



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR E ESTRATIGRAFIA DAS FORMAÇÕES  
CARRANCAS E LAGOA FORMOSA E A EVOLUÇÃO DO  
GRUPO BAMBUÍ (635-570 Ma) EM MINAS GERAIS.**

**Autor: Gabriel Jubé Uhlein**

**Orientação: Prof. Dr. Alexandre Uhlein**

Dissertação de mestrado apresentada ao corpo docente do Programa de Pós-graduação em Geologia da Universidade Federal de Minas Gerais como requisito parcial para a obtenção do título de mestre

Belo Horizonte, 30 de abril de 2014

## AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu orientador, Prof. Dr. Alexandre Uhlein pelos ensinamentos e apoio durante os trabalhos desenvolvidos nessa dissertação de mestrado. Os incentivos e cobranças nos momentos certos foram fundamentais para o desenvolvimento qualificado e sadio do trabalho aqui apresentado.

Ao professor Fabrício Caxito pelo apoio e pelas discussões sempre muito produtivas e incentivadoras nesses dois últimos anos.

Aos professores Ross Stevenson e Galen Halverson pela oportunidade em vivenciar experiências pessoais e profissionais tão gratificantes, além dos vários ensinamentos transmitidos. Agradecimento também para o professor Bassam Ghaleb pelos vários truques aprendidos e aplicados a frente do espectrômetro.

Aos amigos de Montreal pelos ensinamentos, discussões e, principalmente, pelos momentos de acolhimento em um país diferente. Agradeço especialmente ao Pierre Sansjofre, Thomas Maguire, Kirsten Fenselau, Kathryn Cox, Geneviève Vautour e Marcus Kunzmann. Ao Grant Cox, agradeço não só pela boa amizade, mas também pela paciência e competência em me ensinar toda a parte prática laboratorial.

Ao professor Marcio Pimentel e Sérgio Junges, pelo auxílio na preparação dos zircões. Agradeço também ao Dr. Ivo Dussin pela grande ajuda no tratamento e interpretação dos dados de U-Pb, e aos professores Alexandre Chaves e Lourdinha pela ajuda nas descrições das lâminas.

Ao Eduardo Drumond, Filipe Mansur e Vitor Barrote pela excelente amizade.

Aos meus pais e minha irmã, pelo constante apoio e incentivo em todos os dias da minha vida. A minha mãe, Moema, e meu pai, Alexandre, agradecimento especial por terem transmitido de forma tão competente grande parte dos valores que eu carrego hoje comigo.

A minha vó Wedia pela sempre calorosa acolhida nos períodos de estadia em Porto Alegre.

Agradeço a Laila, por todo o amor, carinho e companheirismo. Mas, além disso, por ter me mostrado o real caminho da felicidade e tudo aquilo que realmente importa nessa vida.

A Tuti e Fulô por sempre representarem uma parte alegre dos meus dias.

*“Com o que muito trabalho se adquire, mais se ama”*

Aristóteles

*“O homem encontra Deus por trás da cada porta que a ciência consegue abrir”*

Albert Einstein

## RESUMO

As formações Carrancas e Lagoa Formosa, pertencentes à estratigrafia do Grupo Bambuí (~635-570 Ma), foram estudadas do ponto de vista estratigráfico e de proveniência sedimentar, a fim de contribuir para uma melhor compreensão da evolução geológica de ambas as unidades, bem como do Grupo Bambuí em Minas Gerais. A Formação Carrancas representa a base do Grupo Bambuí em sua porção sudeste, sendo caracterizada por conglomerados, siltitos, ritmitos, folhelhos negros, arenitos e raros dolomitos, preenchendo calhas no embasamento arqueano-paleoproterozoico do Cráton do São Francisco. Zircões detríticos mostram idades U-Pb entre 2,1-3,3 Ga, enquanto que o sistema Sm-Nd fornece idades modelos entre 1,7-2,9 Ga e  $\epsilon\text{Nd}_{(630\text{Ma})}$  variando de -22 a -7. Dados isotópicos de carbono e oxigênio em clastos de dolomitos coletados em ortoconglomerado evidenciam proveniência intraformacional das próprias camadas dolomíticas, com altos valores de  $\delta^{13}\text{C}$ , da Formação Carrancas. A unidade apresenta padrões de proveniência variáveis, mas com forte influência do embasamento local e pouca contribuição de terrenos mais jovens. A variação lateral dos padrões de proveniência corrobora com um modelo de preenchimento de bacias isoladas. Nesse contexto, soerguimentos do embasamento cratônico favoreceram falhamentos sinsedimentares, com geração de depocentros locais e sub-bacias e, conseqüentemente, exposição de sedimentos recém-depositados. A Formação Carrancas é interpretada como produto de fluxos gravitacionais depositados em calhas no embasamento da borda sul do Cráton do São Francisco, controladas por falhamentos em borda de bacia, sem influência glacial. O isolamento dessas calhas em relação ao mar aberto favoreceu a acumulação de matéria orgânica, como sugerido pela intercalações de folhelhos negros e pelos altos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  em camadas dolomíticas. A Formação Lagoa Formosa aflora na margem sudoeste do Grupo Bambuí, próxima ao limite com a Faixa Brasília. As principais fácies sedimentares são diamictito, ortoconglomerado, siltito e arenito, com jaspilito e carbonatos subordinados, depositados em ambiente de leque submarino. Estudos de proveniência a partir de geocronologia U-Pb em zircões detríticos mostram dois grupos de idades, um em torno de 590 Ma e outro entre 1,0 e 3,0 Ga. Estes dados, em conjunto com isótopos de carbono e oxigênio em clastos dolomíticos de ortoconglomerado, sugerem proveniência principal de unidades metassedimentares pré-orogênicas da Faixa Brasília, além de intrusões graníticas pós-tectônicas. Estudos isotópicos do sistema Sm-Nd em pelitos e matriz de diamictitos, além de presença de clastos de rochas máficas em ortoconglomerados, indicam contribuição de unidades máficas e terrenos com evolução jovem do Nd. Provavelmente, o Arco Magmático de Goiás contribuiu com importante carga isotópica de Nd e clastos de rochas máficas, mas com quantidade pequena de zircões. A ocorrência de jaspilitos nessa unidade também corrobora com erosão de substrato máfico, além de representarem condições hidrogeoquímicas particulares alcançadas na zona deposicional da Formação Lagoa Formosa. Sua idade máxima de sedimentação (~590 Ma) sugere uma deposição ocorrida em intervalo de relativa quiescência tectônica da Faixa Brasília, após o pico metamórfico/deformacional e antes do posicionamento de *nappes* externas, as quais são empurradas por cima de rochas do Grupo Bambuí (~590-576 Ma). Diamictitos intraformacionais podem ser interpretados como preenchimento de vales incisivos depositados no topo da Formação Lagoa Formosa, indicando regressão forçada e conseqüente retrabalhamento de sedimentos do Grupo Bambuí. Relação progradante também é exposta na transição das formações Serra da Saudade-Três Marias, mas influenciada por regressão normal, com pelitos gradando para arenitos sigmoidais de frente deltaica. Regressão forçada em borda de bacia e regressão normal em porções mais interioranas são explicadas por soerguimento da zona deposicional *foredeep* de bacia *foreland* em momentos de quiescência tectônica e remoção de carga das frentes de empurrão.

Palavras-chave: Grupo Bambuí, proveniência, tectônica, sedimentação, bacia foreland.



## ABSTRACT

Within the late Neoproterozoic (~635-570 Ma) Bambuí Group stratigraphy, the Carrancas and Lagoa Formosa formations had their stratigraphy and sedimentary provenance studied aiming to contribute for an improved geological evolution comprehension of both unities, as well as the Bambuí Group in the state of Minas Gerais. The Carrancas Formation represents the base of the southeast Bambuí Group, being characterized by conglomerates, siltstones, rhythmites, black shales, sandstones and sparse dolostones filling isolated channels carved into the Archean-Paleoproterozoic basement of the São Francisco Craton. Detrital zircons feature U-Pb ages between 2.1-3.3 Ga, meanwhile the Sm-Nd isotopic system shows model ages around 1.7-2.9 Ga and  $\epsilon\text{Nd}_{(630\text{Ma})}$  varying from -22 to -7. Carbon and oxygen isotopic data from dolostones clasts within ortoconglomerates show provenance from dolostones layers with high  $\delta^{13}\text{C}$  data from the Carrancas Formation itself. The Carrancas Formation exhibit variable provenance patterns with strong influence of the local basement along with less contribution of younger terranes. The important lateral provenance variation corroborates with isolated basins filling model. In this context, uplifts and subsidences of the cratonic basement may have acted as triggers for sedimentary faults, with generation of local depocenters and sub-basins and consequently exposition of early deposited sediments. The sedimentary facies of the Carrancas Formation are interpreted as gravitational fluxes products deposited inside isolated channels carved into the southern cratonic basement and being controlled by basin-edge faulting, without glacial influence. The partial isolation of these channels to the open sea favored the organic matter accumulation, as suggested by the black shales intercalations and by the dolostones layers with high  $\delta^{13}\text{C}$  values. The Lagoa Formosa Formation outcrops at the southwestern margin of the Bambuí Group, near the limit with the Brasília fold belt. The mainly sedimentary facies are diamictite, ortoconglomerate, siltstone, sandstone, and subordinate jaspilite and carbonate, all formed in submarine fan depositional setting. Detrital zircons U-Pb ages feature two groups of ages, one around 590 Ma and another between 1.0 and 3.0 Ga. This data, along with carbon and oxygen isotopic data from dolostone clasts, suggest a sedimentary provenance from metasedimentary pre-orogenic sequences and post-tectonic granitic intrusions within the Brasília fold belt. Sm-Nd data on pelites and diamictite matrix, along with the occurrence of mafic rocks clasts within ortoconglomerates, indicate a significantly contribution of mafic rocks and terranes with younger Nd isotopic evolution. Probably, the Goiás Magmatic Arc contributed with important Nd isotopic material and mafic clasts, but with little quantities of detrital zircons. The occurrence of jaspilites also corroborates with wide erosion of mafic substrate, besides representing specific hydrogeochemistry conditions achieved by the depositional zone of the Lagoa Formosa Formation. The maximum depositional age constrained by ca.590 Ma suggests a deposition during relative tectonic quiescence of the Brasília fold belt, after the deformational and metamorphic peak and before the late position of external nappes, which thrust over rocks of the Bambuí Group (ca.590-576 Ma). Intraformational diamictites can be interpreted as incised valleys filling deposited toward the top of the Lagoa Formosa Formation, indicating a forced regression regime. Progradational relationship is also exposed on the transition of the Serra da Saudade Formation to the Três Marias Formation, but influenced by a normal regression regime, with pelites grading to delta-front sigmoidal sandstones. Forced regression on the edge of the basin and normal regression on its central part is explained by uplifts of the foredeep depozone of foreland basins during tectonic quiescence and off-loading of the thrust fronts.

Keywords: Bambuí Group, provenance, tectonic, sedimentation, foreland basin.

## SUMÁRIO

❖	CAPÍTULO I: INTRODUÇÃO .....	1
1.1.	Apresentação .....	1
1.2.	Localização e Acessos – Áreas de Pesquisa. ....	1
1.3.	Objetivos da Dissertação de Mestrado.....	2
1.4.	Materiais e Métodos.....	2
1.4.1.	Amostragem e Preparação .....	3
1.4.2.	Análises litoquímicas.....	4
1.4.3.	Análises Sm-Nd.....	4
1.4.4.	Isótopos de C e O.....	5
1.4.5.	Análises U-Pb via LA-ICP-MS .....	5
2.	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	6
2.1.	Bacia do São Francisco .....	6
2.2.	Grupo Bambuí.....	7
3.	LITOQUÍMICA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA COMO TRAÇADORES DE PROVENIÊNCIA.....	17
❖	CAPÍTULO II: FORMAÇÃO CARRANCAS .....	21
4.	ESTRATIGRAFIA E SEDIMENTOLOGIA DA FORMAÇÃO CARRANCAS, GRUPO BAMBUÍ, NAS REGIÕES DE BELO HORIZONTE E PITANGUI – MG .....	21
4.1.	Introdução .....	21
4.2.	Localização das Áreas de Estudo.....	22
4.3.	Contexto geológico regional .....	23
4.4.	Geologia da Formação Carrancas nas áreas estudadas .....	25
4.4.1.	Área Pitangui .....	25
4.4.2.	Área BR-040.....	31
4.5.	Geoquímica e quimioestratigrafia isotópica em rochas da Formação Carrancas .....	34
4.5.1.	Procedimentos Analíticos .....	34
4.6.	Resultados .....	35
4.6.1.	Dados geoquímicos.....	35
4.6.2.	Carbono Orgânico Total (COT) em folhelhos negros .....	38
4.6.3.	Quimioestratigrafia isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em dolomitos da Área Pitangui .....	39
4.7.	Discussões.....	41
4.8.	Conclusões .....	46

5. GEOCHEMICAL AND ISOTOPIC COMPOSITION OF THE CARRANCAS FORMATION, SOUTHERN BAMBUÍ GROUP: PROVENANCE AND EVOLUTION INSIGHTS..	48
5.1. Introduction.....	48
5.2. The Bambuí Group and the Carrancas Formation .....	49
5.3. Geology of the study areas.....	52
5.4. Sampling and analytical procedures .....	57
5.5. Results.....	58
5.5.1. Major and trace elements.....	58
5.5.2. Sm-Nd.....	62
5.5.3. Detrital zircon U-Pb.....	64
5.5.4. Carbonate clasts and layers: carbon and oxygen isotopes .....	65
5.6. Discussion .....	68
5.6.1. Whole rock geochemistry .....	68
5.6.2. Nd isotope record and probable source areas .....	70
5.6.3. Zircons U-Pb ages .....	73
5.6.4. Tracking the carbonate clasts provenance .....	75
5.7. Evolution of the Carrancas Formation .....	78
5.8. Conclusions.....	80
❖ CAPÍTULO III: FORMAÇÃO LAGOA FORMOSA .....	81
6. PROVENIÊNCIA DA FORMAÇÃO LAGOA FORMOSA, GRUPO BAMBUÍ, OESTE DE MINAS GERAIS .....	81
6.1. Introdução .....	81
6.2. Contexto geológico regional e estratigrafia da Formação Lagoa Formosa .....	83
6.3. Amostragem, procedimentos analíticos e caracterização dos litotipos analisados .....	88
6.3.1. Caracterização dos litotipos analisados .....	90
6.4. Apresentação dos novos dados obtidos.....	95
6.4.1. Litoquímica.....	95
6.4.2. Idades U-Pb em zircões detríticos .....	100
6.4.3. Dados isotópicos Sm-Nd .....	102
6.4.4. Dados isotópicos (C, O) de camadas e clastos de carbonatos .....	103
6.5. Discussões dos dados geoquímicos e isotópicos .....	105
6.5.1. Geoquímica de rocha total - Siltitos e diamictitos.....	105
6.5.2. Geoquímica de Rocha Total - Jaspilitos .....	107

6.5.3.	Geoquímica de Rocha Total - Granitóides .....	110
6.5.4.	Zircões detríticos e possíveis áreas fontes .....	112
6.5.5.	Idades modelos e $\epsilon\text{Nd}$ .....	115
6.5.6.	Camadas e clastos carbonáticos da Formação Lagoa Formosa .....	119
6.6.	Conclusões .....	121
❖	CAPÍTULO IV .....	123
7.	SIGNIFICADO ESTRATIGRÁFICO DAS FORMAÇÕES CARRANCAS E LAGOA FORMOSA E A EVOLUÇÃO DO GRUPO BAMBUÍ EM MINAS GERAIS. ....	123
❖	CAPÍTULO V .....	129
8.	CONCLUSÕES FINAIS .....	129
9.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	132
10.	ANEXOS .....	144

## LISTA DE FIGURAS E TABELAS

Figura 1.1: Mapa rodoviário do estado de Minas Gerais com as principais vias de acesso a partir de Belo Horizonte. Polígonos azuis representando as áreas de trabalho. Departamento de Estradas e Rodagens (DER), 2010. ....	2
Figura 2.1: Coluna estratigráfica da Bacia Intracratônica do São Francisco (Modificado de Alkmim & Martins-Neto 2001).....	7
Tabela 2.1: Evolução das subdivisões estratigráficas propostas para o Grupo Bambuí Compilação de Nobre-Lopes (1995).....	8
Figura 2.2: Mapa geológico simplificado da Bacia do São Francisco, segundo Almeida (1977) e Alkmim (2004). No alto, à esquerda, esboço simplificado do Cráton do São Francisco ocidental e seus limites com faixas dobradas brasileiras. Perfil esquemático a-a' apresentado na Figura 2.3. Modificado de Hasui (2012). ....	13
Figura 2.3: Perfil esquemático a-a' com representação da estratigrafia do Grupo Bambuí meridional. Estratigrafia e relações de contato compilados de Dardenne, 1978; Castro & Dardenne, 2000; Uhlein <i>et al.</i> , 2004b; Martins & Lemos, 2007; Uhlein <i>et al.</i> , 2011b; Uhlein <i>et al.</i> , 2013, além de referências citadas pelos autores. ....	14
Figura 3.1: Uso do método Sm-Nd para proveniência de rochas sedimentares. A - Idade modelo ( $T_{DM}$ ) versus $\epsilon Nd$ das amostras estudadas, com polígono representativo das possíveis áreas fontes (SFC-Cráton do São Francisco, CV-Cariris Velhos). B-Diagrama de evolução dos isótopos de Nd com o tempo e comparação com a evolução das possíveis áreas fontes. Modificado de Caxito <i>et al.</i> (2013).....	19
Figura 3.2: Espectro de idades de zircões para bacias convergentes (A e B), colisionais (C e D) e extensionais (E e F). Seta vertical vermelha representa a idade de deposição das rochas sedimentares. Modificado de Cawood <i>et al.</i> (2012).....	20
Figura 4.1: Mapa rodoviário com as principais vias de acesso a partir de Belo Horizonte. Localização das áreas estudadas. Mapa Rodoviário de Estado de Minas Gerais, DER-2010 .....	23
Figura 4.2: Mapa geológico e coluna estratigráfica simplificado da Área Pitangui. ....	27
Figura 4.3 - Coluna estratigráfica da Área Pitangui, com representação das associações descritas.....	28
Figura 4.4: Aspectos visuais de campo das litologias da Associação de Conglomerados. A-Ortoconglomerado maciço sustentado por seixos e matações variados. B-Brecha sustentada pelos clastos. Grande predomínio de clastos quartzíticos. C-Diamictito rico em seixos de carbonato. Acima do conglomerado das fotos A e B. D-Diamictito de matriz esverdeada com seixos de pelitos, quartzitos, granitoides e carbonatos. Localização dos afloramentos no texto. ....	28
Figura 4.5: Aspectos visuais de campo dos arenitos da Associação de Arenitos Grauvaquianos. A- Detalhe do arenito grauvaquiano esverdeado. Notar alguns grânulos de quartzo e fragmentos de rocha. B- Acamamento horizontal em arenitos finos, que localmente podem apresentar granodecrescência ascendente (UTM 528229/7828802) .....	29
Figura 4.6: Aspectos visuais de campo dos ritmitos e pelitos da Área Pitangui. A-Argilito caulínítico branco intercalado com finas lâminas avermelhadas ricas em óxidos de Fe. Camada ferruginosa no topo. B-Laminação bem marcada e fissilidade dos pelitos. C-Camada de pelito ferruginoso avermelhado maciço. Notar intercalação com argilito branco. D- Aspecto geral dos pelitos e ritmitos subhorizontais da região leste da área. (UTM 528258/7829560). E- Estratificação plano-paralela nos ritmitos carbonáticos ao norte da Área Pitangui. F- Estratificação cruzada do tipo hummocky nos ritmitos carbonáticos (UTM 525278/7830233). ....	30

Figura 4.7: Dolomitos róseos do topo da Formação Carrancas. A-Amostra de dolarenito fino rosado. B-Camadas decimétricas maciças de dolarenitos, intercaladas com camadas finamente laminadas. Localização do afloramento no texto.....	31
Figura 4.8 - Mapa geológico simplificado da Área BR-040.....	32
Figura 4.9 - Coluna estratigráfica da Área BR-040 representando os litotipos mapeados na região.....	32
Figura 4.10: Aspectos visuais de campo dos ritmitos e pelitos da Formação Carrancas na Área BR-040. A- Laminações avermelhadas, alternadas com lâminas brancas, amareladas e escuras carbonosas (UTM 582402/7830961); B- Ritmito mostrando variação de colorações, e concentração de material escuro em camada (UTM 582993/7830162). C- Folhelho negro da Formação Carrancas na Área BR-040. D- Camada decimétrica de diamictito (diam) intercalada com pelitos (peli) da Formação Carrancas (UTM 582882/7830622). .....	33
Tabela 4.1: Elementos maiores, traços e terras raras das amostras da Formação Carrancas na Área Pitangui.....	35
Figura 4.11: Diagrama de Roser and Korsch (1986) para a discriminação do ambiente tectônico de sedimentos pelito-arenosos. As amostras de arenitos da Formação Carrancas plotam principalmente no campo de margem passiva, sugerindo a erosão de terrenos cristalinos antigos (cráton).....	37
Figura 4.12: Diagrama discriminante de distintas áreas-fontes de rochas sedimentares segundo a relação entre Hf e La/Th. Os arenitos da Formação Carrancas situam-se no campo de fontes ácidas, com alguma contribuição básica. Diagrama segundo Floyd & Leveridge (1987). .....	37
Figura 4.13: A-Diagrama de padrão de distribuição de ETR das quatro amostras da Formação Carrancas, e média da crosta superior (Taylor & McLennan, 1981), normalizados a partir do condrito de Boynton (1984). B-Comparação entre a amostra OP01 e sedimentos ferruginosos e hematíticos do Grupo Rapitan, Canadá (Halverson <i>et al.</i> , 2011). As amostras são normalizadas pelos valores de Post Archean Australian Shale (PAAS), de McLennan (1989). .....	38
Tabela 4.2: Valores de Carbono Orgânico Total (COT) para nove amostras de folhelhos negros da Formação Carrancas.....	39
Tabela 4.3: Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para amostras de dolomitos da Formação Carrancas na Área Pitangui. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ estão em ‰VPDB. ....	40
Figura 4.14: Perfis isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em dolomitos da Associação de Dolomitos, na Área Pitangui.....	41
Tabela 4.4: Sumário das litofácies da Formação Carrancas apresentadas neste trabalho. ....	42
Figura 4.15: A- Seções esquemáticas para a deposição da Formação Carrancas na Área Pitangui. Sedimentação dolomítica no topo da unidade em questão. Direção de representação aproximadamente N-S. B- Esquema deposicional para a Formação Carrancas na Área 040. Representação aproximadamente E-W. Sedimentação a partir de fluxos gravitacionais em calhas do embasamento controladas por falhamentos na borda da bacia. Ambiente marinho restrito ou lacustre.....	46
Figure 5.1: Simplified geologic map of the western São Francisco Craton and its limits with Brasiliano/Pan-African fold belts. Modified from Hasui (2012).....	49
Figure 5.2: Simplified geologic map of the southern cratonic basement crest – the Sete Lagoas paleo-high. Study areas in yellow polygons. Regional location in Figure 5.1. Modified from Teixeira <i>et al.</i> (2000).....	53
Figure 5.3: Geologic map and stratigraphic column of the Carrancas Formation and its basement in the Pitangui Area (after Uhlein <i>et al.</i> , 2013). Sm-Nd and U-Pb data are exposed ahead. ....	54
Figure 5.4: Geologic map and stratigraphic column of the BR-040 Area. (after Uhlein <i>et al.</i> , 2013). Sm-Nd data are exposed ahead.....	55

Figure 5.5: Lithotypes of the study area. (a) Clast-supported conglomerate with angular to sub-angular quartzite clasts (sample OP-88). (b) Fine-grained sandstone with locally graded beds (sample OP-171). (c) Kaolinitic mudstone intercalated with reddish ferruginous mudstone layers (sample OP-01). (d) Black shale (sample P-05B). (e) Pink dolostone with fine laminated and massive layers intercalations. (f) Pale-grey dolostone in abandoned quarry 12 km west-northwest from the Pitangui Area. Pictures (a), (b), (c), (e): Pitangui Area. Picture (d): BR-040 Area..... 56

Figure 5.6: Satellite image with the location of the abandoned quarry where the pale-grey dolostone outcrops (red square). Black dashed line: Pitangui Area; yellow dotted line: city of Pitangui. For regional location, see Figures 5.1 and 5.2. Google Earth images (03.Feb.2012) ..... 56

Table 5.1: Major and trace elements from lithotypes of the Carrancas Formation ..... 58

Figure 5.7: Major (a) and trace elements (b) concentrations for Pitangui Area (grey field: total range; blue line: average) and BR-040 Area (dark grey field: total range; brown line: average) normalized to the PAAS (Post-Archean Australian Shale from Taylor and McLennan, 1985). ..... 60

Figure 5.8: SiO<sub>2</sub> vs. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (a) and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (b) concentrations of shales from the Pitangui Area (grey) and the BR-040 Area (black) are plotted relative to idealized composition of selected minerals (from Cullers and Podkovyrov, 2000)..... 61

Figure 5.9: REE data normalized to chondrite (a), from Boyinton (1984) and PAAS (b) from McLennan (1989). Grey lines – Pitangui Area; Black lines – BR-040 Area..... 62

Table 5.2: Sm and Nd isotope data from Carrancas Formation. T<sub>DM</sub> model ages were calculated following Goldstein *et al.* (1984). BS: black shale; LS: laminated shale; FS: ferruginous laminated shale; GS: greenish siltstone; CS: carbonatic siltstone; CM: conglomerate matrix; FM: ferruginous mudstone. .... 63

Figure 5.10: Increasing of the <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd ratio and T<sub>DM</sub> of the black shales with depth. .... 64

Figure 5.11: Probability density plots of <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb ages for a sandy siltstone in the Pitangui Area (sample OP07). 65

Table 5.3: δ<sup>13</sup>C and δ<sup>18</sup>O compositions of carbonate clasts from the Carrancas Formation conglomerate (OP-88) and dolostones layers from a quarry near Pitangui Area. .... 66

Figure 5.12: (a) Histogram of δ<sup>13</sup>C compositions of carbonate clasts within the Carrancas Formation. (b) δ<sup>13</sup>C vs δ<sup>18</sup>O crossplot of carbonate clasts from Carrancas Formation conglomerate (grey) and dolostones layers from an abandoned quarry near Pitangui Area (black)..... 67

Figure 5.13: δ<sup>13</sup>C and δ<sup>18</sup>O isotopic profiles, Mg/Ca and Mn/Sr geochemical data for the grey dolostone quarry located 12 km west-northwest from the Pitangui Area. .... 68

Figure 5.14: (a) SiO<sub>2</sub> vesus K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O discrimination diagram after Roser and Korsch (1986) to indicate the geotectonic setting. (b) La-Th-Sc and Th-Sc-Zr/10 discrimination diagrams for sedimentary rocks investigated. Fields correspond to (A) oceanic island arc, (B) continental island arc, (C) active continental margin, and (D) passive margins (Bhatia and Crook, 1986). (c) La/Sc vs Co/Th. The dotted lines represent PAAS values (Taylor and McLennan 1985). (b) Ni-Cr binary diagram. Archean and Post-Archean fields from Taylor and McLennan (1985)..... 69

Figure 5.15: Comparative plots of Nd isotopic characteristics for the Carrancas Formation rocks. Samples from the Pitangui Area are represented by grey circles and from the BR-040, in black circles. The limiting fields represent possible source areas: CB – granite-gneiss cratonic basement (Noce *et al.*, 2000); RV – Rio das Velhas Supergroup (David, 2011); GMA – Goiás Magmatic Arc (Pimentel *et al.*, 2000); AG – Araxá Group (Pimentel *et al.*, 2001). Arc rocks and Early Precambrian upper crust fields are from McLennan and Hemming (1992)..... 72

Figure 5.16: Histogram distribution of Nd model ages for the Bambuí Group lithotypes (light grey), excluding the Carrancas Formation (from Pimentel <i>et al.</i> , 2001), and Nd model ages for the Carrancas Formation in both studied areas (dark grey). .....	73
Figure 5.17: $\delta^{13}\text{C}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ crossplot of carbonate clasts from the Carrancas Formation conglomerate in the Pitangui Area (grey circles – this paper) and carbonate clasts from the Carrancas Formation near the city of Vespasiano (black triangles – Caxito <i>et al.</i> , 2012). Possible source areas: PD – Pink dolostone layers from the Carrancas Formation (Uhlein <i>et al.</i> , 2013); GDq – Grey dolostone quarry (base of the Sete Lagoas Formation near Pitangui Area – this paper).....	76
Figure 5.18: Histograms of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ from pink dolostone layers and carbonate clasts data, both from the Carrancas Formation in the Pitangui Area. ....	76
Figure 5.19: Geologic evolution for the Carrancas Formation based on the data presented in this paper along with published compiled data. Schematic profiles not to scale. ....	79
Figura 6.1: Mapa geológico simplificado da Bacia do São Francisco, com localização das áreas de trabalho situadas no Grupo Bambuí ocidental, segundo Almeida (1977) e Alkmim (2004). No alto, à esquerda, esboço simplificado do Cráton do São Francisco ocidental e seus limites com faixas dobradas brasileiras. Localização aproximada das Figuras 6.2 e 6.3. Modificado de Hasui (2012). ....	82
Figura 6.2: Margem oeste do Cráton do São Francisco e unidades tectonoestratigráficas da Faixa Brasília. Modificado de Pimentel <i>et al.</i> (2011). ....	84
Figura 6.3: Mapa geológico integrado da região do Alto Paranaíba, oeste de Minas Gerais. FSL: Formação Sete Lagoas; FSSH: Formação Serra de Santa Helena; FLJ: Formação Lagoa do Jacaré; FLF: Formação Lagoa Formosa (AD: Associação de Diamictitos; AS: Associação de Siltitos); FSS: Formação Serra da Saudade; FTM: Formação Três Marias. Compilado a partir dos mapas geológicos 1:100.000 de Fragoso <i>et al.</i> (2011), Uhlein <i>et al.</i> (2011c), Dias <i>et al.</i> (2011), Martins <i>et al.</i> (2011) e Reis (2011). Para localização regional, ver Figuras 6.1 e 6.2. ....	87
Figura 6.4: Seção geológica SW-NE do município de Lagoa Formosa até o distrito de Areado. Localização esquemática das várias amostras coletadas ao longo do perfil. Para localização regional, ver Figura 6.3. Modificado de Baptista (2004) e Uhlein <i>et al.</i> (2011b). ....	87
Figura 6.5: (a) afloramento típico dos diamictitos aflorantes próximo ao município de Lagoa Formosa. Matriz pelítica envolvendo matacões de siltitos e arenitos. Fotografia retirada de Uhlein <i>et al.</i> (2011b); (b) alternâncias de siltitos e arenitos com mergulho moderado para SW; (c) jaspilito com intercalações bem desenvolvidas em cima e material maciço mais ferruginoso em baixo. ....	91
Figura 6.6: Caracterização dos clastos de granitoides. (a) Matacão de tamanho métrico de granitoide leucocrático. (b) e (c) Detalhe microscópico dos granitoides, mostrando predominância de microclina e quartzo, com muscovita, biotita, clorita, epidoto e zircão. Afs: álcali-feldspato; Qz: quartzo; Bt: biotita; Cht: clorita; Pl: plagioclásio; Ser: sericita; Ep: epidoto.....	92
Figura 6.7: (a) afloramento de ortoconglomerado mostrando a variedade de clastos tamanho seixo e bloco; (b) e (c) fantasmas de pórfiros de plagioclásio alterados imersos em massas de saussurita e clorita. Zonamento em alguns plagioclásios – nicóis cruzados; (d) detalhe dos pórfiros de plagioclásio – nicóis paralelos; (e) opacos cúbicos e losangulares em matriz saussurítica e clorítica. Plagioclásios em estado avançado de alteração – nicóis cruzados. (f) metamáfica com quantidades de quartzo ligeiramente maior e com presença de grãos de zircões subordinados. Saussuritização intensa – nicóis cruzados.....	94



Figura 6.8: (a) e (b) normalização dos elementos maiores e incompatíveis, respectivamente, das amostras de siltitos, diamictitos e jaspilitos pelo *Post-Archean Australian Shale* (PAAS – Taylor & McLennan, 1985); (c) e (d) normalização dos elementos terras raras para PAAS e condrito (Boynton, 1984), respectivamente. Silito e diamictito representados por linhas pretas. Jaspilito em linhas vermelhas. .... 98

Figura 6.9: Diagramas de classificação química dos clastos de metagranitoides. (a) Diagrama TAS de Le Maitre *et al.* (1989); (b) discriminação entre granitos ferroanos e magnesianos, segundo Frost *et al.* (2001); (c) e (d) classificação quanto a natureza alcalina das amostras, segundo Frost *et al.* (2001) e Rickwood (1989), respectivamente. .... 99

Figura 6.10: (a) normalização das concentrações de ETR dos clastos de granitoides segundo os valores condriticos de Boynton (1984). (b) normalização das concentrações de elementos traços segundo valores do manto primitivo de Sun & McDonough (1989). .... 100

Figura 6.11: Histogramas de probabilidade estatística das idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de zircões detríticos concentrados a partir de três amostras da Formação Lagoa Formosa. .... 101

Tabela 6.2: Dados isotópicos Sm-Nd para amostras da Formação Lagoa Formosa. Idade modelo ( $T_{DM}$ ) calculada segundo Goldstein *et al.* (1984). .... 102

Tabela 6.3:  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  de amostras de clastos carbonáticos e de corpo lenticular de calcário, exposto em pedreira abandonada, próximo à Areado. .... 103

Figura 6.12: Perfil isotópico de carbono e oxigênio para amostras coletadas verticalmente em pedreira de calcário, aflorante na Associação de Siltitos da Formação Lagoa Formosa. .... 103

Figura 6.13: Diagrama  $\delta^{13}\text{C}$  vs.  $\delta^{18}\text{O}$  dos clastos carbonáticos extraídos em ortoconglomerado (círculos cinza) e amostras coletadas verticalmente em pedreira de calcário abandonada (círculos pretos). .... 104

Figura 6.14: (a) diagrama de discriminação tectônica segundo concentrações de  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ , de Roser & Korsch (1986); (b) Diagramas ternários discriminantes segundo concentrações de La, Th, Sc, Co e Zr/10. A-arco de ilha oceânico; B: arco de ilha continental; C: margem continental ativa; D: margem passiva (Bhatia & Crook, 1986); (c) La/Th vs. Hf para discriminação de áreas de proveniência, segundo Floyd & Leveridge (1987). .... 107

Figura 6.15: Normalização dos elementos maiores das amostras de jaspilitos com relação ao Al, em proporções catiônicas. Comparação com o padrão de folhelho PAAS (linha tracejada) e área representativa de formações ferríferas neoproterozoicas pelo mundo (polígono cinza – Cox *et al.*, 2013). .... 108

Figura 6.16: Dados de elementos terras raras normalizados ao PAAS e condrito. Comparação dos jaspilitos da Formação Lagoa Formosa com o campo representativo de outras ocorrências de formações ferríferas neoproterozoicas pelo mundo. Base de dados de Cox *et al.* (2013). .... 109

Figura 6.17: Diagramas de discriminação tectônica para rochas plutônicas félsicas. (a) Diagrama R1 vs. R2 de Batchelor & Bowden (1985) para discriminação tectônica de granitoides (b) diagrama Y+Nb vs. Rb (Pearce *et al.*, 1984, 1996); (c) Nb vs. Y, segundo Pearce *et al.* (1984). Syn-COLG: sin-colisional, VAG: granitoide de arco vulcânico, WPG: granitoide intraplaca, ORG: granitoide de cordilheira oceânica. .... 111

Figura 6.18: Comparação dos valores de ETR normalizadas ao condrito (Boynton, 1984) dos clastos de metagranito e metagranodiorito da Formação Lagoa Formosa, com os leucogranitos intrusivos do Grupo Araxá (Seer *et al.*, 2005). Notar semelhança no padrão de distribuição entre os dois grupos, mas com maiores concentrações de ETR nos clastos da Formação Lagoa Formosa. .... 111

Figura 6.19: Histogramas de probabilidades estatística para idades modelos da Formação Lagoa Formosa e demais unidades do Grupo Bambuí (Pimentel *et al.*, 2001). Nota-se forte similaridade entre os dois grupos, com apenas uma

amostra apresentando idade mais antiga. Padrão de distribuição quase normal para as idades modelos da Formação Lagoa Formosa sugerem avançado grau de mistura sedimentar.....	116
Figura 6.20: Diagramas comparativos para as características isotópicas de Nd das rochas da Formação Lagoa Formosa. Campos representativos de possíveis áreas fontes compilados a partir de Pimentel <i>et al.</i> (2000, 2001), Teixeira <i>et al.</i> (1996) e Noce <i>et al.</i> (2000).....	117
Figura 6.21: Isócronas Sm-Nd para diferentes arranjos de amostras de jaspilitos analisadas.....	119
Figura 6.22: Diagrama $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ para os clastos de dolomito coletados em ortoconglomerado. Campos representativos do Grupo Vazante segundo Azmy <i>et al.</i> (2006) e Grupo Paranoá segundo Santos <i>et al.</i> (2000) e Alvarenga <i>et al.</i> (2007)......	121
Figura 7.1: Bloco-diagrama e perfis gráfico-sedimentares ilustrando o soerguimento de <i>forebulge</i> e consequente regressão marinha, além de correlações estratigráficas entre a Formação Lagoa Formosa e as formações Serra da Saudade e Três Marias. Dados estratigráficos compilados de Uhlein <i>et al.</i> (2011b, 2012), Reis <i>et al.</i> (2012) e Martins <i>et al.</i> (2012).....	126
Tabela 10.1: Dados analíticos dos zircões analisados para amostra CARR-03, representante da Formação Carrancas na Área Pitangui .....	144
Tabela 10.2: Dados analíticos dos zircões analisados para a amostra Sed-01; diamictito da Formação Lagoa Formosa.....	145
Tabela 10.3: Dados analítico dos zircões analisados para a amostra LF-03; siltito da Formação Lagoa Formosa....	146
Tabela 10.4: Dados analítico dos zircões analisados para a amostra GA-03b; Arenito da Formação Lagoa Formosa.....	147

## ❖ **CAPÍTULO I: INTRODUÇÃO**

### **1.1. Apresentação**

Dissertação de Mestrado apresentada ao programa de pós-graduação em Geologia do IGC/UFMG para obtenção do título de Mestre. Este trabalho visa ampliar o conhecimento da Bacia do São Francisco, em especial do Grupo Bambuí, e possui ênfase em litoquímica, geologia isotópica e geocronologia como ferramentas para estudos de proveniência sedimentar. Pretende-se apresentar dados relativos a duas unidades do Grupo Bambuí: as formações Carrancas e Lagoa Formosa e contribuir para melhor situar a evolução da bacia Bambuí no Estado de Minas Gerais.

### **1.2. Localização e Acessos – Áreas de Pesquisa.**

As áreas estudadas no presente trabalho situam-se nas porções centro-sul e oeste do estado de Minas Gerais (Figura 1.1).

A Formação Carrancas está presente no centro-sul do estado e sua área de estudo compreende dois polígonos, um a 50 km ao NNW de Belo Horizonte e sul de Sete Lagoas (lat: -19.62°; long: -44.20°), e outro a 150 km a WNW de Belo Horizonte e leste de Pitangui (lat: -19.68°; long: -44.72°). O acesso da primeira ocorrência se dá pela rodovia federal BR-040, percorrendo aproximadamente 50 km ao norte de Belo Horizonte, na direção da cidade de Sete Lagoas. Os afloramentos estudados situam-se nas margens da rodovia. A segunda ocorrência da Formação Carrancas tem seu acesso pela BR-262 até Pará de Minas, percorrendo aproximadamente 70 km, quando então se toma a BR-352 até o vilarejo de Capoeira Grande, daí, são mais 11 km de estrada sem pavimentação até o sul da área trabalhada.

A Formação Lagoa Formosa foi estudada próxima aos municípios de Patos de Minas e Lagoa Formosa, situados no oeste de Minas Gerais (lat: -18.69°; long: -46.24°). Para acessar esses dois municípios, percorre-se 30 km pela BR-381 de Belo Horizonte até Betim. A seguir, mais 220 km pela BR-262 no sentido oeste, até o entroncamento com a BR-354. Percorre-se então, sentido norte, pela BR-354, mais 120 km até Lagoa Formosa ou 140 km até Patos de Minas. Os afloramentos estudados espalham-se pela região a leste desses dois municípios, até aproximadamente 25 km de distância.

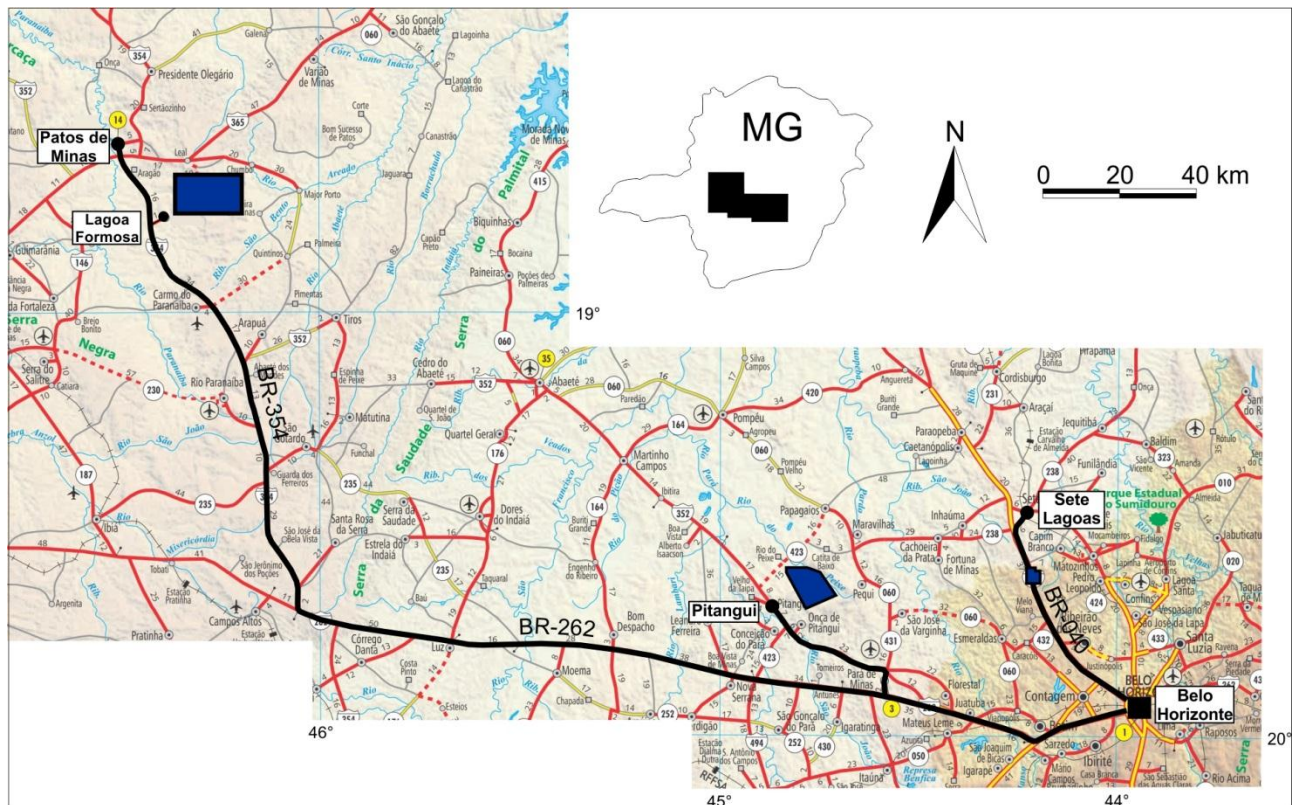


Figura 1.1: Mapa rodoviário do estado de Minas Gerais com as principais vias de acesso a partir de Belo Horizonte. Polígonos azuis representando as áreas de trabalho. Departamento de Estradas e Rodagens (DER), 2010.

### 1.3. Objetivos da Dissertação de Mestrado.

O principal objetivo desse trabalho é a caracterização da proveniência sedimentar de duas unidades conglomeráticas-siliciclásticas do Grupo Bambuí meridional: a Formação Carrancas e a Formação Lagoa Formosa. Para tanto, serão utilizados dados estratigráficos e sedimentológicos coletados em campo e também compilados da literatura, além de dados litoquímicos, geocronológicos e isotópicos (U-Pb, Sm-Nd, C e O) inéditos. O uso integrado de múltiplas ferramentas busca a caracterização da proveniência sedimentar de forma mais ampla e integrada aos processos de geração e preenchimento da Bacia Bambuí. Além disto, pretende-se, com os novos dados de proveniência sedimentar, um estudo integrado da Bacia Bambuí em Minas Gerais.

### 1.4. Materiais e Métodos

As duas áreas da Formação Carrancas (Áreas Pitangui e BR-040) foram objeto de detalhado mapeamento geológico, análise de litofácies, amostragem, petrografia macro e microscópica, confecção de colunas estratigráficas, visando informações sobre processos deposicionais e evolução geológica. Estes dados estão sendo apresentados em forma de artigo no Capítulo II. Além disso, um

trabalho específico sobre a proveniência da Formação Carrancas também foi elaborado utilizando ferramentas isotópicas como U-Pb, Sm-Nd, C e O. A Formação Lagoa Formosa, que ocorre na região de Patos de Minas, foi objeto de descrição de afloramentos específicos, descrição de perfis estratigráficos e amostragem detalhada de importantes litofácies visando estudos de proveniência (Capítulo III).

Para o cumprimento dos objetivos propostos, em especial para os estudos de proveniência, foi necessária a alternância de períodos de trabalhos de campo para coleta de dados geológicos e de amostras, além de trabalhos em laboratório e escritório.

Alem disto, um estágio de seis meses foi efetuado em Montreal, Canadá, nos laboratórios do GEOTOP-UQAM para as análises de Sm-Nd em pelitos e nos laboratórios da *McGill University* para efetuar análises isotópicas de carbono e oxigênio em carbonatos.

#### 1.4.1. Amostragem e Preparação

Apenas amostras com intemperismo ausente ou diminuto foram selecionadas para as análises litoquímicas e isotópicas. Alterações secundárias como hidrotermalismo ou metassomatismo também foram evitadas, de modo que o sinal primário fosse preservado. Somente as porções homogêneas das amostras foram utilizadas, excluindo veios ou venulações, por exemplo. A serragem prévia de todas as amostras ajudou na escolha desses domínios homogêneos

Buscou-se coletar somente amostras de granulometria silte-argila para as amostras analisadas para Sm-Nd, de modo a obter uma melhor homogeneização das diferentes áreas fontes. A representação estratigráfica das amostras também foi fator fundamental. Como preparo para a dissolução em laboratório, as amostras foram cominuídas em britador e posteriormente pulverizadas em moinho de disco de carbeto de tungstênio.

Amostras para concentração e análise de zircões via LA-ICP-MS foram coletadas em afloramentos específicos, já conhecidos previamente. Foram coletados aproximadamente 8-10 kg de cada litotipo, atentando para variações verticais e laterais.

Para as análises isotópicas de carbono e oxigênio, amostras de carbonatos livres de veios, alterações superficiais ou recristalizações intensas foram selecionadas. Quando em exposição vertical, amostras foram coletadas perpendicularmente ao acamamento com espaçamento fixo entre as amostras, sempre que possível. A coleta de clastos de carbonatos em conglomerados foi feita mantendo-se rigorosa atenção na distribuição da coleta, de modo a representar as variações verticais e laterais do afloramento. As amostras foram perfuradas com microfuradeira e o pó resultante foi coletado em pequenos frascos de centrífuga.

#### 1.4.2. Análises litoquímicas

Trinta novas análises litoquímicas das formações Carrancas e Lagoa Formosa são apresentadas nessa dissertação. Os teores de elementos maiores, traços e terras raras foram determinados pela ACME *Analytical Laboratories LTD.*, em Vancouver, Canadá, via ICP-MS após fusão com metaborato / tetraborato de lítio e digestão com ácido nítrico diluído. O limite de detecção é de 0,01% para maioria dos óxidos de elementos maiores e de 0,1 ppm para a maioria dos elementos traços e terras raras. Os teores de metais-base e preciosos foram determinados por digestão em Aqua Regia seguida de análise por ICP-MS. A perda ao fogo (PF ou LOI – Lost On Ignition) foi determinada pela diferença de peso após ignição a 1000°C.

Amostras selecionadas de carbonatos foram analisadas quanto seus elementos maiores e traços via ICP-OES (*Induced Couple Plasma – Optic Emission Spectrometry*) no Departamento de Engenharia Química da *McGill University*, em Montreal, Canadá. Aproximadamente 30 mg do pó de cada amostra foi dissolvido usando ácido nítrico a 0.5N por 3 vezes consecutivas, mantendo cada reação por aproximadamente 30 minutos. Antes de ser analisada via ICP-OES, a fração dissolvida foi então diluída até um fator de diluição de aproximadamente 250.

#### 1.4.3. Análises Sm-Nd

Nesta dissertação serão apresentadas 29 análises de Sm-Nd, sendo 15 de amostras da Formação Lagoa Formosa e 14 de amostras da Formação Carrancas. As análises foram conduzidas no laboratório GEOTOP, instalado na *Université du Québec à Montréal*, em Montreal, Canadá, nos meses de fevereiro a julho de 2013, sob supervisão do Prof. Dr. Ross Stevenson. Um traçador  $^{150}\text{Nd}$ - $^{149}\text{Sm}$  foi adicionado às amostras e posteriormente foram dissolvidas com uma mistura de HF-HNO<sub>3</sub> e HNO<sub>3</sub>-HCl em recipientes de Teflon a uma temperatura em torno de 70°C. Os elementos terras raras foram então purificados por cromatografia de troca catiônica, e o Nd e Sm foram subsequentemente separados seguindo os procedimentos de Pin & Zaldegui (1997). Os brancos de procedimento são inferiores a 150 pg. As análises isotópicas foram realizadas utilizando uma configuração de filamento simples no espectrômetro de massa *Thermo Scientific Triton Plus*, no modo estático, via TIMS – *Thermal Ionization Mass Spectrometry*. A razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  foi normalizada utilizando uma razão  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de 0,7219. As concentrações de Sm e Nd e as razões  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  possuem uma precisão de 0,5% que corresponde a uma incerteza nos valores iniciais de  $\epsilon\text{Nd}$  de  $\pm 0.5$  unidades épsilon, baseado em repetidas análises dos padrões BHVO-2 e JNdi. As idades modelos  $T_{\text{DM}}$  foram calculadas usando o modelo de Goldstein *et al.* (1984).

#### 1.4.4. Isótopos de C e O

São apresentadas 59 novas análises de isótopos de carbono e oxigênio em carbonatos. Todas as análises foram efetuadas no Laboratório de Isótopos Estáveis da *Mcgill University*, em Montreal, Canadá, sob supervisão do Prof. Dr. Galen P. Halverson. As amostras foram analisadas em espectrômetro de fonte gasosa modelo *Nu Perspective*. Cerca de 1 mg de cada amostra foi pesado e atacado individualmente em ácido ortofosfórico após aquecimento a 90°C por 1 hora. O CO<sub>2</sub> liberado foi coletado e analisado usando um gás de referência do laboratório. As amostras foram calibradas contra o padrão Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB) usando os padrões NCM e UQ6. A precisão é de cerca de 0,05‰ para ambos  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ .

#### 1.4.5. Análises U-Pb via LA-ICP-MS

As análises foram realizadas no laboratório de geocronologia da Universidade de Brasília. As amostras foram cominuídas e pulverizadas até uma granulometria de 50-500  $\mu\text{m}$  e os zircões foram concentrados e separados através de técnicas de bateamento, magnéticas e de lupa binocular. Os grãos foram então montados em uma resina epóxi (a frio), desgastados, polidos e imageados em um microscópio eletrônico de varredura (MEV) modelo FEI Quanta 450, utilizando a técnica de backscattering (BKS), que enfatiza a estrutura interna dos cristais de zircões. As razões isotópicas de U e Pb foram determinadas em um espectrômetro de massa Finnigan Neptune acoplado a um sistema de ablação a laser Nd-YAG 213 nm. As análises U-Pb seguem os procedimentos de Böhn *et al.* (2009). A ablação foi realizada usando spots de 25-30 mm no modo raster, em uma frequência de 9-13 Hz e intensidade de 0.19-1.02 J/cm<sup>2</sup>. O material ablacionado foi carregado por Ar (~0.90 L/min) e He (~0.40 L/min) em 40 ciclos de 1 s cada, seguindo uma intercalação padrão-amostra de três amostras entre um branco e um padrão de zircão GJ-1. A acurácia foi controlada usando o padrão TEMORA-2. Os dados brutos foram reduzidos usando uma planilha interna e correções para background, viés de massa do instrumento e chumbo comum. As idades U-Pb foram calculadas usando o programa Isoplot 3.7 (Ludwig, 2008).

## 2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

### 2.1. Bacia do São Francisco

O Cráton do São Francisco estende-se pelas regiões sudeste e nordeste do Brasil, cruzando principalmente os estados de Minas Gerais, Goiás e Bahia. É delimitado pelas faixas brasileiras Brasília, a oeste e sudoeste; Rio Preto, a noroeste; Riacho do Pontal e Sergipana a norte; e Araçuaí, a leste (Almeida, 1977 – Figura 2.2).

As coberturas cratônicas são relacionadas à Bacia do São Francisco e são representadas por unidades pré-cambrianas e fanerozóicas, sendo que, em três áreas principais, o embasamento encontra-se exposto: no extremo sul; no centro do cráton (próximo à Januária-MG e Correntina-BA); e a leste, já no estado da Bahia. O embasamento do Cráton do São Francisco é constituído principalmente por gnaisses e granitóides arqueanos e paleoproterozóicos.

O Cráton do São Francisco pode ser subdividido em três setores: setor oriental – leste do estado da Bahia; central – porção central do estado da Bahia; e ocidental – oeste de Minas Gerais, sudoeste da Bahia e nordeste de Goiás. Nessa dissertação o foco será voltado exclusivamente para o setor ocidental. Para um detalhamento mais abrangente do Cráton do São Francisco, consultar Alkmim (2004) e Hasui (2012).

A Bacia do São Francisco é constituída por unidades pré-cambrianas - o Supergrupo Espinhaço, o Grupo Paranoá (Mesoproterozóicos) e o Grupo Bambuí (Neoproterozóico), além de unidades Paleozóicas (Grupo Santa Fé) e cretácicas (Grupos Areado, Mata da Corda e Urucuia), conforme Campos & Dardenne (1997), Sgarbi *et al* (2001), Alkmim & Martins Neto (2001), Zalan & Romeiro-Silva (2007). Coluna estratigráfica simplificada da Bacia do São Francisco encontra-se representada na Figura 2.1. Para o presente trabalho, somente o Grupo Bambuí terá sua estratigrafia detalhada.



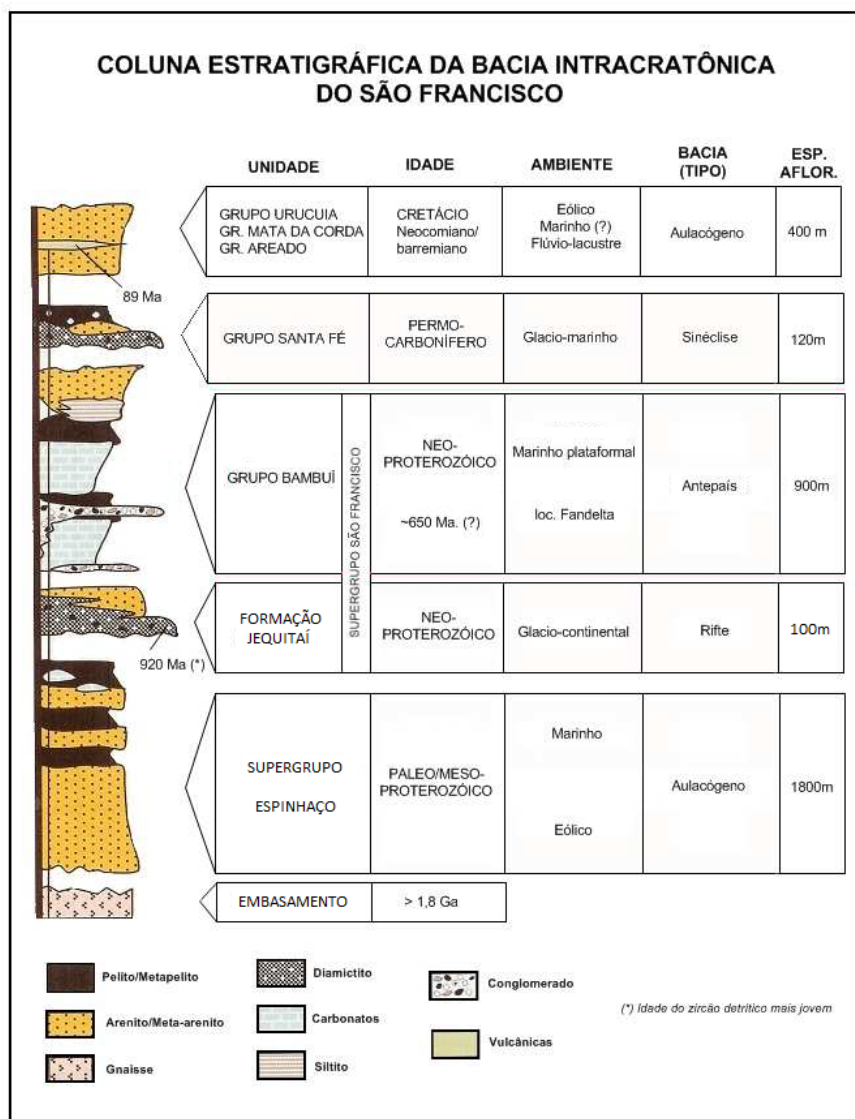


Figura 2.1: Coluna estratigráfica da Bacia intracratônica do São Francisco (Modificado de Alkmim & Martins-Neto 2001).

## 2.2. Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí representa a unidade neoproterozóica da Bacia do São Francisco (Alkmim *et al.* 1993, Alkmim & Martins Neto 2001, Martins Neto & Alkmim, 2001; Misi, 2001; Zalan & Romeiro Silva 2007). Consiste de uma sequência de rochas sedimentares e metassedimentares de baixo grau metamórfico, depositada sobre o embasamento cratônico do Cráton do São Francisco (Figura e Figura 2.3). É dividida, da base para o topo, nas formações Jequitáí/Carrancas (conglomerados), Sete Lagoas (carbonatos), Serra de Santa Helena (siltitos), Lagoa do Jacaré (carbonatos), Serra da Saudade (siltitos) e Três Marias (arcósios), conforme evolução dos trabalhos

de Costa & Branco (1961), Barbosa (1965), Oliveira (1967), Braun (1968), Dardenne (1978, 1981) e RADAMBRASIL (1982) – Tabela 2.1.

Tabela 2.1: Evolução das subdivisões estratigráficas propostas para o Grupo Bambuí Compilação de Nobre-Lopes (1995)

<b>COSTA E BRANCO (1961)</b>		<b>BARBOSA (1965)</b>	<b>OLIVEIRA (1967)</b>	<b>BRAUN (1968)</b>	<b>DARDENNE (1978)</b>	<b>RADAMBRASIL (1982)</b>	
Membros	Formações	Formações	Formações	Formações	Formações		Formações
Serra da Saudade	Paraopeba	Três Marias	Três Marias	Três Marias	Três Marias	Subgrupo Paraopeba	Três Marias
Três Marias					Serra da Saudade		Serra da Saudade
Lagoa do Jacaré		Lagoa do Jacaré	Lagoa do Jacaré	Paraopeba	Lagoa do Jacaré		Lagoa do Jacaré
Serra de santa Helena		Serra de Santa Helena	Serra de Santa Helena		Serra de Santa Helena		Serra de Santa Helena
		Sete Lagoas	Sete Lagoas		Sete Lagoas		Sete Lagoas
		Sete Lagoas	Paranoá	Paranoá	Jequitai		Sete Lagoas
	Carrancas	Samburá	Vila Chapada	Fácies Carrancas		Samburá/Carrancas	

#### Formação Jequitai

Constituída por diamictitos intercalados por arenitos e pelitos de origem glacial, seus afloramentos encontram-se, principalmente, na região da Serra do Cabral e Serra da Água Fria (Minas Gerais), mas também nas imediações da Faixa Brasília (Uhlein *et al.*, 2004a, 2011a; Alvarenga *et al.*, 2012). Sua espessura pode variar de 0 até 150 metros e, segundo Dardenne (1978), representa a unidade basal do Grupo Bambuí. Na base predominam diamictitos maciços, mas para o topo, diamictitos estratificados tornam-se comuns, apresentando clastos de granitóides, gnaisses, quartzitos, siltitos, silixitos, quartzo e calcários, desde grânulo até matacão. Localmente mostra intercalações de arenitos lenticulares e pelitos laminados.

Na região da Serra da Água Fria ocorre um pavimento estriado no embasamento dos diamictitos da Formação Jequitai, representado pelos quartzitos do Supergrupo Espinhaço. Essa feição representa a principal evidência da glaciação neoproterozóica no leste do Brasil (Karfunkel & Hoppe, 1988; Uhlein *et al.*, 2004a, 2011a).

### Formação Carrancas

Composta por conlomerados, siltitos, ritmitos e raros dolomitos, a Formação Carrancas foi inicialmente definida por Costa & Branco (1961) como um Membro dentro da Formação Sete Lagoas, devido ao seu caráter descontínuo. Posteriormente, revista por outros autores ao longo dos últimos anos, foi elevada à hierarquia de Formação Carrancas e posicionada na base do Grupo Bambuí meridional, uma vez que os trabalhos de mapeamento e estudos estratigráficos foram intensificados (e.g.: Vieira *et al.*, 2007a; Romano, 2007; Ribeiro *et al.*, 2008; Tuller *et al.*, 2008; Tuller *et al.* 2010).

Os principais afloramentos dos diamictios da Formação Carrancas localizam-se na MG-424 (km 30) e na sede do município de Inhaúmas-MG. Nesses dois locais, diamictito repousa sobre o embasamento cristalino do Complexo Belo Horizonte e é recoberto diretamente pelo calcário da Formação Sete Lagoas (MG-424) ou pela fácies ritmito da própria Formação Carrancas (Inhaúmas).

Sgarbi *et al.* (2003) sugerem para a formação Carrancas uma idade entre 750 e 580 Ma e a situam num dos quatro eventos de mudança climática brusca sofrida pela Terra durante o Neoproterozoico. Romano e Knauer (2003) descrevem matacões “pingados” em ritmitos da Formação Carrancas próximos ao município de Onça de Pitangui, MG, sendo interpretado como depósitos glaciais da base do Grupo Bambuí. Porém, a interpretação de um ambiente glacial ainda não é consenso entre os pesquisadores. Nas proximidades de Pedro Leopoldo, Vieira *et al.* (2007a) descreve uma sedimentação, para a Formação Carrancas, de canais fluviais incisos no embasamento, e afirma que “*Essa unidade compreende ciclos granodescrescentes ascendentes possivelmente de origem aluvial costeira. Não existem evidências claras de influência glacial nesses depósitos.*”. Rodrigues (2008) e Tuller *et al.* (2010) corroboram com uma sedimentação aluvial sem influência glacial. Mais recentemente, Uhlein *et al.* (2013) detalharam estratigraficamente e sedimentologicamente duas ocorrências importantes da Formação Carrancas, descrevendo conlomerados, folhelhos, arenitos e dolomitos depositados em calhas (grábens) do embasamento cratônico durante a evolução inicial da bacia Bambuí, também sem características de sedimentação glacial.

### Formação Samburá

A Formação Samburá aflora na porção oeste do Grupo Bambuí, próximo à Faixa Brasília e ao longo do flanco leste da Serra da Pimenta. Castro & Dardenne (2000) inferem uma espessura de aproximadamente 200 m para a unidade em questão.

Os conlomerados da Formação Samburá foram correlacionados à Formação Jequitai por Karfunkel & Hoppe (1988), que interpretaram uma origem glacial para os conlomerados e arenitos.

Castro (1997) descreveu a unidade Samburá como depósitos formados por uma associação de arenitos arcozianos, pelitos, ortoconglomerados e paraconglomerados, compostos de clastos predominantemente seixosos de quartzo, quartzitos, granitóides, carbonatos e xistos verdes, paraderivados e ortoderivados, dispersos em matriz areno-siltosa. Castro (1997) admite uma sedimentação tipo *debris-flow* para essa unidade, dominados por fluxos gravitacionais e sem influência glacial, com proveniência do soerguimento da Faixa Brasília a oeste.

#### Formação Sete Lagoas

A Formação Sete Lagoas é constituída de dolomitos e calcários retrabalhados, às vezes com estruturas estromatolíticas e pelitos margosos (Dardenne, 1978). A unidade repousa em discordância sobre o embasamento e, localmente, sobre os diamictitos das formações Carrancas e Jequitaiá. Sua espessura pode variar de 0 a 500 metros (Vieira *et al.*, 2004a; Iglesias & Uhlein 2009).

Nobre-Lopes (1995) e Lima (1997) estudaram os carbonatos da Formação Sete Lagoas do ponto de vista faciológico e genético, mostrando alternâncias de calcilutito, calcarenito, marga e folhelho; calcarenitos e calcirruditos oolíticos; calcilutito dolomitizado e calcário dolomítico cristalino sacaroidal. A base da Formação Sete Lagoas é marcada por uma camada fina (0-10 m) de dolomito rosa a bege (e.g.: Alvarenga *et al.*, 2007; Kuchenbecker *et al.* 2011; Caxito *et al.*, 2012). A deposição da Formação Sete Lagoas se desenvolveu em plataforma carbonática extensa com períodos de mais baixa energia, dominada por uma sedimentação bioquímica, e outros episódios de maior turbulência, que retrabalharam os primeiros carbonatos precipitados na bacia. Estudos recentes sugerem que uma discordância na porção média da Formação Sete Lagoas a divide em dois ciclos do tipo *shallowing-upwards* (Martins & Lemos, 2007; Zalán & Romeiro-Silva, 2007; Vieira *et al.*, 2007a), sendo o segundo ciclo, caracterizado por carbonatos escuros, ricos em matéria orgânica, localmente com estromatólitos colunares do tipo *Gymnosolenida*, com até 160 metros de espessura (e.g.: Vieira *et al.*, 2007a).

#### Formação Serra de Santa Helena

A Formação Serra de Santa Helena representa a unidade mais espessa e de maior extensão areal do Grupo Bambuí. Trata-se de uma sucessão de ritmitos silto-argilosos cinza a esverdeados com fina estratificação plano-paralela e, localmente, marcas onduladas de pequeno porte. Podem possuir algumas intercalações de arenito fino e lentes de calcários cinza escuros (Dardenne, 1978; Uhlein *et al.* 2004b).

O contato basal com a Formação Sete Lagoas é concordante, mas localmente gradativo, evidenciado pelo aumento da quantidade de pelitos nos pacotes carbonáticos no topo da unidade (Iglesias & Uhlein, 2009).

#### Formação Lagoa do Jacaré

A Formação Lagoa do Jacaré (Costa & Branco, 1961; Dardenne, 1978) sobrepõe-se à Formação Serra de Santa Helena em contato gradacional. Regionalmente, é composta por calcários pretos a cinza, localmente oolíticos e pisolíticos, brechas intraclásticas, margas e intercalações de siltitos e folhelhos de cor verde-amarelada. A Formação Lagoa do Jacaré é caracterizada por extensas lentes carbonáticas aflorantes, principalmente, na porção oriental da Bacia Bambuí, alongadas por dezenas de quilômetros em uma faixa aproximadamente N-S. A deposição desta unidade ocorreu em ambiente plataformar siliciclástico-carbonático de alta energia, evidenciado pela grande quantidade de calcários retrabalhados.

#### Formação Lagoa Formosa

Seer *et al.* (1987, 1989) descreveram pela primeira vez diamictitos, pelitos e carbonatos na margem oeste do Grupo Bambuí, nas imediações do município de Lagoa Formosa (MG). Nesse tempo, a sequência era desconhecida dentro da estratigrafia “clássica” para o Grupo Bambuí, e seu posicionamento estratigráfico era incerto.

Baptista (2004) e Uhlein *et al.* (2011b), trabalhando na Formação Lagoa Formosa, propuseram uma evolução sedimentar para a unidade e identificaram associações de litofácies compostas por diamictitos e siltitos (além de arenitos, conglomerados, jaspilitos e carbonatos). Por conseguinte, os mesmos autores propuseram uma evolução sedimentar na forma de leques submarinos em um contexto de bacia tipo *foreland* proximal. O soerguimento da Faixa Brasília elevou blocos basais do Grupo Bambuí, retrabalhando e ressedimentando-os em fluxos gravitacionais tipo *debris* e *mud-flows*. Os siltitos representam sedimentação em correntes de turbidez diluídas de franjas distais, associadas à paleoaltos onde houve a precipitação de carbonatos. A inserção da Formação Lagoa Formosa na estratigrafia do Grupo Bambuí ocidental foi estabelecida por Sial *et al.* (2009) e Uhlein *et al.* (2011b), correlacionando-a lateralmente à Formação Serra da Saudade.

### Formação Serra da Saudade

Sequência pelítica em contato basal concordante com a Formação Lagoa do Jacaré ou com a Formação Serra de Santa Helena, uma vez que a unidade carbonática da Formação Lagoa do Jacaré possui caráter lenticular (Branco & Costa, 1961; Dardenne, 1978).

Estudando a estratigrafia da Formação Serra da Saudade na serra homônima, Lima *et al.* (2007) descreveram 5 diferentes litofácies para a unidade, a saber: 1-ritmito pelito-arenoso; 2-arenito fino com estratificação cruzada *hummocky*; 3-ritmito areno-pelítico verde, glauconítico (verdete); 4-ritmito fosfático; 5-calcirrudito e calcarenito. Deposição do tipo plataformal, influenciado por episódios de tempestades é admitido para os litotipos da Formação Serra da Saudade.

### Formação Três Marias

Nas cercanias da represa de Três Marias, região centro-norte de Minas Gerais, afloram siltitos e arenitos com laminações e estratificações cruzadas, estruturas *hummocky*, bem como dobras convolutas, marcas onduladas e gretas de contração (Chiavegatto, 1992).

Uma coluna estratigráfica para a Formação Três Marias foi levantada por Lima (2005) entre a superfície do lago de Três Marias e as partes altas da cidade homônima, em uma seção vertical de cerca de 180 metros. A deposição da Formação Três Marias ocorreu em ambientes deltaicos e fluviais a leste e em ambientes plataformais, com ação de ondas de tempestade, a oeste (Chiavegatto, 1992; Lima, 2005), e representa o assoreamento final da Bacia Bambuí.

Geneticamente, as formações do Grupo Bambuí representam três ciclos de sedimentação regressiva, todos eles num contexto de ambiente marinho raso, com influência de ondas de tempestades (Dardenne 1978, Martins 1999, Uhlein *et al.* 2004b). Segundo Uhlein (1991) e Uhlein *et al.* (2004a), as formações Jequitai e Carrancas, inseridas na base da coluna proposta por Dardenne (1978), aparentam ser correlacionadas ao Grupo Macaúbas, que mostra desenvolvimento regional na Faixa Arauaí (embasamento oriental da Bacia). Na porção oeste da Bacia do São Francisco, próxima à Faixa Brasília, ocorrem unidades mais recentemente incorporadas ao Grupo Bambuí, denominadas Formação Samburá (Castro 1997, Castro & Dardenne 2000) e Formação Lagoa Formosa (Seer *et al.* 1987, 1989; Baptista, 2004; Uhlein *et al.* 2004b; Uhlein *et al.*, 2011b). Sendo assim, regionalmente, o Grupo Bambuí mostra uma estratigrafia bem mais complexa do que inicialmente descrita por Dardenne (1978, 1981 – Figura ). Em função dessa complexidade, Uhlein *et al.* (2004b) compartimentaram a bacia em dois setores distintos: ocidental e oriental. O setor ocidental apresenta maior subsidência e caracteriza-se por importante controle tectônico na sedimentação, com ampla ocorrência de conglomerados. É nesse setor que ocorrem as

unidades Samburá e Lagoa Formosa. Na margem oposta da bacia Bambuí, o setor oriental é caracterizado por sedimentação plataformal, possuindo menores taxas de subsidência e forte controle eustático. Nesse setor, a Formação Carrancas aflora localmente, na porção basal da bacia.

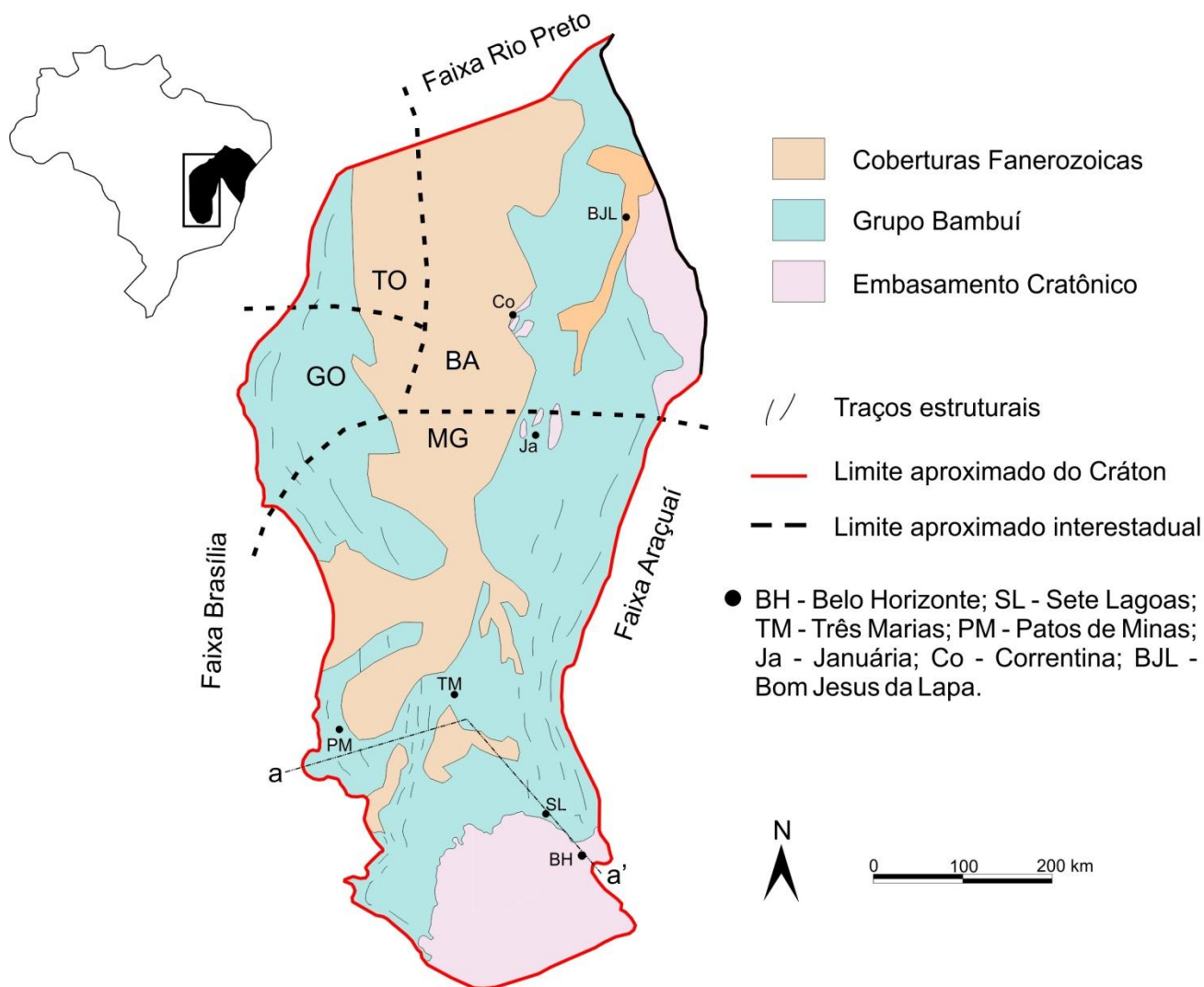


Figura 2.2: Mapa geológico simplificado da Bacia do São Francisco, segundo Almeida (1977) e Alkmim (2004). No alto, à esquerda, esboço simplificado do Cráton do São Francisco ocidental e seus limites com faixas dobradas brasileiras. Perfil esquemático a-a' apresentado na Figura 2.3. Modificado de Hasui (2012).

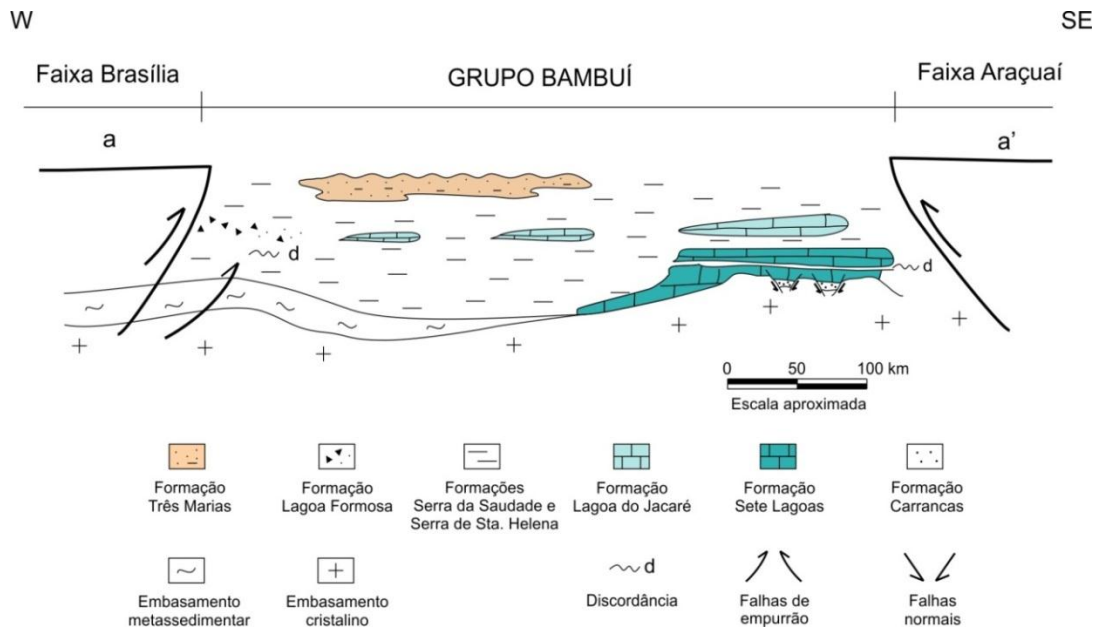


Figura 2.3: Perfil esquemático a-a' com representação da estratigrafia do Grupo Bambuí meridional. Perfil entre as cidades de Patos de Minas, a oeste, e Sete Lagoas, a sudeste. Estratigrafia e relações de contato compilados de Dardenne, 1978; Castro & Dardenne, 2000; Uhlein *et al.*, 2004b; Martins & Lemos, 2007; Uhlein *et al.*, 2011b; Uhlein *et al.*, 2013, além de referências citadas pelos autores.

O Grupo Bambuí foi inicialmente relacionado ao desenvolvimento de uma bacia em plataforma estável, controlada por lineamentos norte-sul e diversos compartimentos com subsidência diferenciada e por uma sedimentação molássica no topo (Dardenne 1981). Posteriormente, passou a ser relacionado a uma bacia do tipo antepaís (*foreland*), associada ao desenvolvimento orogênico da Faixa Brasília (Chang *et al.* 1988, Guimarães 1997, Castro & Dardenne 2000, Dardenne 2000, Martins-Neto & Alkmim 2001). Atualmente, Zalan & Romeiro Silva (2007) consideram o Grupo Bambuí com características de bacia intracratônica na base e de bacia de ante-país no topo.

As rochas do Grupo Bambuí, quando deformadas, apresentam vergências com padrão centrípeto para o interior do cráton. A deformação é mais intensa nas regiões próximas às faixas orogênicas Brasília e Araçuaí que margeiam o Cráton do São Francisco a oeste e leste, respectivamente (Figura 2.2). A deformação tende a suavizar conforme se avança para o interior do cráton, podendo estender-se até 200 km antes de passar lateralmente para acamamentos sub-horizontais livres de deformação (e.g.: Alkmim & Martins-Neto, 2001).

Durante o Neoproterozoico, eventos de extrema variação climática global são registrados nas rochas sedimentares em várias partes do mundo. Associados a diamictitos e conglomerados de origem glacial, encontra-se também carbonatos típicos de águas mais aquecidas. Essa dicotomia paleoclimática registrada em algumas sequências sedimentares do Neoproterozóico levou à teoria do Snowball Earth, cujas flutuações extremas de condições climáticas em escala global, não possuem



precedentes nos registros do Fanerozóico (Kirschvink,1992; Hoffman *et al.*, 1998; Hoffman & Schrag, 2002). Sequências muito semelhantes são encontradas em extensões globais, sempre com depósitos glaciais sendo capeados por típicos carbonatos de capa (*cap carbonates*). Os carbonatos de capa são semelhantes tanto no aspecto litológico quanto isotópico, mostrando trends isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  com padrões bem definidos, correspondendo às glaciações do meio ou do final do Criogeniano (glaciação Sturtiana e Marinoana, respectivamente - Kirschvink,1992; Kennedy *et al.*, 1998; Hoffman & Schrag, 2002; Halverson *et al.*, 2005).

O Grupo Bambuí possui o registro de um desses eventos globais ocorridos no Neoproterozoico, tendo a Formação Sete Lagoas como um típico carbonato de capa, conforme demonstrado por Vieira *et al.* (2007b). Os valores isotópicos de C e O da Formação Sete Lagoas possuem um padrão comum para diversas localidades da bacia, comprovando o caráter regional desse evento glacial no Grupo Bambuí (e.g.: Martins & Lemos, 2007; Caxito *et al.*, 2012). A Formação Jequitaí representa o registro de uma sedimentação glacio marinha, possivelmente relacionada ao evento Sturtiano (~750 Ma) ou Marinoano (~630 Ma - Uhlein *et al.*, 2004a, 2011a; Caxito *et al.*, 2012).

A idade de deposição do Grupo Bambuí foi inicialmente estudada isotopicamente nos trabalhos de Parenti-Couto *et al.* (1981) e Bonhomme *et al.* (1982). Isócronas Rb-Sr de rocha total em argilitos das regiões centrais da bacia foram calculadas em 690-560 Ma, e interpretadas como idades mínimas de sedimentação, provavelmente relacionadas a uma abertura do sistema durante os eventos deformacionais do brasileiro. Os carbonatos de capa representativos da base da Formação Sete Lagoas foram datados pelo método Pb-Pb, fornecendo uma icócrona de  $740 \pm 22$  Ma (Babinski *et al.* 2007). A transição entre as Formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena possui zircões detríticos mais novos com idade de cerca de 610 Ma (Rodrigues, 2008; Pimentel *et al.*, 2011). Estes dados indicam uma discordância, com um hiato importante, de aproximadamente 120 Ma dentro dos carbonatos da Formação Sete Lagoas. Discordância essa que apresenta expressão também em seções sísmicas (Zalán & Romeiro Silva, 2007; Martins & Lemos, 2007). Porém, em trabalho recente, Caxito *et al.* (2012), utilizando-se de comparações litótípicas e isotópicas de carbonatos de capa pelo mundo, interpretam uma idade relacionada ao evento glacial do Marinoano (~635 Ma) para a glaciação da Formação Jequitaí e os carbonatos de capa da Formação Sete Lagoas, refutando a idade de 740 Ma proposta por Babinski *et al.*, 2007. Além disso, os autores interpretam o hiato dentro da Formação Sete Lagoas com um tempo bem inferior aos 120 Ma propostos, conforme demonstrado por razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  praticamente idênticas tanto abaixo quanto acima da discordância.

A idade mínima para a deposição do Grupo Bambuí é calculada como ~567 Ma para a parte ocidental da bacia e ~570 Ma para a porção oriental. As idades mínimas são interpretadas como a

idade de resfriamento de muscovitas de nappes externas, provindas da Faixa Brasília, e empurradas por sobre rochas do Grupo Bambuí, a oeste, e idades U-Pb de granitos sin-colisionais da Faixa Araçuaí, os quais devem marcar a idade deformacional do Grupo Bambuí a leste (Valeriano *et al.*, 2000; Pedrosa-Soares *et al.*, 2011). Assim, levando em consideração o trabalho mais recente de Caxito *et al* (2012), a idade de deposição do Grupo Bambuí deve corresponder ao intervalo de ~635-570 Ma.

Mais recentemente, zircões de idades até 540-510 Ma têm sido encontrados nas formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena (Paula-Santos *et al.*, 2012; Pimentel *et al.*, 2012). Uma vez que suas idades de cristalização não condizem com os limites mínimos de deposição atualmente considerados para o Grupo Bambuí, são necessários maiores estudos para se determinar a validade desses novos dados.

### 3. LITOQUÍMICA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA COMO TRAÇADORES DE PROVENIÊNCIA

Muito esforço foi aplicado para discriminar o ambiente tectônico da proveniência de rochas sedimentares, principalmente usando a petrografia de arenitos (e.g.: Zuffa 1980, 1991; Dickinson, 1985), mas mais recentemente, empregando várias técnicas geoquímicas e isotópicas (e.g.: Roser & Korsch, 1986; Floyd & Leveridge, 1987; McLennan & Hemming, 1992; McLennan *et al.*, 1993; Fedo *et al.*, 2003; Cawood *et al.*, 2012).

A composição química de rochas sedimentares contém um registro importante para o entendimento de como a crosta continental evolui com o tempo geológico. Erosão e sedimentação promovem uma amostragem das rochas expostas na superfície, e a geoquímica de rochas sedimentares pode fornecer importantes informações sobre a composição da crosta continental superior (Taylor & McLennan, 1985), e conseqüentemente sobre a proveniência dessas rochas sedimentares. Alterações químicas associadas a intemperismo, erosão, transporte sedimentar, deposição e diagênese podem ser complexas se analisadas detalhadamente. Porém, os elementos terras raras (ETR), além de Th, Sc e Co são os mais úteis elementos para fornecerem informações acerca da proveniência sedimentar, uma vez que suas distribuições não são seriamente afetadas por processos secundários como diagênese e metamorfismo, ou mesmo por fracionamento de minerais pesados, como Zr, Hf e Sn são (McLennan & Taylor, 1991). Rochas siliciclástica de fração argila/silte são mais propícias para estudos de proveniência, uma vez que possuem um maior enriquecimento em ETR, além de fornecerem uma abrangência mais fiel das diferentes áreas fornecedoras de sedimentos para a bacia em questão. Em contraste, sedimentos arenosos ou rudíticos podem apresentar efeitos de fracionamento mineral, especialmente para zircões e óxidos de Ti (Taylor & McLennan, 1985). Rochas pelíticas mostram uma transição secular próximo ao limite Arqueano-Proterozoico. A maioria das unidades siliciclásticas internas aos terrenos greenstones arqueanos são turbiditos vulcanogênicos de primeiro ciclo erosional, com uma proveniência dominada pela bimodalidade basalto-dacito/tonalito de ambiente de margem convergente. Em contraste, bacias proterozoicas e fanerozoicas possuem detritos com maior proveniência de granitoides ricos em potássio de ambiente de fusão intracrustal (Taylor & McLennan, 1985, 1995; Veizer & Mackenzie, 2004).

O método Sm-Nd é muito utilizado em pesquisas envolvendo proveniência sedimentar, dado ao fato que o sistema é minimamente afetado por processos crustais, sofrendo fracionamento significativo principalmente em eventos de extração mantélica.

O modelo de manto empobrecido de DePaolo (1981) postula que partes do manto seriam continuamente enriquecidas em Sm relativo ao Nd, devido às sucessivas extrações de magma mantélico para a geração crustal. Assim, existiria um reservatório primitivo, isotopicamente não modificado, denominado CHUR (*Chondritic Uniform Reservoir*) e o manto empobrecido, isotopicamente modificado com o passar do tempo, ou *Depleted Mantle* ( $_{DM}$ ). A geração crustal a partir desse manto empobrecido, geraria rochas com razões Sm/Nd diferentes das do manto primitivo, que por sua vez resultaria em uma evolução isotópica diferente. Assim sendo, algumas notações foram criadas para correlacionar os dados isotópicos das rochas estudadas com os reservatórios teorizados, e assim, interpretar a evolução isotópica dessas rochas. A notação  $\epsilon Nd$  corresponde ao desvio da razão  $^{143}Nd/^{144}Nd$  da amostra a partir do reservatório condritico (CHUR) e é calculado da seguinte forma:

$$\epsilon Nd(t) = \left[ \frac{(^{143}Nd/^{144}Nd)_{(t) \text{ amostra}}}{(^{143}Nd/^{144}Nd)_{(t) \text{ CHUR}}} - 1 \right] * 10^4$$

sendo  $^{143}Nd/^{144}Nd$  de CHUR igual a 0,512638, segundo Goldstein *et al.* (1984). Essa notação refere-se ao valor de  $\epsilon Nd$  no momento de cristalização ou sedimentação da rocha em questão.

O conceito de idade modelo baseia-se na evolução progressiva do  $\epsilon Nd$  a partir de um tempo inicial até o dia de hoje. Essa idade, aplicada para rochas sedimentares pode ser interpretada como a média ponderada das idades de extração mantélica de suas rochas fonte, ou seja, uma idade média de suas proveniências. A idade modelo ( $T_{DM}$ ) pode ser calculada da seguinte forma:

$$T_{DM} = 1/\lambda \cdot \ln \left[ 1 + \frac{(^{143}Nd/^{144}Nd)_{amostra} - (^{143}Nd/^{144}Nd)_{DM}}{(^{147}Sm/^{144}Nd)_{amostra} - (^{147}Sm/^{144}Nd)_{DM}} \right]$$

sendo,  $\lambda = 6.54 \times 10^{-12}$ ;  $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{DM} = 0.51315$ ;  $(^{147}Sm/^{144}Nd)_{DM} = 0.2145$ , segundo Goldstein *et al.* (1984).

A proveniência e o transporte de sedimentos terrígenos dependem da paleogeografia e das condições climáticas durante erosão e deposição. Variações nos valores de  $\epsilon Nd$  evidenciam proveniências a partir de rochas com uma composição isotópica de Nd mais semelhantes ou mais diferenciadas da composição do reservatório CHUR, refletindo, por exemplo, fontes mais juvenis primitivas ou crustais diferenciadas. Por sua vez, idades modelos e  $\epsilon Nd$  que variam conforme a estratigrafia de uma bacia sedimentar indicam variações no grau de envolvimento de rochas fonte com tempos de residência crustal maiores ou menores no preenchimento sedimentar, podendo inclusive estabelecer relação com eventos de regressão e transgressão na bacia (Fanton *et al.*, 2002).

Durante a amostragem, rochas de granulometria fina devem ser priorizadas, uma vez que há uma maior concentração de elementos como Sm e Nd, o que facilita a análise, mas, principalmente, tendem a representar uma melhor homogeneização das diferentes áreas fontes que fornecem sedimentos detríticos para a bacia. Rochas areníticas, por exemplo, podem fornecer sinais isotópicos locais, que não refletem uma verdadeira média das rochas fontes. Trabalhos como Pimentel *et al.* (2001), Dantas *et al.* (2009), Babinski *et al.* (2012) e Caxito *et al.* (2013) buscam, nos isótopos de Nd aliado a outras técnicas, delinear os padrões de proveniências de rochas sedimentares e metassedimentares de bacias pré-cambrianas brasileiras (Figura 3.1).

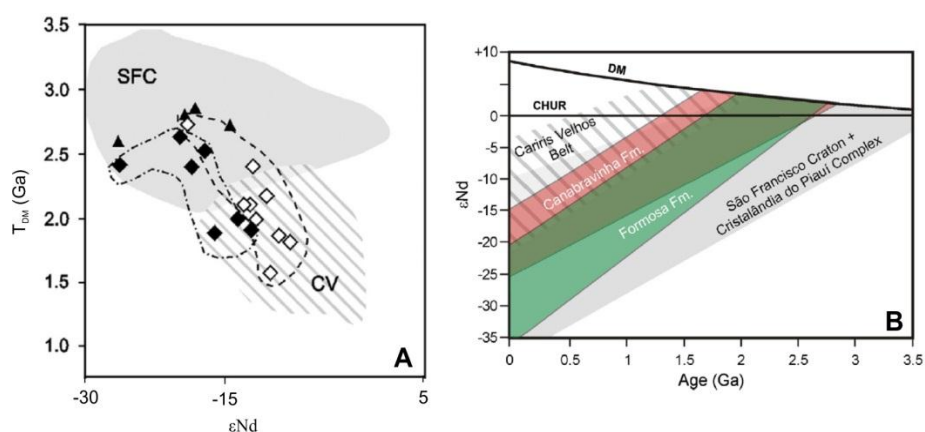


Figura 3.1: Uso do método Sm-Nd para proveniência de rochas sedimentares. A - Idade modelo ( $T_{DM}$ ) versus  $\epsilon Nd$  das amostras estudadas, com polígono representativo das possíveis áreas fontes (SFC-Cráton do São Francisco, CV-Cariris Velhos). B-Diagrama de evolução dos isótopos de Nd com o tempo e comparação com a evolução das possíveis áreas fontes. Modificado de Caxito *et al.* (2013).

Nos últimos anos, uma profusão de trabalhos vem utilizando zircões detríticos para traçar padrões de proveniência e definir idades máximas de sedimentação (e.g.: Collins *et al.*, 2007; Pimentel *et al.*, 2011; Chemale Jr. *et al.*, 2012; Babinski *et al.*, 2012). Idades U-Pb em zircões detríticos representa o método mais direto quanto à análise de padrões de proveniência de rochas sedimentares. A amostragem deve ser feita priorizando rochas que apresentem um maior volume de cristais detríticos de zircões, o que geralmente é reflexo de uma quantidade do elemento Zr acima de 100 ppm. Assim como para o método Sm-Nd, a análise de zircões detríticos a diferentes níveis estratigráficos, favorece uma interpretação a cerca das variações da proveniência conforme a evolução do preenchimento da bacia. Cawood *et al.* (2012) relaciona os diferentes ambientes tectônicos com o padrão de distribuição de idades U-Pb em zircões detríticos (Figura 3.2). Margens de placa convergente são caracterizadas por uma grande proporção de idades de zircões próximas à idade deposicional dos sedimentos, enquanto que, sedimentos em ambientes colisionais, extensionais

e intracratônicos contêm uma maior proporção de zircões antigos, o qual reflete a história do embasamento (Figura 3.2).

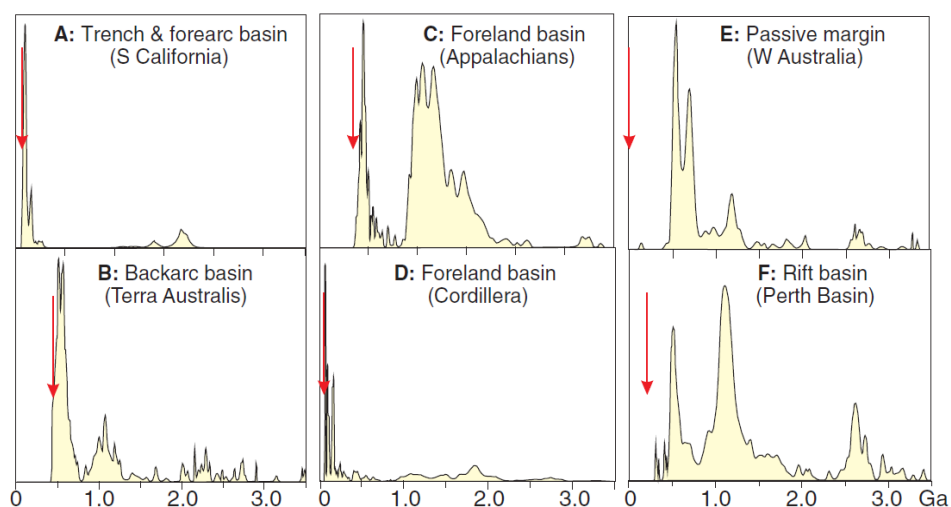


Figura 3.2: Espectro de idades de zircões para bacias convergentes (A e B), colisionais (C e D) e extensionais (E e F). Seta vertical representa a idade de deposição das rochas sedimentares. Modificado de Cawood *et al.* (2012).

Clastos de rochas carbonáticas presentes em conglomerados também são capazes de fornecer informações importantes quanto à proveniência de rochas sedimentares a partir de seus valores isotópicos de carbono e oxigênio. Uma vez coletados de forma sistemática, podem estabelecer informações quanto à origem desses carbonatos, se intra ou extrabaciais. Obviamente, esses dados devem ser comparados com dados isotópicos de sequências carbonáticas que estejam presentes na própria sequência estudada ou em sequências adjacentes. Exemplos do uso dessa ferramenta estão nos trabalhos de Hoffman *et al.* (2009) e Caxito *et al.* (2012), os quais rastreiam com sucesso a proveniência de clastos carbonáticos, e inclusive interpretam discordâncias internas e tectonismo sinsedimentar a partir desses dados.

## ❖ CAPÍTULO II: FORMAÇÃO CARRANCAS

Este capítulo é destinado à apresentação e discussão dos dados geológicos de campo, geoquímicos e isotópicos obtidos para a Formação Carrancas. A primeira parte tem como foco o detalhamento sedimentológico e estratigráfico de duas ocorrências importantes da unidade. A segunda parte refere-se a apresentação de dados isotópicos e discussão da proveniência da Formação Carrancas. Todo o capítulo está estruturado na forma de dois artigos, sendo que o primeiro encontra-se já publicado.

### 4. ESTRATIGRAFIA E SEDIMENTOLOGIA DA FORMAÇÃO CARRANCAS, GRUPO BAMBUÍ, NAS REGIÕES DE BELO HORIZONTE E PITANGUI – MG

Gabriel J. Uhlein<sup>1</sup>; Jorge F. M. G. de Carvalho<sup>2</sup>; Alexandre Uhlein<sup>3</sup>; Fabrício de A. Caxito<sup>1</sup>;  
Galen P. Halverson<sup>4</sup>; Alcides N. Sial<sup>5</sup>.

*G.J. Uhlein et al. / Geonomos, 20(2), 79-97, 2013*

*Recebido em 15 de outubro de 2012; aceito em 7 de fevereiro de 2013*

#### 4.1. Introdução

A Formação Carrancas aflora na porção sul do Cráton do São Francisco, principalmente nas proximidades de Belo Horizonte, MG. Seus conglomerados e pelitos foram inicialmente descritos por Costa & Branco (1961) como unidade basal do Grupo Bambuí. Primeiramente posicionada como membro dentro da Formação Sete Lagoas, foi posteriormente elevada à hierarquia de Formação Carrancas, uma vez que trabalhos de mapeamento geológico e estratigráficos regionais foram realizados (e.g.: Vieira *et al.*, 2007a; Romano, 2007; Ribeiro *et al.*, 2008; Tuller *et al.*, 2008; Tuller *et al.*, 2010). Uma nova seção-tipo para a Formação Carrancas foi proposta por Tuller *et al.* (2008), na região de Inhaúma (MG), sendo composta por diamictitos na base e pelitos rítmicos no topo. O pacote inteiro não ultrapassa 20-30 metros e está sobreposto por calcarenitos da Formação Sete Lagoas.

Um ambiente glacial para a deposição da Formação Carrancas é sugerido por diversos autores (Sgarbi *et al.*, 2003; Romano & Knauer, 2003; Romano, 2007; Ribeiro *et al.*, 2008; Rocha-Campos *et al.*, 2007, 2011), devido a sugestões de sedimentação com influência glacial e/ou a partir de seu posicionamento estratigráfico abaixo de carbonatos pós-glaciais da Formação Sete Lagoas (Vieira *et al.*, 2007b). Porém, outros pesquisadores (Vieira *et al.*, 2007a; Tuller *et al.*, 2010), não reconhecem a influência glacial na sedimentação da Formação Carrancas, sugerindo um ambiente aluvial para a

deposição dos conglomerados e pelitos dessa unidade. Entretanto, a Formação Carrancas ainda carece de melhor caracterização geológica, sobretudo no que diz respeito ao seu conteúdo litoestratigráfico e à definição de ambientes de sedimentação. Este artigo oferece, de forma inédita, uma caracterização detalhada da Formação Carrancas, do ponto de vista sedimentológico e estratigráfico, em duas áreas distintas. O mapeamento dessas duas áreas foi complementado com análises geoquímicas de rocha total, análises do conteúdo de carbono orgânico total (COT) e quimioestratigrafia isotópica de carbono e oxigênio. Com base nos dados coletados, propõe-se aqui um modelo de sedimentação para a Formação Carrancas

#### **4.2. Localização das Áreas de Estudo**

As áreas em estudo foram selecionadas devido à qualidade de exposição das rochas da Formação Carrancas, estando essas inseridas no contexto geológico da borda sul do Cráton do São Francisco. A leste de Pitangui, a área mapeada de aproximadamente 60 km<sup>2</sup>, foi denominada “Área Pitangui”. O acesso à Área Pitangui, a partir de Belo Horizonte (Figura 4.1), é feito seguindo a BR-381 por 37 km até o entroncamento que dá acesso ao Triângulo Mineiro. Desse ponto, utiliza-se a BR-262 até Pará de Minas, percorrendo um trecho de 70 km. A partir de Pará de Minas, deve-se seguir aproximadamente 3,5 km pela BR-352 até o distrito de Capoeira Grande, por onde chega-se no sul da área mapeada, através de 11 km de estrada sem pavimentação.

A sul de Sete Lagoas, a outra área trabalhada abrange um polígono de 7 km<sup>2</sup> e foi denominada “Área BR-040”. Para o acesso até a Área BR-040 deve-se tomar o Anel Rodoviário dentro da cidade de Belo Horizonte e seguir até a saída para Sete Lagoas e Brasília, pela BR-040. A partir desse ponto, percorrem-se aproximadamente 50 km pela rodovia federal até a área mapeada (Figura 4.1).



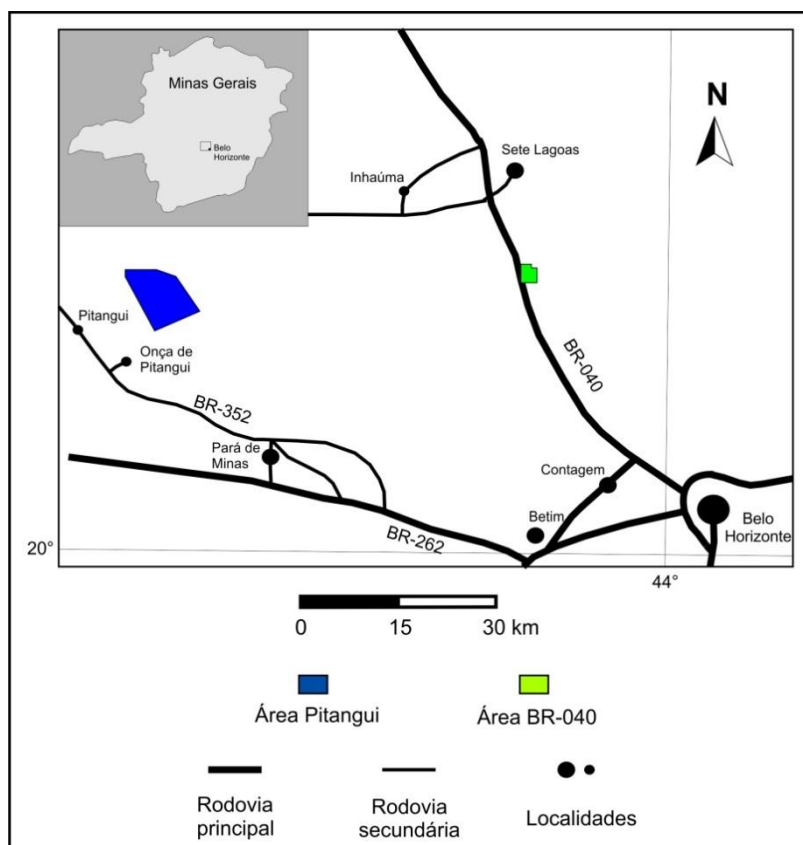


Figura 4.1: Mapa rodoviário com as principais vias de acesso a partir de Belo Horizonte. Localização das áreas estudadas. Mapa Rodoviário de Estado de Minas Gerais, DER-2010

### 4.3. Contexto geológico regional

A região pesquisada está localizada na Bacia do São Francisco, considerada como uma bacia neoproterozoica que recobre a parte centro-sul do cráton homônimo (Almeida, 1977; Alkmim, 2004). A Bacia do São Francisco desenvolve-se sobre um embasamento constituído por rochas granito-gnáissicas arqueanas a paleoproterozoicas e rochas supracrustais dos supergrupos Rio das Velhas e Minas (e.g.: Zucchetti *et al.*, 1998; Teixeira *et al.*, 2000). É constituída por diversas coberturas sedimentares, destacando-se o Supergrupo Espinhaço (Paleo-Mesoproterozoico), o Grupo Bambuí (Neoproterozoico), as rochas sedimentares paleozoicas do Grupo Santa Fé, além das unidades cretácicas dos grupos Areado, Mata da Corda e Urucuia (Alkmim & Martins-Neto, 2001; Sgarbi *et al.*, 2001).

A divisão litoestratigráfica do Grupo Bambuí foi pioneiramente definida por Costa & Branco (1961) ao longo da BR-040 entre Belo Horizonte (MG) e Brasília (DF). Estes autores propuseram a subdivisão da “Série Bambuí” em três unidades: Carrancas (unidade basal), Sete Lagoas (unidade intermediária) e Rio Paraopeba (unidade superior). Realizando um estudo estratigráfico de âmbito regional, Dardenne (1978) redefiniu a estratigrafia clássica do Grupo Bambuí. Da base para o topo,

tem-se: 1) Formação Jequitai / Carrancas (conglomerados variados, arenitos e ritmitos), 2) Formação Sete Lagoas (carbonatos), 3) Formação Serra de Santa Helena (siltitos e ritmitos), 4) Formação Lagoa do Jacaré (calcários oolíticos e intraclásticos), 5) Formação Serra da Saudade (siltitos e arenitos) e 6) Formação Três Marias (arenitos fluviais e plataformais). Para um detalhamento estratigráfico do Grupo Bambuí ver Costa & Branco (1961), Dardenne (1978), Chiavegatto (1992), Uhlein *et al.* (2004a, 2004b, 2011a, 2011b), Tuller *et al.* (2008), Sial *et al.* (2009), dentre outros.

O Grupo Bambuí tem sido interpretado como depositado em uma bacia *foreland* alongada na direção N-S, desenvolvida em resposta à edificação da Faixa Brasília, posicionada na margem ocidental do Cráton do São Francisco (Chang *et al.*, 1988; Castro & Dardenne, 2000; Dardenne, 2000; Alkmim & Martins-Neto, 2001; Martins-Neto *et al.*, 2001). Utilizando-se de dados sísmico-estratigráficos, Romeiro-Silva & Zalán (2005) e Zalán & Romeiro-Silva (2007) reconhecem uma sedimentação de bacia intracratônica para a porção basal do Grupo Bambuí e tendem a discordar com a interpretação de uma bacia *foreland* para toda a bacia Bambuí.

Nas margens do Cráton do São Francisco, o Grupo Bambuí é afetado pelas orogenias das faixas dobradas marginais ao Cráton: Faixa Brasília a oeste, Araçuaí a leste e Rio Preto a norte (Chang *et al.*, 1988; Uhlein 1991; Alkmim & Martins-Neto, 2001). Deformações rasas na cobertura neoproterozoica do Grupo Bambuí adentram o cráton por aproximadamente 200 km antes de passarem lateralmente para sequências cratônicas subhorizontais.

A idade de deposição do Grupo Bambuí e, por conseguinte, da Formação Carrancas, é atualmente tema de intenso debate. Embora alguns autores defendam que os carbonatos da Formação Sete Lagoas representem o carbonato de capa ligado à glaciação do Criogeniano médio (Sturtiana), de aproximadamente 740 Ma (e.g.: Babinski *et al.*, 2007, Vieira *et al.*, 2007b), recentemente, Caxito *et al.* (2012) sugerem uma idade do fim do Criogeniano (~630 Ma - Marinoana) para os mesmos. A partir de dados de U-Pb em zircões detríticos, Rodrigues (2008) e Pimentel *et al.* (2011) também assumem uma idade mais nova para o Grupo Bambuí, com zircões de ~650 Ma nas porções intermediárias e superiores da Formação Sete Lagoas, até idades de ~612 e 564 Ma para as formações Serra da Saudade e Três Marias, respectivamente. Mais recentemente, zircões de até 540-510 Ma têm sido encontrados nas formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena (Paula-Santos *et al.*, 2012; Pimentel *et al.*, 2012). Na borda oeste da bacia do São Francisco, determinações K-Ar de rochas das nappes exteriores da Faixa Brasília, que cavalgam as unidades inferiores do Grupo Bambuí, sugerem uma idade mínima de deposição para as mesmas em torno de 567 Ma (Valeriano *et al.*, 2000). De maneira análoga, na borda leste, todo o Grupo Bambuí é afetado pela deformação vergente para oeste da Faixa Araçuaí, cujo pico foi atingido em torno de 575 Ma (Pedrosa-Soares *et al.*, 2011). Portanto, as poucas idades disponíveis para deformação e metamorfismo do Grupo

BambuÍ não são coerentes com as idades dos zircões detrÍticos mais jovens encontrados nesta unidade. São ainda necessÁrios estudos geocronol3gicos mais robustos para que a idade do Grupo BambuÍ seja melhor compreendida, visando elucidar, al3m da idade mÁxima de deposi3o, tamb3m as idades de deforma3o e metamorfismo dessas rochas nas bordas crat3nicas. Em exce3o ao restante do Grupo BambuÍ, idades U-Pb de zirc3es e monazitas da Forma3o Carrancas mostram-se id3nticas Às encontradas em rochas do Complexo Belo Horizonte (Rodrigues, 2008).

#### **4.4. Geologia da Forma3o Carrancas nas 3reas estudadas**

##### **4.4.1. 3rea Pitangui**

A Forma3o Carrancas foi dividida em quatro associa3es mapeÁveis na escala 1:30.000, a saber: Associa3o de Conglomerados na base, seguido por Associa3o de Arenitos Grauvaquianos e Associa3o de Ritmitos e Pelitos em posi3o intermediÁria, e Associa3o de Dolomitos no topo (Figuras 4.2 e 4.3). Estas associa3es est3o muitas vezes relacionadas entre si, sendo visÍveis as rela3es de contato em campo. A espessura total estimada da Forma3o Carrancas na 3rea mapeada 3 de aproximadamente 60-80 metros (Figura 4.3).

Suas associa3es s3o descritas a seguir:

##### Associa3o de Conglomerados

Sua espessura varia de 0-40 m, com espessura mÁxima alcan3ada na regi3o norte da 3rea, entre as fazendas Boa Esperan3a e Rancho Alegre. Sua ocorr3ncia est3 relacionada Às outras duas unidades, formando uma associa3o onde os conglomerados, quando presentes, encontram-se sempre na base da coluna, diretamente sobrepostos pelos arenitos grauvaquianos ou pelos ritmitos e pelitos. Na 3rea Pitangui, duas principais ocorr3ncias da Associa3o de Conglomerados s3o descritas. A primeira e mais importante ocorr3ncia desta unidade ocorre na regi3o norte da 3rea mapeada. Afloram ortoconglomerados polimÍticos maci3os a pouco estratificados em lajedos de rio, na Fazenda Boa Esperan3a (UTM 524374/7830330). O arcabou3o destas rochas 3 composto, predominantemente, por clastos angulosos a subarredondados de quartzitos puros, micÁceos e milonÍticos, seguidos por clastos de granit3ides, gnaisses, xistos, quartzo, dolomito e silexito. Os clastos variam granulometricamente de gr3nulos a matac3es de no mÁximo 1,5 metros (Figuras 4.4A, 4.4B). Em algumas por3es do afloramento h3 o predomÍnio de blocos, e outras, de seixos. Clastos de dolomitos est3o sempre nos tamanhos gr3nulo a seixo. A matriz 3 arenosa composta por material quartzoso, com contribui3o carbonÁtica provavelmente diagen3tica, e tem colora3o verde a cinza quando fresca. Em alguns locais, o litotipo pode ser classificado como brecha sustentada pelos

clastos (Figura 4.4B). Localmente os clastos menos esféricos tendem a possuir um imbricamento na direção N-S. Para o topo desta ocorrência há diminuição gradativa no tamanho dos clastos do arcabouço, não ocorrendo mais matacões e passando a predominar apenas seixos imersos em matriz pelítica. O aumento da proporção da matriz em relação ao arcabouço, para o topo da unidade, mostra uma passagem gradual de ortoconglomerados para diamictitos. Ressalta-se o predomínio de clastos de calcário, seguido por quartzito, pelito e silexito no arcabouço do diamictito (Figura 4.4C).

Na região sul da área, na vertente norte da Serra Grande (UTM 527802/7823314), esta associação está representada por afloramentos de diamictitos maciços, com arcabouço composto por grânulos e seixos angulosos a subarredondados de siltito branco, granito, quartzito e carbonato alterado. Sua matriz é predominantemente silto-argilosa de coloração verde em amostras menos alteradas (Figura 4.4D)

#### Associação de Arenitos Grauvaquianos

Ocorre em contato com o topo da Associação de Conglomerados, ou diretamente sobrepondo o Grupo Nova Lima, nesse caso, em contato discordante erosivo e angular. Sua espessura estimada pode variar de 0-10 m.

Os litotipos estão geralmente intemperizados, com coloração variando de avermelhada a esverdeada (quando frescos) e seu arcabouço é composto por quantidades variáveis de quartzo, feldspato, micas, fragmentos de rocha e óxidos de ferro. A granulometria do arcabouço é principalmente areia fina a grossa, podendo ocorrer, localmente, grânulos a seixos de rochas pelíticas e quartzosas, subarredondados. Essas rochas apresentam grande proporção de matriz pelítica, sendo classificadas como arenitos grauvaquianos (Figura 4.5A). Por vezes, podem apresentar pseudo-matriz formada por compactação de material menos resistente. Os litotipos quase sempre são maciços, mostrando, subordinadamente, estratificação plana e estratificação gradacional (Figura 4.5B).

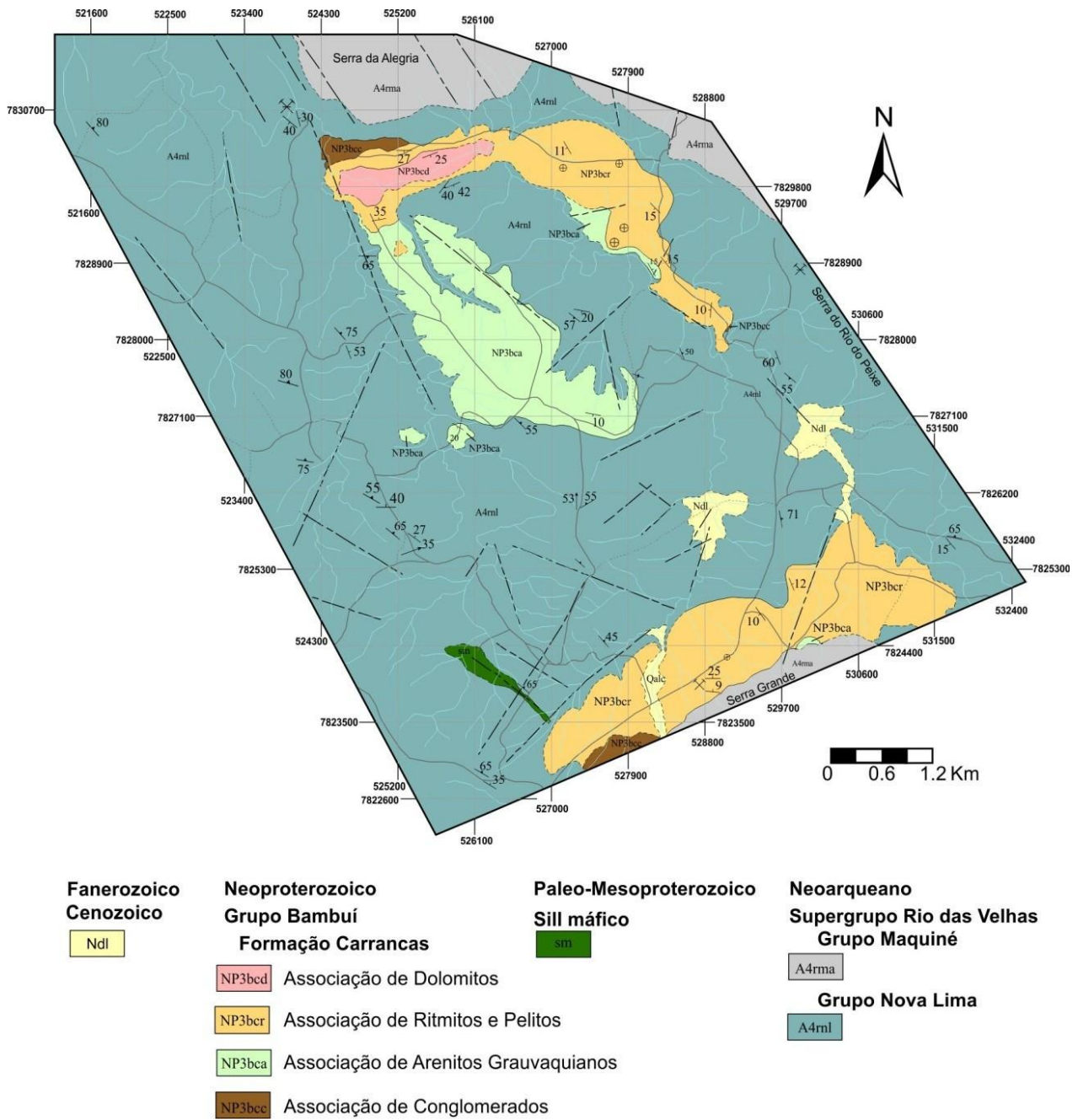


Figura 4.2: Mapa geológico e coluna estratigráfica simplificada da Área Pitangui.

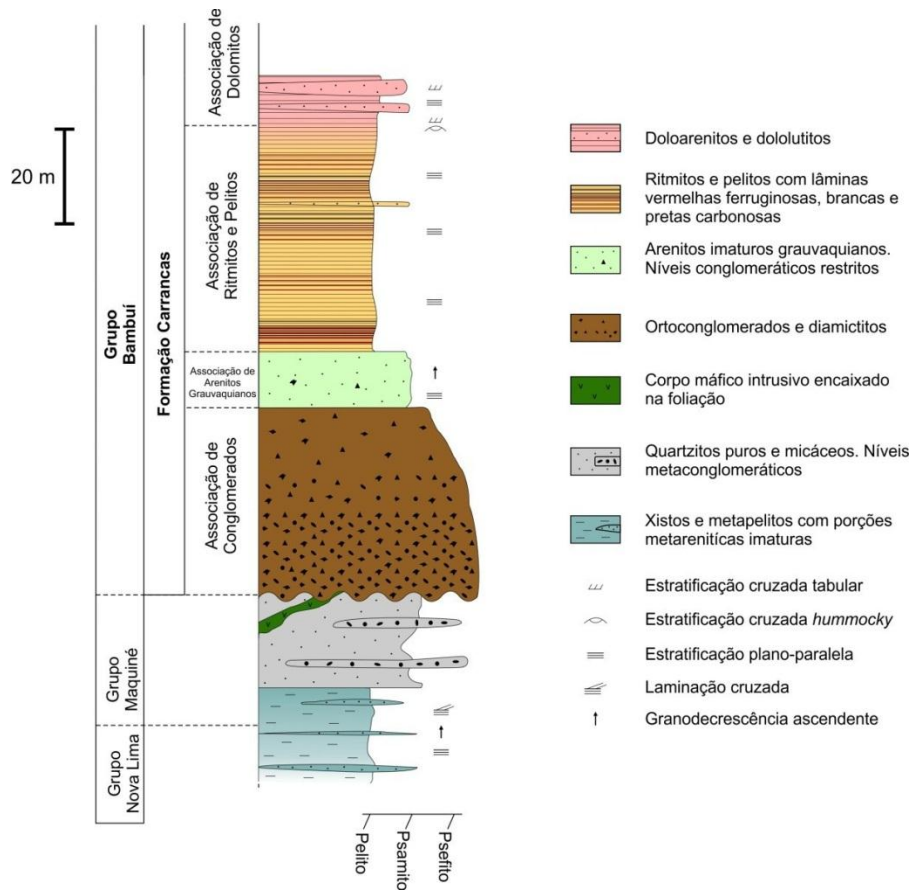


Figura 4.3 - Coluna estratigráfica da Área Pitangui, com representação das associações descritas

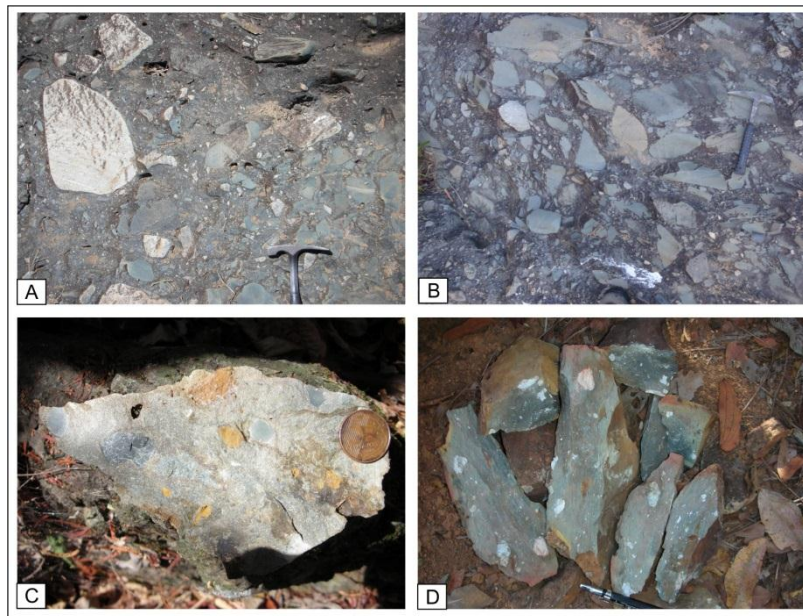


Figura 4.4: Aspectos visuais de campo das litologias da Associação de Conglomerados. A-Ortoconglomerado maciço sustentado por seixos e matacões variados. B-Brecha sustentada pelos clastos. Grande predomínio de clastos quartzíticos. C-Diamictito rico em seixos de carbonato. Acima do conglomerado das fotos A e B. D-Diamictito de matriz esverdeada com seixos de pelitos, quartzitos, granitoides e carbonatos. Localização dos afloramentos no texto.



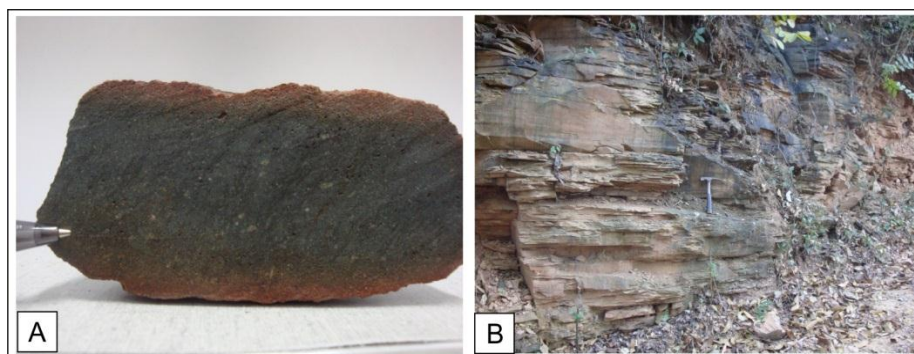


Figura 4.5: Aspectos visuais de campo dos arenitos da Associação de Arenitos Grauvaquianos. A- Detalhe do arenito grauvaquiano esverdeado. Notar alguns grânulos de quartzo e fragmentos de rocha. B- Acamamento horizontal em arenitos finos, que localmente podem apresentar granodecrescência ascendente (UTM 528229/7828802)

#### Associação de Ritmitos e Pelitos

Esta é a unidade de maior extensão na área mapeada e possui uma espessura estimada em 40 metros. A Associação de Ritmitos e Pelitos sobrepõe concordantemente as duas associações basais, e pode sobrepor diretamente o embasamento, aqui representado pelos grupos Nova Lima e Maquiné.

A mina da Saffran, na região sul da área mapeada, é a melhor exposição desta associação (UTM 528824/7823934). Nessa localidade, os argilitos caulíníficos brancos predominam amplamente. Localmente, intercalam-se a estes argilitos, camadas ou lentes vermelhas ferruginosas e pretas carbonosas. Os argilitos caulíníficos são rochas bastante friáveis, de coloração branca e laminação muito fina, de caráter físsil. Os argilitos ocorrem geralmente em camadas decimétricas (20 a 40 cm de espessura) intercalados com camadas silto-argilosas ferruginosas centimétricas a decimétricas, conforme ilustrado nas fotos A e B da Figura 4.6. As camadas ferruginosas apresentam-se laminadas ou maciças (Figura 4.6C), e são avermelhadas, densas e resistentes, destacando-se em relação aos argilitos brancos. Em lâmina petrográfica as camadas e lâminas ferruginosas são compostas por grãos tamanho silte de material ferruginoso clástico. Subordinadamente aos argilitos caulíníficos e aos pelitos ferruginosos, os pelitos pretos carbonosos intercalam-se localmente, nunca ultrapassando camadas de espessuras centimétricas (Figura 4.6D).

Na região norte a Associação de Ritmitos e Pelitos se expressa como ritmitos carbonáticos e pelitos laminados. Os ritmitos carbonáticos afloram em pequenas elevações circundadas por partes mais rebaixadas, onde afloram os pelitos laminados. Os ritmitos carbonáticos são formados por intercalações entre lâminas siltosas e silto-arenosas. Além da laminação rítmica plano-paralela, estas rochas apresentam ainda laminações onduladas, estratificações cruzadas do tipo hummocky e estratificações cruzadas tabulares (Figuras 4.6E, 4.6F). Todas as litologias descritas para a Associação de Ritmitos e Pelitos apresentam interdigitação tanto lateral quanto vertical.



Figura 4.6: Aspectos visuais de campo dos ritmitos e pelitos da Área Pitanguí. A-Argilito caulínítico branco intercalado com finas lâminas avermelhadas ricas em óxidos de Fe. Camada ferruginosa no topo. B-Laminação bem marcada e fissilidade dos pelitos. C-Camada de pelito ferruginoso avermelhado maciço. Notar intercalação com argilito branco. D- Aspecto geral dos pelitos e ritmitos subhorizontais da região leste da área. (UTM 528258/7829560). E- Estratificação plano-paralela nos ritmitos carbonáticos ao norte da Área Pitanguí. F- Estratificação cruzada do tipo hummocky nos ritmitos carbonáticos (UTM 525278/7830233).

#### Associação de Dolomitos

Acima da Associação de Ritmitos e Pelitos, em contato gradacional com ritmitos carbonáticos (Figuras 4.6E, 4.6F), afloram dolomitos róseos intercalados a finas camadas de pelitos cloríticos de cor esverdeada. Uma ótima exposição destas litologias se encontra na Fazenda Rancho



Alegre, em um paredão com cerca de 15-20 metros de altura (UTM 525529/7830210). Tratam-se de dolarenitos e dololulitos rosados intercalados, que apresentam camadas decimétricas maciças e camadas finamente laminadas (Figuras 4.7A, 4.7B). Além da laminação e da estratificação plano-paralelas marcadas pelas intercalações, estratificações cruzadas tabulares de pequeno porte em camadas dolareníticas podem ser observadas. Em lâmina petrográfica esses dolomitos mostram-se bem homogêneos, sem indícios de recristalizações ou contribuições siliciclásticas. Os dolomitos apresentam carstificação pouco desenvolvida, ocorrendo principalmente entre estratos.

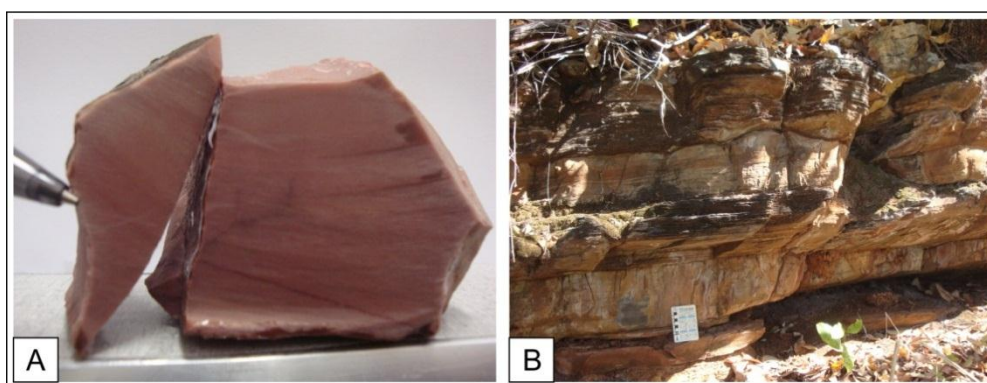


Figura 4.7: Dolomitos róseos do topo da Formação Carrancas. A-Amostra de dolarenito fino rosado. B-Camadas decimétricas maciças de dolarenitos, intercaladas com camadas finamente laminadas. Localização do afloramento no texto.

#### 4.4.2. Área BR-040

A Formação Carrancas na Área BR-040 compreende uma única associação de litotipos, composta por ritmitos e pelitos. A unidade aflora em uma faixa aproximadamente NW-SE (Figura 4.8) cercada pelo embasamento arqueano do Complexo Belo Horizonte, e sotoposta aos calcários retrabalhados da Formação Sete Lagoas. Estima-se uma espessura de cerca de 30 metros (Figura 4.9).

Os pelitos da Formação Carrancas encontram-se em contato discordante erosivo e angular com o Complexo Belo Horizonte, caracterizando um padrão onlap de deposição. Na Área BR-040 os pelitos são bem laminados e possuem uma coloração branca predominante. Intercalados localmente, há a presença de níveis escuros carbonosos (folhelhos negros), e lâminas vermelhas ferruginosas, em diferentes proporções (Figuras 4.10A, 4.10B)

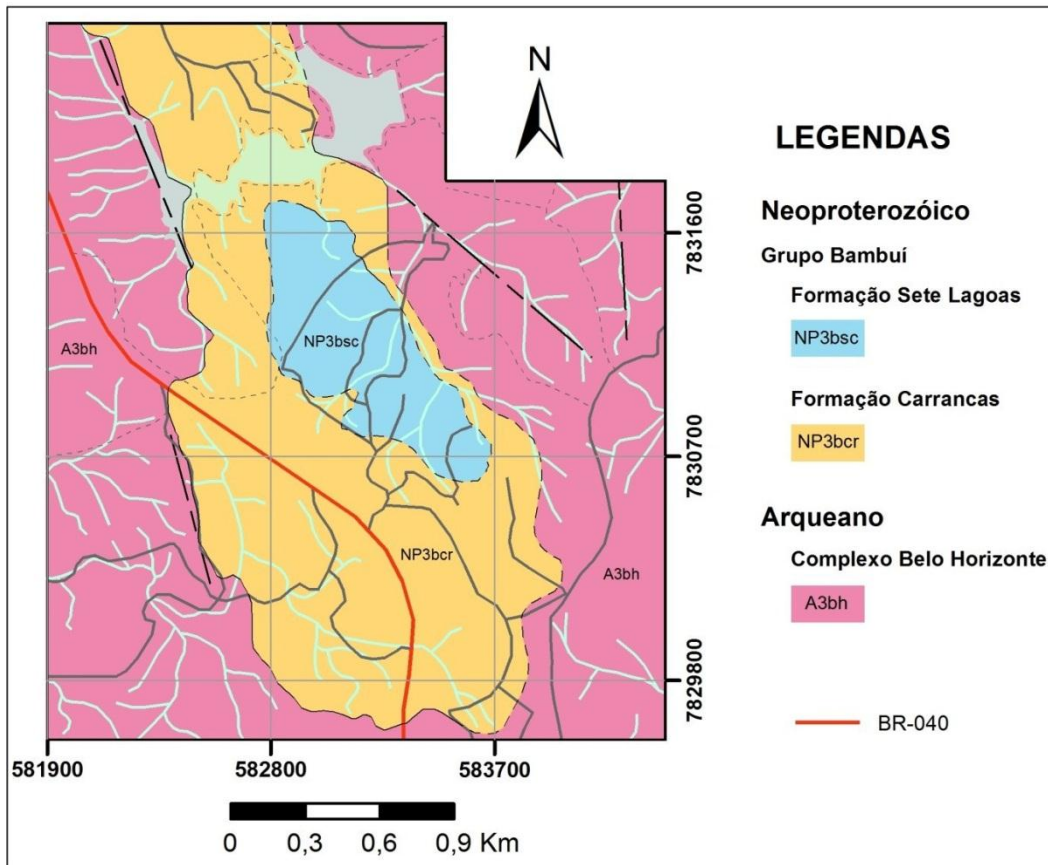


Figura 4.8 - Mapa geológico simplificado da Área BR-040.

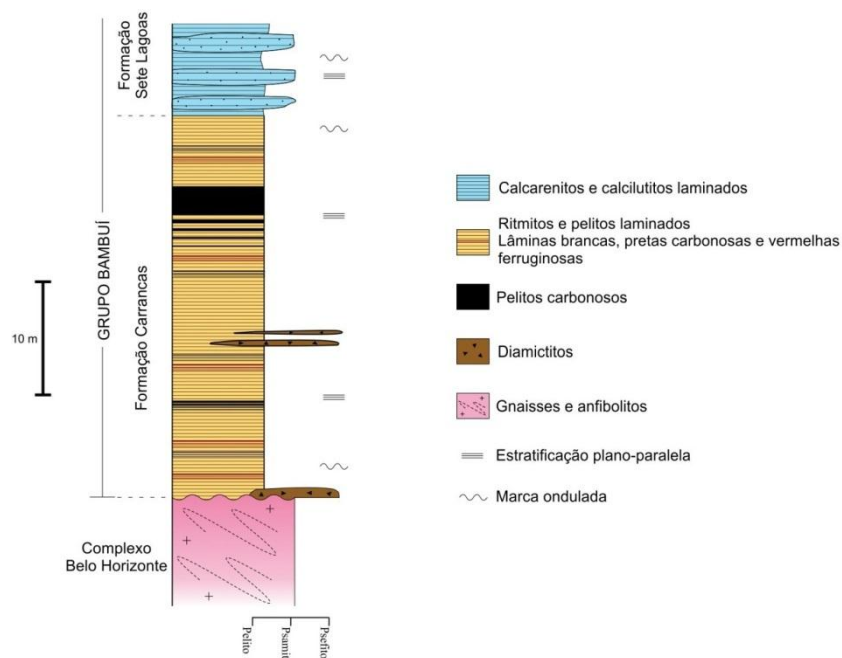


Figura 4.9 - Coluna estratigráfica da Área BR-040 representando os litotipos mapeados na região.

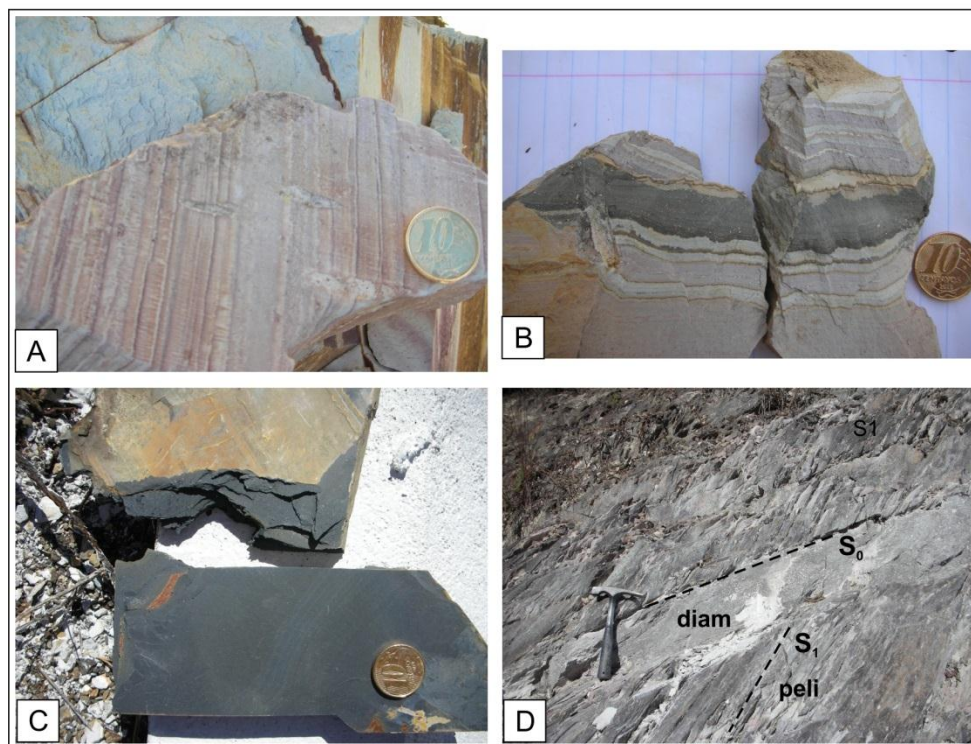


Figura 4.10: Aspectos visuais de campo dos ritmitos e pelitos da Formação Carrancas na Área BR-040. A- Laminações avermelhadas, alternadas com lâminas brancas, amareladas e escuras carbonosas (UTM 582402/7830961); B- Ritmito mostrando variação de colorações, e concentração de material escuro em camada (UTM 582993/7830162). C- Folhelho negro da Formação Carrancas na Área BR-040. D- Camada decimétrica de diamictito (diam) intercalada com pelitos (peli) da Formação Carrancas (UTM 582882/7830622).

Em lâmina petrográfica, os níveis vermelhos ferruginosos, assim como na Área Pitangui, mostram-se como grãos tamanho silte de material ferruginoso clástico. Localmente, o material carbonoso adquire laminação e fissilidade e se concentra de maneira a formar grande afloramento com cerca de 6 metros de altura, podendo ser classificado como folhelho negro (Figura 4.10C - UTM 583357/7830000).

Diamictitos foram encontrados na área BR-040 de forma localizada, tanto no contato entre o embasamento e os pelitos da Formação Carrancas, como em níveis estratigráficos superiores, intercalados em ritmitos. Os diamictitos possuem pequenos seixos (1 a 2 cm) de quartzos e pelitos subarredondados, imersos em matriz silto-argilosa, nunca ultrapassando espessuras decimétricas (Figura 4.10D).

Na Área BR-040, a Formação Sete Lagoas aflora com uma extensão em área relativamente pequena, representando 0,5 km<sup>2</sup>. Estima-se uma espessura de no máximo 10 metros para a unidade carbonática em questão. O contato basal com a Formação Carrancas é brusco, sem discordâncias facilmente perceptíveis em campo. O principal afloramento dessa unidade encontra-se dentro do

Condomínio Sete Lagos, às margens da BR-040 (UTM 583302/7830899). É composto por camadas alternadas de calcarenitos e calcilutitos de cor cinza. Ondulações no acamamento, de natureza sedimentar, também foram observadas, além de possíveis estratificações truncadas por onda do tipo hummocky.

#### **4.5. Geoquímica e quimioestratigrafia isotópica em rochas da Formação Carrancas**

##### **4.5.1. Procedimentos Analíticos**

Somente as porções homogêneas, livres de intemperismo e de alteração secundária visível, foram selecionadas para as análises de litoquímica, carbono orgânico total (COT) e isótopos de carbono e oxigênio. As amostras foram serradas perpendicularmente ao acamamento no Laboratório de Preparação de Amostras do IGC/CPMTC–UFMG, para revelar possíveis irregularidades tais como veios e superfícies de alteração. A serragem ajudou na escolha de domínios homogêneos nas amostras de dolomito. Esses domínios foram perfurados com microfuradeira e o pó resultante foi coletado, após rejeição do pó inicial (de superfície), no Laboratório de Sedimentologia da *McGill University*, Montréal, Canadá. As amostras de folhelho negro foram cominuídas em moinho de disco de sílica, sem contato com superfícies metálicas, no centro de pesquisas GEOTOP, *Université du Québec à Montréal*, Canadá.

As amostras para geoquímica de rocha total foram analisadas pela *ACME Analytical Laboratories Ltd.*, Vancouver, Canadá, via ICP-MS após fusão com metaborato / tetraborato de Li e digestão com ácido nítrico diluído, com precisão de 0,01 % para a maioria dos elementos maiores e 0,1 ppm para a maioria dos elementos traços e terras raras. Folhelhos negros tiveram seus valores de Carbono Orgânico Total (COT) analisados no centro de pesquisas GEOTOP, *Université du Québec à Montréal*, em um analisador NC 2500 da CE Instruments, após fumigação com HCl concentrado por 24 horas para remoção do carbono inorgânico das amostras. Análises de isótopos de carbono e oxigênio em dolomitos foram realizadas em um espectrômetro de massa de fonte gasosa modelo *Nu Perspective*, no Laboratório de Isótopos Estáveis da *McGill University*. Cerca de 1 mg de cada amostra foi pesado e atacado individualmente em H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> após aquecimento a 90° C por 1 hora. O CO<sub>2</sub> liberado foi coletado e analisado usando um gás de referência do laboratório. As amostras foram calibradas em relação ao padrão Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB) usando os padrões NCM, IAEACO1, SARN40 e COQ1.

## 4.6. Resultados

### 4.6.1. Dados geoquímicos

Análises geoquímicas de rocha total foram realizadas para quatro amostras da Formação Carrancas na Área Pitangui (Tabela 4.1). Das amostras selecionadas, três são de arenitos grauvaquianos (OP07, OP171 e OP188), coletados em diferentes localidades da área. A quarta amostra representa o pelito maciço ferruginoso da mineração Saffran (OP01, Figura 4.6C), com 45,9% de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Tabela 4.1).

As amostras da Formação Carrancas apresentam composição química evoluída, com razões relativamente altas de SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (2,4-7,3) e K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O (1-34,6), embora essa última seja mais variável. Apesar de carecer de uma maior quantidade de dados, algumas informações preliminares podem ser retiradas a partir dos diagramas a seguir:

O diagrama de discriminação de ambiente tectônico de sedimentos de Roser & Korsch (1986), mostra uma possível tendência de ambiente de margem passiva para as amostras (Figura 4.11).

Tabela 4.1: Elementos maiores, traços e terras raras das amostras da Formação Carrancas na Área Pitangui.

	OP01	OP07	OP171	OP188		OP01	OP07	OP171	OP188
<b>SiO<sub>2</sub> %</b>	35,26	51,83	54,68	74,69	<b>V</b>	983	121	150	96
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	10,36	21,97	15,71	10,25	<b>Co</b>	1,5	23,3	19,9	26,8
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	45,93	10,19	7,89	6,39	<b>Ni</b>	35	298	69	109
<b>MnO</b>	<0,01	0,07	0,10	0,10	<b>Cu</b>	40,4	81,7	4,3	33,0
<b>MgO</b>	0,27	2,21	4,45	2,30	<b>Zn</b>	9	168	109	60
<b>CaO</b>	0,02	0,01	2,82	0,14	<b>Ga</b>	10,0	20,7	19,9	11,5
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,02	0,08	0,60	1,12	<b>As</b>	105,1	1,0	0,5	1,2
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,99	2,77	4,29	1,11	<b>Se</b>	10,6	<0,5	<0,5	<0,5
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,15	0,08	0,18	0,06	<b>Rb</b>	33,3	113,4	149,8	46,4
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,23	0,80	0,77	0,65	<b>Sr</b>	20,1	45,2	40,3	54,6
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,022	0,041	0,013	0,038	<b>Y</b>	8,6	22,4	48,3	36,7
<b>LOI</b>	6,5	9,7	8,2	3,0	<b>Zr</b>	44,5	198,2	148,2	171,0
<b>Total</b>	99,75	99,75	99,70	99,85	<b>Nb</b>	3,3	8,6	12,8	7,2
					<b>Mo</b>	19,9	0,1	0,3	<0,1
<b>Sb ppm</b>	0,4	<0,1	0,1	<0,1	<b>La</b>	8,3	35,3	57,2	28,5
<b>Bi</b>	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<b>Ce</b>	19,0	50,4	83,6	80,7
<b>Ag</b>	4,0	<0,1	<0,1	<0,1	<b>Pr</b>	2,47	6,46	11,52	7,40
<b>Cd</b>	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<b>Nd</b>	11,1	20,2	42,6	26,1
<b>Th</b>	6,0	9,7	12,7	6,5	<b>Sm</b>	2,69	3,72	8,61	5,19
<b>U</b>	2,7	1,8	2,1	1,5	<b>Eu</b>	0,59	0,97	1,66	1,31
<b>W</b>	<0,5	1,7	1,8	0,9	<b>Gd</b>	2,49	3,63	8,21	4,71
<b>Ta</b>	0,2	0,7	0,9	0,5	<b>Tb</b>	0,35	0,66	1,18	0,85
<b>Sn</b>	1	2	3	2	<b>Dy</b>	1,98	3,98	7,01	5,59
<b>Hf</b>	1,4	5,5	4,2	4,3	<b>Y</b>	8,6	22,4	48,3	36,7
<b>Cs</b>	2,3	6,2	7,4	2,5	<b>Ho</b>	0,34	0,81	1,37	1,11
<b>Pb</b>	7,5	5,4	2,7	3,5	<b>Er</b>	0,98	2,26	3,95	3,64
<b>Hg</b>	1,04	<0,01	0,01	<0,01	<b>Tm</b>	0,15	0,35	0,59	0,62
<b>Sc</b>	11	18	16	12	<b>Yb</b>	0,98	2,14	3,74	3,91
<b>Ba</b>	923	697	1718	311	<b>Lu</b>	0,14	0,33	0,56	0,56

O digrama de Floyd & Leveridge (1987), a partir da concentração de Hf dos arenitos grauvaquianos amostrados versus a razão La/Th dos mesmos, mostra uma tendência de fontes ácidas com alguma contribuição máfica para os arenitos da Formação Carrancas (Figura 4.12). Essas fontes ácidas-máficas também podem ser inferidas em campo, uma vez que o mapeamento do embasamento da Formação Carrancas na Área Pitangui (Romano, 2007), aponta essas características para o Supergrupo Rio das Velhas na região.

No diagrama de elementos terras raras (ETR) normalizados ao condrito de Boynton (1984, Figura 4.13A), as amostras da Formação Carrancas apresentam um padrão enriquecido em ETR leves ( $\text{La}/\text{Ybn} = 4,9$  a  $11,1$ ), com uma marcante anomalia de Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,59$  e  $0,79$ ). A amostra de pelito ferruginoso (OP01) apresenta teores mais baixos de ETR ( $\sum\text{ETR} = 60$  ppm) em relação às outras amostras ( $\sum\text{ETR} = 118 - 280$  ppm). A linha vermelha da figura 4.13A representa o padrão de distribuição de ETR da média da crosta continental superior (CCS) estipulada por Taylor & McLennan (1981). Quando comparada com as amostras da Formação Carrancas nota-se uma boa correlação entre a CCS e os arenitos, mantendo o mesmo padrão de enriquecimento de ETR leves e pesados e anomalia negativa de Eu. Padrão esse típico de sedimentos com contribuição de áreas-fontes graníticas-granodioríticas, como no caso de escudos pré-cambrianos. Sedimentos em bacias ligadas a arcos juvenis tendem a apresentar padrões de ETR menos enriquecidos e com anomalia de Eu menos pronunciada ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,75-0,96$ , McLennan *et al.*, 1990).

O diagrama da figura 4.13B apresenta uma comparação entre o padrão de elementos terras raras do pelito ferruginoso (OP01), na mineração Saffran, com os padrões de pelitos ferruginosos, pelitos hematíticos e jaspilitos hematíticos neoproterozoicos do Grupo Rapitan, NW do Canadá, a partir de dados retirados de Halverson *et al.* (2011). O diagrama permite observar uma boa correlação dos padrões de enriquecimento de ETR entre a amostra OP01 e as demais amostras do Grupo Rapitan, exceto para o jaspilito hematítico, que mostra um forte empobrecimento em ETR leves e anomalia positiva de Y, típicos de rochas químicas. A amostra da Formação Carrancas mostra um padrão parecido com a matriz ferruginosa de diamictitos e siltitos hematíticos do Grupo Rapitan, sugerindo uma origem detrítica e não química para o pelito ferruginoso da mineração Saffran. A origem detrítica também é atestada em lâminas petrográficas com o reconhecimento de grãos detríticos - de tamanhos e graus de arredondamentos variados - de material ferruginoso clástico.

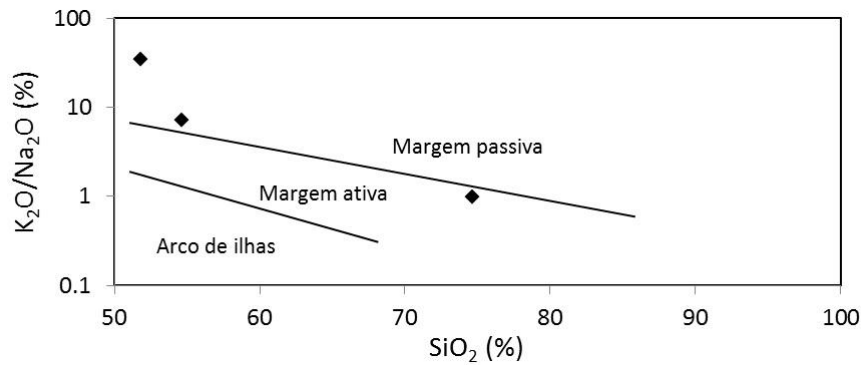


Figura 4.11: Diagrama de Roser and Korsch (1986) para a discriminação do ambiente tectônico de sedimentos pelito-arenosos. As amostras de arenitos da Formação Carrancas plotam principalmente no campo de margem passiva, sugerindo a erosão de terrenos cristalinos antigos (cráton).

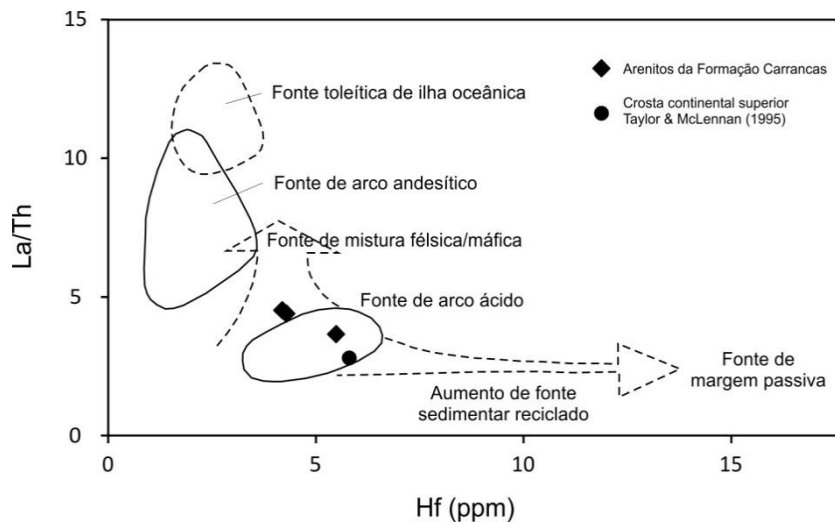


Figura 4.12: Diagrama discriminante de distintas áreas-fontes de rochas sedimentares segundo a relação entre Hf e La/Th. Os arenitos da Formação Carrancas situam-se no campo de fontes ácidas, com alguma contribuição básica. Diagrama segundo Floyd & Leveridge (1987).

Apesar do padrão de ETR do pelito ferruginoso da mineração Saffran ser semelhante aos padrões dos sedimentos ferruginosos e hematíticos do Grupo Rapitan, a amostra OP01 mostra um grande enriquecimento de V, As e Mo (983 ppm; 105,1 ppm; 19,9 ppm, respectivamente) possuindo valores até 10 vezes mais elevados, quando comparados com os sedimentos do Grupo Rapitan (V:103 ppm; As:10,2 ppm; Mo:2,5 ppm; Halverson *et al.*, 2011). Esse grande enriquecimento pode ser devido simplesmente às diferentes áreas-fontes das sequências sedimentares. Porém, as intercalações de níveis pretos carbonosos entre os pelitos ferruginosos da Formação Carrancas, sugerem um ambiente de sedimentação com atividade orgânica, o que pode refletir em uma maior concentração desses e outros metais nos sedimentos (e.g.: Algeo & Lyons, 2006; Halverson *et al.*, 2010).



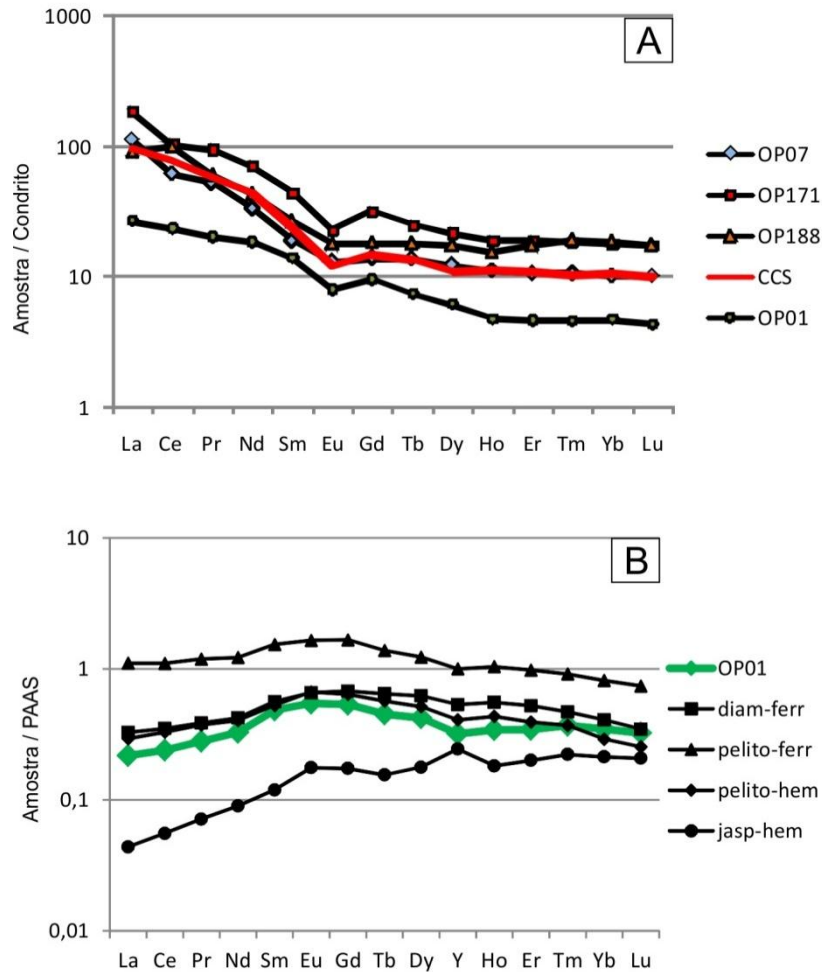


Figura 4.13: A-Diagrama de padrão de distribuição de ETR das quatro amostras da Formação Carrancas, e média da crosta superior (Taylor & McLennan, 1981), normalizados a partir do condrito de Boynton (1984). B-Comparação entre a amostra OP01 e sedimentos ferruginosos e hematíticos do Grupo Rapitan, Canadá (Halverson *et al.*, 2011). As amostras são normalizadas pelos valores de Post Archean Australian Shale (PAAS), de McLennan (1989).

#### 4.6.2. Carbono Orgânico Total (COT) em folhelhos negros

Nove amostras de folhelhos negros foram amostradas para COT, sendo oito delas localizadas na Área-BR040 e uma localizada na Área Pitangui (Tabela 4.2). Coletou-se uma quantidade maior de amostras na Área BR-040 uma vez que essa área possui a maior quantidade e as melhores exposições de folhelhos negros. Nos resultados das análises de COT, todas as amostras da Área BR-040 obtiveram valores de COT muito semelhantes, variando entre 1,05 e 1,52%, enquanto que a amostra da Área Pitangui mostra um valor mais reduzido, mantendo-se em 0,41%.



Tabela 4.2: Valores de Carbono Orgânico Total (COT) para nove amostras de folhelhos negros da Formação Carrancas

Amostra	BS1	BS2	BS3	BS4	P5-3	P5-4.5	P5-6.5	P5-7.5	OP49
COT (%)	1,52	1,48	1,48	1,35	1,23	1,13	1,05	1,34	0,41
Localização	Área BR-040								Área Pitangui

#### 4.6.3. Químioestratigrafia isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em dolomitos da Área Pitangui

Vinte e duas amostras de dolomitos na Área Pitangui foram analisadas para  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  nos arredores da Fazenda Alegria, norte da Área Pitangui. Os valores obtidos foram relativamente homogêneos para toda a seção contínua de 13,5 metros, sendo coletadas amostras a cada 0,5 metro. Os valores oscilam entre 7,14 a 9,61‰ para  $\delta^{13}\text{C}$ , enquanto que  $\delta^{18}\text{O}$  manteve-se entre -5,25 a -6,97‰ (Tabela 3), como pode ser observado no perfil químioestratigráfico da Figura 4.14.

De uma maneira geral, os valores isotópicos para os dolomitos rosados na Área Pitangui não coincidem com os valores obtidos para a base da Formação Sete Lagoas em várias outras localidades do Grupo Bambuí (e.g.: Vieira *et al.*, 2007b; Martins & Lemos, 2007; Kuchenbecker, 2011, Caxito *et al.*, 2012). Valores de  $\delta^{13}\text{C}$  em dolomitos de capa pós-glaciais caracteristicamente variam entre -2 e -5‰, com diminuição do valor para o topo da sequência (e.g.: Halverson *et al.*, 2005; Hoffman *et al.*, 2007). Carbonatos da base do Grupo Bambuí (porção inferior da Formação Sete Lagoas) nunca haviam sido descritos com esses valores isotópicos.

Tabela 4.3: Valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  para amostras da de dolomitos da Formação Carrancas na Área Pitangui. Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  estão em ‰VPDB.

Amostra	Altura no perfil amostrado (m)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Sr (ppm)	Mn/Sr	Sr/Ca
PIT0	0	8,73	-6,19			
PIT0,5	0,5	8,54	-6,39	18,83	16,877	0,0002
PIT1	1	8,64	-6,88			
PIT1,5	1,5	9,21	-6,65	21,18	7,619	0,0002
PIT2	2	9,35	-6,47			
PIT2,5	2,5	8,60	-6,75	19,74	15,902	0,0002
PIT3	3	9,05	-6,72			
PIT3,5	3,5	9,30	-6,38	22,93	8,955	0,0002
PIT4,5	4,5	9,32	-6,57			
PIT5	5	7,14	-5,35	27,12	6,249	0,0003
PIT6	6	8,64	-6,21			
PIT7	7	9,14	-6,60	10,76	23,120	0,0002
PIT8	8	8,21	-5,45			
PIT8,5	8,5	9,50	-6,52	24,80	12,518	0,0002
PIT9,5	9,5	9,42	-6,51			
PIT10	10	9,61	-5,25	20,48	10,579	0,0002
PIT10,5	10,5	9,43	-6,71			
PIT11	11	8,35	-6,26	16,88	10,504	0,0003
PIT11,5	11,5	8,50	-6,13			
PIT12	12	9,30	-6,97	27,79	7,871	0,0003
PIT12,5	12,5	9,49	-6,57			
PIT13,5	13,5	9,47	-6,47	26,46	8,272	0,0003

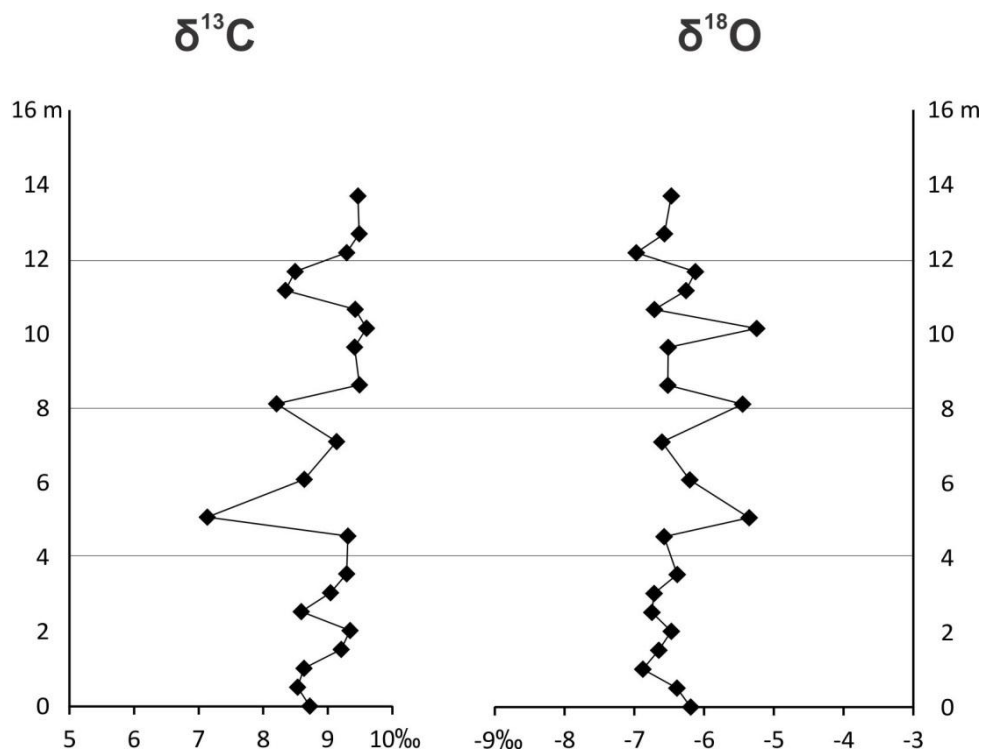


Figura 4.14: Perfis isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  em dolomitos da Associação de Dolomitos, na Área Pitangui.

#### 4.7. Discussões

Na Área Pitangui, a Formação Carrancas foi dividida em quatro associações distintas, de acordo com as características sedimentares de seus litotipos, sendo tratadas como: Associação de Conglomerados, Associação de Arenitos Grauvaquianos, Associação de Ritmitos e Pelitos, e Associação de Dolomitos, da base para o topo. Já na Área BR-040, a Formação Carrancas possui um grande predomínio de ritmitos e pelitos laminados comparando-se aos diamictitos, que afloram localmente com pequena espessura (Tabela 4.4; Figura 4.15A e 4.15B).

A diferença marcante entre as associações da Área Pitangui e da Área BR-040 é a maior expressividade, tanto em espessura, quanto em extensão em área, dos ruditos da Área Pitangui.

Tabela 4.4: Sumário das litofácies da Formação Carrancas apresentadas neste trabalho.

ASSOCIAÇÕES	DESCRIÇÃO	INTERPRETAÇÃO
Dolomitos	Dolomitos róseos em camadas decimétricas maciças intercaladas com porções mais laminadas. Contato gradacional com Associação de Ritmitos e Pelitos	Deposição de areias e argilas dolomíticas em lâmina de água rasa, por vezes influenciada por correntes.
Ritmitos e Pelitos	Alternância de níveis caulíníticos, ferruginosos e carbonosos. Concentração desses níveis localmente. Na Área Pitangui, ritmitos carbonáticos com hummockys intercalam com pelitos no topo desta associação.	Sedimentação por decantação de carga em suspensão. Correntes de turbidez de baixa densidade. Para o topo, influência de ondas de tempestades.
Arenitos Grauvaquianos	Arenitos finos a médios, podendo ser conglomeráticos. Maciços ou com estratificação plana. Gradado localmente.	Correntes de turbidez de alta/baixa densidade.
Conglomerados	Ortoconglomerados e brechas sustentados por clastos até matacões, maciços e estratificados. Diamictitos de matriz pelítica esverdeada predominando seixos de carbonato e pelito.	Fluxos gravitacionais de detritos e/ou lama em borda de bacia controlada por falhamentos.

Enquanto que na Área BR-040 o diamictito basal não passa de decimétrico, na área Pitangui a Associação de Conglomerados atinge espessuras de até 30 metros, e possui uma gradação de ortoconglomerados e brechas sustentadas pelos clastos, para diamictitos no topo (Figura 4.15A). Essa diferença sugere uma sub-bacia mais proximal, de maior declividade e instabilidade, para a Área Pitangui, capaz de sedimentar um grande volume de conglomerados e diamictitos, por processos gravitacionais de borda de bacia. Na Área BR-040, os pelitos da Formação Carrancas podem possuir intercalações lenticulares decimétricas de diamictitos compostos por clastos pelíticos, os quais não são encontrados na Associação de Ritmitos e Pelitos da Área Pitangui (Figura 4.15B). Fluxos tardios de lama podem constituir o processo gerador dessas lentes diamictíticas no meio do pacote pelítico.

A Associação de Arenitos Grauvaquianos, presente na Área Pitangui, não apresenta correlação com nenhum litotipo da Formação Carrancas na Área BR-040. A presença desses arenitos na área Pitangui corrobora com a grande espessura da Associação de Conglomerados, evidenciando, para a área Pitangui, uma porção da bacia mais proximal, e de profundidade considerável, na qual todas as sequências sedimentares gravitacionais estão presentes. Alguns arenitos finos mostram granodecrescência ascendente, o que permite interpretá-los, em parte, como produtos de correntes de turbidez (Tabela 4).

A Associação de Ritmitos e Pelitos da Área Pitangui se correlaciona aos ritmitos e pelitos laminados da Área BR-040. Esta correlação é marcada por fortes semelhanças litológicas e estratigráficas. As características que apontam esta correlação, presentes em ambas as áreas, são: (1) ritmitos com lâminas silto-argilosas brancas a beges, lâminas ferruginosas vermelhas e lâminas carbonosas pretas; (2) material ferruginoso clástico, de granulometria silte, como componente das lâminas ferruginosas; (3) variação lateral e vertical de ritmitos para pelitos laminados; (4) assentam-se sobre ortoconglomerados e diamictitos, mas também sobre o embasamento, caracterizando um padrão transgressivo de sedimentação. Entre as duas áreas mapeadas, também se notam diferenças entre os ritmitos e pelitos da Formação Carrancas. Essas diferenças sustentam-se na maior frequência de intercalações de folhelhos negros carbonosos na Área BR-040 do que na Área Pitangui, que por sua vez possui uma maior quantidade de níveis ferruginosos.

Os níveis ferruginosos dos ritmitos e pelitos da Formação Carrancas de ambas as áreas apresentam-se, em lâminas petrográficas, como uma grande concentração de minerais opacos retrabalhados, mostrando angulosidades e arredondamentos. O pelito ferruginoso da Formação Carrancas é quimicamente semelhante a amostras pelíticas ricas em ferro detrítico do Neoproterozoico do Grupo Rapitan, Canadá (Halverson *et al.*, 2011), e distinto dos jaspilitos do

mesmo grupo. Além disso, a concentração local desses níveis ferruginosos em níveis granodecrescentes, leva a interpretação de áreas-fontes ricas em ferro, às quais foram retrabalhadas por processos gravitacionais durante a sedimentação da Formação Carrancas.

Os ritmitos e pelitos de ambas as áreas aparentam ter sido depositados por fluxos gravitacionais em porções distais da bacia, em padrão transgressivo, visto pelo amplo predomínio de frações granulométricas finas, estratificações plano-paralelas e presença de granodecrescências em lâminas e camadas. Os processos sedimentares aparentam ser dominados por processos gravitacionais.

O pacote dolomítico aflorante na Área Pitangui apresenta, em vinte e duas amostras coletadas, padrões isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  com valores muito positivos (+7, +9‰). Esses altos valores indicam uma sedimentação em bacia restrita, sem conexão com oceano ventilado. Valores muito positivos são típicos de bacias confinadas, sem recomposição dos valores isotópicos a partir de correntes marinhas (Halverson *et al.*, 2010 e referências citadas). Regionalmente, a Formação Sete Lagoas possui, na sua base, valores negativos (-3, -5‰) e, para o topo, mostra progressivamente valores menos negativos até atingirem valores positivos (e.g., Martins & Lemos, 2007). O pacote dolomítico da Área Pitangui apresenta valores de  $\delta^{13}\text{C}$  incompatíveis com os resultados regionais obtidos para a base da Formação Sete Lagoas. Sugere-se aqui que esses dolomitros rosados sejam, de fato, pertencentes ao topo da Formação Carrancas, representando uma litologia inédita dentro da unidade. A interpretação para tal é baseada nos seguintes argumentos: (1) Há uma passagem gradual entre a Associação de Ritmitos e Pelitos, abaixo, e a Associação de Dolomitros, acima (Figuras 4.3, 4.6E, 4.6F, 4.7A e 4.7B). (2) Os valores isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  mostram um padrão que difere dos valores comumente obtidos para a base da Formação Sete Lagoas em diversas outras localidades da bacia. O padrão adquirido para esses dolomitros rosados são característicos de bacias confinadas, com elevadas taxas de evaporação e atividade orgânica, fato esse corroborado pela presença constante de níveis pelíticos carbonosos, com certa quantidade de carbono orgânico residual, em toda a sequência da Formação Carrancas nas duas áreas aqui apresentadas. Assim sendo, as características sedimentares e estratigráficas, bem como os altos valores isotópicos, podem ser explicados quando a sedimentação dos dolomitros é analisada sob a ótica dos processos sedimentares da Formação Carrancas, depositada em bacia confinada, provavelmente sem conexão com mar aberto.

O maior número de fácies rudíticas na Área Pitangui torna a análise da proveniência sedimentar da Formação Carrancas mais simples em relação a Área BR-040. Todos os clastos presentes nos conglomerados são do embasamento local, com amplo predomínio de quartzitos do Supergrupo Rio das Velhas. Há inclusive clastos de quartzitos com intervalos Ta, Tb e Tc de Bouma

(1962), sugerindo proveniência das fácies turbidíticas do Grupo Nova Lima, fácies essa já descrita em localidades próximas (Romano, 2007).

Em outros locais de ocorrência da Formação Carrancas, como na MG-424 ou no município de Inhaúma (MG), os clastos presentes nos conglomerados são, também, na ampla maioria, do embasamento local (no caso, Complexo Belo Horizonte), podendo ou não haver clastos de carbonatos subordinados. Como não há carbonatos descritos para os embasamentos, a proveniência desses clastos poderia estar relacionada à base dolomítica da Formação Sete Lagoas, parcialmente ausente na porção sul do Cráton do São Francisco, mas presente em diversas outras partes da bacia (Misi *et al.*, 2008; Sial *et al.*, 2009). Caxito *et al.* (2012) apresentam análises isotópicas de clastos de carbonato do paraconglomerado da Formação Carrancas, no Km 30 da rodovia MG-424, que corroboram essa interpretação. Neste trabalho, clastos de dolomito róseo apresentam valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  semelhantes aos dos dolomitos de capa da Formação Sete Lagoas, enquanto clastos de calcário retirados da porção superior da Formação Carrancas, próximo ao contato com a Formação Sete Lagoas, apresentam valores isotópicos idênticos aos carbonatos sobrepostos. Por outro lado, os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  da matriz do mesmo paraconglomerado apresentam valores distintos (Vieira *et al.*, 2007a), sugerindo uma mistura de componentes detríticos, e também sugerindo que os valores isotópicos encontrados nos clastos não sofreram alteração ou homogeneização pós-deposicional significativa. Provavelmente, a sedimentação da Formação Carrancas ocorreu concomitantemente ou logo após a deposição da base da Formação Sete Lagoas, cujo caráter transgressivo inicial dos carbonatos, posteriormente, recobriu parte da Formação Carrancas. Dessa forma, a Formação Carrancas representaria o retrabalhamento local de parte da base da Formação Sete Lagoas, junto com o seu embasamento, em calhas restritas na borda sul do Cráton do São Francisco. Uma situação semelhante ocorre em seções próximas às bordas de bacia na Formação Maieberg, Ediacarano da Namíbia (Hoffman & Halverson, 2008).

Nenhum indício de sedimentação por influência glacial foi identificado para a Formação Carrancas. Ambas as áreas estudadas possuem proveniências muito locais, sendo constituídas quase que exclusivamente pelos respectivos embasamentos. Nesse sentido, propomos para a Formação Carrancas uma sedimentação gravitacional (ortoconglomerados, diamictitos, arenitos e pelitos), fruto de instabilidades provocadas por falhamentos em borda de bacia, sem influência glacial. As fácies rudíticas foram sedimentadas como fluxos de detritos e/ou de lama dentro de um ambiente lacustre ou marinho restrito com atividade orgânica, onde as fácies psamíticas e pelíticas representam principalmente a sedimentação de possíveis correntes de turbidez subaquosas. A Formação Carrancas, como um todo, foi depositada em calhas nos embasamentos locais da porção sul do Cráton do São Francisco, a partir de fluxos gravitacionais em ambiente subaquoso, provavelmente

lacustre (Figuras 4.15A e 4.15B), e sem ligação com o mar aberto, criando as condições propícias para a acumulação de matéria orgânica, como evidenciado pela ocorrência de folhelhos negros com teores variados de COT, e também pelos altos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  dos dolomitos da Formação Carrancas.

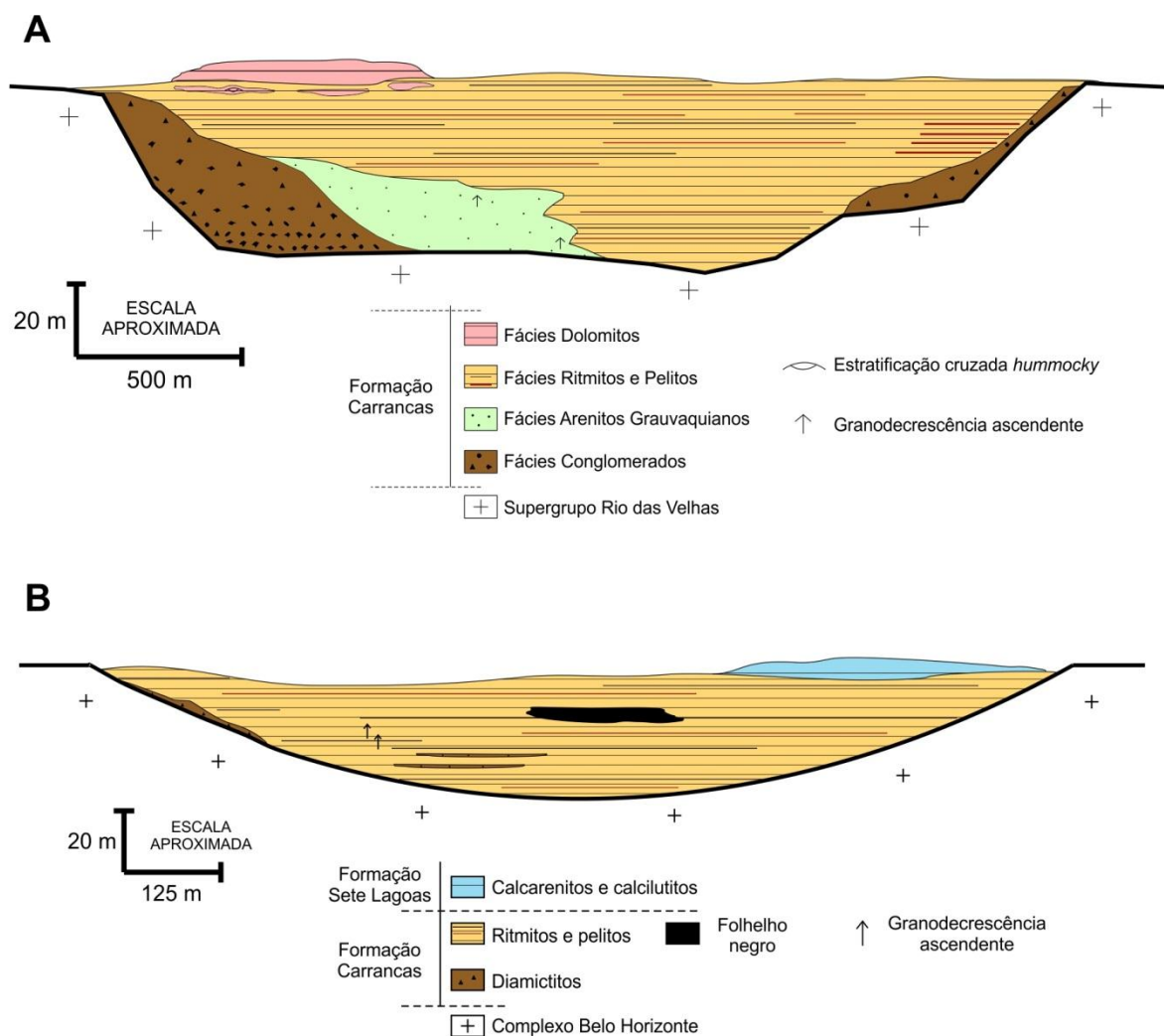


Figura 4.15: A- Seções esquemáticas para a deposição da Formação Carrancas na Área Pitangui. Sedimentação dolomítica no topo da unidade em questão. Direção de representação aproximadamente N-S. B- Esquema deposicional para a Formação Carrancas na Área 040. Representação aproximadamente E-W. Sedimentação a partir de fluxos gravitacionais em calhas do embasamento controladas por falhamentos na borda da bacia. Ambiente marinho restrito ou lacustre.

#### 4.8. Conclusões

A Formação Carrancas foi estudada em duas localidades diferentes, mostrando boa correlação entre algumas litofácies, considerando a grande semelhança petrográfica, sedimentológica e estratigráfica dos ritmitos e pelitos que ocorrem em ambas as áreas.



Na Área Pitangui, descreve-se, da base para o topo, (1) ortoconglomerados e diamictitos, (2) arenitos maciços, com estratificação plana e localmente com estratificação gradacional, (3) ritmitos e pelitos laminados, às vezes enriquecidos em material ferruginoso e em matéria orgânica, (4) dolomitos róseos em contato gradacional com o topo dos ritmitos e pelitos laminados. Na área BR-040, a Formação Carrancas mostra apenas pelitos e ritmitos, com intercalações muito locais de diamictitos. Predominam amplamente pelitos enriquecidos em matéria orgânica. Na Área Pitangui, a ocorrência de ortoconglomerados, brechas sustentadas pelos clastos, paraconglomerados e diamictitos, além de arenitos, evidencia uma bacia mais proximal, com maior subsidência e de maior instabilidade, quando comparada com a Área BR-040, onde há um grande predomínio de rochas pelíticas.

Valores de  $\delta^{13}\text{C}$  obtidos nos dolomitos da Área Pitangui mostraram uma tendência muito positiva (+7, +9‰), sugerindo uma sedimentação em bacia restrita, com alta atividade orgânica. Propõe-se a partir dos dados quimioestratigráficos e de campo, que esses dolomitos pertençam à Formação Carrancas e passe a representar uma sedimentação carbonática no topo da unidade em questão. Neste trabalho foram descritas duas litofácies importantes da Formação Carrancas e que corroboram a interpretação de uma deposição em bacia restrita, rica em atividade orgânica: os folhelhos negros com carbono orgânico preservado e os dolomitos com altos valores de  $\delta^{13}\text{C}$ .

Os litotipos da Formação Carrancas foram aqui interpretados como fluxos de detritos e/ou de lama dentro de um ambiente lacustre ou marinho restrito com atividade orgânica, onde as fácies psamíticas e pelíticas representam principalmente a sedimentação de correntes de turbidez subaquosas, sem influência glacial.

## 5. GEOCHEMICAL AND ISOTOPIC COMPOSITION OF THE CARRANCAS FORMATION, SOUTHERN BAMBUÍ GROUP: PROVENANCE AND EVOLUTION INSIGHTS

### 5.1. Introduction

The late Neoproterozoic Bambuí Group is a mixed carbonate-siliciclastic succession that covers much of the São Francisco Craton (Almeida, 1977) exposed on the states of Minas Gerais, Goiás, Bahia and Tocantins, in the central part of Brazil (Figure 5.1). The Carrancas Formation forms the base of the Bambuí Group in its southern part outcropping above the Archean-Paleoproterozoic cratonic basement and overlain by the Sete Lagoas Formation. A type section of 20-30 meters of diamictites overlapped by rhythmites and overlain by cap carbonates of the Sete Lagoas Formation was established by Tuller *et al.* (2008) for the Carrancas Formation. Some authors have advocated a glacial origin for the Carrancas Formation (Romano and Knauer 2003; Romano 2007; Ribeiro *et al.*, 2008; Rocha-Campos *et al.*, 2011) while others have argued gravitational or alluvial sedimentary processes in isolated channels carved into the Archean-Paleoproterozoic basement (Vieira *et al.* 2007a; Rodrigues, 2008; Uhlein *et al.*, 2013).

The provenance patterns of the Carrancas Formation is poorly known and it is mainly based on detrital zircons grains extracted from paraconglomerates (Rodrigues, 2008; Kuchenbecker, 2011), with major U-Pb age peaks around 2.8 Ga, differing completely from the Bambuí Group pattern of U-Pb ages (e.g.: Rodrigues, 2008; Pimentel *et al.*, 2011). Rocha-Campos *et al.* (2011) obtained Nd model ages of 1.6-1.98 Ga for mudstones on a western exposure. Caxito *et al.* (2012) reported C and O isotope data on dolomites clasts in a paraconglomerate, which yielded  $\delta^{13}\text{C}_{\text{vpdb}}$  values of -4.2 to -3.7‰ (n=7). In this paper, we add our own new data to this dataset, using whole-rock geochemistry, Nd isotopes, U-Pb geochronology on zircon grains and C, O isotopes on carbonate clasts and layers of two important outcrop areas of the Carrancas Formation, trying to track the provenance pattern of this poorly known basal unit of the southern Bambuí Group. The amassed dataset suggests that the Carrancas Formation was deposited within isolated small basins, with poorly mixed sediments, carved into the cratonic basement and being influenced by synsedimentary normal faulting; thus ruling out a long accepted correlation with the glaciogenic Jequitaiá Formation. This interpretation has implications for the Neoproterozoic paleogeography and stratigraphy of the São Francisco Craton region and surrounding fold belts; and for the understanding of Neoproterozoic sedimentary processes in general.

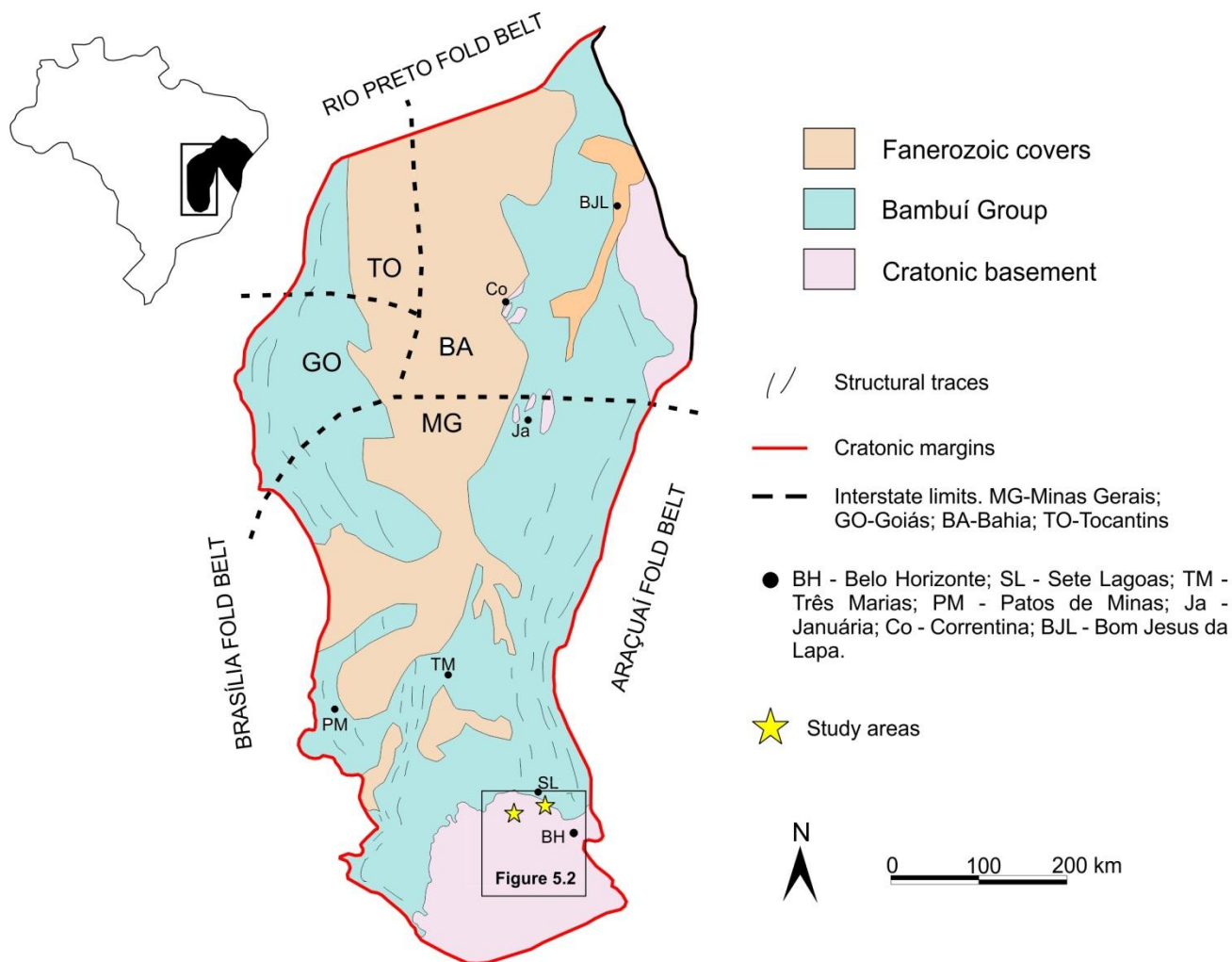


Figure 5.1: Simplified geologic map of the São Francisco Basin and western São Francisco Craton, after Almeida (1977) and Alkmim (2004). Limits with Brasiliano/Pan-African fold belts. Modified from Hasui (2012).

## 5.2. The Bambuí Group and the Carrancas Formation

The Bambuí Group is a late (~635-570 Ma) Neoproterozoic mixed carbonate-siliciclastic sequence that covers over then 300,000 km<sup>2</sup> of the western part of the São Francisco craton in east central Brazil (Almeida, 1977; Alkmim and Martins-Neto, 2001; Alkmim, 2004; – Figure 5.1). Its first lithostratigraphic subdivision was proposed by Costa and Branco (1961) and then improved by Dardenne (1978) designating six formations, from base to top: (1) Jequitaiá/Carrancas Formation – conglomerates, sandstones and shales; (2) Sete Lagoas Formation – mainly carbonates; (3) Serra de Santa Helena Formation – siltstones, shales and rhythmites; (4) Lagoa do Jacaré Formation – oolitic and intraformational carbonates; (5) Serra da Saudade Formation – siltstones, shales and sandstones; (6) Três Marias Formation – mainly sandstones. Recently, the Lagoa Formosa Formation on the

western portion of the basin, composed by diamictite, siltstone, sandstone, limestone and jaspilite was added to the lithostratigraphy by Sial *et al* (2009) and Uhlein *et al.* (2011b).

The subsidence of the cratonic basement and thereafter the deposition of the Bambuí Group is interpreted as being influenced by the evolution of the orogenic margins of the craton on its western (Brasília fold belt) and eastern margins (Araçuaí fold belt) during the Brasiliano / Pan-African orogeny at ca. 630-500 Ma (Almeida, 1977; Trompette, 1994), resulting in a N-S trending *foreland* basin with source areas mainly on the Brasília fold belt (Guimarães, 1997; Chang *et al.*, 1998; Castro and Dardenne, 2000; Dardenne, 2000 Alkmim and Martins-Neto, 2001; Martins-Neto and Alkmim 2001; Martins-Neto *et al.*, 2001; Pimentel *et al.*, 2001). Sinsedimentary basement uplifts and subsidences are characterized by basement crests on the south (Sete Lagoas paleo-high) and north (Januária-Correntina paleo-high) of the basin, separated by a zone of low gravimetric values, interpreted as a deeper zone (Pirapora paleo-low – Alkmim, 2004). Iglesias and Uhlein (2009) interpreted sinsedimentary uplifts of the basement on the Januária-Correntina paleo-high which influenced the deposition facies and thickness of the Sete Lagoas Formation in that region.

A major unconformity in the middle of the Sete Lagoas Formation separating a lower intracratonic glacially influenced sequence (the Carrancas Formation and Sete Lagoas lower cap carbonate), and an upper sequence deposited in a *foreland* basin towards the top is assumed by Zalán and Romeiro-Silva (2007) and Martins and Lemos (2007) from seismic stratigraphic and regional  $\delta^{13}\text{C}$  data, respectively. The basin was affected by the surrounding Araçuaí, Rio Preto and Brasília fold belts generating a lightly metamorphosed and deformed product. Thin-skin deformations reach up to 200 km before passing laterally into horizontal cratonic cover.

The depositional age of the Bambuí Group is presently a matter of intense debate. With absence of volcanic ash layers or any other direct dating material in the basin, many efforts are being made trying to establish some more precise deposition ages. Isotopic studies were carried out in the 80's with whole-rock Rb-Sr isochron for mudstones (e.g.: Parenti-Couto *et al.*, 1981; Bonhomme *et al.*, 1982). Ages from 690-560 Ma from these isochrones were interpreted as being the minimum depositional age. Many attempts to directly date the carbonates by the Pb-Pb whole rock method were performed (e.g.: Babinski *et al.* 1999; D'Agrella Filho *et al.* 2000). Babinski *et al.* (2007) obtained a well-constrained Pb-Pb isochron array of  $740\pm 20$  Ma on carbonates near Sete Lagoas - MG, thus suggesting that the cap carbonates of the Sete Lagoas Formation were deposited during the Sturtian (~730 Ma) glaciation.

Recently, however, Rodrigues (2008) and Pimentel *et al.*, (2011) presented zircon ages populations as young as 610 Ma from the upper Sete Lagoas Formation and superior units; these age limits are being pushed progressively as younger zircons are being recovered from the Sete Lagoas

Formation, reaching ages up to the lower Cambrian (~510 Ma; Pimentel *et al.*, 2012; Paula-Santos *et al.*, 2012). However, an upper limit for the age of deposition of the Bambuí Group is sustained by various K-Ar muscovite analyses on nappes of the Brasília fold belt which thrust over the Bambuí Group in the western portion of the basin, at around 567 Ma (Valeriano *et al.*, 2000). Similarly, to the east, the minimum depositional age is considered to be the metamorphic and deformational peak age of 575 Ma of the Araçuaí fold belt that affected the eastern Bambuí Group (Pedrosa-Soares *et al.*, 2011). Therefore, it is clear that both the depositional age and the age of deformation of the Bambuí Group still requires further refinement.

Caxito *et al.* (2012) based on available lithostratigraphic, isotopic and geochronological data suggest that the entire Sete Lagoas Formation may represent the end-Cryogenian, Marinoan glaciation event (~635 Ma). This interpretation is based on multiple lines of evidence, such as: 1) lithostratigraphic features that are similar to basal Ediacaran cap carbonates worldwide; 2) The  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  profiles of the Sete Lagoas Formation are nearly identical to those of other basal Ediacaran cap carbonates, in particular through the cap dolostone unit where  $\delta^{13}\text{C}$  drops from  $-3.7$  to  $-5\%$ , accompanied by  $\delta^{18}\text{O}$  values around  $-5\%$ ; 3)  $87\text{Sr}/86\text{Sr}$  signatures in the Sete Lagoas Formation (0.7074–0.7076) are identical to those in other basal Ediacaran cap carbonates worldwide; 4) chemostratigraphic correlation with the Schisto-Calcaire Subgroup on the West Congo fold belt and with the Olhos D'água Formation on the Sergipano fold belt, both constrained to be deposited around 635 Ma by U-Pb zircon data; and 5) abundance of Ediacaran detrital zircons within the Bambuí Group. In this paper, we chose to adopt an end-Cryogenian (post-Marinoan) age for the basal Sete Lagoas Formation, with deposition of the whole of the Bambuí Group mostly during the Ediacaran.

The Carrancas Formation is a siliciclastic-carbonate unit patchily preserved at the base of the late-Neoproterozoic Bambuí Group in the southern São Francisco Craton. Costa & Branco (1961) first described the conglomerate/siltstone-mudstone association on the base of the southern Bambuí basin. Firstly positioned as a member inside the Sete Lagoas Formation, was then raised to the stratigraphic hierarchy of Formation since the advance of further regional works (e.g.: Vieira *et al.*, 2007a; Romano, 2007; Ribeiro *et al.*, 2008; Tuller *et al.*, 2008; Tuller *et al.*, 2010). The Carrancas Formation was for a long period of time being informally correlated to the convincing glaciogenic Jequitaí Formation, also a conglomeratic unit, but preserved on the north center of the Bambuí Group. Furthermore, the geographic and stratigraphic proximity to the late-Neoproterozoic cap carbonates from the Sete Lagoas Formation also contributed for a glaciogenic interpretation for the Carrancas Formation. Rocha-Campos *et al.* (2007, 2011) interpreted glacial facies on mudstones near the city of Moema, state of Minas Gerais. A correlation between these mudstones and the Carrancas

Formation is something very plausible, but the extent of these glacial facies and also the glaciogenic interpretations is something that require a few more effort to better understand.

Rodrigues (2008) and Kuchenbecker (2011) extracted zircons grains from different conglomerates at the base of the Carrancas Formation. The majority of the zircon ages group on the 2.8 Ga peak, with monazites dated at 2.05 Ga. The ages show almost identical patterns when compared to the data presented by Teixeira *et al.* (1996, 2000) for the Archean TTGs of the Belo Horizonte Complex. Sparse Nd model ages of 1.6-1.98 Ga on mudstones suggests, however, restricted addition of younger source areas, probably of Meso to Neoproterozoic age (Rocha-Campos *et al.*, 2011), being similar with the model age patterns for the Bambuí Group (Pimentel *et al.*, 2001; Rodrigues, 2008). Caxito *et al.* (2012) reported C and O isotope data on dolomites clasts within the Carrancas Formation paraconglomerate, near the city of Vespasiano - MG, which yielded  $\delta^{13}\text{C}$  values of -4.2 to -3.7‰ (n=7). These values are regionally characteristic of the Sete Lagoas Formation basal cap dolostone. Thus, the provenance of the Carrancas Formation would represent the local Archean-Paleoproterozoic basement along with reworking of the base of the Sete Lagoas Formation. A similar situation occurs in the Ediacaran Maieberg Formation, Namibia (Hoffman and Halverson, 2008).

### 5.3. Geology of the study areas

The two areas studied here overlie Archean-Paleoproterozoic granite-gneiss of the Belo Horizonte Complex, in the BR-040 area, and Neoproterozoic meta-sedimentary rocks of the Rio das Velhas Supergroup, in the Pitangui area. Both of these basement rocks belong to the uplifted cratonic basement – the Sete Lagoas paleo-high – on the southern São Francisco Craton (e.g.: Teixeira, 2000; Alkmim, 2004 – Figure 5.2).

Uhlein *et al.* (2013) made detailed sedimentary and stratigraphic analyses of the Carrancas Formation on both areas. The Carrancas Formation in the Pitangui Area (Figure 5.3) is composed by clast- to matrix-supported conglomerates at the base passing gradually upward to coarse- to fine-grained sandstones. On top, kaolinitic mudstones are the main fine-grained lithology, and these are interbedded with ferruginous siltstones and black shales, which have total organic contents (TOC) of up to 1.5%. These laminated sediments show an increase in carbonate content below a transitional contact with overlying pink dolostone. The dolostone is ~15 meters thick, and locally shows low-angle tabular cross stratification and small-scale wave ripples, interbedded with thin (2-5 cm) layers of greenish siltstone (Figure 5.3 and 5.5). Also, the dolostone layers show  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{VPDB})}$  values of 7.1-9.6‰ and -5.2 to -6.9‰, respectively. The dominant clast lithologies in clast-supported

conglomerate are quartzite (including mylonitic clasts), granitoid, gneiss, schist, quartz pebbles, dolomite and chert. Clasts range from small pebbles to large boulders in size and are angular to sub-rounded. The clast lithologies assembly clearly show a local basement contribution, along with another strange source area marked by the presence of dolomite clasts.

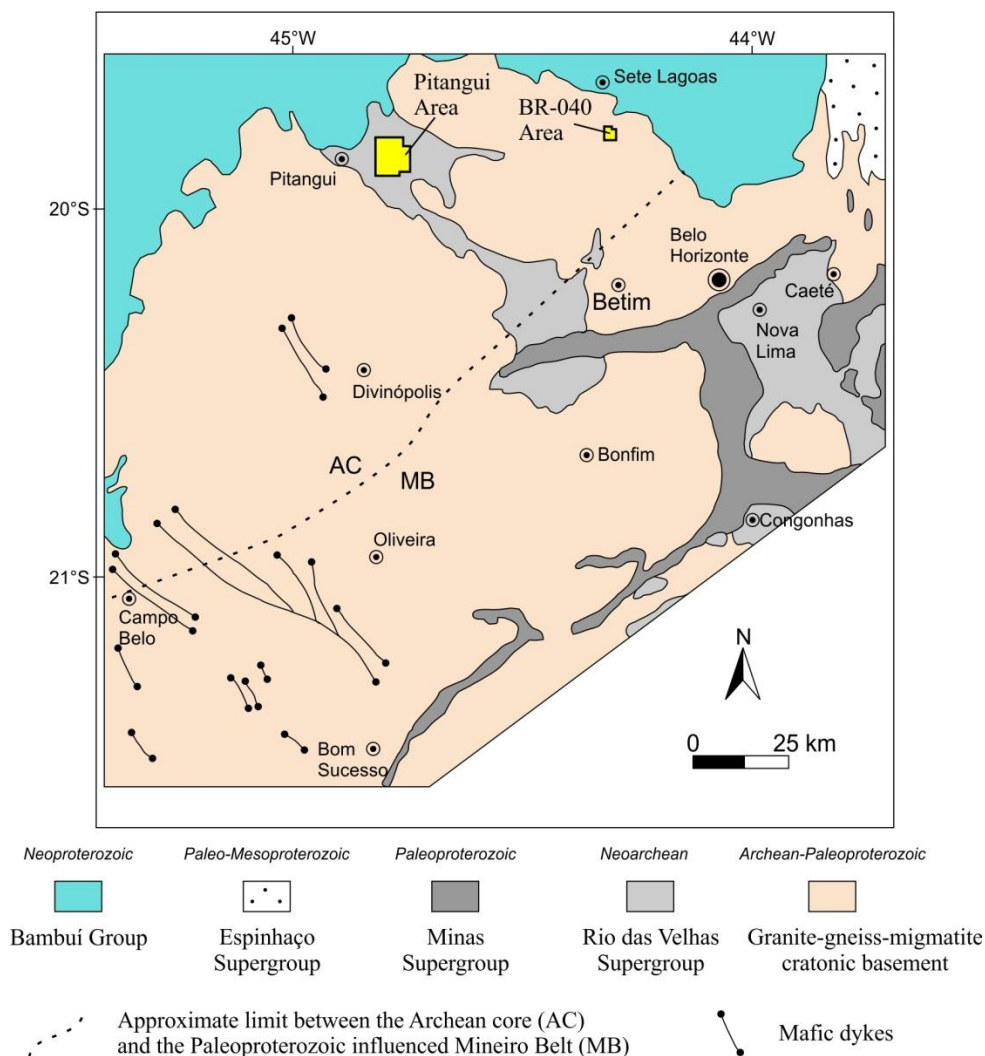


Figure 5.2: Simplified geologic map of the southern cratonic basement crest – the Sete Lagoas paleo-high. Study areas in yellow polygons. For regional location see Figure 5.1. Modified from Teixeira *et al.* (2000).

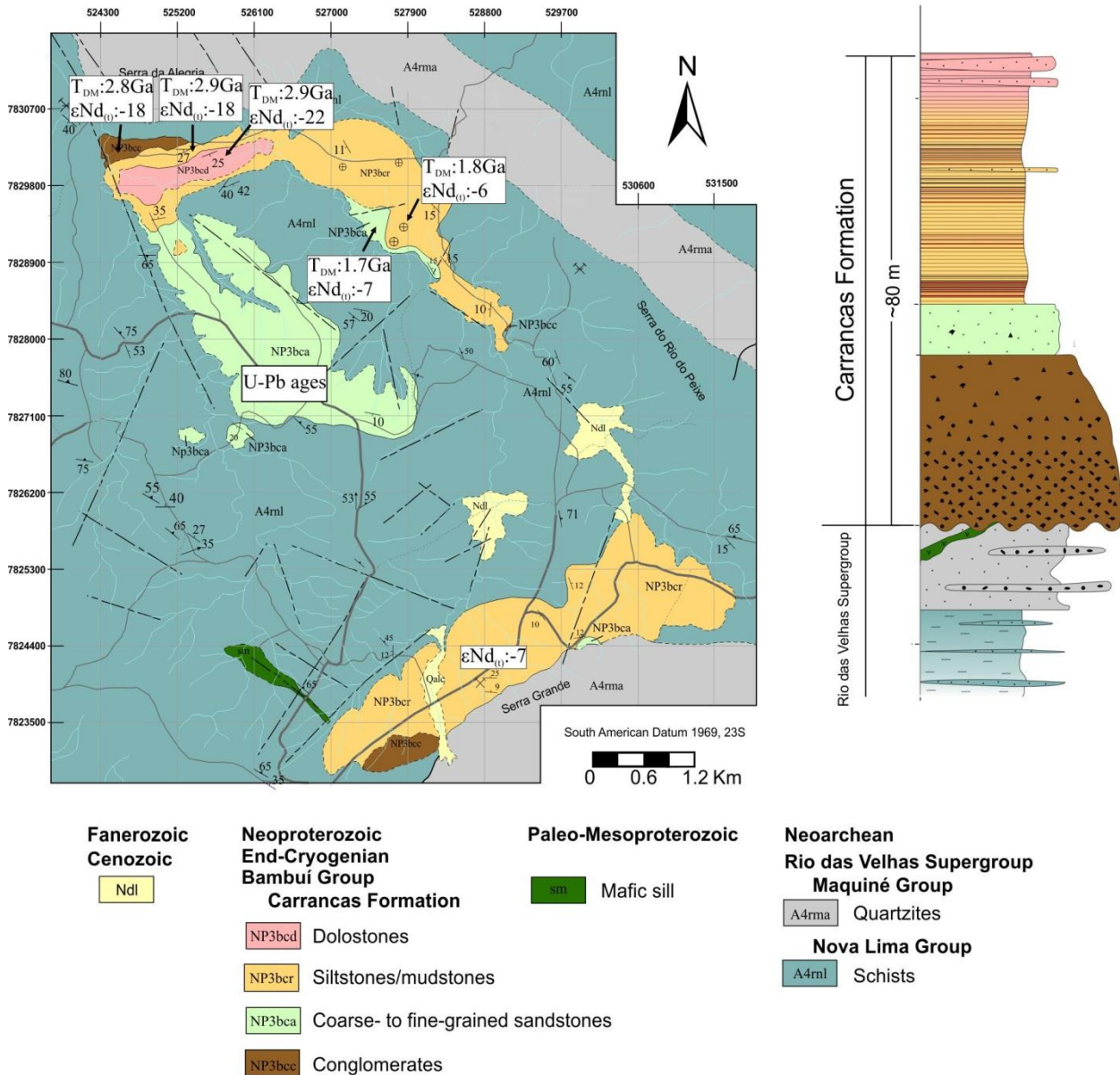


Figure 5.3: Geologic map and stratigraphic column of the Carrancas Formation and its basement in the Pitangui Area (after Uhlein *et al.*, 2013). Sm-Nd and U-Pb data are exposed ahead.

In the BR-040 Area (Figure 5.4) the Carrancas Formation is dominantly formed by mudstones with intercalations of ferruginous siltstones and black shales (Figure 5.5). Black shales are much more common in the BR-040 Area than in the Pitangui Area. Locally, thin (~30 cm) matrix-supported conglomerates with granules to small pebble-sized clasts are described within the mudstones. Purely gravitational processes influenced by syn-sedimentary faults may have deposited conglomerates and shales inside partially enclosed small basins and being substantially fed by the Archean-Paleoproterozoic rocks from the local cratonic basement. The high  $\delta^{13}C$  content (7 to 9‰), together with tight negative range of  $\delta^{18}O$  (-6 to -5‰) of the dolostones layers, along with the



presence of organic contents in the black shales, suggest origin in organic active, partially enclosed, poorly-mixed basin waters, being sedimented inside isolated channels carved into the basement, in the early evolution of the southern Bambuí Group (Uhlein *et al.* 2013).

Out of the Pitangui Area, 12 km west-northwest of the study area, a ~20 m-thick grey dolostone outcrops above Archean-Paleoproterozoic basement in an abandoned quarry (Figure 5.5f and Figure 5.6). It consists of pale-grey, laminated and massive dolostones, with hummocky structures that can reach up to 5 meters length, as well as big wave ripples with up to 1 meter height. It is supposed to be the base of the Sete Lagoas Formation deposited directly above the cratonic basement. Its dolostones were sampled and analyzed for  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  in this study. These pale-grey dolostones from the Sete Lagoas Formation can be laterally correlated to the Carrancas Formation and they could have acted as one of the source areas for the Carrancas Formation evolution, marked by the presence of dolostones clasts within the conglomerates described above.

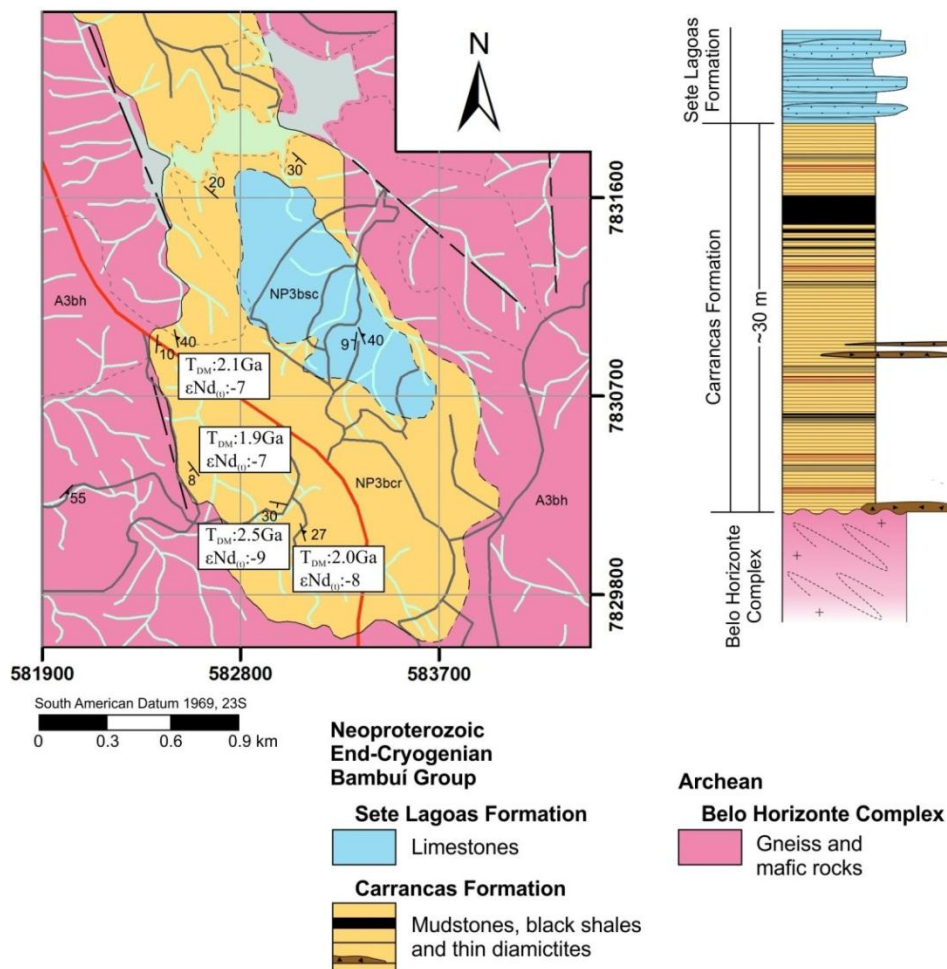


Figure 5.4: Geologic map and stratigraphic column of the BR-040 Area. (after Uhlein *et al.*, 2013). Sm-Nd data are exposed ahead.

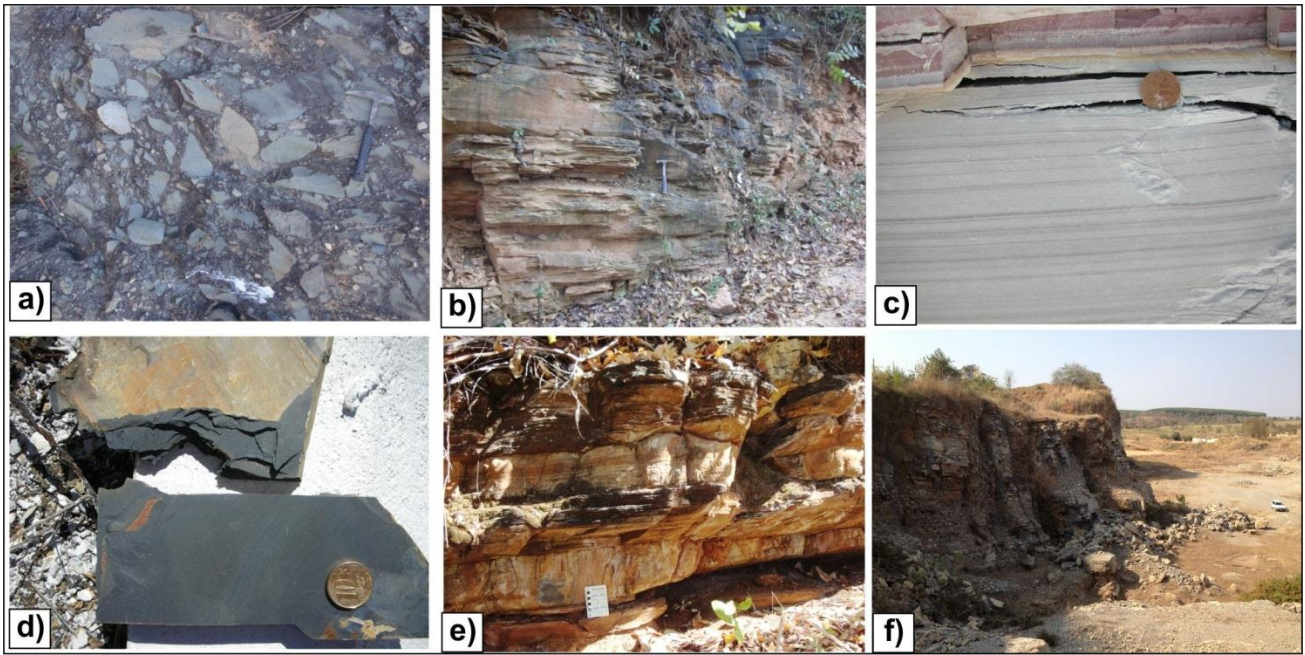


Figure 5.5: Lithotypes of the study areas. (a) Clast-supported conglomerate with angular to sub-angular quartzite clasts (sample OP-88). (b) Fine-grained sandstone with locally graded beds (sample OP-171). (c) Kaolinitic mudstone intercalated with reddish ferruginous mudstone layers (sample OP-01). (d) Black shale (sample P-05B). (e) Pink dolostone with fine laminated and massive layers intercalations. (f) Pale-grey dolostone in abandoned quarry 12 km west-northwest from the Pitangui Area. Pictures (a), (b), (c), (e): Pitangui Area. Picture (d): BR-040 Area.

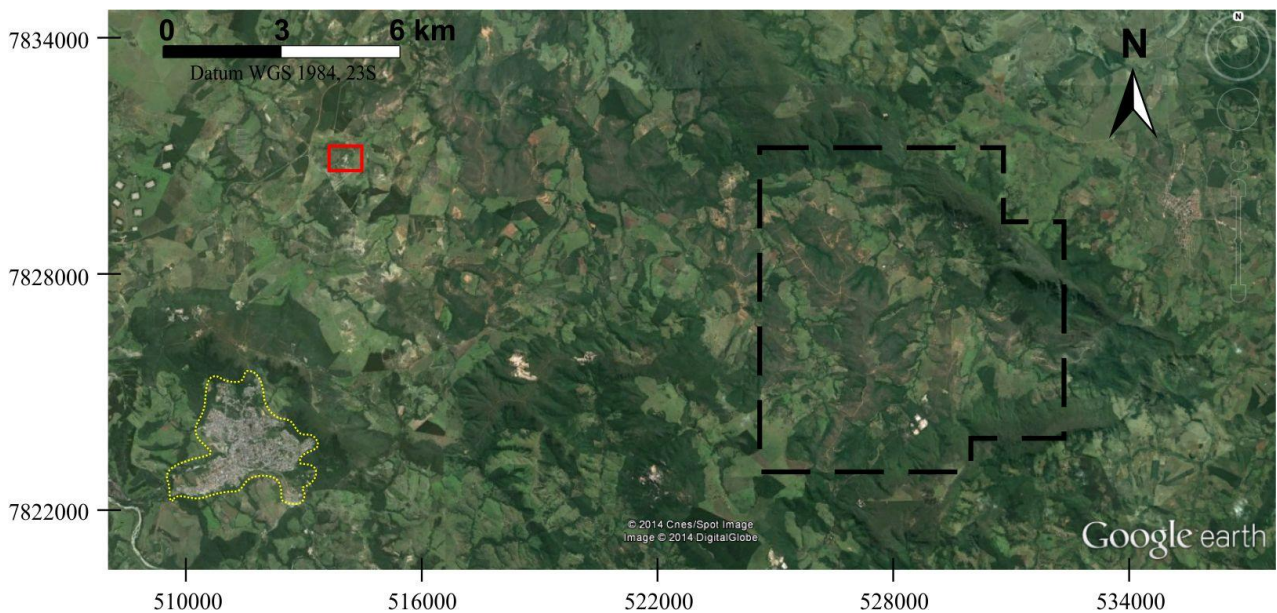


Figure 5.6: Satellite image with the location of the abandoned quarry where the pale-grey dolostone outcrops (red square). Black dashed line: Pitangui Area; yellow dotted line: city of Pitangui. For regional location, see Figures 5.1 and 5.2. Google Earth images (03.Feb.2012).

#### 5.4. Sampling and analytical procedures

For the litogeochemical and Nd isotope analyses, care was taken to select the freshest samples, preferentially selecting fine grained rocks. Only the homogeneous parts of the samples were used (e.g. to avoid veins or weathered areas). In preparation for the geochemical and Nd isotope analyses, samples were crushed in a jaw crusher and then a fraction of the resulting fragments was powdered using a proper mill. Lateral and vertical variations were considered during the carbonate clasts gathering, to avoid sedimentary selection. For the collection of samples from the grey dolostone quarry, constant vertical spacing was held.

Major, trace and rare earth elements analyses were conducted at the ACME Analytical Laboratories Ltd., Vancouver, Canada. Element grades were analyzed via ICP-MS after fusion with lithium metaborate / tetraborate and digestion with diluted nitric acid, with 0.01% precision for most of the major elements and 0.1 ppm for most of the trace and rare earth elements. Base and precious metal grades were determined by digestion in Aqua Regia followed by ICP-MS analyses. The lost on ignition (LOI) was determined by the weighing difference after ignition at 1000°C.

The Sm-Nd isotope analyses were conducted at the GEOTOP-UQÀM Research Center, Montréal, Canada. Samples were dissolved in a HF-HNO<sub>3</sub> mixture in Teflon vessels. A <sup>150</sup>Nd-<sup>149</sup>Sm tracer was added to determine Nd and Sm concentrations. The REE were then purified by cation exchange chromatography, and Sm and Nd were subsequently separated following the procedure of Pin and Zalduegui (1997). The total procedural blanks are less than 150 pg. Sm and Nd analyses were done using a double filament assembly in a Thermo Scientific Triton Plus mass spectrometer in static mode. The Sm and Nd concentrations and the <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd ratios have an accuracy of 0.5% that corresponds to an average error on the initial  $\epsilon_{Nd}$  value of  $\pm 0.5$  epsilon units, based on repeated measurements of standards JNdi and BHVO-2.

Carbon and oxygen isotope ratios were measured on a Nu Perspective dual-inlet isotope ratio mass spectrometer connected to a NuCarb carbonate preparation system at McGill University Stable Isotope Laboratory in Montréal, Canada. Circa 1 mg of each powdered sample was weighted in glass vials and reacted individually with H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> after heating to 90 °C for 1 h. The released CO<sub>2</sub> was collected through a coldfinger and analyzed using an in-house reference gas. Samples were calibrated to VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite) using standards NCM and UQ6. Errors are about 0.05‰ (1 $\sigma$ ) for both  $\delta^{13}C$  and  $\delta^{18}O$ .

Zircon grains were analyzed at the Laboratório de Geocronologia, Universidade de Brasília, Brazil, by laser ablation using a Finnigan Neptune ICP-MS coupled to aNd-YAG 213 nm laser ablation system. The U–Pb analyses follows the procedures outlined in Bühren *et al.* (2009). Ablation



was done using 25–30  $\mu\text{m}$  spots in raster mode, at a frequency of 9–13 Hz and intensity of 0.19–1.02 J/cm<sup>2</sup>. The ablated material was carried by Ar (~0.90 L/min) and He (~0.40 L/min) in 40 cycles of 1 s each, following a standard-sample bracketing of three sample analyses between a blank and a GJ-1 zircon standard. Accuracy was controlled using the TEMORA-2 standard. Raw data was reduced using an in-house program and corrections were done for background, instrumental mass bias and common Pb. U–Pb ages were calculated using Isoplot 3.6 (Ludwig, 2008).

## 5.5. Results

### 5.5.1. Major and trace elements

Eleven shale samples of the Carrancas Formation were analyzed for major and trace elements. Six samples were collected in the Pitangui area and four in the BR-040 area (Table 1).

Major and trace elements are normalized to the Post-Archean Australian Shale (PAAS from Taylor and McLennan, 1985) in Figure 5.7. Both studied areas have shales with depletion of mobile elements like CaO and Na<sub>2</sub>O and variable concentrations of Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (Figure 5.7a). The presence of two carbonaceous shales increases the average grades of major elements of the Pitangui Area, especially for mobile elements. In Figure 5.7b shales from the BR-040 Area are slightly more enriched in trace elements than shales from the Pitangui Area. Negative Pb, Sr and Ni and positive U and V anomalies are conspicuous. Except for the Ni anomaly, all of them are present in both areas. A roughly flat pattern is more typical for the trace elements in shales from the BR-040 Area. In contrast, the shales from the Pitangui Area show an enrichment in incompatible elements relative to more compatible ones ( $\text{Rb}_\text{N}/\text{Nd}_\text{N}=0.8$ ;  $\text{Zr}_\text{N}/\text{Cr}_\text{N}=0.4$ ). In both Figures 5.7a and 5.7b, the largest scattering of the samples from the Pitangui Area is probably due to the fact that there is a greater fine-grained lithotypes variety than in the BR-040 Area.

Table 5.1: Major and trace elements from lithotypes of the Carrancas Formation.

Sample	P05 B	P05 M	P 16	P 02	OP 99	OP 100	OP 01	OP 07	OP 171	OP 188	OP-12
Area	BR-040	BR-040	BR-040	BR-040	Pitangui	Pitangui	Pitangui	Pitangui	Pitangui	Pitangui	Pitangui
SiO <sub>2</sub> (%)	61.34	64.71	62.38	64.47	54.39	55.41	35.26	51.83	54.68	74.69	66.16
TiO <sub>2</sub>	0.88	0.94	0.89	0.94	0.80	1.03	0.23	0.80	0.77	0.65	0.98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.93	19.68	18.77	19.14	13.14	13.51	10.36	21.97	15.71	10.25	12.79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.84	1.55	4.53	2.63	6.19	2.97	45.93	10.19	7.89	6.39	10.22
MnO	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.12	0.03	<0.01	0.07	0.10	0.10	0.02
MgO	1.36	1.47	1.34	1.50	4.74	8.87	0.27	2.21	4.45	2.30	1.53
CaO	0.04	0.03	0.04	0.04	5.07	4.17	0.02	0.01	2.82	0.14	0.97
Na <sub>2</sub> O	0.04	0.06	0.03	0.04	0.08	0.08	0.02	0.08	0.60	1.12	0.04
K <sub>2</sub> O	4.60	4.88	4.51	4.83	3.51	2.98	0.99	2.77	4.29	1.11	3.13

P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.03	0.09	0.05	0.18	0.22	0.15	0.08	0.18	0.06	0.78
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.015	0.015	0.016	0.017	0.013	0.022	0.022	0.041	0.013	0.038	0.019
LOI	7.4	6.2	7.0	6.0	11.5	10.6	6.5	9.7	8.2	3.0	3.1
Ba (ppm)	2111	2049	2155	1389	1464	457	923	697	1718	311	1215
Rb	170.2	177.2	161.5	185.6	124.3	93.5	33.3	113.4	149.8	46.4	74.4
Sr	15.4	17.1	25.0	19.1	45.7	11.2	20.1	45.2	40.3	54.6	15.1
Cs	13.4	13.7	15.0	16.0	9.8	6.2	2.3	6.2	7.4	2.5	1.7
Ga	22.2	23.3	22.6	23.5	17.3	16.9	10.0	20.7	19.9	11.5	17.2
Be	3	4	4	4	3	3	<1	2	3	1	2
As	11.2	2.0	10.7	7.8	3.7	1.0	105.1	1.0	0.5	1.2	43.2
Tl	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ta	1.0	1.4	1.1	1.1	1.0	1.1	0.2	0.7	0.9	0.5	0.6
Nb	14.0	15.2	14.8	15.4	11.6	13.2	3.3	8.6	12.8	7.2	8.2
Hg	0.10	0.24	0.27	0.17	0.14	0.01	1.04	<0.01	0.01	<0.01	<0.01
Hf	5.5	5.2	4.3	5.4	4.0	3.6	1.4	5.5	4.2	4.3	3.4
Zr	172.0	184.5	173.9	187.5	145.6	158.5	44.5	198.2	148.2	171.0	123.1
Y	37.6	48.1	36.3	55.5	30.8	13.5	8.6	22.4	48.3	36.7	23.2
Th	14.5	13.8	15.1	15.1	8.9	10.2	6.0	9.7	12.7	6.5	6.9
U	5.7	6.9	4.3	4.2	2.1	1.7	2.7	1.8	2.1	1.5	1.8
Ni	20.0	3.7	10.3	4.4	37.9	52.6	6.0	218.6	62.9	108.6	116
Sc	19	20	19	19	17	17	11	18	16	12	21
V	445	425	342	347	130	115	983	121	150	96	72
Cu	65.8	26.5	42.3	11.8	8.8	2.2	40.4	81.7	4.3	33.0	31.0
Pb	8.8	7.4	6.4	4.2	5.9	1.0	7.5	5.4	2.7	3.5	2.3
Zn	55	5	34	5	41	43	9	168	109	60	63
Sn	4	4	5	5	3	3	1	2	3	2	3
W	2.3	2.2	2.5	1.8	1.0	1.6	<0.5	1.7	1.8	0.9	0.9
Mo	5.6	1.8	4.9	3.4	1.9	0.2	19.9	0.1	0.3	<0.1	0.8
La	33.9	62.5	42.6	37.3	32.2	28.0	8.3	35.3	57.2	28.5	4.5
Ce	66.5	107.3	69.8	64.7	56.8	59.4	19.0	50.4	83.6	80.7	10.8
Pr	9.30	15.83	10.41	8.57	7.60	5.66	2.47	6.46	11.52	7.40	1.23
Nd	35.1	61.3	39.9	32.9	32.4	19.6	11.1	20.2	42.6	26.1	5.3
Sm	7.50	11.81	7.91	6.38	5.86	3.89	2.69	3.72	8.61	5.19	1.47
Eu	1.35	2.15	1.54	1.37	1.31	0.55	0.59	0.97	1.66	1.31	0.42
Gd	7.27	10.09	7.71	7.07	5.87	2.98	2.49	3.63	8.21	4.71	2.20
Tb	1.07	1.39	1.13	1.20	0.86	0.41	0.35	0.66	1.18	0.85	0.38
Dy	6.81	7.90	6.69	8.63	5.34	2.26	1.98	3.98	7.01	5.59	3.24
Ho	1.35	1.65	1.25	1.94	1.11	0.56	0.34	0.81	1.37	1.11	0.77
Er	3.78	4.89	3.59	5.26	3.20	1.86	0.98	2.26	3.95	3.64	2.31
Tm	0.58	0.78	0.57	0.81	0.45	0.29	0.15	0.35	0.59	0.62	0.37
Yb	3.78	4.78	3.53	5.71	2.86	1.67	0.98	2.14	3.74	3.91	2.25
Lu	0.60	0.80	0.56	0.84	0.43	0.29	0.14	0.33	0.56	0.56	0.38
Co	1.5	1.1	1.8	1.4	14.2	5.6	1.5	23.3	19.9	26.8	11.4
Sum	99.59	99.59	99.59	99.68	99.72	99.85	99.73	99.80	99.67	99.88	99.77

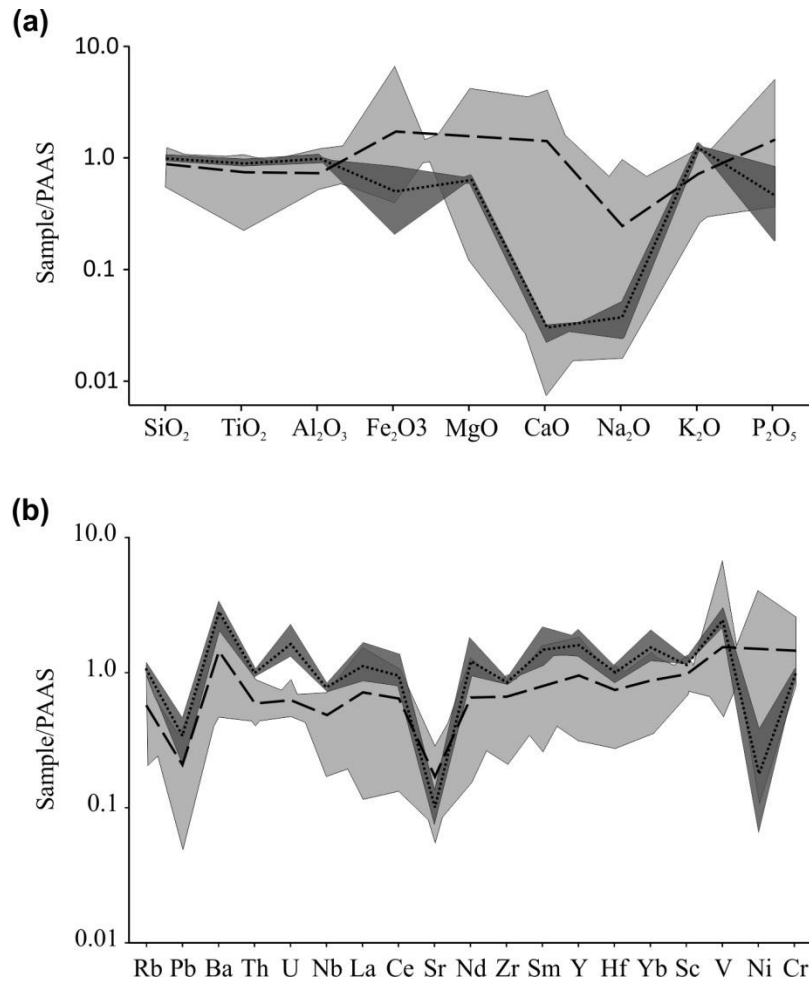


Figure 5.7: Major (a) and trace elements (b) concentrations for Pitangui Area (grey field: total range; dashed line: average) and BR-040 Area (dark grey field: total range; dotted line: average) normalized to the PAAS (Post-Archean Australian Shale from Taylor and McLennan, 1985).

The  $\text{SiO}_2$  and  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  vs  $\text{Al}_2\text{O}_3$  plots (Figure 5.8a and 5.8b) features the oxides concentrations of shales from both studied areas relative to idealized composition of selected minerals. The  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{Al}_2\text{O}_3$  concentrations show a spread toward quartz and hematite compositions, in addition to a similar clay mineral-illite composition. The  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  vs  $\text{Al}_2\text{O}_3$  plot has a similar pattern with both spread toward quartz and hematite compositions, and a Mg-rich chlorite composition similar to the studied samples. The iron-rich sample (OP01; 45.93%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) is skewed toward the hematite-opaques, hematite-magnetite and Fe-rich chlorite in both diagrams.

The REE data normalized to chondrite (Boynnton, 1984 – Figure 5.9a) show a similar pattern for almost all samples, with moderate enrichment of the light rare earth elements (LREE) in comparison with the heavy rare earth elements (HREE), quantified by the  $\text{La}_n/\text{Ybn}$  ratio of 1.3-11.3. The samples also show a consistent negative Eu anomaly, varying from  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.43$  to 0.75. Samples OP-12 and OP-01 are the less REE enriched, with  $\Sigma\text{REE}$  of 35.6 and 51.6 ppm,

respectively. In contrast, the remaining samples show  $\Sigma\text{REE}$  of 127.4-293.2 ppm. The REE+Y data normalized to Post-Archean Australian Shale (PAAS from Taylor and McLennan, 1985) show a roughly flat pattern for all samples (Figure 5.9b), except for samples OP01 and OP12. Samples from the BR-040 area are more REE+Y enriched than samples from the Pitangui area. The four samples from the BR-040 Area show light Ce negative anomaly, with Ce/Ce\* values from 0.76 to 0.86. Light Ce negative anomaly is also present in the Pitangui Area, but only in some fine grained lithologies, being absent on OP188, a sandy siltstone, and the ferruginous OP01. Despite all the samples analyzed are mud/siltstones, there is minor grouping and superposition of data, resulting in a wide range of the plotted area representing the Carrancas Formation for both types of normalized distributions (Figures 5.9a and 5.9b).

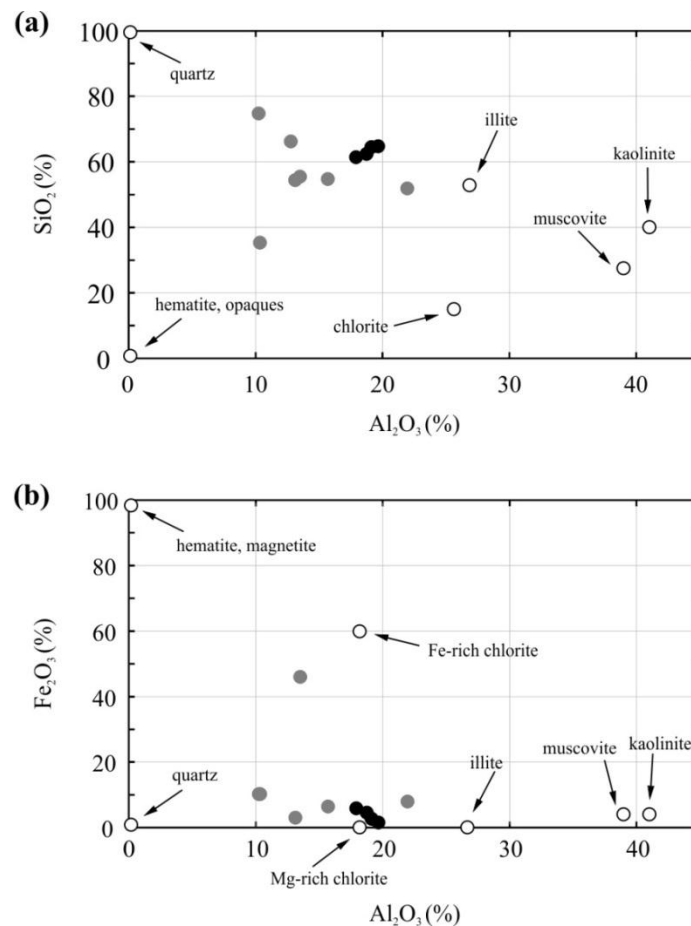


Figure 5.8: SiO<sub>2</sub> vs. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (a) and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (b) concentrations of shales from the Pitangui Area (grey) and the BR-040 Area (black) are plotted relative to idealized composition of selected minerals (from Cullers and Podkovyrov, 2000)

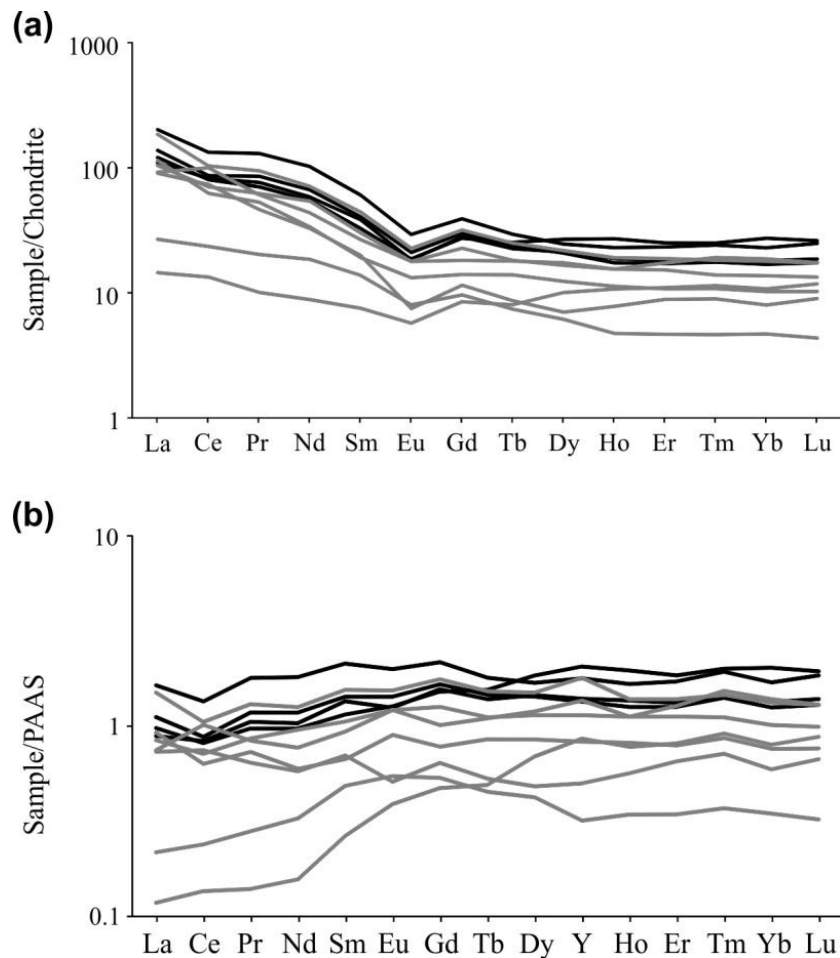


Figure 5.9: REE data normalized to chondrite (a), from Boyinton (1984) and PAAS (b) from McLennan (1989). Grey lines – Pitangui Area; Black lines – BR-040 Area.

### 5.5.2. Sm-Nd

Table 2 shows the results for the Sm-Nd isotope analyses. Initial isotope ratios were calculated for 630 Ma, as an approximation of the sedimentation age, following Caxito *et al.* (2012). The fine-grained lithotypes from the Carrancas Formation show two main groups of  $T_{DM}$  model ages and  $\epsilon Nd_{(630Ma)}$ : one with model ages ranging from 1.75 to 2.12 Ga and  $\epsilon Nd_{(630Ma)}$  between -7.1 to -9.5; and another group with older  $T_{DM}$  (2.83-2.98 Ga) and more negative  $\epsilon Nd_{(630Ma)}$  (-18.2 to -22.1). The bimodal distribution is also recognizable on the histogram of  $T_{DM}$  model ages in Figure 5.16. The geographical location of the analyzed samples and its results are exposed in the geologic map in Figure 5.3 and 5.4.



Table 5.2: Sm and Nd isotope data from Carrancas Formation.  $T_{DM}$  model ages were calculated following Goldstein *et al.* (1984). BS: black shale; LS: laminated shale; FS: ferruginous laminated shale; GS: greenish siltstone; CS: carbonatic siltstone; CM: conglomerate matrix; FM: ferruginous mudstone.

Sample ID	Rocktype	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$\epsilon\text{Nd}(0)$	$\epsilon\text{Nd}_{(630\text{Ma})}$	$T_{DM}$	Sm/Nd	$f(\text{Sm}/\text{Nd})$
<b>BR-040 Area</b>										
P-05-M	BS	60.31	11.92	0.11945	$0.5118954 \pm 09$	-14.5	-8.3	2.03	0.20	-0.39
OP5-7.5	BS	50.03	11.30	0.13651	$0.511904 \pm 09$	-14.3	-9.5	2.5	0.23	-0.31
OP5-4.5	BS	31.89	7.91	0.14995	$0.51195 \pm 14$	-13.4	-9.7	-	0.25	-0.24
OP5-3	BS	45.26	11.15	0.14891	$0.511974 \pm 14$	-12.9	-9.1	-	0.25	-0.24
BS-4	BS	29.04	7.93	0.16507	$0.511976 \pm 12$	-12.9	-10.4	-	0.27	-0.16
BS-2	BS	34.91	8.98	0.15554	$0.511954 \pm 16$	-13.3	-10.0	-	0.26	-0.21
P-16	LS	46.22	9.19	0.12014	$0.511945 \pm 08$	-13.5	-7.4	1.96	0.20	-0.39
P-02	FS	13.99	2.99	0.12909	$0.511968 \pm 13$	-13.1	-7.6	2.12	0.21	-0.34
<b>Pitangui Area</b>										
OP-100	GS	19.98	3.62	0.10942	$0.511144 \pm 08$	-29.1	-22.1	2.92	0.18	-0.44
OP-99	CS	22.29	4.61	0.12516	$0.511412 \pm 08$	-23.9	-18.2	2.98	0.21	-0.36
OP-88	CM	40.31	7.85	0.11775	$0.511358 \pm 09$	-25.0	-18.6	2.83	0.19	-0.40
OP-49A	LS	67.59	12.54	0.11210	$0.511956 \pm 09$	-13.3	-6.5	1.79	0.19	-0.43
OP-171	GS	63.44	10.95	0.10431	$0.5118948 \pm 10$	-14.5	-7.1	1.75	0.17	-0.47
OP-01	FM	6.83	1.71	0.15184	$0.5120603 \pm 10$	-11.3	-7.7	-	0.25	-0.23

Samples OP-100, OP-99 and OP-88, collected in the Pitangui Area are the ones with the oldest model age and the highly negative  $\epsilon\text{Nd}_{(630\text{Ma})}$ . OP-100 is a greenish siltstone intercalated within the pink dolostone layers, the OP-99 is a carbonatic siltstone right below the pink dolostone, and the sample OP-88 is a sandy matrix conglomerate in contact with the carbonatic siltstone from OP-99. All these three samples outcrop on the northern area, approximately 1 km northwest far from the samples OP-171 and OP-49A, which have lower  $T_{DM}$  and less negative  $\epsilon\text{Nd}_{(630\text{Ma})}$  (Figure 5.3).

A postdepositional Sm/Nd fractionation can imply on higher values of  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  ratios, resulting in higher  $T_{DM}$  model ages, which lack geological meaning and must be discarded for provenance analysis. However, as shown in Table 1, the  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  ratios for those three samples with older model ages are lower than 0.14 and higher then 0.10, characterizing these  $T_{DM}$  as acceptable. On the other hand, some black shales from the BR-040 Area show a  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  ratio higher than 0.14, and the model age for these samples were then omitted.

Mantle extraction has long been considered as the main process that causes Sm-Nd fractionation, with minor or no fractionation during weathering, transport, diagenesis or

metamorphism. However, it is now known that diagenesis of carbon-rich rocks (black shales) can cause significant shifts in the  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  ratios of samples, mainly due to thermal maturation of organic matter and formation of authigenic phases (e.g. Stille and Clauer, 1986; Bros *et al.*, 1992; Hannigan *et al.*, 2004; Chakrabarti *et al.*, 2007). This effect is not exclusively for black shales, as Sm/Nd fractionation can also occur for sand-rich samples during burial diagenesis (Ehrenberg and Nadeau, 2002). This shift in the  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  ratios during diagenesis could explain some of the anomalously high  $T_{\text{DM}}$  values found for the black shale samples of the Carrancas Formation. A burial diagenesis cause for this shift is also framed by the increasing of the  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  ratios and the  $T_{\text{DM}}$  model ages of the black shales with depth (Figure 5.10).

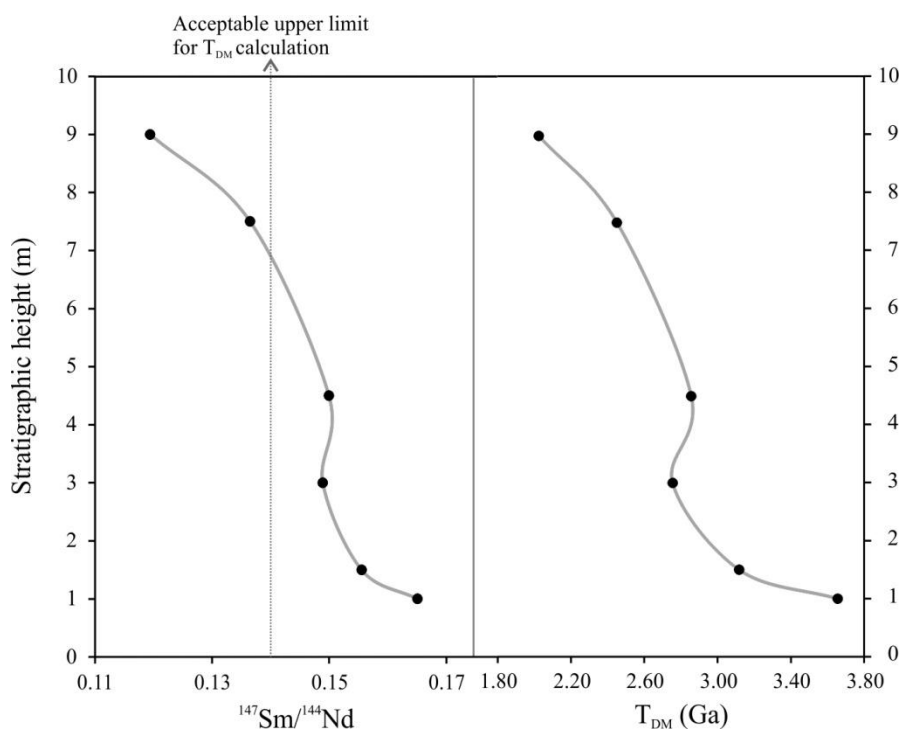


Figure 5.10: Increasing of the  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  ratio and  $T_{\text{DM}}$  of the black shales with depth.

### 5.5.3. Detrital zircon U-Pb

A total of 53 zircon grains were extracted from a sandy siltstone sample (OP07) and analyzed by LA-ICP-MS, but only a subset of 26 zircons that showed low discordance and low common lead abundances will be considered in the following discussion. Results are displayed in probability density plots (Figure 5.11), calculated using the Isoplot 3.6 software by Ludwig (2008).

Sample OP07 was collected in the Pitangui Area (UTM: 526866E/7827856N; all coordinates are in the UTM system: South American Datum 1969, 23S). The probability density plots encloses 3 main peaks, at 2192, 2711 and 3187 Ma (Figure 5.11). This data feature source rocks for the

Carrancas Formation within the following ages: 42% of Paleoproterozoic, Rhyacian ( $2204 \pm 11$  Ma); 23% of Neoproterozoic, Neoproterozoic (2712  $\pm$  14 Ma); 23% of Mesoproterozoic, Mesoproterozoic (2887  $\pm$  15 Ma); 12% of Mesoproterozoic, Mesoproterozoic (3198  $\pm$  18 Ma). Geographical location of the sample is exposed in Figure 5.3.

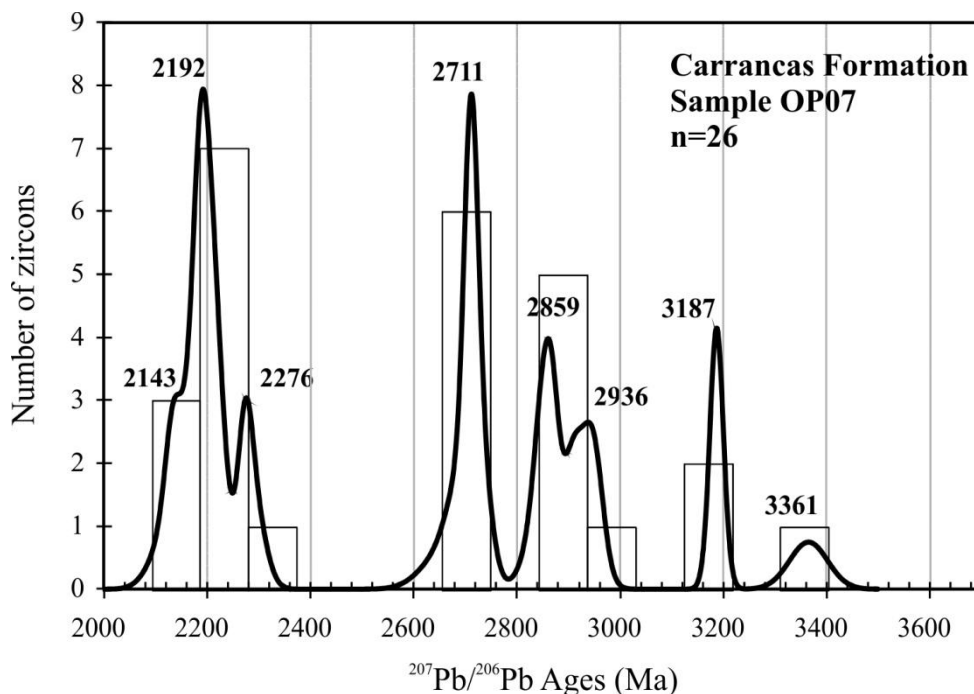


Figure 5.11: Histogram and probability density plots of  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages for a sandy siltstone in the Pitangui Area (sample OP07).

#### 5.5.4. Carbonate clasts and layers: carbon and oxygen isotopes

Sixteen dolomitic clasts had their  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  compositions were measured aiming to improve the provenance track. Carbonate clasts are a common feature in conglomerates from the Carrancas Formation, but any known basement source areas contain such carbonates that could have fed the basin. The clasts are all dolomitic, pebble-sized, massive and scattered through a clast-supported conglomerate (OP88). The data are given in Table 5.3 and a histogram of  $\delta^{13}\text{C}$  values along with  $\delta^{13}\text{C}$  vs.  $\delta^{18}\text{O}$  diagram are shown in Figure 5.12.

Table 5.3:  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  compositions of carbonate clasts from the Carrancas Formation conglomerate (OP-88) and dolostones layers from a quarry near Pitangui Area.

Stratigraphic height (m)	$\delta^{13}\text{C}(\text{‰VPDB})$	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰VPDB})$	Mg/Ca	Mn/Sr	Clasts ID	$\delta^{13}\text{C}(\text{‰VPDB})$	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰VPDB})$	Mg/Ca	Mn/Sr
Dolostones from the quarry 10 km NW of the Pitangui Area					Carbonate clasts from Carrancas Formation conglomerate (OP-88)				
-0.5	-3.90	-6.32	0.48	1.2	CAR-C1	4.79	-6.51	0.51	24.3
0.0	-3.17	-5.97	0.51	8.1	CAR-C2	7.71	-8.82	0.53	12.6
0.5	-2.93	-5.84	0.50	4.9	CAR-C3	9.23	-7.19	0.52	8.8
1.5	-3.23	-6.82	0.48	2.9	CAR-C4	8.99	-6.66	0.54	22.8
2.0	-3.77	-7.67	0.44	0.9	CAR-C5	9.18	-6.64	0.54	10.2
2.5	-2.13	-6.43	-	-	CAR-C6	6.73	-7.46	0.52	26.3
3.5	-3.84	-7.59	0.43	1.7	CAR-C7	3.60	-7.86	0.48	41.5
4.5	-2.65	-7.98	0.35	2.5	CAR-C8	9.15	-7.03	0.52	16.5
5.5	-2.09	-6.62	0.46	6.5	CAR-C9	7.53	-11.45	0.50	24.5
6.0	-3.58	-8.51	0.40	1.9	CAR-C10	9.11	-6.38	0.51	34.0
7.0	-3.05	-7.92	0.44	3.8	CAR-C11	9.38	-7.31	0.53	9.4
7.5	-2.98	-8.28	0.44	2.2	CAR-C12	8.99	-6.90	0.54	29.6
8.5	-3.30	-7.41	0.42	2.5	CAR-C13	8.42	-7.26	0.54	7.2
9.0	-3.40	-7.36	0.43	3.0	CAR-C14	3.88	-5.93	0.52	30.3
10.0	-3.46	-7.86	0.42	3.5	CAR-C15	4.15	-10.70	0.55	43.5
11.0	-3.33	-7.11	-	-	CAR-C16	8.44	-8.51	0.52	14.3
11.5	-3.06	-7.18	0.43	3.5					
12.5	-2.56	-6.93	0.43	6.2					
13.0	-3.05	-7.68	-	-					
14.0	-1.99	-7.09	0.41	4.1					
14.5	-1.13	-6.06	0.42	7.2					
15.5	-2.69	-7.70	0.41	7.1					

The histogram in Figure 5.12a show a wide range of values with a bimodal distribution for the  $\delta^{13}\text{C}$  composition of the carbonate clasts, displaying two main peaks, one at 3.8‰ and another one at 9.1‰, being the latter the one with the most frequent values. Clearly the source rocks exhibited a high degree of isotopic as well as lithological variability and according to the bimodal distribution pattern, maybe at least two different carbonate layers had fed the basin. The crossplot for the carbonate clasts (Figure 5.12b) reveals no significant covariation between  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$ . The ones with more negative  $\delta^{18}\text{O}$  composition may suggest some post depositional oxygen isotopic composition shift, but in a degree insufficient to disturb the primary signal of  $\delta^{13}\text{C}$ .

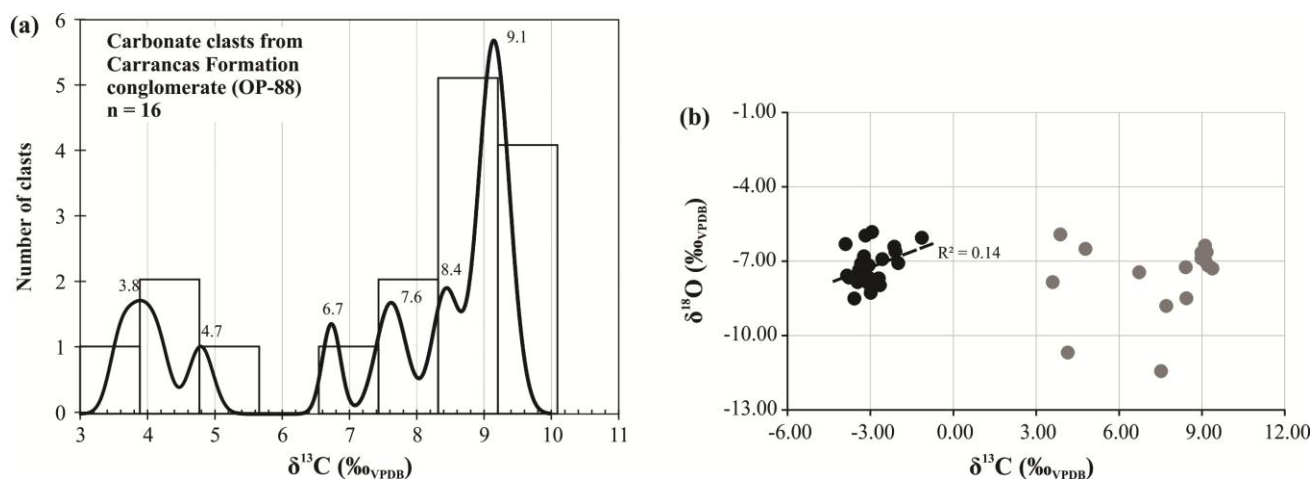


Figure 5.12: (a) Histogram of  $\delta^{13}\text{C}$  compositions of carbonate clasts within ortoconglomerate. (b)  $\delta^{13}\text{C}$  vs  $\delta^{18}\text{O}$  crossplot of carbonate clasts (grey) and dolostones layers from the abandoned quarry near Pitangui Area (black).

An abandoned quarry 12 km west-northwest of the Pitangui Area (UTM: 513868E/7830829N) was sampled for  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  compositions, as it was considered the most probable source area for the carbonate clasts. The quarry is composed predominantly by dolostones with subtle increasing of less magnesian layers toward the top (Figure 5.13). The  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  compositions are displayed in Table 5.3. A crossplot of  $\delta^{13}\text{C}$  vs  $\delta^{18}\text{O}$  values and chemostratigraphic profiles of the grey dolostones are showed in Figure 5.12 and 5.13, respectively. The samples from the grey dolostone quarry yield  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values ranging from -3.9 to -1.9‰ and -8.5 to -5.9‰, respectively. The  $\delta^{13}\text{C}$  profile shows a small range of values, without positive shifts, but a rough upward trend towards less negative values. There is a slight tendency of covariation between carbon and oxygen isotopic composition, as shown in the isotopic profiles and in the crossplot of  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$ . However, some sections of the isotopic profile do not show covariation and even the crossplot is not accurate on a strictly covariation pattern ( $R^2=0.14$  – Figure 5.12b). Indeed, the primary signal of  $\delta^{13}\text{C}$  must be considered with caution.

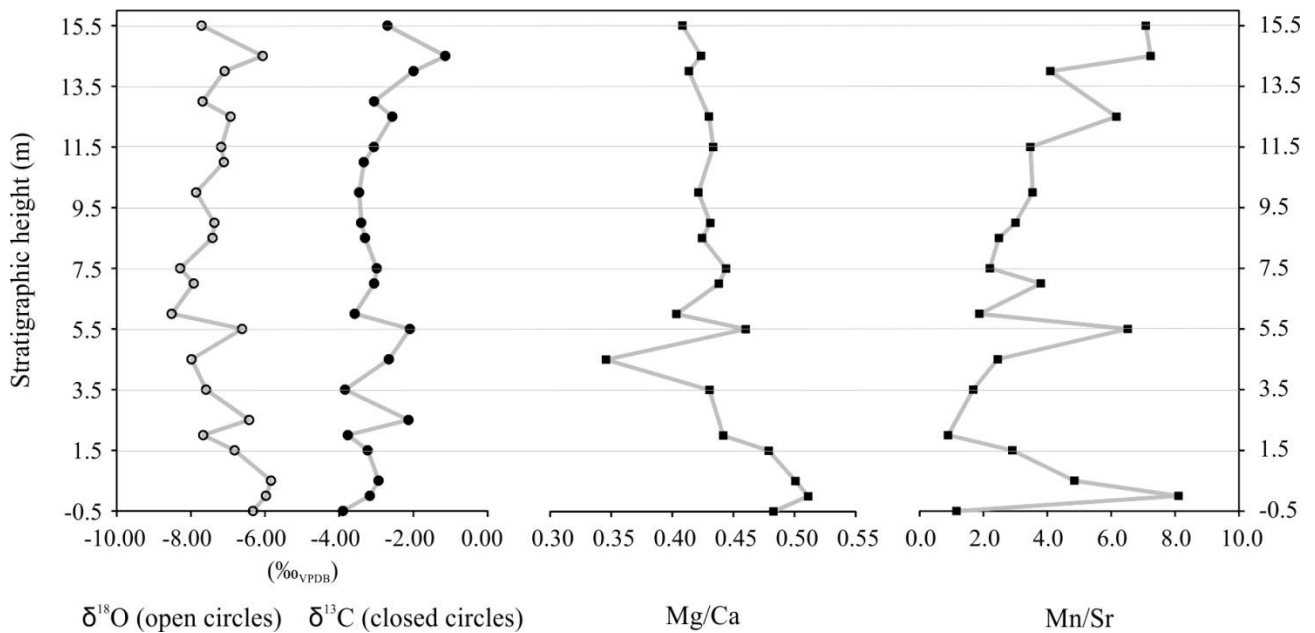


Figure 5.13:  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  isotopic profiles and Mg/Ca, Mn/Sr ratios for the grey dolostone quarry located 12 km west-northwest from the Pitangui Area.

## 5.6. Discussion

### 5.6.1. Whole rock geochemistry

Geochemically, samples from the two studied areas can be distinguished from each other. In Figure 5.7b this distinction is based on an enrichment of trace and rare earth elements of BR-040 Area in comparison to the Pitangui Area. Also, the BR-040 Area shows a strong depletion of mobile elements such CaO and Na<sub>2</sub>O which is not equal for the average of the Pitangui Area shales compositions (Figure 5.7a).

In further diagrams, the samples from both areas plot in a wide area in the K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub> diagram, probably due to the loss of mobile elements, especially for the samples from the BR-040 Area (Figure 5.14a). For the ternary diagrams of Figure 5.14b, the proportion of La-Th-Sc and Th-Sc-Zr/10 features a more robust data, with the majority of the samples being limited to the continental arc field. In Figure 5.14c, a distinction between the two areas is highlighted, as the shales from the Pitangui Area feature higher values of Co/Th, which can be correlated to mafic material additions to the sedimentary composition. Girty *et al.* (1996) used the Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> ratio to discriminate the source rock composition. They suggested that Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> value (<14) characterizes sediments derived from mafic rocks, whereas an Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> range between 19 and 28 indicates a source with intermediate igneous precursors. The Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> ratios of the investigated shales range from 20 to 21 for the BR-040 Area (average 20.7) and 13 to 27 for the Pitangui Area (average 17.7).

This implies that the precursors of the pelitic sediments were derived predominantly from intermediate igneous rocks, but with some degree of mafic additions especially in the Pitangui Area.

The medium to high contents of Cr (280-88, average 143 ppm) and Ni (4-218, average 58 ppm) in the studied shales (Figure 5.14d) are also well compared with mafic and ultramafic sedimentary material additions. During the Archean the concentration of these elements was higher than on Post-Archean-type rocks. (e.g.: Condie, 1993). Thus, Taylor and McLennan (1985) correlate the higher concentrations of Cr and Ni in some sedimentary rocks with Archean provenances, developing the diagram presented in Figure 5.14d. The higher contents of Cr and Ni in shales from the Pitangui Area than for the BR-040 Area, is probably due to the erosion of mafic-ultramafic terms from the Archean Rio das Velhas Supergroup basement, which occur only in the first area.

The REE data normalized to PAAS (Figure 5.9b) show a wide range of distribution. This pattern can be correlated to basins with poor sediment mixing, which have REE compositions that differ in some degree from the mature and well mixed Pos-Archean Australian Shale.

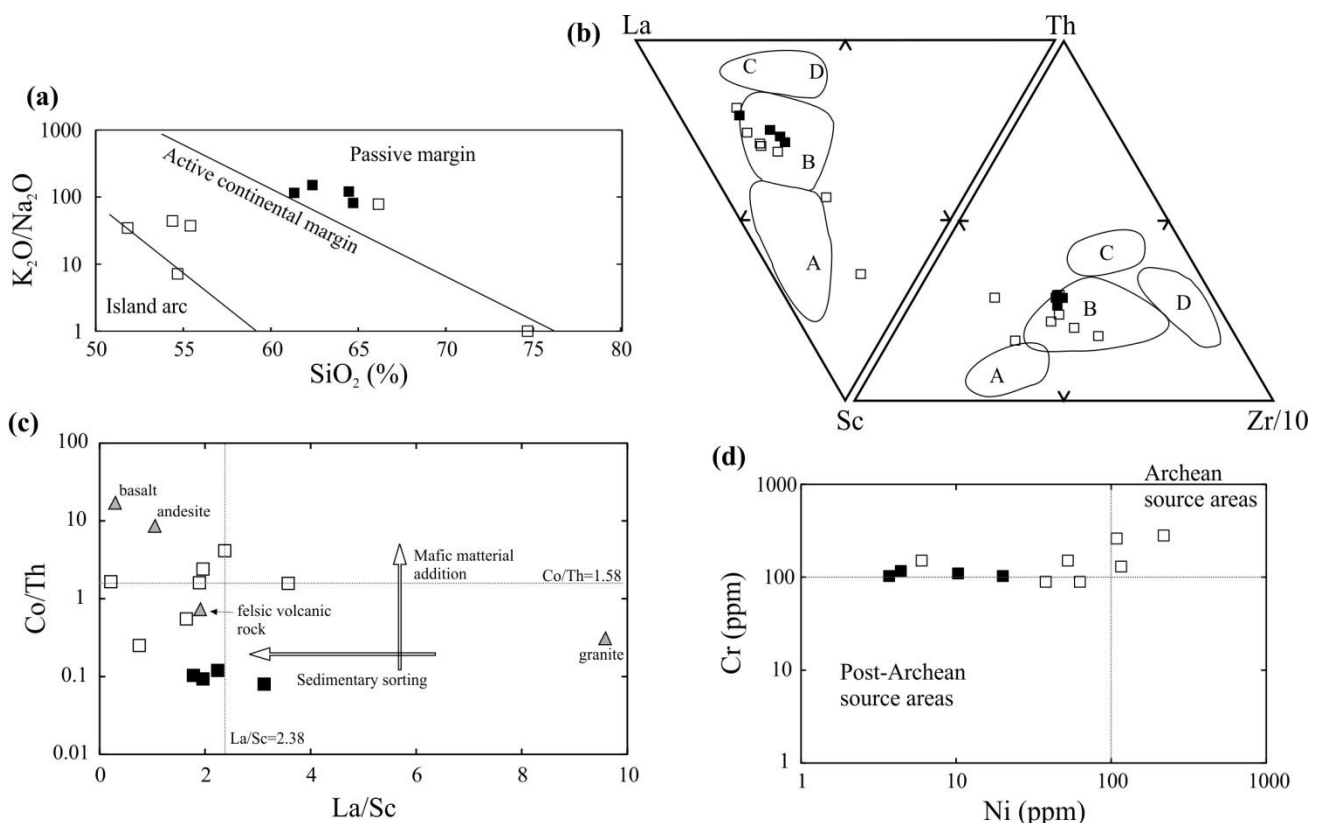


Figure 5.14: (a)  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  discrimination diagram after Roser and Korsch (1986) to indicate the geotectonic setting. (b) La-Th-Sc and Th-Sc-Zr/10 discrimination diagrams for sedimentary rocks investigated. Fields correspond to (A) oceanic island arc, (B) continental island arc, (C) active continental margin, and (D) passive margins (Bhatia and Crook, 1986). (c) La/Sc vs Co/Th. The dotted lines represent PAAS values (Taylor and McLennan 1985). (d) Ni-Cr binary diagram. Archean and Post-Archean fields from Taylor and McLennan (1985).

### 5.6.2. Nd isotope record and probable source areas

Nd isotopic signals of the Pitangui and BR-040 areas have similar patterns, except for three samples on the northern part of the first area (OP100, OP99 and OP88 – Figure 5.3). This can be shown using diagrams in which the  $\epsilon\text{Nd}_{(630\text{Ma})}$  values are used as comparative criteria along with present-day  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  vs.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ratios (Figure 5.15). Excluding these three samples with different isotopic signals, the samples of the two studied areas overlap in some degree, suggesting similar source areas for both Pitangui and BR-040 areas. In the diagrams of Figure 5.15 these samples are outliers of the most probable source areas fields, which are inferred to be the Archean Rio das Velhas Supergroup (RV – David, 2011) and the Archean-Paleoproterozoic granite-gneiss cratonic basement (CB – Noce *et al.*, 2000). A mixing of these two proposed sources along with a third source rock with younger Nd isotopic signals must be considered. This frame is already known for the topward Bambuí Group rocks (e.g.: Rodrigues, 2008; Pimentel *et al.*, 2011). A source area with such young Nd isotopic signal is not found in the southern basement of the São Francisco Craton (Teixeira *et al.*, 1996, 2000; Noce *et al.*, 2000), but it is quite usual in the Brasília fold belt, on the western margin of the Bambuí Group (e.g.: Pimentel *et al.*, 2000, 2001; Rodrigues, 2008). It is well established that the Brasília fold belt acted as one of the main source areas during the filling of the Bambuí basin (Guimarães, 1997; Thomaz-Filho *et al.*, 1998; Pimentel *et al.*, 2001) especially contributing with young source rocks. For comparison, the diagram in Figure 5.15 present two additional possible source areas for the sediments of the Carrancas Formation, the Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc (GMA – Pimentel *et al.*, 2000) and also the Neoproterozoic metasedimentary-metigneous Araxá Group (AG Pimentel *et al.*, 2001). These diagrams suggest a relationship between the Sm-Nd data from the Carrancas Formation and the probable mixing between these four proposed source areas. In all the three diagrams in Figure 5.15, the shales that have the younger Sm-Nd model ages plot between these fields and are also partially limited to the GMA and AG fields. Thus, we argue that the main source areas for these samples are the southern basement of the São Francisco Craton with important additions of younger arc-related rocks from the Brasília fold belt. The isotopic composition is the result of variable mixing of these two composite end-members.

The younger Nd isotopic data could also have come from the Araçuaí fold belt, which is geographically much closer than the Brasília fold belt (Figure 5.1). The Araçuaí fold belt encloses plutonic suites with  $T_{\text{DM}}$  ranging from 1.3 to 2.8 and  $\epsilon\text{Nd}$  from -4 to -24 (Martins *et al.*, 2004). However, The participation of such rocks, with crystallization ages at ca. 595-505 Ma, in the provenance of the Carrancas Formation is, for now, improbable, as the depositional age for the



Carrancas Formation would have to be substantially younger than the age considered now a days, even if only the pre-orogenic plutons of ca.595 Ma had contributed to the sedimentary material.

The three other samples with older Nd model ages and more negative  $\epsilon\text{Nd}_{(630\text{Ma})}$ , constantly plot within the granite-gneiss cratonic basement (CB) and are partially limited to the Rio das Velhas Supergroup (RV) fields, clearly showing a different provenance pattern compared with the rest of the samples (Figure 5.15). For these shales, a single local provenance is more suitable, as remarked by the huge proportion of local-type boulders in the conglomerate of sample OP-88. Thus, in contrast with the majority of the shales from the Carrancas Formation, these three samples do not have sedimentary material from younger rocks, but only the Archean-Paleoproterozoic southern basement of the São Francisco Craton.

The Nd isotopic difference between these two groups of samples, reinforce the partially enclosed basins character of the Carrancas Formation, with sub-basins more connected to the sedimentary dynamic pattern of the Bambuí Group and probably separated from smaller sub-basins, where the sedimentary contribution came exclusively from the local basement. Also, in the same area where the oldest Nd model ages were obtained, Uhlein *et al.* (2013) reported uncommon highly  $\delta^{13}\text{C}$  (7.1-9.6‰<sub>VPDB</sub>) values on dolostones layers, corroborating with the hypothesis of small basins partially enclosed, and organic active, during the Carrancas Formation deposition.

In Figure 5.16, Nd isotope data for the Carrancas Formation is compared with data from the remainder of the Bambuí Group (Pimentel *et al.* 2001). The Bambuí Group features a straight homogeneous isotopic pattern, with low variations of Nd model ages, being limited to the ~1.4-1.9 Ga range. The Carrancas Formation shows a different pattern, with important variations of  $T_{\text{DM}}$  ages (1.6 to 3.0 Ga). The superposition of ages is limited to the ~1.6-1.9 range and  $T_{\text{DM}}$  values older than that are not found in any other unit of the Bambuí Group. Thus, the sedimentary sources during the Carrancas Formation deposition seemed to be similar to the Bambuí Group as a whole, but with greater influence from local sources such as the Archean-Paleoproterozoic cratonic basement.

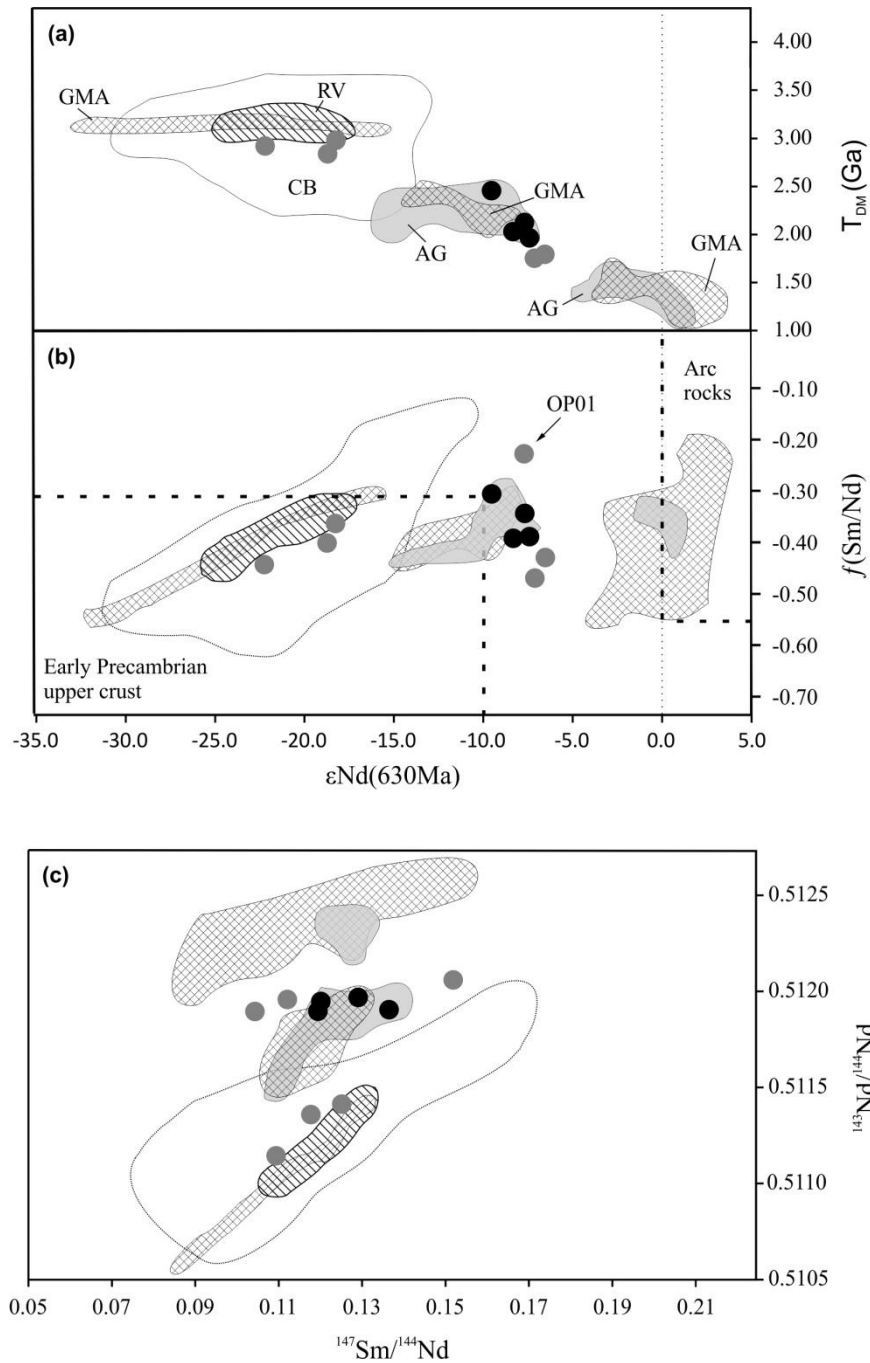


Figure 5.15: Comparative plots of Nd isotopic characteristics for the Carrancas Formation rocks. Samples from the Pitangui Area are represented by grey circles and from the BR-040, in black circles. The limiting fields represent possible source areas: CB – granite-gneiss cratonic basement (Noce *et al.*, 2000); RV – Rio das Velhas Supergroup (David, 2011); GMA – Goiás Magmatic Arc (Pimentel *et al.*, 2000); AG – Araxá Group (Pimentel *et al.*, 2001). Arc rocks and Early Precambrian upper crust fields are from McLennan and Hemming (1992)

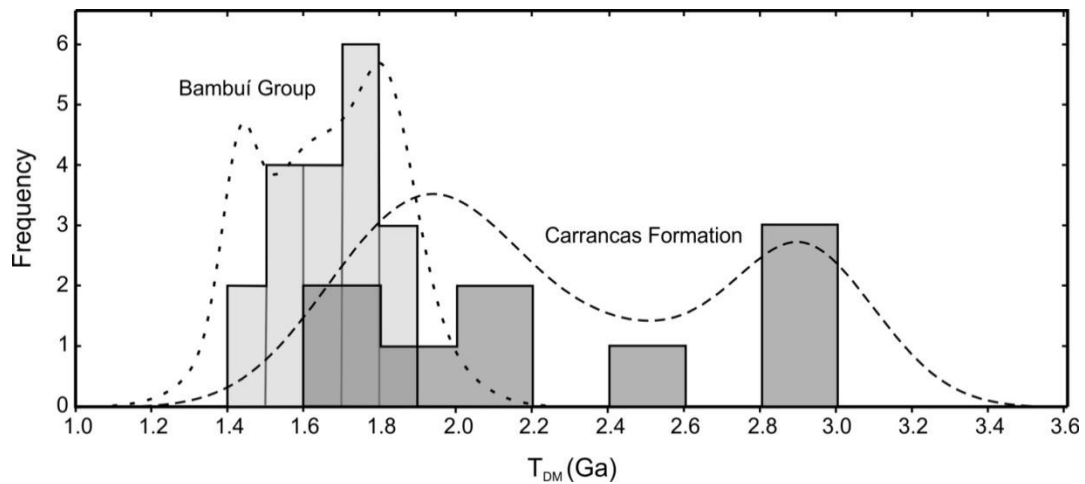


Figure 5.16: Histogram distribution of Nd model ages for the Bambuí Group lithotypes (light grey), excluding the Carrancas Formation (from Pimentel *et al.*, 2001), and Nd model ages for the Carrancas Formation in both studied areas (dark grey).

### 5.6.3. Zircons U-Pb ages

The bulk of the São Francisco Craton is made up of Archean blocks (3.4–2.5 Ga) that are joined together by Rhyacian orogens (2.2–2.0 Ga - Teixeira *et al.*, 1996; Teixeira *et al.*, 2000; Noce *et al.*, 2000), thus all the zircons in sample OP07 probably came from these sources.

Geochronologic studies place the geologic history of the Southern São Francisco Craton metamorphic complexes in the Mesoarchean to Neoproterozoic time interval. Machado and Carneiro (1992) and Carneiro (1992) report single-crystal U-Pb ages of zircon from the Bonfim Metamorphic Complex gneisses, south of the Carrancas Formation outcrops studied in this paper. The age values are on the order of 3280 Ma, 2920 Ma and 2772 ±6 Ma, interpreted as times of crystallization of the protolith, gneissification and reworking of the gneissic rocks, respectively. Southwest of the exposed cratonic basement area, in the Campo Belo Metamorphic Complex context, distinct gneissic suites have been characterized based upon further mapping works, and isotopic and geochemical studies (Oliveira and Carneiro, 2001). One of these gneissic suites, presents U-Pb (SHRIMP) zircon ages of 3205 ±17 Ma, 3047 ±25 Ma and 2839 ±17 Ma (Teixeira *et al.* 1998). These ages are interpreted as times of crystallization of the protolith, and metamorphism and migmatization of the gneissic suite, respectively. Other zircon U-Pb data from Southern São Francisco sialic crust, indicate that granitoids were emplaced by the end of the Neoproterozoic, between 2612-2567 ±8 Ma (Romano *et al.* 1991; Noce *et al.* 1998,).

The Archean zircon ages spectra of the Carrancas Formation comprise the three main events occurred in the southern crust of the São Francisco Craton during the Archean. The 3361 and 3187 Ma peaks relate to the U-Pb ages from the crustal generation that may have acted until ca. 2.9-3.0 Ga

(Noce *et al.*, 1998). The 2936 and 2859 Ma peaks may represent the final crustal generation, gneissification and migmatization events over the protoliths. Finally, the 2711 Ma peak, with high frequency, agrees with reworking and consequent intense granitic plutons intrusions which occurred until ca. 2.6 Ga, when the sialic cratonic crust was then stabilized (e.g.: Noce *et al.*, 1998; Teixeira *et al.*, 2000). The Archean zircon grains could also have come as reworked material from the metasedimentary rocks of the ca. 2.6-2.5 Ga Rio das Velhas Supergroup, which surround the Carrancas Formation outcrops in the Pitangui Area.

The Paleoproterozoic Mineiro belt crops out along the southernmost portion of the São Francisco Craton, from the Quadrilátero Ferrífero towards the west (Figure 5.2) and it is composed of gneisses, granitoids, supracrustal sequences, greenstone belts and mafic dikes, subjected to the Transamazonian (2.1-1.9 Ga) metamorphism and deformation. The crustal evolution of the Mineiro belt is compatible with accretionary orogens of the plutonic rocks and their calc-alkaline affinities at ca. 2.22-2.19 Ga (e.g.: Teixeira *et al.*, 2000, 2008; Ávila *et al.*, 2014). The Paleoproterozoic U-Pb zircon ages for the Carrancas Formation show two main peaks of 2276 and 2192 Ma which is fairly consistent with the pre to sin-collisional evolution of the Mineiro belt.

The U-Pb data do not show any Mesoproterozoic nor Neoproterozoic source rocks contributions to corroborate the hypothesis based on the Sm-Nd data. Nd model ages older than the youngest zircon grains are quite common, as the Nd model age dates the mantle extraction age and not necessarily the crystallization age, like the U-Pb system does. In the case of the Carrancas Formation, except for the three northern samples in the Pitangui Area with older Nd model ages, all others show Nd model ages younger than the youngest U-Pb age. This geochronologic frame can be explained by three different situations: (1) Sm and Nd elements are concentrated mainly in fine-grained minerals, especially in the clay mineral fraction. The carrier of clay minerals in long distances is much more efficient than for heavy minerals, like zircon, garnet, monazite, spinel and rutile, which can suffer from hydraulic fractionation during transport (Morton and Hallsworth, 1994, 1999). As discussed above, the Sm-Nd isotope data suggest minor contributions from Proterozoic sources, probably located westward within the Brasília fold belt. As the Carrancas Formation is located on the opposite margin of the basin and being developed during the early stages of the Bambuí basin evolution, the sediment transport systems could have hampered somehow the transport of heavy minerals, contributing with a hydraulic fractionation during the long transport before and after entering such a wide basin as the Bambuí basin, but enabling the Neoproterozoic Nd and Sm signals to cover large distances as these elements are carried within the fine clay fractions. From the Sete Lagoas Formation, located right above the Carrancas Formation, towards the top, a huge amount of Neoproterozoic zircons are found (e.g.: Rodrigues, 2008; Pimentel *et al.*, 2011). A basin

setting that could generate a unit with similar characteristics such as the Carrancas Formation was not reached again on the eastern margin of the Bambuí basin stratigraphy, reflecting a progressive evolution of basin geometry, sediment supply and sediment transport systems feeding the basin, which can explain the onset of Neoproterozoic zircon grains right after the Carrancas Formation deposition. At last, the confined and limited characteristic range of the Carrancas Formation basins can also have influences on the dispersion of zircons coming from the Brasília fold belt. (2) the sample OP07 has a particular U-Pb spectra pattern and it is much more similar to the three samples with older Nd model ages than the rest with younger model ages. A wide U-Pb data collection campaign should be taken to better understand the possible U-Pb pattern variations, similarly occurred for the Sm-Nd data. However, our U-Pb data resemble the data acquired by Rodrigues (2008) and Kuchenbecker (2011) working on different outcrops. Thus, detrital zircons compositions variations may not be as significant as Sm-Nd isotopic signals. (3) the third option is loss of zircons during preparation of samples. However, although this small number of analysis could never represent the entirety of the sample, they are important because only populations more abundant than ca. 26% succeeds to materialize if  $n \leq 10$ , at a 95% confidence level (Andersen, 2005). So it is safe to assume that the analysed populations observed in this analysis are major constituents of this sample.

#### 5.6.4. Tracking the carbonate clasts provenance

The  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  data of the carbonate clasts feature a strong relationship when compared to the isotopic data of the pink dolostone layers of the Carrancas Formation itself from Uhlein *et al.* (2013), especially due to the highly positive  $\delta^{13}\text{C}$  compositions. This well established relationship is shown in a  $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$  crossplot and histograms of Figure 5.17 and 5.18, respectively. In contrast, is unlikely to assume that the carbonate clasts from the Carrancas Formation conglomerate were originated from the base of the Sete Lagoas Formation, at least for the Pitangui Area (Figure 5.17).

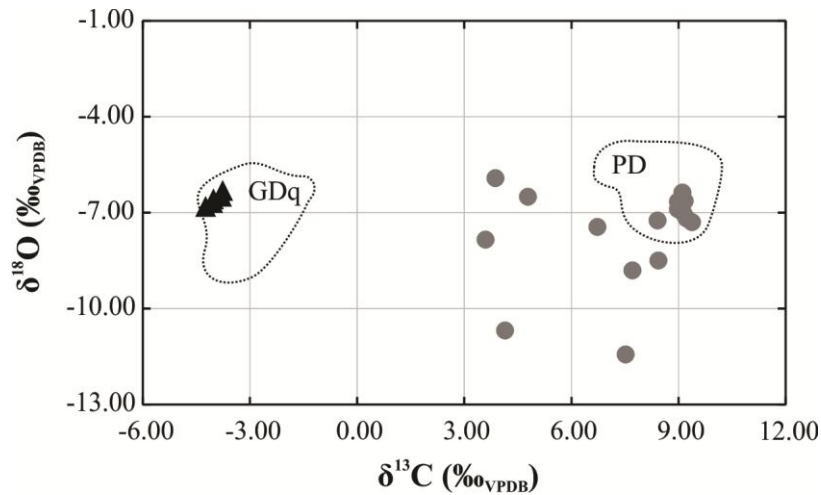


Figure 5.17:  $\delta^{13}\text{C}$  vs  $\delta^{18}\text{O}$  crossplot of carbonate clasts from the Carrancas Formation conglomerate in the Pitangui Area (grey circles – this paper) and carbonate clasts from the Carrancas Formation near the city of Vespasiano (black triangles – Caxito *et al.*, 2012). Possible source areas: PD – Pink dolostone layers from the Carrancas Formation (Uhlein *et al.*, 2013); GDq – Grey dolostone quarry (base of the Sete Lagoas Formation near Pitangui Area – this paper).

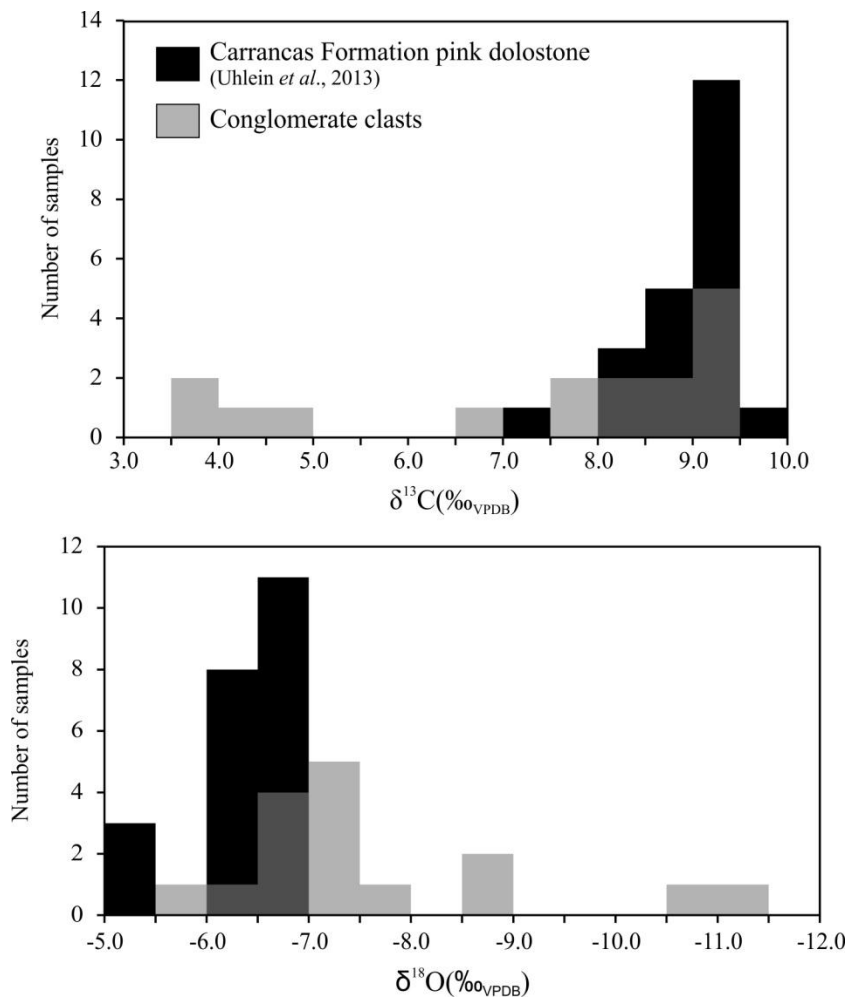


Figure 5.18: Histograms of  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  from pink dolostone layers and carbonate clasts data, both from the Carrancas Formation in the Pitangui Area.

If the carbonate clasts are derived from the Carrancas Formation itself, a sedimentary provenance must be considered along with a temporal unconformity between the dolostone and the conglomerate deposition. Thus, sedimentary faulting may have enabled the deposition region of the pink dolostone to shift from a sediment receiver to a sediment supplier probably in a short period of time.

The histograms of Figure 5.18 show a bimodal characteristic of the  $\delta^{13}\text{C}$  carbonate clasts composition. Despite the visible concordant relationship with the pink dolostone layers, probably a second dolostone layer may have acted as a source rock for the carbonate clasts, due to the presence of clasts with less positive  $\delta^{13}\text{C}$  compositions (3.5-5.0‰). Although these less positive  $\delta^{13}\text{C}$  compositions could be from upper parts of the pink dolostone already eroded, the  $\delta^{13}\text{C}$  profile of the dolostone has a strictly low range of values and it does not show any tendency of decreasing values toward the top (Uhlein *et al.*, 2013). Furthermore, if these less positive samples had come from the top of the pink dolostone, the bimodal characteristic of the carbonate clasts histogram should represent an isotopic unconformity on the top of the dolostone, with  $\delta^{13}\text{C}$  values around 8-10‰ decreasing directly to 3.5-5.0‰. The two hypotheses are plausible and more research is necessary to better understand this bimodal characteristic.

As already discussed, the grey dolostone 12 km northwestern from the Pitangui Area represents the base of the Sete Lagoas Formation and does not act as a source area for the Carrancas Formation in that region. However, using the Carrancas Formation carbonate clast data from Caxito *et al.* (2012), collected in the classic Carrancas Formation outcrop at km. 30 of the MG-424 road, clearly show a feasible provenance from the base of the Sete Lagoas Formation, represented here by the grey dolostone quarry (Figure 5.17). The Carrancas Formation has provenance patterns highly variable as seen throughout this paper, probably due to generation of isolated basins and consequently poorly mixing sediments during transport and deposition. The also variable source rocks for the carbonate clasts corroborate this hypothesis.

Finally, the  $\delta^{13}\text{C}$  profile pattern for the grey dolostone quarry, the lithological characteristics and even the remarkably sedimentary structures signalize for a post-Marinoan cap dolomite sequence (end-Cryogenian, ca. 635 Ma) on the basal Bambuí Group, near the city of Pitangui. The same characteristics are described for other end-Cryogenian cap dolostones all over the world (e.g.: Nogueira *et al.*, 2003; Allen and Hoffman, 2005; Halverson *et al.*, 2005; Hoffman *et al.*, 2007; Hoffman, 2011; Caxito *et al.*, 2012). Thus, we reinforce the ca.635 Ma age for the base of the Sete Lagoas Formation and consequently to the initial sedimentary development of the southern Bambuí Group.

## 5.7. Evolution of the Carrancas Formation

A sedimentary, stratigraphic and tectonic evolution for the Carrancas Formation is summarized in Figure 5.19. The schematic frame is based on the new data here presented in addition to published researches already cited.

Some aspects presented in Figure 5.19 deserve an improved discussion:

(1) The 630 Ma age for the initial filling of the Bambuí basin, as well as the Carrancas Formation, is still a question mark, despite this age apparently represents a fine approximation (Figure 5.19a).

(2) The basement crest area where the Carrancas Formation outcrops is known as the Sete Lagoas paleo high (Figure 5.19b). In the north part of the basin, Iglesias and Uhlein (2009) interpreted a syn-sedimentary evolution for another paleo-high, the Januária paleo high. For the south crest, we also interpret sinsedimentary uplifts affecting the deposition of the Carrancas and Sete Lagoas formations. These two basement crests approximately mark a north-south trend and are positioned in the eastern margin, away from the Brasília fold belt. A *forebulge* region may be interpreted following these characteristics mentioned above (after DeCelles and Giles, 1996). If so, a *foreland* basin type for the Bambuí basin can be much more embracing than previously thought, with characteristics of *foreland* basin evolution being present since basal units. Internal unconformities in the Carrancas Formation and between the Carrancas and Sete Lagoas Formations, along with shallow carbonate deposition concentrated on these N-S uplifted crest areas, corroborate the hypothesis of a *forebulge* zone on the eastern margin of the Bambuí basin.

(3) The subdivision between two different Sete Lagoas Formation, one pre- to sin-Carrancas Formation deposition, and another one post-Carrancas Formation (Figure 5.19c) may be correlated with the subdivision already proposed by Martins and Lemos (2007) and Zalan and Romeiro-Silva (2007). The authors interpret regional seismic and isotopic unconformity in the middle of the Sete Lagoas Formation, and also subaerial exposition features on carbonates preceding the unconformity. This regional isotopic and stratigraphic shift may represent a major unconformity along with others lower frequencies base-level variations, which contributed to the local erosion of basal units of the Sete Lagoas Formation. Locals uplifts and subsidences in a *forebulge* depozone, with generation of internal unconformities, is something relatively common, as presented by Crampton & Allen (1995) and Allen and Allen (2005).

(4) The <610 Ma age in Figure 5.19c is the geochronological data with the best geological meaning, based on the youngest zircon population extracted from the top of the Sete Lagoas Formation by Rodrigues (2008).



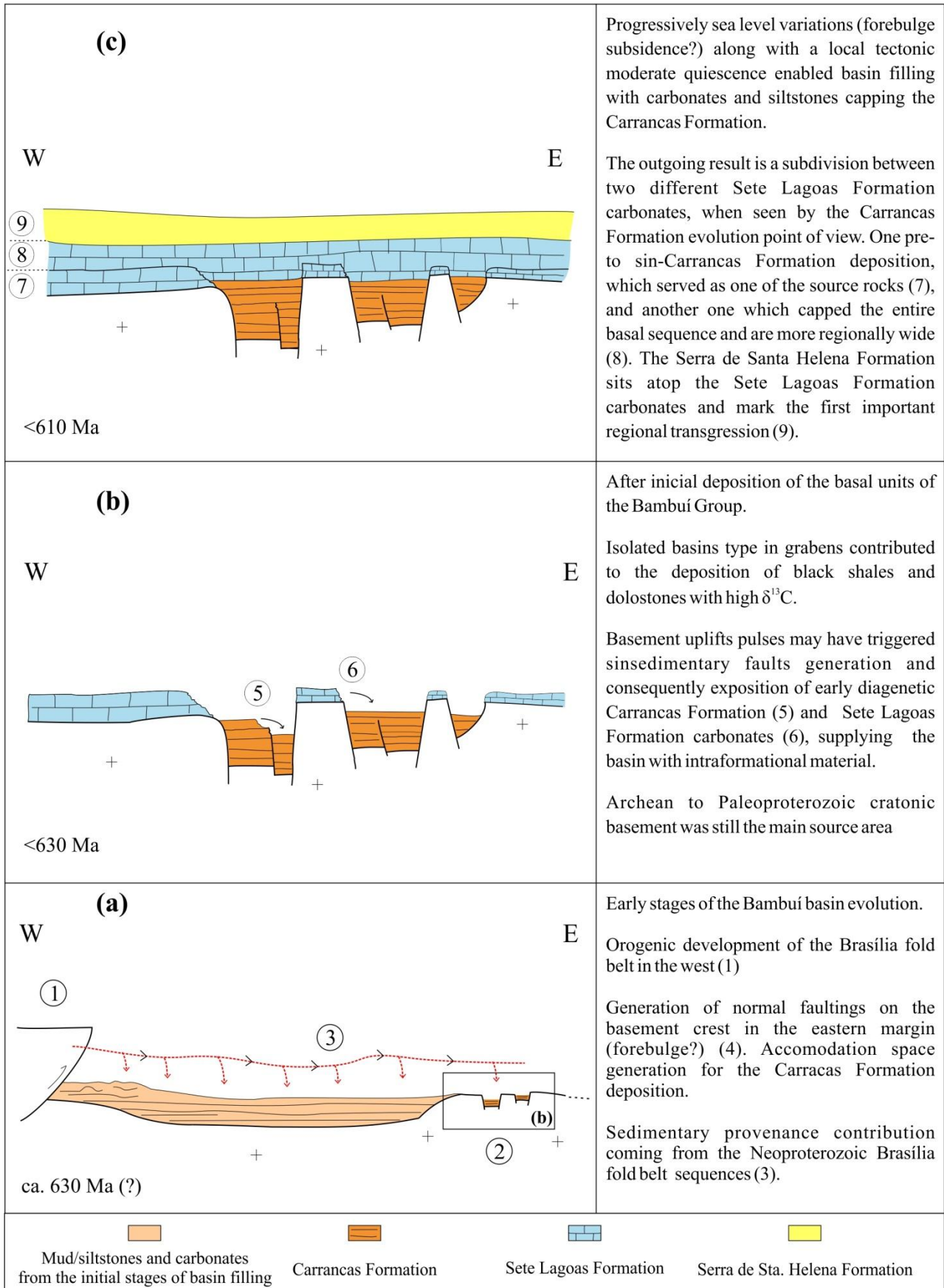


Figure 5.19: Geologic evolution for the Carrancas Formation based on the data presented in this paper along with published compiled data. Schematic profiles not to scale.

## 5.8. Conclusions

We present here a set of new whole rock geochemistry, carbon, oxygen, Sm-Nd and U-Pb isotopes data aiming to better understand the provenance of the Carrancas Formation, base of the southern Bambuí Group. With these new and compiled data, some conclusions may be achieved:

The Archean-Paleoproterozoic cratonic basement is the main source area for the Carrancas Formation in both studied areas and for others occurrence outcrops. The sample OP07 featured the entire set of U-Pb ages found in the basement rocks. However, younger Meso-Neoproterozoic sources may have also acted, following younger Nd model ages. The most probable younger sources are Neoproterozoic arc-related rocks within the Brasília fold belt. The sedimentary provenance may be featured by two groups: mixture between the Archean-Paleoproterozoic cratonic basement rocks and the Neoproterozoic arc-related lithotypes coming from the Brasilia fold belt; and single provenance from exclusively the local basement.

The laterally rapid change in sedimentary provenance within the Carrancas Formation corroborates with a model of infilling of isolated basins. In this context, cratonic basement uplift may have acted as a trigger for sedsedimentary faulting, basins segmentation, and consequently exposure of early deposited sediments, which fed the new accommodation spaces with intraformational materials. A glaciogenic interpretation is ruled out, along with correlations with the Jequitai Formation.

The absence of younger zircon grains is a question to be studied. We suggest that hydraulic fractionation can have obscured zircon grains coming from distant sources. Also, the geometry basin type of the Carrancas Formation and the probable different basin water currents compared to an open basin may have contributed to that privation. U-Pb patterns variations within the Carrancas Formation can also be a hypothesis.

Sedsedimentary basement uplifts on the opposite site of the orogenic belt along with internal unconformities and shallow carbonate deposition are intrinsic characteristics to *forebulge* zones in *foreland* basins. All this features are present in the Carrancas and Sete Lagoas formations evolution deposited above the southern basement exposure, and a *forebulge* evolution type must be carefully analyzed for this part of the basin.

## ❖ CAPÍTULO III: FORMAÇÃO LAGOA FORMOSA

Este terceiro capítulo é destinado a apresentação e discussão dos dados de proveniência sedimentar e estratigráficos da Formação Lagoa Formosa e está estruturado na forma de artigo científico.

### 6. PROVENIÊNCIA DA FORMAÇÃO LAGOA FORMOSA, GRUPO BAMBUÍ, OESTE DE MINAS GERAIS

#### 6.1. Introdução

Na região de Lagoa Formosa e Carmo do Paranaíba, oeste de Minas Gerais (Figura 6.1), Seer *et al.* (1987, 1989) identificaram pela primeira vez associações de conglomerados, siltitos, arenitos, calcários e jaspilitos depositados abaixo das coberturas cretácicas dos Grupos Areado e Mata da Corda. Entretanto, na época, o caráter inédito desses litotipos colocava em dúvida sua inserção na estratigrafia do Grupo Bambuí. Castro (1997), Baptista (2004), Sial *et al.* (2009) e Uhlein *et al.* (2004b, 2011b) realizaram os trabalhos mais relevantes para o progresso do conhecimento da Formação Lagoa Formosa, definindo seu posicionamento estratigráfico dentro do Grupo Bambuí. Além disso, estudos sedimentológicos desenvolvidos principalmente por Baptista (2004) e Uhlein *et al.* (2011b) interpretaram características de leques submarinos depositados em um contexto de bacia *foreland*, com influência do soerguimento da Faixa Brasília, a oeste, para a deposição da Formação Lagoa Formosa.

A Formação Lagoa Formosa nunca foi estudada do ponto de vista de sua proveniência. Apenas sugestões foram realizadas, principalmente na questão de seu caráter intraformacional, uma vez que clastos de siltitos semelhantes aos do Grupo Bambuí perfazem a grande maioria dos clastos encontrados em conglomerados (diamictitos) nessa unidade. A Faixa Brasília é uma área fonte em potencial, conforme já foi demonstrado por vários autores em outras localidades do Grupo Bambuí (e.g.: Guimarães, 1997; Thomaz-Filho *et al.*, 1998; Pimentel *et al.*, 2001), porém, essa relação não se mostra óbvia em campo. A margem oeste do Grupo Bambuí ainda carece de estudos mais detalhados quanto à sua proveniência e evolução. Questões como idade de sedimentação e relações com as unidades clássicas interioranas, situadas mais a leste, do Grupo Bambuí podem contribuir significativamente para a compreensão da bacia como um todo. Neste trabalho, apresentamos dados inéditos de proveniência sedimentar para a Formação Lagoa Formosa. Idades U-Pb de zircões detríticos foram usados tanto para

questões de definição direta de áreas fontes, como para restringir uma idade máxima de sedimentação para a unidade. O uso de ferramentas isotópicas Sm-Nd, além de dados litoquímicos, contribuíram para um estudo mais completo. Assim, apresentamos um detalhado estudo sobre a proveniência sedimentar da Formação Lagoa Formosa e, conseqüentemente, acerca de sua evolução e importância no contexto regional do Grupo Bambuí.

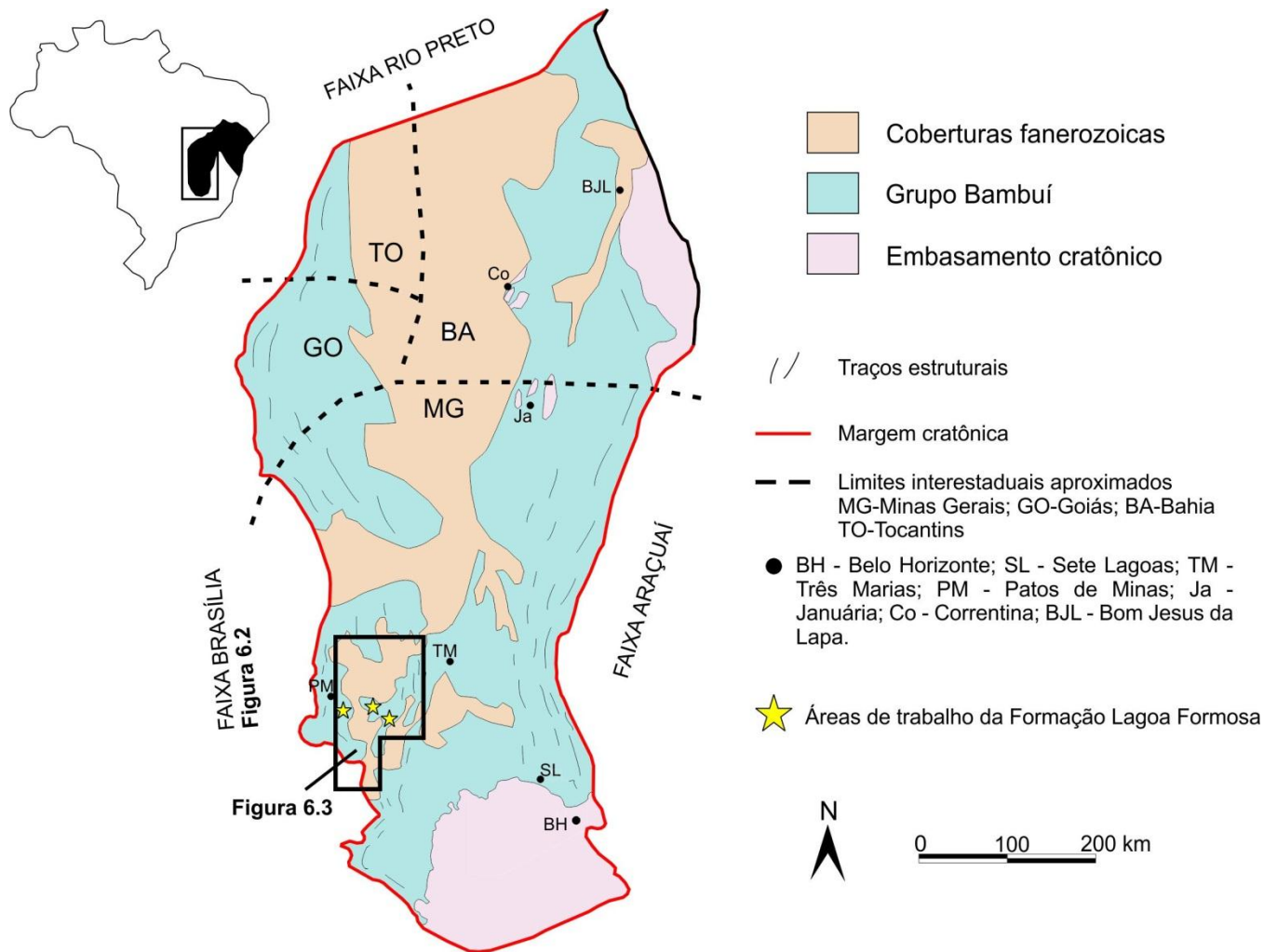


Figura 6.1: Mapa geológico simplificado da Bacia do São Francisco, com localização das áreas de trabalho situadas no Grupo Bambuí ocidental, segundo Almeida (1977) e Alkmim (2004). No alto, à esquerda, esboço simplificado do Crátão do São Francisco ocidental e seus limites com faixas dobradas brasileiras. Localização aproximada das Figuras 6.2 e 6.3. Modificado de Hasui (2012).

## 6.2. Contexto geológico regional e estratigrafia da Formação Lagoa Formosa

A região estudada insere-se no contexto da Bacia do São Francisco, a qual recobre a parte centro-sul do cráton homônimo (Figura 6.1 - Almeida, 1977; Alkmim, 2004). A Bacia do São Francisco compreende um embasamento estabilizado em torno de 1.9 Ga (Teixeira *et al.* 2000, 2008), constituído por granitos e gnaisses arqueanos e paleoproterozóicos, além de supracrustais dos Supergrupos Rio das Velhas e Minas, na parte mais ao sul da bacia. As coberturas sedimentares da Bacia do São Francisco são o Supergrupo Espinhaço (Paleo-Mesoproterozóico), o Grupo Bambuí (Neoproterozóico), os sedimentos paleozóicos do Grupo Santa Fé e as unidades cretácicas dos Grupos Areado, Mata da Corda e Urucuia (Alkmim & Martins Neto, 2001; Sgarbi *et al.*, 2001).

O Grupo Bambuí é uma unidade carbonática-siliciclástica neoproterozoica da Bacia do São Francisco (Alkmim *et al.* 1993, Alkmim & Martins Neto 2001, Martins Neto & Alkmim, 2001; Misi, 2001; Zalan & Romeiro Silva 2007). Consiste de uma sequência de rochas sedimentares e metassedimentares, de baixo grau metamórfico, dividida nas formações Jequitaí / Carrancas (diamictitos, arenitos), Sete Lagoas (carbonatos), Serra de Santa Helena (siltitos), Lagoa do Jacaré (carbonatos), Serra da Saudade (siltitos) e Três Marias (arcósios), conforme Costa & Branco (1961) e Dardenne (1978, 1981).

Geneticamente, as formações do Grupo Bambuí representam três ciclos de sedimentação regressiva, todos eles num contexto de ambiente marinho raso, com influência de ondas de tempestades (Dardenne 1978, Martins 1999, Uhlein *et al.* 2004b). A base da Formação Sete Lagoas representa um carbonato de capa fruto de sedimentação pós-glacial ocorrida durante o evento Marinoano (~635 Ma), conforme Vieira *et al.* (2007b) e Caxito *et al.* (2012). O Grupo Bambuí possui sua evolução relacionada à geração de uma bacia do tipo *foreland*, associada ao desenvolvimento orogênico da Faixa Brasília (Chang *et al.* 1988, Guimarães 1997, Castro & Dardenne 2000, Dardenne 2000, Martins-Neto & Alkmim 2001 - Figura 6.1). Mais recentemente, Zalan & Romeiro Silva (2007) descrevem o Grupo Bambuí com características de bacia intracratônica na base, transicionando para uma bacia *foreland* apenas nas suas unidades superiores.

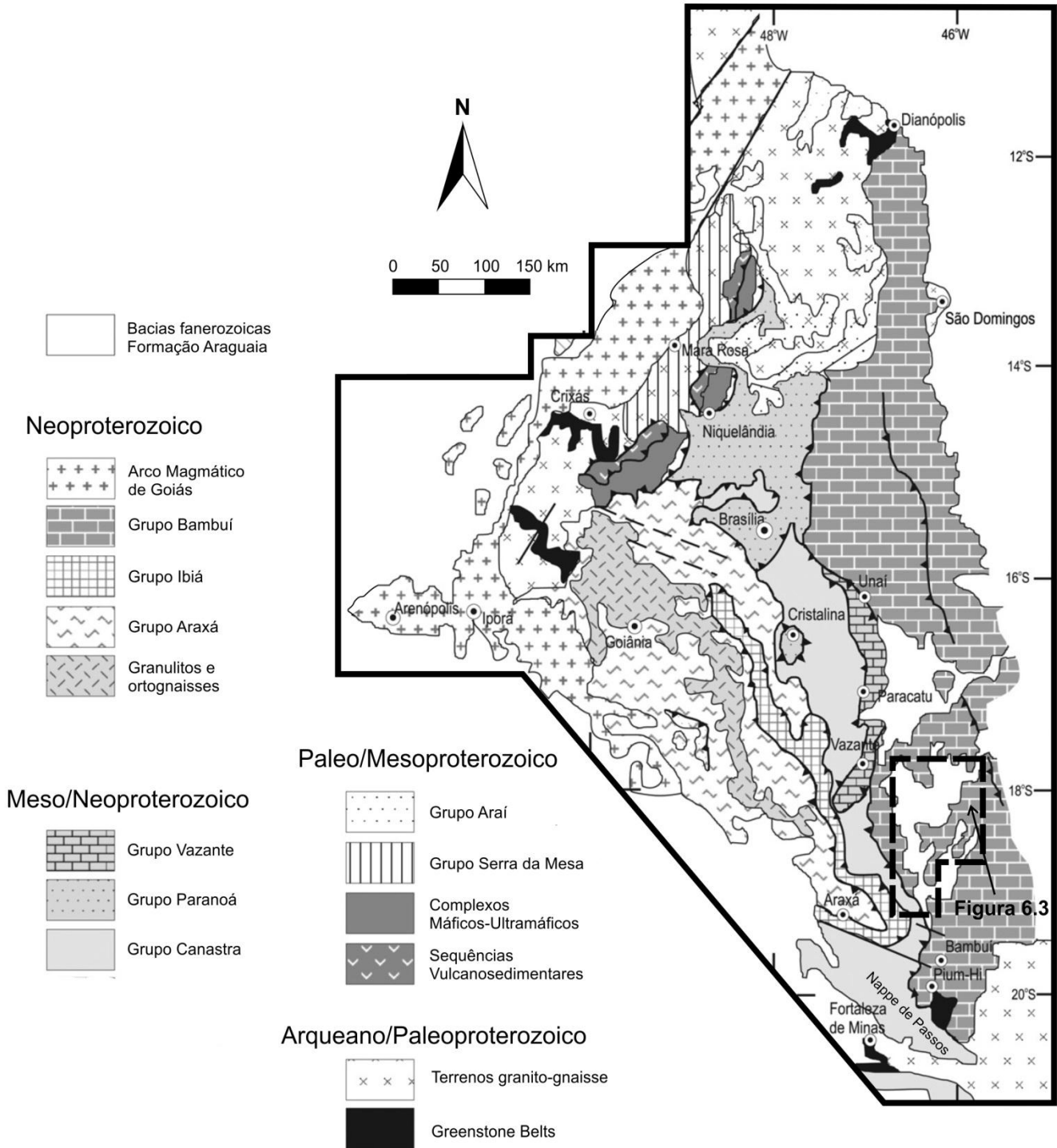


Figura 6.1: Margem oeste do Cráton do São Francisco e unidades tectonoestratigráficas da Faixa Brasília. Modificado de Pimentel *et al.* (2011).

Trabalhando na margem oeste do Grupo Bambuí, nas proximidades de Lagoa Formosa, Patos de Minas e Carmo do Paranaíba, na região do Alto Rio Paranaíba, MG – conforme Figura 6.1, 6.2 e 6.3 – Uhlein *et al.* (2011b) apresentam um trabalho abrangente sobre a Formação Lagoa Formosa, levando em consideração suas características sedimentológicas e estratigráficas. Os autores descrevem seis litofácies distintas para a unidade: diamictitos, siltitos, arenitos, conglomerados, jaspilitos e carbonatos. Estas litofácies formam duas associações de litofácies (Figura 6.3 e Figura 6.4): (1) Associação de Diamictitos. Os diamictitos são maciços, pouco estratificados, amalgamados, com sugestões de geometria lenticular. Os clastos são constituídos, basicamente, de siltitos laminados e maciços. Em segundo plano, clastos de arenitos arcozianos e carbonatos, e, mais raramente, conglomerados; (2) Associação de Siltitos. Esta associação de litofácies constitui uma sequência bem estratificada, caracterizada pela alternância de camadas, com espessuras que variam de centímetros a metros, de siltitos, arenitos finos a grossos, ortoconglomerados, paraconglomerados e/ou diamictitos e, também, intercalações de jaspilitos e carbonatos, às vezes estromatolíticos.

O empilhamento estratigráfico definido para a Formação Lagoa Formosa próximo à cidade de Lagoa Formosa e Areado é do tipo engrossamento ascendente (*coarsening upward*), com a Associação de Diamictitos acima da Associação de Siltitos. A estrutura homoclinal nem sempre é facilmente interpretada para toda a Formação Lagoa Formosa. Dobramentos são por vezes observados em campo, bem como cavalgamentos e finas lascas de empurrão, tornando o empilhamento estratigráfico, por vezes, de difícil compreensão.



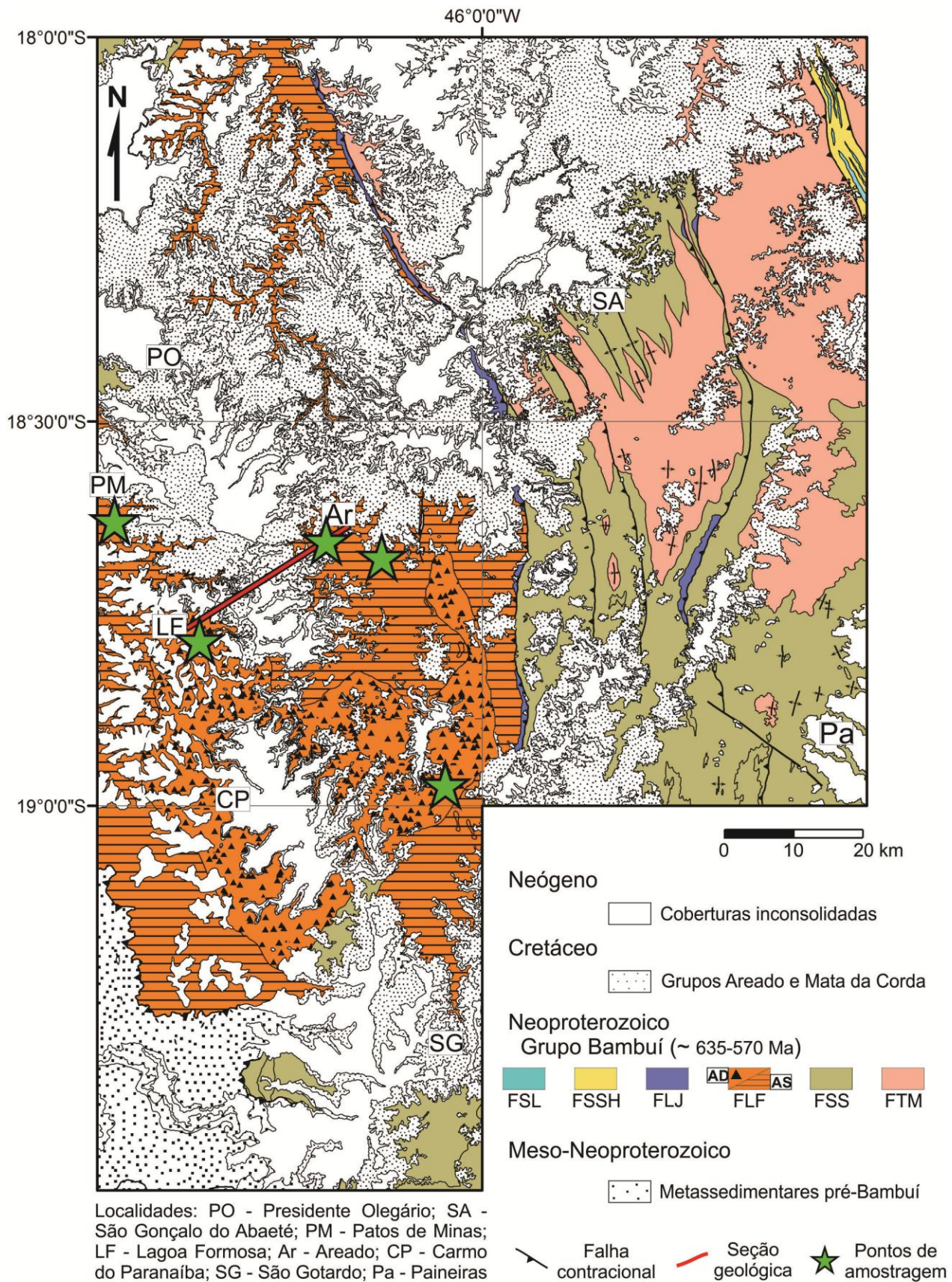




Figura 6.2: Mapa geológico da região do Alto Paranaíba, oeste de Minas Gerais. FSL: Formação Sete Lagoas; FSSH: Formação Serra de Santa Helena; FLJ: Formação Lagoa do Jacaré; FLF: Formação Lagoa Formosa (AD: Associação de Diamictitos; AS: Associação de Siltitos); FSS: Formação Serra da Saudade; FTM: Formação Três Marias. Compilado a partir dos mapas geológicos 1:100.000 de Fragozo *et al.* (2011), Uhlein *et al.* (2011c), Dias *et al.* (2011), Martins *et al.* (2011) e Reis (2011). Para localização regional, ver Figuras 6.1 e 6.2.

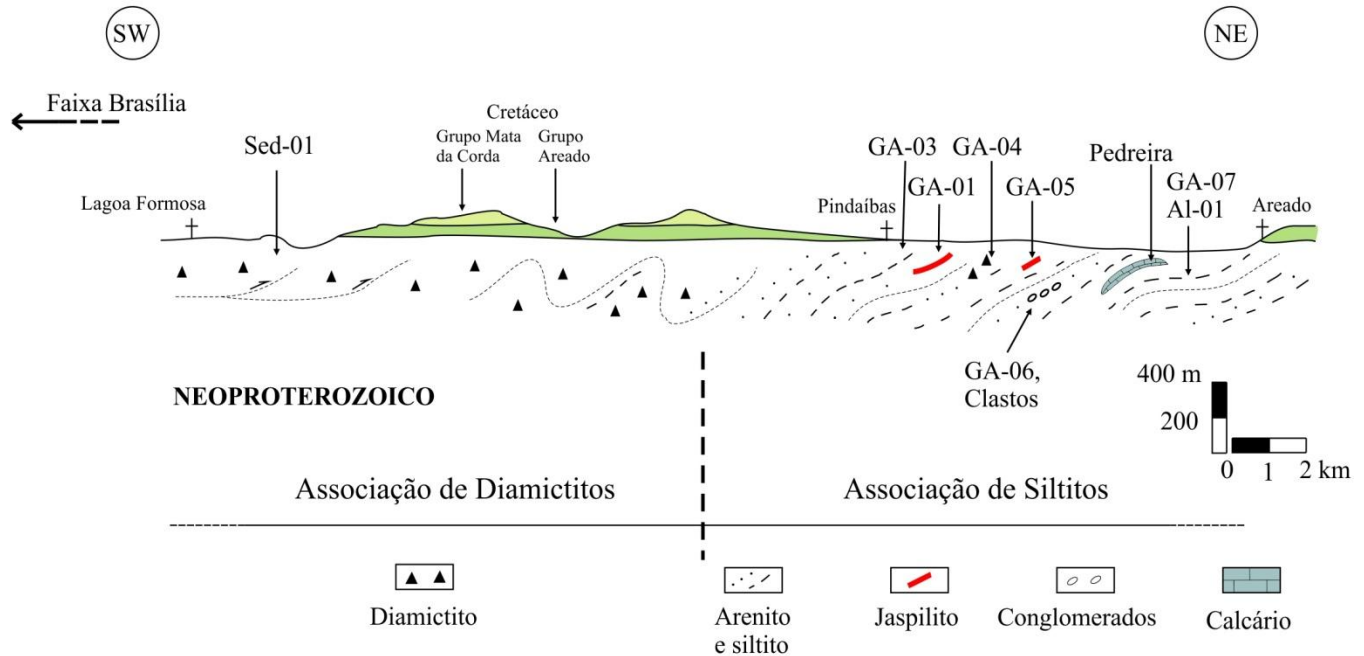


Figura 6.3: Seção geológica SW-NE do município de Lagoa Formosa até o distrito de Areado. Localização esquemática das várias amostras coletadas ao longo do perfil. Para localização regional, ver Figura 6.3. Modificado de Baptista (2004) e Uhlein *et al.* (2011b).

As associações de fácies são caracteristicamente de leque submarino, depositadas numa bacia *foreland*, com influência do soerguimento da Faixa Brasília (Baptista, 2004; Uhlein *et al.*, 2011b) a qual soergueu também blocos do próprio Grupo Bambuí, reciclando os sedimentos recém depositados como material clástico para a Formação Lagoa Formosa. Leque submarino é aqui entendido como um sistema deposicional marinho, com amplo predomínio de sedimentação gravitacional, caracterizada por avalanches submarinas (cujo produto sedimentar é o diamictito) e correntes de turbidez (responsáveis pelas fácies de turbiditos – arenitos com estratificação gradacional, arenitos e pelitos interestratificados). Para norte-sul e também para leste, as fácies da Formação Lagoa Formosa parecem interdigitar com fácies da Formação Serra da Saudade (Figura 6.3).

O modelo clássico para deposição em uma bacia tipo *foreland*, mostra uma sucessão de sedimentos de água profunda sin-deformacionais, sobrepostos por sedimentos de água mais rasa a continental. As unidades mais próximas à frente orogênica abrigam os sedimentos mais grossos e imaturos, podendo haver reciclagem sedimentar dentro da própria bacia (Einsele, 1992; DeCelles & Giles, 1996; Catuneanu, 2004; Allen & Allen, 2005, Sinclair *et al.*, 1991). Segundo Uhlein *et al.* (2011b), o modelo de empilhamento em uma bacia *foreland* proximal é similar ao modelo do Grupo Bambuí em Lagoa Formosa (Figura 6.3 e Figura 6.4).

A idade de deposição do Grupo Bambuí ainda é tema de intenso debate. Babinski *et al.* (2007) consideram a sedimentação da base da Formação Sete Lagoas como iniciada em torno de  $740 \pm 20$  Ma, a partir de isócronas Pb-Pb em carbonatos. Recentemente Caxito *et al.* (2012), a partir de dados litoestratigráficos, isotópicos e geocronológicos inéditos e compilados, sugerem que toda a Formação Sete Lagoas represente a sedimentação pós-glacial do evento Marinoano (~635 Ma). A partir de dados U-Pb em zircões detríticos, Rodrigues (2008) e Pimentel *et al.* (2011) também assumem uma idade mais nova para o Grupo Bambuí, com zircões detríticos marcando idades máximas de sedimentação em torno de 610 Ma nas porções intermediárias e superiores da Formação Sete Lagoas, e idades de ~612 Ma para as formações Serra da Saudade e Três Marias. Na borda oeste do Grupo Bambuí, nas proximidades das áreas de ocorrência da Formação Lagoa Formosa, determinações K-Ar em muscovita de rochas deformadas das nappes exteriores da Faixa Brasília, que cavalgam unidades do Grupo Bambuí, sugerem uma idade mínima de deposição para as mesmas em ~567 Ma (Valeriano *et al.*, 2000). De maneira análoga, na borda leste, todo o Grupo Bambuí é afetado pela deformação, vergente para oeste, provinda da Faixa Araçuaí, cujo pico metamórfico foi atingido em torno de 575 Ma (e.g.: Pedrosa-Soares *et al.*, 2011). Dessa forma, a nível preliminar, a Formação Lagoa Formosa teria sua idade deposicional limitada superiormente pelos zircões detríticos da Formação Serra da Saudade (~612 Ma), os quais aparentam terem sido retrabalhados durante a deposição da Formação Lagoa Formosa, e, inferiormente, pela idade de posicionamento das nappes externas da Faixa Brasília (~567 Ma).

### **6.3. Amostragem, procedimentos analíticos e caracterização dos litotipos analisados**

A coleta de amostras para estudos de proveniência da Formação Lagoa Formosa, teve como procedimento a amostragem em uma área que representasse melhor as possíveis variações dos dados obtidos. Porém, foi efetuada uma maior intensificação na coleta de amostras próximas à região Lagoa

Formosa-Areado, uma vez que nessa região foi estabelecida a estratigrafia clássica da Formação Lagoa Formosa por Seer *et al.* (1987, 1989), tornando a amostragem melhor controlada.

Para as análises litoquímicas e de Sm-Nd, somente amostras que mostravam pouca ou nenhuma alteração intempélica foram selecionadas. Somente as porções mais homogêneas foram usadas, evitando-se veios ou fraturamentos. As amostras foram cominuídas em britador e depois uma fração foi moída em moinho adequado.

As análises litoquímicas foram conduzidas pela ACME (Analytical Laboratories Ltd., Vancouver, Canadá). A concentração dos elementos foi medida via ICP-MS após fusão com metaborato de lítio / tetraborato e digestão com ácido nítrico diluído, com 0,01% de precisão para os elementos maiores, e 0.1 ppm para a maioria dos elementos traços e terras raras. Metais bases e preciosos foram determinados por digestão em *Aqua Regia* por análise em ICP-MS. A perda ao fogo foi determinada pela diferença de massa após ignição a 1000°C.

As análises Sm-Nd foram conduzidas no centro de pesquisa GEOTOP-UQAM, em Montreal, Canadá. Amostras foram dissolvidas em uma mistura HF-HNO<sub>3</sub>, acrescidas do traçador <sup>150</sup>Nd-<sup>149</sup>Sm. O grupo dos elementos terras raras foi purificado através de cromatografia de troca catiônica, e Sm e Nd foram então separados dessa massa seguindo os procedimentos de Pin & Zalduegui (1997). O branco total é inferior a 150 pg.

As análises isotópicas de Sm e Nd foram efetuadas usando arranjos de filamento duplo de rênio, em um espectrômetro de massa *Thermo Scientific Triton Plus*, em modo estático. As concentrações Sm e Nd e a razão <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd possui incerteza de 0.5%, o que corresponde a um desvio de ± 0.5 unidades de εNd, baseado em repetidas medidas dos padrões JNdi e BHVO-2.

Razões isotópicas de carbono e oxigênio foram medidas em um espectrômetro de massa *Nu-Perspective* no laboratório de isótopos estáveis da *Mcgill University*, em Montreal, Canadá. Cerca de 1 mg de pó de rocha foi reagido com ácido ortofosfórico após aquecimento a 90°C por 1 hora. O dióxido de carbono liberado foi coletado através de um *coldfinger* e analisado usando um gás de referência do laboratório. As amostras foram calibradas ao VPDB, usando os padrões NCM e UQ6. Incertezas de 0.05% para δ<sup>13</sup>C e δ<sup>18</sup>O devem ser consideradas.

Análises U-Pb em zircões foram efetuadas por um espectrômetro de massa *Finnigan Neptune* acoplado a um sistema *laser ablation* do tipo Nd-YAG, com spot de 213 nm, no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB). As análises U-Pb seguem os procedimentos de Bühn *et al.* (2009). A ablação dos grãos foi realizada em *spots* de 25-40µm, em modo raster, com frequência

de 9-13 Hz e intensidade de 0.19-1.02 J/cm<sup>2</sup>. O material ablacionado foi carregado por Ar (~0.90 L/min) e He (~0.40 L/min) em 40 ciclos de 1 s cada, seguindo uma intercalação padrão-amostra de três amostras entre um branco e um padrão de zircão GJ-1. A acurácia foi controlada usando o padrão TEMORA-2. Os dados brutos foram reduzidos usando uma planilha interna e correções para *background*, viés de massa do instrumento e chumbo comum. As idades U-Pb foram calculadas usando o programa *Isoplot 3.7* (Ludwig, 2008).

### 6.3.1. Caracterização dos litotipos analisados

Amostras foram coletadas principalmente na região entre o município de Lagoa Formosa e o distrito de Areado (Figura 6.3). Outras três amostras foram coletadas em regiões diferentes, sendo um siltito próximo a Patos de Minas (344636E/7940870N – Todas as coordenadas estão em South American Datum, 1969, Zona 23S – amostra GA-10), outro siltito na estrada entre Areado e Major Porto (379677N/7934871N – amostra GA-07) e matriz de diamictitos coletados mais a sul, nas proximidades do Rio Abaeté (leste de Carmo do Paranaíba – 390900E/7899552N - amostra GA12A, B – Figura 6.2).

O diamictito da amostra Sed-01 apresenta-se com predominância de clastos de siltito e arenito fino, imersos em matriz argilosa/síltica, levemente foliada (Figura 6.4a). A foliação contorna clastos angulosos (predominantes) ou subarredondados. Aflora quase sempre em ravinas, com graus variados de alteração por intemperismo (360109E/7915050N). A mesma descrição cabe para as amostras Al-02, GA-12A e GA-12B, também diamictitos, porém coletados em localidades diferentes. Os siltitos da Formação Lagoa Formosa mostram-se brancos, acamadados e laminados, com planos de clivagem de mais alto ângulo e por vezes dobrados (amostras GA-07, GA-03, GA-10, Sed-10, AL-01, LF-03 – Figura 6.4b). Intercalados a esses siltitos, no perfil Lagoa Formosa-Areado, afloram arenitos finos a grossos (amostra GA-03b), por vezes evidenciando nítida granodecrescência ascendente. Porém, há uma predominância de frações pelíticas frente às psamíticas. A intercalação de alta frequência chega a formar ritmitos, onde se destaca uma alternância de lâminas e/ou finas camadas de areia/silte.

Os jaspilitos (GA-01 e GA-05 – 369158E/7934068N e 371877E/7931256N, respectivamente) afloram na forma de lentes envoltas por siltitos e arenitos, sempre no contexto da Associação de Siltitos de Uhlein *et al.* (2011b). As lentes não ultrapassam algumas dezenas de metros de extensão, e com espessuras que variam de 3 a 10 metros (Figura 6.4c). Os jaspilitos mostram nítida alternância de lâminas e camadas de material ferruginoso hematítico e jaspe ou chert ferruginoso, com espessuras individuais centimétricas. Encontram-se por vezes sub-horizontais ou fortemente dobrados. Localmente,

em contato gradacional com os jaspilitos, afloram siltitos vermelhos, possivelmente ferruginosos. Venulações de material silicoso também é característica comum de algumas ocorrências.

A pedra de calcário onde foram coletadas amostras verticalmente para confecção de perfil isotópico está localizada próximo ao distrito de Areado (371082E/7939787N). Compreende calcarenitos cinza com intraclastos de calcilutitos a calcarenitos rosados. O pacote se dispõe por cerca de 20 metros de espessura em pedra abandonada. Os calcarenitos afloram na forma de lente no meio de siltitos, que por sua vez são capeados por rochas cretácicas do Grupo Areado.

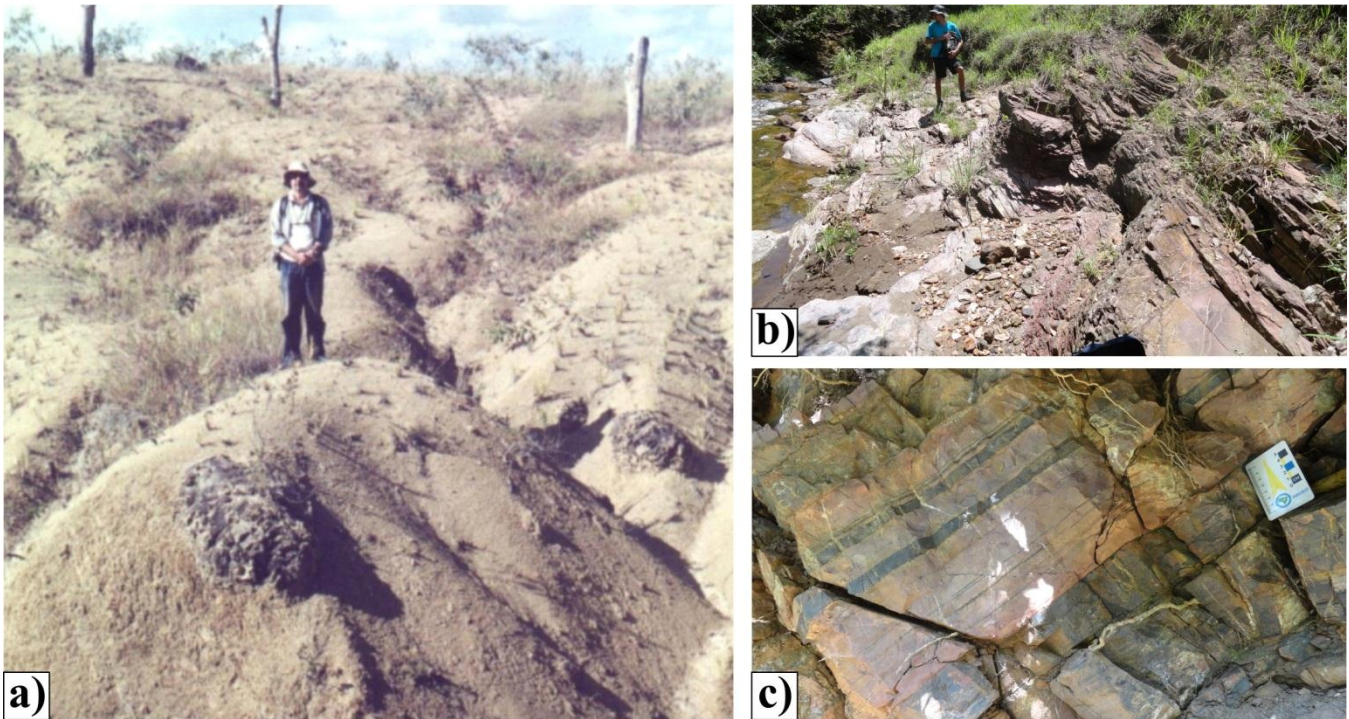


Figura 6.4: (a) afloramento típico dos diamictitos aflorantes próximo ao município de Lagoa Formosa. Matriz pelítica envolvendo matações de siltitos e arenitos. Fotografia retirada de Uhlein *et al.* (2011b); (b) alternâncias de siltitos e arenitos com mergulho moderado para SW; (c) jaspilito com intercalações bem desenvolvidas em cima e material maciço mais ferruginoso em baixo.

O ortoconglomerado onde foram coletados os clastos de granitoides, rochas máficas e carbonatos é composto, por além desses, clastos de quartzito, silexito e jaspilito (370122E/7936298N). Variam de pequenos seixos até grandes matações, subangulosos a arredondados. Imbricamento dos clastos é sugerido por leve orientação para norte/nordeste dos seus eixos alongados.

Os clastos de granitóides coletados no ortoconglomerado (amostras GA-06-CA, CB, CC) mostram-se variando de blocos até grandes matações, que podem atingir tamanhos de até 2 metros



(Figura 5a). Macroscopicamente, são leucogranitos rosados a levemente esverdeados, compostos por quartzo, feldspato alcalino, biotita e muscovita, além de possuírem foliação incipiente marcada por planos de micas. Microscopicamente, possuem uma mineralogia compreendida por quartzo, microclina, muscovita, biotita e plagioclásio, com apatita e zircão subordinados. Variação sutil na razão microclina/plagioclásio, dependendo da amostra, classifica-os como granito e granodiorito. Substituição do plagioclásio por epidoto e cloritização da biotita colocam esses granitoides como metamorfizados em fácies xisto verde. Assim, são caracterizados como metagranito/metagranodiorito leucocrático a duas micas (Figura 5.6b e c).

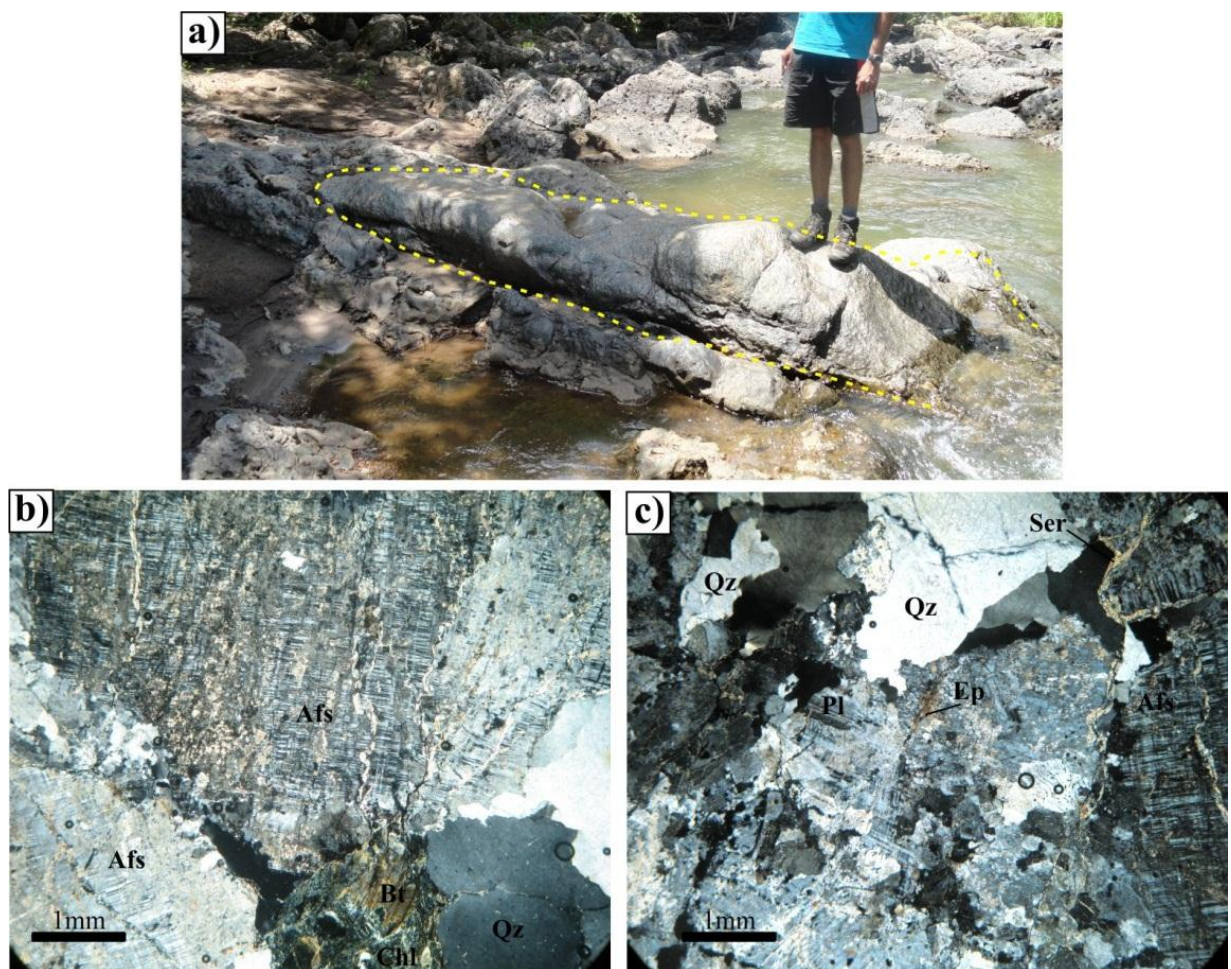


Figura 5.6: Caracterização dos clastos de granitoides. (a) Matação de tamanho métrico de granitoide leucocrático. (b) e (c) Detalhe microscópico dos granitoides, mostrando predominância de microclina e quartzo, com muscovita, biotita, clorita, epidoto e zircão. Afs: álcali-feldspato; Qz: quartzo; Bt: biotita; Chl: clorita; Pl: plagioclásio; Ser: sericita; Ep: epidoto.

Os clastos de rochas máficas coletados no mesmo ortoconglomerado (GA-06-A, B, C, D, E, F) são classificados como afaníticos a faneríticos finos, não ultrapassam os tamanhos de 5 a 20 cm e estão presentes de forma disseminada pelo conglomerado (Figura 6.6a). Uma foliação incipiente também é observada em alguns desses clastos. Microscopicamente, a amostra GA-06-A apresenta-se como uma metabásica porfirítica, com matriz composta por massas de saussurita e clorita envolvendo fantasmas de pórfiros de plagioclásio, por vezes zonados, tendo minerais opacos como acessórios (Figura 6.6b, c, d). As amostras GA-06-B, C, E e F são também metamáficas, com plagioclásios extremamente saussuritizados, clorita, piroxênio, opacos cúbicos e losangulares, quartzo e apatita (Figura 6.6e). A amostra GA-06-D mostra-se semelhante às duas anteriores, mas com quartzo em maior concentração (Figura 6.6f). Em suma, todos os clastos coletados são pertencentes ao grupo das metabásicas faneríticas finas, com predominância de feldspato sódico, raros piroxênios e concentrações de quartzo variáveis, mas sempre em baixas proporções. A mineralogia original foi intensamente obliterada por processos metamórficos e intempéricos, com graus de cloritização e saussuritização intensos.

Os clastos carbonáticos coletados no mesmo ortoconglomerado mostram-se sempre como seixos a blocos dolomíticos, variando de brancos a rosados. Todas as variedades de clastos coletados estão disseminadas homoganeamente pelo ortoconglomerado.



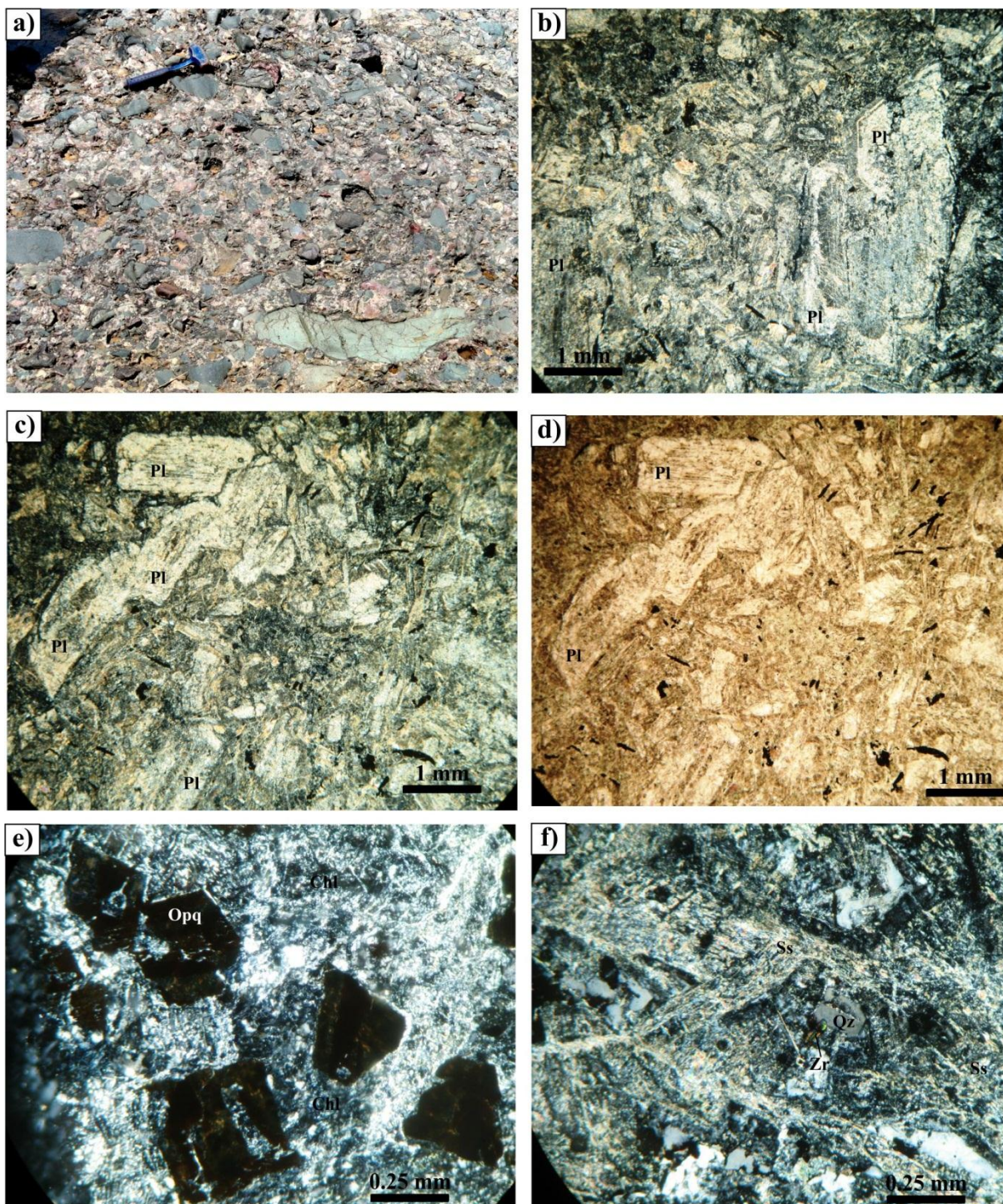


Figura 6.6: (a) afloramento de ortoconglomerado mostrando a variedade de clastos tamanho seixo e bloco; (b) e (c) fantasmas de pórfiros de plagioclásio alterados imersos em massas de saussurita e clorita. Zonamento em alguns plagioclásios – nicóis cruzados; (d) detalhe dos pórfiros de plagioclásio – nicóis paralelos; (e) opacos cúbicos e losangulares em matriz saussurítica e clorítica. Plagioclásios em estado avançado de alteração – nicóis cruzados. (f) metamáfica com quantidades de quartzo ligeiramente maior e com presença de grãos de zircões subordinados. Saussuritização intensa – nicóis cruzados.



## 6.4. Apresentação dos novos dados obtidos

### 6.4.1. Litoquímica

Ao todo, 15 amostras da Formação Lagoa Formosa foram analisadas segundo seus elementos maiores, traços e terras raras. Dessas 15, foram coletadas 6 amostras de jaspilitos, 4 de siltitos, 2 de diamictitos e 3 de clastos de granitoides extraídos a partir de ortoconglomerado. Os elementos analisados encontram-se com seus valores organizados na Tabela 6.1.

Elementos maiores e traços estão normalizados ao PAAS (*Post-Archean Australian Shale*, de Taylor & McLennan, 1985) na Figura 6.7a. Os elementos maiores dos siltitos e diamictitos possuem padrão plano de distribuição no diagrama, mas com anomalias positivas e negativas nos óxidos alcalinos  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$  e  $\text{K}_2\text{O}$ . Já para os elementos maiores dos jaspilitos, os mesmos possuem anomalias positivas e negativas bem marcadas, destacando o baixo de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{TiO}_2$ , e o alto de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Uma relação semelhante está presente quando são analisados os elementos incompatíveis normalizados ao PAAS (Figura 6.7b). Siltitos e diamictitos permanecem com concentrações semelhantes entre os elementos mais e menos incompatíveis ( $\text{Rb}_N/\text{Sc}_N=0.6-1.1$ ), com anomalias positivas e negativas pontuais e de baixa intensidade. Por sua vez, os mesmos elementos traços dos jaspilitos possuem um enriquecimento dos elementos menos incompatíveis ( $\text{Rb}_N/\text{Sc}_N=0.01-0.20$ ), além de anomalia positiva de Pb e negativa de Hf bem marcadas.

Tabela 6.1: Dados litoquímicos de amostras da Formação Lagoa Formosa.

	GA-06-CA Granitóide	GA-06-CB Granitóide	GA-06-CC Granitóide	GA-01 Jaspilito	GA-01A Jaspilito	GA-01B Jaspilito	GA-05 Jaspilito	GA-05B Jaspilito	GA-01C Jaspilito	GA-12A Diamictito	GA-12B Diamictito	GA-07 Siltito	SED-10 Siltito	GA-03 Siltito	AL-01 Siltito
<b>SiO<sub>2</sub> (%)</b>	69.11	75.58	72.73	63.01	76.31	26.89	77.47	59.66	40.52	62.28	62.02	54.87	62.77	73.25	60.37
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.93	0.12	0.23	0.06	0.05	0.11	0.02	0.05	0.05	0.50	0.48	0.89	0.82	0.62	0.77
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	13.01	11.48	11.53	0.95	0.96	1.15	0.35	0.57	0.22	9.89	9.14	19.46	15.28	12.75	17.09
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	5.74	1.97	2.81	34.65	21.35	69.99	21.24	37.58	56.04	4.15	4.16	9.25	6.27	4.09	7.40
<b>MnO</b>	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.01	0.02	0.01	0.22	0.27	0.04	0.08	0.08	0.24
<b>MgO</b>	2.69	0.66	1.35	0.09	0.19	0.14	0.04	0.05	0.03	1.56	1.58	2.19	2.81	1.46	2.55
<b>CaO</b>	0.54	0.89	1.86	0.29	0.38	0.35	0.35	1.04	1.52	8.70	9.17	0.21	1.16	0.39	0.36
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3.59	3.24	3.55	0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	1.64	1.55	0.05	2.13	0.41	1.65
<b>K<sub>2</sub>O</b>	1.67	4.21	2.92	0.18	0.19	0.09	0.06	0.05	0.02	1.87	1.72	4.32	3.55	3.15	4.14
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.26	0.03	0.06	0.24	0.21	0.30	0.26	0.78	0.16	0.14	0.14	0.11	0.20	0.18	0.17
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.007	0.011	0.006	0.005	0.006	0.009	0.003	0.004	0.004	0.011	0.010	0.014	0.016	0.011	0.013
<b>LOI</b>	2.2	1.6	2.6	0.4	0.2	0.8	0.1	0.1	1.4	8.9	9.6	8.4	4.7	3.4	5.0
<b>Ba (ppm)</b>	371	805	1547	116	75	99	32	75	28	250	231	477	377	873	751
<b>Rb</b>	47.1	113.1	73.9	4.4	7.1	2.7	2.1	2.0	0.5	76.1	65.2	169.4	125.1	127.7	163.9
<b>Sr</b>	84.7	51.4	101.2	19.2	37.9	37.0	28.3	66.3	27.7	327.4	323.6	53.2	69.3	51.2	47.2
<b>Cs</b>	2.5	1.9	3.2	0.5	0.9	0.7	0.2	0.3	<0.1	7.3	4.0	6.9	8.6	5.2	7.3
<b>Ga</b>	19.0	18.1	16.3	2.6	2.2	2.4	1.3	1.4	0.8	12.0	11.3	25.8	19.6	15.0	20.8
<b>Be</b>	2	1	<1	<1	<1	3	1	<1	<1	1	2	2	5	1	4
<b>As</b>	2.0	0.9	0.6	5.1	3.8	6.8	3.1	3.5	5.4	14.5	2.2	2.3	13.0	<0.5	6.9
<b>Tl</b>	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1
<b>Ta</b>	1.0	0.6	0.7	<0.1	0.3	0.2	<0.1	0.1	<0.1	0.6	0.7	1.1	1.1	1.1	1.0
<b>Nb</b>	18.2	7.2	12.4	1.6	3.3	2.9	0.9	1.5	0.7	8.8	7.7	14.2	12.7	13.3	12.1
<b>Hf</b>	11.5	5.8	7.4	0.3	0.7	0.6	0.2	0.4	0.2	3.5	3.9	5.4	6.7	7.2	4.5
<b>Zr</b>	475.3	139.0	256.4	24.6	31.1	43.8	16.1	22.8	12.2	116.8	145.2	184.8	242.2	275.1	172.2
<b>Y</b>	29.0	54.4	36.0	10.7	9.0	24.3	7.2	16.4	16.4	27.2	22.1	33.3	30.3	21.4	25.6
<b>Th</b>	6.7	6.3	12.1	0.5	1.9	1.3	0.2	0.5	0.5	7.7	7.5	13.6	11.9	10.9	11.1
<b>U</b>	1.6	1.1	1.1	<0.1	0.2	0.3	0.3	0.3	<0.1	1.7	1.5	2.2	2.1	3.1	2.5
<b>Ni</b>	13.7	5.7	11.7	<20	<20	<20	<20	<20	<20	26.2	24.6	72	39.3	43.9	60.0
<b>Sc</b>	12	3	4	3	3	6	2	3	5	11	8	19	15	11	17
<b>V</b>	57	15	22	46	35	108	24	52	58	78	69	154	132	69	226
<b>Cu</b>	23.9	4.2	9.1	77.1	146.3	47.9	65.8	35.8	19.1	25.4	20.3	32.7	19.0	7.9	12.0
<b>Pb</b>	11.5	3.4	2.8	4.1	7.5	3.9	3.2	2.2	2.3	12.4	11.4	17.3	20.5	4.2	13.0
<b>Zn</b>	89	22	28	40	88	25	43	21	12	55	43	146	84	60	85
<b>Sn</b>	3	2	2	1	1	<1	<1	<1	<1	2	2	4	4	2	4

<b>W</b>	2.3	<0.5	<0.5	1.0	0.7	1.8	<0.5	1.8	1.3	0.8	1.0	6.5	1.3	1.6	1.9
<b>Mo</b>	1.9	2.0	1.8	1.7	3.7	2.3	3.2	2.0	0.9	0.7	1.3	0.7	1.3	0.3	0.4
<b>Au</b>	1.9	0.6	2.6	2.8	2.9	2.6	<0.5	2.2	<0.5	1.3	0.6	1.7	0.6	1.1	<0.5
<b>La</b>	55.1	19.4	61.7	4.3	9.2	18.3	4.1	6.0	13.0	29.3	26.2	77.4	42.6	33.1	32.9
<b>Ce</b>	117.7	51.9	143.2	10.5	16.4	41.8	8.3	14.0	31.3	56.6	51.8	100.5	86.1	66.3	67.2
<b>Pr</b>	13.79	7.09	16.69	1.31	2.24	5.19	1.11	1.71	3.62	6.98	6.52	18.82	9.46	7.54	7.74
<b>Nd</b>	56.4	32.2	61.8	5.9	9.2	22.6	4.5	7.4	15.4	27.9	26.7	64.6	34.4	27.9	32.2
<b>Sm</b>	9.94	8.38	12.89	1.51	1.88	4.03	1.02	2.34	3.39	5.80	4.85	12.99	6.80	4.89	5.82
<b>Eu</b>	1.98	0.74	1.60	0.39	0.45	0.92	0.28	0.70	0.80	1.21	1.10	2.52	1.35	1.12	1.20
<b>Gd</b>	8.01	9.37	10.21	1.83	2.07	4.27	1.37	3.23	3.44	5.59	4.95	9.84	6.19	4.71	4.90
<b>Tb</b>	1.07	1.62	1.38	0.27	0.27	0.62	0.19	0.47	0.46	0.87	0.73	1.33	0.87	0.66	0.74
<b>Dy</b>	5.78	11.34	8.65	1.76	1.69	4.39	1.16	3.08	3.00	5.51	4.60	7.43	5.05	4.29	5.29
<b>Ho</b>	1.13	2.03	1.27	0.40	0.31	0.91	0.23	0.55	0.58	0.93	0.81	1.26	0.99	0.74	0.88
<b>Er</b>	3.17	6.41	3.81	1.03	0.87	2.70	0.64	1.58	1.55	2.31	2.17	3.43	3.06	2.15	2.77
<b>Tm</b>	0.42	0.83	0.54	0.16	0.13	0.42	0.10	0.21	0.24	0.40	0.30	0.53	0.45	0.37	0.41
<b>Yb</b>	3.20	4.92	3.59	1.09	0.90	2.67	0.69	1.40	1.54	2.22	2.07	3.46	2.94	2.30	2.68
<b>Lu</b>	0.46	0.68	0.49	0.17	0.14	0.43	0.10	0.22	0.24	0.37	0.28	0.51	0.45	0.32	0.41
<b>Sum</b>	99.78	99.81	99.68	99.90	99.89	99.89	99.92	99.91	99.93	99.83	99.84	99.78	99.81	99.77	99.77
<b>ΣETR</b>	278.15	156.91	327.82	30.62	45.75	109.25	23.79	42.89	78.56	145.99	133.08	304.62	200.71	156.39	165.14

Os dados de elementos terras raras (ETR) normalizados ao PAAS (Figura 6.7a) mostram um padrão similar para os siltitos e diamictitos com razões  $La_n/Yb_n=1,6$  a  $0,9$ . Apenas a amostra GA-07 mostra um enriquecimento maior de elementos terras raras leves (ETRL) com relação aos pesados (ETRP). Já no caso dos jaspilitos, o empobrecimento de ETRL com relação aos ETRP é bem marcante e apresenta um padrão de distribuição que difere das rochas sedimentares clásticas analisadas ( $La_n/Yb_n=0,29$  a  $0,75$ ). Nos jaspilitos, é evidente um enriquecimento de ETR no intervalo Sm-Gd com posterior manutenção da concentração na direção do Lu (Figura 6.7c). Quando normalizadas pelo padrão do condrito de Boynton (1984 - Figura 6.7d) vê-se um padrão semelhante para todas as amostras, com enriquecimento de ETRL com relação aos pesados e anomalia negativa moderada de Eu ( $Eu^*/Eu=0,63$  a  $0,77$ ). Diferem-se apenas no maior enriquecimento no total de ETR nos sedimentos clásticos do que nos jaspilitos. Nesse mesmo diagrama, a amostra GA-07 apresenta-se mais uma vez mais enriquecida em ETR.

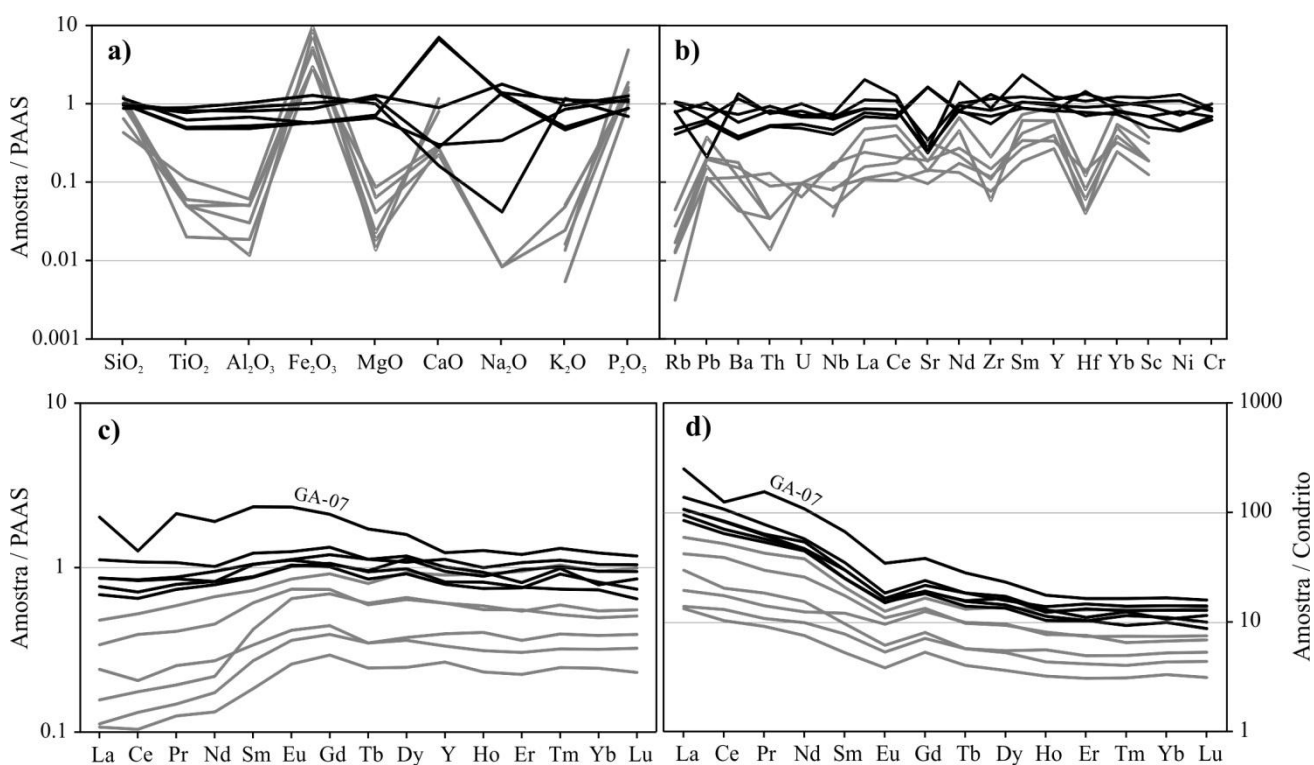


Figura 6.7: (a) e (b) normalização dos elementos maiores e incompatíveis, respectivamente, das amostras de siltitos, diamictitos e jaspilitos pelo *Post-Archean Australian Shale* (PAAS – Taylor & McLennan, 1985); (c) e (d) normalização dos elementos terras raras para PAAS e condrito (Boynton, 1984), respectivamente. Siltito e diamictito representados por linhas pretas. Jaspilito em linhas cinzas.

Para os três clastos de granitóides coletados em ortoconglomerado da Formação Lagoa Formosa, diagramas quanto às suas classificações químicas estão apresentados na Figura 6.8. Os

granitóides são classificados como granitos a granodioritos, segundo suas concentrações de  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$ . Relações de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{MgO}$ , além dos álcalis  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{CaO}$ , classificam-nos como magnesianos e de natureza cálcio-alcálica. As três amostras analisadas mostram valores para o índice de saturação de alumina ( $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ ; Shand, 1927) - com valores entre 2.2 e 1.3, o que caracteriza granitóides peraluminosos. O padrão de ETR para os granitóides está apresentado em conjunto com o diagrama de elementos traços incompatíveis na Figura 6.10. Os ETR dos clastos de granitóides, quando normalizados ao condrito de Boynton (1984 – Figura 6.9a), mostram um padrão de enriquecimento dos ERL em relação aos ETRP, marcado pela razão  $\text{LaN}/\text{YbN}$  variando entre 2.8 e 12.3. Além disso, anomalias negativas de Eu são comuns para as três amostras ( $\text{Eu}^*/\text{Eu}=0.26-0.68$ ). No diagrama da Figura 6.9b, há um enriquecimento maior nos elementos mais incompatíveis com relação aos menos incompatíveis ( $\text{BaN}/\text{YbN}=8.1-30.3$ ), com as principais anomalias negativas sendo comuns a todas as três amostras: Sr, P e Ti, além de Nb moderada.

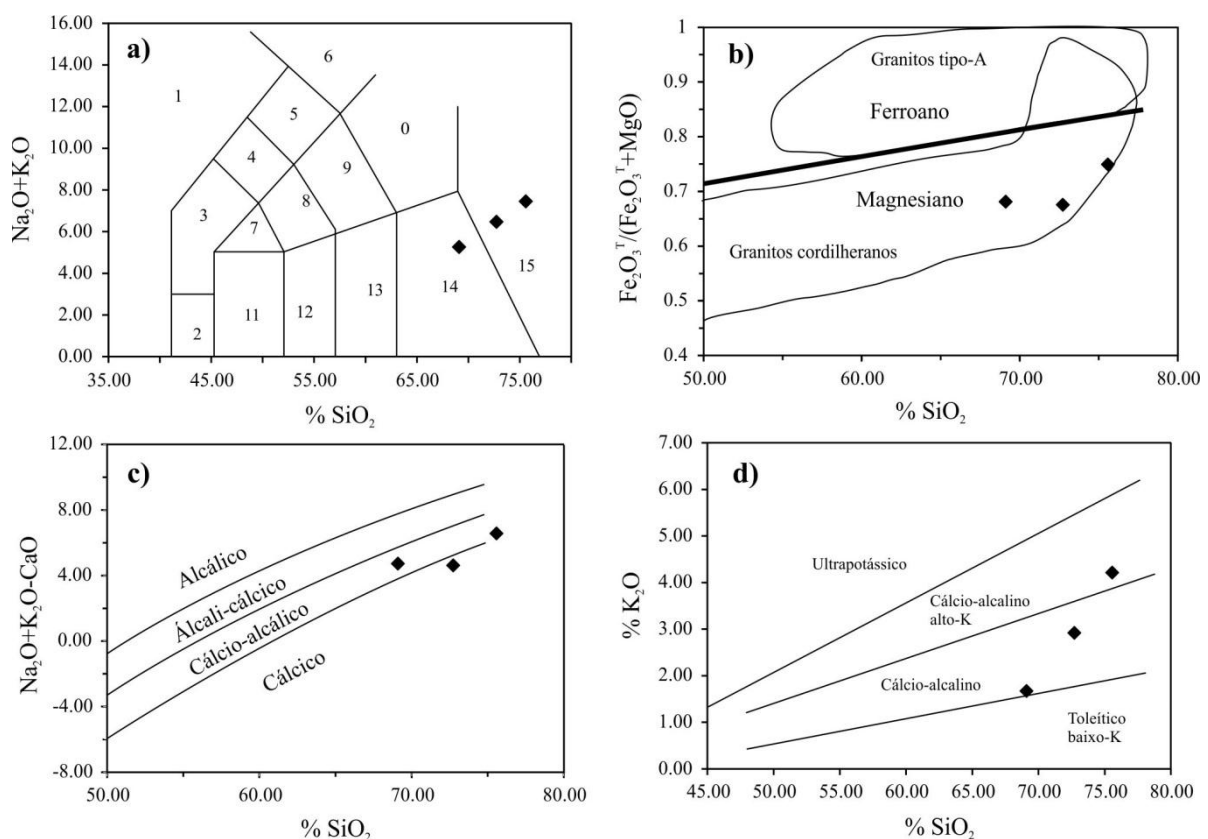


Figura 6.8: Diagramas de classificação química dos clastos de metagranitóides. (a) Diagrama TAS de Le Maitre *et al.* (1989); (b) discriminação entre granitos ferroanos e magnesianos, segundo Frost *et al.* (2001); (c) e (d) classificação quanto a natureza alcalina das amostras, segundo Frost *et al.* (2001) e Rickwood (1989), respectivamente.

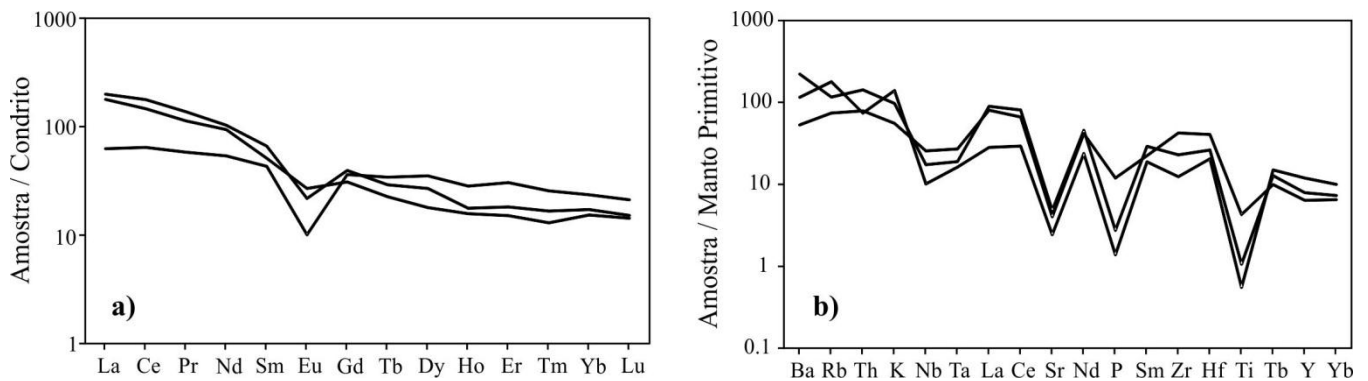


Figura 6.9: (a) normalização das concentrações de ETR dos clastos de granitoides segundo os valores condríticos de Boynton (1984). (b) normalização das concentrações de elementos traços segundo valores do manto primitivo de Sun & McDonough (1989).

#### 6.4.2. Idades U-Pb em zircões detríticos

Três amostras da Formação Lagoa Formosa tiveram seus zircões concentrados e analisados via LA-ICPMS no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, sendo uma amostra de diamictito, uma de siltito e uma de arenito, coletadas na região entre Lagoa Formosa e Areado. Apenas os zircões que mostraram baixas discordâncias e pouca concentração de Pb comum foram considerados. Os resultados estão apresentados em histogramas de probabilidade estatística calculados usando o software Isoplot 3.6 (Ludwig, 2008).

A amostra Sed-01 (Figura 6.10a) representa a matriz de diamictito coletada próximo à cidade de Lagoa Formosa (360109E/7915950N). Foram analisados 53 zircões, mas somente 33 obtiveram os critérios necessários para terem seus dados validados. O histograma mostra dois picos principais, um em 590 Ma e outro em 1742 Ma (Figura 6.10a). O tratamento estatístico desses dados permite identificar seis modas com as respectivas médias de idades:  $589 \pm 6$  Ma (41%),  $1758 \pm 13$  Ma (25%),  $2161 \pm 19$  Ma (15%),  $2555 \pm 18$  Ma (9%).

O histograma da Figura 6.10b mostra os resultados das idades U-Pb em zircões detríticos da amostra LF-03, um siltito coletado próximo ao vilarejo de Areado. Dos 53 grãos, 35 mostraram idades concordantes. O histograma da Figura 6.10b apresenta um pico principal em 576 Ma, com outros 3 picos secundários: 1210, 1749 e 2056 Ma. A partir do tratamento estatístico dos dados, seis modas com as respectivas médias de idades são obtidas:  $583 \pm 6$  Ma (14%),  $1234 \pm 18$  Ma (11%),  $1677 \pm 10$  Ma (23%),  $2040 \pm 8$  Ma (40%).

A amostra GA-03b representa um arenito imaturo coletado estratigraficamente acima do siltito GA-03, nas proximidades do vilarejo de Pindaíbas (371089E/7931594N). Dos 56 zircões analisados, 40 mostraram idades concordantes. O histograma da Figura 6.10c mostra um pico principal em 2135 Ma, com um outro pico de menor frequência em 1625 Ma. Quatro modas com as

respectivas médias de idades são identificadas: 1249±12 Ma (10%), 1723±10 Ma (27%), 2109±6 Ma (60%).

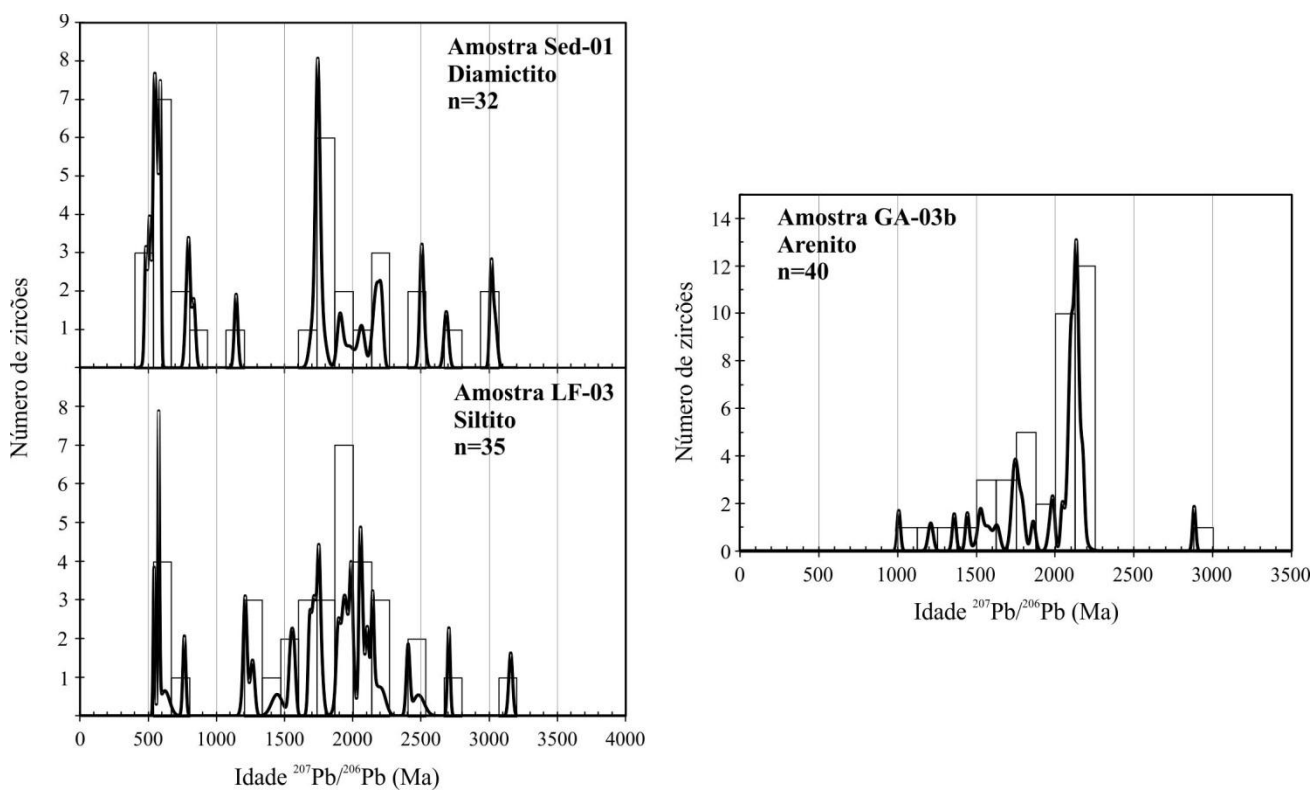


Figura 6.10: Histogramas de probabilidade estatística das idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de zircões detriticos concentrados a partir de três amostras da Formação Lagoa Formosa.

### 6.4.3. Dados isotópicos Sm-Nd

Os dados isotópicos de Sm-Nd encontram-se organizados na Tabela 6.2. Razões isotópicas iniciais foram calculadas para uma idade de deposição em 580 Ma, segundo dados geocronológicos de Valeriano *et al* (2000) e Pimentel *et al.* (2011), além dos dados de zircões detríticos obtidos neste trabalho e discutidos no item XXX. Os dados de Sm-Nd mostram, na sua grande maioria, idades modelos ( $T_{DM}$ ) variando de 1.49 a 1.88 Ga, com  $\epsilon Nd_{(580\text{ Ma})}$  entre -7.0 e -1.1. Apenas uma amostra de siltito apresentou  $T_{DM}$  com idade mais velha (2.16 Ga), seguida por  $\epsilon Nd_{(580\text{ Ma})}$  mais negativo (-10.8). Os jaspilitos diferem das rochas clásticas com relação aos seus valores de  $\epsilon Nd_{(580\text{ Ma})}$ , sendo esses os menos negativos das amostras analisadas (-1.1 a -2.8), Algumas amostras de jaspilitos não obtiveram suas idades modelos calculadas, uma vez que as razões de  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  das amostras GA-05, GA-05B, GA-01 e GA-01B mostram um alto fracionamento do sistema Sm-Nd, fornecendo assim, idades  $T_{DM}$  sem significado geológico. Por sua vez, as amostras de jaspilito GA-01B e GA-01C mostraram razões  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  em valores aceitáveis, tendo suas idades modelos calculadas em 1.57 e 1.61 Ga, respectivamente. Assim, apesar dos jaspilitos mostrarem  $\epsilon Nd_{(580\text{ Ma})}$  diferentes das demais rochas, suas idades modelos são virtualmente iguais ao restante das rochas analisadas.

Tabela 6.2: Dados isotópicos Sm-Nd para amostras da Formação Lagoa Formosa. Idade modelo ( $T_{DM}$ ) calculada segundo Goldstein *et al.* (1984).

	Litotipo	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}/^{144}\text{Nd}$ ( $2\sigma$ )	$\epsilon Nd_{(t)}$	$\epsilon Nd_{(580\text{ Ma})}$	$T_{DM}(\text{Ga})$	Sm/Nd	f(Sm/Nd)
GA-10	siltito	29.14	5.13	0.10647	0.512102 (7)	-10.5	-3.8	1.49	0.18	-0.46
GA-03	siltito	27.36	5.35	0.11814	0.511792 (11)	-16.5	-10.8	2.16	0.20	-0.40
Sed-10	siltito	34.81	6.88	0.11947	0.511987 (8)	-12.7	-7.0	1.88	0.20	-0.39
GA-07	siltito	87.93	17.35	0.11931	0.512084 (8)	-10.8	-5.1	1.72	0.20	-0.39
GA-12	diamictito	20.58	4.27	0.12557	0.512079 (15)	-10.9	-5.7	1.85	0.21	-0.36
GA-04	diamictito	95.90	16.30	0.10275	0.512060 (8)	-11.3	-4.4	1.50	0.17	-0.48
AL-02	diamictito	40.47	7.55	0.11270	0.511993 (7)	-12.6	-6.4	1.74	0.19	-0.43
Sed-01	diamictito	33.01	6.53	0.11960	0.512038 (8)	-11.7	-6.1	1.80	0.20	-0.39
GA-05	jaspilito	3.83	0.95	0.15069	0.512358 (18)	-5.5	-2.1	-	0.25	-0.23
GA-05B	jaspilito	6.73	2.38	0.21429	0.512645 (7)	0.1	-1.1	-	0.35	0.09
GA-01	jaspilito	5.74	1.48	0.15595	0.512386 (13)	-4.9	-1.9	-	0.26	-0.21
GA-01 <sup>a</sup>	jaspilito	4.02	1.22	0.18269	0.512484 (7)	-3.0	-1.9	-	0.30	-0.07
GA-01B	jaspilito	18.77	3.82	0.12313	0.512217 (7)	-8.2	-2.8	1.57	0.20	-0.37
GA-01C	jaspilito	15.14	3.34	0.13333	0.512302 (7)	-6.6	-1.9	1.61	0.22	-0.32



#### 6.4.4. Dados isotópicos (C, O) de camadas e clastos de carbonatos

Nove clastos de dolomitos foram coletadas em ortoconglomerado, com o intuito de abordar a proveniência desses clastos. Além disso, outras dez amostras foram coletadas verticalmente em pedra abandonada de calcário, aflorante na forma de lente na Associação de Siltitos da Formação Lagoa Formosa. Os resultados das análises de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  para os clastos de carbonato extraídos de ortoconglomerado e para amostras da pedra de calcário encontram-se organizados na Tabela 6.3. Perfil isotópico e diagrama  $\delta^{13}\text{C}$  vs.  $\delta^{18}\text{O}$  encontram-se expostos na Figura 6.11 e Figura 6.12, respectivamente.

Tabela 6.3:  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  de amostras de clastos carbonáticos e de corpo lenticular de calcário, exposto em pedra abandonada, próximo à Areado.

Clastos	Amostra	LF-C10	LF-C6	LF-C9	LF-C5	LF-C12	LF-C1	LF-C3	LF-C11	LF-C2
	$\delta^{13}\text{C}_{(\text{VPDB})}$	0.04	0.16	-1.06	-1.32	-1.32	0.00	3.10	1.45	1.45
$\delta^{18}\text{O}_{(\text{VPDB})}$	-6.35	-8.20	-5.69	-6.37	-5.47	-7.40	-10.59	-7.45	-7.45	-8.19

Pedreira	Amostra	LF-0.0	LF-2.0	LF-4.0	LF-7.0	LF-8.5	LF-11.5	LF-13.5	GA-09-L1	GA-09-L2	GA-09-S
	$\delta^{13}\text{C}_{(\text{VPDB})}$	3.38	3.31	3.33	3.32	3.28	3.28	2.75	2.50	2.56	2.64
	$\delta^{18}\text{O}_{(\text{VPDB})}$	-10.24	-10.04	-10.24	-10.11	-9.85	-9.90	-11.04	-4.26	-3.16	-3.89
Altura (m)	0	2	4	7	8.5	11.5	13.5	18	18.9	18.9	19

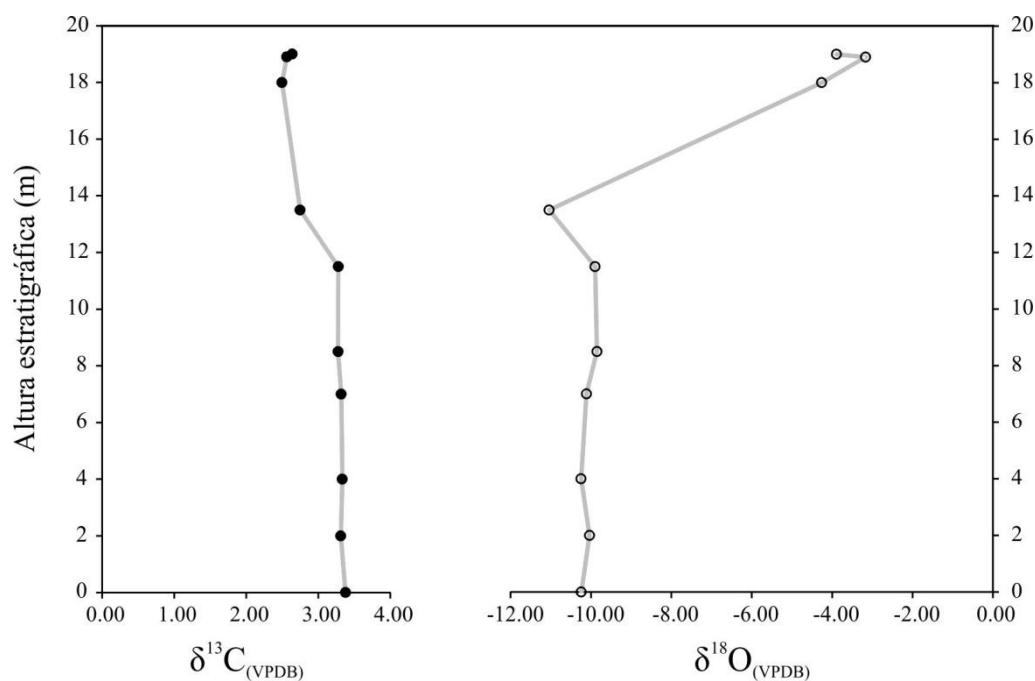


Figura 6.11: Perfil isotópico de carbono e oxigênio para amostras coletadas verticalmente em pedra de calcário, aflorante na Associação de Siltitos da Formação Lagoa Formosa.

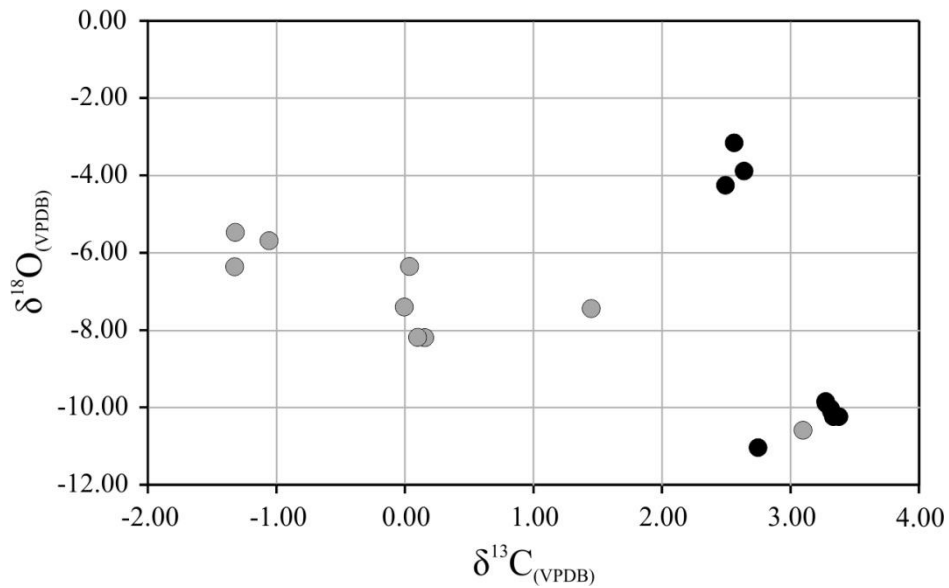


Figura 6.12: Diagrama  $\delta^{13}\text{C}$  vs.  $\delta^{18}\text{O}$  dos clastos carbonáticos extraídos em ortoconglomerado (círculos cinza) e amostras coletadas verticalmente em pedreira de calcário abandonada (círculos pretos).

Os valores isotópicos para os clastos dolomíticos variam entre -1.32 e 3.10‰ para  $\delta^{13}\text{C}$  e -10.59 e -5.47‰ para  $\delta^{18}\text{O}$ . Por sua vez, os sinais isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  para a pedreira de calcário próximo a Areado obtiveram valores de 2.50 a 3.38‰ e -11.04 a -3.16‰, respectivamente (Figura 6.11 e 6.Figura 6.12). No perfil isotópico da Figura 6.12, observa-se uma praticamente nula variação dos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  com a estratigrafia, somente havendo uma leve diminuição dos valores em 0.5 a 0.7‰ nas quatro amostras mais superiores. Para os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  também há uma constância nos valores com a estratigrafia e somente as três amostras mais do topo obtiveram uma forte variação nos seus resultados, chegando a valores 2,7 vezes menos negativos. No diagrama da Figura 6.12 os clastos dolomíticos e as camadas calcareníticas plotam em campos distintos, somente havendo superposição devido a uma única amostra. Os clastos plotam aproximadamente em um *trend* com grandes variações para  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ . As amostras da pedreira apresentam claramente dois campos, um com  $\delta^{18}\text{O}$  entre -10 e -11‰ e outro com  $\delta^{18}\text{O}$  entre -4 e -3‰.

## 6.5. Discussões dos dados geoquímicos e isotópicos

### 6.5.1. Geoquímica de rocha total - Siltitos e diamictitos

As amostras de siltitos e diamictitos coletadas na Formação Lagoa Formosa mostram enriquecimento nos ETRL, anomalia negativa moderada de Eu e padrão plano de ETRP, o que sugere proveniência a partir de elementos supracrustais compostos principalmente por componentes félsicos (e.g.: Taylor & McLennan, 1981).

A partir de diagramas discriminativos, os siltitos e diamictitos coletados na Formação Lagoa Formosa mostram uma associação com ambientes de margem continental ativa, quando analisados a partir de seus elementos maiores  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{SiO}_2$  e de elementos traços La, Th, Co, Zr e Sc. O relativo espalhamento das amostras no diagrama da Figura 6.13a sugere uma alteração secundária dos elementos alcalinos, o que também fica demonstrado no diagrama de elementos maiores da Figura 6.7. Analisando a partir dos diagramas discriminativos La-Th-Sc, Th-Co-Zr/10 e Th-Sc-Zr/10 (Figura 6.13b), a mesma relação com arcos vulcânicos continentais é sugerida. No diagrama La-Th-Sc, as amostras de siltitos e diamictitos plotam preferencialmente no campo representativo de arco de ilha continental, com apenas uma amostra de silito posicionando-se mais próxima do campo indiscriminado de margem passiva e arco continental ativo. Argilominerais são mais enriquecidos em Sc naturalmente (Mata *et al.*, 2000), o que pode favorecer a atração das amostras para campos discriminantes mais ricos em Sc, como é o caso dos arcos de ilhas continentais. No diagrama ternário Th-Sc-Zr/10 e Th-Co-Zr/10 as amostras plotam, mais uma vez, no campo representativo dos arcos de ilhas continentais, com concentrações relativas semelhantes de Zr/10 e Th em ambos os diagramas. Siltitos que mostram um certo enriquecimento em Zr podem ser associados a processos de seleção e maturação durante o transporte, com influência de reciclagem sedimentar (e.g.: McLennan *et al.*, 1993). No diagrama Th-Co-Zr/10, um enriquecimento maior em Co promove o agrupamento das amostras em campos relativos a rochas fontes mais máficas-ultramáficas, como arcos de ilhas continentais.

O diagrama de Floyd & Leveridge (1987 – Figura 6.14c) mostra valores de Hf e razão La/Th variadas para as amostras representativas da Formação Lagoa Formosa. Altos valores de La/Th e baixos de Hf indicam áreas fontes máficas/básicas provindas de arcos vulcânicos. Por sua vez, razões  $\text{La/Th} < 5$  e  $\text{Hf} > 5$  sugerem áreas fontes ácidas e aumento progressivo da participação de reciclagem sedimentar. Ambientes tipo margem passiva forneceriam rochas sedimentares com concentrações de  $\text{Hf} > 13$  ppm. As amostras coletadas aparentam formar um *trend* marcado pela dupla seta em preto, a qual percorre o campo de reciclagem sedimentar, passando por fontes de arcos ácidos, e finalizando,

possivelmente, no campo representativo dos arcos andesíticos. Obviamente, o limitado número de amostras impede uma interpretação mais assertiva, porém, essa mesma sugestão de misturas de fontes é vista em campo, com profusão de clastos pelíticos nos diamictitos e clastos de rochas máficas em ortoconglomerados. Em suma, dados petrográficos e geoquímicos apontam para uma mistura de fonte félsica/máfica para a proveniência das rochas da Formação Lagoa Formosa.

Fontes de rochas máficas capazes de fornecer material para a Formação Lagoa Formosa devem ser representadas pelo Arco Magmático de Goiás (Pimentel & Fuck, 1992; Pimentel *et al.*, 2000) ou pelos grupos Araxá e Ibiá (Valeriano & Simões, 1997; Seer *et al.*, 2001), ambos relacionados ao desenvolvimento da Faixa Brasília, a oeste da área estudada. Mistura de fontes, incluindo rochas de arco continental neoproterozoico e embasamento arqueano-paleoproterozóico para a proveniência do Grupo Bambuí, é tema já bem estabelecido na literatura, tendo os autores trabalhado com geoquímica de rochas pelíticas e idades modelos Sm-Nd (Guimarães, 1997; Thomaz-Filho *et al.*, 1998; Pimentel *et al.*, 2001). A ocorrência de clastos de rochas máficas em conglomerados da Formação Lagoa Formosa representa uma ocorrência única dentro do Grupo Bambuí até o presente momento, e reforça a participação de possíveis arcos vulcânicos como pertencentes às áreas de captação da bacia Bambuí.

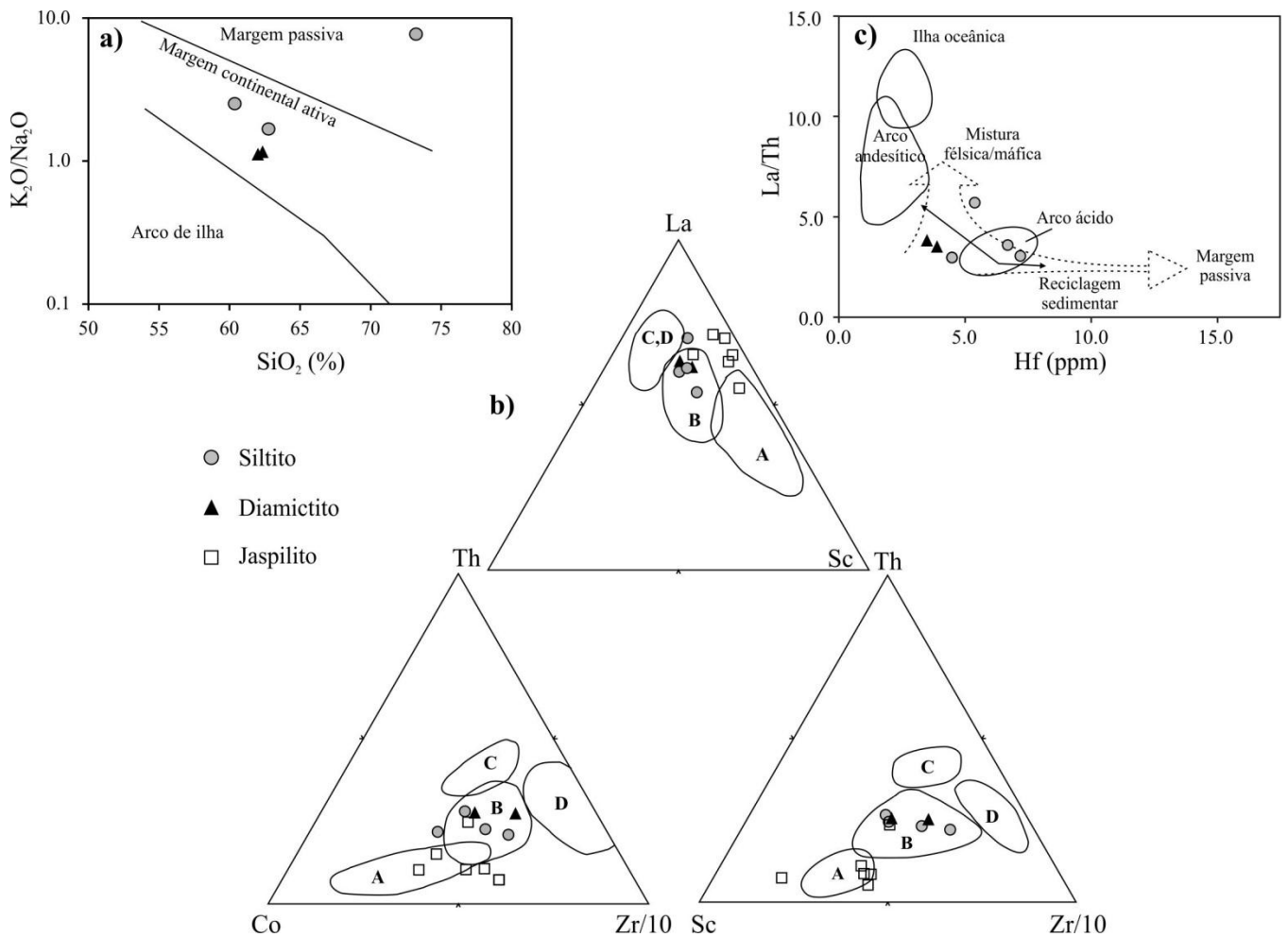


Figura 6.13: (a) diagrama de discriminação tectônica segundo concentrações de  $SiO_2$  vs.  $K_2O/Na_2O$ , de Roser & Korsch (1986); (b) Diagramas ternários discriminantes segundo concentrações de La, Th, Sc, Co e Zr/10. A-arco de ilha oceânico; B: arco de ilha continental; C: margem continental ativa; D: margem passiva (Bhatia & Crook, 1986); (c)  $La/Th$  vs. Hf para discriminação de áreas de proveniência, segundo Floyd & Leveridge (1987).

### 6.5.2. Geoquímica de Rocha Total - Jaspilitos

A geoquímica dos jaspilitos coletados na Formação Lagoa Formosa mostra certa discrepância com o padrão dos siltitos e diamictitos, conforme visto na Figura 6.7. Quadro semelhante é observado no diagrama da Figura 6.13b, no qual os jaspilitos plotam preferencialmente em campos de natureza mais máfica/ultramáfica, com enriquecimento relativo nos elementos representativos desses campos (Sc e Co). Apesar dos dois grupos de amostras plotarem em campos distintos, não há um distanciamento considerável entre eles, havendo, inclusive, uma amostra de jaspilito (GA-01A) que superpõe com as amostras de siltitos e diamictitos em todos os três diagramas da Figura 6.13b.

Elementos maiores dos jaspilitos foram normalizados com relação ao alumínio e comparados com valores típicos de folhelhos (PAAS - Figura 6.14). Além disso, as amostras também foram

comparadas com o campo representativo de outras ocorrências de formações ferríferas neoproterozoicas (FFN) pelo mundo (Cox *et al.*, 2013). Uma vez que o alumínio, em sedimentos químicos, é predominantemente provindo da carga detrítica, essa normalização permite discriminar entre componentes químicos e detríticos na distribuição elementar dos jaspilitos.

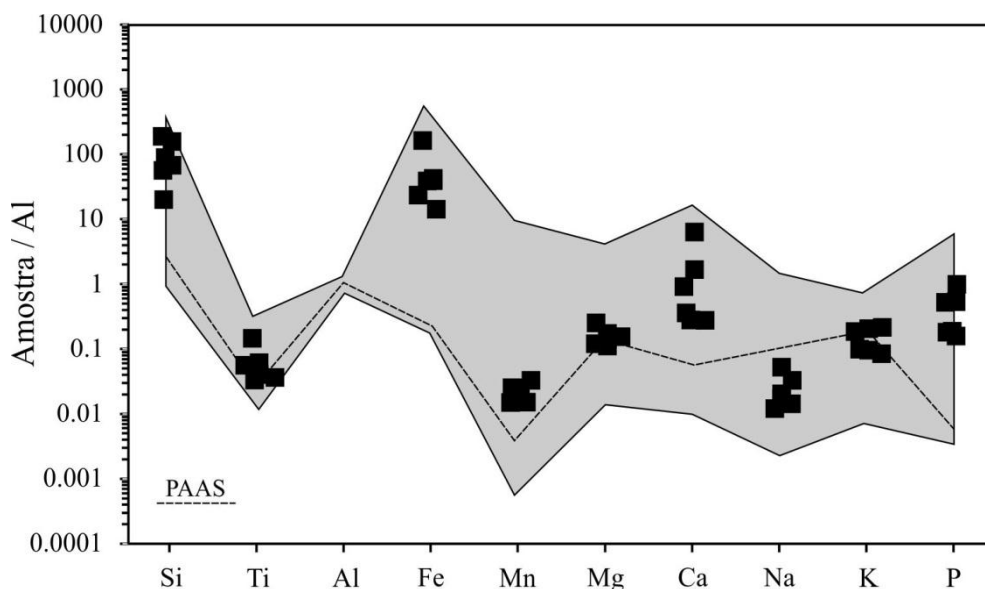


Figura 6.14: Normalização dos elementos maiores das amostras de jaspilitos com relação ao Al, em proporções catiônicas. Comparação com o padrão de folhelho PAAS (linha tracejada) e área representativa de formações ferríferas neoproterozoicas pelo mundo (polígono cinza – Cox *et al.*, 2013).

Utilizando-se da mesma normalização aplicada na Figura 6.14, Cox *et al.* (2013) interpretam enriquecimentos de Si, Fe, Mn e P para várias ocorrências de FFN. Por sua vez, os elementos Ti, Mg, Na e K mostram comportamento semelhante ao padrão de folhelhos pós-arqueanos. As amostras de jaspilitos da Formação Lagoa Formosa mostram relação semelhante à descrita pelos autores, com enriquecimento significativo em Fe, Si e P, porém com concentrações de Mn aquém do esperado. De forma similar, as concentrações de Ti, Mg e K são correspondentes aos valores do padrão PAAS, tendo somente um leve empobrecimento nos valores de Na, porém, mantendo-se em concentrações equivalentes a maioria dos valores de Na das FFN.

Camadas manganésíferas são comuns em algumas FFN, as quais mostram valores de Mn consideravelmente altos, com médias em torno de 0.81% para MnO (Bühn *et al.*, 1982; Klein & Ladeira, 2004; Cox *et al.*, 2013). Mesmo onde não há manifestação física reconhecida em campo de camadas manganésíferas, as FFN, no geral, apresentam um enriquecimento uniforme de Mn em comparação com o padrão PAAS, quando normalizadas ao alumínio. No caso dos jaspilitos da Formação Lagoa Formosa, as concentrações de óxido de Mn não ultrapassam 0.04%, mantendo-se

cerca de 20 vezes menos enriquecido do que a média das FFN pelo mundo, porém ainda dentro do campo representativo das mesmas.

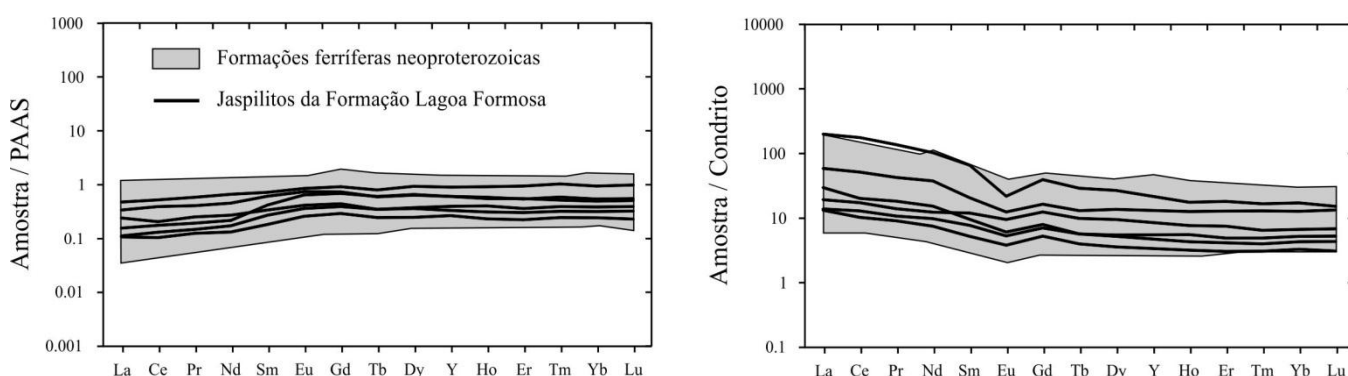


Figura 6.15: Dados de elementos terras raras normalizados ao PAAS e condrito. Comparação dos jaspilitos da Formação Lagoa Formosa com o campo representativo de outras ocorrências de formações ferríferas neoproterozoicas pelo mundo. Base de dados de Cox *et al.* (2013).

Os diagramas da Figura 6.15 corroboram a forte correlação geoquímica entre os jaspilitos amostrados e outras ocorrências de formações ferríferas neoproterozoicas pelo mundo. Dentre as ocorrências comparadas são incluídas sequências com acumulações econômicas de Fe, como o Grupo Rapitan, noroeste do Canadá (e.g.: Eisbacher, 1981), e o Grupo Jacadigo, em Mato Grosso do Sul (e.g.: Klein & Ladeira, 2004). As ausências das anomalias positivas de Eu e Y, quando normalizados ao condrito, além de um comportamento dos ETR semelhante a média de folhelhos (PAAS), sugere fortes interações de fluidos ricos em Fe e Si com sedimentos detríticos para a evolução das FFN (Douville *et al.*, 1999; Cox *et al.*, 2013).

A combinação entre atividade hidrotermal, com uma preponderância de substrato máfico exposto a intemperismo e erosão, aparenta serem condições-chaves para a deposição das FFN. Erosão e transporte de rochas máficas na área de captação pode resultar em um significativo aumento do potencial de fornecimento de Fe para dentro da bacia, uma vez que o Fe é mais facilmente removido de minerais máficos (Baldwin *et al.*, 2012; Cox *et al.*, 2013). Assim, a participação de terrenos máficos na proveniência da Formação Lagoa Formosa deve ter contribuído para o fornecimento de Fe para o interior da bacia. Condições de Eh, Ph e razões  $H_2S/Fe^{+2} < 2$  da água são fundamentais para o acúmulo de  $Fe^{+2}$  e consequente deposição de formações ferríferas (Canfield *et al.*, 2008). O fato de não haver outras ocorrências de jaspilitos para o interior da bacia Bambuí, provavelmente deve-se ao fato do limitado fornecimento de Fe ou de condições hidroquímicas específicas somente alcançadas na região de deposição da Formação Lagoa Formosa.

A relação íntima entre bacias influenciadas por eventos glaciais do Neoproterozoico e a ocorrência de formações ferríferas é algo notável, como os casos do Grupo Rapitan, noroeste do Canadá (Young, 1976; Eisbacher, 1985; Halverson *et al.*, 2011), as formações ferríferas de Chuos-Damara-Numees, na Namíbia (Hoffman & Prave, 1996; McGee *et al.*, 2012), bacias neoproterozoicas do sul da Austrália (Preiss, 2000), dentre outras. Porém, essa relação não é regra comum, uma vez que importantes ocorrências de FFN em bacias egípcias não possuem qualquer relação com glaciações neoproterozoicas (Ali *et al.*, 2009; Basta *et al.*, 2011). Por outro lado, todas as ocorrências de FFN ocorrem associadas ou a bacias tipo rift, com magmatismo bimodal sinsedimentar, ou intimamente associadas à erosão de termos vulcânicos máficos (Cox *et al.*, 2013). De forma similar, as ocorrências de jaspilitos no neoproterozoico da Formação Lagoa Formosa corroboram com a regra comum, uma vez que a unidade não possui qualquer indício de influência glacial na sua sedimentação, mas há claramente uma participação importante de rochas máficas na sua proveniência.

### 6.5.3. Geoquímica de Rocha Total - Granitóides

Nos diagramas de discriminação tectônica de granitos (Pearce *et al.*, 1984, 1996; Batchelor & Bowden, 1985), os clastos de metagranito e metagranodiorito em conglomerado da Formação Lagoa Formosa plotam em campos intermediários entre granitos sin a pós-colisionais (Figura 6.17). O caráter leucocrático e o fato de possuírem biotita e muscovita na sua mineralogia principal, além de terem assinatura altamente peraluminosa (índice de saturação de alumina  $>1.1$ ), corroboram com uma interpretação de geração associada a zona de colisão continental (e.g.: Pressley & Brown, 1999; Kemp & Hawkesworth, 2005).

Seer *et al.* (2005) caracterizaram corpos leucograníticos intrusivos há cerca de 637 Ma no Grupo Araxá. Os corpos leucograníticos são marcados pelo alinhamento preferencial de micas, quartzo em fitas e agregados alongados de quartzo recristalizado, arranjados numa trama anastomosada, com aspecto geral de protomilonitos. São classificados quimicamente como peraluminosos até peralcalinos e são interpretados como gerados durante evento colisional, correlacionado-os geoquimicamente aos granitos Himalaianos e Hercinianos (Seer *et al.*, 2005). As três amostras de granitoides coletadas para a Formação Lagoa Formosa mostram padrões de terras raras relativamente similar aos leucogranitos intrusivos do Grupo Araxá, porém, com um maior enriquecimento total em ETR para os clastos (Figura 6.17). O caráter super peraluminoso dos clastos difere parcialmente com as assinaturas peraluminosas a peralcalinas dos granitos intrusivos ao Grupo Araxá. A história deformacional presente nos clastos de granitóides mostra deformação fraca,



marcada por planos incipientes de muscovitas orientadas. No caso, não correlaciona com os aspectos protomiloníticos dos granitos intrusivos do Grupo Araxá.

Pelos dados apresentados, sugere-se que os clastos de metagranitos e metagranodioritos obtidos em conglomerado da Formação Lagoa Formosa tenha proveniência a partir de intrusões graníticas sin a tardi-tectônicas da Faixa Brasília, possivelmente de nível crustal mais raso do que os leucogranitos protomiloníticos descritos por Seer *et al.* (2005).

Outra possibilidade de proveniência para os clastos de rochas plutônicas seria o embasamento arqueano-paleoproterozoico, porém não são encontradas correlações favoráveis quanto às histórias deformacionais/metamórficas ou às características geoquímicas (e.g.: Noce *et al.*, 2000; Turbay & Valeriano, 2012).

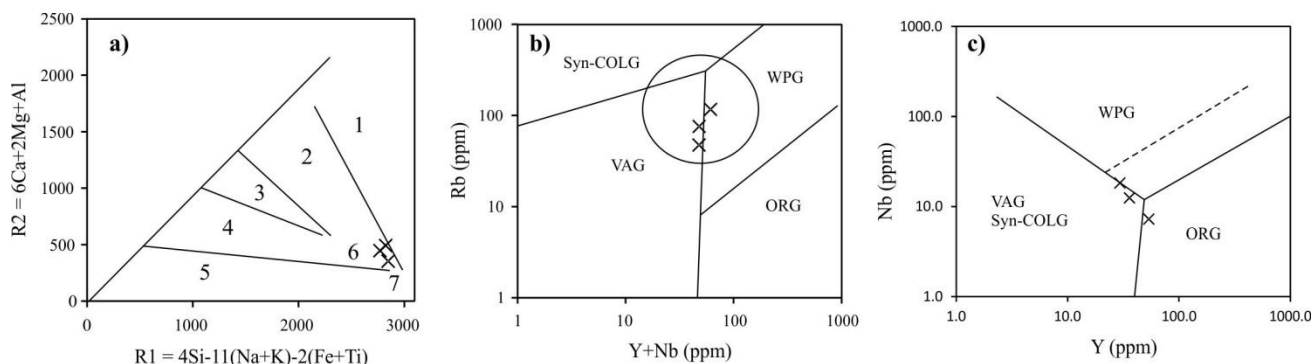


Figura 6.16: Diagramas de discriminação tectônica para rochas plutônicas félsicas. (a) Diagrama R1 vs. R2 de Batchelor & Bowden (1985) para discriminação tectônica de granitoides (b) diagrama Y+Nb vs. Rb (Pearce *et al.*, 1984, 1996); (c) Nb vs. Y, segundo Pearce *et al.* (1984). Syn-COLG: sin-colisional, VAG: granitoide de arco vulcânico, WPG: granitoide intraplaca, ORG: granitoide de cordilheira oceânica.

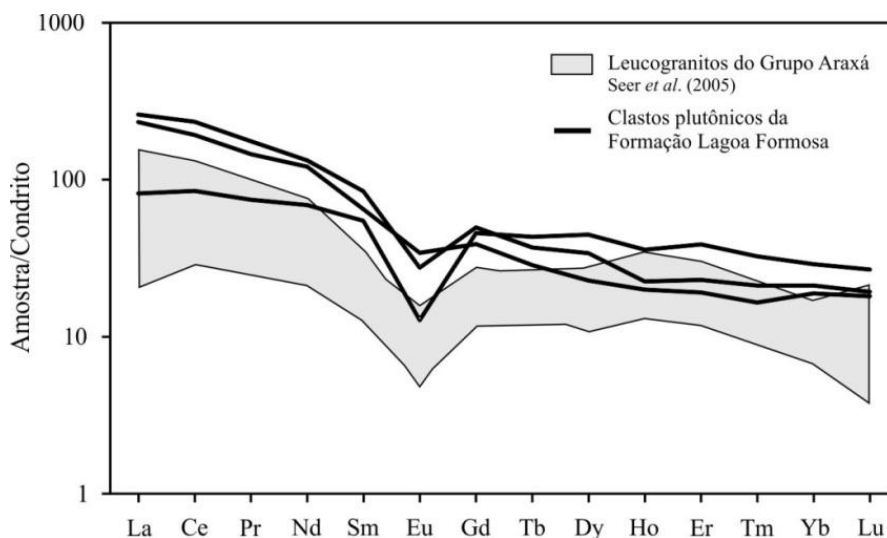


Figura 6.17: Comparação dos valores de ETR normalizadas ao condrito (Boynnton, 1984) dos clastos de metagranito e metagranodiorito da Formação Lagoa Formosa, com os leucogranitos intrusivos do

Grupo Araxá (Seer *et al.*, 2005). Notar semelhança no padrão de distribuição entre os dois grupos, mas com maiores concentrações de ETR nos clastos da Formação Lagoa Formosa.

#### 6.5.4. Zircões detríticos e possíveis áreas fontes

Os três histogramas apresentados na Figura 6.10 mostram idades U-Pb neoproterozoicas (Ediacarano) até mesoarqueanas para os zircões detríticos de três litotipos da Formação Lagoa Formosa: diamictito (Sed-01), siltito (LF-03) e arenito (GA-03b). Os dados geocronológicos do diamictito e do siltito possuem espectros de distribuição de idades muito semelhantes (Figura 6.10a e Figura 6.10b). Ambos possuem padrão bimodal, com um grupo de idades neoproterozoicas entre ~580-800 Ma e outro com idades mesoproterozoicas a mesoarqueanas (~1400-3000 Ma). Por sua vez, o arenito possui um espectro que difere das duas amostras anteriores, não apresentando o grupo de idades neoproterozoicas (Figura 6.10c). A semelhança entre as três amostras reside nos espectros de distribuição similares para os zircões com idades >1.0 Ga, além de uma significativa concentração de idades em picos de ~1.7 e 2.1 Ga.

O padrão de distribuição dos zircões mais velhos que 1.0 Ga é bastante similar às unidades representativas do estágio de margem passiva, pré-colisional, da Faixa Brasília: grupos Paranoá, Canastra e Vazante (Rodrigues, 2008; Rodrigues *et al.*, 2012; Matteini *et al.*, 2012; Pimentel *et al.*, 2011). Os espectros de distribuição de idades U-Pb mais velhas que 1.0 Ga da Formação Lagoa Formosa, correlacionam, principalmente, ao Grupo Paranoá, cujas idades U-Pb em zircões concentram-se principalmente em ~2.1 Ga, com espalhamento para picos de ~1.7 e 1.5 Ga, porém em menores frequências (Matteini *et al.*, 2012). Padrão semelhante é apresentado para a sequência marinha pelito-carbonática inferior do Grupo Vazante, a qual mostra picos de alta frequência em torno de 2.1 Ga, além de uma distribuição entre idades de 1.7 a 1.0 Ga (Rodrigues *et al.*, 2012). Para o topo, idades em torno de 1.2 Ga são mais frequentes para o Grupo Vazante, as quais ocorrem somente de forma incipiente na amostra de siltito (LF-03) da Formação Lagoa Formosa. Relação também semelhante ocorre para correlações de idades U-Pb com o Grupo Canastra, mostrando uma melhor sobreposição de espectros com unidades inferiores e superiores (Formação Serra do Landim e Formação Chapada dos Pilões, respectivamente – Rodrigues *et al.*, 2010; Pimentel *et al.*, 2011). Em suma, as idades U-Pb mais velhas que 1.0 Ga das amostras da Formação Lagoa Formosa mostram uma concentração de idades paleoproterozoicas (1.7-2.1 Ga), as quais também estão presentes de forma marcante no Grupo Paranoá e na maioria das subunidades dos grupos Vazante e Canastra. Porém, idades Stenianas (1.0-1.2 Ga), as quais são frequentes nos grupos Vazante e Canastra supracitados, ocorrem de forma incipiente nas amostras estudadas.

Uma correlação eficiente com unidades metassedimentares atribuídas aos estágios de margem passiva da evolução da Faixa Brasília, pode sugerir zircões de segunda geração, depositados por retrabalhamento de unidades sedimentares, com pouca influência direta do embasamento arqueano-paleoproterozoico. Dados isotópicos Sm-Nd corroboram com uma interpretação de baixo envolvimento direto de crosta superior antiga (discutido no item a seguir).

Zircões neoproterozoicos ocorrem somente nas amostras de diamictito (Sed-01) e siltito (LF-03). Agrupam-se com grande frequência em idades Ediacaranas, em torno de 580-590 Ma, com pequeno espalhamento para idades cryogenianas e tonianas. Zircões com idades entre ~900 a 630 Ma são interpretados como relacionados à evolução do Arco Magmático de Goiás (Pimentel *et al.*, 2000, 2011; Matteini *et al.*, 2010), os quais são abundantes nos grupos Araxá e Ibiá, relacionados a uma evolução sin-orogênica em ambiente de retro-arco (Piuzana *et al.*, 2003; Rodrigues *et al.*, 2010; Pimentel *et al.*, 2011)

Apesar das amostras Sed-01 e LF-03 apresentarem uma concentração significativa de zircões neoproterozóicos, àqueles cujas idades correlacionam-se com o espectro de idades equivalente à evolução do Arco Magmático de Goiás ocorrem apenas de forma muito subordinada. A inexistência ou baixa frequência de zircões nessa faixa de idade nas três amostras analisadas torna inviável uma participação significativa dos grupos Araxá e Ibiá, ou de rochas neoproterozoicas relativas ao Arco Magmático de Goiás, na proveniência da Formação Lagoa Formosa. Uma possibilidade reside nas análises reportadas por Valeriano *et al.* (2004), as quais mostram uma ausência de zircões neoproterozoicos nos grupos Araxá e Ibiá aflorantes nas porções mais meridionais da Faixa Brasília, onde hoje está localizada a Nappe de Passos (Valeriano *et al.*, 2000), e cujas proveniências são muito semelhantes às do Grupo Canastra. Apesar das amostras da Formação Lagoa Formosa apresentarem uma pequena quantidade de zircões na faixa de idade 900-630 Ma, há uma importante ocorrência de zircões em torno de 580-590 Ma, a qual limita sua idade máxima de sedimentação. Porém, zircões dessa idade são escassos na Faixa Brasília, tendo ocorrências limitadas em alguns zircões metamórficos do Maciço de Goiás, com indicação de perda de Pb (Queiroz *et al.*, 1999), além de zircões em metariolitos da Sequência Vulcanossedimentar de Iporá, o qual foi interpretado como indicativo de evento tectônico ou hidrotermal tardio (Rodrigues *et al.*, 1999).

Magmatismo granítico de alto potássio pós-orogênico é descrito na região oeste do estado de Goiás, nas proximidades de Arenópolis (Pimentel *et al.*, 1996, 1999). Granitos peraluminosos a metaluminosos com idades entre ~590 a 560 Ma, formados logo após o pico metamórfico e deformacional da Faixa Brasília, aparentam ser uma área fonte em potencial para os zircões entre 580-590 Ma presentes nas rochas da Formação Lagoa Formosa. Porém, se esses granitos serviram de área fonte, rochas vulcanossedimentares com idades entre 930-640 Ma, as quais são intrudidas por

esses granitos, também devem ter fornecido sedimentos de forma significativa para a bacia. O fato de haver uma grande concentração de zircões em torno de 580-590 Ma, mas poucos entre 930-640 Ma nas amostras estudadas, pode indicar que as rochas vulcanossedimentares forneceram quantidades de zircões em número bem inferior do que as unidades graníticas pós-tectônicas. A ocorrência de clastos de rochas máficas, além de lentes de jaspilitos na Formação Lagoa Formosa, sugere uma participação efetiva de fontes máficas ricas em Fe, conforme já discutido. Dessa forma, áreas fontes na região oeste do estado de Goiás, com erosão de rochas vulcanossedimentares, fornecendo clastos de rochas máficas e material ferruginoso para a bacia, além de granitos pós-tectônicos com grande carga de zircões em torno de 590 Ma, parece ser uma possibilidade plausível.

Fontes com idades ediacaranas estão presentes de forma muito significativa nos estágios pré a sin-colisionais da Faixa Araçuai, leste do Cráton do São Francisco, e Faixa Ribeira, a sudeste e sul da região cratônica (Pedrosa-Soares *et al.*, 2007, 2011; Machado *et al.*, 1996). Porém, uma proveniência a partir dessas duas unidades tectônicas, para a Formação Lagoa Formosa, é no momento improvável frente à quantidade limitada de dados disponíveis.

Espectro de idades U-Pb semelhante é desconhecido para o restante das rochas do Grupo Bambuí. Tanto porções mais orientais quanto ocidentais da bacia, grãos com idade cryogeniana a toniana são comuns e, na maioria das vezes, perfazem a maioria dos zircões analisados (Rodrigues, 2008; Pimentel *et al.*, 2011). Zircões com idade entre 580-590 Ma ocorrem apenas de forma muito subordinada. Por sua vez, o espectro de zircões mais velhos que 1.0 Ga obtidos nas amostras estudadas são bem correlacionáveis com amostras do Grupo Bambuí ocidental, na região da Serra de São Domingos (Rodrigues, 2008; Pimentel *et al.*, 2011).

As idades U-Pb das amostras estudadas mostram uma forte sugestão de proveniência a partir das unidades relacionadas aos estágios de margem passiva da Faixa Brasília, como os grupos Paranoá, Canastra e Vazante, ou ainda os grupos Araxá e Ibiá aflorantes nas porções mais meridionais. Proveniência a partir dos grupos Araxá e Ibiá, aflorantes em suas áreas-tipo, além de rochas neoproterozoicas do Arco Magmático de Goiás possui papel secundário, pelo menos no que tange ao fornecimento de zircões para a bacia.

A Formação Lagoa Formosa pode ter sua idade de sedimentação estabelecida entre 590 e 567 Ma, balizada pela média das modas de zircões detríticos mais jovens e pela idade aproximada de posicionamento da Nappe de Passos sobre unidades do Grupo Bambuí (Valeriano *et al.*, 2000), respectivamente. Se for levado em consideração o tempo de exumação e erosão dos granitos pós-tectônicos, a idade de deposição da Formação Lagoa Formosa deve estar mais próxima do seu limite inferior do que superior.

#### 6.5.5. Idades modelos e $\epsilon\text{Nd}$

As idades modelos das amostras da Formação Lagoa Formosa distribuem-se em histograma de probabilidade estatística de maneira muito similar às representativas para o restante do Grupo Bambuí (Figura 6.18). Para ambas as unidades, as idades modelos variam de 1.4 a 1.9 Ga, com máxima frequência estatística em torno de 1.7-1.8 Ga. Somente uma amostra (GA-03) apresenta  $T_{\text{DM}}$  acima do padrão, atingido 2.1 Ga.

A Figura 6.19 apresenta uma série de diagramas nos quais o  $\epsilon\text{Nd}_{(580\text{Ma})}$  é usado como critério comparativo para limitar possíveis áreas fontes para as rochas da Formação Lagoa Formosa. Razões  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  também foram utilizadas em diagrama com o mesmo objetivo (Figura 6.19c). Os diamictitos e siltitos plotam preferencialmente entre os campos representativos de possíveis áreas fontes, sendo elas o Arco Magmático de Goiás (AMG - Pimentel *et al.*, 2000), Grupo Araxá, Grupo Paranoá e Grupo Vazante (Pimentel *et al.*, 2001), além do embasamento arqueano-paleoproterozoico do Cráton do São Francisco (Teixeira *et al.*, 1996; Noce *et al.*, 2000). Outras possíveis áreas fontes como os grupos Ibiá (Seer *et al.*, 2000; Dias *et al.*, 2011) e Canastra (Pimentel *et al.*, 2001) possuem seus valores isotópicos completamente superpostos pelas áreas já ilustradas e não tiveram seus campos aqui representados, de modo a facilitar a visualização dos diagramas. Apesar dos grupos Araxá, Ibiá e o Arco Magmático de Goiás aparentarem não possuir forte relação com a proveniência da Formação Lagoa Formosa, pelo menos para os dados de zircões detríticos, seus campos representativos para o sistema Sm-Nd foram aqui representados uma vez que, do contrário, possuem uma evolução isotópica para Sm-Nd compatível com as amostras da Formação Lagoa Formosa.

A partir dos diagramas da Figura 6.19 sugere-se coparticipação de várias áreas fontes como provedoras de sedimentos para a Formação Lagoa Formosa. O padrão de distribuição quase normal para o histograma da Figura 6.18, além do posicionamento da maioria das amostras nas áreas limítrofes dos campos representativos das possíveis áreas fontes, sugerem um grau elevado de mistura sedimentar. Segundo os dados isotópicos de Sm-Nd, a área de captação de sedimentos atuante durante a deposição da Formação Lagoa Formosa, aparentemente, amostrou várias unidades tectonoestratigráficas da Faixa Brasília.

Os valores menos negativos de  $\epsilon\text{Nd}_{(580\text{Ma})}$  (-10 a -4; média: -6), associado a idades modelos entre 1.4 e 1.9 Ga (média: 1.7 Ga) sugerem um baixo envolvimento direto de fontes do embasamento cratônico. Provavelmente, os grupos Paranoá, Canastra e Vazante contribuíram de forma significativa para o material sedimentar. Fontes magmáticas com assinaturas isotópicas

neoproterozoicas contribuíram também de forma importante para a proveniência da Formação Lagoa Formosa.

Apesar das amostras de jaspilitos mostrarem uma boa similaridade com os siltitos e diamictitos com relação às idades modelos, o mesmo não é válido quando  $\epsilon\text{Nd}_{(580\text{Ma})}$ ,  $f(\text{Sm}/\text{Nd})$  ou razões  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  são comparados (Figura 6.20). As amostras de jaspilitos possuem valores de  $\epsilon\text{Nd}_{(580\text{Ma})}$  menos negativas, posicionando-as mais relacionadas aos campos representativos de unidades relacionadas a arcos vulcânicos. Além disso, possuem fracionamento de Sm/Nd bem elevados, atingindo valores próximos aos típicos de basaltos de cadeia meso-oceânica (McLennan & Hemming, 1991).

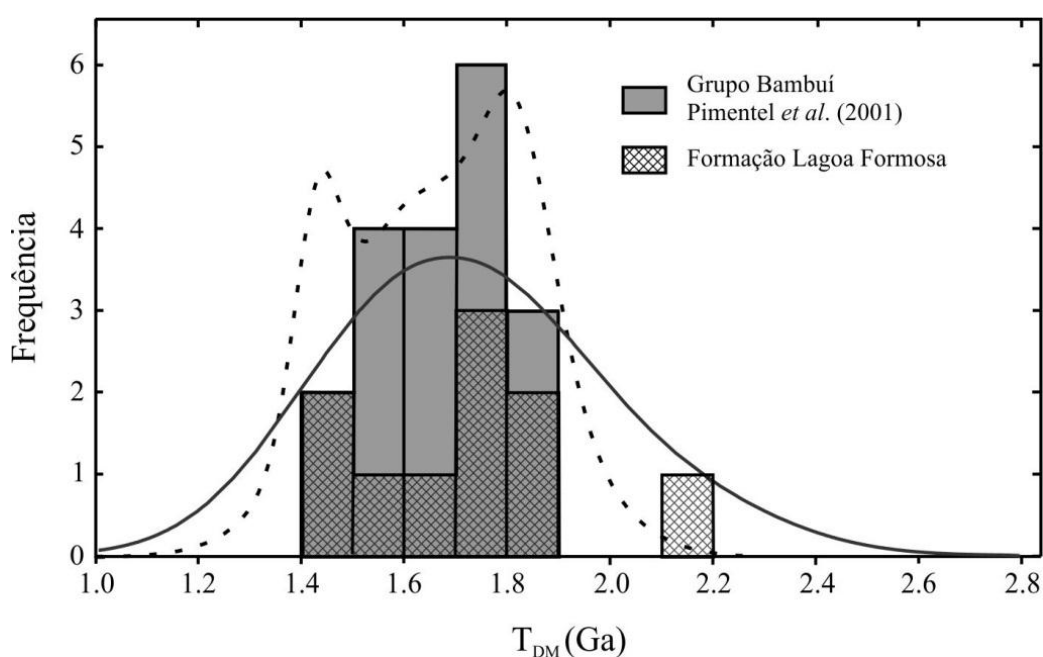


Figura 6.18: Histogramas de probabilidades estatísticas para idades modelos da Formação Lagoa Formosa e demais unidades do Grupo Bambuí (Pimentel *et al.*, 2001). Nota-se forte similaridade entre os dois grupos, com apenas uma amostra apresentando idade mais antiga. Padrão de distribuição quase normal para as idades modelos da Formação Lagoa Formosa sugerem elevado grau de mistura sedimentar.

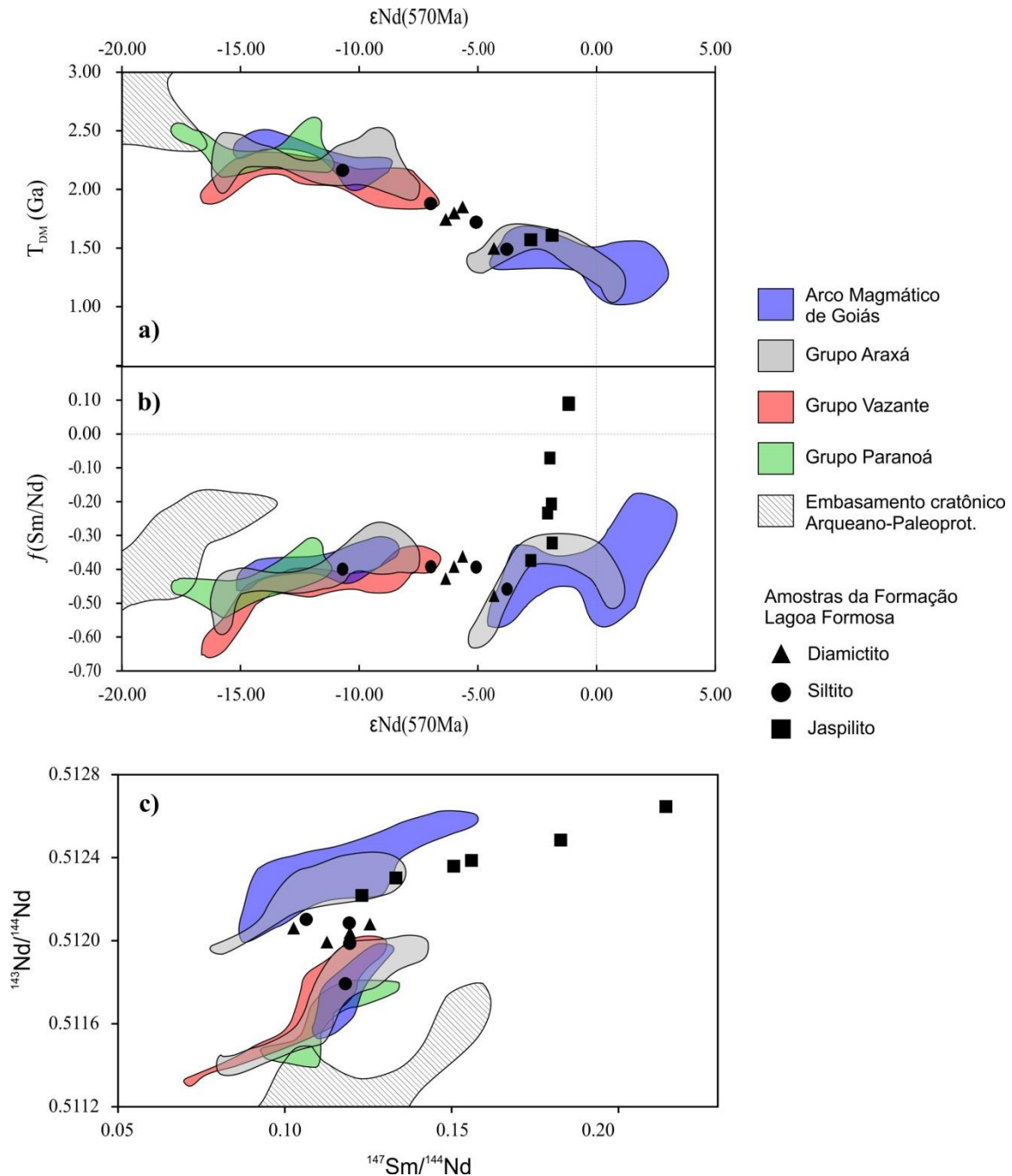


Figura 6.19: Diagramas comparativos para as características isotópicas de Nd das rochas da Formação Lagoa Formosa. Campos representativos de possíveis áreas fontes compilados a partir de Pimentel *et al.* (2000, 2001), Teixeira *et al.* (1996) e Noce *et al.* (2000)

No diagrama da Figura 6.19c, as amostras de jaspilitos plotam estabelecendo um *trend* isotópico para as razões  $^{147}Sm/^{144}Nd$  e  $^{143}Nd/^{144}Nd$ , o que não ocorre para nenhum conjunto de amostras sedimentares clásticas analisadas. A partir desse fato, isócronas Sm-Nd foram montadas para as amostras de jaspilitos de modo a investigar uma possível rehomogeneização isotópica sin ou pós-sedimentar (Figura 6.20). Foram selecionados diversos arranjos de amostras a fim de estabelecer

a variação de idades e ajustes isocrônicos possíveis de serem obtidos. Na Figura 6.20a todas as seis amostras de jaspilitos estão representadas, enquanto que nas Figura 6.20b e Figura 6.20c, as amostras são divididas segundo os afloramentos onde foram coletadas, sendo duas do afloramento GA-05 e quatro do afloramento GA-01, respectivamente. Finalmente, os dois últimos arranjos foram estabelecidos de modo a se obter o melhor arranjo isocrônico com mais de 3 amostras (Figura 6.20d), e a idade isocrônica mais jovem, com pelo menos 3 amostras (Figura 6.20e), independente do afloramento em que as amostras foram coletadas.

É notável a precisão das idades Sm-Nd, seja pra qualquer um dos cinco arranjos, em apresentar idades neoproterozoicas. Assim, duas possibilidades podem ser levantadas: (1) o Sm e Nd presente nos jaspilitos possuem fontes com assinaturas isotópicas de Nd puramente neoproterozoicas, e as isócronas (ou errócronas) estabelecidas, marcam a idade de extração mantélica dessas rochas fontes; (2) uma rehomogeneização isotópica ocorreu durante ou após a deposição dos jaspilitos e as idades Sm-Nd construídas marcam idades sinsedimentares, diagenéticas ou metamórficas. A primeira possibilidade poderia ser plausível se as idades modelos dos jaspilitos apresentassem idades neoproterozoicas apenas, o que não é um fato, evidenciando graus de misturas entre, por exemplo, fontes neoproterozoicas e paleo-mesoproterozoicas. Uma rehomogeneização isotópica parece ser a mais plausível, porém não é possível estabelecer, com a quantidade de informação disponível, a origem, natureza ou idade dessa rehomogeneização.

O processo de extração mantélica é o principal mecanismo de fracionamento isotópico do sistema Sm-Nd (e.g.: DePaolo, 1988). Porém, processos de maturação termal da matéria orgânica e formação de fases autigênicas, além de diagênese de soterramento em rochas arenosas podem ser capazes de perturbar o sistema Sm/Nd (e.g. Stille and Clauer, 1986; Bros *et al.*, 1992; Ehrenberg and Nadeau, 2002; Hannigan *et al.*, 2004; Chakrabarti *et al.*, 2007). Os processos envolvidos em uma possível rehomogeneização isotópica dos jaspilitos, seja sin ou pós-sedimentar, provavelmente são produtos da sobreposição de diversos fatores, desde a natureza da fonte sedimentar, passando pelos processos de acumulação e precipitação de formações ferríferas, incluindo interações com água do mar e sedimentos detríticos, até o envolvimento de processos diagenéticos e metamórficos.



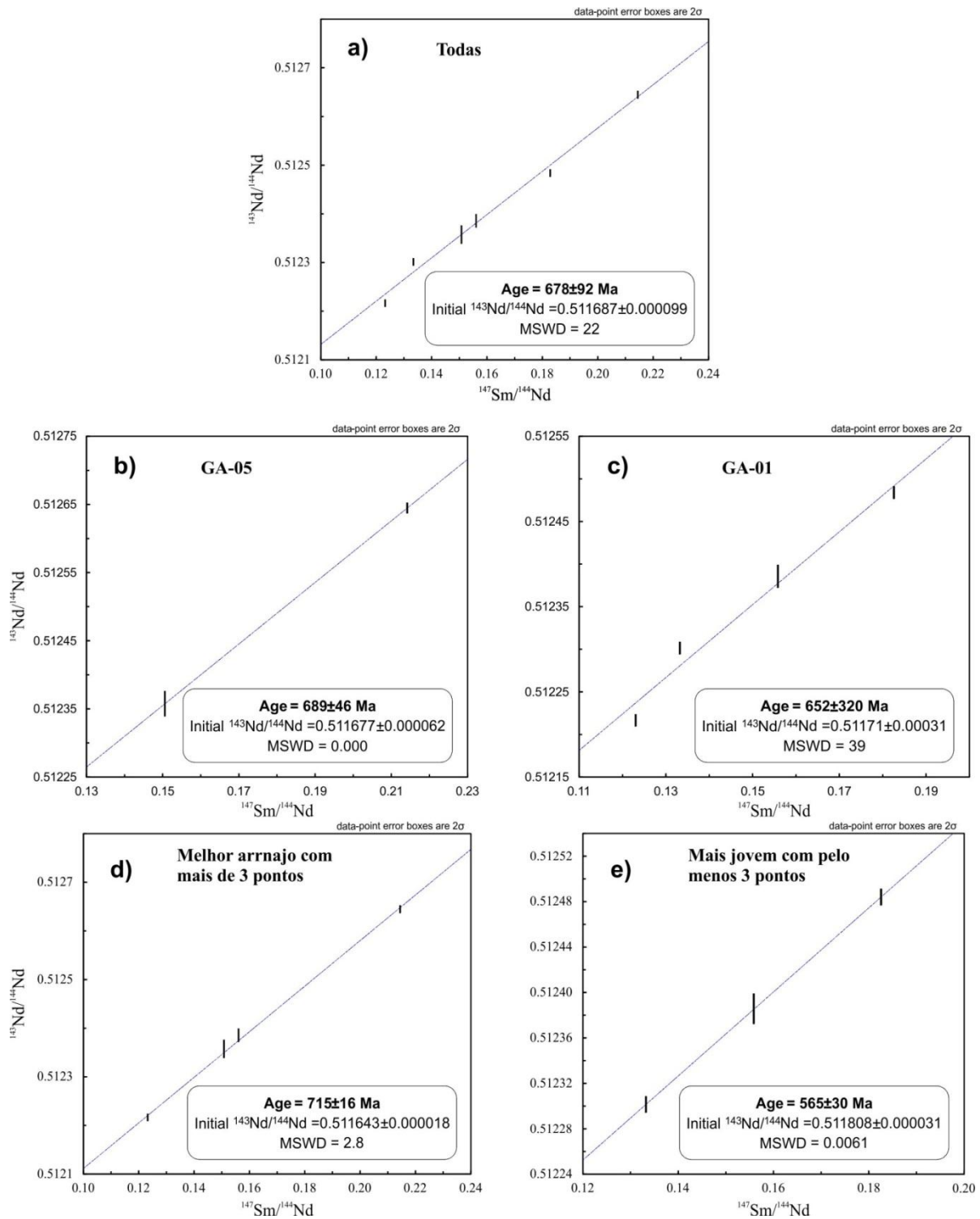


Figura 6.20: Isócronas Sm-Nd para diferentes arranjos de amostras de jaspilitos analisadas.

### 6.5.6. Camadas e clastos carbonáticos da Formação Lagoa Formosa

Os valores de isotópicos obtidos para a pedra de calcário mostram valores de  $\delta^{13}\text{C}$  constantes entre 2,5 e 3,3‰. Valores de  $\delta^{18}\text{O}$  também são constantes para a sequência estratigráfica. Somente as três amostras mais do topo mostram uma brusca mudança nos resultados de  $\delta^{18}\text{O}$ ,

apresentando valores menos negativos. Provavelmente processos de dolomitização mais intensos no topo da sequência imprimiram um resultado secundário, evidenciado principalmente pelos isótopos de oxigênio. A ocorrência limitada de lentes calcárias envolvidas por pelitos e arenitos da Formação Lagoa Formosa, bem como os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  recém apresentados, colocam essas ocorrências como não correlatas às unidades carbonáticas clássicas do Grupo Bambuí: Formação Sete Lagoas e Formação Lagoa do Jacaré. Como já descrito por Seer *et al.* (1987, 1989), Baptista (2004) e Uhlein *et al.*, (2011b), as lentes calcárias foram depositadas segundo os processos de sedimentação da Formação Lagoa Formosa e não são passíveis de serem correlacionadas, pelo menos estratigraficamente, com as formações Sete Lagoas ou Lagoa do Jacaré.

Os clastos coletados em ortoconglomerado tiveram seus valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  comparados com os sinais isotópicos dos carbonatos dos Grupos Vazante e Paranoá; duas prováveis áreas fontes. A maioria dos clastos possuem valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  que sobrepõem com a área representativa dos carbonatos do Grupo Vazante, e apenas uma amostra apresenta valores típicos dos carbonatos do Grupo Paranoá (Figura 6.21)

As amostras de clastos de dolomito mostram certa covariação entre os valores isotópicos de carbono e oxigênio, com  $R^2=0.77$ . Provavelmente essa covariação é causada por perturbações isotópicas secundárias. Assim, os valores medidos para  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  devem ser considerados com cautela.

Apesar do diagrama da Figura 6.22 não ser assertivo com relação a uma área fonte específica, fica claro que esses clastos são externos à bacia e não são produtos de retrabalhamento das lentes carbonáticas da própria formação Lagoa Formosa. Áreas fontes como o grupo Vazante e Paranoá são as mais prováveis, frente aos valores isotópicos aqui apresentados e aos inúmeros pontos discutidos nos itens anteriores.

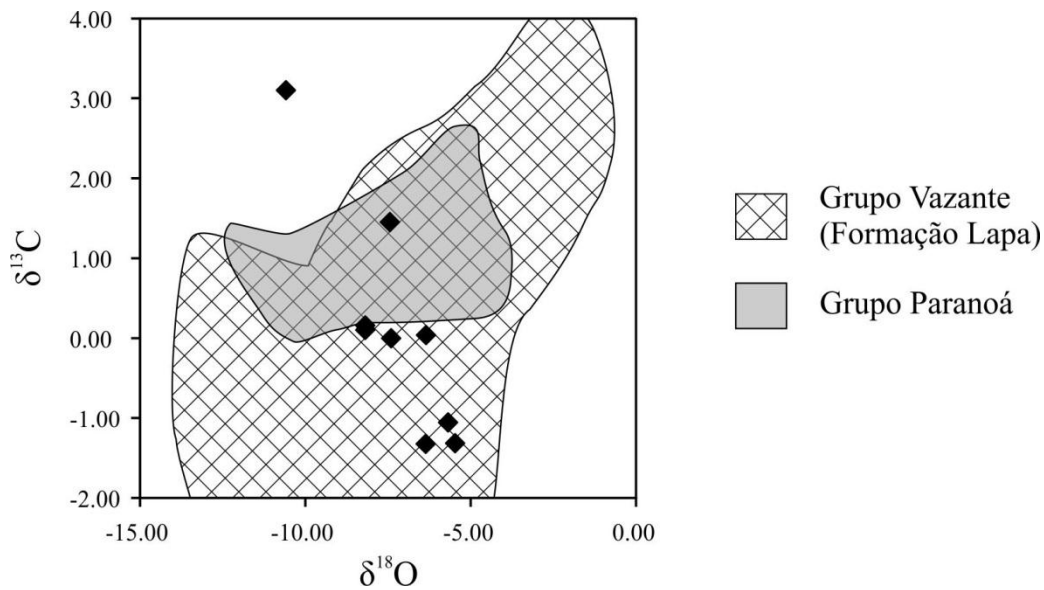


Figura 6.21: Diagrama  $\delta^{13}\text{C}$  vs.  $\delta^{18}\text{O}$  para os clastos de dolomito coletados em ortoconglomerado. Campos representativos do Grupo Vazante segundo Azmy *et al.* (2006) e Grupo Paranoá segundo Santos *et al.* (2000) e Alvarenga *et al.* (2007).

## 6.6. Conclusões

A partir dos dados litoquímicos e isotópicos discutidos neste trabalho, as seguintes conclusões podem ser estabelecidas:

A Formação Lagoa Formosa possui idade máxima de sedimentação fixada em ~590 Ma e idade deformacional em torno de 567 Ma, restringindo sua evolução ocorrida durante o Ediacarano. Aspectos evolutivos e de proveniência corroboram com a inserção da Formação Lagoa Formosa na estratigrafia clássica do Grupo Bambuí, com sugestão de correlação lateral com as formações Serra da Saudade e Três Marias, a leste da área trabalhada.

Os dados isotópicos de U-Pb, além de carbono e oxigênio em clastos carbonáticos, evidenciam uma forte participação de sequências pré-colisionais, tipo margem passiva, na proveniência da Formação Lagoa Formosa, com influência menor das unidades sin-orogênicas, como os grupos Araxá e Ibiá. O Arco Magmático de Goiás insere-se no mesmo grupo das unidades sin-colisionais, com menor participação na proveniência. Por sua vez, dados isotópicos de Sm-Nd com idades modelos e  $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$  em torno de 1.7 Ga e -6, respectivamente, implica em elevado grau de mistura sedimentar entre fontes mais antigas (embasamento ou sequências tipo margem passiva) e fontes neoproterozoicas (Arco Magmático de Goiás e grupos Araxá e Ibiá).

Proveniência a partir de granitos tardi a sin-tectônicos (~590-570 Ma) intrusivos em sequência vulcânica máfica (930-640 Ma) explica a abundância de zircões ediacaranos, mas o limitado número de zircões criogenianos a tonianos nas amostras da Formação Lagoa Formosa.

Enquanto o número limitado de zircões passíveis de serem extraídos dos termos máficos dificulta uma análise de proveniência abrangente, clastos de rochas máficas em conglomerado, ocorrência de formações ferríferas na bacia e dados isotópicos de Sm-Nd evidenciam uma forte participação na proveniência oriunda de termos máficos, provavelmente pertencentes ao Arco Magmático de Goiás.

Os jaspilitos descritos para a unidade em questão representam ocorrência muito limitada no Grupo Bambuí. Um estudo complementar desses litotipos tem potencial para compreender melhor mudanças climáticas, tectônicas e biogeoquímicas ocorridas durante a evolução do Grupo Bambuí. Além disso, a idade máxima de sedimentação estabelecida em ~590 Ma coloca essa ocorrência como uma das poucas, se não a única, comprovadamente ediacarana.

Os diamictitos mostram clastos de siltitos e subordinadamente de arenitos, carbonatos e conglomerados, indicando proveniência a partir de retrabalhamento do próprio Grupo Bambuí. Os ortoconglomerados mostram proveniência algo diferente, com a maioria dos clastos constituídos por rochas máficas, granitóides, carbonatos, quartzitos e metapelitos. Os ortoconglomerados sugerem sedimentação com proveniência de rochas do arco magmático e unidades metassedimentares mais antigas.

Considerando uma idade máxima de sedimentação em ~590 Ma, parte da Formação Lagoa Formosa pode ter depositado em período de relativa quiescência, entre o pico metamórfico/deformacional da Faixa Brasília (~630 Ma) e o posicionamento das nappes ao sul da área estudada (~567 Ma). Assim, retrabalhamento de litotipos recém depositados, ilustrados pelos diamictitos, podem ter relação com variações locais do nível de base, já em estágios finais de deposição do Grupo Bambuí.

## ❖ CAPÍTULO IV

### 7. SIGNIFICADO ESTRATIGRÁFICO DAS FORMAÇÕES CARRANCAS E LAGOA FORMOSA E A EVOLUÇÃO DO GRUPO BAMBUÍ EM MINAS GERAIS.

A evolução do Grupo Bambuí e os fatores tectônicos, climáticos e biogeoquímicos que contribuíram para o desenvolvimento da bacia ainda são temas de profundos debates (e.g.: Fairchild *et al.*, 1996; Chang *et al.*, 1998; Castro & Dardenne, 2000; Martins & Lemos, 2007; Vieira *et al.*, 2007a,b; Caxito *et al.*, 2012; Alvarenga *et al.*, 2012). Os dados apresentados neste trabalho sobre proveniência e evolução das formações Carrancas e Lagoa Formosa, também possuem o objetivo de corroborar com modelos já desenvolvidos e/ou apresentar novas hipóteses interpretadas a partir dos dados inéditos apresentados.

As duas unidades estratigráficas aqui estudadas encontram-se em localidades-chave para uma percepção de processos bacinais distintos atuantes, além de possuírem dados de proveniência muito particulares, o que contribui significativamente para desmembrar os dados, por vezes, monótonos, obtidos em outras unidades do Grupo Bambuí. A Formação Lagoa Formosa posiciona-se na margem ocidental do Grupo Bambuí, próxima ao limite com a Faixa Brasília. Mostra uma extensa franja de diamictitos, para e ortoconglomerados, siltitos, arenitos, jaspilitos e carbonatos aflorantes em grande parte do limite meridional sudoeste do Cráton do São Francisco com a Faixa Brasília. Possui proveniência principal oriunda da Faixa Brasília, com contribuição máfica significativa, fornecendo grandes quantidades de ferro para a bacia. A grande quantidade de clastos de siltitos e arenitos arcozianos presentes nos diamictitos evidenciam retrabalhamento intrabacinal e permite inferir a presença de discordâncias internas. Além disso, mostra contribuição de áreas fontes com zircões mais novos, em torno de 590 Ma, posicionando-a no Ediacarano e sendo temporalmente correlacionado às unidades superiores do Grupo Bambuí.

A Formação Carrancas está exposta no outro extremo da bacia, no seu limite leste meridional, próximo à transição com a Faixa Araçuaí. Constituída por conglomerados, siltitos, ritmitos e arenitos, assenta-se sobre granitos e gnaisses em paleo-alto do embasamento arqueano-paleoproterozoico do Cráton do São Francisco (Alto de Sete Lagoas). Possui afloramentos descontínuos, com particularidades intrínsecas a cada um, com sugestões estratigráficas, geoquímicas e isotópicas para deposição em bacias isoladas em grábens do embasamento. Possui grande parte de sua proveniência relacionada às rochas do embasamento local, mas com alguma contribuição de fontes mais jovens.

O Grupo Bambuí possui sua evolução relacionada à geração de uma bacia do tipo *foreland*, associada ao desenvolvimento orogênico da Faixa Brasília (Chang *et al.* 1988, Guimarães 1997, Castro & Dardenne 2000, Dardenne 2000, Alkmim & Martins-Neto, 2001). Atualmente, Zalan & Romeiro Silva (2007) e Martins & Lemos (2007) consideram o Grupo Bambuí com características de bacia intracratônica na base, transicionando para uma bacia *foreland* apenas nas suas unidades superiores.

Segundo DeCelles & Giles (1996) e Catuneanu (2004) as bacias do tipo *foreland* podem ser subdivididas em quatro depozonas ou províncias flexurais, da frente orogênica para a região cratônica: *wedge-top*, *foredeep*, *forebulge* e *back-bulge*, com geometrias deposicionais e histórias evolutivas distintas, formadas essencialmente devido à subsidência flexural proporcionada pela carga das frentes de empurrão sobre o embasamento da bacia. A depozona *wedgetop* alinha-se paralelamente ao cinturão de dobramentos, e contém o material mais grosso e imaturo da bacia, com grande proveniência de rochas do orógeno. Possui discordâncias progressivas e crescimento de estruturas sinsedimentares. O *foredeep* representa a zona de maior acúmulo de sedimentos da bacia, com dupla proveniência do arco e do lado cratônico. A depozona *forebulge* é uma região de soerguimento flexural do lado cratônico do *foredeep*. Pode haver soerguimento controlado por falhas, com depocentros locais. Se subaquoso, contribui para a formação de extensas plataformas carbonáticas. O *backbulge* possui baixas taxas de subsidência, com proveniência principal do lado cratônico e de partes do *forebulge*, mas nem sempre está presente em todas as bacias *foreland*.

O preenchimento sedimentar de uma bacia *foreland* registra a interação entre o crescimento e avanço da frente de empurrão, o ajuste isostático da litosfera cratônica ao peso da cunha orogênica, ângulo de superfície da cunha orogênica, e os processos superficiais de transporte de material da cadeia de montanha para a bacia. A rigidez flexural do embasamento além de sua história evolutiva são fatores de primeira ordem no controle das zonas deposicionais (Sinclair, 1991; Allen & Allen, 2005).

A partir do controle dos diferentes processos, dois estágios de preenchimento de bacias tipo *foreland* são identificáveis: um estágio *underfilled* e outro *overfilled* (Flemings & Jordan, 1989; Allen *et al.*, 1991; Sinclair & Allen, 1992; Sinclair *et al.*, 1991, Sinclair, 1997) . O primeiro representa os estágios iniciais de evolução da bacia. A sedimentação ocorre somente de forma subaquosa, com predomínio de turbiditos, pelitos e carbonatos. Tem como característica um avanço da frente orogênica relativamente rápido e baixas taxas de sedimentação na bacia. O estágio *overfilled* geralmente ocorre como uma transição a partir do *underfilled*. Possui sedimentação predominantemente continental, com fácies fluviais, lacustres e transicionais. Maiores taxas de sedimentação são características, além de um lento avanço da frente orogênica. O segundo estágio

não necessariamente precisa ser precedido do primeiro, e nem sempre uma bacia *foreland* irá evoluir até um estágio de sedimentação continental. A interação entre os vários controles tectônicos colocam particularidades entre as diferentes bacias (Sinclair *et al.*, 1991).

O fato de o Grupo Bambuí possuir seu desenvolvimento relacionado com a orogenia da Faixa Brasília, tanto sob os aspectos deposicionais quanto tectônicos, fazem com que uma interpretação de deposição em bacia *foreland* seja algo esperado. As características de proveniência e evolutivas das formações Carrancas e Lagoas Formosa, aqui apresentadas, corroboram para uma bacia tipo *foreland* para o Grupo Bambuí, possivelmente, mais abrangente do que atualmente considerado.

Sendo o Grupo Bambuí composto predominantemente por carbonatos e pelitos, com ocorrência de arenitos fluviais e deltaicos somente na unidade mais superior, sugere-se uma evolução do tipo *underfilled* para a bacia durante a deposição marinha das formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade, com variações cíclicas entre sedimentações pelíticas em águas mais profundas, e carbonatos em águas rasas. Somente para o topo, com o surgimento de sistemas deposicionais continentais na Formação Três Marias, um estágio *overfilled* é desenvolvido, provavelmente devido à diminuição do espaço de acomodação na bacia.

Considerando o posicionamento geográfico da Formação Lagoa Formosa, bem como suas características sedimentológicas e de proveniência, é factível que seja interpretada como sendo depositada em uma zona deposicional tipo *wedgetop* ou *foredeep* proximal, da mesma forma que Uhlein *et al.*, (2011b) já haviam sugerido. A proveniência a partir de unidades da Faixa Brasília, bem como retrabalhamentos intra-baciais, podem ter se formado a partir dos consequentes falhamentos e soerguimentos de blocos causados pela tectônica sin-sedimentar provinda das frentes de empurrão. Falhas inversas teriam causado não só a exposição de blocos de unidades pré a sin-orogênicas da Faixa Brasília, mas também dos próprios litotipos recém depositados da Formação Lagoa Formosa e do próprio Bambuí.

Em outro ponto de vista, considerando a idade máxima de sedimentação de ~590 Ma para a Formação Lagoa Formosa, a mesma pode ter sido depositada em um momento de relativa quiescência tectônica, entre o pico metamórfico e deformacional da Faixa Brasília (~630 Ma) e o alojamento das nappes externas da Faixa Brasília (~567 Ma), ainda durante a fase compressiva do orógeno. Assim, as cadeias orogênicas de montanha forneceriam os sedimentos para a bacia, e o retrabalhamento interno seria produto de uma regressão forçada, com consequente escavação de vales incisos em litotipos recém depositados. A regressão forçada é produto do soerguimento flexural do *forebulge* devido ao alívio de peso da contínua erosão das frentes de empurrão. A regressão forçada gera a escavação de vales incisos em sedimentos recém-depositados, gerando fácies conglomeráticas intraformacionais, assim como os diamictitos do topo da Formação Lagoa Formosa.

Tal quadro é descrito por Catuneanu *et al.* (1998, 2012) na bacia *foreland* do Karoo, na África do Sul, onde soerguimento do *foredeep* é causado por reajuste litostático do embasamento da bacia frente ao contínuo alívio de carga causado pela erosão das frentes de empurrão. Entre ~600 e 560 Ma, estima-se que aproximadamente 12 a 18 km de crosta continental da Faixa Brasília tenha sido removida por erosão (Pimentel *et al.*, 1996), sugerindo assim, que durante a deposição da Formação Lagoa Formosa, um reajuste litostático por alívio de carga, durante período de quiescência tectônica, possa ter de fato ocorrido.

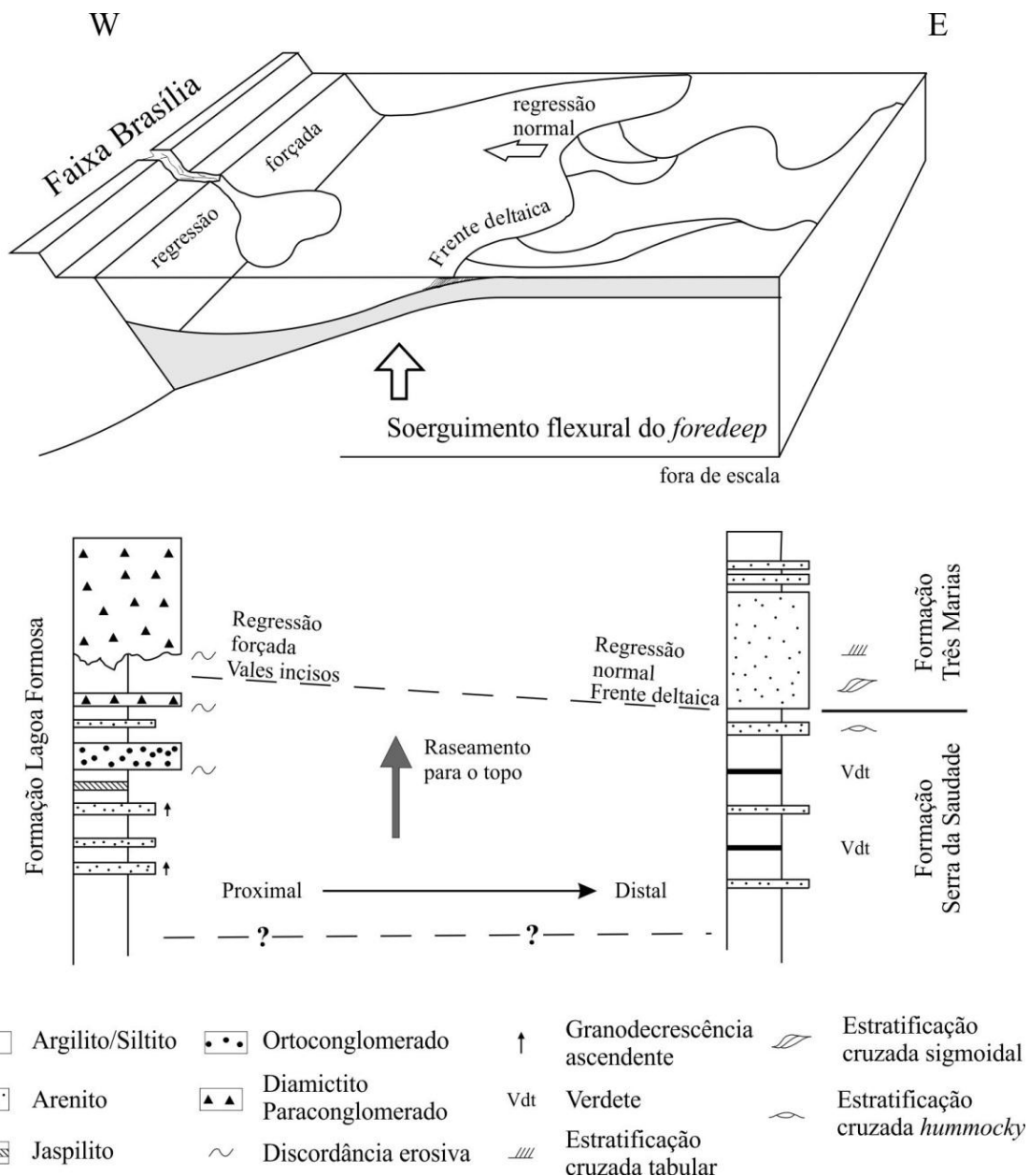


Figura 7.1: Bloco diagrama e perfis gráficos sedimentares ilustrando o soerguimento de *forebulge* e consequente regressão marinha, além de correlações estratigráficas entre a Formação Lagoa Formosa e as formações Serra da Saudade e Três Marias. Dados estratigráficos compilados de Uhlein *et al.* (2011b, 2011c), Reis (2011) e Martins *et al.* (2011).



Na região do Alto Paranaíba (oeste de MG), as formações Serra da Saudade e Três Marias parecem correlacionar lateralmente à Formação Lagoa Formosa. A partir da Figura 7.1, correlações são sugeridas entre a porção inferior da Formação Lagoa Formosa (Associação de Siltitos) com a Formação Serra da Saudade, e a porção superior da Formação Lagoa Formosa (Associação de Diamictitos) com a Formação Três Marias, aflorantes na região do Alto Paranaíba, MG. A Associação de Siltitos e a Formação Serra da Saudade mostram relação proximal e distal, respectivamente, de deposição em *foredeep* subaquoso. Fluxos turbidíticos silto-arenosos, com entradas pontuais de canais conglomeráticos, passam lateralmente para franjas distais pelíticas em profundidades mais elevadas, onde predomina a decantação de material fino. A ocorrência de jaspilitos na Associação de Siltitos sugere um progressivo raseamento da bacia, com influência de águas mais oxigenadas suficientes para a oxidação e precipitação do Fe. Para o topo, um espesso pacote de diamictitos com grande predominância de clastos intraformacionais marca uma regressão forçada com consequente formação de vales incisos sobre litotipos recém depositados. Na porção distal, uma regressão normal é ilustrada pela entrada gradual de areia na bacia, gerando estratificações cruzadas do tipo hummocky, até cruzadas sigmoidais, já em sistema de frente deltaica. Quadro muito semelhante é descrito para porções proximais e distais de *foredeep* soerguido na bacia do Karoo, África do Sul (Catuneanu *et al.*, 2012).

Relação como essa reforça o caráter de bacia *foreland* para o Grupo Bambuí e sugere uma deposição para a Formação Lagoa Formosa contemporânea a um período de relativa quiescência tectônica, o qual permitiu um soerguimento do *foredeep* e consequente regressão do nível de base.

A Formação Carrancas também corrobora com uma interpretação de evolução em bacia *foreland* para o Grupo Bambuí, desde as suas unidades mais basais. Zonas de *forebulge* mostram frequentemente discordâncias sin-sedimentares, com soerguimento controlado por falhas e depocentros locais (Crampton & Allen, 1995; DeCelles & Giles, 1996; Allen & Allen, 2005). As zonas deposicionais de *forebulge* alinham-se paralelamente à zona orogênica, mais próximo do lado cratônico da bacia. A Formação Carrancas mostra características similares com as atribuídas a sedimentos depositados em zonas de *forebulge* nos estágios iniciais de deposição. Fatores como: fácies conglomeráticas com quase a totalidade dos clastos provindos do embasamento local; decantação de pelitos conjuntamente com atividade orgânica na bacia; soerguimento do embasamento com geração de falhas sin-sedimentares; e sedimentação contemporânea a espessos pacotes carbonáticos, todos apontam para uma deposição em grábens com depocentros locais, em *forebulge* subaquoso propenso a ciclos transgressivos e regressivos de baixa frequência.

Dois altos do embasamento são identificáveis no Grupo Bambuí: o alto de Sete Lagoas, na porção sul da bacia e onde a Formação Carrancas aflora, e o alto de Januária-Correntina, na divisa

entre MG e BA (Alkmim, 2004; Iglesias & Uhlein 2009). Os dois formam um trend aproximadamente N-S, separados pelo baixo de Pirapora. Os dois altos concentram os depósitos carbonáticos mais significativos da bacia, representados pela Formação Sete Lagoas, com espessuras de até 500 metros (Vieira *et al.*, 2007a; Iglesias & Uhlein, 2009). No baixo de Pirapora estão os mais baixos valores gravimétricos da bacia (Alkmim, 2004). A quase ausência da Formação Sete Lagoas e predominância de pelitos das Formações Serra de Santa Helena e Serra da Saudade, além das lentes carbonáticas da Formação Lagoa do Jacaré no baixo de Pirapora, mostram um comportamento deposicional distinto para essa região. Os bancos carbonáticos outrora comuns sobre os altos do embasamento desaparecem no baixo de Pirapora. Explicação para essa relação pode estar na diferença de rigidez flexural dos diferentes embasamentos. O alto de Sete Lagoas e o de Januária-Correntina são compostos, predominantemente, por granitos-gnaisses-milonitos arqueanos e paleoproterozoicos, enquanto que o baixo de Pirapora possui as rochas metassedimentares do Grupo Conselheiro Mata (Supergrupo Espinhaço) como embasamento. Sendo a rigidez flexural do embasamento um controle de primeira ordem em bacias *foreland* (Allen & Allen, 2005), as características tão distintas entre os dois tipos de embasamento para a margem oriental da bacia ficam impressas nas características estratigráficas do Grupo Bambuí. Provavelmente, a menor rigidez flexural do embasamento metassedimentar do baixo de Pirapora forneceu uma subsidência maior para a bacia, contribuindo para uma maior decantação pelítica e impossibilitando a ocorrência de grandes bancos carbonáticos, comuns nos altos de Sete Lagoas e Januária-Correntina.

A disposição clássica de uma bacia *foreland* compreende uma margem em contato com um cinturão orogênico, o qual fornece a carga crustal para a subsidência flexural da bacia, e, na margem oposta, um embasamento cratônico estável. Contrariamente a grande maioria das bacias tipo *foreland* analisadas, o Grupo Bambuí mostra-se cercado e influenciado por dois principais cinturões orogênicos neoproterozoicos, a Faixa Brasília, a oeste e a Faixa Araçuaí, a leste. É senso comum a influência da Faixa Brasília no desenvolvimento do Grupo Bambuí. O desenvolvimento orogênico da Faixa Araçuaí, com transporte de massa de leste para oeste, pode ter também contribuído para a evolução sedimentar tardia do Grupo Bambuí, porém, a natureza e o grau de interferência ainda são desconhecidos. Até que ponto uma flexura secundária do embasamento da bacia, promovida pela carga das frentes de empurrão da Faixa Araçuaí pode ter mascarado e interferido nas características primárias desenvolvidas pela evolução orogênica da Faixa Brasília? O Grupo Bambuí, em Minas Gerais, possui diversos aspectos que possibilitam uma estreita relação com outras bacias tipo *foreland* pelo mundo, porém, particularidades únicas impedem uma análise simplista quanto à evolução da bacia, e o uso de múltiplas ferramentas estratigráficas, geoquímicas e isotópicas se fazem extremamente necessárias a fim de melhor compreender sua evolução.

## ❖ CAPÍTULO V

### 8. CONCLUSÕES FINAIS

Os estudos de proveniência sedimentar e estratigráficos efetuados nas formações Carrancas e Lagoa Formosa, pertencentes ao Grupo Bambuí em Minas Gerais, e apresentados nessa dissertação de mestrado, forneceram dados e interpretações que contribuem para um melhor conhecimento geológico do Grupo Bambuí. Apresenta-se aqui conclusões finais da dissertação de mestrado, enumeradas a seguir:

✓ *Acerca da evolução geológica e proveniência sedimentar da Formação Carrancas:*

As fácies sedimentares da Formação Carrancas foram depositadas em bacias parcialmente restritas desenvolvidas sobre o embasamento arqueano-paleoproterozoico do Cráton do São Francisco, em sua porção meridional. O desenvolvimento dos espaços de acomodação é interpretado como produto de falhamentos no embasamento cratônico, com geração de depocentros localizados (grabens). Soerguimentos e subsidências do embasamento favoreceram a geração de falhamentos sinsedimentares e segmentação intrabacinal, gerando sub-bacias mais e menos restritas à massa de água da bacia Bambuí. A ocorrência de folhelhos negros com conteúdos orgânicos e dolomitos com altos valores isotópicos de carbono corroboram com uma interpretação de bacias parcialmente restritas e biologicamente ativas. Interpreta-se que o aporte sedimentar para os espaços de acomodação tenha ocorrido por intemperismo químico e físico, e consequente erosão, de bordas de falhas, sem influência glacial. Os estudos de proveniência indicam grande predomínio de áreas fontes representadas pelo embasamento local, tanto nos aspectos de campo, com quantidades significativas de clastos de quartzitos, granitos e gnaisses em conglomerados, quanto no espectro de idades U-Pb de zircões detriticos, o qual mostra idades representativas de todas as fases de evolução do embasamento cratônico. Por sua vez, dados Sm-Nd mostram dois padrões de proveniência distintos: um que segue os dados de campo e de idades U-Pb, mostrando proveniência de rochas crustais antigas; e outro padrão que sugere a participação de uma segunda fonte com evolução isotópica do Nd mais jovem, provavelmente de idade neoproterozoica. A dicotomia entre os dois grupos de dados isotópicos Sm-Nd, conjugadas com relações de campo, reforçam a interpretação de segmentação em sub-bacias, favorecida por tectônica sinsedimentar do embasamento, com reflexo no desenvolvimento de fortes variações laterais dos padrões de proveniência. Correlações com sequências depositadas em zonas deposicionais *forebulge* de bacias *foreland* merecem ser analisadas

com mais atenção, uma vez que são várias as similaridades sedimentológicas e estratigráficas da Formação Carrancas com essas sequências.

✓ *Acerca da evolução geológica e proveniência sedimentar da Formação Lagoa Formosa:*

A Formação Lagoa Formosa apresenta dados geocronológicos U-Pb em zircões detríticos com idades entre 580-590 Ma e também entre 1,2 e 3,0 Ga. Isto sugere proveniência sedimentar principal a partir de rochas de intrusões graníticas pós-tectônicas e de unidades metassedimentares pré-orogênicas da Faixa Brasília, respectivamente. Participação de sequências pré a sin-orogênicas como o Arco Magmático de Goiás ou os grupos Araxá e Ibiá é menor, uma vez que há uma ocorrência pequena de zircões criogenianos e tonianos. Por sua vez, dados Sm-Nd mostram um grau de mistura sedimentar elevada para múltiplas áreas fontes, e sugerem uma contribuição sedimentar provinda do Arco Magmático de Goiás. Corroborando com os dados de Sm-Nd, identificou-se presença de rochas máficas como clastos em ortoconglomerados na Formação Lagoa Formosa. Assim, interpreta-se que o Arco Magmático de Goiás tenha de fato servido de área fonte, contribuindo com grande carga isotópica de Nd e clastos de rochas máficas, mas pouca carga de zircões detríticos, provavelmente pela natureza mineralógica da área erodida. A ocorrência de jaspilitos reforça a importância da erosão de substrato máfico no desenvolvimento da Formação Lagoa Formosa. A Formação Lagoa Formosa tem sua idade máxima de sedimentação balizada pela média das modas de idades U-Pb mais jovens, e estabelecida em aproximadamente 590 Ma. Sua idade mínima é interpretada como a idade de resfriamento de muscovitas em nappes da Faixa Brasília, que recobrem rochas do Grupo Bambuí a sul da área estudada (K-Ar, ~570 Ma). Assim, possui uma evolução deposicional ocorrida no final do Neoproterozoico (Ediacarano) e correlaciona-se às unidades de topo do Grupo Bambuí. Correlação como essa é ilustrada também em relações de campo, os quais mostram progressiva regressão sedimentar para o topo da Formação Lagoa Formosa, com geração de vales incisos e deposição de diamictitos intraformacionais; e na transição das formações Serra da Saudade-Três Marias, a qual grada de pelitos para arenitos sigmoidais de frente deltaica. Regressão forçada em borda de bacia (Formação Lagoa Formosa) e regressão normal em porções mais interioranas (formações Serra da Saudade-Três-Marias) é explicada por deposição sedimentar durante relativa quiescência tectônica das frentes de empurrão, as quais são progressivamente erodidas, aliviando a carga sobre o embasamento da bacia *foreland* e gerando um movimento flexural contrário, com soergimento progressivo e regressões diferenciadas pela bacia. A ocorrência de formações ferríferas evidencia características hidrogeoquímicas muito particulares

alcançadas nos sítios deposicionais da Formação Lagoa Formosa e representa uma das poucas, se não a única, formação ferrífera neoproterozoica depositada durante o Ediacarano.

## 9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ali K.A., Stern R.J., Manton W.I., Kimura J.I., Khamees H.A. 2009. Geochemistry, Nd isotopes and U/Pb SHRIMP zircon dating of Neoproterozoic volcanic rocks from the Central Eastern Desert of Egypt: new insights into the 750 Ma crust-forming event. *Precambrian Research*, 171:1–22.
- Alkmim F.F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. *In: V. Mantesso-Net; A. Bartorelli; C.D.R. Carneiro; B.B. Brito-Neves (orgs.) Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, Beca, São Paulo, p.: 17–35.*
- Alkmim F.F.; Brito-Neves B.B.; Alves J.A.C. 1993. Arcabouço Tectônico do Cráton do São Francisco - Uma revisão. *In: J.M.L. Dominguez; A. Misi (Org.). O Cráton do São Francisco. Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo BA/SE, 1993, p. 1-215.*
- Alkmim F.F. & Martins-Neto M.A. 2001. A bacia intracratônica do São Francisco: arcabouço estrutural e cenários evolutivos. *In: C.P. Pinto & M.A. Martins-Neto (eds.). A Bacia do São Francisco geologia e recursos naturais. SBG, Belo Horizonte, p.: 9-30.*
- Allen P.A. & Allen J.R. 2005. *Basin Analysis: Principles and Applications*, 2nd ed., Blackwell Publishing, 549 pp.
- Allen P.A., Crampton S.L., Sinclair H.D. 1991. The inception and early evolution of the North Alpine *foreland* basin, Switzerland: *Basin Research*, 3:143–163.
- Allen P.A. & Hoffman P.F. 2005. Extreme winds and waves in the aftermath of a Neoproterozoic glaciation. *Nature* 433:123–127.
- Almeida F. F. M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7(4):349-364.
- Algeo T.J. & Lyons T.W. 2006. Mo-total organic carbon covariation in modern anoxic marine environments: implications for analysis of paleoredox and paleohydrographic conditions. *Paleoceanography* 21, PA1016
- Alvarenga C.J.S., Dardenne M.A., Vieira L.C., Martinho C.T., Guimarães E.M., Santos R.V., Santana R.O. 2012. Estratigrafia da borda ocidental da bacia do São Francisco. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 20(1/2):145-164.
- Alvarenga C.J.S., Della Giustina M.E.S., Silva M.G.C., Santos R.V., Gioia S.M.C., Guimarães E.M., Dardenne M.A., Sial A.N., Ferreira V.P. 2007. Variações dos isótopos de C e Sr em carbonatos pré e pós-glaciação Jequitaiá (Esturtiano) na região de Bezerra-Formosa, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 37:147–155.
- Andersen T. 2005. Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: Limiting conditions from statistics and numerical simulation. *Chemical Geology*, 216:249-270.
- Ávila C.A., Teixeira W., Bongioiolo E.M., Dussin I.A., Vieira T.A.T. 2014. Rhyacian evolution of subvolcanic and metasedimentary rocks of the southern segment of the Mineiro belt, São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*, 243:221-251.
- 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.
- Babinski M., Pedrosa-Soares A.C., Trindade F.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., 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., Vieira, L.C., Trindade R.I.F. 2007. Direct dating of the Sete Lagoas cap carbonate (Bambuí Group, Brazil) and implications for the Neoproterozoic glacial events. *Terra Nova* 19:401–406.
- Baldwin G.J., Turner E.C., Kamber B.S. 2012. A new depositional model for glaciogenic Neoproterozoic iron formation: insights from the chemostratigraphy and basin configuration of the Rapitan iron formation. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 49(2):455–476.
- Baptista M.C. 2004. Análise estratigráfica e paleoambiental do Grupo Bambuí em Lagoa Formosa – MG. Inst. de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Disserta o de Mestrado. 175p.
- Barbosa O. 1965. Série Bambuí. *In*: SBG, Congr. Bras. Geol., 19, Rio de Janeiro, Anais, p.15.
- Basta F.F., Maurice A.E., Fontbote L., Favarger P.-Y. 2011. Petrology and geochemistry of the banded iron formation (BIF) of Wadi Karim and Um Anab, Eastern Desert, Egypt: implications for the origin of Neoproterozoic BIF. *Precambrian Research*, 187(3–4):277–292.
- Batchelor R.A. & Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48:43–55.
- Bhatia M.R. & Crook K.A.W. 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92:181–193.
- Bonhomme, M.G.; Cordani, U.G.; Kawashita, K., Macedo, M.H.F.; Thomaz Filho, A. 1982. Radiochronological age and correlation of Proterozoic sediments in Brazil. *Precambrian Research*, 18:103-118.
- Bouma A.H. 1962. *Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation*. Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- Boynton W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *In*: P. Henderson (ed.) *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, p.: 63-114.
- Braun O.P.G. 1968. Contribui o   estratigrafia do Bambuí. *In*: SBG, Congr. Bras. Geol., 22, Anais, Belo Horizonte, p.154-166.
- Bros R., Stille P., Gauthier-Lafaye F., Weber, F., Clauer N. 1992. Sm–Nd isotopic dating of Proterozoic clay material: an example from the Francevillian sedimentary series, Gabon. *Earth and Planetary Science Letters*, 113:207–218.
- B hn B., Pimentel M.M., Matteini M., Dantas E.L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-IC-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81(1):1–16.
- B hn B., Stanistreet I.G., Okrusch M. 1982. Late Proterozoic outer shelf manganese and iron deposits at Otjosundu (Namibia) related to the Damaran oceanic opening. *Economic Geology*, 87:1393–1411.
- Campos J.E.G. & Dardenne M.A. 1997. Estratigrafia e sedimenta o da bacia Sanfranciscana: Uma Revis o. *Revista Brasileira Geociências*, 27(3):269-282.
- Canfield D.E., Poulton S.W., Knoll A.H., Narbonne G.M., Ross G., Goldberg T., Strauss H. 2008. Ferruginous conditions dominated later Neoproterozoic deepwater chemistry. *Science*, 321(5891):949–952.
- Carneiro, M.A., 1992. O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Fer fero, Minas Gerais): Litoestratigrafia e Evolu o Geológica de um Segmento de Crosta Continental do Arqueano. Tese de doutorado, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 233p.
- Castro P.T.A. 1997. Os conglomerados associados ao Grupo Bambuí na porão Sudoeste do Cráton do São Francisco: Sedimentologia, Estratigrafia e Implica es Tect nicas. Inst. de Geociências, Universidade de Brasilia. Tese de Doutorado. 262p.

- 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 Geociências*, 30(3):439-441.
- Catenuanu O. 2004. Retroarc *foreland* systems – evolution through time. *Journal of African Earth Sciences*, 38:225–242.
- Catuneanu O., Hancox P.J., Cairncross B., Rubidge B.S. 2002. *Foredeep* submarine fans and *forebulge* deltas: orogenic off-loading in the underfilled Karoo Basin. *Journal of African Earth Sciences*, 35:489-502.
- Catuneanu O., Hancox P.J., Rubidge B.S. 1998. Reciprocal flexural behaviour and contrasting stratigraphies: a new basin development model for the Karoo retroarc *foreland* system, South Africa. *Basin Research*, 10:417–439.
- Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Dhuime B. 2012. Detrital zircon record and tectonic setting. *Geology*, 40(10):875-878.
- Caxito F.A., Dantas E.L., Stevenson R., Uhlein A. 2013. Detrital zircon (U–Pb) and Sm–Nd isotope studies of the provenance and tectonic setting of basins related to collisional orogens: The case of the Rio Preto fold belt on the northwest São Francisco Craton margin, NE Brazil. *Gondwana Research*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2013.07.007>
- Caxito F.A., Halverson G.P., Uhlein A., Stevenson R., Dias T.G., Uhlein G.J. 2012. Marinoan glaciation in east central Brazil. *Precambrian Research*, 200-203:38-58.
- Collins A.S., Santosh M., Braun I., Clark C. 2007. Age and sedimentary provenance of the Southern Granulites, South India: U-Th-Pb SHRIMP secondary ion mass spectrometry. *Precambrian Research*, 155:125-138.
- Costa M.T. & Branco J.J.R. 1961. Roteiro para a excursão Belo Horizonte-Brasília. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 14:15-25
- Chang H.K., Miranda F.P., Magalhães L., Alkmim F. F. 1988. Considerações sobre a evolução tectônica da bacia do São Francisco. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 35, Anais, 5:2076-2090.
- Chakrabarti, R., Abanda, P.A., Hannigan, R.E., Basu, A.R., 2007. Effects of diagenesis on the Nd-isotopic composition of black shales from the 420 Ma Utica Shale Magnafacies. *Chemical Geology*, 244:221–231.
- 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.
- Chiavegatto J.R.S. 1992. Análise estratigráfica das seqüências tempestíticas da Formação Três Marias (Proterozoico Superior), na porção meridional da Bacia do São Francisco. Dissertação de mestrado, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 216 p.
- Condie K.C. 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, 104:1-37.
- Cox G.M., Halverson G.P., Minarik W.G., Le Heron D.P., Macdonald F.A., Bellefroid E.J., Strauss J.V. 2013. Neoproterozoic iron formation: An evaluation of its temporal, environmental and tectonic significance. *Chemical Geology*, 362:232-249.
- Crampton S.L. & Allen P.A. 1995. Recognition of *forebulge* unconformities associated with early-stage *Foreland* Basin development - example from the North Alpine *Foreland* Basin. *AAPGBull.*, 79:1495-1514.
- Cullers R.L., Podkovyrov V.N. 2000. Geochemistry of the Mesoproterozoic Lakhanda shales in southeastern Yakutia, Russia: implications for mineralogical and provenance control, and recycling. *Precambrian Research*, 104:77-93.
- D'Agrella-Filho M.S., Babinski M., Trindade R.I.F., Van Schmus W.R., Ernesto M., 2000. Simultaneous remagnetization and U–Pb isotope resetting in Neoproterozoic carbonates of the São Francisco craton, Brazil. *Precambrian Research* 99:179–196.



- Dantas E.L., Alvarenga C.J.S., Santos R.V., Pimentel M.M. 2009. Using Nd isotopes to understand the provenance of sedimentary rocks from a continental margin to a *foreland* basin in the Neoproterozoic Paraguay Belt, Central Brazil, *Precambrian Research*, 170:1–12
- Dardenne M. A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 30, Anais, 2:597-610.
- Dardenne M.A.1981. Os Grupos Paranoá e Bambuí na Faixa dobrada Brasília. *Simp. Craton do São Francisco e suas Faixas Marginais*, Salvador, p. 140-157.
- Dardenne M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. *In: U.G. Cordani; A.J. Milani; A. Thomaz-Filho & D.A. Campos (eds.) Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, Brazil, 231-264.
- David M.E.V. 2011. Estudo termocronológico e evolução metalogenética da mineralização aurífera do Depósito Turmalina – MG. Tese de doutorado. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 142p.
- DeCelles P.G. & Giles K.A. 1996. *Foreland* basin systems. *Basin Research*, 8:105–123.
- DePaolo D.J. 1981. Neodymium isotopes in the Colorado front range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 291:193–196.
- Dias P.H.A., Chaves M.L.S.C., Andrade K.W., Noce C.M. 2011. Folha São Gotardo – mapa geológico 1:100.000 (SE.23-Y-D-I). Projeto Alto Paranaíba, CODEMIG-UFMG.
- Dias P.H.A., Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Seer H.J., Dussin I.A., Valeriano C.M., Kuchenbecker M. 2011. O Grupo Ibiá (Faixa Brasília meridional): evidências isotópicas Sm-Nd e U-Pb de bacia colisional tipo flysch. *Geonomos*, 19(2):
- Dickinson W.R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. *In: G.G. Zuffa (ed.) Provenance of Arenites*. D. Reidel Publishing Company, p. 333-361.
- Douville E., Bienvenu P., Charlou J.L., Donval J.P., Fouquet Y., Appriou P., Gamo T. 1999. Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydrothermal systems. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63(5):627–643.
- Ehrenberg S.N., Nadeau P.H. 2002. Postdepositional Sm/Nd fractionation in sandstones: implications for neodymium isotope stratigraphy. *Journal of Sedimentary Research*, 72(2):304-315.
- Einsele G. 1992. *Sedimentary Basins: Evolution, facies and sediment budget*. 1 ed. Berlin, Springer Verlag 628p.
- Eisbacher, G.H., 1985. Late Proterozoic rifting, glacial sedimentation, and sedimentary cycles in the light of Windermere deposition, Western Canada. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 51:231–254.
- Fanton K.C., Holmden C., Nowlan G.S., Haidl F.M. 2002.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and Sm/Nd stratigraphy of Upper Ordovician epeiric sea carbonates. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66:241–255.
- Fedo C.M., Sircombe K.N., Rainbird R.H. 2003. Detrital zircon analysis of the sedimentary record. *In: J.M. Hancher, P.W.O. Hoskin (eds.) Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53, 277–303.
- Flemings P.B., Jordan T.E. 1989. A synthetic stratigraphic model of *foreland* basin development. *Journal of Geophysical Research*, 94:3851–3866.
- Floyd P.A. & Leveridge, B.E. 1987. Tectonic environment of the Devonian mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society of London*, 144:531–542.
- Fragoso D.G.C., Suckau G.L., Guerzoni H.T.G., Sanglard J.C.D., Faria P.H., Uhlein A. 2011. Folha Presidente Olegário - mapa geológico 1:100.000 (SE.23-Y-B-I). Projeto Alto Paranaíba, CODEMIG-UFMG.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J. & Frost C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42:2033–2048.

- Girty G.H., Ridge D.L., Knaack C., Johnson D., Al-Riyami R.K.. 1996. Provenance and depositional setting of Paleozoic chert and argillite, Sierra Nevada, California. *Journal of Sedimentary Research*, 66:107–118.
- Goldstein, S.L., Onions, R.K. and Hamilton, P.J. 1984. A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems. *Earth and Planetary Science Letters*, 70(2): 221-236.
- Guimarães E.M. 1997. Estudos de proveniência e diagênese, com ênfase na caracterização dos filossilicatos dos grupos Paranoá e Bambuí, na região de Bezerra-Cabaceiras, GO. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília, 270p.
- Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M. 2010. Neoproterozoic Chemostratigraphy. *Precambrian Research*, 182:337-350.
- Halverson G.P., Hoffman P.F., Schrag D.P., Maloof A.C., Rice A.H. 2005. Towards a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. *Geological Society of America Bulletin*, 117:1181-1207.
- Halverson G.P., Poitrasson F., Hoffman P.F., Nédélec A., Montel J.M., Kirby J. 2011. Fe isotope and trace element geochemistry of the Neoproterozoic syn-glacial Rapitan iron formation. *Earth and Planetary Science Letters*, 309:100-112.
- Hannigan R., Abanda P.A., Chakrabarti R., Basu A.R. 2004. The impact of diagenesis on the Sm–Nd isotope systematics of black shales. *American Geophysical Union, Fall Meeting 2004 (abstract #V51C-0595)*.
- Hasui Y. 2012. Cráton do São Francisco. *In: Y. Hasui; C.D.R. Carneiro; F.F.M. Almeida; A. Bartoreli (org.) Geologia do Brasil*, Beca, São Paulo, p.200-227.
- Hoffman P.F. 2011. Strange bedfellows: glacial diamictite and cap carbonate from the Marinoan (635 Ma) glaciation in Namibia. *Sedimentology* 58:57–119.
- Hoffman P.F., Calver C.R., Halverson G.P. 2009. Cottons Breccia of King Island, Tasmania: Glacial or non-glacial, Cryogenian or Ediacaran? *Precambrian Research*, 172:311-322.
- Hoffman P.F., Halverson, G.P. 2008. Otavi Group of the western Northern Platform, the Eastern Kaoko Zone and the western Northern Margin Zone. *In: R.M. Miller (ed.), The Geology of Namibia*. Geological Survey of Namibia, Windhoek, 69–136.
- Hoffman P.F., Halverson G.P., Domack E.W., Husson J.M., Higgins J.A., Schrag D.P. 2007. Are basal Ediacaran (635 Ma) post- glacial cap dolostones diachronous? *Earth Planetary Science Letter*, 258:114–131.
- Hoffman P.F., Kaufman A.J., Halverson G.P., Schrag D.P. 1998. A neoproterozoic snowball Earth. *Science* 281, 1342–1346.
- Hoffmann K.H., Prave A.R. 1996. A preliminary note on a revised subdivision and regional correlation of the Otavi Group based on glaciogenic diamictites and associated cap dolostones. *Commun. Geol. Surv. Namibia*, 11:81-86.
- Hoffman P.F., Schrag D.P. 2002. The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change. *Terra Nova* 14, 129–155.
- Iglesias M., Uhlein A. Estratigrafia do Grupo Bambuí e coberturas fanerozóicas no vale do rio São Francisco, norte de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geologia*, vol. 39, n. 2, p. 256-266. 2009.
- Karfunkel J., Hoppe A. 1988. Late Precambrian glaciation in central-eastern Brazil: Synthesis and model. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 65:1–21.
- Kemp A.I.S. & Hawkesworth C.J. 2005. Granitic perspectives on the generation and secular evolution of the continental crust. *In: R.L. Rudnick (Ed.) The Crust. Treatise on Geochemistry, Vol.3 (ed. H.D. Holland, K.K. Turekian)*, Elsevier-Pergamon, Oxford, p.349-410.

- Kennedy M.J., Runnegar B., Prave A.R., Hoffmann K.H., Arthur M.A. 1998. Two or four Neoproterozoic glaciations? *Geology* 26, 1059–1063.
- Kirschvink J.L. 1992. Late Proterozoic low-latitude global glaciation: the snowball earth. *In*: J.W. Schopf, C. Klein (Eds.) *The Proterozoic Biosphere*. Cambridge University Press, Cambridge, 51–52.
- Klein C., Ladeira E.A. 2004. Geochemistry and mineralogy of Neoproterozoic banded iron-formations and some selected, siliceous manganese formations from the Urucum District, Mato Grosso Do Sul, Brazil. *Economic Geology*, 99(6):1233–1244.
- Kuchenbecker M. 2011. Químioestratigrafia e proveniência sedimentar da porção basal do Grupo Bambuí em Arcos (MG). Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 91p.
- Kuchenbecker M., Lopes-Silva L., Pimenta F., Pedrosa-Soares A.C., Babinski M. 2011. Estratigrafia da porção basal do grupo Bambuí na região de Arcos (MG): uma contribuição a partir de testemunhos de sondagem. *Geologia USP-Série Científica*, 11(2):45-54.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre J., Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.R. & Zanettin B. 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, U.K.
- Lima O.N.B. 2005. Grupo Bambuí: estratigrafia regional no alto Rio São Francisco e geologia dos depósitos fosfáticos da Serra da Saudade-MG. Dissertação de Mestrado, IGC-UFMG, 142p.
- Lima O.N.B., Uhlein A., Britto W. 2007. Estratigrafia do Grupo Bambuí na Serra da Saudade e geologia do depósito fosfático de Cedro do Abaeté, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(4):204-215.
- Lima S.A.A. 1997. Fácies, ambiente deposicional e aspectos diagenéticos das rochas carbonáticas da Formação Sete Lagoas na região norte de Minas Gerais, Bacia do São Francisco. Dissertação de Mestrado. Escola de Minas/UFOP, Ouro Preto, 121p.
- Ludwig K.R., 2008. User's manual for Isoplot 3.6. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Special Publication, No. 4. Berkeley Geochronologic Center, Berkeley, USA.
- Machado, N., Carneiro, M.A., 1992. U-Pb evidence of late Archean tectono-thermal activity in the southern São Francisco shield, Brazil. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29:2341-2346.
- Machado N., Valladares C., Heilbron M., Valeriano, C. 1996. U-Pb geochronology of the Central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*, 79:347-361.
- Martins M. 1999. Análise estratigráfica das seqüências mesoproterozóicas (borda oeste) e neoproterozóicas da bacia do São Francisco. Dissertação de Mestrado. Univ. Fed. Rio Grande do Sul, 214 p.
- Martins M. & Lemos V.B. 2007. Análise estratigráfica das seqüências neoproterozoicas da Bacia do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(4-suplemento):156-167.
- Martins M.S., Lopes T.C., Martins F.R., Santos R.L., Sena R.T., Pedrosa-Soares A.C. 2011. Folha Serra das Almas - mapa geológico 1:100.000 (SE.23-Y-B-II). Projeto Alto Paranaíba, CODEMIG-UFMG.
- Martins V.T.S., Teixeira W., Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C. 2004. Sr and Nd characteristics of Brasiliano-Pan African granitoid plutons of the Araçuaí orogen, southeastern Brazil: Tectonic implications. *Gondwana Research*, 7:75-89.
- Martins-Neto M.A.; Alkmim F.F. 2001. Estratigrafia e Evolução Tectônica das Bacias Neoproterozóicas do Paleocontinente São Francisco e suas margens: registros da quebra de Rodínea e colagem de Gondwana. *In*: C.P. Pinto; M.A. Martins-Neto (ed.) *Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais*. Belo Horizonte, SBG/Núcleo MG, 31-54.

- Martins-Neto M.A., Pedrosa Soares, A.C., Lima, S.A.A. 2001. Tectono-Sedimentary evolution of sedimentary basins from late Paleoproterozoic to late Neoproterozoic in the São Francisco Craton and Araçuaí Fold Belt, eastern Brazil. *Sedimentary Geology*, 141/142:343-370.
- Mata M.P., López-Aguayo F., and Osácar M.C. 2000. Una aproximación al área fuente del Weald de Cameros: Datos geoquímicas: *Geotemas*, 1(3):263–265.
- Matteini M., Dantas E.L., Pimentel M.M., Alvarenga C.J.S., Dardne M.A. 2012. U–Pb and Hf isotope study on detrital zircons from the Paranoá Group, Brasília Belt Brazil: Constraints on depositional age at Mesoproterozoic – Neoproterozoic transition and tectono-magmatic events in the São Francisco craton. *Precambrian Research*, 206-207:168-181.
- Matteini M., Junges S.L., Dantas E.L., Pimentel M.M., Buhn B. 2010. In situ zircon U–Pb and Lu–Hf isotope systematic on magmatic rocks: Insights on the crustal evolution of the Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Brasília belt, Central Brazil. *Gondwana Research*, 17:1-12.
- McGee B., Halverson G.P., Collins A.S. 2012. Cryogenian rift-related magmatism and sedimentation: South-western Congo Craton, Namibia. *J. Afr. Earth Sci.* 76, 34–49.
- McLennan S.B. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. In: Lipin B., McKay G. (Eds.) *Geochemistry and Mineralogy of the Rare Earth Elements*. Mineralogical Society of America, p.: 169–200.
- McLennan S.M. & Hemming S. 1992. Samarium Neodymium Elemental and Isotopic Systematics in Sedimentary-Rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56(3):887-898.
- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., Hanson, G.N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. In: M.J. Johnsson, A. Basu (Eds.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*, Geological Society of America, Special Papers 285, pp. 21–40.
- McLennan S.M. and Taylor S.R. 1991. Sedimentary-Rocks and Crustal Evolution - Tectonic Setting and Secular Trends. *Journal of Geology* 99(1):1-21.
- McLennan S.M., Taylor S.R., McCulloch M.T. and Maynard J.B. 1990. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep- sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54: 2015–2050.
- Misi A. 2001. Estratigrafia isotópica das Sequências do Supergrupo São Francisco, Coberturas Neoproterozóicas do Cráton do São Francisco. Idade e Correlações. In: C.P. Pinto; M.A. Martins-Neto (ed.) *Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais*. Belo Horizonte, SBG/Núcleo MG, 67 – 92 p.
- Morton A.C. & Hallsworth C.R. 1994. Identifying provenience-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, 90:241-256.
- Morton A.C. & Hallsworth C.R. 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, 124:3-29.
- Nobre-Lopes J. 1995. *Faciologia e Gênese dos carbonatos do Grupo Bambuí na região de Arcos, Estado de Minas Gerais*. Dissertação de mestrado. Univ. São Paulo, São Paulo, 160 p.
- Noce C.M., Machado N., Teixeira W. 1998. U-Pb geochronology of gneisses and granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (southern São Francisco craton): age constraints for Archean and Paleoproterozoic magmatism and metamorphism. *Revista Brasileira de Geociências*, 28:95-102.
- Noce C.M., Teixeira W., Quéméneur J.J.G., Martins V.T.S., Bolzachini E., 2000. Isotopic signatures of Paleoproterozoic granitoids from the southern São Francisco Craton and implications for the evolution of the Transamazonian Orogeny. *Journal of South American Earth Sciences*, 13:225–239.

- Nogueira A.C.R., Riccomini C., Sial A.N., Moura C.A.V., Fairchild T.R. 2003. Softsediment deformation at the base of the Neoproterozoic Puga cap carbonate (southwestern Amazon craton, Brazil): Confirmation of rapid icehouse to greenhouse transition in snowball Earth. *Geology* 31:613–616.
- Oliveira A. H. & Carneiro M. A. 2001. Campo Belo Metamorphic Complex: evolution of an Archean sialic crust of the Southern São Francisco Craton in Minas Gerais (Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 73(03): 397-415.
- Oliveira M.A.M. 1967. Contribuição à geologia da parte sul da Bacia do São Francisco e áreas adjacentes. Petrobrás, Série Ciência Técnica-Petróleo, Public. 3: 71-105.
- Parenti Couto J.G.; Cordani U.G.; Kawashita K. Iyer S.S.; Moraes N.M.P. 1981. Considerações sobre a idade do Grupo Bambuí com base em análises isotópicas de Sr e Pb. *Revista Brasileira de Geociências*, 11:5-16.
- Paula-Santos G.M., Babinski M., Caetano-Filho S., Kuchenbecker M. 2012. Abordagem quimioestratigráfica (C, O) e geocronológica da Formação Sete Lagoas na região de Vespasiano, MG: uma unidade cambriana? In: Congresso Brasileiro de Geologia, 46, v.CD.
- Pearce J.A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19(4):120-125.
- Pearce J. A., Harris N. W., Tindle A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25:956–983.
- Pedrosa-Soares, A.C., Babinski, M., Noce, C., Martins, M.S., Queiroga, G. & Vilela, F. 2011. The Neoproterozoic Macaúbas Group (Araçuaí orogen, SE Brazil) with emphasis on the diamictite formations. In: Arnaud, E., Halverson, G., Shields, G. (Eds.), *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*, Geological Society of London, Memoir 36, pp.523–534.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Alkmim F.F., Silva L.C., Babinski M., Cordani U., Castañeda C. 2007. Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos*, 15:1-16.
- Pimentel M.M., Dardenne M.A., Fuck R.A., Viana M.G., Junges S.L., Fischel D.P., Seer H.J., Dantas E.L. 2001. Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 14:571-585.
- Pimentel M.M., DellaGiustina M.E.S. Rodrigues J.B., Junges S.L. 2012. Idade dos grupos Araxá e Bambuí: implicações para a evolução da Faixa Brasília. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 46, v.CD.
- Pimentel M.M., Fuck R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology* 20(4):375-379.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Alvarenga C.J.S. 1996. Post-Brasiliano (Pan-African) high-K granitic magmatism in Central Brazil: the role of Late Precambrian-early Palaeozoic extension. *Precambrian Research*, 80:217-238.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Botelho N.F. 1999. Granites and the geodynamic history of the neoproterozoic Brasília belt, Central Brazil: a review. *Lithos*, 46:463-483.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Gioia S.M.C.L. The Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, central Brazil: a review and new Sm-Nd isotopic data. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1):35-39
- Pimentel M.M., Rodrigues J.B., DellaGiustina M.E.S., Junges S., Matteini M., Armstrong R. 2011. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS U-Pb sedimentary provenance data: A review. *Journal of South American Earth Sciences* 31:345-357.
- Pin C., Zalduegui J.F.S. 1997. Sequential separation of light rare-earth elements, thorium, and uranium by miniaturized extraction chromatography: application to isotopic analyses of silicaterocks. *Anal Chim Acta*, 339:79–89
- Piuzana D., Pimentel M.M., Fuck R.A., Armstrong R. 2003. SHRIMP U–Pb and Sm–Nd data for the Araxá Group and associated magmatic rocks: constraints for the age of sedimentation and geodynamic context of the southern Brasília Belt, Central Brazil. *Precambrian Research*, 125:139–160

- Preiss W.V. 2000. The Adelaide Geosyncline of South Australia and its significance in Neoproterozoic continental reconstruction. *Precambrian Research*, 100(1):21–63.
- Pressley R.A. & Brown M. 1999. The Phillips Pluton, Maine, USA: evidence of heterogeneous crustal sources and implications for granite ascent and emplacement mechanisms in convergent orogens. *Lithos*, 49:335–366.
- Queiroz C.L.; Jost H., McNaughton N. 1999. U/Pb - SHRIMP Ages of Crixás Granite-Greenstone Belt Terranes: From Archaean to Neoproterozoic. In: VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Lençóis, BA. Anais, p.35-37.
- RADAMBRASIL. 1982. DNPM. Folha SD.23, Brasília. Rio de Janeiro, 660 p.
- Reis H.L.S. 2011. Folha Serra Selada – mapa geológico 1:100.000 (SE.23-Y-B-V). Projeto Alto Paranaíba, CODEMIG-UFMG
- 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, Anais, p.: 913.
- Rickwood P. C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements: *Lithos*, 22:247-263.
- Rocha-Campos A.C. Brito-Neves B.B. Babinski M. Santos P.R. Oliveira S.M.B., Romano A. 2011. Moema laminites: a newly recognized Neoproterozoic (?) glaciogenic unit, São Francisco Basin, Brazil *In*: E. Arnaud, G.P. Halverson, G. Shields-Zhou (eds) *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*. Geological Society, London, *Memoirs*, 36: 535-540.
- Rocha-Campos, A.C., Brito Neves, B.B., Babinski, M., Santos, P.R., Romano, A.W., 2007. Laminito Moema: unidade Neoproterozoica de provável origem glaciogênica, no centro- leste do estado de Minas Gerais. *In*: Simpósio de Geologia do Sudeste, 10, Programação e Livro de Resumos, p.: 90.
- 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, 128p.
- Rodrigues J.B., Gioia S.M.L.C., Pimentel M.M. 1999. Geocronologia e geoquímica de ortogneisses da região entre Iporá e Firminópolis: implicações para a evolução do Arco Magmático de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(2):207-216.
- Rodrigues J.B., Pimentel M.M., Buhn B., Matteini M., Dardenne M.A., Alvarenga C.J.S., Armstrong R.A. 2012. Provenance of the Vazante Group: New U–Pb, Sm–Nd, Lu–Hf isotopic data and implications for the tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt. *Gondwana Research*, 21:439-450.
- Rodrigues J.B., Pimentel M.M., Dardenna M.A., Armstrong R.A. 2010. Age, provenance and tectonic setting of the Canastra and Ibiá Groups (Brasília Belt, Brazil): Implications for the age of a Neoproterozoic glacial event in central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 29:512-521.
- Romano A.W. 2007. Nota explicativa da Folha Pará de Minas (SE.23-Z-C-IV) 1:100.000. Convênio CPRM-UFMG, 65p.
- Romano A.W., Bertrand, J.M., Michard, A., Zimmermann. J.L. 1991. Tectonique tangentielle et décrochements d'âge Protérozoïque inférieur (orogénèse transamazonienne, environ 2000 Ma) au Nord du Quadrilatère Ferrifère (Minas Gerais, Brésil). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 313(II):1195-1200.
- Romano A.W. & Knauer L.G. 2003. Evidências da glaciação neoproterozoica na base do Grupo Bambuí - região de Onça do Pitangui - Minas Gerais. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 12, Anais, v. 1
- Romeiro-Silva P.C. & Zálan P.V. 2005. Contribuição da sísmica de reflexão na determinação do limite oeste do cráton do São Francisco. In: Simpósio do Cráton do São Francisco, 3, Atas, p.: 44-48.

- Roser B.P. & Korsch R.J. 1986. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*, 67:119-139.
- Santos R.V., Alvarenga C.J.S., Dardenne M.A., Sial A.N., Ferreira V.P. 2000. Carbon and oxygen isotope profiles across Meso-Neoproterozoic limestones from central Brazil: Bambuí and Paranoá groups. *Precambrian Research*, 104:107-122.
- Seer H.J., Brod J.A., Fuck R.A., Pimentel M.M., Boaventura G., Dardenne M.A. 2001. O Grupo Araxá em sua área-tipo: um fragmento de crosta oceânica Neoproterozóica na Faixa de Dobramentos Brasília. *Revista Brasileira de Geociências*, 31:385-396.
- Seer H.J., Brod J.A., Valeriano C.M., Fuck R.A. 2005. Leucogranitos intrusivos no Grupo Araxá: registro de um evento magmático durante colisão neoproterozóica na porção meridional da Faixa Brasília. *Revista Brasileira de Geociências*, 35(1):33-42.
- Seer H.J., Dardenne M.A., Pimentel M.M., Fonseca M.A., Moraes L.C. 2000. O Grupo Ibiá na sinforma de Araxá: um terreno tectonoestratigráfico ligado à evolução de arcos magmáticos. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(4):737-744.
- Seer H.J., Moraes L.C., Fogaça A.C.C. 1987. Faciologia e estruturação tectônica dos metassedimentos com diamictitos e jaspilitos da região de Lagoa Formosa, MG (Grupo Bambuí?). In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 1987, Belo Horizonte. Anais. Belo Horizonte : SBG-Núcleo Minas Gerais. p. 199-213.
- Seer H.J., Moraes L.C., Fogaça A.C.C. 1989. Roteiro Geológico para a região de Lagoa Formosa-Chumbo-Carmo do Paranaíba, MG. SBG-Núcleo Minas Gerais, Bol. 9, v.1. Belo Horizonte, 58 p.
- Sgarbi G.N.C, Sgarbi P.B.de A., Campos J.E.G., Dardenne M.A., Penha U.C. 2001. Bacia Sanfranciscana: o registro fanerozóico da bacia do São Francisco. In: C.P. Pinto, & M.A. Martins-Neto (eds.) Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais. Belo Horizonte, SBG-MG, p.: 93-138
- Sgarbi G.N.C., Tuller M.P.; Ribeiro J.H., Martins-Neto M.A. 2003. The Carrancas Facies and the SeteLagoas Formation: the record of the Neoproterozoic Snowball Earth glaciation in the Bambuí Group, São Francisco Basin. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 12, Anais, p.30.
- Shand S. J. 1927. Eruptive rocks. Thomas Murby and Co., London
- Sial A.N., Dardenne M.A., Misi A., Pedreira A.J., Gaucher C., Ferreira V.P., SilvaFilho 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: C. Gaucher, A.N. Sial, G.P. Halverson, H.E. Frimmel (eds) Neoproterozoic-Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: a focus on southwestern Gondwana. *Developments in Precambrian Geology*, 16, Elsevier, p.: 31-69.
- Sinclair H.D. 1997. Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral *Foreland* Basins: an Alpine perspective. *GSA Bulletin*, 109:324-346.
- Sinclair H.D. & Allen P.A. 1992. Vertical versus horizontal motions in the Alpine orogenic wedge: stratigraphic response in the *foreland* basin. *Basin Research*, 4:215-232.
- Sinclair H.D., Coakley B.J., Allen P.A., Watts A.B. 1991. Simulation of *foreland* basin stratigraphy using a diffusion model of mountain belt uplift and erosion: an example from the Central Alps, Switzerland. *Tectonics* 10(3): 599-620.
- Stille P., Clauer N. 1986. Sm-Nd isochron-age and provenance of the argillites of the Gunflint Iron Formation in Ontario, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50:1141-1146.
- Sun S. S. & McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders, M.J. Norry (Ed.) *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London, Special Publication, 42:315-345.

- Taylor S.R. & McLennan S.M. 1981. The Composition and Evolution of the Continental-Crust - Rare-Earth Element Evidence from Sedimentary-Rocks. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 301(1461): 381-399.
- Taylor S.R. & McLennan S.M. 1985. *The Continental Crust Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312 pp.
- Taylor S.R. & McLennan S.M. 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews in Geophysics* 33:241-265.
- Teixeira W., Ávila C.A., Nunes L.C. 2008. Nd-Sr isotopic geochemistry and U-Pb geochronology of Fé granitic gneiss and Lajedo granodiorite: implications for Paleoproterozoic evolution of the Mineiro belt, southern São Francisco Craton. *Geologia USP Série Científica*, 8:53-73.
- Teixeira W., Carneiro M.A., Noce C.M., Machado N., Sato K., Taylor P.T. 1996. Pb, Sr and Nd isotope constraints on the Archaean evolution of gneissic-granitoid complexes in the southern São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research* 78: 151-164.
- Teixeira W., Cordani U.G., Nutman A.P., Sato K. 1998. Polyphase Archean evolution in the Campo Belo metamorphic complex, Southern São Francisco Craton, Brazil. SHRIMP U-Pb zircon evidence. *Journal of South American Earth Sciences*, 11:279-289.
- Teixeira W., Sabate P., Barbosa J., Noce C.M., Carneiro M.A. 2000. Archean and Paleoproterozoic Tectonic Evolution of the São Francisco Craton, Brazil. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds) *Tectonic Evolution of South America*, 31st IGC, Rio de Janeiro, p.:101-137.
- Thomaz-Filho A., Kawashita K., Cordani U.G. 1998. A Origem do Grupo Bambuí no Contexto da Evolução Geotectônica e de Idades Radiométricas. *Anais Academia Brasileira Ciências*, 70(3):527-548.
- Trompette, R.R., 1994. *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma)*. Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa. A.A. Balkema, Rotterdam, 350p.
- Tuller M.P., Ribeiro J.H., Signorelli N., Feboli W.L., Pinho J.M.M. 2008. Proposta de uma nova seção-tipo da Formação Carrancas, Grupo Bambuí, na região de Inhaúma, Minas Gerais. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 44, Anais, p. 929.
- Turbay C.V.G. & Valeriano C.M. 2012. Litogeoquímica do Complexo Campos Gerais e granitoides intrusivos, Arqueano/Paleoproterozoico, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 42(4):663-689.
- Tuller M.P., Ribeiro J.H., Signorelli N., Feboli W.L., Pinho J.M.M. 2010. Projeto Sete Lagoas-Abaeté: Folha Contagem (1:100.000). Serviço Geológico do Brasil-CPRM, Belo Horizonte, 160 pp.
- Uhlein A. 1991. Transição Cráton – Faixa Dobrada: Exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasiliano) no estado de Minas Gerais. Aspectos estratigráficos e estruturais. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 245p.
- Uhlein A., Alvarenga C.J.S., Trompette R., Dupont H.S.J.B., Egydio-Silva M., Cukrov N., Lima O.N.B.de 2004a. Glaciação neoproterozóica sobre o Cráton do São Francisco e faixas dobradas adjacentes. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito-Neves (Eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano*, Beca Editora, p. 539-553.
- Uhlein A., Alvarenga C.J.S., Dardenne M.A., Trompette R.R., 2011a. The glaciogenic Jequitai Formation, southeastern Brazil. In: E. Arnaud, G.P. Halverson, G. Shields-Zhou (eds) *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*. Memoir 36. Geological Society of London, London, p.: 51-66.
- Uhlein A., Baptista M.C., Seer H.J., Caxito F.A., Uhlein G.J., Dardenne M.A. 2011b. A Formação Lagoa Formosa, Grupo Bambuí (MG): sistema deposicional de leque submarino em bacia de ante-país. *Geonomos*, 19(2):163-172.



- Uhlein A., Freitas A.M., Cruz A.B., Silva W.F., Caxito F.A., Moreira G.C. 2011c. Folha Carmo do Paranaíba – mapa geológico 1:100.000 (SE.23-Y-B-IV). Projeto Alto Paranaíba, CODEMIG-UFMG.
- Uhlein A., Lima O.N.B., Fantinel L.M., Baptista M.C. 2004b. Estratigrafia e evolução geológica do Grupo Bambuí, Minas Gerais (Roteiro Geológico). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 42, Anais, CD-ROM (1vol).
- Uhlein G.J., Carvalho J.F.M.G., Uhlein A., Caxito F.A., Halverson G.P., Sial A.N. 2013. Estratigrafia e sedimentologia da Formação Carrancas, Grupo Bambuí, nas regiões de Belo Horizonte e Pitangui – MG. *Geonomos*, 20(2):79-97
- Valeriano C.M., Machado N., Simonetti A., Valladares 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(1-4):27-55.
- Valeriano C.M. & Simões L.S.A. 1997. Geochemistry of proterozoic mafic rocks from the Passos Nappe (Minas Gerais, Brazil): tectonic implications to the evolution of the southern Brasilia belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 27(1):99-110.
- Valeriano, C.M., Simões, L.S.A., Teixeira, W., Heilbron, M., 2000. Southern Brasilia belt (SE Brazil): tectonic discontinuities, K–Ar data and evolution during the Neoproterozoic Brasiliano orogeny. *Revista Brasileira de Geociências* 30, 195–199.
- Veizer J. and Mackenzie F.T.. 2004. Evolution of sedimentary rocks. In: F.T. Mackenzie (Ed.) *Sediments, Diagenesis and Sedimentary Rocks, Treatise on Geochemistry*, Elsevier-Pergamon, Oxford, pp. 369-407.
- Vieira L.C., Almeida R.P., Trindade R.I.F., Nogueira A.C.R., Janikian L. 2007a. A Formação Sete Lagoas em sua área tipo: fácies, estratigrafia e sistemas deposicionais. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(4-suplemento):1-14.
- Vieira L.C., 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.
- Young G.M. 1976. Iron-formation and glaciogenic rocks of the Rapitan Group, Northwest Territories, Canada. *Precambrian Research*, 3:137–158.
- Zalán P.V. & Romeiro Silva P.C. 2007. Bacia do São Francisco. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 15(2):561-571.
- Zucchetti M., Baltazar O.F., Raposo P.O. 1998. Estratigrafia. In: M. Zucchetti & O.F. Baltazar (coord.) *Projeto Rio das Velhas: Texto Explicativo do Mapa Geológico Integrado*, escala 1:100.000, 2 ed. Belo Horizonte, DNPM/CPRM, p.: 13-42.
- Zuffa G.G. 1980. Hybrid arenites: their composition and classification. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50:21-29.
- Zuffa G.G. 1991. On the use of turbidite arenites in provenance studies: critical remarks. In: A.C. Morton, S.P. Todd, P.D.W. Haughton (eds.). *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. Geological Society Special Publication, 57:23-29.

## 10. ANEXOS

Tabela 10.1: Dados analíticos dos zircões analisados para amostra CARR-03, representante da Formação Carrancas na Área Pitangui

Spot number	Ratios					Age (Ma)					%	f 206	Age (Ma)	±	Th	U	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U			
	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ±	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ±	Rho 1	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb* ±	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ±	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ±	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ±	Disc.	ppm	ppm										
Sample Z1	8.50272	1.25	0.42122	0.99	0.78	0.14640	0.76	2266	19	2286	11	2304	13	2	0.0382	2291	22	16.89	27.48	0.61
Sample Z4	7.29778	1.42	0.38152	1.17	0.81	0.13873	0.80	2083	21	2149	13	2211	14	6	0.0387	2211	29	5.86	20.99	0.28
Sample Z12	7.83713	0.68	0.39506	0.59	0.83	0.14388	0.33	2146	11	2212	6	2274	6	6	0.0137	2274	14	20.50	64.94	0.32
Sample Z14	7.34834	1.19	0.38936	1.00	0.82	0.13688	0.65	2120	18	2155	11	2188	11	3	0.0238	2168	20	10.51	24.56	0.43
Sample Z15	13.26254	1.30	0.51343	0.64	0.68	0.18735	1.13	2671	14	2699	12	2719	19	2	0.0172	2690	24	16.21	34.09	0.48
Sample Z16	15.48094	0.72	0.54708	0.64	0.86	0.20523	0.33	2813	15	2845	7	2868	5	2	0.0107	2868	14	14.41	36.43	0.40
Sample Z17	7.38995	0.95	0.38807	0.79	0.81	0.13811	0.53	2114	14	2160	8	2204	9	4	0.0236	2204	20	5.33	24.88	0.21
Sample Z19	27.66888	2.29	0.67987	0.76	0.54	0.29516	2.15	3344	20	3407	22	3445	33	3	0.0496	3365	37	46.68	59.84	0.78
Sample Z21	7.06684	1.81	0.37967	1.37	0.75	0.13499	1.19	2075	24	2120	16	2164	21	4	0.0467	2125	32	2.78	13.90	0.20
Sample Z24	15.58811	0.82	0.53793	0.64	0.75	0.21017	0.50	2775	14	2852	8	2907	8	5	0.0087	2907	19	23.83	31.58	0.75
Sample Z26	7.12994	0.79	0.37769	0.64	0.77	0.13691	0.46	2065	11	2128	7	2189	8	6	0.5948	2189	18	61.45	111.61	0.55
Sample Z27	12.94226	2.40	0.50630	1.16	0.72	0.18540	2.10	2641	25	2675	23	2702	35	2	0.0158	2664	44	1.17	11.65	0.10
Sample Z29	15.68457	1.19	0.53340	0.89	0.72	0.21326	0.79	2756	20	2858	11	2931	13	6	0.0221	2931	27	11.54	21.89	0.53
Sample Z34	7.68760	1.17	0.40673	0.64	0.74	0.13708	0.98	2200	12	2195	10	2191	17	0	0.0144	2196	21	28.47	69.89	0.41
Sample Z40	12.81415	0.68	0.49910	0.60	0.86	0.18621	0.31	2610	13	2666	6	2709	5	4	0.0030	2709	13	27.89	58.21	0.48
Sample Z41	13.97556	1.16	0.52437	0.52	0.37	0.19330	1.04	2718	11	2748	11	2770	17	2	0.0029	2734	19	7.07	104.44	0.07
Sample Z42	15.53240	1.62	0.55336	0.68	0.63	0.20358	1.47	2839	16	2848	15	2855	24	1	0.0064	2844	28	10.39	39.33	0.26
Sample Z43	23.05902	0.66	0.66814	0.55	0.77	0.25031	0.37	3299	14	3229	6	3187	6	-4	0.0049	3187	15	27.75	86.75	0.32
Sample Z44	21.52390	0.70	0.62367	0.65	0.91	0.25030	0.26	3125	16	3162	7	3187	4	2	0.0057	3187	12	62.22	81.21	0.77
Sample Z48	7.18411	0.89	0.38715	0.65	0.69	0.13458	0.60	2110	12	2135	8	2159	11	2	0.0328	2135	16	14.64	44.58	0.33
Sample Z49	7.18155	0.85	0.37404	0.71	0.82	0.13925	0.46	2048	12	2134	8	2218	8	8	0.0288	2218	18	22.34	45.32	0.49
Sample Z50	13.65184	0.87	0.48818	0.64	0.86	0.20282	0.59	2563	14	2726	8	2849	10	10	0.0539	2849	16	16.03	54.44	0.29
Sample Z55	13.34195	0.84	0.51464	0.70	0.81	0.18802	0.46	2676	15	2704	8	2725	8	2	0.0095	2714	15	13.00	32.47	0.40
Sample Z57	12.96667	0.83	0.50376	0.77	0.92	0.18668	0.31	2630	17	2677	8	2713	5	3	0.0087	2713	13	35.07	38.18	0.92
Sample Z58	16.58886	0.92	0.55758	0.62	0.83	0.21578	0.68	2857	14	2911	9	2949	11	3	0.0075	2949	18	8.83	29.37	0.30
Sample Z61	7.64337	0.80	0.40696	0.64	0.76	0.13622	0.47	2201	12	2190	7	2180	8	-1	0.0120	2188	14	22.88	39.48	0.58

Tabela 10.2: Dados analíticos dos zircões analisados para a amostra Sed-01; diamictito da Formação Lagoa Formosa.

Spot number	Ratios						Age (Ma)						%	f 206	Age (Ma)	±	Th	U	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	
	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±	Rho 1	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb*	±	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb								±
Sample Z1	13.03142	0.88	0.51261	0.66	0.72	0.18437	0.57	2668	15	2682	8	2693	9	1	0.0108	2684	17	27.09	43.05	0.63
Sample Z2	0.59317	1.08	0.07435	0.83	0.74	0.05786	0.69	462	4	473	4	525	15	12	0.0431	525	32	46.84	115.04	0.41
Sample Z3	10.41969	0.96	0.45723	0.70	0.86	0.16528	0.65	2427	14	2473	9	2510	11	3	0.0108	2510	18	29.09	52.94	0.55
Sample Z4	10.65104	0.75	0.46607	0.63	0.81	0.16575	0.40	2466	13	2493	7	2515	7	2	0.0269	2503	13	36.03	71.88	0.50
Sample Z5	0.62125	3.57	0.07758	0.91	0.24	0.05808	3.45	482	4	491	14	533	75	10	0.0398	482	9	132.27	373.17	0.35
Sample Z6	4.48920	0.82	0.30522	0.72	0.86	0.10667	0.38	1717	11	1729	7	1743	7	2	0.0010	1735	13	107.02	194.68	0.55
Sample Z8	0.78637	0.74	0.09643	0.62	0.79	0.05915	0.42	593	3	589	3	573	9	-4	0.0057	591	6	131.86	379.08	0.35
Sample Z9	4.47845	1.37	0.29887	1.15	0.83	0.10868	0.74	1686	17	1727	11	1777	13	5	0.0184	1777	28	17.79	27.06	0.66
Sample Z12	2.09208	1.43	0.19413	0.65	0.41	0.07816	1.28	1144	7	1146	10	1151	25	1	0.0382	1144	13	13.71	83.29	0.16
Sample Z14	7.01717	1.38	0.37893	1.25	0.90	0.13431	0.60	2071	22	2114	12	2155	10	4	0.0295	2155	22	5.59	17.86	0.31
Sample Z16	4.15869	0.86	0.28221	0.66	0.72	0.10687	0.56	1603	9	1666	7	1747	10	8	0.0055	1747	22	64.50	129.25	0.50
Sample Z17	7.37030	0.73	0.39225	0.59	0.76	0.13628	0.44	2133	11	2157	7	2180	8	2	0.0141	2180	18	12.84	32.53	0.39
Sample Z22	1.30764	1.49	0.13679	0.96	0.63	0.06933	1.14	826	7	849	9	909	23	9	0.0593	833	14	20.81	58.30	0.36
Sample Z24	0.75363	1.82	0.09141	1.03	0.55	0.05979	1.50	564	6	570	8	596	32	5	0.0566	565	11	17.60	67.94	0.26
Sample Z33	6.02905	0.62	0.34286	0.58	0.91	0.12754	0.23	1900	10	1980	5	2064	4	8	0.0028	2064	24	84.57	319.52	0.26
Sample Z34	0.76248	2.03	0.09200	1.25	0.83	0.06011	1.59	567	7	575	9	608	34	7	0.0460	566	14	25.00	67.59	0.37
Sample Z37	3.69531	0.83	0.25636	0.58	0.64	0.10454	0.59	1471	8	1570	7	1706	11	14	0.0070	1706	24	33.45	79.71	0.42
Sample Z38	0.72191	1.59	0.08786	0.76	0.70	0.05959	1.40	543	4	552	7	589	30	8	0.0296	542	8	37.94	72.26	0.53
Sample Z39	4.36028	0.70	0.29699	0.58	0.78	0.10648	0.39	1676	9	1705	6	1740	7	4	0.0139	1740	17	27.91	70.36	0.40
Sample Z43	17.22451	0.67	0.55666	0.63	0.92	0.22442	0.23	2853	14	2947	6	3013	4	5	0.0188	3013	11	89.08	171.00	0.52
Sample Z44	4.37575	0.76	0.29694	0.67	0.85	0.10687	0.36	1676	10	1708	6	1747	7	4	0.0188	1747	15	19.26	47.71	0.40
Sample Z46	7.87408	0.93	0.41330	0.72	0.90	0.13818	0.59	2230	14	2217	8	2204	10	-1	0.0081	2209	15	12.73	56.05	0.23
Sample Z47	0.78444	0.94	0.09439	0.74	0.76	0.06027	0.58	581	4	588	4	613	12	5	0.0437	585	8	27.77	73.72	0.38
Sample Z48	1.08517	0.63	0.12058	0.57	0.87	0.06527	0.27	734	4	746	3	783	6	6	0.0091	783	14	24.75	223.02	0.11
Sample Z50	0.67048	1.99	0.08223	0.96	0.72	0.05914	1.74	509	5	521	8	572	38	11	0.0253	508	9	28.45	76.31	0.37
Sample Z51	1.26173	2.92	0.13169	0.76	0.24	0.06949	2.82	798	6	829	17	913	58	13	0.0391	799	11	16.80	61.14	0.27
Sample Z52	18.66167	1.27	0.59206	1.16	0.90	0.22860	0.53	2998	28	3024	12	3042	8	1	0.0180	3038	18	2.98	14.12	0.21
Sample Z56	0.73450	1.37	0.08932	0.92	0.65	0.05964	1.01	552	5	559	6	591	22	7	0.0076	553	10	35.90	63.29	0.57
Sample Z57	4.37146	0.73	0.29647	0.64	0.85	0.10694	0.35	1674	9	1707	6	1748	6	4	0.0143	1748	15	20.55	45.16	0.46
Sample Z58	5.13406	1.55	0.30757	0.65	0.62	0.12106	1.41	1729	10	1842	13	1972	25	12	0.0172	1972	44	52.24	124.63	0.42
Sample Z59	0.70799	2.38	0.08557	1.88	0.79	0.06001	1.46	529	10	544	10	604	32	12	0.0359	535	18	16.53	37.38	0.44
Sample Z61	5.70412	1.47	0.34065	0.66	0.41	0.12144	1.31	1890	11	1932	13	1978	23	4	0.0079	1905	20	10.89	80.86	0.13

Tabela 10.3: Dados analítico dos zircões analisados para a amostra LF-03; siltito da Formação Lagoa Formosa

Spot number	Ratios					Age (Ma)					%	f 206	Age (Ma)	±	Th	U	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U			
	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±	Rho 1	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb*	±	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U								±	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±
Sample Z1	3.54153	1.58	0.26392	1.54	0.97	0.09732	0.36	1510	21	1537	13	1573	7	4	0.0071	1567	14	34.30	132.82	0.26
Sample Z5	6.58868	1.22	0.35895	0.97	0.78	0.13313	0.74	1977	17	2058	11	2140	13	8	0.0327	2140	27	20.28	109.80	0.18
Sample Z10	1.14531	1.23	0.12486	0.83	0.64	0.06653	0.92	758	6	775	7	823	19	8	0.0116	764	11	17.75	217.58	0.08
Sample Z11	2.34638	1.11	0.20593	0.55	0.67	0.08264	0.96	1207	6	1226	8	1261	19	4	0.0329	1210	12	36.30	104.41	0.35
Sample Z12	6.71706	0.60	0.37355	0.55	0.87	0.13041	0.25	2046	10	2075	5	2104	4	3	0.0016	2104	12	95.03	320.08	0.30
Sample Z13	7.12418	0.56	0.38707	0.53	0.92	0.13349	0.19	2109	10	2127	5	2144	3	2	0.0057	2144	10	32.73	157.92	0.21
Sample Z14	6.41483	0.54	0.36544	0.50	0.89	0.12731	0.21	2008	9	2034	5	2061	4	3	0.0038	2061	11	71.22	150.45	0.47
Sample Z15	0.79578	1.85	0.09405	0.67	0.56	0.06137	1.72	579	4	594	8	652	37	11	0.0316	578	7	53.12	140.24	0.38
Sample Z17	6.44848	0.60	0.36873	0.56	0.90	0.12684	0.22	2023	10	2039	5	2055	4	2	0.0043	2049	9	84.08	155.01	0.54
Sample Z18	4.58686	0.66	0.31006	0.59	0.86	0.10729	0.30	1741	9	1747	5	1754	6	1	0.0033	1750	11	101.04	220.91	0.46
Sample Z19	5.69919	1.03	0.33680	0.78	0.89	0.12273	0.68	1871	13	1931	9	1996	12	6	0.0173	1996	18	44.97	63.12	0.71
Sample Z21	5.58958	1.01	0.33584	0.87	0.85	0.12071	0.50	1867	14	1914	9	1967	9	5	0.0197	1967	19	32.06	24.31	1.32
Sample Z22	0.76446	0.73	0.09327	0.48	0.55	0.05945	0.55	575	3	577	3	583	12	1	0.0055	575	5	129.81	419.41	0.31
Sample Z24	4.96161	0.79	0.31101	0.72	0.89	0.11570	0.33	1746	11	1813	7	1891	6	8	0.0074	1891	14	56.66	72.24	0.78
Sample Z25	4.02388	1.06	0.27755	0.89	0.82	0.10515	0.58	1579	12	1639	9	1717	11	8	0.0059	1717	23	43.54	110.11	0.40
Sample Z27	7.35615	1.24	0.38565	0.60	0.67	0.13834	1.08	2103	11	2156	11	2207	19	5	0.0090	2207	33	17.39	45.58	0.38
Sample Z28	6.34802	0.60	0.36026	0.51	0.80	0.12780	0.31	1983	9	2025	5	2068	5	4	0.0041	2068	14	128.05	154.66	0.83
Sample Z29	12.03320	0.61	0.47029	0.58	0.94	0.18557	0.18	2485	12	2607	6	2703	3	8	0.0240	2703	10	130.58	351.08	0.37
Sample Z31	2.91329	1.27	0.23250	0.73	0.53	0.09088	1.04	1348	9	1385	10	1444	20	7	0.0086	1444	41	41.73	218.76	0.19
Sample Z34	8.58274	0.90	0.40114	0.77	0.94	0.15518	0.47	2174	14	2295	8	2404	8	10	0.0134	2404	13	43.12	72.67	0.59
Sample Z35	5.37404	1.31	0.31922	1.29	0.98	0.12210	0.25	1786	20	1881	11	1987	4	10	0.0117	1987	11	38.03	142.24	0.27
Sample Z38	4.21506	1.75	0.29632	1.70	0.99	0.10317	0.43	1673	25	1677	14	1682	8	1	0.0174	1682	11	109.23	370.16	0.30
Sample Z44	2.16434	1.71	0.18959	1.66	0.97	0.08280	0.39	1119	17	1170	12	1264	8	11	0.0086	1264	16	54.31	328.91	0.17
Sample Z45	4.60823	2.05	0.28634	1.87	0.91	0.11672	0.84	1623	27	1751	17	1907	15	15	0.0080	1907	31	84.69	119.89	0.71
Sample Z47	4.33066	0.79	0.29484	0.59	0.69	0.10653	0.52	1666	9	1699	7	1741	10	4	0.0133	1741	21	15.63	40.63	0.38
Sample Z48	3.93632	0.56	0.27260	0.48	0.80	0.10473	0.28	1554	7	1621	5	1710	5	9	0.0048	1710	14	35.54	106.68	0.33
Sample Z49	2.36541	1.92	0.20480	0.90	0.44	0.08377	1.70	1201	10	1232	14	1287	33	7	0.0111	1209	19	16.35	98.41	0.17
Sample Z50	0.71742	1.12	0.08785	0.58	0.70	0.05923	0.96	543	3	549	5	575	21	6	0.0163	542	6	21.27	120.67	0.18
Sample Z53	5.88409	2.72	0.34878	0.62	0.20	0.12235	2.65	1929	10	1959	24	1991	47	3	0.0008	1932	20	7.08	285.34	0.02
Sample Z55	10.41341	2.38	0.47436	1.35	0.56	0.15921	1.96	2503	28	2472	22	2447	33	-2	0.0057	2480	42	45.57	168.17	0.27
Sample Z57	3.37602	0.66	0.25569	0.59	0.86	0.09576	0.30	1468	8	1499	5	1543	6	5	0.0048	1543	14	76.68	515.14	0.15
Sample Z58	4.27871	0.90	0.28798	0.64	0.85	0.10776	0.63	1631	9	1689	7	1762	12	7	0.0080	1762	19	45.86	101.62	0.45
Sample Z59	19.77930	0.66	0.58414	0.57	0.82	0.24558	0.33	2966	14	3081	6	3156	5	6	0.0010	3156	14	110.39	309.50	0.36
Sample Z60	0.74599	0.94	0.08947	0.55	0.51	0.06047	0.76	552	3	566	4	621	17	11	0.0170	621	35	29.58	234.89	0.13
Sample Z61	4.74538	0.79	0.28958	0.66	0.80	0.11885	0.44	1639	10	1775	7	1939	8	15	0.0110	1939	19	45.79	64.45	0.71

Tabela 10.4: Dados analítico dos zircões analisados para a amostra GA-03b; arenito da Formação Lagoa Formosa

Spot number	Ratios					Age (Ma)					%	f 206	Age (Ma)	±	Th	U	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U			
	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±	Rho 1	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb*	±	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U								±	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±
Sample Z1	7.12493	1.37	0.38637	1.04	0.74	0.13374	0.89	2106	19	2127	12	2148	16	2	0.0272	2130	24	3.80	15.23	0.25
Sample Z2	4.70829	1.35	0.29984	1.30	0.96	0.11389	0.36	1691	19	1769	11	1862	6	9	0.0182	1862	15	67.01	70.49	0.95
Sample Z4	5.61820	0.67	0.33656	0.56	0.78	0.12107	0.37	1870	9	1919	6	1972	7	5	0.0204	1972	16	20.90	79.96	0.26
Sample Z7	3.33350	1.67	0.25359	0.93	0.77	0.09534	1.39	1457	12	1489	13	1535	26	5	0.0419	1535	42	11.10	30.01	0.37
Sample Z10	6.40936	0.79	0.36196	0.61	0.73	0.12843	0.50	1991	10	2034	7	2077	9	4	0.0123	2077	20	19.13	33.22	0.58
Sample Z12	4.37282	0.65	0.29810	0.57	0.85	0.10639	0.29	1682	9	1707	5	1738	5	3	0.0122	1738	13	34.27	68.09	0.50
Sample Z13	7.19455	0.62	0.39132	0.56	0.87	0.13334	0.27	2129	10	2136	6	2142	5	1	0.0083	2139	10	15.42	68.89	0.22
Sample Z14	16.19665	0.77	0.56788	0.73	0.95	0.20685	0.23	2899	17	2888	7	2881	4	-1	0.0045	2883	10	23.88	89.95	0.27
Sample Z15	7.37998	2.60	0.39820	1.10	0.66	0.13442	2.36	2161	20	2159	23	2156	41	0	0.0069	2160	39	28.56	95.81	0.30
Sample Z16	6.03154	0.77	0.35561	0.67	0.85	0.12301	0.37	1961	11	1980	7	2000	7	2	0.0091	1989	12	35.16	66.79	0.53
Sample Z18	6.91055	0.73	0.38760	0.63	0.83	0.12931	0.36	2112	11	2100	6	2089	6	-1	0.0156	2096	12	4.62	36.73	0.13
Sample Z21	2.29905	1.11	0.20517	0.89	0.78	0.08127	0.66	1203	10	1212	8	1228	13	-1	0.0246	1212	16	13.36	43.72	0.31
Sample Z22	2.82775	0.83	0.23707	0.71	0.83	0.08651	0.43	1371	9	1363	6	1350	8	-1	0.0194	1361	12	7.44	55.93	0.13
Sample Z23	7.00042	1.31	0.39210	0.79	0.81	0.12949	1.04	2133	14	2111	12	2091	18	-1	0.0185	2112	23	5.76	27.04	0.21
Sample Z24	7.33551	0.95	0.39906	0.84	0.87	0.13332	0.45	2165	15	2153	9	2142	8	-1	0.0181	2148	15	10.28	34.29	0.30
Sample Z25	7.25274	1.14	0.39431	0.97	0.84	0.13340	0.59	2143	18	2143	10	2143	10	-1	0.0250	2143	19	5.95	23.47	0.25
Sample Z26	4.71945	1.22	0.31464	0.83	0.66	0.10879	0.89	1764	13	1771	10	1779	16	-1	0.0183	1769	20	18.12	32.80	0.55
Sample Z28	7.12254	0.83	0.39488	0.71	0.82	0.13082	0.45	2145	13	2127	7	2109	8	-2	0.0351	2121	14	12.48	55.20	0.23
Sample Z31	3.37688	0.64	0.25791	0.55	0.82	0.09496	0.32	1479	7	1499	5	1527	6	3	0.0164	1527	15	27.30	126.88	0.22
Sample Z32	3.82886	0.83	0.27644	0.68	0.79	0.10046	0.47	1573	9	1599	7	1633	9	4	0.0178	1633	19	22.81	39.94	0.57
Sample Z33	6.65226	0.78	0.37276	0.69	0.87	0.12943	0.36	2042	12	2066	7	2090	6	2	0.0106	2090	15	6.79	37.62	0.18
Sample Z34	6.84012	0.82	0.38146	0.62	0.87	0.13005	0.55	2083	11	2091	7	2099	10	1	0.0162	2095	14	13.83	67.87	0.20
Sample Z37	6.04665	1.65	0.33138	1.56	0.94	0.13234	0.54	1845	25	1983	14	2129	9	13	0.0173	2129	20	21.06	91.01	0.23
Sample Z39	4.46564	0.88	0.30166	0.82	0.92	0.10736	0.32	1700	12	1725	7	1755	6	3	0.0052	1755	13	24.90	94.23	0.26
Sample Z40	4.28338	0.77	0.29347	0.65	0.81	0.10586	0.41	1659	9	1690	6	1729	8	4	0.0082	1729	17	31.60	60.32	0.52
Sample Z41	6.74856	1.42	0.36961	1.17	0.81	0.13242	0.81	2028	20	2079	13	2130	14	5	0.0369	2130	29	3.89	14.49	0.27
Sample Z43	7.05981	0.72	0.37633	0.68	0.94	0.13606	0.22	2059	12	2119	6	2178	4	5	0.0102	2178	10	38.04	119.56	0.32
Sample Z45	4.71643	0.91	0.31142	0.83	0.90	0.10984	0.38	1748	13	1770	8	1797	7	3	0.0345	1797	16	36.76	45.85	0.80
Sample Z47	6.73425	0.91	0.37077	0.67	0.70	0.13173	0.62	2033	12	2077	8	2121	11	4	0.0310	2121	23	14.52	49.60	0.29
Sample Z48	6.91823	0.85	0.38450	0.81	0.95	0.13050	0.26	2097	14	2101	8	2105	5	0	0.0096	2104	10	9.20	46.90	0.20
Sample Z49	7.17204	0.67	0.38833	0.55	0.77	0.13395	0.38	2115	10	2133	6	2150	7	2	0.0150	2137	12	18.08	58.96	0.31
Sample Z51	1.70017	0.89	0.17058	0.73	0.79	0.07229	0.51	1015	7	1009	6	994	10	-2	0.0243	1009	11	27.08	122.16	0.22
Sample Z52	3.24314	1.94	0.24106	1.83	0.94	0.09758	0.65	1392	23	1468	15	1578	12	12	0.0300	1578	25	35.39	131.99	0.27
Sample Z53	7.27262	0.76	0.38917	0.63	0.79	0.13553	0.42	2119	11	2145	7	2171	7	2	0.0261	2171	17	28.05	124.41	0.23
Sample Z54	7.03072	0.89	0.38381	0.75	0.93	0.13285	0.48	2094	13	2115	8	2136	8	2	0.0079	2136	13	16.40	57.99	0.28
Sample Z55	6.81977	0.65	0.37522	0.59	0.87	0.13182	0.28	2054	10	2088	6	2122	5	3	0.0056	2122	13	17.20	90.65	0.19
Sample Z58	4.48228	0.94	0.29969	0.63	0.83	0.10848	0.69	1690	9	1728	8	1774	13	5	0.0186	1774	20	49.67	127.72	0.39
Sample Z59	6.24463	0.57	0.35874	0.53	0.89	0.12625	0.22	1976	9	2011	5	2046	4	3	0.0063	2046	11	24.98	148.31	0.17
Sample Z60	3.01642	0.80	0.24071	0.75	0.93	0.09089	0.27	1390	9	1412	6	1444	5	4	0.0056	1444	12	45.34	172.34	0.26
Sample Z61	7.67809	0.81	0.41840	0.61	0.71	0.13310	0.52	2253	12	2194	7	2139	9	-5	0.0170	2139	20	9.19	32.62	0.28