302, 150–170. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.09.023>

Sanches, A. L., Misi, A., Kaufman, A. J., and Azmy, K. (2007). As sucessões carbonáticas neoproterozóicas do Cráton do São Francisco e os depósitos de fosfato: correlações e fosfogênese. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(S4), 182–194. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.200737s4182194>

Sawaki, Y., Ohno, T., Tahata, M., Komiya, T., Hirata, T., Maruyama, S., Windley, B. F., Han, J., Shu, D., and Li, Y. (2010). The Ediacaran radiogenic Sr isotope excursion in the Doushantuo Formation in the Three Gorges area, South China. *Precambrian Research*, 176(1-4), 46–64. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.10.006>

Spence, G. H., Le Heron, D. P., and Fairchild, I. J. (2016). Sedimentological perspectives on climatic, atmospheric and environmental change in the Neoproterozoic Era. *Sedimentology*, 63(2), 253–306. <https://doi.org/10.1111/sed.12261>

Takahashi, Y., Yamamoto, M., Yamamoto, Y., and Tanaka, K. (2010). EXAFS study on the cause of enrichment of heavy REEs on bacterial cell surfaces. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(19), 5443–5462. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.07.001>

Taylor, S. R., and McLennan, S. M. (1985). *The continental crust: Its composition and evolution*.

Teixeira, N. A., and Danni, J. C. M. (1993). Contribuição à estratigrafia do Grupo Araxá na região de Passos, MG. In *Congresso Brasileiro de Geologia*, 30 (Vol. 2, pp. 700–711). SBG.

Tostevin, R. (2020). *Cerium anomalies and paleoredox*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781108847223>

Tostevin, R., Shields, G. A., Tarbuck, G. M., He, T., Clarkson, M. O., and Wood, R. A. (2016). Effective use of cerium anomalies as a redox proxy in carbonate-dominated marine settings. *Chemical Geology*, 438, 146–162. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.06.027>

Tribovillard, N., Algeo, T. J., Lyons, T., and Riboulleau, A. (2006). Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update. *Chemical Geology*, 232(1–2), 12–32. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.02.012>

Uhlein, G. J., Uhlein, A., Stevenson, R., Halverson, G. P., Caxito, F. A., and Cox, G. M. (2017). Early to late Ediacaran conglomeratic wedges from a complete foreland basin cycle

in the southwest São Francisco Craton, Bambuí Group, Brazil. *Precambrian Research*, 299, 101–116. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.07.020>

Valeriano, C. de M., Turbay, C. V. G., Bruno, H., Simonetti, A., Heilbron, M., Bersan, S. M., and Strachan, R. (2022). Paleo- and Mesoarchean TTG-sanukitoid to high-K granite cycles in the southern São Francisco craton, SE Brazil. *Geoscience Frontiers*, 13, 101372. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2022.101372>

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

Walker, Roger G. *Facies Models Revisited*. In: WALKER, ROGER G. *Facies Models Revisited*. [S.l.]: SEPM (Society for Sedimentary Geology), 2006. p. 1-17. ISBN 1565761219. <https://doi.org/10.2110/pec.06.84.0001>.

Wedepohl, K. H. (1971). Environmental influences on the chemical composition of shales and clays. *Physics and Chemistry of the Earth*, 8, 307–333. [https://doi.org/10.1016/0079-1946\(71\)90020-6](https://doi.org/10.1016/0079-1946(71)90020-6)

Wright, V. P. (1992). A revised classification of limestones. *Sedimentary Geology*, 76(1-2), 177–185. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90082-3](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90082-3)

Wright, V. P. A revised classification of limestones. *Sedimentary Geology*, v. 76, n. 3-4, p. 177-185, mar. 1992. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90082-3](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90082-3).

Xiao, S., Zhang, Y., and Knoll, A. H. (1998). Three-dimensional preservation of algae and animal embryos in a Neoproterozoic phosphorite. *Nature*, 391(6667), 553–558. <https://doi.org/10.1038/35318>

Zhang, Y., Pufahl, P. K., Du, Y., Chen, G., Liu, J., Chen, Q., Wang, Z., and Yu, W. (2019). Economic phosphorite from the Ediacaran Doushantuo Formation, South China, and the Neoproterozoic-Cambrian Phosphogenic Event. *Sedimentary Geology*, 388, 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2019.05.004>

## 5. CONCLUSÕES

A análise petrográfica dos carbonatos indica a atuação de processos diagenéticos e pós-deposicionais, evidenciada por uma forte dolomitização, recristalização, interação com fluidos hidrotermais e possível remobilização de fósforo. A pedreira localizada na porção sudoeste foi submetida a alterações pós-deposicionais mais intensas.

A análise de rocha total (4 ácidos), que inclui a dissolução de fases não carbonáticas, resulta em uma variação significativa no padrão ETR+Y quando comparada às rochas lixiviadas (0,5 N HNO<sub>3</sub>). Essas análises reduzem as anomalias de ítrio, o que sugere uma assinatura típica de contribuição detrítica, enquanto as rochas lixiviadas revelam apenas uma influência detrítica mínima. A interação dos carbonatos com fluidos estuarinos e/ou hidrotermais produziu padrões de ETR+Y caracterizados por fracas anomalias positivas de lantânio, anomalias negativas de cério e, por vezes, depleção de elementos terras raras pesados (HREE).

A tendência ascendente dos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  variam de negativos na base para positivos no topo, sendo correlata possivelmente ao Membro Pedro Leopoldo, base da Formação Sete Lagoas. A razão isotópica  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , em torno de 0,7076, e a associação com depósitos de fósforo indicam que os carbonatos da região de Fortaleza de Minas são potencialmente correlacionáveis com outros depósitos carbonáticos fosfatados, pós-glaciais do Ediacarano, a exemplo dos depósitos de Arraias/Campos Belos da Formação Sete Lagoas em Goiás/Tocantins.

Para trabalhos futuros, recomenda-se:

- Estudos de outros indicadores como (Cr, Cd para evolução redox e nutrientes);
- Estudos de conteúdos fossilíferos, uma vez que os carbonatos associados a fosforitos costumam apresentar fósseis como o depósito de Douschantuo (China);
- Datação direta mediante geocronologia das fases carbonáticas;
- Estudos micropetrográficos como, por exemplo Microscópio Eletrônico de Varredura.

## REFERÊNCIAS

- Abram, M. B.; Bahiense, I. C.; Porto, C. G.; Brito, R. S. Projeto Fosfato Brasil – Parte I. CPRM, 2011.
- Alkmim, F. F.; Brito Neves, B. B.; Castro Alves, J. A. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco – Uma revisão. In: Dominguez, J. M. L.; Misi, A. (ed.). O Cráton do São Francisco. Salvador: SBG/Núcleo BA/SE, SGM/BA, p. 45-62, 1993.
- Alkmim, F. F.; Chemale Jr, F.; Bacellar, L. A. P.; Oliveira, J. P.; Magalhães, P. M. Arcabouço estrutural da porção sul da Bacia do São Francisco. Simpósio de Geologia de Minas Gerais, v. 5, p. 289-293, 1989.
- Alkmim, F. F.; Marins-Neto, M. A. A Bacia Intracratônica do São Francisco: arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In: Pinto, C. P.; Martins-Neto, M. A. (ed.). Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais. Belo Horizonte: SBG/MG, p. 9-30, 2001.
- Almeida, F. F. M. O Cráton do São Francisco. Revista Brasileira de Geociências, v. 7, p. 349-364, 1977.
- Alvarenga, C. J. S. et al. Meso-Neoproterozoic isotope stratigraphy on carbonate platforms in the Brasília Belt of Brazil. Precambrian Research, v. 251, p. 164-180, 2014.
- Arbex, P. Mineração: Ore compra Morro Verde e entra em fosfato. Brazil Journal, 2023. <https://braziljournal.com/mineracao-ore-compra-morro-verde-e-entra-em-fosfato/>.
- Babinski, M.; Vieira, L. C.; Trindade, R. I. F. Direct dating of the Sete Lagoas cap carbonate (Bambuú Group, Brazil) and implications for the Neoproterozoic glacial events. Terra Nova, v. 19, n. 6, p. 401-406, 2007.
- Baptista, M. C. Análise estratigráfica e paleoambiental do Grupo Bambuí em Lagoa Formosa – MG. 2004. 175 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2004.
- Bekker, A.; Karhu, J. A.; Kaufman, A. J. Carbon isotope record for the onset of the Lomagundi carbon isotope excursion in the Great Lakes area, North America. Precambrian Research, v. 148, n. 1-2, p. 145-180, 2006.
- Bizzi, L. A. et al. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM, 2003.
- Brito Neves, B. B.; Campos Neto, M. C.; Fuck, R. A. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. Episodes, v. 22, p. 155-166, 1999.
- Caetano-Filho, S. et al. Sequence stratigraphy and chemostratigraphy of an Ediacaran-Cambrian foreland-related carbonate ramp (Bambuú Group, Brazil). Precambrian Research, v. 331, 105365, 2019. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105365>
- Carvalho, F. D. et al. Folha Pratápolis. [Manuscrito não publicado]. Belo Horizonte: Instituto de Geologia, Universidade Federal de Minas Gerais, [s.d.].

Castro, P. D. T. A.; Dardenne, M. A. The sedimentology, stratigraphy and junto à porção S da Faixa Brasília: sedimentologia e relações estratigráficas com as rochas do Grupo Bambuí. Universidade de Brasília, Brasília, Brazil, 2000.

Cavalcante, J. C. et al. Projeto Sapucaí: Relatório Final, 1977.

Caxito, F. A. et al. Isotope stratigraphy of Precambrian sedimentary rocks from Brazil: Keys to unlock Earth's hydrosphere, biosphere, tectonic, and climate evolution. In: Case Studies in Isotope Stratigraphy. Elsevier, p. 73–132, 2019. <https://doi.org/10.1016/bs.sats.2019.08.002>

Caxito, F. A. et al. Isotope stratigraphy of Precambrian sedimentary rocks from Brazil: Keys to unlock Earth's hydrosphere, biosphere, tectonic, and climate evolution. In: Caxito, F. A. et al. Case Studies in Isotope Stratigraphy. [S. l.]: Elsevier, 2019. p. 73-132. ISBN 9780128175521. <https://doi.org/10.1016/bs.sats.2019.08.002>

Caxito, F. A.; Frei, R.; Uhlein, G. J.; Dias, T. G.; Ártling, T. B.; Uhlein, A. Multiproxy geochemical and isotope stratigraphy records of a Neoproterozoic Oxygenation Event in the Ediacaran Sete Lagoas cap carbonate, Bambuí Group, Brazil. *Chemical Geology*, v. 481, p. 119-132, 2018.

Caxito, F. A.; Halverson, G. P.; Uhlein, A.; Stevenson, R.; Dias, T. G.; Uhlein, G. J. Marinoan glaciation in east central Brazil. *Precambrian Research*, v. 200, p. 38-58, 2012.

Caxito, F.; Lana, C.; Frei, R.; Uhlein, G. J.; Sial, A. N.; Dantas, E. L.; Pinto, A. G.; Campos, F. C.; Galvão, P.; Warren, L. V.; Okubo, J.; Ganade, C. E. Goldilocks at the dawn of complex life: mountains might have damaged Ediacaran–Cambrian ecosystems and prompted an early Cambrian greenhouse world. *Scientific Reports*, v. 11, n. 1, 2021. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-99526-z>

Chiavegatto, J. R. S. Análise estratigráfica das sequências tempestíticas da Formação Três Marias (Proterozoico Superior), na porção meridional da Bacia do São Francisco. 1992. 216 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1992.

Condon, D. et al. U-Pb ages from the neoproterozoic Doushantuo Formation, China. *Science*, v. 308, n. 5718, p. 95–98, 2005. <https://doi.org/10.1126/science.1107765>

Coplen, T. B. et al. Isotope-abundance variations of selected elements (IUPAC Technical Report). *Pure and Applied Chemistry*, v. 74, n. 10, p. 1987-2017, 2002.

Costa, L. A. M.; Angeiras, A. G. Geosynclinal evolution of the epi-Baykalian platform of Central Brazil. *Geologische Rundschau*, v. 60, n. 3, p. 1024-1050, 1971.

Costa, M. D.; Branco, J. J. R. Roteiro para a excursão Belo Horizonte-Brasília. In: Congresso Brasileiro de Geologia, v. 14, p. 15-25, 1961.

Cox, G. M. et al. South Australian U-Pb zircon (CA-ID-TIMS) age supports globally synchronous Sturtian deglaciation. *Precambrian Research*, v. 315, p. 257-263, 2018.

Crockford, P. W. et al. Linking paleocontinents through triple oxygen isotope anomalies. *Geology*, v. 46, n. 2, p. 179-182, 2017. <https://doi.org/10.1130/g39470.1>

Dardenne, M. A. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil central. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, Anais, SBG, v. 2, p. 597-602, 1978.

- Dardenne, M. A. The Brasília Fold Belt. In: Cordani, U. G. et al. (eds.). Tectonic Evolution of South America. Proceedings of the XXXI International Geological Congress, p. 231-263, 2000.
- Dardenne, M. A.; Pimentel, M. M.; Alvarenga, C. J. S. Provenance of conglomerates of the Bambuí, Jequitaiá, Vazante and Ibiá Groups: Implications for the evolution of the Brasília Belt. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 9, Boletim de Resumos, p. 47-49, 2003.
- De Baar, H. J. W. et al. Rare earth elements in the Pacific and Atlantic Oceans. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 49, n. 9, p. 1943-1959, 1985. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(85\)90089-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(85)90089-4)
- De Paolo, D. J.; Ingram, B. L. High-resolution stratigraphy with strontium isotopes. *Science*, v. 227, n. 4689, p. 938-941, 1985.
- Derry, L. A.; Kaufman, A. J.; Jacobsen, S. B. Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: evidence from stable and radiogenic isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 56, n. 3, p. 1317-1329, 1992. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90064-P](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90064-P)
- Dickson, J. A. D. Carbonate Identification and Genesis as Revealed by Staining. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, v. 36, 1966. <https://doi.org/10.1306/74d714f6-2b21-11d7-8648000102c1865d>
- Drummond, J. B. R.; Pufahl, P. K.; Porto, C. G.; Carvalho, M. Neoproterozoic peritidal phosphorite from the Sete Lagoas Formation (Brazil) and the Precambrian phosphorus cycle. *Sedimentology*, v. 62, n. 7, p. 1978-2008, 2015. <https://doi.org/10.1111/sed.12214>.
- Feola, J. L. \*Caracterização lito-estrutural e metamórfica do depósito aurífero JS-1 e seu entorno, Fortaleza de Minas (MG)\*. 1999. Tese (Doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1999.
- Fernandes, N. H. Origem e Evolução das Formações Ferríferas Bandadas no Sudoeste do Estado de Minas Gerais. 2002. 284 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2002.
- Fonseca, M. A. Estilos estruturais e o arcabouço tectônico do Segmento Setentrional da Faixa Brasília. 1996. 172 f. Tese (Doutorado) - Universidade de Brasília, Brasília, 1996.
- Fonseca, M. A.; Dardenne, M. A.; Uhlein, A. Faixa Brasília, setor setentrional: Estilos estruturais e arcabouço tectônico. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, p. 267-278, 1995.
- Freitas-Silva, F. H. Metalogênese do depósito do Mosso do Ouro, Paracatu, MG. 1996. 339 f. Tese (Doutorado) - Universidade de Brasília, Brasília, 1996.
- Froelich, P. N. et al. Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern Equatorial Atlantic: suboxic diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 43, p. 1075-1090, 1979.
- Fuck, R. A. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 4, Anais, p. 184-187, 1994.

- Fuck, R. A.; Jardim de Sá, E. F.; Pimentel, M. M.; Dardenne, M. A.; Pedrosa-Soares, A. C. As faixas de dobramentos marginais do Craton do São Francisco. In: Dominguez, J. M. L.; Misi, A. (eds.) O Cráton do São Francisco. Salvador, SBG, p. 161-185, 1993.
- Fuck, R. A.; Marini, O. J. O Grupo Araxá e unidades homotaxiais. In: Simpósio sobre o Craton do São Francisco e Suas Faixas Marginais. Anais, p. 118-130, 1981.
- Fuck, R. A.; Pimentel, M. M.; Del-Rey Silva, L. J. H. Compartimentação tectônica na porção oriental da Província do Tocantins. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camburiú, SBG, p. 215-216, 1994.
- Guimarães, E. M. Estudos de proveniência e diagênese com ênfase na caracterização dos filossilicatos dos Grupos Paranoá e Bambuí, na região de Bezerra-Cabeceiras (GO). 1997. 270 f. Tese (Doutorado) - Universidade de Brasília, Brasília, 1997.
- Halverson, G. P. et al. Neoproterozoic chemostratigraphy. *Precambrian Research*, v. 182, n. 4, p. 337-350, 2010. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.04.007>
- Halverson, G. P.; Dudas, F. O.; Maloof, A. C.; Bowring, S. A. Evolution of the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  composition of Neoproterozoic seawater. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 256, p. 103-129, 2007.
- Heilbron, M. et al. The Ribeira Belt. In: São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent, p. 277-302, 2017.
- Heilbron, M.; Valeriano, C. M.; Zimbres, E.; Chrism, S. J.; Simões, L. S. A.; Souza, M. A. T. O contato basal do Grupo Canastra entre Itaú de Minas e Carmo do Rio Claro. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 4, Anais, Belo Horizonte, SBG, p. 179-198, 1987.
- Henrique Amorim Dias, P. et al. Revisiting the geological evolution of the Brasília orogenic belt (Central Brazil) through the integration of tectonic and provenance studies. *Precambrian Research*, v. 418, p. 107693, 2025. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2025.107693>
- Higgins, J. A.; Schrag, D. P. Aftermath of a snowball Earth. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 4, n. 3, 2003. <https://doi.org/10.1029/2002gc000403>
- Hippertt, J. P. et al. The fate of a Neoproterozoic intracratonic marine basin: trace elements, TOC and IRON speciation geochemistry of the Bambuí Basin, Brazil. *Precambrian Research*, v. 330, p. 101-120, 2019. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.05.001>
- Hoefs, J. Isotope fractionation mechanisms of selected elements. In: *Stable isotope geochemistry*, p. 31-76, 2004.
- Hoffman, P. F. et al. Snowball Earth dynamics and Cryogenian geology-geobiology. *Science Advances*, v. 3, n. 11, e1600983, 2017. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1600983>
- Hoffman, P. F.; Kaufman, A. J.; Halverson, G. P.; Schrag, D. P. A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science*, v. 281, n. 5381, p. 1342-1346, 1998. <https://doi.org/10.1126/science.281.5381.1342>
- Horwitz, E. P. et al. Separation and preconcentration of uranium from acidic media by extraction chromatography. *Analytica Chimica Acta*, v. 266, n. 1, p. 25-37, 1992. [https://doi.org/10.1016/0003-2670\(92\)85276-c](https://doi.org/10.1016/0003-2670(92)85276-c)

- Iglesias, M.; Uhlein, A. Estratigrafia do Grupo Bambuí e coberturas fanerozóicas no vale do rio São Francisco, norte de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 39, n. 2, p. 256-266, 2009.: <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2009392256266>
- Iyer, S. S.; Babinski, M.; Krouse, H. L.; Chemale, F. Highly  $^{13}\text{C}$  enriched carbonate and organic matter in the Neoproterozoic sediments of the Bambuí Group, Brazil. *Precambrian Research*, v. 73, p. 271-282, 1995.
- Kaufman, A. J. et al. Anomalous  $\delta^{34}\text{S}$  signatures in trace sulfate from a potential cap carbonate in the Neoproterozoic Bambuí Group, Brazil. In: Misi, A.; Teixeira, J. B. G. (Eds.). *Proterozoic Sediment-Hosted Base Metal Deposits of Western Gondwana*, p. 62-65, 2001.
- Kha, L. C.; Sherman, A. G.; Narbonne, G. M.; Knoll, A. H.; Kaufman, A. J.  $\delta^{13}\text{C}$  stratigraphy of the Proterozoic Bylot Supergroup, Baffin Islands, Canada: implications for regional lithostratigraphy correlations. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 36, p. 313-332, 1999.
- Kuchenbecker, M. et al. A Formação Gorutuba: sedimentação litorânea a continental na margem leste da Bacia Bambuí (MG). *Geologia USP. Série Científica*, v. 16, n. 2, p. 67-81, 2016. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v16i2p67-81>
- Kump, L. Interpreting carbon-isotope excursions: Strangelove oceans. *Geology*, v. 29, p. 443-446, 1991.
- Kystol, J.; Melchior Larsen, L. Analytical procedures in the Rock Geochemical Laboratory of the Geological Survey of Denmark and Greenland. *GEUS Bulletin*, p. 59-62, 1999. <https://doi.org/10.34194/ggub.v184.5230>
- Lacerda Filho, J. V.; Oliveira, C. C. *Geologia da Região Centro-Sul de Goiás. Boletim de Geociências do Centro-Oeste*, v. 18, n. 1/2, p. 3-19, 1995.
- Lawrence, M. G.; Kamber, B. S. The behaviour of the rare earth elements during estuarine mixing-revisited. *Marine Chemistry*, v. 100, n. 1-2, p. 147-161, 2006.
- Lima, M. F. de et al. Trace elements in sedimentary pyrite track redox and nutrient fluctuations in the Ediacaran/Cambrian Bambuí Group, Brazil. *Chemical Geology*, v. 635, p. 121625, 2023. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2023.121625>
- Lima, O. N. B. Grupo Bambuí: Estratigrafia regional no alto Rio São Francisco e geologia nos depósitos fosfáticos da Serra da Saudade, MG. 2005. 142 f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2005.
- Lima, O. N. B.; Uhlein, A.; Britto, W. Estratigrafia do Grupo Bambuí na Serra da Saudade e geologia do depósito fosfático de Cedro do Abaeté, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 37, n. 4, p. 204-215, 2007.
- Lima, S. A. A. Fácies, ambiente deposicional e aspectos diagenéticos das rochas carbonáticas da Formação Sete Lagoas na região norte de Minas, Bacia São Francisco. 1997. 121 f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1997.
- Macdonald, F. A. et al. Calibrating the Cryogenian. *Science*, v. 327, n. 5970, p. 1241-1243, 2010.

- MacLennan, S. et al. The arc of the Snowball: U-Pb dates constrain the Islay anomaly and the initiation of the Sturtian glaciation. *Geology*, v. 46, n. 6, p. 539-542, 2018. <https://doi.org/10.1130/g40171.1>
- Marques Sousa, C. S. A porção sul do Grupo Vazante entre Lagamar e Coromandel (MG): estratigrafia, geocronologia e fosfogênese neoproterozoica. 2019.
- Marques, C. S. S. et al. Geologia e quimioestratigrafia isotópica do Grupo Vazante em Lagamar (MG). *Geonomos*, v. 23, n. 1, 2015. <https://doi.org/10.18285/geonomos.v23i1.659>
- Marshak, S.; Alkmim, F. F. Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil. *Tectonics*, v. 8, n. 3, p. 555-571, 1989.
- Martins-Neto, M. A.; Alkmim, F. F. Estratigrafia e Evolução Tectônica das Bacias Neoproterozóicas do Paleocontinente São Francisco e suas Margens: Registro da Quebra de Rodínia e Colagem de Gondwana. In: Pinto, C. P.; Martins-Neto, M. A. (Org.). *Bacia do São Francisco. Geologia e Recursos Minerais*. Belo Horizonte: SBG/Núcleo de Minas Gerais, p. 31-54, 2001.
- McArthur, J. M.; Howarth, R. J.; Bailey, T. R. Strontium Isotope Stratigraphy: LOWESS Version 3: Best Fit to the Marine Sr-Isotope Curve for 0-509 Ma and Accompanying Look-up Table for Deriving Numerical Age. *The Journal of Geology*, v. 109, n. 2, p. 155-170, 2001. <https://doi.org/10.1086/319243>
- McLennan, S. M.; McCulloch, M. T.; Taylor, S. R.; Maynard, J. B. Effects of sedimentary sorting on neodymium isotopes in deep-sea turbidites. *Nature*, v. 337, n. 6207, p. 547-549, 1989.
- Melfi, A. J.; Misi, A.; Campos, D. A.; Cordani, U. G. (org.). *Recursos Minerais no Brasil: problemas e desafios*. Rio de Janeiro: Academia Brasileira de Ciências, 420 p., 2016.
- Michard, A. et al. Rare-earth elements and uranium in high-temperature solutions from East Pacific Rise hydrothermal vent field (13°N). *Nature*, v. 303, n. 5920, p. 795-797, 1983.
- Misi, A. et al. Chemostratigraphic correlation of Neoproterozoic successions in South America. *Chemical Geology*, v. 237, p. 143-167, 2007.
- Misi, A.; Veizer, J. Neoproterozoic carbonate sequences of the Una Group, Irecê Basin, Brazil: Chemostratigraphy, age and correlations. *Precambrian Research*, v. 89, n. 1-2, p. 87-100, 1998. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(97\)00073-9](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(97)00073-9)
- Monteiro, C. F. Fosforitos do Grupo Bambuí na região de Campos Belos (GO)/Arraias (TO), na borda oeste do cráton São Francisco. 2009. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade de Brasília, Brasília, 2009. <http://repositorio.unb.br/handle/10482/4898>
- Moreira, D. S. et al. A Cambrian age for the upper Bambuí Group, Brazil, supported by the first U-Pb dating of volcanoclastic bed. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 99, p. 102503, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102503>.
- Mucida, D. P. Contribuição à evolução crustal da porção central da Faixa Brasília: estudos isotópicos no Complexo Anápolis-Itaúçu, Grupo Araxá, Sequência Vulcano-Sedimentar de Silvânia e granitóides associados. 2002. 100 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade de Brasília, Brasília, 2002.

- Muzzi Magalhães, P. Análise estrutural qualitativa das rochas do Grupo Bambuí na porção sudoeste da Bacia do São Francisco. 1989. 100 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1989.
- Paula-Santos, G. M. et al. Tracking connection and restriction of West Gondwana São Francisco Basin through isotope chemostratigraphy. *Gondwana Research*, v. 42, p. 280-305, 2017.
- Paula-Santos, G. M.; Babinski, M.; Kuchenbecker, M.; Caetano-Filho, S.; Trindade, R. I. F.; Pedrosa-Soares, A. C. 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*, v. 18, p. 1-19, 2015.
- Paytan, A. et al. Marine barite as a monitor of seawater strontium isotope composition. *Nature*, v. 366, n. 6454, p. 445-449, 1993.
- Perrella Júnior, P. et al. 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*, v. 47, n. 1, p. 59-77, 2017. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201720160112>
- Pimentel, M. M. et al. 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*, v. 31, p. 345-357, 2011.
- 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. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620150004>
- Pinheiro, M. A. P.; Guice, G. L.; Magalhães, J. R. Archean-Ediacaran evolution of the Campos Gerais Domain - A reworked margin of the São Francisco paleocontinent (SE Brazil): Constraints from metamafic-ultramafic rocks. *Geoscience Frontiers*, p. 101201, 2021. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2021.101201>
- Pufahl, P. K.; Groat, L. A. Sedimentary and igneous phosphate deposits: Formation and exploration: An invited paper. *Economic Geology*, v. 112, n. 3, p. 483-516, 2016. <https://doi.org/10.2113/econgeo.112.3.483>
- Riboulleau, A. et al. Depositional conditions and organic matter preservation pathways in an epicontinental environment: the Upper Jurassic Kashpir Oil Shales (Volga Basin, Russia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 197, p. 171-197, 2003.
- Rodrigues, G. B.; Fauth, G. Isótopos estáveis de carbono e oxigênio em ostracodes do Cretáceo: metodologias, aplicações e desafios. *Terræ Didática*, v. 9, n. 1, p. 34, 2015. <https://doi.org/10.20396/td.v9i1.8637408>
- Sanches, A. L.; Misi, A.; Kaufman, A. J.; Azmy, K. As sucessões carbonáticas neoproterozóicas do cráton do São Francisco e os depósitos de fosfato: correlações e fosfogênese. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 37, supl. 4, p. 182-194, 2007. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.200737s4182194>
- Sansjofre, P. et al. A carbon isotope challenge to the snowball Earth. *Nature*, v. 478, n. 7367, p. 93-96, 2011. <https://doi.org/10.1038/nature10499>

- Santolík, V. et al. Unravelling the Neoproterozoic oceanic sedimentary record: Insights from the Mona Complex Ocean Plate Stratigraphy, Wales. *Precambrian Research*, v. 418, p. 107708, 2025. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2025.107708>
- Santos, F. P. et al. O espectro eletromagnético. *Cadernos Macambira*, v. 4, n. 1, p. 61-60, 2019.
- Santos, R. V. et al. Carbon and oxygen isotope profiles across Meso-Neoproterozoic limestones from central Brazil: Bambuí and Paranoá groups. *Precambrian Research*, v. 104, n. 3, p. 107-122, 2000. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(00\)00082-6](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(00)00082-6)
- Schmidt, W.; Fleisher, R. Estilo estrutural do Precambriano no Sudeste de Minas Gerais. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, 1978. *Anais*, v. 1, p. 431-434, 1978.
- Seer, H. J.; Dardenne, M. A. Tectonostratigraphic terrane analysis on Neoproterozoic times: the case study of the Araxá Synform, Minas Gerais, Brazil - implications to the final collage of the Gondwanaland. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 1, p. 78-81, 2000.
- Shields, G. A. A normalised seawater strontium isotope curve: possible implications for Neoproterozoic-Cambrian weathering rates and further oxygenation of the Earth. *eEarth*, v. 2, p. 35-42, 2007.
- Sholkovitz, E. R.; Landing, W. M.; Lewis, B. L. Ocean particle chemistry: The fractionation of rare earth elements between suspended particles and seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 58, n. 6, p. 1567-1579, 1994. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90559-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90559-2)
- Sial, A. N. et al. The São Francisco Palaeocontinent. In: Gaucher, C. et al. (Eds.). *Neoproterozoic-Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: a focus on southwestern Gondwana. Developments in Precambrian Geology*, v. 16, p. 31, 2009.
- Silva, C. H. Evolução geológica da Faixa Brasília na região de Tapira, sudoeste de Minas Gerais. 2006. 196 f. Tese (Doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2006.
- Silva-Tamayo, J. C. et al. Global perturbation of the marine calcium cycle during the Permian-Triassic transition. *GSA Bulletin*, v. 130, n. 7-8, p. 1323-1338, 2018. <https://doi.org/10.1130/b31818.1>
- Simões, L. S. A. Evolução tectonometamórfica da Nappe de Passos, sudoeste de Minas Gerais. 1995. 149 f. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.
- Smrzka, D. et al. The behavior of trace elements in seawater, sedimentary pore water, and their incorporation into carbonate minerals: a review. *Facies*, v. 65, n. 4, 2019. <https://doi.org/10.1007/s10347-019-0581-4>
- Sonke, J. E.; Salters, V. J. M. Lanthanide-humic substances complexation. I. Experimental evidence for a lanthanide contraction effect. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 70, n. 6, p. 1495-1506, 2006. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.11.017>
- Souza, R. F.; Railsback, B. Uma tabela periódica dos elementos e seus íons para cientistas da terra. *Terræ Didática*, v. 8, n. 2, p. 73, 2015. <https://doi.org/10.20396/td.v8i2.8637416>

Suita, M. T. F.; Chemale Junior, F. Nature of the Uruaçuano Cycle in the São Francisco and Tocantins Provinces and its relation with the Amazonian Craton. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 5. Anais, p. 98-100, 1995.

Szabó, G. A. J. Contexto geológico e petrologia das rochas metaultramáficas de Alpinópolis, MG. 1989. 203 f. Dissertação (Mestrado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1989.

Tavares, T. D. et al. Detrital zircons from the Upper Três Marias Formation, São Francisco basin, SE Brazil: Record of foreland deposition during the Cambrian? *Journal of South American Earth Sciences*, v. 97, p. 102395, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102395>

Taylor, S. R.; McLennan, S. M. *The continental crust: its composition and evolution*. 1985.

Teixeira, N. A.; Danni, J. C. M. Contribuição à estratigrafia do Grupo Araxá na região de Passos, MG. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife. Anais, v. 2, p. 700-711, 1993.

Teixeira, W. Geologia, petrologia e prospecção geoquímica da Seqüência Vulcanosedimentar do Morro do Ferro, Fortaleza de Minas, MG. 1978. 202 f. Dissertação (Mestrado) - Universidade de Brasília, Brasília, 1978.

Tostevin, R. *Cerium anomalies and paleoredox*. Cambridge University Press, 2020. <https://doi.org/10.1017/9781108847223>

Tribovillard, N. et al. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chemical Geology*, v. 232, n. 1-2, p. 12-32, 2006.

Uhlein, A. et al. Tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília - setores setentrional e meridional. *Geonomos*, v. 20, n. 2, 2012. <https://doi.org/10.18285/geonomos.v2i20.243>.

Uhlein, A. et al. Wrapping a Craton: A Review of Neoproterozoic Fold Belts Surrounding the São Francisco Craton, Eastern Brazil. *Minerals*, v. 14, n. 1, p. 43, 2023.

Uhlein, A. et al. Estratigrafia e evolução geológica do Grupo Bambuí, Minas Gerais (Roteiro Geológico). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 42, 2004.

Uhlein, A. et al. The glaciogenic Jequitai Formation, southeastern Brazil. *Geological Society, London, Memoirs*, v. 36, n. 1, p. 541-546, 2011. <https://doi.org/10.1144/m36.51>.

Uhlein, A. Transição Cráton - Faixa Dobrada: Exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasileiro) no estado de Minas Gerais. Aspectos estratigráficos e estruturais. 1991. 245 f. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo.

Uhlein, G. J. et al. Early to late Ediacaran conglomeratic wedges from a complete foreland basin cycle in the southwest São Francisco Craton, Bambuí Group, Brazil. *Precambrian Research*, v. 299, p. 101-116, 2017.

Valeriano, C. M. et al. Southern Brasilia belt (SE Brazil): tectonic discontinuities, K-Ar data and evolution during the Neoproterozoic Brasileiro orogeny. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, p. 195-199, 2000.

Valeriano, C. M. et al. Tectonic evolution of the Brasília belt, central Brazil, and early assembly of Gondwana. In: Pankhurst, R. J. et al. (Eds.). *West Gondwana: Pre-cenozoic*

Correlations across the South Atlantic Region. London: Geological Society, 2008. p. 197-210. (Special Publications, v. 294).

Valeriano, C. M. et al. U-Pb geochronology of the southern Brasília Belt (SE Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West-Gondwana. *Precambrian Research*, v. 130, n. 1-4, p. 27-55, 2004.

Valeriano, C. M. Evolução tectônica da extremidade meridional da Faixa Brasília, região da Represa de Furnas, sudoeste de Minas Gerais. 1992. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) - Universidade de São Paulo, São Paulo. <https://doi.org/10.11606/T.44.1993.tde-23062015-140732>.

Valeriano, C. M.; Simões, L. S. A. Litogeoquímica das rochas metabásicas da Nappe de Passos, SW de Minas Gerais: implicações tectônicas à evolução da faixa Brasília meridional. *Boletim IG-USP. Publicação Especial*, n. 18, p. 121-123, 1996. <https://doi.org/10.11606/issn.2317-8078.v0i18p121-123>.

Vieira, L. C. et al. Identification of a Sturtian cap carbonate in the Neoproterozoic Sete Lagoas carbonate platform, Bambuí Group, Brazil. *Comptes Rendus Geoscience*, v. 339, p. 240-258, 2007.

Warren, L. V. et al. The puzzle assembled: Ediacaran guide fossil *Cloudina* reveals an old proto-Gondwana seaway. *Geology*, v. 42, p. 391-394, 2014.

Werne, J. P. et al. Reduced sulfur in euxinic sediments of the Cariaco Basin: sulfur isotope constraints on organic sulfur formation. *Chemical Geology*, v. 195, n. 1-4, p. 159-179, 2003.

Yellappa, T.; Naveen Kumar, B. Geochemical constraints on depositional environment of metacarbonate rocks from the Neoproterozoic Cauvery Suture Zone, Southern Granulite Terrane, India. *International Geology Review*, 2024. <https://doi.org/10.1080/00206814.2024.2394838>.

Zalán, P. V.; Romeiro-Silva, P. C. Bacia do São Francisco. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, n. 2, p. 561-571, 2007.

Zou, Y. et al. Heterogeneous redox evolution of the Meso-Neoproterozoic ocean: Insights from eastern China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 567, 110304, 2021.

## APÊNDICE A – Resultados da Fluorescência de Raio X Portátil

Portable X-ray Fluorescence Results Table																
Sample	Unit	White	DC15A-1	DC15A-2	DC15A-3	DC15B	DC15C	DC15D	DC15F	DC15F-1	White	DC15F	DC15G	DC15H	DC15H-1	DC15I
Si	%	97.39	41.37	71.28	91.37	86.42	84.48	37.14	8.61	11.34	97.51	84.19	76.84	81.29	83.52	29.10
Si +/-	%	0.31	0.28	0.40	0.40	0.35	0.42	0.34	0.21	0.26	0.31	0.30	0.30	0.40	0.40	0.32
Al	%	0.0578	0.5139	0.1919	0.5092	10085.00	28212.00	0.4287	0.2470	0.3038	0.0707	15578.00	18615.00	12813.00	11434.00	0.8183
Al +/-	%	0.0091	0.0245	0.0197	0.0203	0.0227	0.0425	0.0330	0.0380	0.0449	0.0089	0.0237	0.0277	0.0320	0.0292	0.0412
Fe	%	0.0824	25941.00	13192.00	60424.00	22301.00	84477.00	0.1916	0.0729	0.0786	0.0818	0.3899	0.9976	33217.00	40594.00	0.4882
Fe +/-	%	0.0020	0.0134	0.0112	0.0188	0.0108	0.0218	0.0050	0.0035	0.0042	0.0020	0.0041	0.0069	0.0160	0.0169	0.0079
Ca	%	10098.00	338698.00	154932.00	ND	77645.00	ND	60.70	90.63	87.81	10039.00	36233.00	65899.00	34270.00	26734.00	57.22
Ca +/-	%	0.0116	0.0473	0.0411		0.0248		0.07	0.08	0.10	0.0118	0.0192	0.0238	0.0246	0.0216	0.07
K	%	ND	0.5771	ND	0.5144	ND	17383.00	0.2165	ND	ND	ND	60547.00	65956.00	68083.00	49430.00	0.8229
K +/-	%		0.0136		0.0179		0.0237	0.0133				0.0262	0.0276	0.0364	0.0316	0.0147
Mg	%	ND	ND	ND	ND	1.05	1.19	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	2.50
Mg +/-	%					0.08	0.11									0.22
P	%	11430.00	20.55	11.46	0.5622	0.2224	0.2902	0.5761	0.1383	0.2377	10300.00	32532.00	6.68	3.05	3.05	0.5844
P +/-	%	0.0305	0.09	0.10	0.0292	0.0252	0.0245	0.0386	0.0283	0.0345	0.0290	0.0420	0.06	0.05	0.05	0.0360
S	%	0.0865	ND	ND	ND	0.7608	ND	0.1859	ND	ND	0.0898	0.5390	ND	0.1505	ND	ND
S +/-	%	0.0033				0.0070		0.0043			0.0033	0.0053		0.0052		
Ti	%	0.1074	0.0969	0.0495	0.1819	0.2377	0.6716	0.0629	0.0960	0.0769	0.0981	0.2383	0.3218	0.4735	0.2829	0.0757
Ti +/-	%	0.0069	0.0088	0.0085	0.0109	0.0103	0.0171	0.0097	0.0126	0.0142	0.0066	0.0091	0.0109	0.0172	0.0136	0.0112
V	%	0.0464	0.0258	0.0166	0.0261	0.0164	0.0415	0.0172	0.0303	0.0216	0.0537	0.0246	0.0251	0.0322	0.0291	0.0219
V +/-	%	0.0038	0.0040	0.0041	0.0042	0.0036	0.0056	0.0048	0.0066	0.0072	0.0039	0.0035	0.0039	0.0060	0.0051	0.0056
Cl	%	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Cl +/-	%															
Mn	%	0.0099	0.2810	0.1006	0.2726	0.0327	0.0121	0.0199	0.0180	0.0151	0.0093	0.0494	0.0076	0.0334	0.1564	0.0402
Mn +/-	%	0.0011	0.0058	0.0042	0.0055	0.0024	0.0024	0.0024	0.0027	0.0030	0.0011	0.0020	0.0011	0.0026	0.0045	0.0033
Ni	%	0.0021	0.0243	0.0144	0.0821	0.0306	0.0406	ND	ND	ND	0.0020	0.0051	0.0041	0.0066	0.0106	ND
Ni +/-	%	0.0004	0.0010	0.0009	0.0017	0.0009	0.0014				0.0004	0.0004	0.0004	0.0008	0.0008	
Cu	%	ND	ND	ND	0.0027	ND	0.0032	ND	ND	ND	ND	0.0026	0.0019	0.0019	0.0046	ND
Cu +/-	%				0.0004		0.0004					0.0002	0.0002	0.0004	0.0004	
Zn	%	ND	0.0457	0.0214	0.0112	0.0059	0.0110	ND	ND	ND	ND	0.0030	0.0030	0.0056	0.0205	0.0039
Zn +/-	%		0.0009	0.0007	0.0004	0.0003	0.0004					0.0002	0.0002	0.0004	0.0006	0.0004
Pb	%	0.0004	0.0004	ND	ND	ND	ND	ND	0.0015	ND	0.0003	ND	ND	0.0027	0.0018	0.0012
Pb +/-	%	0.0001	0.0001						0.0003		0.0001			0.0002	0.0002	0.0002
As	%	ND	0.0027	0.0018	0.0110	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	0.0011	0.0045	0.0031	ND
As +/-	%		0.0002	0.0002	0.0003								0.0001	0.0003	0.0002	
Cr	%	0.0103	0.0101	0.0110	0.1596	0.1837	0.1633	ND	0.0133	ND	0.0074	0.0095	0.0113	0.0144	0.0135	0.0114
Cr +/-	%	0.0017	0.0022	0.0025	0.0051	0.0050	0.0051		0.0034		0.0016	0.0015	0.0017	0.0028	0.0026	0.0030
Co	%	ND	ND	ND	ND	ND	0.0432	ND	ND	ND	ND	0.0079	ND	ND	ND	ND
Co +/-	%						0.0058					0.0012				
Mo	%	ND	0.0005	0.0007	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Mo +/-	%		0.0001	0.0001												
Ag	%	0.0090	0.0074	0.0082	ND	0.0068	ND	0.0107	0.0169	0.0171	0.0086	0.0075	0.0076	0.0144	0.0114	0.0166
Ag +/-	%	0.0003	0.0004	0.0005		0.0003		0.0006	0.0008	0.0009	0.0003	0.0003	0.0003	0.0005	0.0005	0.0007
Cd	%	0.0120	0.0103	0.0113	0.0102	0.0088	0.0110	0.0171	0.0216	0.0252	0.0118	0.0103	0.0103	0.0186	0.0154	0.0223
Cd +/-	%	0.0004	0.0004	0.0005	0.0005	0.0004	0.0005	0.0007	0.0009	0.0011	0.0004	0.0003	0.0003	0.0006	0.0006	0.0009
Sn	%	0.0119	0.0100	0.0105	0.0108	0.0094	0.0112	0.0141	0.0234	0.0240	0.0115	0.0099	0.0111	0.0202	0.0171	0.0231
Sn +/-	%	0.0004	0.0005	0.0006	0.0005	0.0004	0.0005	0.0008	0.0011	0.0013	0.0004	0.0004	0.0004	0.0007	0.0007	0.0010
Sb	%	0.0161	0.0138	0.0155	0.0136	0.0133	0.0155	0.0199	0.0283	0.0315	0.0151	0.0147	0.0145	0.0262	0.0241	0.0319
Sb +/-	%	0.0005	0.0006	0.0008	0.0006	0.0005	0.0007	0.0010	0.0013	0.0016	0.0005	0.0005	0.0005	0.0009	0.0008	0.0012
Au	%															
Au +/-	%															
Zr	%	0.0006	0.0014	0.0007	0.0015	0.0010	0.0042	0.0054	0.0424	0.0149	0.0004	0.0077	0.0094	0.0147	0.0139	0.0022
Zr +/-	%	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0002	0.0005	0.0004	0.0001	0.0001	0.0001	0.0002	0.0002	0.0002
Y	%															
Y +/-	%															
Se	%															
Se +/-	%															
Rb	%															
Rb +/-	%															
Sr	%															
Sr +/-	%															
W	%	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	0.0038	ND	ND	ND	0.0014	ND	ND	ND
W +/-	%								0.0007				0.0003			
Bi	%	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	0.0015	0.0016	0.0024	0.0020	ND
Bi +/-	%											0.0001	0.0001	0.0002	0.0002	

Th	%
Th +/-	%
U	%
U +/-	%
Hg	%
Hg +/-	%

**APÊNDICE B – Resultados da análise de carbono orgânico total**

Type	Sample ID	CSA03V <b>Toc</b> %
SMP	DC17R	<0,05
SMP	DC17K	0.25
SMP	DC17M	0.16
SMP	DC17L	0.07
SMP	WS52	0.05