UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOQUÍMICA ISOTÓPICA E ELEMENTAR DOS CARBONATOS DA
FORMAÇÃO SETE LAGOAS, GRUPO BAMBUÍ, NO SUL DA BACIA
DO SÃO FRANCISCO

Cristian Guacaneme Mora

Orientadora: Prof^a. Dr.^a Marly Babinski

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO

2015

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e
Documentação do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Guacaneme Mora, Cristian

Geoquímica isotópica e elementar dos carbonatos
da Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, no sul da
Bacia do São Francisco. / Cristian Guacaneme Mora.
- São Paulo, 2015.

131 p.: il

Dissertação (Mestrado) : IGc/USP

Orient.: Babinski, Marly

1. Isótopos 2. Carbonatos 3. Sete Lagoas 4.
Neoproterozoico I. Título

AGRADECIMENTOS

Vou começar por agradecer à Terra, pode parecer simples mas para mim é tudo, motivação, fonte de inspiração e vida. Agradeço aos meus pais Jairo Luis Guacaneme Sánchez e Ciralba Mora, e meus irmãos Jhon, Cesar, Carolina e Claudia pelo seu apoio, força, incondicionalidade e amor. Que bom é o amor da família!

À Marly Babinski, por sua excelente orientação, bom trato comigo e sua maravilhosa forma de ser, que admirável pessoa, é por ela que estou aqui e fico infinitamente agradecido. Ao Gustavo Macedo de Paula-Santos, o mestre, o cara que ensinou tantas coisas para mim neste trabalho que não me lembro de tudo, eu considero ele meu amigo. Ao Matheus Kuchenbecker pelo aporte do conhecimento geológico e dicas em campo; e o “indigente” pela magnífica contribuição na coleta de amostras, muito obrigado.

As pessoas com que eu moro, Anita e Neres, eles são meus pais aqui no Brasil, nunca achei que eles fossem tão importantes neste projeto, não pelo aporte acadêmico, mas pelo bom trato, hospitalidade, constante motivação e alegria. Aos meus amigos colinos Valentina Espinel, Sebastian Lopez, Victor Maurer e Sebastian Echeverry, com eles tudo aqui foi melhor, sempre comigo de alguma ou outra forma.

Muito obrigado ao pessoal do Instituto de Geociências da USP, professores, alunos, administrativos, funcionários e outros que me ajudaram a cumprir com os objetivos, e a CAPES concessão da bolsa. Também devo agradecer a meus companheiros colombianos do instituto, Carlos Mario Echeverry, Veronica Ramirez, Daniel Garcia, Laura Roman, Yohana Villafañez, e Diego Gomez, que fizeram do IGc um novo lar para mim.

Um obrigado muito especial para Aymarà Tabares, a pessoa que vai até o fim do mundo só para ficar comigo, ela é a única pessoa que acha que eu sou legal, e o seu amor excede qualquer distancia.

As pessoas que esqueci mencionar podem ter certeza que sou grato a todos, muito obrigado e espero gostem deste trabalho.

Cristian

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	iii
ÍNDICE DE FIGURAS	vi
ÍNDICE DE TABELAS	x
Resumo.....	xi
Abstract	xii
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. Área de Estudo	4
1.2. Objetivos	5
2. CONTEXTO GEOLÓGICO	6
2.1. O Supergrupo São Francisco.....	10
2.2. O Grupo Bambuí	12
2.3. A Formação Sete Lagoas.....	13
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	20
3.1. Químioestratigrafia isotópica	20
3.1.1. Isótopos de Carbono.....	21
3.1.2. Isótopos de Oxigênio.....	24
3.1.3. Isótopos de Estrôncio	25
3.1.4. Químioestratigrafia e Correlação Global	28
3.2. Geoquímica de ETR.....	29
3.3. Geocronologia U-Pb.....	31
4. MATERIAIS E MÉTODOS	32
4.1. Trabalho em Campo	32
4.2. Descrição das rochas e Petrografia.....	32
4.3. Análises Geoquímicas	34
4.4. Análises Isotópicas.....	34
4.5. Análises Geocronológicas	35
5. RESULTADOS	37
5.1. Descrição das Seções Estratigráficas e Petrografia	37
5.1.1. Seção Inhaúma (IN)	37
5.1.2. Seção Linha Verde (LV)	43

5.1.3. Seção Sete Lagoas (SL).....	45
5.1.4. Seção Haras Veredas (HV).....	49
5.1.5. Seção Funilândia (FN)	52
5.2. Geoquímica dos Carbonatos.....	55
5.2.1. Elementos maiores e traços	55
5.2.2. Elementos de Terras Raras (ETR).....	59
5.3. Isótopos de C, O e Sr.....	63
5.4. Geocronologia U-Pb do diamictito Carrancas.....	70
6. DISCUSSÃO.....	75
6.1. Alteração pós-deposicional dos carbonatos	75
6.2. Geoquímica dos Elementos de Terras Raras (ETR).....	85
6.3. Correlação quimioestratigráfica	93
6.4. Implicações Geotectônicas e Paleoambientais	101
7. CONCLUSÕES.....	108
REFERÊNCIAS.....	110

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. 1 – Mapa de localização da área de estudo com principais rodovias e seções estratigráficas estudadas. IN: Inhaúma, SL: Sete Lagoas, LV: Linha Verde, HV: Haras Veredas, FN: Funilândia.	4
Fig. 2 – Mapa geológico do Cráton São Francisco com indicação de suas coberturas sedimentares e das faixas móveis neoproterozoicas que o bordejam (Modificado de Santos <i>et al.</i> , 2000).	8
Fig. 3 – Carta de correlação estratigráfica para as sequências proterozoicas de primeira ordem dos crátons São Francisco e Congo, e as faixas orogênicas marginais Brasília, Araçuaí e West Congo (Extraído de Alkmim & Martins-Neto, 2012; com modificações de Paula-Santos, 2012).	9
Fig. 4 – Coluna estratigráfica do Supergrupo São Francisco segundo Dardenne (1978) e Iglesias & Uhlein (2009). O perfil isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ da Formação Sete Lagoas é mostrado segundo Vieira <i>et al.</i> , (2007). Idades de (a): Buschwaldt <i>et al.</i> (1999); (b): Babinski <i>et al.</i> (2007); (c): Warren <i>et al.</i> (2014); (d): Rodrigues (2008); (e): Paula-Santos <i>et al.</i> (2014).	14
Fig. 5 – Mapa geológico da área de estudo com localização das seções estratigráficas (modificado de Ribeiro <i>et al.</i> , 2003 e Tuller <i>et al.</i> , 2010).	19
Fig. 6 – Anomalias isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ em calcita (círculos) e dolomitos (triângulos) do Proterozoico e do Paleozoico Inferior. Extraído de Schrag <i>et al.</i> (2013).	23
Fig. 7 – Curvas de evolução de razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em carbonatos neoproterozoicos depositados entre 500 -1050 Ma. Modificado de Melezhik <i>et al.</i> (2001), Halverson <i>et al.</i> (2010) e Kuznetsov <i>et al.</i> (2013).	27
Fig. 8 – Classificação granulométrica de carbonatos segundo Grabau (1913).	34
Fig. 9 – Perfil geológico da região de Inhaúma mostrando variações das fácies diamictito e siltito da Formação Carrancas e contato litológico inferido com os calcários basais da Formação Sete Lagoas.	38
Fig. 10 – a) Afloramento do diamictito Carrancas, b) calcário muito fino com laminação plano-paralela da Formação Sete Lagoas. c) Calcário com laminação truncada de baixo ângulo em pequena escala. Altura do martelo 33 cm, altura do recipiente 25 cm, parte da caneta magnética 5 cm.	38
Fig. 11 – Imagens do diamictito da Formação Carrancas; a) Diamictito maciço com clastos angulosos; b) Diamictito oligomítico com matriz de areia fina e silte (nicois II); c) Diamictito com cimento de óxidos de ferro (nicois II); d) Diamictito com cimento carbonático e óxidos de ferro (nicois X). Amostra 14-IN-CR.	40
Fig. 12 – Imagens dos carbonatos da Seção IN. a) Calcário com laminação plana paralela e intercalações de dolomito; amostra IN-02. b) Calcissiltito com intercalações de argilas e óxidos, amostra IN-01 (nicois II); c) Calcissiltito com argilas e cimento de óxidos de ferro, amostra IN-14 (nicóis II); d) Veio irregular de calcita, amostra IN-17 (nicóis X).	41

Fig. 13 – Coluna estratigráfica da Seção Inhaúma com valores de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.	42
Fig. 14 – a) Afloramento de calcário na rodovia Linha Verde (b). Calcário preto recristalizado com dobras e veios de calcita. Altura da pessoa 1.70 m, altura de caneta magnética 13 cm.	43
Fig. 15 – Imagens dos carbonatos da Seção LV. a) Dolomito recristalizado e deformado, b) Calcissiltito impuro recristalizado e deformado (nicóis X); c) Calcissiltito impuro orientado com cimento de óxidos de ferro, (nicóis X) - amostra LV-03. d) Calcissiltito impuro com micas orientadas de clorita (nicóis X) - amostra LV-01.	44
Fig. 16 – Coluna estratigráfica da Seção Linha Verde com valores de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.	45
Fig. 17 – a) Afloramento de calcário da Seção Sete Lagoas (b). Calcário preto recristalizado com veios de calcita. Altura da pessoa é 1,70 m, altura da caneta é magnética 13 cm.	46
Fig. 18 – Imagens dos carbonatos da Seção SL. a) Calcário maciço com veio de calcita, amostra SL-36; b) Calcissiltito foliado com estilólitos, amostra SL-07 (nicóis X); c) Calcissiltito com veios de calcita, amostra SL-18 (nicóis II); d) Calcissiltito com veios de calcita, amostra SL-18 (nicóis X).	47
Fig. 19 – Coluna estratigráfica da Seção Sete Lagoas com valores de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.	48
Fig. 20 – a) Afloramento de calcário com camadas horizontais da Seção Haras Veredas (b). Calcário cinza claro com estruturas de dissolução. Altura da pessoa 1.70 m, altura do martelo 33 cm.	49
Fig. 21 – Imagens dos carbonatos da Seção HV. a) Calcário laminado e recristalizado, amostra HV-04; b) Calcissiltito orientado e recristalizado com cimento de óxidos, amostra HV-03 (nicóis X); c) Calcissiltito com estilólitos, amostra HV-18 (nicóis X); d) Calcarenito impuro com grãos de quartzo, amostra HV-23 (nicóis X).	50
Fig. 22 – Coluna estratigráfica da Seção Haras Veredas com valores de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.	51
Fig. 23 – a) Corte da Pedreira Agriminas da Seção Funilândia. b) Calcário cinza com camadas de dolomita e dobras locais. c) Calcário com fratura e veio de calcita. Altura da pessoa de pé 1.90 m, altura da caneta magnética 13 cm.	52
Fig. 24 – Imagens dos carbonatos da Seção FN. a) Dolomito laminado e recristalizado, amostra FN-04; b) Calcissiltito orientado e recristalizado, amostra FN-05 (nicóis X); c) Calcissiltito recristalizado com micas e cimento de óxidos, amostra FN-09 (nicóis X); d) Calcissiltito impuro com veios de calcita, amostra FN-15 (nicóis X).	53
Fig. 25 – Coluna estratigráfica da Seção Funilândia com valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$.	54
Fig. 26 – Diagrama de dispersão dos teores de Rb e Sr nos carbonatos das seções Sete Lagoas (SL), Haras Veredas (HV), Linha Verde (LV), Inhaúma (IN) e Funilândia (FN). No quadro laranja se mostram os carbonatos adequados para análises isotópicas de Sr.	57

Fig. 27 – Distribuição normalizada de ETR em relação ao padrão PAAS obtidos em carbonatos das seções Linha Verde, Funilândia e Inhaúma.	59
Fig. 28 – Distribuição normalizada de ETR em relação ao padrão PAAS obtidos em carbonatos da Seção Sete Lagoas.	60
Fig. 29 – Distribuição normalizada de ETR em relação ao padrão PAAS obtidos em carbonatos da Seção Haras Veredas.	61
Fig. 30 – Diagrama de dispersão dos valores $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB) de carbonatos das seções estratigráficas neste estudo. SL: Sete Lagoas, HV: Haras Veredas, LV: Linha Verde, IN: Inhaúma, FN: Funilândia.	64
Fig. 31 – Diagrama de dispersão dos teores de Sr e razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos carbonatos das seções Sete Lagoas (SL), Haras Veredas (HV), Linha Verde (LV) e Inhaúma (IN). No quadro laranja são mostradas as composições isotópicas de Sr representativas do ambiente deposicional.	65
Fig. 32 – Imagens de catodo luminescência de grãos de zircão detrítico obtidos na amostra 14-IN-CR do diamictito da Formação Carrancas.	70
Fig. 33 – Diagrama Concórdia para a amostra 14-IN-CR do diamictito Carrancas na região de Inhaúma. Elipses de erro são 1 sigma.	71
Fig. 34 – Diagrama Concórdia para a amostra MG-10-04 do diamictito Carrancas na região do Aeroporto Confins. Elipses de erro são 1 sigma.	72
Fig. 35 – Diagramas de dispersão entre valores de $\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB) e razões Mn/Sr e Fe/Sr dos carbonatos analisados. SL: Sete Lagoas, HV: Haras Veredas, LV: Linha Verde, IN: Inhaúma, FN: Funilândia.	78
Fig. 36. Diagramas de dispersão de $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB) mostrando as principais assinaturas isotópicas de processos deposicionais e pós-deposicionais nos carbonatos. Dados da Capa Carbonática (Vieira <i>et al.</i> , 2007a) são mencionados para comparação. SL: Sete Lagoas, HV: Haras Veredas, LV: Linha Verde, IN: Inhaúma, FN: Funilândia.	80
Fig. 37 – Gráficos de dispersão de razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e razões geoquímicas Rb/Sr, Mn/Sr, Fe/Sr e Ca/Sr dos carbonatos analisados. SL: Sete Lagoas, HV: Haras Veredas, LV: Linha Verde, IN: Inhaúma.	82
Fig. 38 – Diagramas de dispersão entre razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e teores (%) de Mn, Fe, Si e Al dos carbonatos analisados.	84
Fig. 39 – Diagramas de distribuição de teores de ΣETR vs. teores de Zr, Th, Al dos carbonatos analisados. SL: Sete Lagoas, HV: Haras Veredas, LV: Linha Verde, IN: Inhaúma, FN: Funilândia.	87
Fig. 40 – Distribuição normalizada de ETR em relação ao padrão PAAS de amostras de carbonatos considerados não representativos da composição de ETR da água do mar no ambiente deposicional.	89

Fig. 41 – Distribuição normalizada de ETR em relação ao padrão PAAS de amostras de carbonatos da Seção SL considerados representativos da composição de ETR da água do mar no ambiente deposicional.	90
Fig. 42 – Distribuição normalizada de ETR em relação ao padrão PAAS de amostras de carbonatos da Seção HV considerados representativos da composição de ETR da água do mar no ambiente deposicional.	91
Fig. 43 – Esquema hipotético da paleolinha de costa do ambiente marinho dos carbonatos da sequencia basal da Formação Sete Lagoas, situada na parte sudeste na área de estudo.	93
Fig. 44 – Correlação quimioestratigráfica entre as seções Inhaúma e Funilândia deste trabalho com a seção Vespasiano de Paula-Santos (2012) e seções Tatiana, Cauê, Paraíso, Lontra e Sambra de Vieira <i>et al.</i> , (2007b).	97
Fig. 45 – Correlação quimioestratigráfica entre as seções Inhaúma e Funilândia deste trabalho com as seções Alvorada e Mina da Bocaina de Santos <i>et al.</i> , (2004), seção Arcos de Kuchenbecker (2011) e seção Januária de Warren <i>et al.</i> , (2014).	98
Fig. 46 – Correlação quimioestratigráfica entre as seções Sete Lagoas e Haras Veredas deste trabalho e as seções Pedra do Baú, Parque da Gruta da Lapinha, Bairro da Lapinha de Paula-Santos (2012); e seções Polícia Rodoviária, Canaã, Cauê, e Mata Grande de Vieira <i>et al.</i> , (2007b).	99
Fig. 47 – Correlação quimioestratigráfica entre as seções Sete Lagoas e Haras Veredas deste trabalho e as seções Ataca Cachorro, Sete Lagoas, Mina da Bocaina, Jequitai, Serra do Cabral, Serra de São Domingos e Alvorada de Santos <i>et al.</i> , (2007).	100
Fig. 48 – Modelo deposicional esquemático do ambiente marinho da Formação Sete Lagoas no final do Ediacarano (560 Ma) mostrando diferentes estágios de sedimentação e localizações das seções estratigráficas: SL - Sete Lagoas, HV - Haras Veredas, LV - Linha Verde, IN – Inhaúma e FN – Funilândia. Fluxos de descarga de água: DF - Descarga Fluvial, DS - Descarga Submarinha. Modificado de Paula-Santos (2012).	104
Fig. 49 – Correlação das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas neste estudo representados por linhas vermelhas com curvas de evolução de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ na água do mar durante o Neoproterozoico. Modificado de Melezhik <i>et al.</i> , (2001), Halverson <i>et al.</i> , (2010) e Kuznetsov <i>et al.</i> , (2013).	107

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1. Teores (%) dos elementos maiores dos carbonatos analisados.	56
Tabela 2. Teores de Rb e Sr, razões geoquímicas e razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos carbonatos analisados.	58
Tabela 3. Teores (ppm) dos Elementos de Terras Raras e Zr, razões Y/Ho e parâmetros Ce/Ce* e Pr/Pr* dos carbonatos analisados.	62
Tabela 4. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ dos carbonatos da Seção Inhaúma (IN).	66
Tabela 5. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ dos carbonatos da Seção Linha Verde (LV).	66
Tabela 6. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ dos carbonatos da Seção Sete Lagoas (SL).	67
Tabela 7. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ dos carbonatos da Seção Haras Veredas (HV).	68
Tabela 8. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ dos carbonatos da Seção Funilândia (FN).	69
Tabela 9. Dados isotópicos U-Pb SHRIMP em cristais de zircão do diamictito Carrancas (amostra 14-IN-CR).	73
Tabela 10. Dados isotópicos U-Pb LA-ICP-MS em cristais de zircão do diamictito Carrancas (amostra MG 10-04).	74

Resumo

Dados de geoquímica isotópica e elementar foram obtidos em rochas carbonáticas da Fm. Sete Lagoas, Grupo Bambuí, visando contribuir para o entendimento da evolução sedimentar da bacia do São Francisco, assim como decifrar as variações ambientais da água do mar durante o Neoproterozoico. Esta unidade é composta de rochas carbonáticas sobrepostas aos diamictitos da Fm. Carrancas na parte sul do Cráton do São Francisco. As seções Inhaúma (IN), Linha Verde (LV) e Funilândia (FN) são constituídas por carbonatos impuros de cor cinza clara e dolomititos de cor bege, pobres em matéria orgânica, com altos teores de sedimentos detríticos e depositados num ambiente marinho raso com influência de correntes de maré. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ mais representativos do ambiente deposicional variam entre -1,0 e 0‰ e permitem posicionar estas três seções na primeira sequência deposicional da Formação Sete Lagoas, acima da capa carbonática criogeniana. No entanto, os carbonatos destas seções apresentam baixos teores de Sr, resultando em razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ muito radiogênicas entre 0,7111 e 0,7114. As anomalias isotópicas podem estar relacionadas com processos de dolomitização tectônica que ocorreu em uma escala regional na área de influência tectônica da Faixa Araçuaí, na fronteira oriental do cráton. As seções Sete Lagoas (SL) e Haras Veredas (HV) são constituídas por carbonatos puros de cor cinza escuro a preto, ricos em matéria orgânica, com baixos teores de sedimentos detríticos e depositados num ambiente relativamente profundo, com pouca influência de correntes de maré. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ destas seções são bastante positivos, entre 8,5 e 12,6‰, interpretados como valores primários, o que permite posicionar estas duas seções na segunda sequência deposicional da Formação Sete Lagoas. Os altos valores de $\delta^{13}\text{C}$ podem representar alta bioprodutividade com altas taxas de soterramento de matéria orgânica no ambiente marinho, assim como alta produtividade de carbonato autigênico. A deposição dos carbonatos ocorreu em um mar epicontinental restrito com conexões intermitentes com os oceanos contemporâneos, dificultando a homogeneização isotópica do Sr, como demonstrado pela grande variação das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas nas seções SL e HV, entre 0,7073 e 0,7085. Este cenário é reforçado pela configuração tectônica da bacia, limitada pelas faixas orogênicas Brasília (W) e Araçuaí (E) no final do período Ediacarano. Correlação global por meio de isótopos de Sr não é confiável neste caso. As datações U-Pb obtidas em grãos de zircão detrítico de duas amostras de diamictitos da Formação Carrancas sugerem o Cráton do São Francisco como principal fonte dos sedimentos representados pelas idades de ca. 2800 Ma. Um grão de ca. 1200 Ma, define a idade máxima de deposição desta unidade e a área fonte pode ser rochas do Supergrupo Espinhaço.

Palavras-chave: Isótopos, Carbonatos, Formação Sete Lagoas, Neoproterozoico.

Abstract

Isotope and elemental geochemistry data were obtained on carbonate rocks of the Sete Lagoas Formation in order to contribute to the understanding of the sedimentary evolution of the São Francisco basin in the basal part of the Bambuí Group, as well as to decipher the environmental variations of seawater during the Neoproterozoic. This unit consists of carbonate rocks overlying the diamictites of the Carrancas Formation in southern São Francisco Craton. The Inhaúma (IN), Linha Verde (LV) and Funilândia (FN) sections consist of light gray impure carbonates and beige dolomites, poor in organic matter, with high contents of detrital sediments and deposited in a shallow marine environment with influence of tidal currents. The most representative $\delta^{13}\text{C}$ values of the depositional setting range between -1.0 and 0 ‰, and allow us to correlate these sections with the basal depositional sequence of the Sete Lagoas Formation, above the Cryogenian cap carbonate. However, the carbonates of these sections have low Sr concentrations, resulting in highly radiogenic $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios between 0.7111 and 0.7114. The isotopic anomalies may be related to tectonic dolomitization processes that occurred on a regional scale in the tectonic influenced areas of Araçuaí Belt, on the eastern border of the São Francisco Craton. The Sete Lagoas (SL) and Haras Veredas (HV) sections are composed mainly of dark gray to black pure carbonates, rich in organic matter, with low contents of detrital sediments and deposited in a relatively deep environment with little influence of tidal currents. The $\delta^{13}\text{C}$ values of these sections are consistent and very positive, between 8.5 and 12.6‰, being interpreted as representative of the isotopic composition of seawater in the depositional environment, which allow us to correlate these two sections with the second depositional sequence of Sete Lagoas Formation. The very positive $\delta^{13}\text{C}$ values may represent high bio-productivity with high burial rates of organic matter in the marine environment, as well as high productivity of authigenic carbonate. The deposition of these carbonates occurred in a restricted epicontinental sea with intermittent connections with contemporary oceans, making difficult the Sr isotopic homogenization with seawater. This explains the large variation on the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios obtained on carbonates from the SL and HV sections, ranging between 0.7073 and 0.7085. The tectonic setting of the São Francisco Craton, limited by orogenic belts of Brasília (W) and Araçuaí (E) during the late Ediacaran period, supports this scenario. Global correlation by means of Sr isotope is not reliable in this case. The U- ages of detrital zircon grains from diamictites of the Carrancas Formation are mainly discordant, but ages of ca. 2800 Ma suggest the São Francisco Craton as the main source of sediments. One grain dated at ca. 1200 Ma sets the maximum depositional age for the units, and the source area could be the rocks from the Espinhaço Supergroup.

Keywords: Isotopes, Carbonates, Sete Lagoas Formation, Neoproterozoic.

1. INTRODUÇÃO

O Neoproterozóico (1000 – 542 Ma) foi marcado por extremas variações climáticas, as quais estão fortemente relacionadas com a explosão da vida em nosso planeta. Evidências de tais variações climáticas são registradas nas rochas sedimentares que foram depositadas neste período e indicam alterações importantes na natureza dos oceanos pré-cambrianos. Sucessões carbonáticas sobrepostas a depósitos glaciais conhecidas como *cap carbonates* (Kennedy, 1996; Hoffman *et al.*, 1998; Hoffman & Schrag, 2002) registram evidências destas mudanças climáticas sob a forma de anomalias temporais nos valores de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Kaufman *et al.*, 1997; Jacobsen & Kaufman, 1999). Para explicar tais eventos climáticos extremos varias hipóteses têm sido propostas. A primeira delas é a *Snowball Earth* (Kirschvink, 1992; Hoffman *et al.*, 1998), a qual sugere glaciações de baixas latitudes, alternadas com períodos de efeito estufa; a segunda hipótese, o *Zipper-Rift* (Eyles & Janusczak, 2004) se contrapõe à anterior através de um modelo de evolução tectonossedimentar das bacias neoproterozoicas tipo rift durante a quebra do supercontinente Rodínia. Estes modelos hipotéticos constituem uma das mais importantes discussões sobre o tema, tanto pelo registro e idade destas rochas, quanto pela necessidade de se compreender os ambientes deposicionais e as características dos oceanos dos quais a vida teria evoluído.

O estudo das anomalias isotópicas de C em rochas carbonáticas é de grande interesse para pesquisadores que retomam de forma mais robusta a hipótese do *Snowball Earth* (Hoffman *et al.*, 1998; Hoffman & Schrag, 2002). Estes autores propõem que durante o Neoproterozoico as glaciações globais teriam isolado os oceanos da atmosfera, gerando uma baixa bioprodutividade dos organismos marinhos fotossintéticos. Tal processo teria gerado um acúmulo de ^{12}C neste ambiente já que os organismos fotossintéticos são os principais responsáveis pelo fracionamento isotópico do carbono nos oceanos. Posteriormente, com o recuo das geleiras e transgressão marinha, os carbonatos depositados imediatamente após o período glacial (*cap carbonates*) registram anomalias isotópicas negativas de $\delta^{13}\text{C}$. Tais anomalias são utilizadas como ferramenta de correlação intrabacinal e global entre sucessões carbonáticas neoproterozoicas onde o registro fóssilífero é escasso. Entretanto, o caráter global dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ é contestado por diversos pesquisadores (Melezhik *et*

al., 2001, Eyles & Januszcak, 2004; Derry, 2010), uma vez que estas anomalias isotópicas podem ser representativas de processos pós-deposicionais não globais ou de características de ambientes deposicionais restritos.

Outra dificuldade no tema das glaciações neoproterozoicas é definir sua cronologia, e se tais eventos são globais e sincrônicos ou não. Este problema está relacionado à escassez de dados geocronológicos de boa qualidade que permitam posicionar tais anomalias isotópicas de forma precisa no tempo geológico. Melezhik *et al.* (2001) propõem que estes aspectos sejam considerados antes que a quimioestratigrafia isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ seja aplicada para correlação entre sucessões neoproterozoicas. Segundo estes autores, a combinação de valores de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sugerem três eventos glaciais de caráter global. Estes eventos glaciais ocorrem ao menos duas vezes no Criogeniano e uma no Ediacarano, os quais foram agrupados nos eventos Sturtiano (~725 Ma), Marinoano (~635 Ma) e Gaskierano (~582 Ma) por Halverson *et al.* (2005). Nesse contexto, a confiabilidade da aplicação da quimioestratigrafia isotópica vem do posicionamento correto das seções no tempo geológico, o que é feito com o auxílio de fósseis e geocronologia.

No Brasil, o registro destas importantes mudanças climáticas ocorridas durante o Neoproterozoico pode ser encontrado nas rochas sedimentares que recobrem os crátons Amazônico e do São Francisco, assim como nas faixas móveis que bordejam estes crátons. Neste projeto é realizado um estudo sedimentológico, quimioestratigráfico e geocronológico das rochas neoproterozoicas da Formação Carrancas e da Formação Sete Lagoas (unidade basal do Grupo Bambuí) que recobrem discordantemente o embasamento do Cráton São Francisco. A Formação Carrancas, composta de um diamictito com lentes de ritmito, pode ser um registro das extremas glaciações ocorridas durante o Neoproterozóico (Martins-Neto *et al.*, 2001). Estes autores interpretam esta unidade como de origem glacial e a correlacionam com a Formação Jequitaí, apesar do espectro de idades U-Pb em grãos de zircão detrítico ser distinto. Na Formação Carrancas as idades variam entre 1,4 e 3,1 Ga (Rodrigues, 2008), enquanto que na Formação Jequitaí, há zircões mais jovens, de ca. 900 Ma (Babinski *et al.*, 2012). O Grupo Bambuí é uma extensa sequência carbonática-siliciclástica que ocorre na parte centro-leste do Brasil. A estratigrafia clássica desta unidade foi definida por Dardenne (1978) e compreende os calcários e dolomitos da Formação Sete Lagoas na base que

gradam para siltitos e pelitos da Formação Serra de Santa Helena, seguido de calcários e margas da Formação Lagoa do Jacaré, siltitos e pelitos da Formação Serra de Saudade, e no topo arenitos e siltitos da Formação Três Marias.

A Formação Sete Lagoas é uma sequência carbonática constituída por calcários argilosos, calcários puros, dolomitos e calcários estromatolíticos (Costa & Branco, 1961). Esta unidade carbonática recobre o conglomerado Carrancas na parte sul da Bacia do São Francisco, e com base em correlação regional é identificada como *cap carbonate* de idade Sturtiana (Babinski *et al.*, 2007; Vieira *et al.*, 2007) já que exhibe precipitados de fundo oceânico e mostram estratos basais com fortes valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$. Vieira *et al.*, (2007) identificam na parte intermediária da Formação Sete Lagoas uma mudança acentuada nos valores de $\delta^{13}\text{C}$, entre 0 e + 12‰, acompanhada por uma mudança em fácies sedimentares, o que permite subdividir a unidade em uma parte inferior e outra superior do salto isotópico.

Estudos geocronológicos da Formação Sete Lagoas mostram uma idade Criogeniana (Babinski *et al.*, 2007) para a base desta unidade. Estes autores obtiveram uma idade isocrônica Pb-Pb de 740 ± 22 Ma na base dos carbonatos, colocando-os como pós-Sturtianos no contexto das glaciações globais. Com base em dados litoestratigráficos e isotópicos disponíveis, Caxito *et al.* (2012) propõem que a Formação Sete Lagoas representa uma sequência de capa carbonática de idade Ediacarana inferior depositada após a glaciação Marinoana. Por outro lado, o recente descobrimento do fóssil guia *Cloudina* nos carbonatos da parte intermediária da Formação Sete Lagoas indicam uma idade de 553 – 542 Ma (Warren *et al.*, 2014, Grotzinger *et al.*, 2000). Além disto, uma nova evidência radiométrica confirma uma idade Ediacarana na base do Grupo Bambuí (Paula-Santos *et al.*, 2014). Estes últimos obtiveram uma idade U-Pb de 560 Ma na população mais jovem de grãos de zircão detrítico, interpretada como a idade máxima de deposição para a parte superior da Formação Sete Lagoas. A complexidade do contexto geológico e a dificuldade de posicionar temporalmente o Grupo Bambuí justificam um estudo estratigráfico detalhado das variações de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, em conjunto com as características das fácies sedimentares, na tentativa de elucidar as discussões atuais, tendo em vista um ambiente deposicional restrito.

1.1. Área de Estudo

A área de estudo situa-se na parte sul da Bacia do São Francisco, estado de Minas Gerais (MG), especificamente entre os municípios de Vespasiano e Sete Lagoas, cerca de 50 km a norte da cidade Belo Horizonte (Fig. 1). Nesta região afloram o embasamento gnáissico-migmatítico do Cráton do São Francisco, os depósitos clásticos da Formação Carrancas e as sucessões carbonáticas-siliciclásticas mais basais do Grupo Bambuí: formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena. As seções estudadas e pontos de amostragem podem ser acessados utilizando as principais rodovias BR-040, MG-238, MG-424 e MG-010 (Linha Verde), além de vias asfaltadas, estradas sem pavimentação e trilhas locais.

Fig. 1 – Mapa de localização da área de estudo com principais rodovias e seções estratigráficas estudadas. IN: Inhaúma, SL: Sete Lagoas, LV: Linha Verde, HV: Haras Veredas, FN: Funilândia, CO: Confins.

1.2. Objetivos

O objetivo principal deste projeto é entender a situação geológica e evolutiva das rochas da Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, e da Formação Carrancas na parte sul da Bacia do São Francisco. Para atingir estes objetivos foram realizados estudos sedimentológicos, quimioestratigráficos e geocronológicos na tentativa de esclarecer as discussões atuais que envolvem a estratigrafia e as implicações tectônicas e ambientais do Grupo Bambuí.

Objetivos Específicos

- Ampliar o banco de dados isotópicos de C, O e Sr de alta resolução para as rochas carbonáticas da Formação Sete Lagoas;
- Contribuir para o entendimento do registro geoquímico e isotópico nos carbonatos;
- Proporcionar dados sedimentológicos e estratigráficos para o entendimento do preenchimento da Bacia do São Francisco, na sua porção sul.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia do São Francisco ocupa grande parte do leste do Brasil, tem entre 200 e 350 km de largura e 800 km de extensão, e cobre uma área de aproximadamente 300.000 Km² pelos estados de Minas Gerais, Bahia e Goiás (Almeida, 1977). O embasamento da Bacia do São Francisco é representado pelo craton homônimo, o Craton do São Francisco (CSF), limitado por cinturões orogênicos neoproterozoicos da Orogenia Brasileira (Chemale *et al.*, 1993, Alkmim *et al.*, 1996, Teixeira *et al.*, 2000). A Faixa Brasília limita a parte oeste do CSF, a Faixa Araçuaí a parte leste, e as faixas, Rio Preto, Riacho do Pontal e Sergipana a parte norte do cráton (Fig. 2). Tais cinturões apresentam falhas de empurrão e dobras com características tectônicas diferenciadas nos limites laterais (Alkmim *et al.*, 1996; Alkmim e Martins-Neto, 2001; Coelho *et al.*, 2008).

O embasamento do CSF consiste de um núcleo Arqueano e dois segmentos amalgamados durante o Paleoproterozoico entre 2,2 e 2,0 Ga relacionados à orogenia Riacciana (Alkmim & Marshak, 1998), representados pelo Cinturão Mineiro. Este se apresenta na parte sul do CSF, envolve o embasamento Arqueano, e é composto por unidades do Paleoproterozoico relacionadas às bacias de margem passiva e tipo foreland, e granitoides datados entre 2,25 e 2,02 Ga (Teixeira *et al.*, 2000). As unidades proterozoicas que recobrem o CSF ocorrem em dois distintos domínios tectônicos: a já mencionada Bacia do São Francisco e o Aulacógeno do Paramirim (Fig. 2). Sendo as sequências proterozoicas do primeiro domínio de nosso interesse, portanto, são abordadas com maior detalhe.

A contraparte africana do CSF, o Cráton do Congo, estende-se sobre uma ampla área na parte leste de África central. O embasamento é constituído por um grande núcleo Arqueano-Paleoproterozoico, delimitado pelos cinturões orogênicos Oubanguides, Kibaran, Damara e West Congolian (Alkmim & Martins-Neto, 2012). Estes autores sugerem que o continente São Francisco-Congo e vários fragmentos derivados de Rodínia começaram a convergir no final do período Criogeniano e a sua remontagem resultou na formação do supercontinente Gondwana durante o período Ediacarano. Neste processo, as margens do continente São Francisco-Congo foram diacronicamente convertidas em faixas móveis pelo evento orogênico Brasileiro/Pan-

africano, afetando o interior do cráton, que se comportou como uma bacia de antepaís, recebendo assim os sedimentos da sequência do Grupo Bambuí. Nesse contexto, uma correlação estratigráfica entre as sequências neoproterozoicas dos crátons São Francisco e Congo, além dos cinturões orogênicos marginais Brasília, Araçuaí e West Congolian são essenciais no entendimento do cenário tectônico do Grupo Bambuí e o seu paleoambiente deposicional. Babinski *et al.* (2012) com base em dados geocronológicos U-Pb SHRIMP sugerem que os diamictitos Jequitaí e Carrancas no Cráton do São Francisco podem ser correlacionados com os depósitos glaciais do Grupo Macaúbas e à Formação Lower Mixtite do Grupo West Congolian, exposta na África.

As sequências sedimentares proterozoicas que recobrem o CSF registram importantes eventos tectônicos formadores de bacias, além de episódios climáticos globais de grande significado. Estas sucessões proterozoicas são divididas em quatro sequências sedimentares de 1ª ordem por Alkmim & Martins-Neto (2012) com base nas etapas evolutivas das bacias tectono-sedimentares do CSF (Fig. 3). Estas sequências de 1ª ordem são: a sequência paleoproterozoica Minas-Itacolomi, as sequências do Paleo-Mesoproterozoico Espinhaço e as sequências do Neoproterozoico Macaúbas e Bambuí. Estas duas últimas sequências registram um ciclo completo de separação e montagem de um supercontinente (Martins-Neto *et al.*, 2009) e constituem o Supergrupo São Francisco, o qual será abordado em maior detalhe.

A sequência Macaúbas registra sucessões sedimentares de bacias de rift e margem passiva durante a ruptura do supercontinente Rodínia (Martins-Neto *et al.*, 2009). O desenvolvimento pleno da sequência Macaúbas pode ser observado na margem do cráton, no orógeno leste Araçuaí (Uhlein *et al.*, 1998; Pedrosa-Soares *et al.*, 2008; Alkmim & Martins-Neto, 2012). Neste domínio tectônico, a sequência Macaúbas como unidade tipo é composta de arenitos, pelitos, diamictitos, carbonatos, rochas vulcânicas básicas e formações ferríferas metamorfisadas sob fácies xisto verde a anfibolito (Uhlein *et al.*, 1999, Martins-Neto *et al.*, 2001, Pedrosa-Soares *et al.*, 2001, 2008). Neste contexto, a sequência Macaúbas representa fases de pre-rift, rift, transicional e margem passiva da evolução tectônica de uma bacia tipo Mar Vermelho (Alkmim & Martins-Neto, 2012; Pedrosa-Soares *et al.*, 2001, 2008). Estes autores sugerem que esta bacia foi formada entre a península de São Francisco e o continente do Congo durante o Criogeniano. O início do rift da bacia Macaúbas está associado a um

evento magmático de cerca de 850 Ma documentado no embasamento do CSF e no interior do orógeno Araçuai-West Congo (Pedrosa-Soares *et al.*, 2008; Silva *et al.*, 2008; Danderfer *et al.*, 2009).

Fig. 2 – Mapa geológico do Cráton São Francisco com indicação de suas coberturas sedimentares e das faixas móveis neoproterozoicas que o bordejam (Modificado de Santos *et al.*, 2000).

A sequência Macaúbas pode ser vista como uma manifestação geral da glaciação Sturtiana (Pedrosa-Soares *et al.*, 2008; Alkmim & Martins-Neto, 2012, Babinski *et al.*, 2012), semelhante à forma como Frimmel *et al.*, (2006) interpretou a Formação Lower Mixtite do Supergrupo West Congolian. Esta interpretação é baseada na idade U-Pb de 864 Ma obtida no zircão detrítico mais jovem dos sedimentos glaciogênicos do Grupo Macaúbas (Pedrosa-Soares *et al.*, 2000) e a idade isocrônica Pb-Pb de 740 ± 22 Ma dos carbonatos da Formação Sete Lagoas, na base do Grupo Bambuí (Babinski *et al.*, 2007).

Fig. 3 – Carta de correlação estratigráfica para as sequências proterozoicas de primeira ordem dos crátons São Francisco e Congo, e as faixas orogênicas marginais Brasília, Araçuaí e West Congo (Extraído de Alkmim & Martins-Neto, 2012; com modificações de Paula-Santos, 2012).

2.1. O Supergrupo São Francisco

O Supergrupo São Francisco é uma sucessão sedimentar que compreende os depósitos clásticos da Formação Jequitai e os estratos carbonáticos-siliciclásticos do Grupo Bambuí, depositados sobre o embasamento Arqueano-Paleoproterozoico do CSF (Almeida *et al.* 1976). A Formação Jequitai é a unidade basal do Supergrupo São Francisco, tem uma espessura de aproximadamente 150 m e compreende diamictitos maciços, conglomerados suportados pela matriz, arenitos maciços e ritmitos finos depositados no interior do CSF em ambiente glácio-marinho com ocorrências de depósitos glácio-terrestres (Dardenne, 1978; Rocha-Campos *et al.* 1981; Uhlein *et al.* 1999).

Os principais afloramentos desta unidade ocorrem nas serras da Água Fria e Cabral na parte norte de Minas Gerais (Isotta *et al.* 1969; Viveiros e Walde, 1976; Uhlein *et al.* 1999, 2011). O diamictito Jequitai apresenta clastos do tamanho de matacões compostos de calcários, gnaisses, quartzitos, granitos e quartzo, suportados em uma matriz pelítica (Rocha-Campos, 1981). A idade máxima de deposição desta unidade é de ca. 900 Ma com base na idade U-Pb dos zircões detríticos separados do diamictito (Buschwaldt *et al.*, 1999; Babinski *et al.*, 2012).

Na região sul da Bacia do São Francisco ocorre a Formação Carrancas, correlata à Formação Jequitai, composta por um conglomerado com lentes de ritmo que recobrem diretamente o embasamento do CSF (Costa e Branco, 1961; Tuller *et al.*, 2009). A litologia básica desta unidade é um paraconglomerado polimítico, mal selecionado, com seixos geralmente arredondados, subarredondados a angulosos de gnaisses, granitos, quartzitos, dolomitos, calcários, rochas máficas e quartzo de veio, todos suportados por uma matriz microspáritica de cor cinza-claro a esverdeada com ou sem cimento carbonático e grãos de tamanho areia de quartzo, plagioclásio, microclínio, biotita, dolomita e litoclastos de granito e gnaiss (Vieira *et al.*, 2007, Tuller *et al.*, 2009). Esta unidade é considerada de origem glacial (Martins-Neto *et al.*, 2001) e, com base em idades U-Pb em zircões detríticos, tem uma idade máxima de deposição de 1431 ± 68 Ma (Rodrigues, 2008 – Fig. 4).

A principal ocorrência da Formação Carrancas localiza-se em um afloramento no km 30 da rodovia MG-424, em contato visível com os estratos calcários basais da

Formação Sete Lagoas (Vieira *et al.*, 2007). Outras exposições de diamictitos e ritmitos ocorrem na região de Inhaúma, onde repousa discordantemente sobre as rochas do embasamento do CSF, em contato encoberto com rochas carbonáticas basais do Grupo Bambuí (Ribeiro *et al.*, 2008; Tuller *et al.*, 2008, 2009). Estes autores propuseram o afloramento de Inhaúma como seção-tipo da Formação Carrancas, por ser a seção estratigráfica mais completa e representativa da unidade, onde é possível reconhecer duas fácies sedimentares, sendo uma pelítica (ritmito) e a outra clástica (diamictito). Na zona de contato, a fácies diamictito ocorre muitas vezes preenchendo fraturas e calhas do embasamento, tendo sua deposição controlada pelas descontinuidades pretéritas. Além disso, estes autores sugerem que apesar das grandes distâncias entre os afloramentos, estes apresentam um padrão deposicional que mantém o mesmo empilhamento estratigráfico e repousam sobre o embasamento, sendo recoberto localmente pela fácies ritmito da formação homônima ou, mais frequentemente, pelos carbonatos do Membro Pedro Leopoldo, base da Formação Sete Lagoas.

Os diamictitos da Formação Carrancas são considerados como equivalentes dos diamictitos do Grupo Macaúbas e das Formações Jequitai e Bebedouro (Martins-Neto *et al.*, 2001, 2005; Alkmim & Martins-Neto, 2001, 2012), embora alguns autores defendem que não há nenhuma evidência direta para a deposição glacial da Formação Carrancas na sua área tipo (Vieira *et al.*, 2007, Tuller *et al.*, 2009). O diamictito Carrancas também pode representar depósitos fluviais preenchendo vales esculpidos no embasamento cratônico (Vieira *et al.*, 2007). Outra hipótese seria que os diamictitos estariam associados a fluxos gravitacionais depositados em calhas do embasamento, em uma sedimentação de fácies glácio-marinha, a partir da liberação de grande volume de sedimentos por degelo (Tuller *et al.*, 2009). Segundo estes autores, não há evidências de campo que comprovem uma origem glácio-continental para a Formação Carrancas. Uhlein *et al.*, (2007) mencionam que um dos principais problemas da sedimentologia glacial é o reconhecimento seguro entre tilitos autênticos, depositados diretamente pela geleira no ambiente continental, e diamictitos produzidos por fluxos gravitacionais que ocorrem na margem da geleira.

Caxito *et al.* (2012) sugerem que a interpretação do ambiente de deposição da Formação Carrancas é prejudicada pela sua distribuição espacial limitada e seus afloramentos esparsos. Estes autores reinterpretaram o diamictito Carrancas nas áreas

próximas aos altos estruturais como produto de retrabalhamento local da plataforma carbonática basal da Formação Sete Lagoas, juntamente com o seu embasamento. Tal hipótese é sugerida pela matriz altamente calcítica e a ocorrência de clastos de calcário no contato com a Formação Sete Lagoas, os quais são interpretados como idênticos aos carbonatos que se sobrepõem.

2.2. O Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí é uma unidade carbonática-siliciclástica que recobre os diamictitos das formações Jequitai e Carrancas no CSF. A estratigrafia original desta unidade foi proposta por [Costa e Branco \(1961\)](#) e modificada por [Dardenne \(1978\)](#), que subdivide o Grupo Bambuí em cinco unidades litoestratigráficas que são da base para o topo:

- Formação Sete Lagoas, representada por calcários estromatolíticos e dolomitos com pelitos intercalados.
- Formação Serra de Santa Helena, essencialmente pelítica, com folhelhos e siltitos.
- Formação Lagoa do Jacaré, formada por calcários oolíticos e pisolíticos com lentes de siltitos e margas.
- Formação Serra da Saudade, constituída por folhelhos verdes, pelitos e siltitos.
- Formação Três Marias, composta por siltitos verdes e arcóseos.

As quatro unidades inferiores foram depositadas em ambiente marinho raso, enquanto que a unidade do topo em ambiente marinho raso a aluvial ([Fig. 4](#)). Na parte sudoeste da Bacia do São Francisco, unidades clásticas (siltitos, arenitos e conglomerados) ocorrem na base da unidade ([Magalhães, 1989](#); [Rocha-Campos *et al.*, 2011](#)).

As rochas do Grupo Bambuí registram uma grande transgressão marinha em um ambiente de bacia de tipo foreland gerada durante a sobrecarga exercida pelas faixas móveis neoproterozoicas, em especial pelo cavalgamento e pressão crustal da Faixa Brasília ao longo da margem ocidental do CSF ([Martins-Neto *et al.*, 2001](#); [Martins-Neto e Alkmim, 2001](#); [Martins-Neto, 2005, 2009](#); [Alkmim & Martins-Neto, 2012](#)), produto das colisões arco-continente e continente-continente entre 800 e 550 Ma ([Pimentel *et*](#)

al., 2000). Desta forma, a região de maior profundidade da bacia de *foreland* (*foredeep*) instalada no CSF se encontra a W, onde o Grupo Bambuí se interdigita com os conglomerados molássicos da Formação Samburá (Castro & Dardenne, 2000; Martins-Neto *et al.*, 2001). Dados sísmicos desta unidade indicam espessuras de cerca de 4 km para o oeste do CSF, no depocentro, e de cerca de 800 m para o leste, perto da borda flexural. A parte oeste da bacia de *foreland* (*foredeep*) foi preenchida principalmente por siliciclastos, enquanto que a rampa flexural na parte leste e o Aulacógeno do Paramirim, por carbonatos de águas rasas com intercalações de sedimentos siliciclásticos finos. As rochas do Grupo Bambuí também são expostas nas faixas orogênicas marginais ao CSF, principalmente na Faixa Brasília no seu flanco ocidental.

2.3. A Formação Sete Lagoas

A Formação Sete Lagoas é uma sucessão carbonática constituída por dolomitos, calcários e folhelhos (Dardenne, 1978) que recobre as rochas da Formação Carrancas na parte sul da Bacia do São Francisco. Baseado em estudos sedimentológicos e estratigráficos Schöll (1976) divide a Formação Sete Lagoas em dois membros principais: um inferior denominado Pedro Leopoldo e outro superior denominado Lagoa Santa (Fig. 4). De forma geral, o Membro Pedro Leopoldo tem uma espessura entre 50 e 100 m e é constituído por calcários impuros, dolomitos subordinados e margas. O Membro Lagoa Santa apresenta uma espessura variável entre 100 e 150 m e é constituído por calcários puros, calcarenitos ricos em matéria orgânica, calcilutitos e siltitos subordinados.

Na área de estudo afloram rochas das Formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena (Schöll, 1976; Ribeiro *et al.*, 2003; Vieira *et al.*, 2007a,b), além de migmatitos e gnaisses do embasamento e depósitos quaternários ao longo das principais drenagens (Ribeiro *et al.*, 2003 - Fig. 5). Um mapeamento realizado na região retomou a subdivisão de Schöll (1976) que separa a Formação Sete Lagoas em Membro Pedro Leopoldo e Membro Lagoa Santa. As rochas do embasamento são constituídas de migmatitos com estruturas diversas, granitoides e gnaisses indiferenciados que, por vezes, são intrudidos por corpos alongados de rochas básicas (Ribeiro *et al.*, 2003).

Fig. 4 – Coluna estratigráfica do Supergrupo São Francisco segundo Dardenne (1978) e Iglesias & Uhlein (2009). O perfil isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ da Formação Sete Lagoas é de Vieira *et al.*, (2007). Idades de (a): Buschwaldt *et al.*, (1999); (b): Babinski *et al.*, (2007); (c): Warren *et al.*, (2014); (d): Rodrigues (2008); (e): Paula-Santos *et al.*, (2014).

O Membro Pedro Leopoldo é constituído por calcissiltitos, margas, microespatitos/espatitos, micritos, estromatólitos, além de calcarenitos muito finos e protomilonitos (Ribeiro *et al.*, 2003), diretamente sobrepostos ao embasamento no SE da área. Também se apresenta na forma de um corpo alongado na direção N-S, que se estende da região entre Confins e Lagoa Santa até o N da área, e às margens do Rio das Velhas. O Membro Lagoa Santa é composto principalmente por calcarenitos com intercalações de calcissiltitos, microespatitos/espatitos, micritos, localmente brechados, estromatolíticos ou milonitizados (Ribeiro *et al.*, 2003). Dispõe-se amplamente no NW da área, ocorrendo também às margens do Ribeirão da Mata na região dos municípios de Vespasiano e São José da Mata. A Formação Serra de Santa Helena é formada por siltitos e argilitos com arenitos e lentes carbonáticas subordinadas. Ocorre principalmente ao redor do aeroporto de Confins e da Lagoa Santa, aflorando com menor expressividade no NE da área.

A região apresenta deformações, caracterizadas por um sistema de compressão de baixo ângulo, decorrentes da evolução do orógeno Araçuaí a leste do CSF (Marshak & Alkmim, 1989). As rochas do Grupo Bambuí apresentam foliação S1, que constitui uma xistosidade de transposição paralela a S0 de atitude sub-horizontal (Ribeiro *et al.*, 2003). Nesta superfície ocorre uma lineação de orientação E-W resultante de cisalhamento intraestrato. Nos pelitos também se observa uma lineação de crenulação de igual orientação. Veios de calcita paralelos à xistosidade e boudinados são comumente encontrados. Dado a existência de um descolamento entre embasamento e cobertura, em alguns locais são observadas falhas de cavalgamento, com empurrão para W, que atingem o Membro Pedro Leopoldo (Magalhães, 1989). Em algumas localidades, ocorrem dobras de eixo N-S como produto do cavalgamento, feições típicas dos cinturões epidérmicos de antepaís das margens do CSF (Alkmim *et al.*, 1996). Também ocorre descolamento basal no contato entre as unidades do Grupo Bambuí. O metamorfismo na área é de baixo grau, observado pela mineralogia composta por sericita e clorita nos níveis pelíticos (Ribeiro *et al.*, 2003). Embora os estratos apresentem deformação e recrystalização, as relações estratigráficas originais da deposição das rochas não foram obliteradas na maioria das vezes (Vieira *et al.*, 2007).

Na parte sul da Bacia do São Francisco, Vieira *et al.* (2007a) reconheceram dois megaciclos para esta unidade que registram eventos de transgressão separados por uma

discordância; estes megaciclos se assemelham muito aos membros inferior e superior propostos por Schöll (1976), respectivamente. O primeiro megaciclo iniciou-se com precipitados de fundo oceânico (como leques de pseudomorfos de aragonita) e valores de $\delta^{13}\text{C}$ negativos, da ordem de -5 ‰, que aumentam para valores próximos de 0‰, com o desaparecimento gradual destes precipitados. Isto marca uma transgressão sobre o Cráton São Francisco, depositando carbonatos sobre o embasamento Arqueano-Paleoproterozoico. Este megaciclo se encerra com calcários cristalinos com estratificação *hummocky*, que indica influência de ondas de tempestades, e com valores de $\delta^{13}\text{C}$ oscilando em um estreito intervalo próximo de 0‰. O segundo megaciclo é marcado por uma ampla deposição de folhelhos sem estruturas onduladas, indicando deposição em ambiente marinho profundo, abaixo do nível de influência de ondas e tempestades. Estes folhelhos são recobertos por carbonatos com estruturas onduladas e microbiais depositados em zonas costeiras com valores de $\delta^{13}\text{C}$ muito positivos que chegam a +16 ‰ (Iyer *et al.*, 1995). Estes dados isotópicos de C são interpretados como decorrentes de um soterramento de grandes quantidades de matéria orgânica, alta bioprodutividade e restrição da bacia (Vieira *et al.*, 2007b).

Misi *et al.* (2007) identificaram na parte norte do CSF apenas um megaciclo deposicional para a Formação Sete Lagoas com raseamento da bacia da base para o topo. Este tem início com a deposição de dolomitos róseos sobre os diamictitos glaciais da base e se encerra com a deposição de dolomitos evaporíticos, com estruturas tipo *teepee*, bem como nódulos de calcita e quartzo, e pseudomorfos de sulfato depositados depois de uma superfície de discordância erosiva. Estes autores obtiveram valores de $\delta^{13}\text{C}$ variando de -4,4 ‰ na base desta unidade até +14,5 ‰ no topo, o que também poderia indicar dois ciclos.

A Formação Sete Lagoas apresenta razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ao redor de 0,7074 (Kaufman *et al.*, 2003; Alvarenga *et al.*, 2007; Babinski *et al.*, 2007; Kuchenbecker, 2011; Paula-Santos, 2012), muito semelhantes às demais obtidas para as unidades carbonáticas superiores do Grupo Bambuí que variam entre 0,7074 e 0,7078 (Misi & Veizer, 1998). Esta pequena variação é interpretada como decorrente de uma rápida deposição do Grupo Bambuí (Misi *et al.*, 2007; Paula-Santos, 2012; Caxito *et al.* 2012). Entretanto, a análise de dados geocronológicos apresentados para a Formação Sete Lagoas não sustenta esta interpretação. Babinski *et al.* (2007) obtiveram uma idade

isocrônica Pb-Pb de 740 ± 22 Ma na base dos carbonatos desta unidade, colocando-os como pós-Sturtianos no contexto das glaciações globais. Por outro lado, [Rodrigues \(2008\)](#) obtiveram idades U-Pb de 610 Ma em zircões detríticos dos folhelhos do segundo megaciclo proposto por [Vieira et al. \(2007\)](#). Além disso, idades U-Pb de 537 ± 4 Ma e 506 ± 6 Ma foram obtidas por [Paula-Santos \(2012\)](#) em níveis pelíticos da primeira e segunda sequência da Formação Sete Lagoas, respectivamente, apoiadas pelas idades concórdia de cerca de 590 Ma e da população mais jovem de 557 Ma.

As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas para a Formação Sete Lagoas também indicam uma ambiguidade na idade dos carbonatos, se comparadas com as curvas de evolução da composição isotópica de Sr da água do mar propostas na literatura ([Melezhik et al., 2001](#), [Halverson et al., 2010](#), [Kuznetsov et al., 2013](#)). Estas razões podem ser representativas tanto de carbonatos pós-Sturtianos (~725 Ma) como pós-Marinoanos (~635 Ma).

Segundo o trabalho de [Paula-Santos et al. \(2014\)](#) a grande diferença entre as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ comumente obtidas para o Grupo Bambuí e aquelas apresentadas por [Halverson et al. \(2010\)](#) pode ser devido ao fato dos carbonatos da Formação Sete Lagoas terem sido depositados em um mar epicontinental restrito e sua composição isotópica não foi homogeneizada com os oceanos globais contemporâneos. Esta situação coloca em dúvida o posicionamento temporal do Grupo Bambuí e sugere que as correlações globais, por meio da estratigrafia isotópica de Sr, podem ser inadequadas.

Isótopos de cálcio também foram obtidos para a Formação Sete Lagoas ([Silva-Tamayo et al., 2010](#)). Estes autores propõem que as razões isotópicas $^{44}\text{Ca}/^{40}\text{Ca}$ são confiáveis para discriminar as glaciações neoproterozoicas e sugerem que o padrão global de $\delta^{44}\text{Ca}$ registrado nos carbonatos da Formação Sete Lagoas são pós-Sturtianos, devido aos valores de $\delta^{44}\text{Ca}$ aumentarem de 0‰ a 1‰, diferentes da oscilação entre 0‰ e 2‰ registrada nos carbonatos de capa pós-Marinoanos. Assim, a estratigrafia isotópica de cálcio pode constituir uma ferramenta alternativa para correlacionar sucessões carbonáticas pós-glaciais neoproterozoicas. Por outro lado, [Kasemann et al. \(2014\)](#) demonstram que as diferenças decorrem de amplificação local das anomalias isotópicas e, portanto, os isótopos de Ca seriam inadequados para correlação global.

Por outro lado, o recente descobrimento do fóssil guia Ediacarano *Cloudina sp.* na região de Januária (norte de Minas Gerais) também abre a discussão sobre a idade e o ambiente deposicional da Formação Sete Lagoas (Warren *et al.*, 2014). Sua proposta é uma idade Ediacarana entre 550 e 542 Ma para a base do Grupo Bambuí e de acordo com a posição paleogeográfica de sucessões carbonáticas com fósseis *Cloudina* no Brasil, Antártica, Namíbia, Argentina e Uruguai, sugerem um cenário de conectividade oceânica entre as bacias intracratônicas coevas no final do Neoproterozoico, fazendo com que estes carbonatos sejam correlacionáveis com outras sucessões da mesma idade na América do Sul e África. Estes autores obtiveram dados de $\delta^{13}\text{C}$ entre 0,06‰ e 0,67‰ nos carbonatos fossilíferos, posicionando a *Cloudina* na porção intermediária da Formação Sete Lagoas, segundo correlação estratigráfica com os dados isotópicos de Misi *et al.*, (2007), Vieira *et al.*, (2007) e Paula-Santos (2012). Com base no conteúdo fossilífero e valores de $\delta^{13}\text{C}$, Warren *et al.*, (2014) propõem que a parte intermediária da Formação Sete Lagoas tem idade Ediacarano superior, mas estes autores são conscientes de que sua interpretação não necessariamente implica que a base da unidade tenha a mesma idade, validando assim a idade criogeniana Pb-Pb de Babinski *et al.*, (2007) para os calcários basais da Formação Sete Lagoas.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1. Químioestratigrafia isotópica

A químioestratigrafia isotópica é o estudo da variabilidade temporal e espacial de composição geoquímica e isotópica das rochas sedimentares (Halverson *et al.* 2010). Estas variações químicas e isotópicas são indicadores das condições paleoambientais da água do mar no momento da deposição dos sedimentos ou pouco depois desta. Também podem ser indicadores de proveniência sedimentar. Uma aplicação prática da químioestratigrafia é correlação local, regional e global entre sucessões sedimentares espalhadas pelo planeta, em especial as pré-cambrianas, cujo registro fóssilífero é extremamente escasso, dificultando a aplicação de bioestratigrafia (Knoll & Walter, 1992; Kaufman *et al.*, 1997; Jacobsen & Kaufman, 1999; Halverson *et al.*, 2005, 2007). Desta forma, integrar dados geoquímicos, isotópicos e sedimentares para estas seções permite investigar as condições do ambiente deposicional e variações tectônicas tanto sob o aspecto temporal quanto espacial (Halverson *et al.*, 2010). Os isótopos mais utilizados em estudos químioestratigráficos de sucessões carbonáticas pré-cambrianas são os isótopos de Carbono (C), Oxigênio (O) e Estrôncio (Sr). Os dois primeiros fornecem informações sobre as condições químicas e biológicas do paleoambiente deposicional dos carbonatos, enquanto que os de Sr registram importantes eventos tectônicos como tafrogênese e orogênias (Halverson *et al.*, 2010).

A químioestratigrafia isotópica de carbono pode ser usada para pesquisar a evolução e a composição isotópica da água do mar durante o Neoproterozoico, especialmente pelo grande incentivo da proposição de alternância entre períodos glaciais e de efeito estufa na hipótese do *Snowball Earth* (Kirschvink, 1992; Hoffman *et al.*, 1998), já que estas mudanças teriam causado distúrbios na composição isotópica dos oceanos. Contudo, há certo número de problemas identificados por Melezhik *et al.*, (2001) que, a partir da compilação de dados isotópicos em rochas carbonáticas neoproterozoicas, revela inconsistências entre as várias curvas de evolução de $\delta^{13}\text{C}$ construídas para a água do mar, causadas por flutuações globais e locais combinadas com datações não confiáveis. Segundo estes autores, a interpretação correta das anomalias temporais nos valores de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e a aplicação eficaz da químioestratigrafia isotópica em sucessões carbonáticas passam pelo conhecimento

dos mecanismos de fracionamento isotópico no ambiente marinho, das fontes destes elementos, das características do ambiente deposicional e de parâmetros de alteração pós-deposicional das rochas. No entanto, a estratigrafia isotópica tem diversas aplicações para pesquisar o registro geológico e o uso confiável desta técnica permite a reconstrução de paleoambientes e determinação da configuração tectônica de bacias sedimentares, além de datação indireta e o estabelecimento de correlações regionais ou globais (Halverson *et al.*, 2010).

3.1.1. Isótopos de Carbono

O carbono é o pilar básico da química orgânica, forma parte de todos os seres vivos conhecidos e pode encontrar-se na natureza em distintas formas alotrópicas. O carbono é um elemento abundante na terra, oceanos e atmosfera, embora o C só corresponde a 0,2% do volume da crosta terrestre. Possui dois isótopos naturais e estáveis que incluem o ^{12}C (98,89%) e o ^{13}C (1,11%). Para os estudos isotópicos de C das rochas carbonáticas, as razões isotópicas $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ são comparadas com as razões obtidas no padrão de referência V-PDB (*Vienna Pee Dee Belemnite*). Os valores isotópicos são reportados em $\delta^{13}\text{C}$ e expressos em partes por mil (‰). O valor de $\delta^{13}\text{C}$ de uma amostra de carbonato pode ser calculado com base na equação abaixo.

$$\delta^{13}\text{C} = \{[(^{13}\text{C}/^{12}\text{C}) \text{ amostra} - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C}) \text{ padrão}] / (^{13}\text{C}/^{12}\text{C}) \text{ padrão}\} \times 1000$$

O principal mecanismo de fracionamento do C no ambiente marinho é biológico. Durante a fotossíntese, os organismos fotossintéticos consomem preferencialmente o isótopo ^{12}C na sintetização da glicose, enquanto que o ^{13}C tende a permanecer na água. Desta forma, carbonatos precipitados em oceanos com alta bioprodutividade fotossintética registram valores de $\delta^{13}\text{C}$ positivos. Eventos de rápido soterramento de carbono orgânico também geram este efeito. Os carbonatos depositados em ambientes de baixa bioprodutividade fotossintética tendem a possuir valores de $\delta^{13}\text{C}$ próximos a zero ou negativos (Kaufman & Knoll, 1995).

A reconstrução do registro global da evolução da composição isotópica de C nos oceanos neoproterozoicos tem sido amplamente debatida na comunidade científica (Jacobsen & Kaufman, 1999; Melezhik *et al.*, 2001, Halverson *et al.*, 2005, 2010). Esta discussão é mais pronunciada para o Criogeniano quando ocorrem grandes variações de

$\delta^{13}\text{C}$ desde valores muito negativos até valores bastante positivos, que seriam decorrentes das variações climáticas extremas propostas na hipótese do *Snowball Earth* (Kirschvink, 1992; Hoffman *et al.*, 1998). A comparação destes dados de uma determinada sucessão carbonática neoproterozoica com as curvas de evolução de $\delta^{13}\text{C}$ e com os dados de outras seções espalhadas pelo mundo permitiria a realização da quimioestratigrafia isotópica e o posicionamento espacial e temporal da seção estudada. Entretanto, o comportamento geoquímico do C nos oceanos torna estas correlações quimioestratigráficas um tanto imprecisas. O tempo de residência do C no oceano é de aproximadamente 433 anos (Frimmel, 2010) e é extremamente curto se comparado com o tempo de homogeneização do oceano que é da ordem de 10^5 anos (Jacobsen & Kaufman, 1999), o que torna a concentração e composição isotópica deste elemento suscetível a fatores locais. Por exemplo, durante o Fanerozóico, e mesmo nos oceanos atuais, as variações de $\delta^{13}\text{C}$ podem chegar a 5,0‰ entre a plataforma rasa e o mar profundo (Veizer *et al.*, 1999). Isto dificulta assumir a continuidade lateral das anomalias isotópicas de C encontradas nas sucessões carbonáticas e suas correlações quimioestratigráficas apenas com valores de $\delta^{13}\text{C}$, mas faz deste elemento um bom instrumento de reconstrução da composição química do mar. Melezhik *et al.* (2001) também indicam que a escassez de dados geocronológicos e paleontológicos é causa de imprecisão no posicionamento correto das variações de $\delta^{13}\text{C}$ no tempo geológico.

Schrag *et al.* (2013, 2014) apresentam uma reinterpretação da composição isotópica de carbono das rochas carbonáticas ao longo da história da Terra. Estes autores propõem que no início da diagênese o carbonato autigênico produzido nos fluidos dos poros de sedimentos tem um papel fundamental no ciclo de carbono. Este mineral constitui um componente menor do balanço de massa isotópica do carbono moderno devido aos altos níveis de oxigênio atmosférico, mas foi muito maior em tempos de baixas concentrações de O_2 atmosférico ou ambientes marinhos anóxicos. Segundo Schrag *et al.* (2013, 2014) a inclusão de carbonato autigênico no balanço de massa isotópica do carbono acrescenta um fator adicional para explicar as variações $\delta^{13}\text{C}$ no registro geológico e complica a conexão entre os isótopos de C e do orçamento redox da superfície da Terra. Além disso, é possível que seções com carbonato autigênico, podem ter sido excluídas do registro das variações de $\delta^{13}\text{C}$ se fossem consideradas como componentes de processos pós-deposicionais. Para estudos

estratigráficos, tais exclusões podem ser apropriadas porque o $\delta^{13}\text{C}$ de carbonato autigênico não necessariamente captura uma mudança global no $\delta^{13}\text{C}$ do carbono inorgânico dissolvido. Do ponto de vista do ciclo de carbono, no entanto, tal deposição de carbonato não pode ser ignorada, pois pode representar uma fonte substancial de carbono. [Schrage *et al.* \(2013\)](#) apresentam um novo registro dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ em carbonatos do Proterozoico e Paleozoico Inferior a nível global. Estes valores variam entre 18 e -20‰ (VPDB) ([Fig. 6](#)). Os valores mais baixos (<-5 ‰) e, talvez, alguns dos valores mais altos podem ser mais facilmente explicados por um componente de carbonato autigênico formado durante processos de diagênese do que processos deposicionais na coluna de água. Portanto, segundo estes autores algumas das anomalias de $\delta^{13}\text{C}$ em carbonatos do Proterozoico e do Paleozoico Inferior podem ser explicadas mediante a produção e distribuição do carbonato autigênico.

Fig. 6 – Anomalias isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ em calcita (círculos) e dolomitos (triângulos) do Proterozoico e do Paleozoico Inferior. Extraído de [Schrage *et al.* \(2013\)](#).

3.1.2. Isótopos de Oxigênio

O oxigênio encontrado na natureza é composto de três isótopos estáveis: ^{16}O , ^{17}O e ^{18}O , sendo o ^{16}O é mais abundante, com 99,76% de abundância natural. Para estudos isotópicos em carbonatos são calculadas as razões $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ com relação ao padrão SMOW (*Standard Mean Ocean Water*), uma amostra de água marinha representativa da composição isotópica atual do oceano. Os dados isotópicos de O também podem ser calculados em relação ao padrão V-PDB (*Vienna Pee Dee Belemnite*), reportados em $\delta^{18}\text{O}$ e expressos em partes per mil (‰). O valor $\delta^{18}\text{O}$ pode ser calculado pela equação abaixo.

$$\delta^{18}\text{O} = \{[(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{amostra}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{padrão}}] / (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{padrão}}\} \times 1000$$

Um dos mecanismos de fracionamento do O mais importantes no ambiente marinho é a evaporação. Neste processo, o ^{16}O permanece naturalmente na fase gasosa, enquanto que o ^{18}O permanece na fase líquida. Desta forma, quanto maior a taxa de evaporação no ambiente marinho, mais positivos são os valores de $\delta^{18}\text{O}$ registrados nos carbonatos precipitados a partir da água do mar, o que poderia auxiliar na identificação de ambientes evaporíticos ou restritos. Entretanto, a presença de fluidos nos interstícios dos sedimentos durante a diagênese, dolomitização ou metamorfismo de rochas carbonáticas leva a um decréscimo nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ destes litotipos (Banner & Hanson, 1990). Isto dificulta interpretações paleoambientais e correlações estratigráficas globais baseadas em isótopos de oxigênio, visto que é comum a influência de águas de degelo ou meteóricas na composição isotópica de rochas carbonáticas pré-cambrianas, de tal forma que esta dificilmente corresponde à composição isotópica original da água do mar no momento da deposição. Desta forma, os isótopos de oxigênio são utilizados como marcadores sensíveis de alteração pós-deposicional em sucessões carbonáticas pré-cambrianas. Segundo Kaufman & Knoll (1995), carbonatos neoproterozoicos com valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre -10 e -5‰ guardam o registro isotópico original da água do mar na época da deposição. Derry (2010) propõe que as anomalias $\delta^{18}\text{O}$ em carbonatos estão fortemente correlacionadas a $\delta^{13}\text{C}$, mas não estão representados nos registros $\delta^{13}\text{C}$ do carbono orgânico.

3.1.3. Isótopos de Estrôncio

O estrôncio apresenta quatro isótopos naturais (^{88}Sr , ^{87}Sr , ^{86}Sr e ^{84}Sr), cujas abundâncias isotópicas são 82.53%, 7.04%, 9.87% e 0.56%, respectivamente. Somente o isótopo ^{87}Sr é radiogênico, produto da desintegração do ^{87}Rb . Portanto, o ^{87}Sr pode ter duas origens naturais: formado durante a síntese nuclear primordial (junto com os outros três isótopos estáveis) e formado pelo decaimento do rubídio.

A razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ registrada em carbonatos é uma mistura do Sr proveniente dos reservatórios continentais, oriundo do intemperismo de rochas siliciclásticas que chega aos oceanos, da dissolução de carbonatos nas plataformas continentais e daquele proveniente da interação da água do mar com o piso oceânico incluindo a atividade hidrotermal da crosta oceânica (Jacobsen & Kaufman, 1999; Faure & Mensing, 2005). A alta capacidade do ambiente marinho em homogeneizar sua composição química e isotópica e o elevado tempo de residência do Sr no mar (~2,4 Ma – Jones & Jenkyns, 2001) fazem das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ excelentes registros de eventos temporais ocorridos em bacias oceânicas conectadas, como as glaciações propostas na hipótese da *Snowball Earth* (Kirschvink, 1992; Hoffman *et al.*, 1998), bem como eficientes ferramentas de correlação entre seções carbonáticas depositadas em uma mesma bacia oceânica.

A evolução da composição isotópica de Sr nos oceanos neoproterozoicos tem sido recentemente debatida na comunidade científica. Vários autores apresentam curvas da evolução das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com base em diferentes compilações de dados isotópicos em carbonatos depositados entre 500 e 1050 Ma (Jacobsen & Kaufman, 1999; Melezhik *et al.*, 2001; Halverson *et al.*, 2010; Kuznetsov *et al.*, 2013). A primeira observação comum dessas curvas é que as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aumentam de 0,7050 para 0,7095 durante todo o Neoproterozóico. No Período Toniano, as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variam entre 0,7050 e 0,7060, no Criogeniano as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sobem abruptamente de 0,7060 a 0,7075, durante o Ediacarano estes valores variam entre 0,7075 e 0,7085 e, já no Cambriano, estes valores chegam a 0,7095 (Fig. 7).

Outro aspecto importante é que as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são menos radiogênicas durante a quebra do supercontinente Rodínia (entre 900-850 Ma) e mais radiogênicas ao final do Neoproterozoico e início do Cambriano quando ocorreram diversos eventos orogênicos (considerado um reflexo da entrada continental aos oceanos associados com

a colisão continental Pan-africana) mostrando que as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ também registram importantes eventos resultantes da dinâmica interna do planeta. Também é perceptível uma pequena queda destas razões durante os eventos glaciais que teriam isolado o oceano através de uma espessa camada de gelo, impedindo a chegada de Sr mais radiogênico oriundo dos continentes (Kirschvink, 1992; Hoffman *et al.*, 1998, Halverson *et al.*, 2010).

Tais compilações isotópicas ainda não estão particularmente bem calibradas e, mesmo sendo ferramentas eficazes de correlação entre seções carbonáticas e bons marcadores de eventos tectônicos, as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ devem ser corretamente posicionadas no tempo geológico por meio de geocronologia. Desta forma, a quimioestratigrafia por meio de isótopos de Sr torna-se bastante confiável no estabelecimento de tempo relativo e correlações globais durante o Neoproterozoico (Melezhik *et al.*, 2001). Além disso, observa-se que a evolução da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ é menos flutuante que a de $\delta^{13}\text{C}$, o que o torna um instrumento mais eficaz no posicionamento temporal das seções estratigráficas (Halverson *et al.*, 2010).

Na compilação mais recente de dados isotópicos de Sr em carbonatos neoproterozoicos, Kuznetsov *et al.* (2013) mostram uma idade Criogeniana para a Formação Sete Lagoas representada pelo quadro com o numero 12 (Fig. 7), com base na idade isócrona Pb-Pb 740 ± 22 Ma obtida na capa carbonática na base desta unidade (Babinski *et al.*, 2007). Entretanto, pesquisas recentes sugerem que a maior parte desta sucessão carbonática foi depositada no Período Ediacarano, com base nas idades U-Pb obtidas em grãos de zircão detrítico da formação basal do Grupo Bambuí que indicam uma idade máxima de deposição de 560 Ma (Paula-Santos, 2012; Paula-Santos *et al.*, 2014). Estes autores sugerem que as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nestes carbonatos mostram grandes variações entre 0,7074 e 0,7080 e não representam a composição isotópica de Sr na água do mar. Estes dados isotópicos reforçam a hipótese de que o Grupo Bambuí foi depositado em um ambiente restrito com conexões intermitentes com um mar aberto e que as correlações regionais ou globais do Grupo Bambuí com sucessões carbonáticas neoproterozoicas devem ser feitas com cautela.

Fig. 7 – Curvas de evolução de razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em carbonatos neoproterozoicos depositados entre 500 -1050 Ma. Modificado de Melezhik *et al.* (2001), Halverson *et al.* (2010) e Kuznetsov *et al.* (2013).

3.1.4. Químioestratigrafia e Correlação Global

Antes de aplicar a químioestratigrafia isotópica como ferramenta de correlação global entre seções carbonáticas pré-cambrianas, é necessário realizar estudos sedimentológicos e geoquímicos que permitam, respectivamente, identificar o ambiente deposicional e possíveis processos pós-deposicionais que possam alterar o registro isotópico destas rochas (Melezhik *et al.*, 2001). Como observado pelas características geoquímicas dos isótopos comumente utilizados para correlação global, a estratigrafia isotópica só pode ser aplicada para correlacionar seções carbonáticas que tenham sido depositadas em uma mesma bacia oceânica ou bacias oceânicas conectadas no momento da deposição dos sedimentos, desta forma haveria homogeneização isotópica antes da precipitação dos carbonatos. Assim, é de fundamental importância a identificação do ambiente deposicional por meio de uma detalhada análise de fácies sedimentares. Identificado um ambiente restrito, deve-se considerar que este não tem a mesma composição isotópica de outro ambiente, visto que não há homogeneização isotópica entre estes. Segundo Paula-Santos (2012), se o ^{87}Sr lixiviado das rochas continentais fosse totalmente inserido em um ambiente marinho restrito não haveria homogeneização isotópica, pois os carbonatos depositados neste ambiente possuiriam uma razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais radiogênica que os de uma bacia oceânica contemporânea. Portanto, uma correlação estratigráfica baseada em dados isotópicos de Sr dessas rochas com outras sucessões carbonáticas seria incorreta.

Outra etapa importante para garantir a confiabilidade de um estudo químioestratigráfico é o reconhecimento de alterações pós-deposicionais do registro isotópico original dos carbonatos por meio de análises geoquímicas. Isto é especialmente importante para os elementos traço, como o estrôncio, que são mais facilmente lixiviados da rocha se comparados aos constituintes majoritários, como o carbono. Para isto são utilizadas razões geoquímicas como parâmetros de identificação destas alterações, visto que a presença de fluidos durante a diagênese, dolomitização ou metamorfismo de rochas carbonáticas leva a um aumento nas razões Mn/Sr, Fe/Sr, Rb/Sr e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, bem como a um decréscimo nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ (Banner & Hanson, 1990). Alguns dos parâmetros de verificação de processos de alteração da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são as razões: $\text{Rb/Sr} < 0,001$, $\text{Mn/Sr} < 0,5$, $\text{Fe/Sr} < 3$, $\text{Ca/Sr} < 1000$, e valores de $\delta^{18}\text{O} > -10\text{‰}$ (Fölling & Frimmel, 2002). Além disso, estes autores sugerem

que os valores de $\delta^{13}\text{C}$ próximos ao da água do mar na época da deposição são encontrados em carbonatos com razões $\text{Mn/Sr} < 10$, $\text{Fe/Sr} < 50$ e valores de $\delta^{18}\text{O} > -10\text{‰}$ na escala VPDB. [Halverson *et al.* \(2007\)](#) simplesmente propõem que amostras de carbonatos com teores de Sr maiores que 300 ppm sejam utilizados para análises isotópicas de Sr.

Outra forma de verificar a confiabilidade dos dados isotópicos é analisar a coerência destes ao longo da estratigrafia da seção estudada. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ que desviem muito e bruscamente dos demais da coluna estratigráfica tendem a ser não representativos. Neste ponto, a alta resolução de um estudo quimioestratigráfico, com amostras coletadas a cada metro na escala vertical, é fundamental para a comparação de resultados de amostras imediatamente sobrepostas e sotopostas. Além disto, a correlação positiva entre dados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ de uma mesma sucessão pode indicar alteração diagenética da assinatura isotópica original ([Derry, 2010](#)). Identificados o ambiente deposicional não restrito e carbonatos com registro isotópico original, a estratigrafia de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pode ser aplicada para correlação intrabacinal e global de seções carbonáticas pré-cambrianas. Idades radiométricas que possam posicionar tais variações isotópicas corretamente no tempo geológico são necessárias para a confiabilidade do estudo.

3.2. Geoquímica de ETR

Os Elementos Terras Raras (ETR) em carbonatos neoproterozoicos, assim como os isótopos de C e Sr fornecem importantes informações sobre o ambiente de sedimentação ([Bolhar e Van Kranendonk, 2007](#); [Li *et al.*, 2007](#); [Frimmel, 2009](#), [Ling *et al.*, 2011](#), [Zhao *et al.*, 2009](#); [Paula-Santos, 2012](#)). Diferenças sistemáticas nas propriedades dos ETR podem servir como indicadores úteis para o registro geoquímico da água do mar onde estes carbonatos se depositaram.

Em geral, os ETR têm baixa solubilidade e baixa mobilidade em soluções aquosas, e são dificilmente afetados durante a diagênese, dolomitização ou metamorfismo, portanto, os efeitos destes processos na composição dos ETR em carbonatos neoproterozoicos são desprezíveis ([Banner & Hanson, 1990](#); [Webb *et al.*, 2009](#)). Contudo, a distribuição dos ETR no ambiente marinho é muito sensível à profundidade da água, salinidade e o nível de oxigenação. Ao mesmo tempo, a

distribuição destes elementos depende das fontes de entrada, principalmente do aporte continental através dos rios, de partículas atmosféricas e da atividade hidrotermal oceânica (Frimmel, 2009). Assim, a principal causa de alteração do registro original se relaciona aos sedimentos detríticos presentes nos carbonatos, que durante os processos analíticos de dissolução tendem a enriquecer os carbonatos lixiviados em ETR (Frimmel, 2009; Zhao *et al.* 2009; Ling *et al.* 2011). No entanto, os sedimentos marinhos normalmente refletem a composição de ETR na água do mar, a qual parece ser independente da idade (Shields & Webb, 2004; Bolhar e& Van Kranendonk, 2007). Segundo Zhang & Nozaki (1996), os sedimentos marinhos atuais são caracterizados por um empobrecimento em ETR leves, enriquecimento em La, empobrecimento em Ce, leve enriquecimento em Gd e marcada anomalia positiva de Y em diagramas de distribuição normalizada em relação ao padrão PAAS (*Post-Archean Australian Shale*) de Taylor & McLennan (1985). Em contraste, as características dos sedimentos de águas fluviais são consideravelmente diferentes visto que tendem a apresentar diagramas de distribuição com tendência planar e apenas um leve empobrecimento em ETR leves (Lawrence *et al.*, 2006). Outra diferença significativa entre as águas destes dois reservatórios está na sua razão Y/Ho. Enquanto a água dos rios tende a possuir razões próximas às da crosta continental e variam entre 27 e 30 (Kamber *et al.*, 2005), os oceanos modernos possuem razões entre 60 e 90, mas são fortemente dependentes do grau de salinidade (Lawrence *et al.*, 2006).

Assim como os isótopos de carbono, oxigênio e estrôncio, os estudos de ETR devem ser acompanhados de cuidados para avaliar se estes são representativos da composição das águas nas quais se precipitaram os sedimentos carbonáticos. Para verificar quais composições são representativas do ambiente deposicional, serão aplicados parâmetros rigorosos sugeridos por Frimmel (2009) e Ling *et al.* (2011). Estes são: Zr < 4 ppm, Al < 0,35%, Fe < 0,45%, Th < 0,5 ppm, Sc < 2 ppm, ΣETR < 12 ppm e razões Y/Ho > 36. A extensão de anomalias negativas de Ce também podem refletir o estado de oxigenação da água do mar no ambiente marinho (Bau *et al.*, 1996; Frimmel, 2009, Ling *et al.*, 2011). Nos oceanos atuais, o Ce^{4+} tende a ocorrer no estado oxidado e é menos solúvel do que o Ce^{3+} , portanto o Ce^{4+} é mais facilmente adsorvido (removido da água do mar) por partículas de óxidos e hidróxidos de Fe e Mn (Ling *et al.*, 2011). Estes autores estudaram as anomalias de Ce em carbonatos neoproterozoicos bem preservados na área do Yangtze Gorges (China) a fim de analisar a evolução redox

do meio ambiente marinho e mostram que os carbonatos da Formação Dengying apresentam anomalias negativas de Ce pronunciadas e sugerem um evento de oxigenação do ambiente marinho destes carbonatos no limite Ediacarano-Cambriano.

3.3. Geocronologia U-Pb

O zircão é um mineral de importância singular nas Ciências da Terra devido a sua ampla utilização em geocronologia, baseado no decaimento do urânio (U) para chumbo (Pb). Este mineral pesado é resistente às intempéries físicas e químicas dos processos exógenos, tornando-o comum na maioria dos depósitos sedimentares. Seu sistema isotópico U-Pb dificilmente é ressetado, mesmo em processos metamórficos de alta temperatura (Faure & Mensing, 2005). Estas características favorecem a preservação da composição isotópica deste mineral ao longo do tempo e o faz um alvo ideal para estudo de proveniência sedimentar.

Devido às características químicas e cristalográficas do zircão, este possui elevados teores de U e baixos teores de Pb, resultando em altas razões U/Pb que torna a sensibilidade dos geocronômetros do método U-Pb bastante apurada. Além disso, importantes desenvolvimentos das técnicas analíticas modernas na espectrometria de massa como SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometer), LA-ICP-MS (Laser Ablation – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry) e SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Micro Probe) ampliaram ainda mais a confiabilidade e importância deste método para medir as assinaturas isotópicas em zircão. A interpretação destes dados isotópicos e composicionais em termos de idades, reservatórios e processos isotópicos requer a integração cuidadosa e sistemática de microanálise com petrologia e caracterização mineral (Harley & Kelly, 2007). Dadas as altas temperaturas de bloqueio do zircão, a idade U-Pb obtida neste mineral geralmente representa a idade de cristalização das rochas fontes. Mesmo que estas rochas representem diversos estágios de retrabalhamento de um mesmo protólito, a cada processo de fusão e cristalização a idade do evento é registrada no zircão. Assim a datação de grãos de zircão detrítico é o mais eficiente método, tanto na procura da fonte de uma rocha sedimentar, quanto na determinação de sua idade máxima de deposição.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Para este projeto foram coletadas 151 amostras de rochas carbonáticas da Formação Sete Lagoas para realização de análises litogeoquímicas e isotópicas de C, O e Sr. Em cada seção estratigráfica estudada (Fig. 1) as amostras de rocha foram descritas e coletadas na escala vertical, da base para o topo, em intervalos de aproximadamente 1 m entre si. As amostras de calcários em cada seção apresentam a seguinte distribuição: Haras Veredas: 47; Sete Lagoas: 46; Funilândia: 29; Inhaúma: 19 e Linha Verde: 10. Também foram coletadas duas amostras do diamictito da Formação Carrancas para realização de análises petrográficas e geocronológicas. Os procedimentos utilizados neste trabalho são descritos a seguir.

4.1. Trabalho em Campo

Foram realizadas duas etapas de campo no ano de 2013; a primeira delas foi realizada em Junho para fazer o reconhecimento da geologia da região e selecionar possíveis afloramentos das rochas sedimentares da Formação Sete Lagoas e a Formação Carrancas; nesta etapa a seção estratigráfica de Inhaúma (IN) foi descrita e amostrada. Na segunda etapa, realizada em Julho, foram descritas e amostradas quatro seções estratigráficas, Linha Verde (LV), Sete Lagoas (SL), Haras Veredas (HV) e Funilândia (FN) localizadas entre os municípios de Sete Lagoas e Vespasiano.

4.2. Descrição das rochas e Petrografia

As rochas sedimentares estudadas nesta pesquisa foram descritas após a observação da amostra polida a olho nu e em microscópio petrográfico. Isto permitiu o reconhecimento dos litotipos, estruturas deposicionais primárias e identificação de fácies sedimentares. Além disso, foram identificadas as estruturas pós-deposicionais, tais como veios, vênulas, recristalizações minerais e dissoluções que atuam como fontes de alteração do registro original. As rochas foram serradas e polidas, com o auxílio de uma politriz, perpendicularmente à superfície S1//S0 para permitir melhor visualização das estruturas sedimentares. A seleção da área para amostragem por *microdrilling* foi realizada sob a lupa binocular evitando as estruturas pós-deposicionais para garantir a representatividade dos dados isotópicos.

Antes dos procedimentos de coleta de material para análises geoquímicas e isotópicas das rochas carbonáticas, que muitas vezes implicam na total destruição das amostras, estas foram digitalizadas por meio de um *scanner* para criação de um banco de dados para posterior consulta. Lâminas petrográficas de 42 amostras de carbonatos da Formação Sete Lagoas e uma do diamictito da Formação Carrancas foram confeccionadas para descrição detalhada com o uso do microscópio petrográfico.

Para a classificação de conglomerados foi adotada a proposta de [Boggs \(1992\)](#). Este autor define que os conglomerados clasto-suportados podem ser referidos simplesmente como conglomerados e os conglomerados matriz-suportados podem ser chamados diamictitos. Os conglomerados e diamictitos podem ser divididos segundo a estabilidade dos clastos em conglomerado ou diamictito quartzoso e em conglomerado ou diamictito petromítico em função da abundância relativa destes tipos de clastos.

Por outro lado, a nomenclatura e classificação de rochas carbonáticas tem sido assunto de muito debate, principalmente porque existem vários parâmetros que definem estes tipos de rochas. Alguns autores classificam com base na composição da rocha, por exemplo [Folk \(1962\)](#) que, em função do conteúdo de aloquímicos, micrita e esparita, definem três classes: as duas primeiras são compostas principalmente aloquímicos, chamadas rochas aloquímicas; uma dominada por esparita e a outra por micrita. A terceira classe, sem aloquímicos, é constituída por rochas ortoquímicas que incluem os calcários micríticos. Outros autores classificam segundo a parte estrutural, por exemplo [Dunham \(1962\)](#). Este autor propõe uma classificação em quatro grupos de acordo com a presença de lama carbonática e a relação entre matriz e grãos (alokuímicos). Além disso, propõe uma classe de carbonatos cristalinos cuja fábrica primária não pode ser reconhecida. Neste estudo, a classificação das rochas carbonáticas é estabelecida com base na granulometria, composição e textura. As rochas carbonáticas da Formação Sete Lagoas são bem homogêneas e os seus componentes estão limitados a ortoquímicos (micrita e esparita) e alguns componentes acessórios. Os componentes aloquímicos (ooides, pellets, intraclastos e bioclastos) estão ausentes nestas rochas. Esta situação torna as classificações de Folk e Dunham pouco práticas, sendo necessária uma classificação mais simples. A classificação granulométrica de [Grabau \(1913\)](#) se adequa melhor neste caso e, portanto será adotada neste trabalho ([Fig. 8](#)). Para os casos onde a granulometria original não foi reconhecida, devido à intensa recristalização, optou-se pela classificação de [Dunham \(1962\)](#).

	0,004	0,03	0,06	0,15	0,25	0,5	1,0	2,0	8,0 (mm)
Calcilutito	Fino	Grosso	Muito Fino	Fino	Medio	Grosso	Muito Grosso	Calcirudito	
	Calcissiltito		Calcarenito						

Fig. 8 – Classificação granulométrica de carbonatos segundo [Grabau \(1913\)](#).

4.3. Análises Geoquímicas

As amostras de carbonato foram pulverizadas em um moinho de anéis de carbeto de tungstênio do Laboratório de Preparação de Amostras do CPGeo na USP. As análises de elementos maiores, elementos traços e terras raras foram realizados pelo Laboratório Acme. O teor de óxidos de elementos maiores foi determinado a partir da fusão de 0,2 g de amostra com metaborato/tetraborato de lítio, com posterior ataque com ácido nítrico diluído e análise por ICP-OES. A perda ao fogo foi dada pela diferença de peso após fusão a 1000°C. Elementos traço foram determinados após digestão de 0,5 g de amostra com Água Régia seguida de análise em ICP-MS.

Os resultados de elementos terras raras foram normalizados em relação ao padrão *Post-Archean Australian Shale* (PAAS – [Taylor & McLennan, 1985](#)). O parâmetro Ce/Ce^* foi calculado para cada amostra pela equação $Ce/Ce^* = Ce_n/(Pr_{n2}/Nd_n)$, proposta por [Lawrence et al. \(2006\)](#), onde n indica a composição de cada elemento já normalizada ao PAAS. Esta equação evita anomalias aparentes de Ce devidas à abundância de La dos sistemas aquáticos em geral. Adicionalmente, também foi calculado o parâmetro $Pr/Pr^* = 2Pr_n/(Ce_n + Nd_n)$ para auxiliar na identificação da anomalia aparente.

4.4. Análises Isotópicas

Em cada amostra foi selecionada a área mais homogênea possível, sem veios, vênulas, recristalizações minerais e estilólitos por meio de avaliação macroscópica e microscópica com auxílio de microscópio petrográfico ou lupa binocular. Nestas áreas, foi realizada coleta do material para análises isotópicas de C, O e Sr pela técnica de *microdrilling* com pequenas brocas de tungstênio. Esta metodologia ajuda a minimizar ou até eliminar a influência de alterações pós-deposicionais na coleta de alíquotas

pulverizadas de carbonato, aumentando a confiabilidade dos resultados como representativos da água do mar na época da deposição.

As análises de C e O foram realizadas através da reação do pó coletado por *microdrill* em cada amostra com H_3PO_4 100%, rapidamente aquecido e manipulado por um braço mecânico. Este processo ocorre em atmosfera de He. O CO_2 liberado foi analisado no espectrômetro de massa IRMS (Isotopic Ratio Mass Spectrometer) Delta V Advantage do Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP (CPGeo). Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ de cada amostra foram determinados com base nas equações apresentadas anteriormente (itens 3.1.1 e 3.1.2). Os resultados finais das razões isotópicas são reportados na notação de delta (δ) e expressos em valores per mil (‰) com erro analítico de $\pm 0,05\text{‰}$ para $\delta^{13}\text{C}$ e $\pm 0,07\text{‰}$ para $\delta^{18}\text{O}$. Os resultados obtidos são reportados em V-PDB (*Vienna - Pee Dee Belemnite*).

Para as análises isotópicas de Sr foram selecionadas amostras de carbonatos com teores de Sr superiores a 300 ppm, em acordo com o proposto por [Halverson et al., \(2007\)](#). As razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram obtidas por lixiviação de cerca de 100 mg de carbonato pulverizado, adquiridos no processo de *microdrill*, com 2 ml de HCl 0,1 N durante uma hora. O sobrenadante foi retirado e a amostra foi centrifugada e lavada três vezes com água Milli Q de forma a obter o primeiro lixiviado, o qual é descartado. Em seguida, foram adicionadas à amostra seca 2 ml de HCl 1N, deixando reagir durante 30 minutos. Novamente a amostra é centrifugada e lavada três vezes; esta solução constitui o segundo lixiviado. A solução é submetida a um processo de purificação do Sr através da técnica de cromatografia de troca iônica e, em seguida, tem suas razões determinadas no espectrômetro de massa TRITON do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da USP. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram normalizadas para o valor de $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ igual a 0,1194. O valor médio da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do padrão NBS-987 determinado durante o estudo foi de $0,710260 \pm 0,000040$.

4.5. Análises Geocronológicas

Idades U-Pb foram determinadas em zircões detríticos recuperados da matriz de duas amostras do diamictito da Formação Carrancas. As amostras foram reduzidas a fragmentos de aproximadamente 2 cm de lado maior com a utilização de um martelo. A etapa seguinte de cominuição foi feita em um britador de mandíbulas, onde os fragmentos foram reduzidos até dimensões milimétricas. Finalizando, as amostras foram

levadas a um moinho de discos e o material final foi peneirado, de forma a separar as frações maior e menor que 0,149 mm. Tais frações foram colocadas em uma mesa de separação (*Wiffley Table*) para concentração dos minerais pesados. O material resultante foi passado em separador magnético e posteriormente em líquidos pesados (bromofórmio e iodeto de metileno) para obtenção dos cristais de zircão. Os grãos recuperados foram montados em um disco de resina epóxi e polidos. Após a preparação, estes moldes foram recobertos com uma película de carbono para obtenção de imagens de catodo luminescência. As idades U-Pb foram obtidas nos equipamentos LA-ICP-MS (amostra MG-10-04) e SHRIMP IIe (14-IN-CR) do Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP.

5. RESULTADOS

5.1. Descrição das Seções Estratigráficas e Petrografia

Foram estudadas cinco seções estratigráficas das formações Sete Lagoas e Carrancas entre os municípios de Vespasiano e Sete Lagoas (Figs. 1 e 5). As seções correspondem a: Inhaúma (IN), Linha Verde (LV), Sete Lagoas (SL), Haras Veredas (HV) e Funilândia (FN). As duas últimas se encontram na parte nordeste da área de estudo, perto do município de Funilândia; as seções IN e SL no limite oeste, perto do município de Sete Lagoas; e a seção LV na parte sul, perto do município de Vespasiano (Fig. 5).

5.1.1. Seção Inhaúma (IN)

Esta seção está localizada no município de Inhaúma (Figs. 1 e 5), com coordenadas UTM 564475 / 7843706 e uma elevação de 832 metros acima do nível do mar. O município de Inhaúma se localiza a 17 km a W do centro da cidade de Sete Lagoas. Nesta região, o registro sedimentar encontrado é o mais interessante devido às variações litológicas e estratigráficas encontradas em campo. Os afloramentos ocorrem em morros bem expressivos com uma altura de aproximadamente 60 metros, situados atrás do bairro Miguelinho, no sul do município. Aqui afloram o embasamento gnáissico-migmatítico do Cráton do São Francisco, os depósitos clásticos da Formação Carrancas e a sucessão carbonática basal da Formação Sete Lagoas (Fig. 9).

As rochas do embasamento encontram-se bastante intemperizadas, mas é possível reconhecer granitos e gnaisses. Os depósitos clásticos da Formação Carrancas afloram pontualmente e se apresentam em contato discordante com as rochas do embasamento. Estes depósitos são representados por diamictitos maciços e siltitos laminados, os quais são recobertos pelos calcários basais da Formação Sete Lagoas. Contudo o contato litológico não é observado em campo (Fig. 9). O diamictito é um conglomerado matriz-suportado de cor preto, mal selecionado com clastos arredondados até angulosos de grânulos e seixos entre 0,5 e 25 cm de tamanho, compostos por leucognaisse e quartzo branco (Figs. 10a e 11a). A matriz do diamictito é uma matriz siliciclástica de cor preta a cinza escura, com grãos de tamanho areia e silte compostos de quartzo e feldspatos.

Fig. 9 – Perfil geológico da região de Inhaúma mostrando variações das fácies diamictito e siltito da Formação Carrancas e contato litológico inferido com os calcários basais da Formação Sete Lagoas.

Fig. 10 – a) Afloramento do diamictito Carrancas, b) calcário muito fino com laminação plano-paralela da Formação Sete Lagoas. c) Calcário com laminação truncada de baixo ângulo em pequena escala. Altura do martelo 33 cm, altura do recipiente 25 cm, parte da caneta magnética 5 cm.

Em microscópio petrográfico se observa um diamictito oligomítico composto aproximadamente por 60% de matriz não laminada na fração silte, 35% de clastos de quartzo, feldspatos e fragmentos de rochas graníticas; e em menor proporção cimento carbonático e óxidos (Fig. 11b). Os clastos angulosos a sub-angulosos de quartzo são os mais abundantes (60%), compostos geralmente de quartzo monocristalino na fração grânulo, entre 2 e 6 mm; os fragmentos líticos (30%) são angulares a subangulares de grânulos e seixos, entre 2 e 16 mm, compostos de granitos e gnaisses; os clastos de feldspatos se apresentam em menor proporção (10%), com grãos angulosos a sub-arredondados de feldspato potássico (microclínio) e plagioclásio com geminação polissintética (Fig. 11d). Alguns destes feldspatos se apresentam alterados a caulim e sericita e podem ser produto da fragmentação das rochas graníticas que compõem o diamictito. A matriz fina também apresenta grãos angulosos entre 4 e 40 μm de quartzo monocristalino (30%) feldspatos (15%) e argila entre 5 e 10 μm (35%).

Ocorre cimento carbonático (4% em relação à área total da rocha) preenchendo o espaço intersticial entre os clastos e a matriz. Também há cimento de óxidos de ferro (1%) preenchendo as fraturas e nas bordas dos clastos. O cimento carbonático pode estar associado a fluidos diagenéticos atuando na formação do diamictito, precipitando carbonato entre os poros da matriz e os clastos. Contatos (côncavo-convexo) entre os clastos de fragmentos líticos e quartzo podem evidenciar processos de compactação, talvez relacionados à fase inicial da diagênese (Fig. 11c, d).

Na Seção IN, sobre os depósitos clásticos, há um afloramento de 19 m de espessura, constituído principalmente por calcários muito finos, calcissiltitos e calcilutitos. Os calcissiltitos possuem coloração cinza clara, com laminação plano-paralela e laminação truncada de baixo ângulo subordinada (Fig. 13). Na altura de 5 e 13 metros da seção ocorrem dois leitos subordinados de dolomito de 0,5 e 1 m de espessura, respectivamente, com pequenos cristais de pseudomorfos de aragonita no nível dolomítico superior. Nesta seção foram coletadas 19 amostras de carbonatos da base para o topo a cada 1 m.

Fig. 11 – Imagens do diamictito da Formação Carrancas; a) Diamictito maciço com clastos angulosos; b) Diamictito oligomítico com matriz de areia fina e silte (nicois II); c) Diamictito com cimento de óxidos de ferro (nicois II); d) Diamictito com cimento carbonático e óxidos de ferro (nicois X). Amostra 14-IN-CR.

Ao microscópio petrográfico, se reconhecem calcissiltitos finos a grossos, com textura laminada e fábrica deposicional original com delgadas intercalações de argilas, micas e óxidos. Estes calcissiltitos são compostos principalmente de microesparita (80%) com cristais entre 5 e 16 μm , e esparita (15%) com cristais entre 16 e 50 μm . Além disso, alguns calcissiltitos apresentam grãos de sedimentos detríticos (5%) na fração silte entre 5 - 20 μm , compostos principalmente por grãos sub-angulosos de quartzo monocristalino, argilas e micas (Fig. 12b). No topo da seção, os calcissiltitos apresentam maior porcentagem de argilas (20%), além de cimento de óxidos de ferro na borda das camadas (Fig. 12c); também ocorrem veios irregulares de calcita entre 0,1 e 0,2 mm de espessura e estilólitos associados (Fig. 12d). As características sedimentares dos carbonatos da Seção IN sugerem um ambiente deposicional marinho raso de baixa energia.

Fig. 12 – Imagens dos carbonatos da Seção IN. a) Calcário com laminação plana paralela e intercalações de dolomito; amostra IN-02. b) Calcissiltito com intercalações de argilas e óxidos, amostra IN-01 (nicois II); c) Calcissiltito com argilas e cimento de óxidos de ferro, amostra IN-14 (nicois II); d) Veio irregular de calcita, amostra IN-17 (nicois X).

Fig. 13 – Coluna estratigráfica da Seção Inhaúma com valores de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

5.1.2. Seção Linha Verde (LV)

A Seção LV está localizada no município de Vespasiano (Figs. 1 e 5), especificamente nas coordenadas UTM 612901 / 7820605, com uma elevação de 719 metros acima do nível do mar. O afloramento é constituído por um paredão de 10 m de altura exposto na rodovia MG-010 (Linha Verde) sentido Belo Horizonte (Fig. 14a). Esta seção é constituída principalmente por dolomitos de cor bege e calcários subordinados de cor cinza, apresentam laminação plano-paralela e laminação truncada de baixo ângulo com intercalações de pelitos e siltitos foliados com micas de muscovita.

Na base da Seção LV, entre 0 e 5 metros, se observam dolomitos impuros intercalados com siltitos e margas, moderadamente recristalizados e localmente deformados, além de apresentar veios de calcita e quartzo que claramente indicam percolação de fluidos entre as camadas dos carbonatos. Estas rochas também apresentam dobras, parte cisalhamento intraestrato (lineações E-W) e foliação S1//S0 (Figs. 14b). No topo da seção entre 5 e 10 metros, ocorrem dolomitos menos impuros, recristalizados e com laminação plano paralela, além de veios de calcita e nódulos (Figs. 15a e 16). Nesta seção foram coletadas 10 amostras de carbonatos da base para o topo a cada 1 m.

Fig. 14 – a) Afloramento de calcário na rodovia Linha Verde (b). Calcário preto recristalizado com dobras e veios de calcita. Altura da pessoa 1,70 m, altura de caneta magnética 13 cm.

Em microscópio petrográfico, observam-se calcissiltitos finos a grossos e calcarenitos com textura pós-deposicional recrystalizada, fábrica orientada e deformada. Estes carbonatos são compostos principalmente por esparita (65%) com cristais entre 16 e 200 μm , e em menor proporção (5%) microesparita com pequenos cristais entre 5 e 16 μm . Estes carbonatos estão bastante recrystalizados de forma que não se tem certeza da granulometria original. Além disso, ocorrem laminae de argila e clorita metamórfica (12%) entre 0,1 e 0,6 mm de tamanho, que definem uma foliação S1 (Fig. 15d) e a presença de um arco poligonal de micas sugere o desenvolvimento de uma foliação S2. Os componentes detríticos variam entre 20 e 30% e são representados principalmente por grãos de quartzo (15%) na fração silte e areia fina entre 0,02 e 0,1 mm (Fig. 15b). Entre 3% e 5% do volume da rocha corresponde a cimento de óxidos de ferro (Fig. 15c).

Fig. 15 – Imagens dos carbonatos da Seção LV. a) Dolomito recrystalizado e deformado, b) Calcissiltito impuro recrystalizado e deformado (nicois X); c) Calcissiltito impuro orientado com cimento de óxidos de ferro, (nicois X) - amostra LV-03. d) Calcissiltito impuro com micas orientadas de clorita (nicois X) - amostra LV-01.

Segundo Dunham (1962) estas rochas podem ser classificadas como calcários cristalinos, devido à textura deposicional não reconhecível e fábrica original obliterada. A alternância de lâminas de argila e silte sugere que estas rochas podem ter sido depositadas em um ambiente marinho raso com aporte siliciclástico e alternância de períodos de suspensão e tração, controlados por correntes de maré. Além disso, o metamorfismo de baixo grau pode ser evidenciado pela presença de clorita na foliação destas rochas, com orientação $110^{\circ}/20^{\circ}$, possivelmente associado a eventos tectônicos importantes da Faixa Araçuai.

Fig. 16 – Coluna estratigráfica da Seção Linha Verde com valores de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

5.1.3. Seção Sete Lagoas (SL)

Esta seção está localizada 9 km a W do centro da cidade de Sete Lagoas (Figs. 1 e 5), especificamente nas coordenadas UTM 571426 / 7845872, com uma elevação de 721 metros acima do nível do mar. Os afloramentos nesta área ocorrem como paredões de 50 m de altura, compostos por calcários de cor cinza escuro a preto, finamente laminados, com veios delgados de calcita e óxidos e recrystalizações minerais (Figs. 17 e 18a). Na Seção SL se observa uma litologia homogênea composta principalmente por calcissiltitos e calcarenitos com laminação plana paralela (Fig. 18). No topo da seção encontra-se uma camada de 30 cm de siltito/marga (Fig. 19). Nesta seção foram coletadas 46 amostras de carbonato com intervalo de 1m entre eles.

Fig. 17 – a) Afloramento de calcário da Seção Sete Lagoas (b). Calcário preto recrystalizado com veios de calcita. Altura da pessoa é 1,70 m, altura da caneta é magnética 13 cm.

Ao microscópio petrográfico, são observados calcissiltitos finos a grossos e calcarenitos puros com textura deposicional reconhecível, constituídos por esparita (99%), com cristais entre 0,05 e 0,2 mm de tamanho, e calcarenitos com cristais de até 0,4 mm no topo da seção. Estes calcários apresentam estruturas deposicionais primárias como laminação plano-paralela, além de planos de foliação (S1) com veios de calcita paralelos à foliação, minerais orientados e parcialmente recrystalizados (Fig. 18b).

Os componentes detríticos compõem 1% do volume destas rochas, representados por pequenos grãos de quartzo e feldspatos na fração silte e areia fina entre 0,03 e 0,15 mm. Ocorre também cimento de óxido de ferro associado à estilólitos. Veios regulares e discordantes de calcita entre 0,1 e 1 mm de espessura são observados em alguns níveis da seção (Fig. 18c,d). As estruturas e fácies sedimentares destas rochas sugerem um ambiente deposicional marinho relativamente profundo em condições de baixa energia. A presença de foliação e recrystalizações minerais reconhecidas no microscópio petrográfico pode indicar processos pós-deposicionais relacionados com a deformação tectônica das faixas marginais ao CSF, especialmente a Faixa Araçuaí.

Fig. 18 – Imagens dos carbonatos da Seção SL. a) Calcário maciço com veio de calcita, amostra SL-36; b) Calcissiltito foliado com estilólitos, amostra SL-07 (nicóis X); c) Calcissiltito com veios de calcita, amostra SL-18 (nicóis II); d) Calcissiltito com veios de calcita, amostra SL-18 (nicóis X).

Fig. 19 – Coluna estratigráfica da Seção Sete Lagoas com valores de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

5.1.4. Seção Haras Veredas (HV)

A Seção HV está localizada 20 km a E da cidade de Sete Lagoas (Figs. 1 e 5), nas coordenadas UTM 601335 / 7851377, com uma elevação de 660 metros acima do nível do mar. Neste local, as exposições são representadas por paredões de calcário que chegam a 60 m de altura e mostram uma paisagem típica de relevo cárstico (Fig. 20a). A Seção HV é composta por calcários puros de cor cinza com laminação plana paralela e laminação truncada de baixo ângulo, com delgados veios irregulares de calcita com óxidos, nódulos e dissoluções (Figs. 20 e 21a). Na base da seção observam-se nódulos de calcita e aos três metros de altura ocorre uma camada de marga intercalada nos calcários (Fig. 22). Foram coletadas 47 amostras de carbonatos da base para o topo a cada 1 m da seção.

Fig. 20 – a) Afloramento de calcário com camadas horizontais da Seção Haras Veredas (b). Calcário cinza claro com feições de dissolução. Altura da pessoa 1,70 m, altura do martelo 33 cm.

Ao microscópio petrográfico são identificados calcissiltitos finos a grossos e calcarenitos com textura deposicional original e fábrica laminada com delgadas intercalações de argilas e óxidos. Os calcissiltitos são compostos principalmente de microesparita (80%) e esparita (18%), com grãos entre 0,05 e 0,17 mm, e alguns níveis de calcarenitos com grãos de até 0,3 mm.

Os componentes detríticos ocorrem em pouca proporção (2%), representados por grãos de quartzo e feldspatos na fração silte e areia fina entre 0,02 e 0,17 mm. Óxidos de ferro ocorrem com dimensões entre 5 e 20 μm . As características sedimentares das rochas da Seção HV sugerem um ambiente deposicional marinho de baixa energia, relativamente profundo. A presença de estilólitos pode representar rápida deposição e alta taxa de soterramento dos carbonatos. Estes calcários também apresentam recristalização mineral, veios de calcita e micas deformadas (Fig. 21 b), sugerindo processos pós-deposicionais.

Fig. 21 – Imagens dos carbonatos da Seção HV. a) Calcário laminado e recrystalizado, amostra HV-04; b) Calcissiltito orientado e recrystalizado com cimento de óxidos, amostra HV-03 (nicóis X); c) Calcissiltito com estilólitos, amostra HV-18 (nicóis X); d) Calcarenito impuro com grãos de quartzo, amostra HV-23 (nicóis X).

Fig. 22 – Coluna estratigráfica da Seção Haras Veredas com valores de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

5.1.5. Seção Funilândia (FN)

Esta seção está localizada 4 km a E do município de Funilândia (Figs. 1 e 5), nas coordenadas UTM 602744 / 7857925, com uma elevação aproximada de 690 metros acima do nível do mar. Neste local, há acesso a afloramentos artificiais (cortes) da Pedreira Agriminas que exibem estruturas sedimentares e tectônicas com boa definição. A Seção FN é composta por dois seções de calcários horizontais pouco intemperizados de 6 e 9 m, que somados constituem uma seção de 35 m de espessura com uma seção encoberta de aproximadamente 20 m no meio (Fig. 25). Foram coletadas 29 amostras de carbonatos, 11 amostras no afloramento da base e 18 amostras no topo, coletadas em maior detalhe, a cada 0,5 m da base para o topo da seção. Os carbonatos da Seção FN são impuros, recristalizados e deformados, constituídos por intercalações de dolomito de cor bege e camadas centímetricas de calcário de cor cinza claro com laminação plana paralela como estrutura primária e textura foliada como estrutura pós-deposicional (Fig. 23a). Na base e no topo da Seção FN observam-se carbonatos com delgadas intercalações de folhelhos e pelitos micáceos (sericita/clorita) paralelos ao acamamento S1//S0, além de recristalizações de carbonatos, dobramentos locais e delgadas vênulas discordantes de calcita (Figs. 23 e 24a).

Fig. 23 – a) Corte da Pedreira Agriminas da Seção Funilândia. b) Calcário cinza com camadas de dolomita e dobras locais. c) Calcário com fratura e veio de calcita. Altura da pessoa em pé 1,90 m, altura da caneta magnética 13 cm.

Ao microscópio petrográfico são observados calcissiltitos finos a grossos e calcarenitos com textura pós-deposicional recristalizada, fábrica laminada e deformada (Fig. 24b). Estes carbonatos impuros são compostos por 80% de esparita com cristais que variam entre 0,02 a 0,6 mm, e 20% de minerais detríticos compostos principalmente por grãos de quartzo mono e policristalino, na fração silte e areia grossa entre 0,05 e 0,4 mm e delgadas lâminas de argilas e micas entre 0,005 e 0,02 mm. Também ocorrem óxidos de ferro entre 0,05 e 0,1 mm (Fig. 24c). Além disso, estes carbonatos apresentam veios de calcita concordantes à laminação que indicam processos pós-deposicionais diagenéticos ou tectônicos (Fig. 24d). A alternância de lâminas de argila e silte sugere que estas rochas podem ter sido depositadas em um ambiente marinho raso com períodos de aporte de material siliciclástico, sugerindo possivelmente um controle por correntes de maré.

Fig. 24 – Imagens dos carbonatos da Seção FN. a) Dolomito laminado e recristalizado, amostra FN-04; b) Calcissiltito orientado e recristalizado, amostra FN-05 (nicois X); c) Calcissiltito recristalizado com micas e cimento de óxidos, amostra FN-09 (nicois X); d) Calcissiltito impuro com veios de calcita, amostra FN-15 (nicois X).

Fig. 25 – Coluna estratigráfica da Seção Funilândia com valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$.

5.2. Geoquímica dos Carbonatos

Foram selecionadas 28 amostras de carbonatos mais bem preservados para análise dos elementos maiores, traços e Terras Raras (ETR), incluindo 15 amostras da Seção Sete Lagoas (SL), 10 amostras da Seção Haras Veredas (HV) e somente uma amostra das seções Inhaúma (IN), Linha Verde (LV) e Funilândia (FN). Explica-se este critério pela presença da mineralogia detrítica e estruturas pós-deposicionais como veios, recristalizações e dissoluções que atuam como fontes de alteração do registro geoquímico original. Os resultados dos teores dos elementos maiores, elementos traços e razões geoquímicas, e Elementos Terras Raras são mostrados nas Tabelas 1, 2 e 3, respectivamente.

5.2.1. Elementos maiores e traços

Os carbonatos das seções Sete Lagoas e Haras Veredas apresentam coerência quanto à composição geoquímica de elementos maiores. Os teores de Si são geralmente baixos e variam entre 0,02 e 0,83%, com exceção das amostras SL-07 e HV-11 que apresentam maior conteúdo de Si, com valores de 2,16 e 2,4%, respectivamente (Tabela 1). Os teores de Al variam entre <0,01 e 0,35%. Os baixos teores de Si e Al podem indicar uma composição representativa do ambiente deposicional, com baixo conteúdo de sedimentos detríticos nestes carbonatos. Também o alto conteúdo de Ca, entre 37,21 e 39,76%, além do baixo conteúdo de Mg, entre 0,08 e 0,31%, resultam em razões Mg/Ca próximas ou menores que 0,01 (Tabela 2). Isto permite classificar estes carbonatos como calcários calcíticos de acordo com [Figueiredo \(2006\)](#). Os teores de Mn e Fe também são baixos e variam entre <0,01 e 0,02%, e <0,03 e 0,22%, respectivamente. Estas rochas também apresentam baixos teores de Na, K e Ti com valores desde <0,01 até 0,02, 0,18 e 0,02%, respectivamente. Os teores de P são baixos e variam entre 0,01 e 0,08% (Tabela 1).

Por outro lado, os carbonatos das seções Inhaúma, Linha Verde e Funilândia, representados pelas amostras IN-08, LV-06 e FN-12, apresentam uma composição geoquímica diferente das seções Sete Lagoas e Haras Veredas. Estas rochas apresentam alto conteúdo de Si, com teores de 4,02, 8,49 e 10,27%, respectivamente. Os teores de Al também são altos, com valores correspondentes a 0,92, 1,74 e 1,35% para essas amostras (Tabela 1). As concentrações de Ca e Mg também são diferentes, com teores de Ca de 33,54, 29,04 e 28,52% para IN, LV e FN; e teores de Mg de 1,44, 0,76 e 0,63%, respectivamente. Isto resulta em razões Mg/Ca de 0,04, 0,03 e 0,02 (Tabela 2), o

que sugere que estes carbonatos correspondem a calcários magnesianos segundo a classificação utilizada por [Figueiredo \(2006\)](#). O conteúdo de Mn e Fe também é maior, com teores de Mn de 0,03, 0,05 e 0,1%, para IN, LV e FN, e teores de Fe de 0,52, 0,95 e 0,57%, respectivamente. Também foram observados teores de K e Ti mais elevados, com valores de K de 0,37, 0,58 e 0,37% para IN, LV e FN, e valores de Ti de 0,05, 0,01 e 0,08%, respectivamente. Os conteúdos de Na nas amostras de Linha Verde e Funilândia, são de 0,38 e 0,3%, respectivamente. Os teores do elemento P são semelhantes às demais amostras, com valores entre 0,01 e 0,02% (Tabela 1).

Tabela 1. Teores (%) dos elementos maiores dos carbonatos analisados.

Amostra	m.	Si	Al	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ti	P	Fe
LV-06	5	8,49	1,74	0,05	0,76	29,04	0,38	0,58	0,1	0,02	0,95
FN-12	31	10,27	1,35	0,1	0,63	28,52	0,3	0,37	0,08	0,01	0,57
HV-02	1	0,23	0,04	0,02	0,19	39,4	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	0,03
HV-05	4	0,57	0,13	<0,01	0,21	39	<0,01	0,06	0,01	0,04	0,09
HV-11	10	2,40	0,35	0,01	0,31	37,21	<0,01	0,18	0,02	0,04	0,17
HV-13	12	0,29	0,06	0,02	0,21	39,29	<0,01	0,01	<0,01	0,03	0,06
HV-21	20	0,21	0,01	0,02	0,16	39,61	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	0,03
HV-25	24	0,09	<0,01	0,02	0,17	39,76	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,03
HV-33	32	0,13	<0,01	0,02	0,17	39,5	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	0,06
HV-38	37	0,06	<0,01	0,02	0,18	39,64	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	<0,03
HV-40	39	0,06	<0,01	0,02	0,14	39,52	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	<0,03
HV-45	44	0,07	<0,01	0,02	0,16	39,7	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,03
IN-08	7	4,02	0,92	0,03	1,44	33,54	<0,01	0,37	0,05	0,02	0,52
SL-04	3	0,09	0,03	<0,01	0,26	39,76	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	<0,03
SL-07	6	2,16	0,32	0,02	0,24	37,34	0,01	0,15	0,02	0,04	0,22
SL-10	9	0,51	0,17	<0,01	0,22	38,72	0,01	0,06	0,01	0,06	0,10
SL-11	11	0,59	0,13	<0,01	0,24	38,77	0,02	0,04	0,01	0,08	0,08
SL-17	16	0,16	0,06	<0,01	0,17	39,54	<0,01	0,02	<0,01	0,04	0,03
SL-19	18	0,08	0,03	<0,01	0,11	39,66	<0,01	<0,01	<0,01	0,04	<0,03
SL-21	20	0,13	0,06	<0,01	0,08	39,45	0,01	<0,01	<0,01	0,06	0,05
SL-24	23	0,22	0,07	<0,01	0,09	39,4	0,02	<0,01	<0,01	0,03	0,04
SL-28	27	0,07	0,01	0,02	0,24	39,62	<0,01	<0,01	<0,01	0,04	0,04
SL-29	28	0,02	0,04	<0,01	0,15	39,74	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	0,04
SL-30	29	0,09	0,04	<0,01	0,17	39,67	<0,01	0,01	<0,01	0,04	0,05
SL-32	31	0,83	0,23	<0,01	0,22	38,54	0,05	0,08	0,02	0,04	0,15
SL-33	32	0,54	0,3	0,01	0,17	38,67	<0,01	0,16	0,02	0,06	0,17
SL-34	33	0,72	0,31	<0,01	0,21	38,42	0,02	0,16	0,02	0,03	0,19
SL-43	42	0,33	0,09	<0,01	0,11	39,18	0,02	0,02	0,01	0,05	0,05

Nota: m. - altura da amostra.

O objetivo principal das análises químicas dos carbonatos foi selecionar amostras adequadas para determinação de razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Halverson *et al.*, (2007) propõem que amostras de carbonatos com teores de Sr maiores que 300 ppm sejam utilizadas para análises isotópicas de estrôncio. Os teores de Rb e Sr, razões geoquímicas Mg/Ca, Rb/Sr, Mn/Sr, Fe/Sr e Ca/Sr, além das razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos carbonatos analisados são mostradas na Tabela 2.

Na Seção SL, os carbonatos apresentam baixas concentrações de Rb entre 0,5 e 10,5 ppm e altas concentrações de Sr entre 971 e 4487 ppm. Na Seção HV, os carbonatos também apresentam baixos teores de Rb entre <0,1 e 11,1 ppm, e altos teores de Sr entre 1685 e 2789 ppm. Estes dados fazem dos carbonatos das SL e HV adequados para análises isotópicas de Sr, com teores de Rb entre 0,5 e 10,6 ppm e teores de Sr entre 971 e 4487 ppm (Fig. 26).

Por outro lado, os carbonatos das seções IN, LV e FN mostram altas concentrações de Rb e baixas concentrações de Sr. A amostra IN-08 apresenta teores de Rb e Sr de 19,4 e 249 ppm, respectivamente. A amostra LV-07 apresenta teores de Rb de 30,1 ppm e teores de Sr de 340 ppm. Por último, o carbonato da amostra FN-12 apresenta altos teores de Rb e Sr de 17,8 e 277, respectivamente. Estes dados fazem dos carbonatos das seções IN, LV e FN inadequados para análises isotópicas de Sr, com altas concentrações de Rb entre 17,8 e 30,1 ppm, e baixas concentrações de Sr entre 249 e 340 ppm (Fig. 26).

Fig. 26 – Diagrama de dispersão dos teores de Rb e Sr nos carbonatos das seções Sete Lagoas (SL), Haras Veredas (HV), Linha Verde (LV), Inhaúma (IN) e Funilândia (FN). No quadro laranja se mostram os carbonatos adequados para análises isotópicas de Sr.

Tabela 2. Teores de Rb e Sr, razões geoquímicas e razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos carbonatos analisados.

Amostra	m.	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Mg/Ca	Rb/Sr	Mn/Sr	Fe/Sr	Ca/Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro (2s)
LV-06	5	30,1	340	0,03	0,088	1,59	28,0	853	0,714395	0,000056
FN-12	31	17,8	277	0,02	0,064	3,63	20,7	1029	n.a	n.a
HV-02	1	1,1	1931	<0,01	0,001	0,12	0,18	204	0,708361	0,000034
HV-05	4	3,9	2788	0,01	0,001	0,03	0,33	134	0,708446	0,000045
HV-11	10	11,1	2137	0,01	0,005	0,04	0,82	174	n.a	n.a
HV-13	12	1,2	2560	0,01	<0,001	0,06	0,22	153	0,708133	0,000035
HV-21	20	0,4	2492	<0,01	<0,001	0,09	0,14	159	0,707875	0,000040
HV-25	24	<0,1	1685	<0,01	<0,001	0,14	0,17	236	0,708408	0,000036
HV-33	32	<0,1	2075	<0,01	<0,001	0,07	0,27	190	0,708522	0,000041
HV-38	37	0,2	2099	<0,01	<0,001	0,07	0,13	189	0,707544	0,000047
HV-40	39	0,2	2199	<0,01	<0,001	0,07	0,13	180	0,707437	0,000004
HV-45	44	0,2	2008	<0,01	<0,001	0,08	0,14	198	0,707568	0,000055
IN-08	7	19,4	249	0,04	0,078	1,24	21,0	1345	0,711125	0,000035
SL-04	3	1,2	2602	0,01	<0,001	0,03	0,11	153	0,707388	0,000056
SL-07	6	10,6	2085	0,01	0,005	0,07	1,04	179	0,707598	0,000040
SL-10	9	6,1	3160	0,01	0,002	0,02	0,33	123	n.a	n.a
SL-11	11	5,4	2756	0,01	0,002	0,03	0,30	141	n.a	n.a
SL-17	16	1,7	2757	<0,01	0,001	0,03	0,10	143	n.a	n.a
SL-19	18	0,5	2639	<0,01	<0,001	0,03	0,11	150	0,707539	0,000062
SL-21	20	1,2	3800	<0,01	<0,001	0,02	0,13	104	n.a	n.a
SL-24	23	0,9	4340	<0,01	<0,001	0,02	0,10	91	0,707499	0,000046
SL-28	27	0,9	971	0,01	0,001	0,16	0,43	408	n.a	n.a
SL-29	28	1,1	2729	<0,01	<0,001	0,03	0,15	146	0,707373	0,000046
SL-30	29	1,5	2327	<0,01	0,001	0,03	0,21	171	n.a	n.a
SL-32	31	6,4	2765	0,01	0,002	0,03	0,53	139	0,707572	0,000053
SL-33	32	10,5	1558	<0,01	0,007	0,05	1,08	248	n.a	n.a
SL-34	33	10,2	2332	0,01	0,004	0,03	0,81	165	0,707514	0,000053
SL-43	42	1,8	4487	<0,01	<0,001	0,02	0,11	87	0,707477	0,000046

Nota: n.a = não analisado.

5.2.2. Elementos de Terras Raras (ETR)

Os teores dos Elementos de Terras Raras (ETR), Escândio (Sc), Ítrio (Y) e Zircônio (Zr), razões Y/Ho e os parâmetros Ce/Ce* e Pr/Pr* dos carbonatos analisados neste estudo são mostrados na Tabela 3. Os diagramas de distribuição dos ETR+Y normalizados em relação ao PAAS (Taylor & McLennan, 1985) são apresentados nas Figuras 27, 28 e 29.

Os carbonatos das seções Linha Verde (LV-06), Funilândia (FN-12) e Inhaúma (IN-08) são enriquecidos em ETR. O diagrama de distribuição mostra uma tendência planar, principalmente nas amostras de Linha Verde e Inhaúma. Quanto à amostra de Funilândia, esta apresenta uma leve anomalia positiva de Eu (Fig. 27). As amostras destas seções apresentam altos teores de Zr, com valores de 37,4, 29,2 e 17,8 ppm para LV, FN e IN; altas concentrações de Th, com teores de 3,1, 2,0 e 1,1 ppm, respectivamente; altos teores de Sc com valores de 4, 3 e 2 ppm para LV, FN e IN; alta concentração de Σ ETR, com teores de 116, 45,8 e 41,2 ppm, e uma baixa razão Y/Ho de 32, 28,6 e 30, respectivamente (Tabela 3). Estes dados sugerem composições geoquímicas não representativas do ambiente deposicional segundo os parâmetros de Frimmel (2009) e Ling *et al.* (2011). Uma possível explicação destes valores é contaminação dos carbonatos pelo material detrítico continental, minerais argilosos, óxidos e sulfetos de Fe e Mn, e até alteração hidrotermal. Os valores Ce/Ce* para estas amostras variam entre 0,91 e 1,07 e os valores Pr/Pr* entre 0,97 e 1,05 (Tabela 3).

Fig. 27 – Distribuição normalizada de ETR em relação ao padrão PAAS obtidos em carbonatos das seções Linha Verde, Funilândia e Inhaúma.

Por outro lado, os carbonatos da Seção Sete Lagoas são empobrecidos em ETR em relação ao PAAS. As amostras analisadas nesta seção apresentam empobrecimento de ETR leves em relação aos ETR médios e pesados. O diagrama de distribuição mostra uma tendência irregular, com anomalias positivas de La, Gd e Y, e algumas amostras com anomalias negativas de Dy (Fig. 28). Estes calcários apresentam teores de Zr entre 1 e 9,2 ppm, baixos teores de Th, entre <0,2 e 0,5 ppm, baixas concentrações de Sc <1 ppm, teores de Σ ETR entre 5,5 e 24,3 ppm, e razões Y/Ho entre 26,7 e 63,3. Com exceção de algumas amostras (SL-07, SL-29, SL-32 e SL-33) que mostram teores de Zr > 4 ppm, Σ ETR > 12 ppm e razões Y/Ho < 36, os carbonatos da Seção Sete Lagoas mostram composições geoquímicas do ambiente deposicional e padrões típicos da água do mar. Os valores Ce/Ce* para estas amostras variam entre 0,92 e 1,85 e os valores Pr/Pr* variam entre 0,78 e 1,04 (Tabela 3).

Fig. 28 – Distribuição normalizada de ETR em relação ao padrão PAAS obtidos em carbonatos da Seção Sete Lagoas.

Também, os carbonatos da Seção Haras Veredas são empobrecidos em relação ao padrão PAAS, e mostram um empobrecimento de ETR leves em relação aos ETR médios e pesados. O diagrama de distribuição mostra uma tendência irregular, com anomalias positivas de La, Gd e Y em algumas amostras e anomalias negativas de Pr nas amostras HV-40 e HV-45 (Fig. 29). Os carbonatos de Haras Veredas apresentam baixos teores de Zr, com valores entre 0,5 e 3,7 ppm, baixos teores de Th, entre <0,2 e 0,5 ppm, teores de Sc <1 ppm, baixas concentrações de Σ ETR, entre 4,6 e 9,2 ppm, e razões Y/Ho entre 32,5 e 55 (Tabela 3). Estes dados, se comparados aos parâmetros de Frimmel (2009) e Ling *et al.* (2011), indicam uma composição representativa do ambiente deposicional, além de padrões típicos da água do mar; exceto a amostra HV-11 que mostra teores mais elevados de Zr e Σ ETR, de 8,5 e 13,8 ppm, respectivamente, o que pode sugerir contaminação do carbonato por material continental. Os valores Ce/Ce* para estas amostras variam entre 0,93 e 6,74 e os valores Pr/Pr* variam entre 0,39 e 1,02 (Tabela 3).

Fig. 29 – Distribuição normalizada de ETR em relação ao padrão PAAS obtidos em carbonatos da Seção Haras Veredas.

Tabela 3. Teores (ppm) dos Elementos de Terras Raras e Zr, razões Y/Ho e parâmetros Ce/Ce* e Pr/Pr* dos carbonatos analisados.

Amostra	m.	Ce	Dy	Er	Eu	Gd	Ho	La	Lu	Nd	Pr	Sc	Sm	Tb	Th	Tm	Y	Yb	ΣET	Zr	Y/Ho	Ce/Ce*	Pr/Pr*
LV-06	5	34,9	2,95	1,47	0,74	3,18	0,59	19,6	0,19	16,7	4,31	4	3,43	0,54	3,1	0,22	18,9	1,22	116	37,4	32	0,91	1,05
FN-12	31	14,1	1,19	0,61	0,33	1,16	0,21	7,5	0,10	6,2	1,65	3	0,99	0,2	2	0,08	6	0,52	45,8	29,2	28,6	0,93	1,04
HV-02	1	1,5	0,13	0,11	0,03	0,17	<0,02	0,8	0,02	0,6	0,14	<1	<0,05	0,03	<0,2	0,02	1	<0,05	5,9	1,2	50	1,33	0,87
HV-05	4	2,2	0,21	0,11	0,1	0,33	0,04	1,6	0,03	1,4	0,31	<1	0,2	0,04	<0,2	<0,01	1,3	0,12	9,2	3,7	32,5	0,93	1,02
HV-11	10	3,9	0,3	0,2	0,05	0,52	0,05	2,0	0,02	2,1	0,49	<1	0,36	0,06	0,5	0,02	2,1	0,1	13,8	8,5	42	0,99	1,0
HV-13	12	1,7	0,18	0,04	0,05	0,34	0,04	0,8	0,02	0,6	0,16	<1	0,1	0,03	<0,2	0,02	1,3	0,07	6,7	1,8	32,5	1,15	0,93
HV-21	20	0,9	0,08	0,07	0,03	0,4	<0,02	1,1	<0,01	0,4	0,09	<1	0,06	0,02	<0,2	<0,01	1,5	0,06	6,0	0,6	75	1,28	0,88
HV-25	24	0,7	0,14	0,07	0,06	0,32	0,03	0,5	0,02	0,3	0,07	<1	<0,05	0,02	<0,2	<0,01	1	0,06	4,6	1,4	33,3	1,24	0,9
HV-33	32	0,8	0,08	0,09	<0,02	0,43	0,04	0,9	0,01	0,4	0,07	<1	0,05	0,03	<0,2	<0,01	1,4	<0,05	5,6	0,5	35	1,89	0,73
HV-38	37	1	0,09	0,11	0,02	0,07	<0,02	0,5	<0,01	0,4	0,1	<1	0,06	<0,01	<0,2	<0,01	1,1	<0,05	4,8	0,7	55	1,16	0,93
HV-40	39	0,8	0,07	0,1	<0,02	0,34	0,04	0,6	<0,01	0,4	0,04	<1	0,11	0,02	<0,2	<0,01	1,4	<0,05	5,2	0,6	35	5,78	0,41
HV-45	44	0,7	<0,05	0,05	<0,02	0,19	0,03	0,8	0,01	0,3	0,03	<1	<0,05	0,01	<0,2	0,02	1,1	0,07	4,6	0,5	36,7	6,74	0,39
IN-08	7	13,4	0,94	0,55	0,25	1,19	0,17	7,9	0,06	5,5	1,41	2	0,92	0,15	1,1	0,07	5,1	0,45	41,2	17,8	30	1,07	0,97
SL-04	3	1,9	0,16	0,1	0,02	0,29	0,03	1,3	0,01	0,8	0,17	<1	0,08	0,03	<0,2	0,01	1,5	<0,05	7,7	1	50	1,52	0,81
SL-07	6	6,9	0,46	0,29	0,2	0,79	0,09	4,8	0,02	3,9	0,83	<1	0,53	0,09	0,5	0,05	3,6	0,21	24,3	9,2	40	1,13	0,93
SL-10	9	3,9	0,27	0,14	0,14	0,54	0,07	2,4	0,03	1,9	0,45	<1	0,34	0,05	<0,2	<0,01	2,3	0,19	13,9	6,1	32,9	1,06	0,97
SL-11	11	3,1	0,3	0,12	0,12	0,46	0,05	2,0	0,02	1,4	0,37	<1	0,36	0,05	<0,2	<0,01	2,1	0,07	11,7	4,7	42	0,92	1,04
SL-17	16	1,6	<0,05	0,06	<0,02	0,26	0,03	1,3	<0,01	0,9	0,18	<1	0,11	0,02	<0,2	<0,01	0,9	0,05	6,7	3,8	30	1,28	0,87
SL-19	18	1,2	0,08	0,06	0,04	0,32	0,02	0,9	0,01	0,3	0,1	<1	<0,05	<0,01	<0,2	<0,01	1,2	<0,05	5,6	1,8	60	1,04	0,95
SL-21	20	1,6	0,13	0,13	0,06	0,29	0,04	1,1	<0,01	0,9	0,16	<1	0,13	0,03	<0,2	0,01	1,6	0,11	7,5	1,7	40	1,63	0,78
SL-24	23	1,8	0,15	0,09	0,04	0,34	0,02	0,9	<0,01	0,8	0,15	<1	0,06	0,03	<0,2	0,02	1	0,1	6,7	2,7	50	1,85	0,74
SL-28	27	1,4	0,06	0,06	0,07	0,4	0,03	1,2	<0,01	0,6	0,12	<1	0,08	0,02	<0,2	<0,01	0,8	<0,05	6,1	0,8	26,7	1,69	0,77
SL-29	28	1,3	<0,05	0,07	0,03	0,28	0,02	0,8	<0,01	0,6	0,12	<1	0,06	0,02	<0,2	0,01	0,9	<0,05	5,5	1,7	45	1,57	0,80
SL-30	29	1,8	0,2	0,08	0,05	0,3	0,04	1,1	<0,01	0,4	0,15	<1	0,09	0,02	<0,2	0,01	1,5	0,08	7,0	1,7	37,5	0,92	0,99
SL-32	31	3,5	0,19	0,18	0,07	0,49	0,05	2,2	0,02	2,3	0,43	<1	0,32	0,05	<0,2	0,03	2,1	0,13	13,3	6,2	42	1,26	0,87
SL-33	32	5,2	0,54	0,28	0,12	0,63	0,11	3,1	0,03	2,6	0,6	<1	0,42	0,08	0,4	0,04	4,4	0,34	19,9	7,6	40	1,09	0,96
SL-34	33	5,2	0,43	0,26	0,13	0,64	0,08	3,3	0,02	2,7	0,61	<1	0,54	0,06	0,3	0,02	3	0,27	18,6	9	37,5	1,09	0,95
SL-43	42	2,3	0,14	0,17	0,06	0,43	0,03	1,9	0,02	1,1	0,21	<1	0,2	0,04	<0,2	0,01	1,9	0,11	9,8	3,2	63,3	1,66	0,78

5.3. Isótopos de C, O e Sr

Os carbonatos analisados neste estudo mostram valores isotópicos de C e O muito diferentes, os quais podem ser visualizados em um diagrama de dispersão $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 30). Estes dados são apresentados nas Tabelas 4 a 8. Além disso, as composições geoquímicas e isotópicas de Sr são mostradas no diagrama de dispersão de razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. teores de Sr (Fig. 31).

Os valores $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ da Seção Inhaúma (Figs. 13 e 30) são todos negativos e variam entre -0,33 e -1,12‰, e -11,1 e -11,91‰ (V-PDB), respectivamente (Tabela 4). A amostra IN-08 mostra uma razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ muito radiogênica de 0,7111 (Figs. 13 e 31), e apresenta uma razão Rb/Sr de 0,078, Mn/Sr de 1,24, Fe/Sr de 21,04 e Ca/Sr de 1345 (Tabela 2).

Os valores $\delta^{13}\text{C}$ da Seção Linha Verde (Figs. 16 e 30) são positivos e mostram flutuações entre 0,09 e 2,74 ‰ e os valores de $\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB) variam entre -10,12 e -11,17‰ (VPDB). Na altura de 8 metros da seção se apresenta um carbonato com um único valor negativo $\delta^{13}\text{C}$ de -6,73 ‰, e um valor $\delta^{18}\text{O}$ de -8,29 ‰ (Tabela 5). Nesta seção, a amostra LV-06 apresenta uma razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ radiogênica de 0,7114 (Figs. 16 e 31). As razões Rb/Sr, Mn/Sr, Fe/Sr e Ca/Sr são de 0,088, 1,59, 28,0 e 853, respectivamente (Tabela 2).

Na Seção SL, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ (Figs. 19 e 30) são bastante homogêneos ao longo da coluna estratigráfica com um leve aumento da base para o topo, entre 8,5 e 10,5‰ (V-PDB), contudo, entre 27 e 36 m da seção ocorrem flutuações em relação aos dados adjacentes, com valores mudando bruscamente entre 8,4 e 10,52 ‰. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ são mais flutuantes e variam entre -6,0 e -8,8‰ ao longo da seção (Tabela 6). As amostras com os maiores teores de Sr foram selecionadas para determinar as suas composições isotópicas. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são pouco radiogênicas e mostram pouca variação, entre 0,7073 e 0,7076 (Figs. 19 e 31). As razões Rb/Sr variam entre <0,001 e 0,007, Mn/Sr entre 0,02 e 0,16, Fe/Sr entre 0,1 e 1,04 e Ca/Sr entre 87,33 e 248,1 (Tabela 2).

Os valores isotópicos de C da Seção HV (Figs. 22 e 30), também são bem positivos, mas estes dados mostram uma maior flutuação e pouca coerência entre os

dados adjacentes, com valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre 8,82 e 12,58 ‰, e $\delta^{18}\text{O}$ entre -6,95 e -9,54‰ (Tabela 7). As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nesta seção são muito radiogênicas e flutuantes, variando entre 0,7080 e 0,7085 na maior parte da seção. Contudo, razões mais homogêneas entre 0,7074 e 0,7075 ocorrem no topo (Figs. 22 e 31). Estas rochas apresentam razões geoquímicas Rb/Sr entre <0,001 e 0,005, Mn/Sr entre 0,03 e 0,09, Fe/Sr entre 0,13 e 0,82 e Ca/Sr entre 139,8 e 234,0 (Tabela 2).

Os valores isotópicos de C da Seção FN (Figs. 25 e 30) são bastante flutuantes, com valores de $\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB) entre -3,52 e 0,94 ‰ e $\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB) oscilando entre -7,93 e -9,46 ‰ (Tabela 8). Nesta seção não foi selecionada nenhuma amostra para análise isotópica de Sr, devido à baixa concentração deste elemento. As altas razões Rb/Sr (0,064), Mn/Sr (3,63), Fe/Sr (20,7) e Ca/Sr (1029,39) sugerem que estes carbonatos não são representativos do ambiente deposicional.

Fig. 30 – Diagrama de dispersão dos valores $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB) de carbonatos das seções estratigráficas neste estudo. SL: Sete Lagoas, HV: Haras Veredas, LV: Linha Verde, IN: Inhaúma, FN: Funilândia.

Fig. 31 – Diagrama de dispersão dos teores de Sr e razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos carbonatos das seções Sete Lagoas (SL), Haras Veredas (HV), Linha Verde (LV) e Inhaúma (IN). No quadro laranja são mostradas as composições isotópicas de Sr representativas do ambiente deposicional.

Tabela 4. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ dos carbonatos da Seção Inhaúma (IN)

Amostra	Metro	Litologia	$\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB) ‰	$\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB) ‰
IN-01	0	Calcário	-0,94	-11,85
IN-02	1	Calcário	-1,01	-11,76
IN-03	2	Calcário	-0,95	-11,91
IN-04	3	Calcário	-1,02	-11,69
IN-05	4	Calcário	-0,33	-11,10
IN-06	5	Dolomito	-1,12	-11,80
IN-07	6	Calcário	-0,93	-11,76
IN-08	7	Calcário	-0,88	-11,54
IN-09	8	Calcário	-0,95	-11,72
IN-10	9	Calcário	-0,95	-11,62
IN-11	10	Calcário	-0,97	-11,74
IN-12	11	Calcário	-1,01	-11,64
IN-13	12	Dolomito	-0,97	-11,67
IN-14	13	Dolomito	-0,90	-11,56
IN-15	14	Calcário	-0,93	-11,61
IN-16	15	Calcário	-0,98	-11,66
IN-17	16	Calcário	-1,10	-11,39
IN-18	17	Calcário	-0,81	-11,10
IN-19	18	Calcário	-0,85	-11,20

Nota: 0 m representa a base da seção; Precisão analítica para: $\delta^{13}\text{C} \pm 0,05\text{‰}$ e $\delta^{18}\text{O} \pm 0,07\text{‰}$.

Tabela 5. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ dos carbonatos da Seção Linha Verde (LV)

Amostra	Metro	Litologia	$\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB) ‰	$\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB) ‰
LV-01	0	Dolomito	1,89	-10,46
LV-02	1	Dolomito	0,09	-10,12
LV-03	2	Dolomito	1,79	-10,43
LV-04	3	Dolomito	2,30	-10,86
LV-06	5	Dolomito	2,74	-11,17
LV-07	6	Dolomito	0,18	-10,56
LV-09	8	Dolomito	-6,73	-8,29
LV-10	9	Dolomito	2,29	-10,93

Nota: 0 m representa a base da seção. Precisão analítica para: $\delta^{13}\text{C} \pm 0,05\text{‰}$ e $\delta^{18}\text{O} \pm 0,07\text{‰}$.

Tabela 6. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ dos carbonatos da Seção Sete Lagoas (SL)

Amostra	Metro	Litologia	$\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB) ‰	$\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB) ‰
SL-01	0	Calcário	8,89	-7,49
SL-02	1	Calcário	8,53	-7,58
SL-03	2	Calcário	8,88	-7,54
SL-04	3	Calcário	8,63	-7,14
SL-05	4	Calcário	8,51	-6,96
SL-06	5	Calcário	9,20	-7,81
SL-07	6	Calcário	9,46	-7,75
SL-08	7	Calcário	9,53	-7,97
SL-09	8	Calcário	9,57	-8,81
SL-10	9	Calcário	9,79	-8,45
SL-11	10	Calcário	9,65	-8,85
SL-12	11	Calcário	9,78	-8,52
SL-13	12	Calcário	9,72	-8,56
SL-14	13	Calcário	9,76	-8,20
SL-15	14	Calcário	9,78	-8,40
SL-16	15	Calcário	10,09	-7,60
SL-17	16	Calcário	10,17	-7,87
SL-18	17	Calcário	10,09	-6,82
SL-19	18	Calcário	10,12	-8,20
SL-20	19	Calcário	10,23	-7,59
SL-21	20	Calcário	10,35	-8,02
SL-22	21	Calcário	10,26	-7,34
SL-23	22	Calcário	10,28	-8,28
SL-24	23	Calcário	10,09	-6,62
SL-25	24	Calcário	9,84	-6,02
SL-26	25	Calcário	9,55	-7,63
SL-27	26	Calcário	9,70	-7,56
SL-28	27	Calcário	8,88	-8,38
SL-29	28	Calcário	10,22	-8,36
SL-30	29	Calcário	9,30	-8,34
SL-31	30	Calcário	10,27	-7,39
SL-32	31	Calcário	9,83	-7,83
SL-33	32	Calcário	8,34	-7,71
SL-34	33	Calcário	9,89	-7,97
SL-35	34	Calcário	10,52	-7,23
SL-36	35	Calcário	9,83	-6,59
SL-37	36	Calcário	9,36	-6,92
SL-38	37	Calcário	10,24	-6,51
SL-39	38	Calcário	10,15	-6,83
SL-40	39	Calcário	10,40	-5,94
SL-41	40	Calcário	10,14	-6,77
SL-42	41	Calcário	10,14	-7,71
SL-43	42	Calcário	10,28	-7,72
SL-45	44	Calcário	10,05	-6,78
SL-46	45	Calcário	10,40	-8,22

Nota: 0 m representa a base da seção. Precisão analítica para: $\delta^{13}\text{C} \pm 0,05\text{‰}$ e $\delta^{18}\text{O} \pm 0,07\text{‰}$.

Tabela 7. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ dos carbonatos da Seção Haras Veredas (HV)

Amostra	Metro	Litologia	$\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB) ‰	$\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB) ‰
HV-01	0	Calcário	10,16	-8,83
HV-02	1	Calcário	9,65	-9,32
HV-03	2	Calcário	11,21	-8,07
HV-04	3	Calcário	11,47	-8,97
HV-05	4	Calcário	11,66	-8,49
HV-06	5	Calcário	11,98	-8,57
HV-07	6	Calcário	10,87	-8,65
HV-08	7	Calcário	11,19	-7,80
HV-09	8	Calcário	12,33	-8,42
HV-10	9	Calcário	11,35	-8,42
HV-11	10	Calcário	12,77	-9,07
HV-12	11	Calcário	11,66	-9,30
HV-13	12	Calcário	11,03	-8,86
HV-14	13	Calcário	10,49	-9,22
HV-15	14	Calcário	10,30	-9,21
HV-16	15	Calcário	9,45	-9,03
HV-17	16	Calcário	10,65	-8,36
HV-18	17	Calcário	10,60	-7,58
HV-19	18	Calcário	10,71	-7,86
HV-20	19	Calcário	9,81	-8,91
HV-21	20	Calcário	9,76	-8,65
HV-22	21	Calcário	9,97	-8,26
HV-23	22	Calcário	9,59	-9,20
HV-24	23	Calcário	9,65	-8,78
HV-25	24	Calcário	10,02	-9,20
HV-26	25	Calcário	10,09	-9,25
HV-27	26	Calcário	10,37	-7,98
HV-28	27	Calcário	9,75	-8,88
HV-29	28	Calcário	9,36	-8,08
HV-30	29	Calcário	9,82	-9,44
HV-31	30	Calcário	10,36	-9,54
HV-32	31	Calcário	10,96	-8,26
HV-33	32	Calcário	8,82	-9,25
HV-34	33	Calcário	9,74	-10,05
HV-35	34	Calcário	10,28	-9,17
HV-36	35	Calcário	10,16	-9,37
HV-37	36	Calcário	11,50	-8,45
HV-38	37	Calcário	11,21	-8,18
HV-39	38	Calcário	10,40	-8,85
HV-40	39	Calcário	11,47	-7,37
HV-41	40	Calcário	11,58	-6,95
HV-42	41	Calcário	10,76	-8,29
HV-43	42	Calcário	11,12	-7,93
HV-44	43	Calcário	10,98	-8,04
HV-45	44	Calcário	10,97	-7,60
HV-46	45	Calcário	11,82	-7,04
HV-47	46	Calcário	11,80	-7,70

Nota: 0 m representa a base da seção. Precisão analítica para: $\delta^{13}\text{C} \pm 0,05\text{‰}$ e $\delta^{18}\text{O} \pm 0,07\text{‰}$.

Tabela 8. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ dos carbonatos da Seção Funilândia (FN)

Amostra	Metro	Litologia	$\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB) ‰	$\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB) ‰
FN-01	0,0	Dolomito	-2,24	-8,61
FN-02	1,0	Dolomito	-0,62	-9,46
FN-02a	1,5	Calcário	0,74	-8,84
FN-03a	2,5	Dolomito	0,94	-9,15
FN-04	3,0	Dolomito	0,55	-9,33
FN-04a	3,5	Dolomito	0,32	-9,00
FN-05	4,0	Dolomito	-0,43	-8,45
FN-05a	4,5	Dolomito	-0,74	-8,95
FN-06	5,0	Dolomito	0,36	-8,88
FN-07	25,0	Calcário	0,08	-8,95
FN-07a	25,5	Calcário	-0,19	-8,68
FN-08	26,0	Calcário	-2,53	-8,04
FN-08a	26,5	Calcário	-3,52	-7,93
FN-09	27,0	Dolomito	-1,91	-8,27
FN-09a	27,5	Dolomito	-0,62	-8,36
FN-10	28,0	Dolomito	-0,54	-8,30
FN-10a	28,5	Dolomito	-0,46	-8,24
FN-11	29,0	Calcário	-0,44	-8,22
FN-11a	29,5	Calcário	-0,34	-8,24
FN-12	30,0	Calcário	-0,19	-8,29
FN-12a	30,5	Calcário	-0,69	-8,50
FN-13	31,0	Calcário	-0,76	-8,28
FN-13a	31,5	Calcário	-0,37	-8,48
FN-14	32,0	Calcário	-0,71	-8,39
FN-14a	32,5	Calcário	-0,40	-8,19
FN-15	33,0	Dolomito	-0,63	-8,27

Nota: 0 m representa a base da seção. Precisão analítica para: $\delta^{13}\text{C} \pm 0,05\text{‰}$ e $\delta^{18}\text{O} \pm 0,07\text{‰}$.

5.4. Geocronologia U-Pb do diamictito Carrancas

As amostras 14-IN-CR e MG-10-04 do diamictito da Formação Carrancas foram coletadas na região de Inhaúma e no Aeroporto de Confins, respectivamente. Ambas as amostras forneceram grãos de zircão que foram datados pelo método radiométrico U-Pb nos equipamentos SHRIMP II (14-IN-CR) e no LA-ICP-MS (MG-10-04) no Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP. As Tabelas 9 e 10 exibem os dados isotópicos U-Pb obtidos em grãos de zircão detrítico destas amostras.

A amostra 14-IN-CR forneceu muitos grãos de zircão detrítico obtidos da matriz arenosa (~200 grãos). Uma análise detalhada sob a lupa binocular permitiu observar características distintas dos grãos de zircão, mostrando variações granulométricas desde tamanho silte até areia grossa (50 – 400 μm). A maior parte dos grãos de zircão são prismáticos, alguns são arredondados e outros se apresentam como fragmentos. Os grãos maiores apresentam coloração marrom e os grãos pequenos são amarelos e translúcidos. As imagens de catodo luminescência mostram grãos prismáticos e alguns poucos grãos de tendência ovoide. A maior parte deste grupo de zircões apresenta zoneamento oscilatório ígneo, e alguns grãos são homogêneos escuros (Fig. 32).

Fig. 32 – Imagens de catodo luminescência de grãos de zircão detrítico obtidos na amostra 14-IN-CR do diamictito da Formação Carrancas.

Vinte grãos de zircão detrítico da amostra 14-IN-CR foram datados e mostram idades U/Pb bastante discordantes. Os pontos se alinham numa discórdia com intercepto superior em 2738 ± 44 Ma e intercepto inferior de 611 ± 58 , evidenciando uma perda grande de Pb no sistema isotópico U-Pb dos zircões (Fig. 33). Apesar da intensa perda de chumbo, três idades U-Pb (Tabela 9) são concordantes nesta amostra, uma idade mesoproterozoica de 1205 ± 16 Ma (Spot 5.1), uma idade paleoproterozoica de 1953 ± 18 Ma (Spot 14.1) e uma idade arqueana de 2736 ± 7 Ma (Spot 16.1). De qualquer forma, é evidente que a principal área fonte deste diamictito tem idade de ca. 2,8 Ga

Fig. 33 – Diagrama Concórdia para a amostra 14-IN-CR do diamictito Carrancas na região de Inhaúma. Elipses de erro são 1 sigma.

Vinte e seis grãos de zircão da amostra MG-10-04 foram datados e as idades U-Pb são altamente discordantes (Tabela 10) e mostram uma intensa perda de chumbo nos grãos de zircão. Os dados também se ajustam sobre uma reta discórdia com intercepto superior em 2806 ± 21 Ma (Fig. 34). O intercepto inferior sugere que a perda de Pb ocorreu há 530 Ma, embora o alto erro dificulte qualquer afirmação.

Em ambas as amostras, os zircões analisados mostram o predomínio de uma área de fonte única, de ca. 2,8 Ga, para estes diamictitos, provavelmente o embasamento do Cráton do São Francisco.

Fig. 34 – Diagrama Concórdia para a amostra MG-10-04 do diamictito Carrancas na região do Aeroporto Confins. Elipses de erro são 1 sigma.

Tabela 9. Dados isotópicos U-Pb SHRIMP em cristais de zircão do diamictito Carrancas (amostra 14-IN-CR).

Razões Isotópicas									Idades (Ma)				
Grão. spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Erro %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	Erro %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ U	±	Disc. %
1.1	451	54	0,12	1,69	0,5216	2,5	0,1506	0,4	1235	25	2194	30	78
2.1	428	268	0,65	0,51	0,6014	3,9	0,1568	0,7	1398	28	2378	15	70
3.1	470	64	0,14	0,89	0,4914	2,3	0,1548	0,4	1338	27	2320	16	73
4.1	565	83	0,15	2,22	0,2602	1,8	0,1037	0,5	693	14	1339	69	93
5.1	253	113	0,46	0,12	0,5476	2,5	0,0813	0,6	1260	25	1205	16	-4
6.1	443	29	0,07	1,87	0,3895	1,6	0,1390	0,4	1058	22	2020	36	91
7.1	323	192	0,62	1,20	0,4839	1,7	0,1587	0,4	1552	30	2336	22	51
8.1	408	38	0,10	1,90	0,5383	1,8	0,1621	0,4	1330	26	2314	30	74
9.1	496	29	0,06	1,19	0,5232	1,3	0,1538	0,5	1293	28	2281	22	76
10.1	568	123	0,22	2,58	0,4757	1,5	0,1608	0,3	1137	23	2238	41	97
11.1	2956	4541	1,59	0,59	0,1453	6,4	0,0630	0,4	371	8	542	31	46
12.1	408	203	0,51	0,86	0,7499	2,0	0,1714	0,3	1684	33	2503	14	49
13.1	247	229	0,96	1,00	0,7991	2,5	0,2050	0,3	1819	35	2804	13	54
14.1	85	43	0,53	0,18	0,9511	2,7	0,1214	0,7	1942	38	1953	18	1
15.1	342	425	1,28	1,97	0,4983	7,6	0,1920	0,4	1819	35	2618	28	44
16.1	247	97	0,41	0,27	1,4026	2,4	0,1917	0,3	2740	49	2736	7	0
17.1	551	61	0,11	6,71	0,3244	4,0	0,1932	0,7	1059	23	2249	109	112
18.1	517	55	0,11	5,69	0,4077	2,9	0,1690	0,4	956	20	2027	104	112
19.1	577	79	0,14	4,72	0,3462	3,6	0,1643	0,6	928	20	2071	84	123
20.1	214	151	0,73	2,40	1,0185	2,1	0,2032	0,4	2142	42	2685	32	25

Nota: Erros são 1-sigma.

Tabela 10. Dados isotópicos U-Pb LA-ICP-MS em cristais de zircão do diamictito Carrancas (amostra MG-10-04).

Grão.spot	Razões Isotópicas				Idades (Ma)				Disc. %
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±	
1.1	0,5658	0,0181	0,2060	0,0012	2891	74	2882	32	0
2.1	0,5804	0,0184	0,2060	0,0013	2951	75	2902	32	-2
3.1	0,2198	0,0077	0,1757	0,0024	1281	41	1790	34	28
4.1	0,3678	0,0118	0,1884	0,0012	2019	55	2387	31	15
5.1	0,5710	0,0180	0,2048	0,0012	2912	73	2869	31	-1
6.1	0,5415	0,0170	0,1936	0,0011	2790	71	2765	31	-1
7.1	0,4540	0,0164	0,1949	0,0015	2413	72	2628	36	8
8.1	0,5501	0,0172	0,2026	0,0012	2825	71	2825	31	0
9.1	0,5523	0,0259	0,2015	0,0021	2835	107	2838	46	0
10.1	0,2890	0,0113	0,2074	0,0039	1637	56	2088	39	22
11.1	0,2214	0,0071	0,2062	0,0025	1289	37	1925	30	33
12.1	0,5544	0,0172	0,1941	0,0011	2843	71	2835	30	0
13.1	0,4079	0,0126	0,1814	0,0012	2205	57	2403	30	8
14.1	0,5993	0,0078	0,2024	0,0028	3027	31	2901	24	-4
15.1	0,6374	0,0109	0,2095	0,0036	3179	43	2975	27	-7
16.1	0,3485	0,0068	0,1800	0,0028	1927	32	2292	30	16
17.1	0,5693	0,0073	0,1971	0,0027	2905	30	2835	24	-2
18.1	0,4727	0,0099	0,1904	0,0027	2495	43	2629	30	5
19.1	0,5693	0,0073	0,1971	0,0027	2905	30	2840	24	-2
20.1	0,5875	0,0089	0,2200	0,0043	2979	36	2890	27	-3
21.1	0,5824	0,0074	0,1969	0,0027	2959	30	2866	23	-3
22.1	0,5718	0,0073	0,1954	0,0027	2915	30	2840	23	-3
23.1	0,5388	0,0216	0,1971	0,0035	2779	90	2802	38	1
24.1	0,5180	0,0124	0,2008	0,0030	2691	53	2774	30	3
25.1	0,4887	0,0078	0,1965	0,0030	2565	34	2684	26	4
26.1	0,5291	0,0075	0,1899	0,0026	2738	31	2733	24	0

Nota: Erros são 1-sigma.

6. DISCUSSÃO

6.1. Alteração pós-deposicional dos carbonatos

Rochas carbonáticas são geralmente susceptíveis às alterações pós-deposicionais, principalmente aquelas de idade pré-cambriana, causando uma modificação no registro isotópico original destas rochas. O reconhecimento de tais processos pós-deposicionais é de fundamental importância para garantir a confiabilidade da aplicação da quimioestratigrafia isotópica (Melezhik *et al.*, 2001).

No caso da Formação Sete Lagoas, as rochas carbonáticas mostram variações litológicas, composicionais e isotópicas representativas, tanto de processos primários na bacia sedimentar quanto de processos de alteração pós-deposicional. Isto permite discriminar entre calcários puros bem preservados e dolomitos impuros intensamente alterados, além de subdividir as seções estratigráficas estudadas em duas sequências. A sequência da base, representada pelos carbonatos das seções Inhaúma (IN), Linha Verde (LV) e Funilândia (FN), e a sequência do topo, representada pelos carbonatos das seções Sete Lagoas (SL) e Haras Veredas (HV).

Começando pela sequência da base, os carbonatos da Seção IN (Fig. 13) se apresentam como calcários de cor cinza claro com laminação plana paralela e laminação truncada de baixo ângulo, com alguns níveis de dolomitos de cor bege e delgadas camadas de argilas e óxidos. Por outro lado, tanto a Seção LV quanto a Seção FN são caracterizadas por carbonatos impuros, dolomitos recristalizados, folhelhos micáceos deformados (metamargas) e finas intercalações de argilas e óxidos, geralmente associados a estruturas tectônicas como dobras locais, veios discordantes de calcita, recristalizações minerais e falhas de empurrão.

Segundo Brand & Veizer (1980) e Banner & Hanson (1990), a interação dos carbonatos com fluidos intersticiais durante a diagênese, dolomitização ou metamorfismo leva a um aumento das razões Rb/Sr, Mn/Sr, Fe/Sr e das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, bem como um decréscimo nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$. Com base nisso, diversos parâmetros de alteração pós-deposicional são apresentados por vários autores (Asmeron *et al.*, 1991; Derry *et al.*, 1992; Kaufman *et al.*, 1993; Kuznetsov *et al.*, 1993; Semikhatov *et al.*, 1997; Jacobsen & Kaufman, 1999; Fölling & Frimmel, 2002;

Frimmel, 2010; Kuznetsov *et al.*, 2013). Em todos os casos, tais parâmetros geoquímicos e os seus valores limite são empíricos.

Na análise dos isótopos de C e O, Frimmel (2010) sugere que os valores de $\delta^{13}\text{C}$ menos alterados são mais prováveis em carbonatos com razões $\text{Mn/Sr} < 2$, $\text{Fe/Sr} < 50$ e valores de $\delta^{18}\text{O} > -10\text{‰}$ na escala V-PDB. Segundo este autor, a composição isotópica do C é menos afetada por alteração pós-deposicional comparada aos isótopos de O, pois os fluidos diagenéticos e metamórficos são tipicamente aquosos e empobrecidos em C.

Uma análise destes parâmetros geoquímicos para os carbonatos da Seção Inhaúma parecem ser válidos e sugerem uma composição isotópica de C representativa do ambiente deposicional, já que a amostra analisada desta seção mostra razões Mn/Sr de 1,24 e Fe/Sr igual a 21, abaixo do limite de alteração (Fig. 35). Tal interpretação é sustentada pela alta coerência entre as composições isotópicas de C e O de amostras adjacentes ao longo da coluna estratigráfica tanto em calcários quanto em níveis dolomíticos, com valores de $\delta^{13}\text{C}$ cerca de $-1,0\text{‰}$ e valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre -11 e -12‰ (Tab. 4, Fig.13). Os dados estratigráficos e petrográficos também apontam para esta interpretação, pelo fato de serem calcários finos bem preservados com estruturas sedimentares primárias, textura laminada e fábrica deposicional original, o que confirma uma composição isotópica representativa do ambiente deposicional.

A análise dos parâmetros geoquímicos para os carbonatos da Seção LV mostra outro comportamento, visto que estas rochas são caracterizadas por dolomitos recristalizados e deformados, geralmente associados a estruturas tectônicas. Uma amostra apresentou razões Mn/Sr e Fe/Sr de 1,6 e 28, respectivamente (Tabela 2), abaixo dos limites de alteração (Fig. 35). Isto não é concordante com as composições isotópicas de C e O (Tab. 5, Fig. 16), visto que mostram valores $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ amplamente oscilantes, além de uma correlação negativa entre eles, o que sugere que estes dados não são representativos da composição isotópica da água do mar. As anomalias geoquímicas e isotópicas dos carbonatos de Linha Verde podem estar relacionadas com processos de dolomitização tectônica (Fig. 36), o que levou a um decréscimo dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, bem como um incremento nas razões Mn/Sr e Fe/Sr conforme já citado.

No caso dos carbonatos da Seção FN, a análise é mais complexa, pois esta apresenta intervalos com grandes flutuações nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ ao longo da coluna estratigráfica (Tab. 8, Fig. 25). Na base e parte intermediária da seção (0 - 27 m) os valores isotópicos de C e O são muito flutuantes e mostram uma correlação negativa entre eles, exibindo valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -4 e 1‰. Estes dados são bastante sugestivos de processos de alteração pós-deposicional e, portanto tendem a ser não representativos da composição isotópica de C no ambiente deposicional. Os dados estratigráficos e petrográficos também apontam para esta interpretação, já que os carbonatos deste intervalo são caracterizados por importantes ocorrências de dolomitos impuros, recristalizações minerais e deformações, geralmente associados a estruturas tectônicas. Isto sugere que as perturbações nas composições isotópicas de C estão relacionadas a processos de dolomitização tectônica (Fig. 36). Tal processo de dolomitização é bastante documentado em sequências carbonáticas localizadas na margem sudeste do CSF, próximo à Faixa Araçuai e, provavelmente, aconteceram durante a exumação e cavalgamento das rochas da faixa sobre o cráton, como mostra a associação entre dolomitos e estruturas tectônicas (Guacaneme *et al.*, 2014, Paula-Santos *et al.*, 2014).

Importante ressaltar que, diferentemente da parte inferior da seção, os carbonatos da parte superior da Seção FN (27 – 35 m) apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$, mais consistentes e próximos a 0‰. Estes dados isotópicos estão relacionados a calcários e mostram alta coerência entre eles, valores de $\delta^{13}\text{C}$ variando entre -0,2 e -0,7‰, e de $\delta^{18}\text{O}$ entre -8,2 e -8,5‰. Estes valores são interpretados como representativos do ambiente deposicional com base na alta coerência, além dos dados estratigráficos e petrográficos que não sugerem alteração pós-deposicional (Fig. 36). Embora apenas uma amostra tenha sido analisada, os parâmetros geoquímicos de Frimmel (2010) apontam para a mesma interpretação, com uma razão Fe/Sr de 20,7 e valores de $\delta^{18}\text{O} > -10$ ‰, confirmando uma assinatura isotópica de C representativa do ambiente deposicional. Por outro lado, a alta razão Mn/Sr (3,63) está acima do limite de alteração, sugerindo que tais parâmetros geoquímicos não devem ser seguidos com extremo rigor (Fig. 35).

Por outro lado, os carbonatos das seções SL e HV são caracterizados por calcários puros com finas intercalações de pelitos e margas. Estes calcários apresentam estruturas sedimentares primárias como laminação plano-paralela e laminação truncada

de baixo ângulo, e algumas estruturas pós-deposicionais como veios discordantes de calcita, nódulos de dolomita e recristalizações minerais. Uma característica interessante das seções SL e HV são os valores muito positivos de $\delta^{13}\text{C}$, os quais oscilam entre 8,4 e 12,6‰, e os valores de $\delta^{18}\text{O}$ flutuam entre -6,0 e -10,05‰ (Figs. 19 e 22).

Fig. 35. Diagramas de dispersão entre valores de $\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB) e razões Mn/Sr e Fe/Sr dos carbonatos analisados. SL: Sete Lagoas, HV: Haras Veredas, LV: Linha Verde, IN: Inhaúma, FN: Funilândia.

Na Seção SL, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ são bastante homogêneos ao longo da coluna estratigráfica com um leve aumento da base para o topo, entre 8,5 e 10,5‰ (V-PDB). Entretanto, entre 27 e 36 m da seção ocorrem flutuações entre os dados adjacentes, com valores mudando bruscamente entre 8,4 e 10,52 ‰. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ variam entre -6,0 e -8,8‰ ao longo da seção (Tab. 6). Estes dados são interpretados como representativos da composição isotópica de C no ambiente deposicional (Fig. 36). Tal interpretação se sustenta na alta coerência destes dados, além dos dados estratigráficos e petrográficos que mostram estruturas sedimentares originais e sem alteração pós-deposicional. Os parâmetros geoquímicos de Frimmel (2010) também sugerem uma assinatura isotópica representativa do ambiente deposicional, pois estes calcários apresentam razões Mn/Sr entre 0,02 e 0,16 e Fe/Sr entre 0,13 e 0,82, muito abaixo dos limites de alteração (Tab. 2, Fig. 35), fazendo dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ representativos da composição isotópica da água do mar na época de deposição.

Os valores isotópicos de C da Seção HV (Tab. 7, Fig. 22) são muito positivos, mas mostram flutuações significativas, com valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre 8,8 e 12,6‰ (V-PDB)

e de $\delta^{18}\text{O}$ entre -7.0 e -9.5‰. Apesar da pouca coerência, estes dados são interpretados como representativos da composição isotópica da água de mar em que foram depositados estes carbonatos (Fig. 36). Isto é baseado nos dados estratigráficos e petrográficos que mostram estruturas sedimentares originais, além de pouca alteração pós-deposicional. Os parâmetros geoquímicos também apontam para esta interpretação, visto que os calcários apresentam razões Mn/Sr entre 0,03 e 0,09 e Fe/Sr entre 0,13 e 0,82, além de valores de $\delta^{18}\text{O} > -10\text{‰}$ (Fig. 35), o que indica uma assinatura isotópica original de C.

Para avaliar a representatividade dos isótopos de Sr, Fölling & Frimmel (2002) propõem que as razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ menos alteradas são mais prováveis de ocorrer em carbonatos que possuem razões Rb/Sr < 0,001, Mn/Sr < 0,5, Fe/Sr < 3 e Ca/Sr < 1000. Para os carbonatos da seção Inhaúma, a amostra IN-08 apresentou alto teor de Rb (19,4 ppm), baixos teores de Sr (250 ppm) e uma razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ muito radiogênica de 0,7111. As razões Rb/Sr (0,078), Mn/Sr (1,24), Fe/Sr (21,04) e Ca/Sr (1345) estão acima dos parâmetros geoquímicos, sugerindo que a composição isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nestes carbonatos não é representativa do ambiente deposicional (Fig. 37). Isto confirma os efeitos da diagênese atuando nos carbonatos e resultando em um aumento das razões Rb/Sr, Mn/Sr e Fe/Sr, bem como as razões isotópicas de Sr, conforme descrito por Brand & Veizer (1980) e Banner & Hanson (1990), mas não um decréscimo nos valores de $\delta^{13}\text{C}$. Uma possível explicação é que os isótopos de C são mais resistentes às alterações pós-deposicionais que os de Sr, visto que os primeiros são constituintes majoritários de minerais carbonáticos ao passo que o Sr ocorre como elemento traço. É provável que durante a diagênese o Sr primário dos carbonatos tenha sido lixiviado e o Sr radiogênico de um fluido intersticial tenha sido incorporado na estrutura química dos carbonatos.

Apenas uma amostra da seção Linha Verde (amostra LV-06) foi analisada e os parâmetros geoquímicos sugerem uma intensa alteração pós-deposicional. Este carbonato apresenta uma razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ muito radiogênica (0,7114), devido aos altos teores de Rb (30 ppm) e baixos teores de Sr (340 ppm). A razão Rb/Sr é elevada (0,088) e a razão Ca/Sr é relativamente baixa (853), demonstrando que a composição isotópica de Sr da Seção LV não é representativa do ambiente deposicional (Fig. 37). Esta interpretação se sustenta nos dados petrográficos e estratigráficos que

claramente evidenciam processos de dolomitização tectônica, causando intensas alterações pós-deposicionais nos carbonatos.

Não foi selecionada nenhuma amostra da seção Funilândia para análise isotópica de Sr devido à baixa concentração deste elemento medido em uma amostra (277 ppm), além do relativo alto teor de Rb (17,8 ppm). As razões Rb/Sr (0,064), Mn/Sr (3,63), Fe/Sr (20,7) e Ca/Sr (1029,4) estão acima daqueles parâmetros geoquímicos propostos por Fölling & Frimmel (2002), sugerindo que as composições isotópicas de Sr destas rochas não seriam representativas do ambiente deposicional (Tabela 2).

Por outro lado, os calcários da sequência de topo da Formação Sete Lagoas (seções SL e HV) foram submetidos a análises geoquímicas e isotópicas mais completas, isto porque após a petrografia estas rochas se mostraram mais propícias para análises isotópicas de Sr, dado o menor conteúdo de sedimentos terrígenos e menor grau de alteração pós-deposicional.

Fig. 36. Diagramas de dispersão de $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB) mostrando as principais assinaturas isotópicas de processos deposicionais e pós-deposicionais nos carbonatos. Dados da Capa Carbonática (Vieira *et al.*, 2007a) são mencionados para comparação. SL: Sete Lagoas, HV: Haras Veredas, LV: Linha Verde, IN: Inhaúma, FN: Funilândia.

Os calcários da Seção SL apresentam razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pouco radiogênicas, entre 0,7073 e 0,7076 (Tab. 2, Fig. 19). Estas rochas também apresentam baixos teores de Rb, entre 0,5 e 10,6 ppm, e altos teores de Sr, entre 971 e 4487 ppm, o que as fazem altamente qualificadas para avaliar a assinatura isotópica do Sr, de acordo com Halverson *et al.*, (2007). Nestas rochas, as razões Rb/Sr variam entre <0,001 e 0,007, Mn/Sr entre 0,02 e 0,16, Fe/Sr entre 0,1 e 1,04 e Ca/Sr entre 87,3 e 248 (Tab. 2, Fig. 37). Com exceção da razão Rb/Sr, os parâmetros geoquímicos de Förling & Frimmel (2002) são válidos e indicam uma composição isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ representativa do ambiente deposicional. A razão Rb/Sr >0,001 sugere que tal parâmetro não é válido para estes calcários, dada a alta consistência entre os valores isotópicos de Sr, além dos dados petrográficos que indicam que estes calcários estão bem preservados. Portanto, sugere-se uma avaliação específica para cada seção estudada em detrimento de valores estabelecidos na literatura. Neste caso, pode ser estabelecida uma razão Rb/Sr <0,005.

O comportamento das razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nos carbonatos da Seção HV é complexo e de difícil interpretação. As razões são muito radiogênicas na maior parte da seção, variando entre 0,7080 e 0,7085, e se mostram pouco radiogênicas no topo, entre 0,7074 e 0,7075 (Fig. 22). Os baixos teores de Rb, entre <0,1 e 11,1 ppm, e altos teores de Sr, entre 1685 e 2789 ppm, indicam que estas rochas são apropriadas para análises isotópicas de Sr. Os calcários apresentam razões Rb/Sr entre <0,001 e 0,005, Mn/Sr entre 0,03 e 0,09, Fe/Sr entre 0,13 e 0,82 e Ca/Sr entre 140 e 236 (Tab. 2, Fig. 37). Se comparados com os parâmetros geoquímicos de Förling & Frimmel (2002), estes dados sugerem que os carbonatos da Seção HV apresentam composições isotópicas de Sr representativas do ambiente deposicional e, como no caso da Seção SL, a razão Rb/Sr <0,005 é proposta como parâmetro geoquímico para avaliar composições isotópicas do estrôncio das seções estudadas neste trabalho.

Fig. 37. Gráficos de dispersão de razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e razões geoquímicas Rb/Sr, Mn/Sr, Fe/Sr e Ca/Sr dos carbonatos analisados. SL: Sete Lagoas, HV: Haras Veredas, LV: Linha Verde, IN: Inhaúma.

No entanto, as variações das razões geoquímicas e isotópicas do Sr dependem não só na medida de alteração pós-deposicional, mas também na composição inicial dos carbonatos (Melezhik *et al.*, 2001). Uma característica interessante das rochas carbonáticas das seções IN, LV e FN é que estas apresentam quantidades significantes de Si e Al, o que indica um aporte considerável de sedimentos detríticos e influencia de água doce nestes carbonatos.

Em Inhaúma, os calcários apresentam teores de Si ao redor de 4% e Al de 1% (Tab. 1, Fig. 38). Isto também é observado na petrografia, com calcários finos que apresentam até 6% de sedimentos detríticos na fração silte, compostos principalmente por grãos de quartzo, micas e argilas, o que confirma um aporte de material continental detrítico para o ambiente marinho. O conteúdo de Mn e Fe também é maior, com teores de 0,03 e 0,52%, respectivamente (Fig. 38). Isto pode indicar maior influência de água doce que seria responsável pelo transporte de material siliciclástico.

Em Linha Verde e Funilândia as concentrações de Si e Al são mais elevadas, com teores de Si de 8,5 e 10,3%, e Al de 1,7 e 1,4%, respectivamente (Tab. 1, Fig. 38). Estes dados concordam com as análises petrográficas visto que são observados carbonatos impuros com até 30% de sedimentos detríticos, compostos principalmente por grãos de quartzo, feldspatos, micas e argilas. Os teores de Mn e Fe também são mais elevados nestas rochas. Os carbonatos da Seção LV apresentam teores de Mn e Fe de 0,05 e 1% e os carbonatos da Seção FN mostram teores de Mn e Fe de 0,1 e 0,6%, respectivamente.

Em Inhaúma e Linha Verde, as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mostram uma correlação significativa com Si e Al (Fig. 38). Isto pode significar que (1) houve mais entrada de água doce no ambiente (talvez descarga fluvial que carrega detritos) que resultaria na alteração diagenética das razões isotópicas de Sr ou (2) micas intercaladas nos carbonatos facilitariam o cisalhamento intraestratal, observado neste afloramento, e que facilitaria a percolação de fluidos durante os processos pós-deposicionais. Adicionalmente, de acordo com Melezhik *et al.* (2009), a presença de partículas siliciclásticas podem também aumentar a porosidade e, conseqüentemente, a permeabilidade, tornando, assim, os carbonatos mais vulneráveis à infiltração por fluidos exteriores. Por esta razão, calcários enriquecidos em minerais alumino-siliciclásticos mostram um grau variável de alteração pós-deposicional acompanhado por um aumento na razão Mg/Ca e Mn/Sr.

Uma possível explicação da diferença mineralógica e geoquímica entre os carbonatos levemente impuros de Inhaúma e os carbonatos impuros de Linha Verde e Funilândia é a variação espacial no ambiente deposicional. Considerando o modelo geotectônico de deposição do Grupo Bambuí proposto por Paula Santos *et al.* (2014), os carbonatos da Seção IN podem ter sido depositados em um ambiente marinho relativamente aberto (leste), enquanto que os carbonatos das seções LV e FN foram depositados próxima à linha de costa (oeste), onde há maior influência de água doce e maior aporte de sedimentos continentais.

Os calcários das seções SL e HV apresentam características consistentes na composição geoquímica de elementos maiores. Os teores de Si (< 0,83%) e Al (< 0,35%) são muito baixos (Tab. 1, Fig. 38). Isto é concordante com os dados petrográficos, já que estes calcários apresentam menos de um 2% de minerais detríticos,

os quais são constituídos por pequenos grãos de quartzo e feldspatos na fração silte e areia fina. Embora as amostras SL-07 e HV-11 apresentem maior conteúdo de Si, com teores de 2,2 e 2,4%, respectivamente, isto pode ser explicado por um leve aumento do conteúdo de argilas e micas muito finas nestes calcários. As concentrações de Mn e Fe também são muito baixas, com teores de Mn <0,02% e Fe <0,22% (Fig. 38), que pode ser reflexo da presença de cimentos de óxidos de ferro e estilólitos identificados na petrografia. Estes dados confirmam uma composição geoquímica representativa do ambiente deposicional para os carbonatos de SL e HV, segundo os parâmetros geoquímicos de Frimmel (2010).

Fig. 38. Diagramas de dispersão entre razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e teores (%) de Si, Al, Mn e Fe dos carbonatos analisados.

6.2. Geoquímica dos Elementos de Terras Raras (ETR)

Recentemente a geoquímica de Elementos de Terras Raras (ETR) tem sido usada para auxiliar na caracterização do ambiente de deposição de rochas carbonáticas (Frimmel, 2009, Zhao *et al.*, 2009, Ling *et al.*, 2011, Zhang *et al.*, 2014). Contudo, tal qual aos isótopos de C, O e Sr, os estudos de ETR em carbonatos neoproterozoicos devem ser seguidos de rigorosos parâmetros geoquímicos para avaliar a representatividade na composição da água do mar, além de identificar processos de alteração destes elementos no ambiente deposicional marinho. Os ETR em rochas carbonáticas podem ser afetados pela interação com fluidos durante processos de diagênese. Mesmo assim, as concentrações destes elementos são muito baixas em fluidos diagenéticos (Sholkovitz *et al.*, 1989), portanto, os efeitos da alteração diagenética de ETR em carbonatos são considerados mínimos e pouco intensos (Banner e Hanson, 1990, Webb *et al.*, 2009).

A principal causa, e provavelmente a contribuição mais significativa, para alterar os padrões de distribuição de ETR típicos da água do mar em rochas carbonáticas, é a presença de minerais detríticos derivados do continente, isto porque os minerais terrígenos, tais como silicatos (zircão), minerais de argila, óxidos de Fe-Mn e sulfetos, comumente apresentam teores de ETR muito mais elevados do que os carbonatos (Frimmel, 2009). Durante a diagênese, parte de ETR em minerais detríticos podem ser liberados e transferidos nas fases carbonáticas secundárias (Ling *et al.*, 2011). Um grande problema relacionado às análises de ETR é analítico. O uso de ácidos fortes durante os procedimentos analíticos de dissolução de amostra podem lixiviar ETR da fração detrítica, que é rica nestes elementos, e fornecer resultados incorretos. A influência de tais processos pode ser monitorada considerando as concentrações e correlações dos teores de Al, Zr e Th além do total de ETR (Σ ETR) nos carbonatos analisados (Webb e Kamber, 2000; Nothdurft *et al.*, 2004). Para verificar quais composições de ETR são representativas da água do mar são utilizados os parâmetros geoquímicos: Al < 0,35%, Fe < 0,45%, Zr < 4 ppm, Th < 0,5 ppm, Sc < 2 ppm, Σ REE < 12 ppm e razão Y/Ho > 36, propostos por Frimmel (2009) e Ling *et al.* (2011).

Uma ampla correlação positiva em um diagrama de distribuição dos teores de Σ REE vs. Zr, Th e Al sugere influência da mineralogia detrítica na análise de ETR das amostras. Esta relação é bem exemplificada pelas amostras das seções IN, LV e FN que

mostram uma correlação muito positiva entre ΣETR vs. Zr, Th e Al (Tab. 3, Fig. 39). Os carbonatos destas seções apresentam altos teores de Zr (>17 ppm), altos teores de Th (>1 ppm), alta concentração de ΣETR (>40 ppm), altos teores de Al ($>0,9\%$) e uma baixa razão Y/Ho (<32). Estes dados sugerem que os carbonatos de IN, LV e FN são claramente contaminados por componentes detríticos de origem continental e, portanto, as composições de ETR são consideradas não representativas da água marinha no ambiente deposicional. Note-se, entretanto, que as amostras das seções SL e HV possuem concentrações de ETR muito baixas, mesmo assim, produziram uma leve correlação positiva entre os teores de ΣETR vs. Zr e Al, sugerindo alguma influência da mineralogia detrítica nos carbonatos analisados (Fig. 39).

Na seção SL, a maior parte dos carbonatos apresentam teores de Zr <4 ppm, Th $\leq 0,5$ ppm, Al $<0,35\%$ e baixos teores de ΣETR entre 5 e 10 ppm. Estes dados se comparados aos parâmetros geoquímicos de Frimmel (2009) e Ling *et al.* (2011) sugerem uma composição de ETR representativa da água do mar (Fig. 39). Entretanto, seis das quinze amostras de calcário analisadas nesta seção apresentam teores de Zr entre 4 e 10 ppm, e teores de ΣETR entre 12 e 25 ppm (amostras SL-07, SL-10, SL-11, SL-32, SL-33 e SL-34, Tab. 3). Estas amostras podem conter detritos siliciclásticos e as suas composições de ETR são interpretadas como não representativas do ambiente deposicional. Estas amostras não foram utilizadas para reconstruções paleoambientais.

Nos carbonatos da Seção HV, os teores de Zr, Th e Al além da ΣETR são baixos (Fig. 39). Estes calcários apresentam concentrações de Zr <4 ppm, Th $\leq 0,5$ ppm, Al $\leq 0,35\%$ e $\Sigma\text{ETR} <10$ ppm (Tab. 3). Estes dados são concordantes aos parâmetros de Frimmel (2009) e Ling *et al.* (2011) e indicam uma composição representativa da água do mar. A exceção é a amostra HV-11 que mostra teores mais elevados de Zr e ΣETR , de 8,5 e 14 ppm, respectivamente, o que sugere contaminação por material detrítico continental ou minerais argilosos e, por conseguinte, a composição de ETR nesta amostra não é considerada como representativa da água marinha.

Fig. 39. Diagramas de distribuição dos teores de ΣETR vs. teores de Zr, Th, Al dos carbonatos analisados. SL: Sete Lagoas, HV: Haras Veredas, LV: Linha Verde, IN: Inhaúma, FN: Funilândia.

Razões Y/Ho também são indicativas do ambiente deposicional e, de acordo com a literatura, razões Y/Ho entre 60 e 90 são típicas da água do mar (Lawrence *et al.*, 2006), enquanto as razões para águas fluviais estão mais próximas dos valores crustais (cerca de 26-30; Kamber *et al.*, 2005) e menores que dos valores marinhos (Frimmel, 2009). Para os carbonatos neoproterozoicos razões Y/Ho > 36 são consideradas como representativas da água do mar (Ling *et al.*, 2011).

Na Seção SL as razões Y/Ho variam entre 26 e 64, e na Seção HV as razões Y/Ho variam entre 32 e 75 (Tab. 3). A maior parte destes dados está dentro do intervalo típico para a água do mar, e são semelhantes às razões Y/Ho apresentadas na literatura para carbonatos neoproterozoicos (Frimmel, 2009, Zhao *et al.*, 2009, Ling *et al.*, 2011, Kuchenbecker, 2011, Paula-Santos, 2012). No entanto, algumas amostras apresentam razões abaixo do parâmetro $Y/Ho > 36$ o que sugere uma influência significativa de água doce no ambiente de sedimentação, mesmo em carbonatos com baixos teores de ΣETR , Zr, Th e Al. Uma possível explicação deste comportamento nas razões Y/Ho na água do mar é ampla dependência ao grau de salinidade (Lawrence *et al.*, 2006). Isto pode indicar que tais parâmetros não são totalmente confiáveis para avaliar a composição de ETR na água do mar no ambiente deposicional, e que podem estar sujeitos a outros fatores ambientais.

Para avaliar o estado de oxigenação da água do mar no ambiente deposicional dos carbonatos das seções SL e HV, são utilizados os parâmetros Ce/Ce^* e Pr/Pr^* de acordo com Ling *et al.* (2011). Este último parâmetro é usado para garantir a validade do parâmetro Ce/Ce^* , e são consideradas somente amostras com valores de Pr/Pr^* entre 0,95 e 1,05. Com base nisso, só duas amostras da Seção SL e uma amostra da Seção HV passaram pela rigorosa triagem geoquímica. As amostras SL-19 e SL 30 mostram valores de Ce/Ce^* de 1,04 e 0,92, e valores Pr/Pr^* de 0,95 e 0,99, respectivamente; enquanto que a amostra HV-05 mostra valores de Ce/Ce^* de 0,93 e Pr/Pr^* de 1,02 (Tabela 3). Os valores de Ce/Ce^* são altos e pouco concordantes se comparados aos valores Ce/Ce^* publicados para a Formação Sete Lagoas (entre 0,53 e 0,56), interpretados como representativos dos oceanos atuais, e associados a um possível evento de oxidação durante a deposição dos carbonatos da Formação Sete Lagoas (Paula-Santos, 2012). Os valores Ce/Ce^* (ao redor de 1) aqui apresentados indicam o contrário, e sugerem condições anóxicas no ambiente marinho (Ling *et al.*, 2011). Isto, em conjunto com a falta de anomalias negativas de Ce na maior parte dos carbonatos, sugere que a água do mar neste ambiente mostra uma evolução redox bastante complexa e um número maior de amostras representativas é necessário para determinar as características paleoambientais destas rochas.

Os diagramas de distribuição de ETR normalizados em relação ao padrão PAAS (*Post-Archean Australian Shale*) de Taylor & McLennan (1985) também podem ser

usados como potenciais indicadores paleoambientais nas bacias marinhas neoproterozoicas (Frimmel, 2009). Em geral, o empobrecimento de ETR leves, anomalia positiva de La, moderada anomalia positiva de Gd, anomalia negativa de Ce, e pronunciada anomalia positiva de Y em diagramas de distribuição normalizados ao padrão PAAS são características tipicamente atribuídas a uma origem da água do mar (Zhang & Nozaki, 1996). Em contraste, a água doce (rios) é caracterizada por apresentar padrões de distribuição com tendência planar e apenas um ligeiro empobrecimento de ETR leves sem anomalias de elementos distintos (Goldstein & Jacobsen, 1988; Lawrence *et al.*, 2006; García *et al.*, 2007). Os padrões de distribuição de ETR obtidos nas amostras das seções IN, LV e FN, além de alguns carbonatos das seções SL e HV mencionados acima não estão em conformidade com os padrões típicos da água do mar. Os carbonatos das seções IN, LV e FN são enriquecidos em ETR em relação ao padrão PAAS e mostram uma distribuição de tendência planar, sugerindo uma forte influência de água doce nestes carbonatos (Fig. 40). Isto é concordante com os parâmetros geoquímicos de Fölling (2009) e Ling *et al.*, (2011) que confirmam contaminação por sedimentos detríticos associados a fluxos de água fluvial no ambiente marinho proximal.

Fig. 40. Distribuição normalizada de ETR em relação ao padrão PAAS de amostras de carbonatos considerados não representativos da composição de ETR da água do mar no ambiente deposicional.

Quanto aos carbonatos das seções SL e HV que são considerados como não representativos do ambiente deposicional, estes mostram uma tendência quase planar e

são menos empobrecidos em ETR em relação ao PAAS (Fig. 40). Algumas destas amostras apresentam anomalias de Eu, Gd, Dy, Y, Tm e Yb, mas não apresentam empobrecimento em ETR leves em relação aos ETR médios e pesados. Isto associado aos parâmetros geoquímicos já citados confirma uma ligeira contaminação de sedimentos detríticos e influência de água doce nestes carbonatos e, por conseguinte, não são usados para reconstruções paleoambientais da água do mar (Fig. 40).

Por outro lado, os carbonatos das seções SL e HV que são considerados representativos da composição de ETR no ambiente deposicional são empobrecidos em relação ao PAAS. O diagrama de distribuição destes carbonatos mostra uma tendência não homogênea, empobrecimento de ETR leves em relação aos ETR médios e pesados e apresentam anomalias positivas de La, Gd e Y (Figuras 41 e 42). Isto é concordante com os parâmetros geoquímicos de Frimmel (2009) e Ling *et al.*, (2011) que confirmam uma composição de ETR representativa da água do mar. Algumas amostras apresentam anomalias negativas de Tb (amostra SL-19), anomalias negativas de Dy (amostras SL-28 e SL-29) e fortes anomalias negativas de Pr (amostras HV-40 e HV-45). Em todos os casos, tais anomalias são de caráter desconhecido e não reportados em nenhum dos trabalhos aqui citados.

Fig. 41. Distribuição normalizada de ETR em relação ao padrão PAAS de amostras de carbonatos da Seção SL considerados representativos da composição de ETR da água do mar no ambiente deposicional.

Fig. 42. Distribuição normalizada de ETR em relação ao padrão PAAS de amostras de carbonatos da Seção HV considerados representativos da composição de ETR da água do mar no ambiente deposicional.

A anomalia de Gd, no entanto, não parece ser única para a água do mar. Este elemento foi descrito também em águas fluviais modernas na Austrália (Lawrence *et al.*, 2006). Por conseguinte, as anomalias positivas de Gd que estão presentes em quase todas as amostras analisadas, não são consideradas diagnósticas de um ambiente de deposição específico.

Uma das primeiras conclusões deste estudo é que os carbonatos das seções IN, LV e FN ilustram amplas diferenças de ETR relacionados a ambientes marinhos distais e ambientes marinhos na proximidade a paleolinhas de costa (proximal). Na Seção LV, os carbonatos apresentam maiores teores de Si, Al, Zr e Y, e mostram uma distribuição de ETR muito enriquecida em relação ao padrão PAAS (Figuras 39 e 40). Isto é concordante com a petrografia destas rochas que mostra até 30% de minerais detríticos, o que confirma alta contaminação por sedimentos de origem continental. Portanto, é muito provável que estes carbonatos tenham sido depositados num ambiente marinho proximal, com influência continental.

Os carbonatos da seção FN apresentam teores de ETR menos elevados, e teores de Zr, Th e Al moderadamente altos, além do diagrama de distribuição de ETR menos enriquecido em relação ao padrão PAAS (Figuras 39 e 40). Isto, junto com a petrografia que mostra entre 10 e 20% de minerais detríticos nestes carbonatos, reflete uma entrada

moderada de partículas continentais na bacia, e sugere um ambiente deposicional mais distante da linha de costa, mas ainda com certa influência de água doce.

Já os carbonatos da Seção IN, os teores de ETR, além de Zr, Th e Al são mais baixos, e o padrão de distribuição de ETR normalizados ao PAAS é mais empobrecido se comparados às seções LV e FN. Isto é concordante com a petrografia que mostra calcários finos bem preservados com até 6% de minerais detríticos, compostos principalmente por lâminas de argilas. Estes dados indicam uma entrada detrítica continental menor que em FN e LV, o que sugere um ambiente deposicional mais distal.

Com base no exposto, é possível idealizar reconstruções paleogeográficas da linha de costa na bacia marinha dos carbonatos da sequência basal da Formação Sete Lagoas. Os dados de ETR das seções LV, FN e IN sugerem que provavelmente a paleolinha de costa estivesse a leste da área de estudo, já que os carbonatos da seção LV apresentam características de um ambiente proximal, enquanto os carbonatos de FN e IN apresentam características de um ambiente mais distal (Fig. 43). Este cenário hipotético do ambiente deposicional dos carbonatos basais da Formação Sete Lagoas pode ter ocorrido numa plataforma epicontinental, com influência de água doce e aporte de sedimentos detríticos derivados do orógeno Araçuai edificado ao leste, e sedimentos detríticos do Cráton São Francisco, como alto estrutural na parte sul da bacia.

De particular importância é a observação de que a composição isotópica C dos carbonatos da Seção IN e dos carbonatos da parte superior da Seção FN são representativos do ambiente deposicional, com valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -1 e 0‰. Enquanto que os carbonatos da Seção LV e da parte basal da Seção FN mostram excursões de $\delta^{13}\text{C}$ muito flutuantes entre -6 e 2‰ (VPDB). O modelo anterior pode explicar esta discrepância entre os perfis isotópicos de C através da seção proximal (LV) e seções distais (FN e IN) onde a presença de partículas siliciclásticas aumenta a porosidade e permeabilidade, tornando aos carbonatos mais vulneráveis à infiltração por fluidos diagenéticos e metamórficos. Além disso, em ambientes proximais há maior contribuição de água doce. Segundo Melezhik *et al.*, (2009) os calcários enriquecidos em minerais alumino-siliciclásticos mostram um grau variável de alteração pós-deposicional acompanhado por um aumento de Mg e Mn. Por conseguinte, deve-se ter muita cautela ao usar perfis isotópicos de C de sucessões carbonáticas de ambientes proximais para correlação quimioestratigráfica.

Fig. 43. Esquema hipotético da paleolinha de costa do ambiente marinho dos carbonatos da sequência basal da Formação Sete Lagoas, situada a leste na área de estudo.

6.3. Correlação quimioestratigráfica

A quimioestratigrafia isotópica de C em carbonatos marinhos tem sido uma das ferramentas mais importantes nos estudos do registro sedimentar do Neoproterozoico, especialmente na ausência de fósseis reconhecíveis ou de idades radiométricas confiáveis (Kaufman, 1998). Considerando que os valores de $\delta^{13}\text{C}$ em carbonatos sejam primários e registram a composição isotópica do carbono inorgânico dissolvido nos oceanos (considerado homogêneo na escala geológica) é possível usar variações temporais de $\delta^{13}\text{C}$ como proxies da água do mar e realizar correlações entre sucessões carbonáticas depositadas numa mesma bacia marinha. Este trabalho utiliza em conjunto dados sedimentológicos e isotópicos para fazer o posicionamento estratigráfico das seções carbonáticas, a partir da correlação com outras sucessões da bacia (Santos *et al.*, 2000, 2004; Vieira *et al.*, 2007b, Kuchenbecker, 2011, Paula-Santos, 2012).

A análise dos resultados obtidos nas seções estratigráficas estudadas mostra diferenças litológicas, geoquímicas e isotópicas entre os carbonatos das seções IN, LV e FN, e os carbonatos das seções SL e HV. As seções IN, LV e FN são constituídas por calcários e dolomitos impuros com baixas concentrações de matéria orgânica, alta proporção de sedimentos siliciclásticos (principalmente nas seções LV e FN), maiores teores de Rb e menores teores de Sr se comparados aos calcários das seções SL e HV. Estes carbonatos também apresentam estruturas sedimentares de águas rasas, como laminação rítmica com intercalações de pelitos e areias calcárias recobertas por argila, além de laminações irregulares truncadas, possivelmente associadas a um ambiente de maré. Estas características sedimentológicas são tipicamente atribuídas ao Membro Pedro Leopoldo descrito nos trabalhos de Schöll (1976), Ribeiro *et al.* (2003) e Paula-Santos (2012), que corresponde à base da Formação Sete Lagoas. Isto é concordante com a localização geográfica das seções IN, LV e FN, as quais se encontram nas regiões mapeadas como tal membro (Ribeiro *et al.*, 2003 – Fig. 5). Além disso, estes carbonatos se assemelham muito aos carbonatos descritos por Vieira *et al.* (2007a) para a sequência basal da Formação Sete Lagoas, particularmente com as associações das fácies carbonáticas AF3 e AF4, esta última associada a um ambiente marinho raso dominado por correntes de maré, a qual ocorre a leste da cidade de Sete Lagoas, especificamente na Pedreira Paraíso. A associação de fácies AF3 é caracterizada por depósitos de um ambiente marinho dominado por tempestades, com carbonatos impuros sem matéria orgânica e que apresentam até 10% de terrígenos.

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ dos carbonatos da seção IN e da parte superior da Seção FN são pouco negativos e se encontram em uma faixa entre -1 e 0‰ (V-PDB). A Seção IN apresenta valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -0.33 e -1.12 ‰, e a porção do topo da Seção FN apresenta valores -0.19 e -0.76 ‰ (V-PDB). Estes valores de $\delta^{13}\text{C}$ são claramente correlacionáveis entre eles e com aqueles obtidos por Vieira *et al.* (2007b) para a porção superior da primeira sequência, acima da capa carbonática com incursão negativa de C, observada nas seções Lontra (LO), Samba (SA), Paraíso (PA), Tatiana (TA) e Cauê (CE) daquele trabalho, e com os carbonatos da Seção VS descrita por Paula-Santos (2012) na região de Vespasiano (Fig. 44). Além disso, as curvas de $\delta^{13}\text{C}$ obtidas nas seções IN e FN também apresentam semelhança com segmentos do Grupo Bambuí abaixo do salto isotópico descrito por Santos *et al.*, (2004) em Alvorada (GO) e parte intermediária da seção Mina da Bocaina (MG), com os carbonatos descritos por

Kuchenbecker (2011) na região de Arcos e, tentativamente, com os carbonatos de Januária descritos por Warren *et al.*, (2014) (Fig. 45). Baseado nestas correlações quimioestratigráficas, conclui-se que as rochas das seções IN e FN pertencem à primeira sequência deposicional da Formação Sete Lagoas, posicionadas abaixo do salto isotópico de C e acima da base desta unidade, representada pelos carbonatos de capa com valores bastante negativos de $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 36). Este intervalo mostra um estágio no qual o CSF esteve banhado por águas marinhas rasas, com baixa bioprodutividade fotossintética, marcada pelos valores de $\delta^{13}\text{C}$ próximos a 0‰, e influência de sedimentação continental, que na área de estudo apresenta decréscimo de E para W (Paula-Santos, 2012).

Por outro lado, os carbonatos das seções SL e HV são representados, principalmente, por calcários puros de cor cinza escuro, ricos em matéria orgânica, com baixos teores de Rb e altos teores de Sr. Estes calcários apresentam estruturas sedimentares primárias como laminação plano-paralela e laminação truncada de baixo ângulo subordinada, indicativas de um ambiente marinho mais profundo e menos afetado pela influência de correntes de maré ou tempestades. Estas características sedimentológicas são bastante semelhantes às apresentadas na sequência superior da Formação Sete Lagoas, denominada de Membro Lagoa Santa (Schöll, 1976; Ribeiro *et al.*, 2003). De fato, as seções SL e HV localizam-se onde predominam os afloramentos do membro homônimo (Fig. 5).

Os carbonatos das seções SL e HV também se assemelham aos carbonatos das associações de fácies AF5 e AF6 do trabalho de Vieira *et al.* (2007a). Estas associações incluem pelitos depositados sobre o limite de sequências, dentro da Formação Sete Lagoas após o afogamento da bacia, seguido pelo início da deposição de calcários negros. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ dos carbonatos destas seções mostram valores positivos entre 8 e 12‰ (Fig. 36). Estes dados também podem ser comparados com os valores de $\delta^{13}\text{C}$ das seções estudadas por Vieira *et al.*, (2007b) e podem ser correlacionados ao topo da seção Canaã (CA), da Polícia Rodoviária (PR), grande parte da seção Mata Grande (MG) e ao topo da seção da Pedreira Cauê (CE), todas estas acima do salto isotópico característico da Formação Sete Lagoas. Também são correlacionáveis com as seções Pedra do Bau (BAU), Parque da Gruta da Lapinha (PGL) e Bairro da Lapinha (BL) do trabalho de Paula-Santos (2012) na região de Lagoa Santa (Fig. 46).

Os valores isotópicos de C das seções SL e HV também são correlacionáveis ao topo das seções Serra de São Domingos, Jequitaiá, Mina da Bocaina, Alvorada, Serra do Cabral, Ataca Cachorro e Sete Lagoas (Fig. 47) segundo os dados isotópicos obtidos por Santos *et al.*, (2004). Estas características sedimentológicas e isotópicas permitem posicionar as seções SL e HV na segunda sequência da Formação Sete Lagoas, acima do salto isotópico (Fig. 36). Neste segundo estágio evolutivo do ambiente marinho da Formação Sete Lagoas, houve uma segunda transgressão marinha com águas mais profundas e com menor energia (Vieira *et al.*, 2007b, Paula-Santos 2012).

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ bastante positivos são comuns em toda bacia e representam processos bioquímicos de ampla distribuição no ambiente marinho, ainda que os valores absolutos sejam um pouco distintos. Tal característica isotópica pode ser explicada por diversos processos tais como altas taxas de soterramento de matéria orgânica (Knoll *et al.*, 1986), alta bioprodutividade fotossintética, altas taxas de evaporação (Frimmel, 2010), metanogênese relacionada à fermentação, redução direta do CO_2 (Whithicar *et al.*, 1986), redução de sulfatos acompanhada de geração de sulfetos sob condições anaeróbicas (Claypool & Kaplan, 1974; Pierre, 1989), mediante a produção e distribuição do carbonato autigênico (Schrag *et al.*, 2013). Os isótopos de C também estão sujeitos a variações temporais devido ao seu baixo tempo de residência nos oceanos ao redor de 433 anos (Frimmel, 2010). É bastante provável que o registro isotópico da Formação Sete Lagoas seja resultado de mais de um processo que podem ter reflexos em escala local ou regional. Como já apontado por Santos *et al.*, (2000), existem ocorrências de gás natural e de sulfetos que sugerem importância dos processos de metanogênese e de redução de sulfatos, mas em escala local. Em escala regional, os mesmos autores propõem que os altos valores isotópicos de C são decorrentes principalmente da fixação de ^{12}C por processos fotossintéticos e com menor contribuição de uma estagnação da bacia, visto que esta excursão positiva é característica de outras seções carbonáticas neoproterozoicas espalhadas pelo planeta.

Fig. 44 – Correlação quimioestratigráfica entre as seções Inhaúma e Funilândia deste trabalho com a seção Vespasiano de Paula-Santos (2012) e seções Tatiana, Cauê, Paraíso, Lontra e Samba de Vieira *et al.* (2007b).

Fig. 45 – Correlação quimioestratigráfica entre as seções Inhaúma e Funilândia deste trabalho com as seções Alvorada e Mina da Bocaina de Santos *et al.* (2004), seção Arcos de Kuchenbecker (2011) e seção Januária de Warren *et al.* (2014).

Fig. 46 – Correlação quimioestratigráfica entre as seções Sete Lagoas e Haras Veredas deste trabalho e as seções Pedra do Baú, Parque da Gruta da Lapinha, Bairro da Lapinha de Paula-Santos (2012); e seções Polícia Rodoviária, Canaã, Cauê, e Mata Grande de Vieira *et al.* (2007b).

Fig. 47 – Correlação quimioestratigráfica entre as seções Sete Lagoas e Haras Veredas deste trabalho e as seções Ataca Cachorro, Sete Lagoas, Mina da Bocaina, Jequitai, Serra do Cabral, Serra de São Domingos e Alvorada de Santos *et al.* (2007).

6.4. Implicações Geotectônicas e Paleoambientais

O registro sedimentar do Grupo Bambuí e da Formação Carrancas na parte sul da Bacia do São Francisco mostra-se bastante preservado e aparentemente completo, o que permite idealizar interpretações do ambiente sedimentar destas unidades. Os depósitos clásticos da Formação Carrancas afloram em pontos muito locais nesta região e se apresentam estratigráficamente abaixo dos calcários da Formação Sete Lagoas. Estes depósitos são representados por diamictitos não laminados e siltitos laminados, cujo contato litológico com os carbonatos não é observado em campo (Fig. 9). A análise de fácies do diamictito mostra um paraconglomerado oligomítico, mal selecionado, com clastos angulosos de granitoides, quartzo e feldspato. Estes clastos são produto da fragmentação das rochas graníticas do embasamento e que são incorporados no diamictito sem sofrer muito transporte. Estas características sugerem um ambiente deposicional continental de alta energia, talvez, relacionado a fluxos de água, gelo ou fluxos gravitacionais. Em geral, estas fácies são atribuídas a depósitos glaciais (tilitos), os quais são uma mistura caótica de cascalho e material argiloso (sem estruturas) que atua como matriz, além da pobre seleção e alta angulosidade dos clastos. Não há evidências de que o diamictito Carrancas na região de Inhaúma seja de origem glacial.

Os grãos de zircão detrítico recuperados da matriz de duas amostras do diamictito Carrancas mostram idades U/Pb bastante discordantes (Tab. 9 e 10, Figs. 33 e 34). Nas duas amostras os pontos se alinham numa discórdia com intercepto superior em 2800 Ma (2738 ± 44 Ma e 2806 ± 21 Ma) e intercepto inferior em cerca de 600 Ma, evidenciando o predomínio de grãos de uma fonte arqueana que sofreu uma intensa perda de chumbo. Alguns poucos dados concordantes mostram fontes de idade mesoproterozoica de 1205 ± 16 Ma e paleoproterozoica de 1953 ± 18 Ma e arqueana de 2736 ± 7 Ma. As idades mais antigas representam fontes do embasamento do Craton São Francisco, o qual é representado por granitoides que afloram na região de Sete Lagoas, com idades U/Pb de 2769 ± 14 Ma (Babinski *et al.*, 2013), e outras rochas regionais (Noce *et al.*, 2005, Lana *et al.*, 2013).

A fonte mesoproterozoica de ca. 1200 Ma, a qual representa a idade máxima de deposição do diamictito Carrancas na região de Inhaúma, ainda não foi encontrada na área de estudo. Contudo, recentemente, Chaves *et al.* (2013) dataram zircões retirados da matriz de uma rocha vulcanoclástica da Serra do Espinhaço Meridional e estes

mostraram três intervalos de idades: arqueanas (2,9 – 2,7 Ga), paleoproterozoicas (2,2 – 1,8 Ga) e grenvilleanas (1,20 – 1,16 Ga). Isto sugere que a fonte do zircão encontrado no diamictito Carrancas seja proveniente do Supergrupo Espinhaço. Idades de ca. 1,2 Ga determinadas em rochas deste mesmo supergrupo também foram reportadas por [Chemale et al. \(2013\)](#).

A análise dos dados geocronológicos e estratigráficos apresentados para o Grupo Bambuí é mais complexa visto que idades do período Criogeniano e do Ediacarano têm sido obtidas por diferentes métodos em rochas da base desta unidade. A idade isocrônica Pb-Pb de 740 ± 22 Ma determinada na capa carbonática da Formação Sete Lagoas sugere que esta foi depositada durante o Criogeniano ([Babinski et al., 2007](#)), colocando-a como pós-Sturtiana no contexto das glaciações globais. [Rodrigues \(2008\)](#) obteve idades U-Pb de 610 Ma em zircões detríticos de folhelhos do segundo megaciclo proposto por [Vieira et al., \(2007a,b\)](#). Esta idade foi reinterpretada como pós-Marinoana por [Caxito et al., \(2012\)](#) e [Kuchenbecker \(2011\)](#) o que implica que o Grupo Bambuí teria sido depositado no Ediacarano, durante os primeiros estágios de formação do Orógeno Araçuai – West Congo. Estes dados sugerem a hipótese de um hiato deposicional de cerca de 130 m.a. entre as duas sequências. Entretanto, idades U-Pb de 537 ± 4 Ma e 506 ± 6 Ma foram reportadas por [Paula-Santos et al., \(2014\)](#), e obtidas em zircões detríticos de níveis pelíticos e margas intercaladas na primeira e segunda sequências, respectivamente, apoiadas pela idade U-Pb concórdia de cerca de 590 Ma e de uma população expressiva de zircões de 557 Ma. Segundo estes autores, estes dados refutam a possibilidade de uma discordância na base da Formação Sete Lagoas com um hiato deposicional de aproximadamente 200 m.a. e, se tal hiato existe, está posicionado entre a capa carbonática basal, com valores de $\delta^{13}\text{C}$ de cerca de -4.5‰, e os carbonatos que preservam valores mais elevados de $\delta^{13}\text{C}$, em torno de 0‰. No entanto, estes autores não reportam nenhuma superfície de discordância erosiva reconhecida em campo.

O recente descobrimento do fóssil guia *Cloudina* sp. na região de Januária confirma a idade ediacarana da Formação Sete Lagoas ([Warren et al., 2014](#)). Estes autores propõem uma idade entre 550 e 542 Ma para os carbonatos da base do Grupo Bambuí e, de acordo com a posição paleogeográfica de sucessões carbonáticas com fósseis *Cloudina* no Brasil, Antártica, Namíbia, Argentina e Uruguai, sugerem um

cenário de conectividade oceânica entre as bacias intracratônicas contemporâneas no final do Neoproterozoico. [Warren et al. \(2014\)](#) obtiveram dados isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ entre 0,06 ‰ e 0,67 ‰ nos carbonatos fossilíferos, posicionando a *Cloudina* na porção intermediária da Formação Sete Lagoas. Isto reforça uma configuração tectônica da bacia sedimentar no final do período Ediacarano - início do Cambriano sobre a qual esta unidade foi depositada.

Outras implicações importantes das idades obtidas por [Paula-Santos et al. \(2014\)](#) dizem respeito ao quadro tectônico do Cráton do São Francisco durante a deposição do Grupo Bambuí. A idade máxima de deposição em torno de 560 Ma sugere que a maior parte da Formação Sete Lagoas foi depositada após o fechamento do Oceano Adamastor. Naquela época, tanto a Faixa Brasília (oeste) como a Faixa Araçuaí (leste) estariam edificadas às margens do Craton São Francisco. Isto sugere que as unidades carbonáticas basais do Grupo Bambuí provavelmente foram depositadas em um mar restrito, limitado pelas faixas marginais que cercam o CSF no final do período Ediacarano e início do Cambriano. Este cenário tectônico é consistente com os dados geocronológicos que apontam para as supersuítas pós-colisionais G4 e G5 do Orógeno Araçuaí ([Pedrosa-Soares et al., 2011](#)) como fontes representativas para a Formação Sete Lagoas. Desta forma, [Paula-Santos et al. \(2014\)](#) propõem que o Grupo Bambuí foi depositado em uma bacia tipo *foreland*, na qual um mar epicontinental restrito submergiu o CSF quando as faixas móveis que hoje o circundam estavam completamente edificadas. Seções sísmicas também sugerem que o Grupo Bambuí foi depositado em uma bacia de antepaís (*foreland*), com subsidência flexural induzida principalmente pela carga litosférica exercida pela Faixa Brasília ([Zalán & Romero, 2007](#); [Martins-Neto, 2009](#); [Alkmim & Martins-Neto, 2012](#)). Entretanto, as observações de [Vieira et al. \(2007a, b\)](#) e [Paula Santos \(2012\)](#) endossam a questão de que a Faixa Araçuaí também pode ter exercido influência semelhante na deposição da cobertura cratônica. Os dados de elementos maiores e ETR dos carbonatos aqui apresentados convergem para a mesma interpretação. As seções LV e FN, localizadas na parte leste da área de estudo mostram uma tendência planar em diagramas de distribuição de ETR normalizados ao PAAS e razões Y/Ho mais baixas indicativas de influência de água doce conforme proposto por [Kuchenbecker \(2011\)](#). Estes dados sugerem que provavelmente a paleolinha de costa estivesse na parte sudeste da bacia (ESE), onde os carbonatos das seções LV e FN apresentam características de um ambiente proximal,

enquanto que os carbonatos das seções IN, SL e HV mostram características de ambientes mais distais (Fig. 48). Este cenário hipotético do ambiente deposicional da sequência da base da Formação Sete Lagoas é concordante com o proposto por Paula-Santos (2012) que sugere uma fonte proximal a E da área de estudo com uma forte influência de água doce de E para W, e aporte de sedimentos detríticos derivados do orógeno Araçuai-West Congo edificado a leste. Os dados aqui apresentados também indicam um aporte de sedimentos detríticos derivados do Cráton São Francisco que atuava como alto estrutural na parte sul da bacia.

Fig. 48 – Modelo deposicional esquemático do ambiente marinho da Formação Sete Lagoas no final do Ediacarano (560 Ma) mostrando diferentes estágios de sedimentação e localizações das seções estratigráficas: SL - Sete Lagoas, HV - Haras Veredas, LV - Linha Verde, IN - Inhaúma e FN - Funilândia. Fluxos de descarga de água: DF - Descarga Fluvial, DS - Descarga Submarinha. Modificado de Paula-Santos (2012).

Um melhor esquema deste cenário geotectônico pode ser visualizado na Figura 48, onde as seções estratigráficas aqui apresentadas são distribuídas em dois possíveis estágios evolutivos de deposição da Formação Sete Lagoas. O estágio 1 que mostra a distribuição dos carbonatos das seções LV, FN e IN (sequência basal) num mar epicontinental raso com forte influência de água doce, representada pela descarga fluvial (DF) e, alternativamente, uma descarga submarina de água subterrânea (DS). O estágio 2 mostra uma possível distribuição dos carbonatos das seções SL e HV (sequência do topo) num mar relativamente mais profundo, com pouca influência de descarga fluvial e submarina. Tal modelo é apresentado para uma idade de 560 Ma com base nos dados geocronológicos de Paula-Santos *et al.* (2014) que indicam que estas rochas foram depositadas no final do período Ediacarano.

Finalmente, uma análise das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ melhor preservadas dos calcários da segunda sequência da Formação Sete Lagoas também mostra aspectos locais importantes no ambiente sedimentar marinho desta unidade. Razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,7074 e 0,7078 têm sido reportadas para a Formação Sete Lagoas (Misi & Veizer, 1998, Kaufman *et al.*, 2003, Misi *et al.*, 2007, Alvarenga *et al.*, 2007, Babinski *et al.*, 2007, Kuchenbecker, 2011, Paula-Santos *et al.*, 2014). Esta pequena variação das razões isotópicas de Sr é interpretada como decorrente de uma rápida deposição do Grupo Bambuí (Misi *et al.*, 2007; Caxito *et al.*, 2012). Entretanto, as razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aqui apresentadas oscilam entre 0,7073 e 0,7085, com uma variação muito maior que as razões comumente reportadas para a Formação Sete Lagoas.

Contudo, a Seção SL localizada mais para o interior da bacia mostra razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pouco radiogênicas e muito homogêneas entre 0,7074 e 0,7076 associadas com altos teores de Sr, entre 970 e 4487 ppm, enquanto a seção HV posicionada mais para a borda da bacia apresenta maior variação das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, que oscilam entre 0,7074 e 0,7085, com teores de Sr entre 1685 e 2789 ppm. Esta grande diferença entre as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ observadas nas duas seções pode ser decorrente de fatores locais, resultado da interação da água do mar com água doce oriunda do continente, o que sugere que os carbonatos da Seção HV foram depositados numa bacia marinha com maior influência de ambiente proximal. Já os carbonatos da seção mais distal (Seção SL) estariam menos afetados pela influência de água doce e, portanto, apresentam maior homogeneidade na composição isotópica de Sr. Isto novamente concorda com o

quadro tectônico do CSF no final do Ediacarano proposto por [Paula-Santos et al. \(2014\)](#) com o Orógeno Araçuaí já edificado ao leste da bacia marinha, o que sugere que os carbonatos da Formação Sete Lagoas podem ter sido depositados em um mar epicontinental restrito e sua composição isotópica não foi homogeneizada com os oceanos globais contemporâneos. Esta situação coloca em dúvida o posicionamento temporal do Grupo Bambuí a partir da estratigrafia isotópica de Sr, de forma que correlações regionais e até globais podem ser inadequadas.

A hipótese de restrição do ambiente marinho quebra uma premissa importante para a aplicação da estratigrafia isotópica como ferramenta de correlação global do Grupo Bambuí com outras sucessões carbonáticas contemporâneas. Mesmo assim, as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ neste estudo são tentativamente comparadas com as curvas de evolução da composição isotópica de Sr da água do mar durante o Neoproterozoico e Cambriano, propostas na literatura ([Melezhik et al., 2001](#), [Halverson et al., 2010](#), [Kuznetsov et al., 2013](#)). Os resultados obtidos não são totalmente discordantes, mostrando que as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aqui obtidas, entre 0,7074 e 0,7085 estão dentro do intervalo das razões isotópicas de Sr reportadas para o período Ediacarano entre 635 e 540 Ma, sugerindo a possibilidade de uma conectividade intermitente entre os oceanos durante este intervalo de tempo ([Fig. 49](#)). No entanto, a hipótese de que o mar epicontinental que banhou o CSF era restrito durante no final do Ediacarano é mais razoável, como sugerido pela análise geotectônica. Provavelmente nesse tempo havia pouca troca de águas entre o mar de Bambuí e os oceanos contemporâneos, o que impossibilitou a total homogeneização isotópica entre estes. Algo que pode ser indagado com maior profundidade são os fatores ambientais que controlam os processos de troca da água do mar com oceanos externos, visto que o papel de homogeneização é desempenhado pela circulação termohalina dos oceanos, e o comportamento desta pode ser, completamente distinta em ambientes restritos.

Fig. 49 – Correlação das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas neste estudo (intervalo delimitado pelas linhas pontilhadas) com curvas de evolução de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ na água do mar durante o Neoproterozoico. Modificado de Melezhik *et al.*, (2001), Halverson *et al.*, (2010) e Kuznetsov *et al.*, (2013).

7. CONCLUSÕES

Cinco seções estratigráficas de carbonatos da Formação Sete Lagoas (Inhaúma, Linha Verde, Funilândia, Sete Lagoas e Haras Veredas) e diamictitos da Formação Carrancas foram descritas entre os municípios de Paraopeba e Vespasiano, estado de Minas Gerais, na porção sul da Bacia do São Francisco. Os carbonatos da Formação Sete Lagoas foram submetidos a análises petrográficas, geoquímicas (elementos maiores, traços e ETR) e isotópicas (C, O e Sr), e zircões detríticos recuperados de duas amostras do diamictito da Formação Carrancas foram datados pelo método U-Pb.

As seções IN, LV e FN são constituídas por carbonatos impuros de cor cinza clara e dolomititos de cor bege, pobres em matéria orgânica, com altas concentrações de sedimentos detríticos e depositados num ambiente marinho raso com influência de correntes de maré. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtidos na Seção IN são coerentes e pouco flutuantes ao redor de $-1,0\text{‰}$, associados a calcários bem preservados e são considerados como valores primários. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ da Seção LV mostram grandes flutuações entre $-6,73$ e $2,74\text{‰}$, e por estarem associados a dolomititos impuros e deformados, sugere-se que tenham sido alterados por processos pós-deposicionais. Os valores $\delta^{13}\text{C}$ da Seção FN oscilam bastante na base e parte intermediária da seção, entre -4 e 1‰ , e estão relacionados à dolomititos, sugerindo influência de alteração pós-deposicional. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ do topo da Seção FN são homogêneos e próximos a 0‰ , e estão vinculados a calcários pouco alterados, sugerindo ser representativos do ambiente deposicional. Em geral, os carbonatos destas seções apresentam baixos teores de Sr, resultando em razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ muito radiogênicas entre $0,7111$ e $0,7114$. Mesmo assim, os dados estratigráficos, petrográficos e isotópicos confiáveis permitem posicionar estas três seções na primeira sequência deposicional da Formação Sete Lagoas, acima da capa carbonática criogeniana. As anomalias isotópicas dos carbonatos das seções LV e FN podem estar relacionadas com processos de dolomitização tectônica. Tal processo ocorreu em uma escala regional na área de influência tectônica da Faixa Araçuaí, na fronteira oriental do Cráton do São Francisco. A dolomitização e alteração do registro isotópico provavelmente aconteceram durante a exumação e cavalgamento do cinturão orogênico Araçuaí sobre o cráton, como mostra a associação entre dolomititos e estruturas tectônicas.

As seções SL e HV são compostas por carbonatos puros de cor cinza escuro a preto, ricos em matéria orgânica, com baixos teores de sedimentos detríticos e depositados num ambiente relativamente profundo, com pouca influência de ondas e correntes de maré. Os dados isotópicos de C da Seção SL são bastante positivos, com valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre 8,5 e 10,5 ‰. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nesta seção são pouco radiogênicas e mostram pouca variação entre 0,7073 e 0,7076. Os valores $\delta^{13}\text{C}$ da Seção HV, também são muito positivos, mas mostram uma maior flutuação, com valores de $\delta^{13}\text{C}$ oscilando entre 8,8 e 12,6‰. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nesta seção são muito radiogênicas e flutuantes, variando entre 0,7080 e 0,7085 na maior parte da seção e razões mais homogêneas, entre 0,7074 e 0,7075, no topo. Estes dados são interpretados como representativos da composição isotópica no ambiente deposicional, sustentado pelos dados estratigráficos e petrográficos que mostram estruturas sedimentares primárias, textura laminada e fábrica deposicional original, além de pouca alteração pós-deposicional. O conjunto destes dados permite posicionar estas duas seções na segunda sequência deposicional da Formação Sete Lagoas, acima do salto isotópico de C característico desta unidade. Os altos valores de $\delta^{13}\text{C}$ podem representar alta bioprodutividade com altas taxas de soterramento de matéria orgânica no ambiente marinho, assim como alta produtividade de carbonato autigênico.

A deposição dos carbonatos ocorreu numa bacia de tipo *foreland*, num mar epicontinental restrito com conexões intermitentes com os oceanos contemporâneos, dificultando a homogeneização isotópica do Sr, como demonstrado pela grande variação nas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas nas seções SL e HV da Formação Sete Lagoas. Este cenário é reforçado pela configuração tectônica do Cráton São Francisco limitado pelas faixas orogênicas Brasília (W) e Araçuaí (E) no final do período Ediacarano. Portanto, uma correlação global por meio de isótopos de Sr não é confiável neste caso.

As idades U-Pb obtidas em grãos de zircão detrítico dos diamictitos da Formação Carrancas, na região de Inhaúma e do Aeroporto Confins, mostram-se bastante discordantes e indicam o Cráton do São Francisco como principal fonte dos sedimentos detríticos representados por idades de ca. 2800. Um único grão datado em ca. 1,2 Ga estabelece a idade máxima de deposição para estes diamictitos. A área fonte pode ser o Supergrupo Espinhaço, já que zircões desta idade foram obtidos em rochas vulcanoclásticas desta unidade.

REFERÊNCIAS

- Alkmim, F.F. & Marshak, S., 1998. Transamazonian Orogeny in the southern São Francisco Craton region in Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, 90:29-58.
- Alkmim, F.F., Chemale Jr., F., Endo, I., 1996. A deformação das coberturas proterozoicas do Craton do São Francisco e o seu significado tectônico. *Revista da Escola de Minas*, 49:22-38.
- Alkmim, F.F. & Martins-Neto, M.A., 2001. A bacia intracratônica do São Francisco: Arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In: Pinto, C.P., Martins-Neto, M. (Eds.). *A Bacia do São Francisco geologia e recursos naturais*. SBG, Belo Horizonte, pp. 9–30.
- Alkmin, F.F. & Martins-Neto, M.A., 2012. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 33:127-139.
- Almeida, F.F.M., 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7:349–364.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., 1976. The Upper Precambrian of South America. *Boletim do Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo*, 7: 45-80
- Asmerom, Y., Jacobsen, S., Knoll, A.H., Butterfield, N.J., Swett, K., 1991. Strontium isotope variations of Neoproterozoic seawater: implications for crustal evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 2883-2894.
- Azmy, K., Kaufman, A.J., Misi, A., Oliveira, T.F., 2006. Isotope stratigraphy of the Lapa Formation, São Francisco Basin, Brazil: implications for Late Neoproterozoic glacial events in South America. *Precambrian Research*, 149:231–248.
- Azmy, K., Kendall, B., Creaser, R.A., Heaman, L., Oliveira, T.F., 2008. Global correlation of the Vazante Group, São Francisco Basin, Brazil: Re–Os and U–Pb radiometric age constraints. *Precambrian Research*, 164:160–172.
- Babinski, M., Van Schmus, W.R. Chemale, F., 1999. Pb–Pb dating and Pb isotope geochemistry of Neoproterozoic carbonate rocks from the São Francisco basin, Brazil: implications for the mobility of Pb isotopes during tectonism and metamorphism. *Chemical Geology*, 160:175–199.
- Babinski, M., Trindade, R.I.F., Alvarenga, C.J.S., Boggiani, P.C., Liu, D., Santos, R.V., Brito Neves, B.B., 2006. Chronology of Neoproterozoic ice ages in central Brazil. In: *South American Symposium on Isotope Geology*, 6, Punta del Este, Uruguay.
- Babinski, M., Vieira, L.C., Trindade, R.I.F., 2007. Direct dating of Sete Lagoas cap carbonate (Bambuí Group, Brazil) and implications for the Neoproterozoic glacial events. *Terra Nova*, 19:401-406.

Babinski, M., Pedrosa-Soares, A.C., Trindade, R.I.F., Martins, M., Noce, C.M., Liu, D., 2012. Neoproterozoic glacial deposits from the Araçuaí orogen, Brazil: Age, provenance and correlations with the São Francisco craton and West Congo belt. *Gondwana Research*, 21:451-465.

Babinski, M., Paula-Santos, G.M., Freitas, B.T., Kuchenbecker, M., Pedrosa-Soares, A.C., 2013. Geocronologia U-Pb do embasamento do Grupo Bambuí na região de Sete Lagoas, MG: Implicação para a proveniência sedimentar da Bacia do São Francisco. In: *Simpósio de Geologia do Sudeste, Juiz de Fora, MG. Abstracts, CD-ROM*.

Banner, J.L. & Hanson, G.N., 1990. Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with application to carbonate diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 3123–3137.

Bau, M. & Dulski, P., 1996. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman Iron-Formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research*, 79:37-55.

Bau, M., Koschinsky, A., Dulski, P., Hein, J.R., 1996. Comparison of the partitioning behaviours of yttrium, rare earth elements, and titanium between hydrogenetic marine ferromanganese crusts and seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60:1709-1725.

Boggs, S. 1992. *Petrology of Sedimentary Rocks*. McMillan Publish Company, New York, 707 p.

Bolhar, R., Van Kranendonk, M.J., 2007. A non-marine depositional setting for the northern Fortescue Group, Pilbara Craton, inferred from trace element geochemistry of stromatolitic carbonates. *Precambrian Research* 155, 229–250.

Buick, R., Des Marais, D.J., Knoll, A.H., 1995. Stable isotope compositions from the Mesoproterozoic Bangemall Group, northwestern Australia. *Chemical Geology*, 123:153-171.

Buchwaldt, R., Toulkeridis, T., Babinski, M., Santos, R., Noce, C.M., Martins-Neto, M.A., Hercos, C.M. 1999. Age determination and age-related provenance analysis of the Proterozoic glaciation event in central-eastern Brazil. In: *South American Symposium on Isotope Geology*, 2, Cordoba, Argentina, *Actas*, p. 387-390.

Castro, P.T.A. & Dardenne, M.A., 2000. The sedimentology, stratigraphy and tectonic context of the São Francisco Supergroup at the southwestern domain of the São Francisco craton, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 439-441.

Caxito, F.A., Halverson, G.P., Uhlein, A., Svensson, R., Dias, T.G., Uhlein, G.J., 2012. Marinoan glaciation in east Central Brazil. *Precambrian Research*, 200-203:38-58.

Chaves, M.L.S.C., Silva, M.C.R., Scholz, R., Babinski, M., 2013. Grenvillian age magmatism in the Southern Espinhaço Range (Minas Gerais): evidence from U-Pb zircon ages. *Brazilian Journal of Geology*, 43(3): 477-486.

Chemale, F., Alkmim, F.F., Endo, I., 1993. Late Proterozoic tectonism in the interior of the São Francisco craton. In: Findlay, R.H., et al. (Eds.), *Gondwana Eight- Assembly, Evolution and Dispersal*. Balkema, pp. 29–42.

Chemale Jr. F., Dussin I.A., Alkmim F.F., Martins M.S., Queiroga G., Armstrong, R. & Santos, M.N. 2012. Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: the case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. *Gondwana Research*, 22:200-206.

Cherniak, D.J. & Watson, E.B., 2000. Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology*, 172: 5-24.

Coelho, J.C.C., Martins-Neto, M.A., Marinho, M., 2008. Estilos estruturais e evolução tectônica da porção mineira da bacia proterozoica do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 38:149-165.

Costa, M.T. & Branco, J.R., 1961. Roteiro para a excursão Belo Horizonte-Brasília. In *Congresso Brasileiro de Geologia 14*, UFMG, Inst. Pesq. Radioat., Publ. 15, 25p., Belo Horizonte.

Dardenne, M.A., 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 30, Recife, Anais, SBG, v. 2, p. 597-610.

Dardenne, M.A., 2000. The Brasília fold belt. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, pp. 231- 263.

Derry, L.A., Kaufman, A.J., Jacobsen, S.B., 1992. Sedimentary cycling and environmental changes in the Late Proterozoic: Evidence from stable and radiogenic isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56:1317-1329.

Derry, L.A., 2010. A burial diagenesis origin for the Ediacaran Shuram-Wonoka carbon isotope anomaly. *Earth and Planetary Science Letters*, 294:152-162.

Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham W.E (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks*. Amer. Assoc. Petrol. Geol, Tulsa, p. 108-121.

Eyles, N. & Januszcak, N., 2004. ‘Zipper-rift’: a tectonic model for Neoproterozoic glaciations during the breakup of Rodinia after 750 Ma. *Earth-Science Reviews*, 65:1-73.

Faure, G. & Mensing, T.M. 2005. *Isotopes: Principles and Applications*. 3rd edition, New Jersey, John Wiley & Sons, 897 p.

Fölling, P.G. & Frimmel, H.E., 2002. Chemostratigraphic correlation of carbonate successions in the Gariep and Saldania Belts, Namibia and South Africa. *Basin Research*, 14:69-88.

- Folk, R. (1974). *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, Texas: Hemphill. 182 p.
- Frimmel, H.E., Tack, L., Basei, M.S., Nutman, A.P., 2006. Provenance and chemostratigraphy of the Neoproterozoic West Congolian Group in the Democratic Republic of Congo. *Journal of African Earth Sciences*, 46:221–239.
- Frimmel, H.E., 2009. Trace element distribution in Neoproterozoic carbonates as palaeoenvironmental indicator. *Chemical Geology*, 258:338–353.
- Frimmel, H.E., 2010. On the reliability of stable carbon isotopes for Neoproterozoic chemostratigraphic correlation. *Precambrian Research*, 182(4):239–253.
- García, M.G., Lecomte, K.L., Pasquini, A.I., Formica, S.M., Depetris, P.J., 2007. Sources of dissolved REE in mountainous streams draining granitic rocks, Sierras Pampeanas (Córdoba, Argentina). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71, 5355–5368.
- Goldstein, S.J. & Jacobsen, S.B., 1988. Rare-earth elements in river waters. *Earth and Planetary Science Letters* 89, 35–47.
- Grabau, A. W., 1913. *Principles of stratigraphy*. New York e Dover: v. 2, p. 582–1185 (Re-impression 1960).
- Guacaneme, C., Babinski, M., Paula-Santos, G.M, Kuchenbecker, M., Pedrosa-Soares, A.C., 2014. Carbon and oxygen isotope stratigraphy of a section of the Sete Lagoas Formation (Bambuí Group) in southern São Francisco Craton, Brazil. In *South American Symposium on Isotope Geology*, 9, São Paulo, Brazil. Program & Abstracts, p. 200.
- Halverson, G.P., Hoffman, P.F., Schrag, D.P., Maloof, A.C., Rice, A.H., 2005. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. *GSA Bulletin*, 117: 1181–1207.
- Halverson, G.P., Dudás, F.O., Maloof, A.C., 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.
- Halverson, G.P., Wade, B.P., Hurtgen, M.T., Barovich, K.M., 2010. Neoproterozoic chemostratigraphy. *Precambrian Research*, 182:337–350.
- Harley, S.L. & Kelly, N.M., 2007. Zircon tiny but timely. *Elements*, Vol. 3, pp. 13 –18.
- Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P., Schrag, D.P. 1998. A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science*, 281: 1342–1346.
- Hoffman, P.F. & Schrag, D.P., 2002. The Snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change. *Terra Nova*, 14:129–155.
- Houghton, R.A., 2005. The contemporary carbon cycle. In: Schlesinger, W.H. (Ed.), *Biogeochemistry. Treatise on Geochemistry*, vol. 8. Elsevier–Pergamon, Oxford, p. 473–513.

Iglesias, M. & Uhlein, A., 2009. Estratigrafia do Grupo Bambuí e coberturas fanerozoicas no vale do rio São Francisco, norte de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, 39 (2):256-266.

Isotta, C.A.L., Rocha-Campos, A.C., Yoshida, R., 1969. Striated pavement of the Upper Precambrian glaciation in Brazil. *Nature*, 222:466–468.

Iyer, S.S., Babinski, M., Krouse, H.L., Chemale, F., 1995. Highly ^{13}C enriched carbonate and organic matter in the Neoproterozoic sediments of the Bambuí Group, Brazil. *Precambrian Research*, 73: 271-282.

Jacobsen, S.B. & Kaufman, A.J., 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, 161:37-57.

Jones, C.E. & Jenkyns, H.C., 2001. Seawater strontium isotopes, oceanic anoxic events, and seafloor hydrothermal activity in the Jurassic and Cretaceous. *American Journal of Science*, 301:112-149.

Kamber, B.S., Greig, A., Collerson, K.D., 2005. A new estimate for the composition of weathered young upper continental crust from alluvial sediments, Queensland, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69:1041-1058.

Kaufman, A.J., Hayes, J.M., Knoll, A.H., Germs, G.J.B., 1991. Isotopic composition of carbonates and organic carbon from upper Proterozoic successions in Namibia: stratigraphic variation and the effects of diagenesis and metamorphism. *Precambrian Research*, 49: 301-327.

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 Planetary Science Letters*, 120:409-430.

Kaufman, A.J. & Knoll, A.H., 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Research*, 73:27-49.

Kaufman, A.J., Knoll, A.H., Narbonne, G.M., 1997. Isotopes, ice ages, and terminal Proterozoic Earth history. *National Academy Sciences Proceedings*, 94:600-605.

Kennedy, M.J., 1996. Stratigraphy, sedimentology, and isotope geochemistry of Australian Neoproterozoic postglacial cap dolostones: deglaciation, $\delta^{13}\text{C}$ excursions, and carbonate precipitation. *Journal of Sedimentology Research*, 66:1050-1064.

Kirschvink, J.L., 1992. Late Proterozoic low latitude glaciations: the snowball Earth. In: Schopf J.W. & Klein C, (eds.) *The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study*. Cambridge, Cambridge University Press, p. 51-52.

Knoll, A.H. & Walter, M.R., 1992. Latest Proterozoic stratigraphy and Earth history, *Nature*, 356:673-678.

Kuchenbecker, M., 2011. Químioestratigrafia e proveniência sedimentar da porção basal do Grupo Bambuí em Arcos (MG). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 91p.

Kuznetsov, A.B., Gorokhov, I.M., Semikhatov, M.A., Melnikov, N.N. and Kozlov, V.I., 1997. Strontium isotopic composition from the Inzer Formation limestones, the Upper Riphean type section in southern Urals. *Trans. Russian Acad. Sci., Earth Sci. Sections*, 353, 319-324.

Kuznetsov, A.B., Ovchinnikova, G.V., Gorokhov, I.M., Letnikova, E.F., Kaurova, O.K., Konstantinova, G.V., 2013. Age constraints on the Neoproterozoic Baikal Group from combined Sr isotopes and Pb-Pb dating of carbonates from the Baikal type section, southeastern Siberia. *Journal of Asian Earth Sciences* 62, 51–66.

Lana, C., Alkmim, F.F., Armstrong, R., Scholz, R., Romano, R., Nalini Jr., H.A., 2013. The ancestry and magmatic evolution of Archean TTG rocks of the Quadrilátero Ferrífero province, southeast Brazil. *Precambrian Research*, 231:157-173.

Lawrence, M.G., Greig, A., Collerson, K.D., Kamber, B.S., 2006. Rare earth element and yttrium variability in South East Queensland waterways. *Aquatic Geochemistry*, 12:39-72.

Ling, H.-F., Chen, X., Li, D., Wang, D., Shields-Zhou, G.A., Zhu, M., 2011. Cerium anomaly variations in Ediacaran–earliest Cambrian carbonates from the Yangtze Gorges area, South China: Implications for oxygenation of coeval shallow seawater. *Precambrian Research*, 10:10-16.

Magalhães, P.M., 1989. Análise estrutural das rochas do Grupo Bambuí, na porção sudoeste da Bacia do São Francisco. Dissertação de Mestrado, UFOP, Ouro Preto, 100 p.

Marshak, S. & Alkmim, F.F., 1989. Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil. *Tectonics*, 8(3):555-571.

Martins-Neto, M.A. & Alkmim, F.F., 2001. Estratigrafia e evolução tectônica das bacias neoproterozoicas do paleocontinente São Francisco e suas margens: registro da quebra de Rodínia e colagem de Gondwana. In: Pinto C.P., Martins-Neto M.A. (Eds.), *Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais*, SBG/MG, pp. 9–30.

Martins-Neto, M.A., Pedrosa-Soares, A.C., Lima, S.A.A., 2001. Tectono-sedimentary evolution of sedimentary basin from Late Paleoproterozoic to Late Neoproterozoic in the São Francisco craton and Araçuaí fold belt, eastern Brazil. *Sedimentary Geology*, 142:343-370.

Martins-Neto, M.A. 2009. Sequence stratigraphic framework of Proterozoic successions in eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 26:163-176.

Melezhik, V.A., Gorokhov, I.M., Kuznetsov, A.B., Fallick, A.E., 2001. Chemostratigraphy of Neoproterozoic carbonates: implications for “blind dating”. *Terra Nova*, 13: 1-11.

Melezhik, V.A., Pokrovsky, B.G., Fallick, A.E., Kuznetsov, A.B., Bujakaite, M.I., 2009. Constrain on $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of Late Ediacaran seawater: insight from high-Sr Siberian limestones. *Journal of the Geological Society, London* 166, 183–191.

Misi, A., Kaufman, A.J., Veizer, J., Powis, K., Azmy, K., Boggiani, P.C., Gaucher, C., Teixeira J.B.G., Sanchez, A.L., Iyer, S.S.S., 2007. Chemostratigraphic correlation of Neoproterozoic successions in South America. *Chemical Geology*, 237: 143-167.

Noce, C.M., Zucchetti, M., Baltazar, O.F., Armstrong, R., Dantas, E.L., Renger, F.E., Lobato, L.M., 2005. Age of felsic volcanism and the role of ancient continental crust in the evolution of the Neoproterozoic Rio das Velhas greenstone belt (Quadrilátero Ferrífero, Brazil): U-Pb zircon dating of volcanoclastic graywackes. *Precambrian Research*, 141:67-82.

Nothdurft, L.D., Webb, G.E., Kamber, B.S., 2004. Rare earth element geochemistry of Late Devonian reefal carbonates, Canning Basin Western Australia: confirmation of a seawater REE proxy in ancient limestones. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68, 263–283.

Paula-Santos, G.M., 2012. Químioestratigrafia isotópica (C, O e Sr) e geocronologia (U-Pb, Sm-Nd) das rochas da Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 132p.

Paula-Santos, G.M., Babinski, M., Kuchenbecker, M., Caetano-Filho, S., Trindade, R.I., Pedrosa-Soares, A.C., 2014. 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*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2014.07.012>

Pedrosa-Soares, A.C., Cordani, U.G., Nutman, A., 2000. Constraining the age of Neoproterozoic glaciation in Eastern Brazil: first U-Pb (SHRIMP) data for detrital zircons. *Revista Brasileira de Geociências*, 30:58-61.

Pedrosa-Soares, A.C., Alkmim, F.F., Tack, L., Noce, C.M., Babinski, M., Silva, L.C., Martins-Neto, M., 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí-West Congo Orogen. In: Pankhurst, J.R., Trouw, R.A.J., Brito-Neves, B.B., De Wit, M.J. (Eds.) *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region*. Geological Society of London Special Publications, 294:153-172.

Pedrosa-Soares, A.C., Campos, C.P., Noce, C., Silva, L.C., Novo, T., Roncato, J., Medeiros, S., Castañeda, C., Queiroga, G., Dantas, E., Dussin, I., Alkmim, F.F., 2011. Late Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources. *Geological Society of London Special Publications*, 350:25-51.

Pereira, L., Dardenne, M.A., Rosière, C.A., Pedrosa-Soares, A.C., 1994. Evolução geológica dos grupos Canastra e Ibiá na região entre Coromandel e Guarda-Mor, MG. *Geonomos*, 2:22–32.

Pimentel, M.M., Rodrigues, J.B., Della Giustina, M.E.S., Junges, S., Matteini, M., Armstrong, R., 2011. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS U-Pb sedimentary provenance data: a review. *Journal of South America Earth Sciences*, 31:345-357.

Rocha-Campos, A.C. & Hasui, Y., 1981. Tillites of the Macaúbas Group (Proterozoic) in central Minas Gerais and southern Bahia, Brazil. In: Hambrey, M. J., Harland, W. B. (Eds) *Earth's pre-Pleistocene Glacial Record*. Cambridge University Press, p. 933-939.

Rocha-Campos, A.C., Brito Neves, B.B., Babinski, M., Santos, P.R., Romano, A.W., 2007. Moema laminites: a newly recognized Neoproterozoic (?) glaciogenic unit São Francisco Basin, Brazil. In: Arnaud, E., Halverson, G. P. & Shields-Zhou, G. (eds) *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*. Geological Society, London, *Memoirs*, 36, 535–540.

Ribeiro, J.H., Tuller, M.P., Danferder, A., 2003. Mapeamento Geológico região Sete Lagoas, Pedro Leopoldo, Matozinhos, Lagoa Santa, Vespasiano, Capim Branco, Prudente de Moraes, Confins e Funilândia. Estado de Minas Gerais. Escala 1:50000 Texto explicativo PROJETO VIDA, Serviço Geológico do Brasil.

Ribeiro, J.H., Tuller, M.P., Pinho, J.M.M., Signorelli, N., Féboli, W.L., 2008. A fácies diamictito da Formação Carrancas, Grupo Bambuí, na região sudoeste da bacia do São Francisco, Minas Gerais. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 44, Curitiba (PR), Anais, p 913.

Rodrigues, J.B., 2008. Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí – um estudo de zircões detríticos e idades modelo Sm-Nd. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 128p.

Santos, R.V., Alvarenga, C.J.S., Babinski, M., Ramos, M.L.S, Cukrov, N., Fonseca, M.A., Sial, A.N., Dardenne, M.A., Noce, C.M., 2004. Carbon isotopes of Mesoproterozoic–Neoproterozoic sequences from Southern São Francisco craton and Araçuaí Belt, Brazil: Paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 18: 27-39.

Schöll, W.U., 1976. Sedimentologia e geoquímica do Grupo Bambuí na parte sudeste da Bacia do São Francisco. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 29, Ouro Preto, Anais, p. 207-231.

Semikhatov, M.A., Gorokhov, I.M., Kuznetsov, A.B. et al., 1998. The strontium isotopic composition in early Late Riphean seawater: Limestones of the Lakhanda Group, the Uchur-Maya region, Siberia. *Trans. (Dokl.) Russian Acad. Sci./Earth Sci. Sections*, 360, 488±492.

Sholkovitz, E., Shen, G.T., 1995. The incorporation of rare-earth elements in modern coral. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 2749–2756.

Sial, A.N., Dardenne, M.A., Misi, A., Pedreira, A.J., Gaucher, C., Ferreira, V.P., Silva Filho, M.A., Uhlein, A., Pedrosa-Soares, A.C., Santos, R.V., Egydio-Silva, M., Babinski, M., Alvarenga, C.J.S., Fairchild, T.R., Pimentel, M.M., 2009. The São Francisco Palaeocontinent. In: Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E.

(Eds): Neoproterozoic-Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: a focus on southwestern Gondwana. *Developments in Precambrian Geology*, 16, pp. 31–69.

Silva-Tamayo, J.C., Nägler, T.F., Villa, I.M., Kyser, K., Vieira, L.C., Sial, A.N., Narbonne, G.M., James N.P., 2010. Global Ca isotope variations in c. 0.7 Ga old post-glacial carbonate successions. *Terra Nova*, 22, 188–194.

Taylor, S.R. & McLennan, S.M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312 p.

Teixeira, W., Sabaté, P., Barbosa, J., Noce, C.M., Carneiro, M.A., 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco craton, Brazil. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz-Filho, A., Campos, D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geology Congress, Rio de Janeiro, p. 101-137.

Tuller, M.P., 2009. Folha Sete Lagoas 1:100.000. Programa Geologia do Brasil, GEOBANK. <http://geobank.sa.cprm.gov.br>.

Tuller, M.P., Ribeiro, J.H., Signorelli, N., Feboli, W.L., Pinho, J.M.M., 2009. Projeto Sete Lagoas-Abaeté, Estado de Minas Gerais: texto explicativo, Belo Horizonte: CPRM.

Uhlein, A., Trompette, R.R., Alvarenga, C.J.S., 1999. Neoproterozoic glacial and gravitational sedimentation on a continental rifted margin: the Jeiquitaí-Macaúbas sequence (Minas Gerais, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences* 12, 435–451.

Uhlein, A., Alvarenga, C.J.S., Trompette, R.R., Dupont, H.S.J.B., Egydio-Silva, M., Cukrov, N., Lima, O.N.B., 2004. Glaciação neoproterozoica sobre o cráton do São Francisco e faixas dobradas adjacentes. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (orgs.) *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, Beca, São Paulo, pp. 539–553.

Valeriano, C.M., Machado, N., Simonetti, A., Valadares, C.S., Seer, H.J., Simões, L.S.A., 2004. U–Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. *Precambrian Research*, 130:27–55.

Veizer, J., Hoefs, J., Ridler, R.H., Jensen, L.S., Lowe, D.R., 1989. Geochemistry of Precambrian carbonates: I. Archean hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53:845-857.

Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Brukschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G.A.F., Diener, A., Ebner, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O.G., Strauss, H., 1999. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology*, 161:59-88.

Vieira, L.C., Almeida, R.P., Trindade, R.I.F., Nogueira, A.C.R., Janikian, L., 2007a. Formação Sete Lagoas em sua área-tipo: fácies, estratigrafia e sistemas deposicionais. *Revista Brasileira de Geociências*, 37:1-14.

Vieira, L.C., Trindade, R.I.F, Nogueira, A.C.R., Ader, M., 2007b. Identification of a Sturtian cap carbonate in the Neoproterozoic Sete Lagoas carbonate platform, Bambuí Group, Brazil. *Comptes Rendus Geoscience*, 339:240-258.

Viveiros, J.F.M. & Walde, D., 1976. Geologia da Serra do Cabral, Minas Gerais, Brasil. *Münsterische Forschungshefte Geologie und Palaeontologie* 38/39, 15–27.

Webb, G.E., Kamber, B.S., 2000. Rare earth elements in Holocene reefal microbialites: a new shallow seawater proxy. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64, 1557–1565.

Webb, G.E., Nothdurft, L.D., Kamber, B.S., Klopogge, J.T., Zhao, J.-X., 2009. Rare earth element geochemistry of scleractinian coral skeleton during meteoric diagenesis: a sequence through neomorphism of aragonite to calcite. *Sedimentology*, 56:1433-1463.

Warren, L.V., Quaglio, F., Riccomini, C., Simões, M.G., Poiré, D.G., Strikis, N.M., Anelli, L.E. Strikis, P.C., 2014. The puzzle assembled: Ediacaran guide fossil *Cloudina* reveals an old proto-Gondwana seaway. *Geology*, 42 (5): 391-394.

Zhang, J., & Nozaki, Y., 1996. Rare earth elements and yttrium in seawater: ICP-MS determinations in the East Caroline, Coral Sea, and South Fiji basins of the western South Pacific Ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60:4631-4644.

Zhao, Y., Zheng, Y., Chen, F., 2009. Trace element and strontium isotope on sedimentary environment of Ediacaran carbonates in southern Anhui, South China. *Chemical Geology*, 265:345-362.