



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOLOGIA

PEDRO GUILHERME ASSUNÇÃO OLIVEIRA

**PROVENIÊNCIA DA FORMAÇÃO DIAMANTINO NO SUL DO
CRÁTON AMAZÔNICO: IMPLICAÇÕES
CRONOESTRATÍGRÁFICAS E CONTEXTO TECTÔNICO**

BELÉM, PARÁ
JULHO/2021



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOLOGIA

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**PROVENIÊNCIA DA FORMAÇÃO DIAMANTINO NO SUL DO
CRÁTON AMAZÔNICO: IMPLICAÇÕES
CRONOESTRATÍGRÁFICAS E CONTEXTO TECTÔNICO**

Trabalho apresentado por:

PEDRO GUILHERME ASSUNÇÃO OLIVEIRA

Orientador: Prof. Dr. AFONSO CÉSAR RODRIGUES NOGUEIRA(UFPA)

BELÉM, PARÁ

JULHO/2021

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará

Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

O48p Oliveira, Pedro Guilherme Assunção.
Proveniência da Formação Diamantino no sul do
Cráton Amazônico : Implicações cronoestratigráficas e o
contexto tectônico. / Pedro Guilherme Assunção Oliveira.
— 2021.
xiv, 45 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira
Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) -
Universidade
Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de
Geologia, Belém, 2021.

1. petrografia. 2. proveniência. 3. lacustre. 4.
constituintes vulcânicos. 5. quartzo. I. Título.

CDD 558.1



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOLOGIA

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**PROVENIÊNCIA DA FORMAÇÃO DIAMANTINO NO SUL DO
CRÁTON AMAZÔNICO: IMPLICAÇÕES
CRONOESTRATÍGRÁFICAS E CONTEXTO TECTÔNICO**

Trabalho apresentado por:

PEDRO GUILHERME ASSUNÇÃO OLIVEIRA

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Bacharel em Geologia, Geologia Sedimentar, Análise de Bacia Sedimentares.

Data da defesa: 08/06/2021

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira
(Orientador - UFPA)

Prof. Dr. José Bandeira Cavalcante da Silva Junior.
(Avaliador – UFPA)

Dr. Pedro Augusto Santos da Silva
(Avaliador- Externo)

*À minha família,
pelo apoio incondicional durante toda caminhada.*

AGRADECIMENTOS

Meus agradecimentos a todos que contribuíram de forma positiva em minha formação:

À Universidade Federal do Pará (UFPA) por toda infraestrutura e oportunidade concedida para o meu desenvolvimento pessoal-profissional.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela oportunidade de desenvolver uma iniciação científica durante os anos de 2018 e 2019.

Aos professores da Faculdade de Geologia (FAGEO) pelo empenho e dedicação na tentativa nos despertar o brilho pela ciência.

Ao meu orientador Prof Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira, por ser contribuinte no meu amadurecimento profissional e acadêmico, além das diversas oportunidades de trabalho e orientações.

Ao Grupo de Análise de Bacia Sedimentares da Amazônica (GSED), em especial aos Professores Joelson e José Bandeira, e aos pesquisadores Guilherme Raffaeli, Hudson Santos, Pedro Augusto, Renan Fernandes e Alexandre Ribeiro pelo acolhimento e ensinamentos.

Aos amigos da Geologia que compartilharam momentos inesquecíveis durante minha graduação: Rodrigo, Manaças, Coelho, Cereja, Isabella, Elizangela, Dominique, Zeus, Pedro Henrique, João, Victor e Gabriel Mergulhão. Em especial aos amigos que acreditaram no meu trabalho e profissionalismo não só durante as etapas de campo, mas também durante as dificuldades enfrentadas durante esses anos: Sepeda, Wivian, Yury, Iolanda, Maciel e Carlos.

À Giulliana Paraense, pelo apoio durante toda a graduação e nesses tempos difíceis de pandemia. Obrigada por todo incentivo, compreensão, parceria e romance. Você foi fundamental.

Aos meus membros familiares, que me deram condição e incentivo para minha realização profissional, em especial, minha mãe Beatriz por acreditar no meu sonho, me apoiar a seguir minha jornada acadêmica apesar de todas as dificuldades, além de compreender os todos os momentos que estive ausente.

Aos meus amigos Aldo, Marcos, Jamyson, Alexandre, Samantha, Kervin e Karina pela amizade e companheirismo.

RESUMO

Os primeiros registros siliciclásticos paleozoicos do sul do Cráton Amazônico foram recentemente interpretados como sistemas deposicionais transgressivos de mares epicontinentais no início do Gondwana Oeste. Trabalhos prévios relatam que estes depósitos faziam parte de uma Bacia Ediacarana-Cambriana, parcialmente invertida, composta pelos carbonatos do Grupo Araras (Ediacarano inferior) e siliciclásticos do Grupo Alto Paraguai (Cambriano-Ordoviciano) sobre rochas cristalinas do Cráton Amazonico e rochas metamórficas da Faixa Paraguai. Os depósitos lacustres e deltaicos da unidade de topo do Grupo Alto Paraguai, a Formação Diamantino, representaria o fechamento dessa fase marinha no contexto da Bacia Araras-Alto Paraguai. Estudos faciológicos tem confirmado esta interpretação paleoambiental, no entanto dados petrográficos e de proveniência em combinação com catodoluminescência policromática revelaram que esta unidade é provavelmente mais nova que Paleozoico e pertencente aos estratos cretáceos da Bacia dos Parecis. A Formação Diamantino consiste em litoarenitos, sublitoarenitos e grauvacas líticas, com grãos subangulosos-subarredondados e esféricos de quartzo, fragmentos de rocha vulcânicos, intraclastos pelíticos, raros feldspatos (microclínio e plagioclásio) e fragmentos de rochas metamórficos indicando maturidade composicional baixa. O quartzo possui embainhas, vacúolos, fraturas abertas e preenchidas, forma mosaicos, manchas brancas orientadas que indicam 3 grupos distintos de quartzo nesses arenitos: quartzo vulcânico, baixo-médio grau metamórfico e plutônico. Luminescências escuras e avermelhadas do quartzo obtidas por catodoluminescência indicam predominância de rochas vulcânicas. Predominam processos eodiagenéticos e telodiagenéticos. Diferente dos estudos prévios corroboramos que a fonte vulcânica foi mais importante do que a metamórfica sugerindo que as faixas Paraguai e Brasília, bem como o Maciço Goiás não foram protagonistas como áreas-fontes. A ocorrência de fácies lacustres não é compatível com interpretação marinha das unidades do Grupo Paraguai e dados prévios geocronológicos sugerem idades não mais velhas que o Permiano. Rochas vulcânicas ediacaranas e paleozoicas não ocorrem no sul do Cráton Amazônico, porém é comum a presença de vulcânicas mesozoicas das formações Tapirapuã e Anari (~190 Ma) formando diques na Bacia Araras-Paraguai e corpos intrusivos e derrames na Bacia dos Parecis relacionadas a abertura do Oceano Atlântico Central ou CAMP (Central Atlantic Magmatic Province). Estes dados sugerem que a Formação Diamantino é mais relacionada aos eventos pós-CAMP do que ligado a evolução Cambriana do Gondwana Oeste, relacionada a uma fase lacustre durante a subsidência térmica após a colocação de grande volume de basaltos toleíticos na crosta superior no Jurássico. Embora as conclusões obtidas neste trabalho não sejam definitivas, abrem uma perspectiva para guiar

futuros trabalhos de mapeamento geológico e geocronológico para aumentar a resolução estratigráfica e detalhar o quadro evolutivo desta parte do Sul do Cráton Amazônico.

Palavras-chave: petrografia; proveniência; lacustre; constituintes vulcânicos; quartzo.

ABSTRACT

The first record of Paleozoic deposits from the southern Amazon Craton was recently interpreted as deposits from epicontinental seas in the initial phase of the West Gondwana. These deposits have been interpreted as part of a weakly inverted Ediacaran-Cambrian basin filled by carbonate rocks from the Araras Group (Lower Ediacaran) and siliciclastic rocks from the Alto Paraguai Group (Cambrian-Ordovician) overlying crystalline and metamorphic rocks, respectively from the Amazonian Craton and Paraguay Belt. The lake and deltaic deposits of Diamantino Formation, upper Alto Paraguai Group, would represent the epicontinental sea closure in the context of the Araras-Alto Paraguai Basin. Facies studies have confirmed this paleoenvironmental interpretation, while petrographic and provenance data in combination with polychromatic cathodoluminescence has revealed that the Diamantino Formation is probably younger than Paleozoic and belongs to the Cretaceous strata of the Parecis Basin. The Diamantino Formation consists of lithic and sublithic sandstones, and greywacke, with subangular-subrounded and spherical quartz grains, volcanic rock fragments, pelitic intraclasts, rare feldspars, and metamorphic rock fragments indicating low compositional maturity. Quartz has embayments, vacuoles, open and filled fractures, forms mosaics, oriented white patches that indicate three distinct groups of quartz in these sandstones: volcanic, low-medium metamorphic, and plutonic. Dark and reddish luminescence of quartz indicate volcanic rocks as source-area. Thus, metamorphic rocks from the Paraguay and Brasília belts, and Goiás Massif, were not the primary source areas as previously interpreted. Eogenetic and telogenetic processes were predominate. The continental facies of the Diamantino Formation is not compatible with the Cambrian marine deposits from the West Gondwana, and previous geochronological data suggest ages no older than the Permian. The abundance of volcanic clasts in Diamantino deposits is intriguing since Ediacaran, and Paleozoic volcanic rocks are absent in the southern Amazon Craton. In contrast, Mesozoic volcanic rocks from the Tapirapuã and Anari formations (~190 Ma) occur as dikes in the Araras-Paraguay Basin and intrusive and sills bodies in the Parecis Basin. This magmatism is related to the opening of the Central Atlantic Ocean or CAMP. We considered the Diamantino Formation as a post-CAMP deposit linked to a lacustrine phase during thermal subsidence after voluminous lava flows and outpouring of tholeiitic basalts. Although the conclusions obtained in this work are not definitive, they open a

perspective to guide future geological and geochronological studies to increase the resolution of the evolutionary scenario of this part of the southern Amazon Craton.

Keywords: petrography; provenance; lacustrine; volcanic constituents; quartz.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Esboço do contexto geológico do sudeste do Cráton Amazônico	2
Figura 2 – Carta tectono-estratigráfica da Bacia Araras-Paraguai	3
Figura 3 – Mapa de localização e acesso a cidade de Diamantino.....	5
Figura 4 – Mapa de amostragem e ponto estudados.....	6
Figura 5 – Perfil estratigráfico da Formação Diamantino.....	8
Figura 6 – Diagrama de classificação de arenitos de Folk e Pettijohn <i>et al.</i>	9
Figura 7 – Reconstrução paleogeográfica do Supercontinente Gondwana no Cambriano.....	11
Figura 8 – Aspectos faciológicos dos turbiditos distais da Formação Diamantino.....	15
Figura 9 – Aspectos faciológicos do prodelta/lacustre da Formação Diamantino.....	17
Figura 10 – Aspectos faciológicos da Frente Deltaica da Formação Diamantino.....	19
Figura 11 – Classificação dos arenitos da Formação Diamantino.....	21
Figura 12 – Aspectos texturais do arcabouço dos arenitos do Prodelta/Lacustres.....	24
Figura 13 – Aspectos texturais do arcabouço dos arenitos da Frente Deltaica.....	27
Figura 14 – Aspectos texturais do arcabouço dos arenitos dos Turbiditos distais.....	28
Figura 15 – Aspectos gerais das evidências diagenéticas da Formação Diamantino.....	31
Figura 16 – Aspectos texturais da assembleia do quartzo detrítico.....	34
Figura 17 – Catodoluminescência dos arenitos da Formação Diamantino.....	35
Figura 18 – Diagrama de <i>proveniência</i> de Bernet and Basset (2005).....	36
Figura 19 – Idades de grãos de zircão detrítico datados.....	38
Figura 20– Litoestratigrafia, paleoambiente e principais eventos geológicos que ocorrem na bacia do Parecis e Araras-Paraguai	40
Figura 21 – Relações estratigráficas entre o Cambriano da Bacia Araras-Paraguai (Formação Sepotuba), CAMP (Basalto Tapirapuã) e o Cretaceo? (Formação Diamantino).....	41

Figura 22 – Bloco diagrama representando a colocação do magmatismo basáltico toleitico42

Figura 23- Bloco diagrama representando a implantação de sistemas lacustres sobre a planície vulcânicas.....42

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Facies e descrição dos arenitos da Formação Diamantino.....	13
Tabela 2 – Frequência dos componentes detríticos e diagenéticos da Formação Diamantino...	21
Tabela 3 – Sequência diagenética geral dos arenitos da Formação Diamantino.....	32

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	vi
ABSTRACT	viii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	x
LISTA DE TABELAS	xii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO	4
1.3 OBJETIVOS	7
2 METODOLOGIA	8
3 GEOLOGIA REGIONAL	10
3.1 FORMAÇÃO DIAMANTINO.	12
3.1.1 Turbiditos distais	13
3.1.2 Lacustre/Prodelta	16
3.1.3 Frente deltaica	17
4 PETROGRAFIA DE ARENITOS	20
4.1 PRODELTA / LACUSTRE.....	21
4.1.1 Sublitoarenitos	21
4.1.2 Litoarenitos	22
4.1.3 Grauvacas Líticas	22
4.2 FRENTE DELTÁICA	24
4.2.1 Sublitoarenitos	24
4.2.2 Litoarenitos	24
4.2.3 Grauvacas líticas	25
4.3 SEQUÊNCIA TURBIDÍTICA	27
4.3.1 Grauvaca líticas	27
5 DIAGÊNESE	28
6 INDICADORES DE PROVENIÊNCIA	32
6.1 PETROGRAFIA DO QUARTZO DETRÍTICO.....	32
6.2 CATODOLUMINÊSCÊNCIA DO QUARTZO.....	32
7 PROVENIÊNCIA	36

8	CONSIDERAÇÕES FINAIS:	42
	REFERÊNCIAS	43

1. INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Por décadas os depósitos pré-Silurianos do Sul do Cráton Amazônico têm sido interpretados como depósitos de bacias *foreland* na qual a Faixa Araguaia-Paraguai (Almeida 1967), seria uma importante unidade geotectônica gerada por tectônica de colisão do Neoproterozóico-Cambriano no final da orogenia Pan-Africana-Brasílica (940-620 Ma.) (Almeida 1974, Alvarenga & Trompette 1988, Trindade *et al.* 2003; 2006; Tohver *et al.* 2010, Santos 2014; 2016; 2018). Posteriormente, a descoberta da descontinuidade entre os cinturões colisionais fortaleceu a divisão entre as faixas móveis no leste e sudeste do Cráton Amazônico. (Araguaia e Paraguai respectivamente). O Cinturão dobrado Paraguai teria sido resultante da convergência entre os blocos continentais Amazônia, São Francisco-Congo, Paranapanema, e Rio de la plata, resultando no fechamento do Oceano Goiás-Pharusiano no final da Orogenia Brasileiro/Pan-Africana (650-640 Ma) (Nogueira *et al.* 2007, Cordani *et al.* 2013). Porém, teorias divergentes baseadas em dados paleomagnéticos e geocronológicos têm demonstrado ampla possibilidade para o cenário tectônico na sua gênese e formação (Cordani *et al.* 2013, Tohver *et al.* 2010). Tohver *et al.* (2010) interpreta que a gênese da faixa está ligada a convergência entre blocos continentais São Francisco-Congo e Paranapanema no final da Orogenia Brasileiro (540-520 Ma), paralelamente, Cordani *et al.* (2013) interpreta que o cinturão tem origem após sucessivas convergências entre os blocos do Gondwana Oeste, instalando regimes transtensivos que proporcionariam a instalação da bacia intracratônica pós-colisional Araras-Paraguai (Figura 1) proposta por Nogueira *et al.* (2019). Depósitos espessos e contínuos de rochas carbonáticas e siliciclásticas pré-silurianos ocorrem nesta bacia fracamente invertida no Sul do Cráton Amazônico, denominada de Bacia Araras-Alto Paraguai. Essas coberturas são representadas por depósitos glaciogênicos relacionados à glaciação marinoana, sobrepostos por carbonatos ediacaranos, os quais são discordantemente recobertos por coberturas siliciclásticas cambrianas-ordovicianas. (Santos *et al.* 2017, Afonso & Nogueira, 2018, Nogueira *et al.* 2019). Enquanto os depósitos carbonáticos possuem inequívocos registros de capas carbonáticas pós-glaciação global do Marinoano (635 Ma), a recente idade cambriana dada aos depósitos siliciclásticos sobrepostos, previamente considerados ediacaranos, aponta para uma evolução da Bacia que alcançou o início da formação do Gondwana Oeste (Santos *et al.* 2017, Afonso & Nogueira 2018, Nogueira *et al.* 2018, Santos *et al.* 2017, Santos *et al.* 2020). Da mesma forma, dados estruturais disponíveis para a região sugerem que a Bacia Araras-Alto Paraguai foi invertida por tectônica transtensional e não colisional, implicando que o modelo prévio de *foreland* precisa ser revisto.

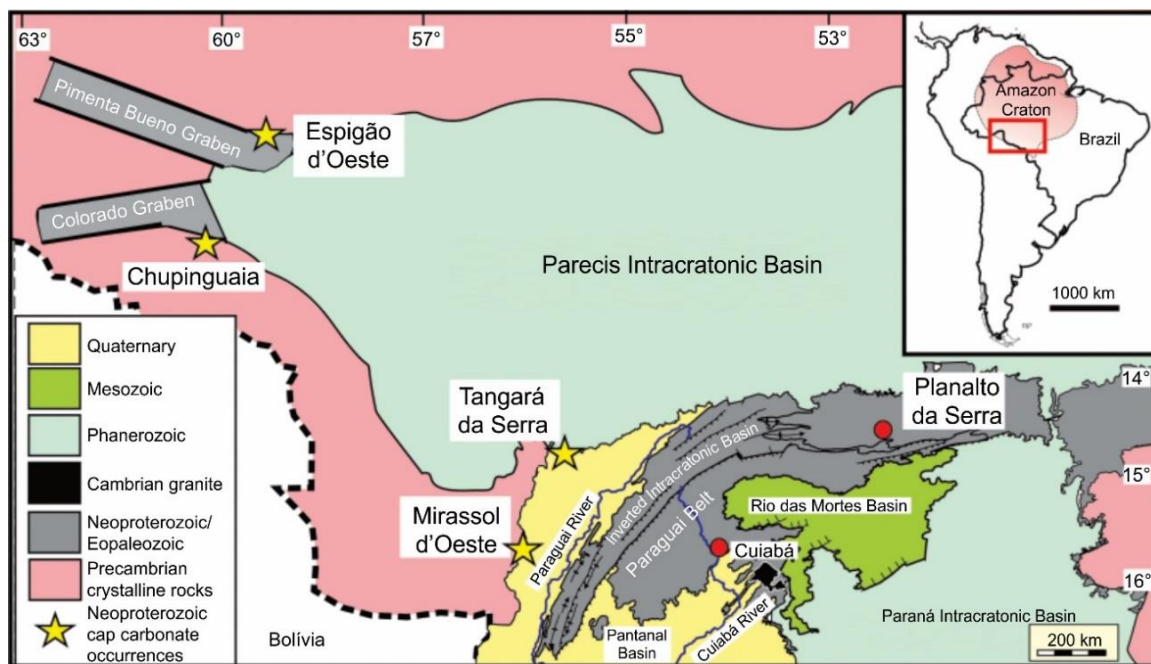


Figura 1- Localização e esboço geológico do sudoeste do Cráton Amazônico. Fonte: Nogueira *et al.* (2019).

O embasamento Neoproterozoico é constituído por rochas do grupo Cuiabá (Figura 2), sendo caracterizado por metadiamicctitos, meta-arenitos e meta-pelitos depositados em ambiente de margem passiva e posteriormente metamorfizados na fácies xisto verde (Alvarenga & Trompette, 1992). Esses depósitos ocorrem discordantemente sobre diamictitos representantes do último evento glacial Marinano da formação Puga (Nogueira *et al.* 2003). O Grupo Araras é o principal representante dos eventos anômalos relacionados a hipótese Snowball Earth que teria exposto a plataforma Araras por aproximadamente 80 Ma, além disso a instalação da plataforma cambro-ordoviciana do Grupo Alto Paraguai (Santos *et al.* 2017, Afonso & Nogueira 2018, Nogueira *et al.* 2018) estaria ligada a eventos prográdantes marcados por influência de tempestades e maré (Bandeira *et al.* 2012).

Os depósitos siliciclásticos cambro-ordovicianos da Bacia Araras-Alto Paraguai (Santos *et al.* 2017, Nogueira *et al.* 2019) foram classicamente subdivididos por Almeida (1964) nas formações Raizama, Sepotuba e Diamantino. O grupo ocorre a sudeste da borda do Cráton Amazônico e a norte da Faixa Paraguai (Almeida 1984), onde sua parte basal é composta por arenitos, siltitos e folhelhos pertencentes a uma plataforma marinha rasa (Santos 2018), enquanto que a Formação Sepotuba seria composta por folhelhos argilosos, siltitos, arenitos e calcários relativos a depósitos de offshore marinho com retrabalhamento por maré e tempestade (Bandeira *et al.* 2012).

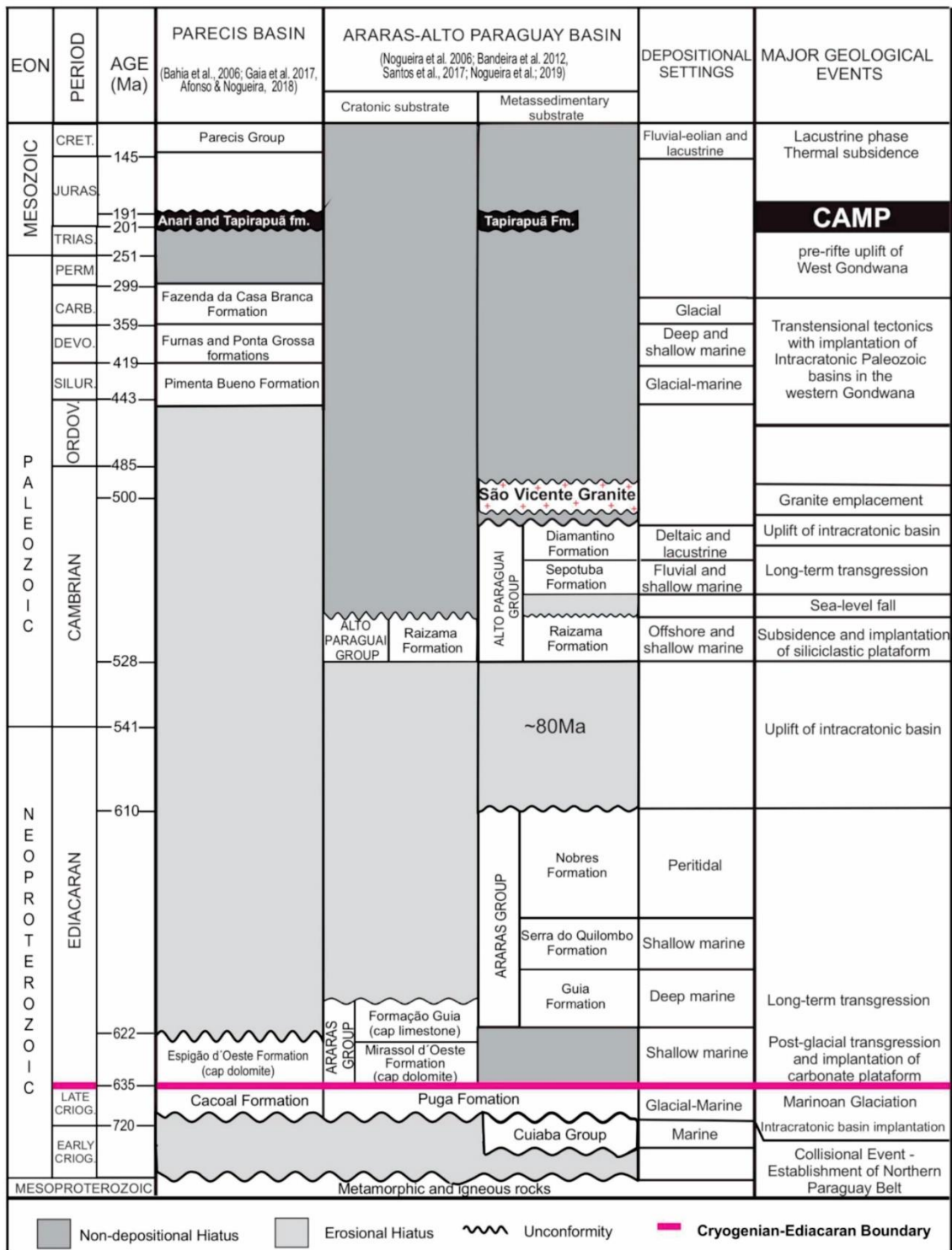


Figura 2- Carta tectono-estratigráfica dos depósitos Neoproterozóicos-Cambrianos da Bacia Araras-Paraguai. Fonte: Rezende *et al.* (2021).

A Formação Diamantino, objeto deste estudo, é composta por arenitos e pelitos atribuídos ao fechamento da conexão oceânica com o Oceano Iapetus a partir de sequências turbidíticas sucedidas de facies agradacionais de material fino e posteriormente de ciclos deltaicos relacionados a fase orogênica final no Cinturão Paraguai (Bandeira *et al.* 2012, Santos 2018,

Nogueira *et al.*, 2019). Embora esses depósitos tenham anteriormente indicado uma idade cambriana pelo método U-Pb em zircão detrítico (Bandeira *et al.*, 2012, McGee *et al.* 2015), a descoberta de traços fósseis infaunais característicos do Cambriano na base do Grupo Alto Paraguai reposicionaram a Formação Diamantino para o Ordoviciano (Santos *et al.* 2017). Embora a datação de zircão detrítico atesta principalmente fontes cambrianas, uma idade permiana tem sido aventada com base em um grão deste mineral, levantando dúvidas sobre a real idade da Formação Diamantino. Da mesma forma, a interpretação prévia paleoambiental não é consistente com os mares epicontinentais cambriano-ordovicianos do Gondwana Oeste. Assim, para contribuir com o entendimento evolutivo e diagenético da Formação Diamantino, foram realizados estudos petrográficos em combinação com análise por catodoluminescência policromática para fins de proveniência sedimentar. Diferentemente das informações prévias, os dados aqui relatados demonstraram que fontes vulcânicas foram mais importantes na deposição desta unidade, o que permitiu tecer implicações quanto a cronoestratigrafia da unidade, e tentativamente correlacionar com os eventos deposicionais fanerozoicos do sul do Cráton Amazônico.

A Formação Tapirapuã é composta por basaltos toleíticos jurássicos (197 Ma pelo método ^{40}Ar - ^{39}Ar), por vezes amigdaloidais, de coloração cinza chumbo que são aflorantes na região de Tangará da Serra, Santo Afonso e Arenópolis na Bacia do Parecis. Recentemente, mapeamentos geofísicos utilizando método gravimétrico observaram a continuidade dessa unidade em subsuperfície para Bacia Araras-Paraguai e a correlacionaram a Província Magmática do Atlântico Central (CAMP)

1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de trabalho está inserida na borda oeste do Cráton Amazônico, no Sudoeste no estado do Mato Grosso, mais precisamente nos arredores da cidade de Diamantino (Figura 3), na porção norte da Bacia Araras-Paraguai, sendo presente na folha SD-21-Cuiabá, situada entre os paralelos 14°00' e 15°00' de latitude sul e os meridianos 56°00' e 57°00' à oeste de Greenwich.

As rochas descritas nesse trabalho (Figura 4) encontram-se aflorantes ao longo das rodovias MT-240, BR-123 e algumas estradas de terra próximas a região da cidade de Diamantino. Seu acesso principal ocorre pela rodovia MT-010 no sentido Cuiabá-Nobres e posteriormente na MT-240 no sentido Nobres-Diamantino.

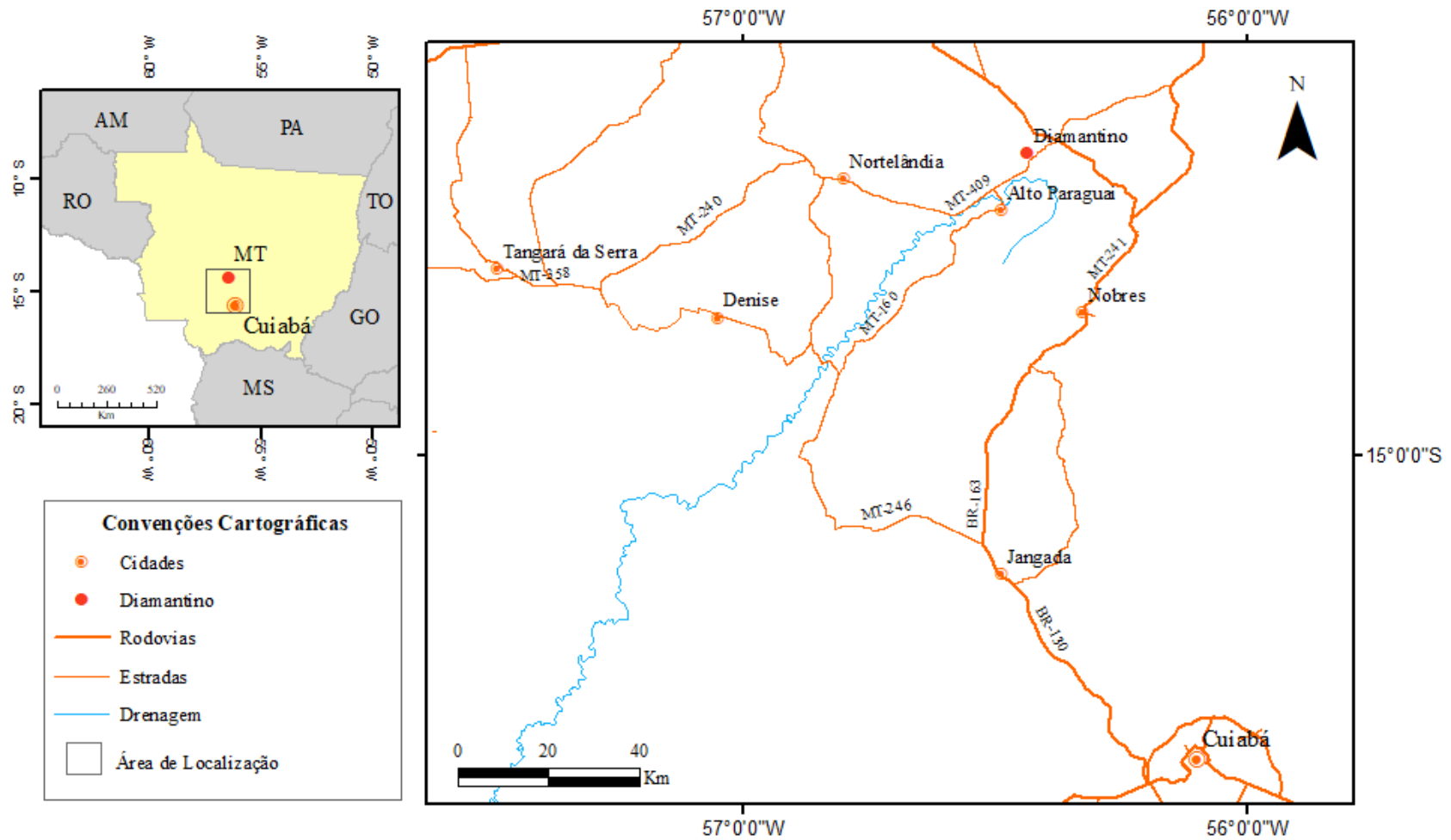


Figura 3- Mapa de localização e acesso das principais rodovias até a região de Diamantino, foco deste trabalho. Fonte: Do próprio Autor.

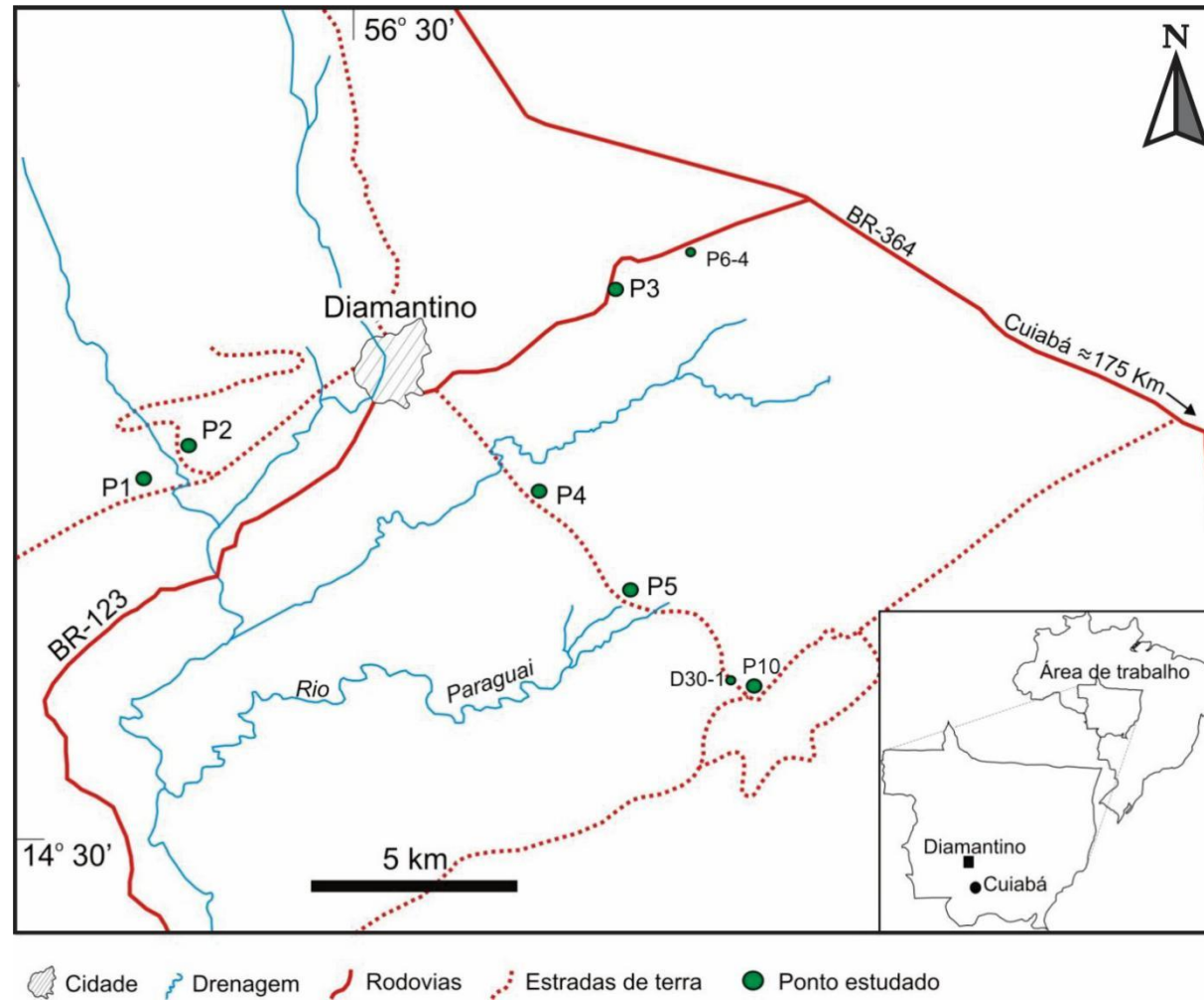


Figura 4- Mapa de amostragem e dos pontos estudados da região de Diamantino. Fonte: Silva Junior (2009).

1.3 OBJETIVOS

O objetivo desse trabalho é introduzir novos dados sobre as possíveis áreas fontes para sedimentação da Formação Diamantino, através de dados de paleocorrente, petrografia de arenitos e catodoluminescência colorida inseridos no cenário tectônico-estratigráfico atual proposto por Nogueira *et al.* (2019)

Os objetivos específicos desse trabalho se definem em:

- i) Descrição microscópica dos arenitos da Formação Diamantino, com o propósito da identificação dos seus principais constituintes, processos diagenéticos e sua classificação petrográfica.
- ii) Determinação da assembleia de quartzo através da integração entre os dados obtidos por microscópio óptico e catodoluminescência colorida para interpretação da proveniência sedimentar.
- iii) Determinação das possíveis áreas fontes na contextualização estratigráfica-tectônica atual proposta para Bacia Araras-Paraguai e Grupo Alto Paraguai.

2. METODOLOGIA

A metodologia aplicada nesse trabalho é constituída na descrição petrográfica de 13 amostras de arenitos quem foram coletados durante os trabalhos de campo do Grupo de Análise de Bacias Sedimentares da Amazônica (GSED), especificamente durante o doutorado de José Bandeira Cavalcante da Silva Júnior. A seleção de amostras teve como base os perfis de campo de Silva Júnior (2009) tratando-se especificamente dos diferentes ambientes sedimentares e suas respectivas fácies (Figura 5).

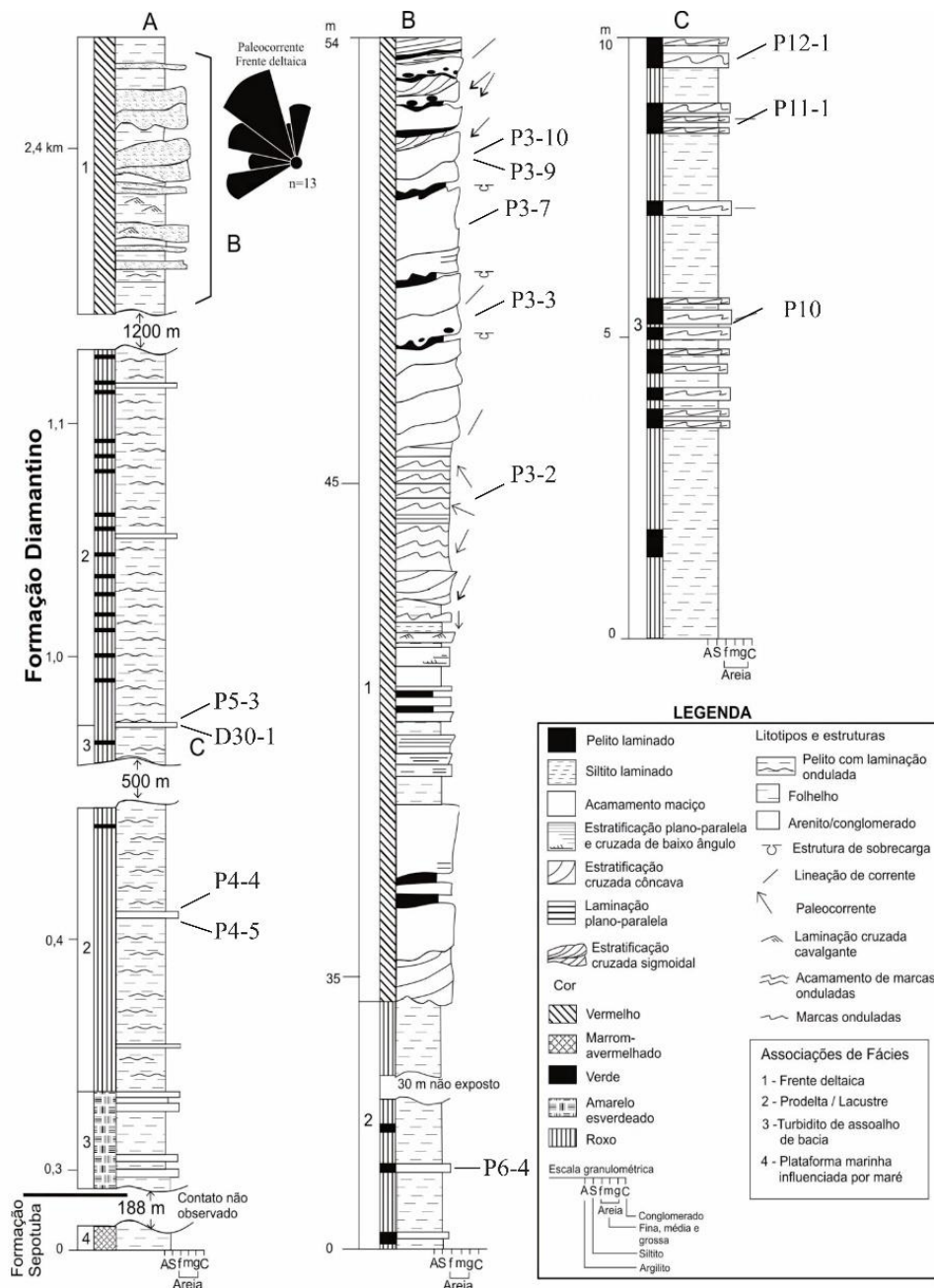


Figura 5- Perfis estratigráficos da Formação Diamantino e suas respectivas amostras que foram analisadas até o final deste trabalho. Fonte: Silva Júnior (2009).

O material selecionado foi enviado para Oficina de Laminação do Programa de Pós Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) da Universidade Federal do Pará (UFPA), com objetivo de confecção de amostras polidas para estudo petrográfico e posteriormente obtenção de imagens de catodoluminescência colorida. No estudo petrográfico, foram analisadas 13 lâminas para determinação de aspectos texturais e composicionais através da contagem de pelo menos 300 pontos, seguindo a metodologia Gazzi-Dickinson, atentando especificamente para a distribuição granulométrica, grau de arredondamento, grau de esfericidade e classificação com base em Folk (1974) e Pettijohn *et al.* (1987).

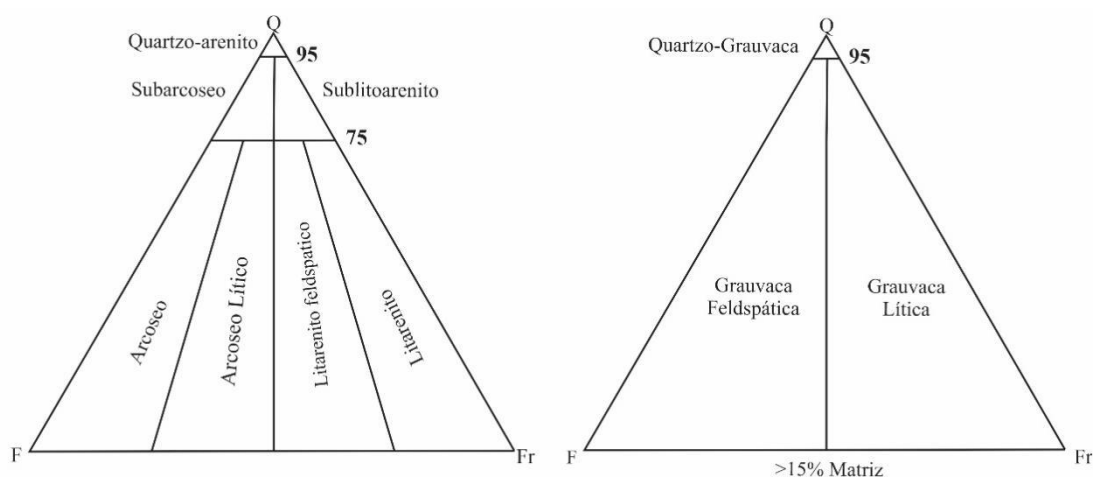


Figura 6- Diagrama de classificação de arenitos de Folk (1974) e Pettijohn *et al.* (1987).

A luminescência de grãos de quartzo tem sido utilizada como uma importante ferramenta para indicação de proveniência para petrologia sedimentar (Augustsson & Bahlburg 2003, Boghs & Krinsley 2006). Logo, foram obtidas imagens de catodoluminescência representativas aos paleoambientes da Formação Diamantino, buscando diferenciar a origem da assembleia do quartzo. A análises por catodoluminescência colorida (CL) foram realizadas no Laboratório de Catodoluminescência da UFPA. Os dados foram obtidos pelo equipamento modelo LEICA DM 4500 P LED. As imagens de CL foram obtidas com feixes de correntes de elétrons variando de 148 a 166 μ A, voltagem de aceleração entre 13.2 e 13.6 e com tempo de exposição variando entre 13.5 a 19.4s. Por fim, as análises foram interpretadas segundo Augustsson & Bahlburg (2003), Augustsson & Reker (2012) e Oliveira *et al.* (2017).

3. GEOLOGIA REGIONAL

A evolução do sudoeste do Cráton Amazônico é tradicionalmente descrita pela colisão entre distintos blocos tectônicos continentais: Amazônica, São-Francisco-Congo e Paranapanema constituintes do núcleo do Gondwana Oeste (Nogueira *et al.* 2007, Cordani *et al.* 2009, Bandeira *et al.* 2012, Santos 2016, Nogueira *et al.* 2019). Essa colisão teria desencadeado a orogênese da faixa Paraguai, que apesar de estar ligada intimamente a final da tectônica Brasileira, que ocorreu durante o Neoproterozóico-Cambriano, não estaria inserida fielmente a nenhum período ou contexto tectônico (Cordani *et al.* 2013, Santos 2018). Anteriormente, sedimentações siliciclásticas e carbonáticas do final do Neoproterozóico presentes na área eram ligadas a uma bacia do tipo *foreland* formada pela evolução da faixa Paraguai (Nogueira *et al.* 2007, Bandeira *et al.* 2012, Santos 2016, Santos 2018). Porém, com a evolução dos mapeamentos geológicos e a utilização de técnicas mais finas os estudos desenvolvidos revelaram um contexto tectono-stratigráfico diferente (Nogueira *et al.* 2018).

Os estudos pioneiros determinavam que os sedimentos presentes no sudoeste do Cráton Amazônico seriam depositados em contexto compressivo, o que é bem evidenciado nas rochas do Grupo Cuiabá (Santos 2016). Posteriormente, com a evolução dos conhecimentos a respeito das sequências cryogenianas-eodiácaranas notou-se evidências de uma tectônica transtensional (Santos 2016, Nogueira *et al.* 2018, Santos 2018). Dessa forma, foi possível separar um momento compressivo relativo a Sutura Paraguai nas rochas do Grupo Cuiabá e um momento transtensivo, relativos aos sedimentos posteriores. O segundo momento teria dado base para a instalação de uma bacia intracratônica que teria sido invertida no Ordoviciano (Figura 7) (Cordani *et al.* 2013, Santos 2016, Nogueira *et al.* 2018, Santos 2018). O resultado dessas convergências teria gerado o fechamento do Oceano Góias-Farusiano e a fusão completa de um Gondwana Oeste por volta de 600 Ma (Cordani *et al.* 2013, Santos 2018).

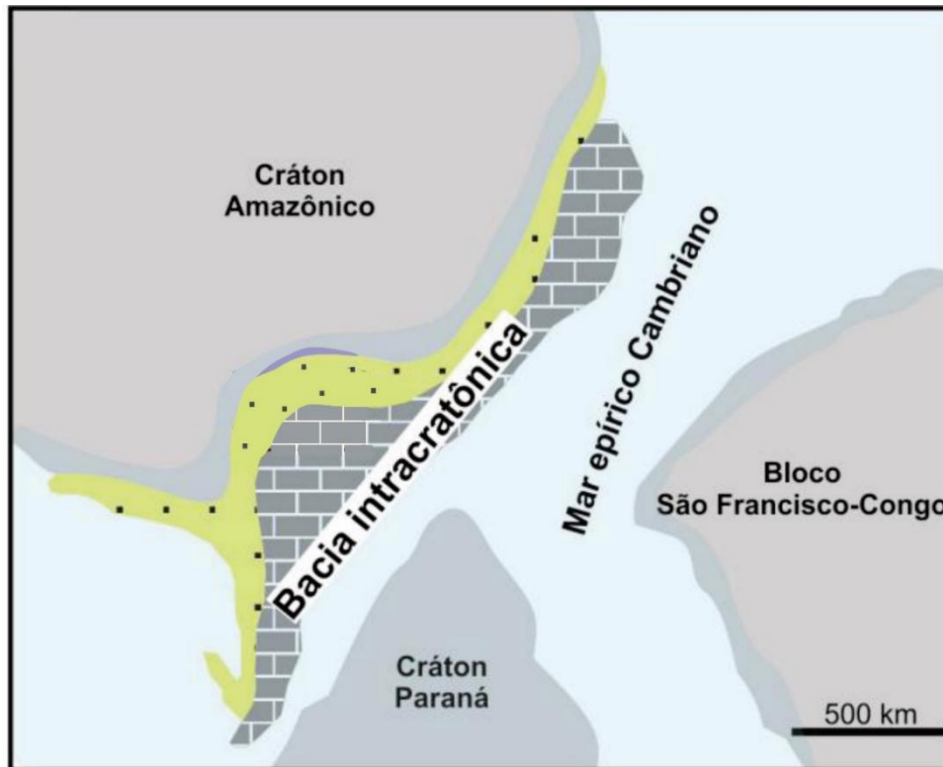


Figura 7- Reconstrução paleogeográfica do Supercontinente Gondwana no Cambriano (540 Ma).
Fonte: Modificado de Santos, 2018.

O embasamento da Bacia Ararás-Paraguai é composto por meta-sedimentos na fácies xisto verde, que foram depositados em sistema de leques submarinos e, posteriormente, foram deformados pela tectônica compressional (Alvarenga & Trompette, 1992, Santos 2016, Santos 2018). Sobrepostos a essa unidade, ocorrem diamictitos e carbonatos relativos à capa carbonática marinoana (~635 Ma) (Nogueira *et al.* 2003). Neles ocorrem estromatólitos gigantes associados a traços tubiformes verticalizados resultantes do momento transgressivo gerado pelo aumento do nível do mar devido a subsidência costeira causada pelo *glacial isostatic adjustment* (GIA), sendo mais uma evidência da hipótese do Snowball Earth (Santos *et al.* 2021). Posteriormente a exposição da plataforma carbonática do Grupo Araras (~80 Ma) são depositados sedimentos plataformais costeiros representados pelo Grupo Alto Paraguai.

A Formação Raizama (unidade basal do Grupo Alto Paraguai) é composta por arenitos cambrianos depositados em um ambiente flúvio-costeiro. Anteriormente, essa formação seria atrelada ao Eodiacarano, porém com a descoberta de icnofauna da icnofacies Skolitos típica do cambriano foi necessário reposicionar o Grupo Alto Paraguai estratigraficamente (Santos *et al.* 2017). Os depósitos da Formação Sepotuba são compostos por pelitos de plataforma profunda com contribuição de arenitos depositados em ambiente de maré e submaré, anteriormente, esses depósitos representavam a última fase transgressiva antes da formação da Faixa Paraguai no

Ediacarano (Silva Junior 2009), porém, com o reposicionamento estratigráfico, essa unidade se tornou um representante cambriano (Santos *et al.* 2017). A Formação Diamantino, foco deste trabalho, é composta por siltitos e arenitos depositados em um sistema lacustre/mar restrito. Anteriormente, estaria atrelada ao primeiro registro da formação de sub-bacias do tipo *foredeep*, que seriam formadas durante a evolução das colisões que deram origem ao cinturão Paraguai (Silva Junior, 2006).

3.1 FORMAÇÃO DIAMANTINO.

A unidade era previamente atrelada ao estágio final da Orogenia Brasileira e, por consequência, evolução da Faixa Paraguai, representando o fechamento do mar Sepotuba no final do Ediacarano e começo do Fanerozóico (~540 Ma) (Bandeira *et al.* 2012). Atualmente, essa unidade está atrelada ao registro do fechamento do mar epírico cambriano no início do Ordoviciano (Santos, 2018) sendo sua proveniência ainda inconclusiva. Os arenitos e pelitos dessa unidade são os de maiores expressão na Bacia Ararás-Paraguai, sua espessura é composta por cerca de ~1700 metros de rocha. Sua fácies e associações de fácies são descritas por Silva Junior (2011) e Bandeira *et al.* (2012) (Tabela 1), sendo subdividida em 3 membros: inferior, intermediário e superior. Apesar da variedade faciologica, os membros inferior e superior representam apenas cerca de 14% da espessura total, sendo a sequência lacustre/prodelta mais expressiva, com cerca de 1470 metros. Normalmente, os acamamentos mergulham cerca de 12° para o noroeste e exibem colorações amarelas nos seus arenitos finos e vermelho arroxeados em seus ritmitos, além disso, localmente ocorrem venulações, veios, fraturas e porosidade preenchidos por cimento de calcita (Bandeira *et al.* 2012).

Tabela 1- Fácies, descrição, processos deposicionais e associação de fácies do sistema deposicional Diamantino, sudoeste do Cráton Amazônico.

	FÁCIES	DESCRIÇÃO	PROCESSOS DEPOSICIONAIS	ASSOCIAÇÃO
D I A M A N T I N O	Arenito com laminação paralela	Arenito fino com laminação plano-paralela intercalado com siltitos	Migração de barras arenosas em regime de fluxo superior	Turbiditos distais
	Arenito/siltito com acamamento ondulado	Bem selecionado, arenito fino e siltito com laminação cruzada, por vezes, com laminação cruzada cavalgante	Alternância da deposição por suspensão e tração associada com a migração de pequenas formas de leito	
	Arenito laminado	Arenito fino, bem selecionado com laminação plano-paralela e lineações de partição abundantes	Deposição em regime de fluxo superior (<i>flat bed</i>)	
	Siltito/argilito laminado	Pelitos com laminação plano-paralela	Deposição por suspensão em ambiente de baixa energia.	Prodelta /
	Siltito ondulado	Laminação cruzada e marcas onduladas	Migração de marcas onduladas por corrente.	Mar restrito
	Arenito maciço/deformado	Arenito fino, bem selecionado com laminação convoluta, estratificação cruzada deformada e sem estrutura	Deformação plástica por deposição rápida de sedimentos saturados em água, com intensa liquefação com obliteração de estruturas primárias.	Frente deltaica
	Arenito com estratificação cruzada e geometria de lobo sigmoidal	Arenito fino, bem selecionado com sets de estratificação cruzada sigmoidal a tangencial refletindo externamente geometria lobada. Presença de abundantes superfícies de reativação	Deposição por desaceleração de fluxo associado a altas taxas de sedimentação sob regime superior a inferior.	

Fonte- Silva Junior (2012) e Bandeira *et al.* (2012).

3.1.1 Turbiditos distais

Para Bandeira *et al.* (2012) a sequência de turbiditos distais ocorrem em fácies que alcançam até 30 metros, se estendendo por quilômetros lateralmente, o que poderia sugerir uma bacia plana e relativamente profunda. Essa sequência é composta por arenitos, siltitos e por vezes argilitos, as fácies mais representativas nesse membro são arenitos e siltitos com acamamento

ondulado e laminações cruzadas cavalgantes (Figura 8), porém ainda ocorrem arenitos com laminação plano-paralela (Figura 8C), maciços, marcas onduladas, lineação de partição e estruturas de sobrecarga. Essas litofácies ocorrem como ciclos granodecrescente ascendentes (Figura 8A) marcado por arenitos finos e médios com acamamento gradacional, seguidos por arenitos com estratificação plano paralela, arenitos finos com acamamento ondulado e laminações cruzadas (Figuras 8B e 8D), arenitos e siltitos com laminação plano-paralela e, localmente, argilitos laminados. Essas rochas são compostas por ciclos que variam de 0,5 metros de espessura na base e 6 metros no topo, sendo comumente associado a turbiditos da clássica sequência de Bouma, porém, na Formação Diamantino não é comumente desenvolvida as unidades basais de alta energia, sendo assim é possível inferir um ambiente mais distal com baixa energia, quando comparado com a um ambiente clássico descrito por Bouma na sequência completa.

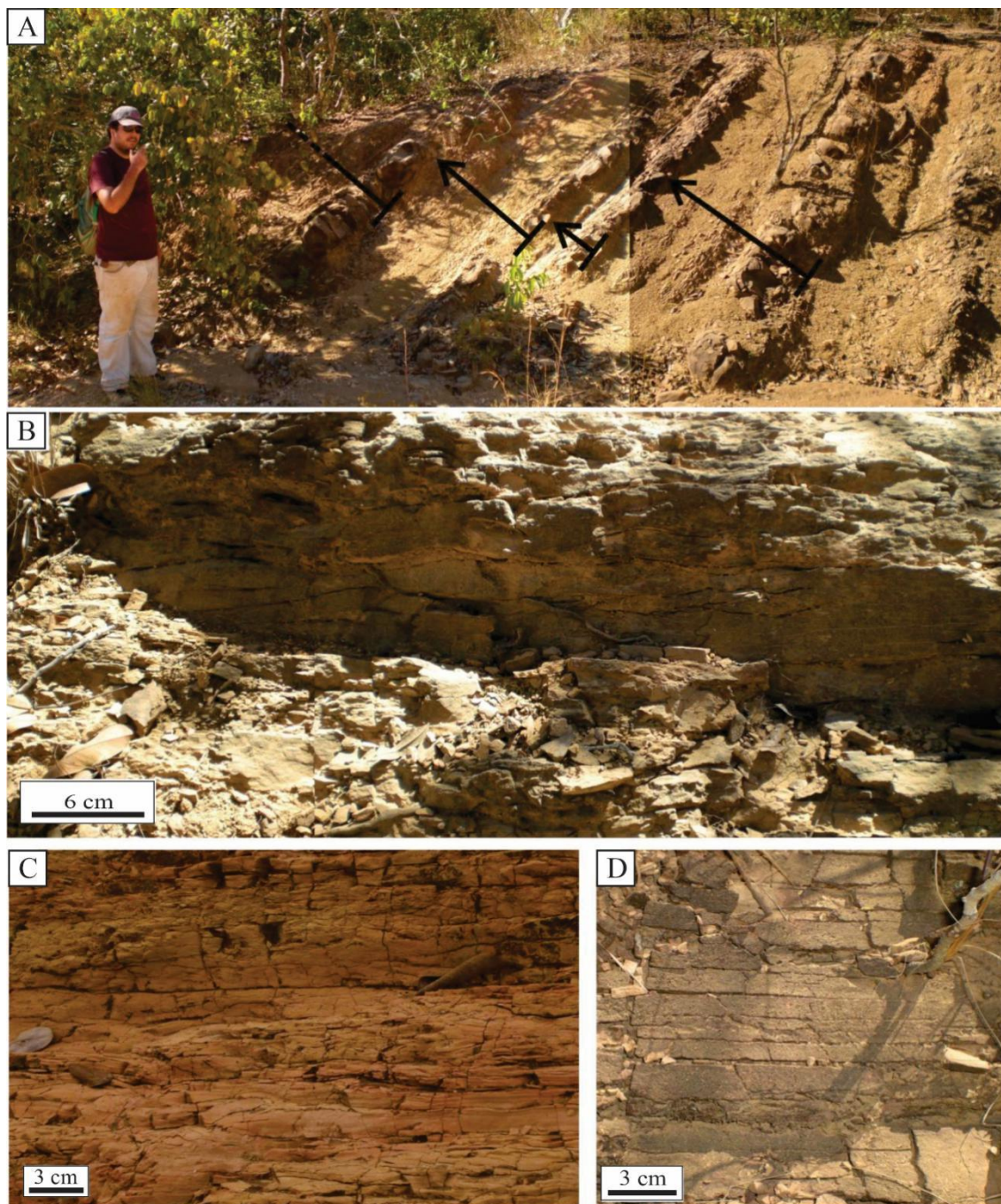


Figura 8 – Aspectos faciológicos dos turbiditos distais da Formação Diamantino. Em A) é possível observar ciclos granodecrescente ascendentes com espessamento ascendente das camadas de siltito; Em B) ocorrem arenitos finos e siltitos com acamamento ondulado; Em C) é notável arenitos com laminação plano-paralela e em D) arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo intercalado com siltitos. Fonte: Bandeira *et al.* (2012).

3.1.2 Lacustre/Prodelta

Segundo Bandeira *et al.* (2012) a associação de fácies lacustre ou prodeltaica é composta principalmente por siltitos laminados que alcançam cerca de 1 quilometro de espessura, porém, ainda ocorrem arenitos finos e argilitos de coloração vermelho arroxeados (Figura 9A) por até 30 metros de espessura. As estruturas sedimentares presente nessas rochas são marcas onduladas e laminações cruzadas cavalgantes que são desenvolvidas em arenitos e siltitos (Figura 9C). Localmente, é possível observar estratificações plano-paralela (Figura 9B), arenitos maciços (Figura 9C e 9D), lineação de partição, estruturas de sobrecarga e escassamente acamamentos com marcas onduladas (*ripples bedding*) que se intercalam com siltitos. A relação entre os depósitos progradacionais turbidíticos e as sequência agradacional lacustre indica a passagem de um período turbulento para um longo momento de estagnação, marcado pelo aumento do espaço de acomodação e a deposição sedimentos por suspensão, esporadicamente, ocorriam influxos terrígenos no regime de fluxo superior próximo a linha de base, mesmo em um ambiente de pouquíssima energia. Dessa forma, a relação entre os corpos arenosos, pelitos e ritmitos na base dos ciclos sugerem o começo de um momento progradante, que nesse trabalho, foram interpretados como barras distais (Cf. Elliot, 1986).

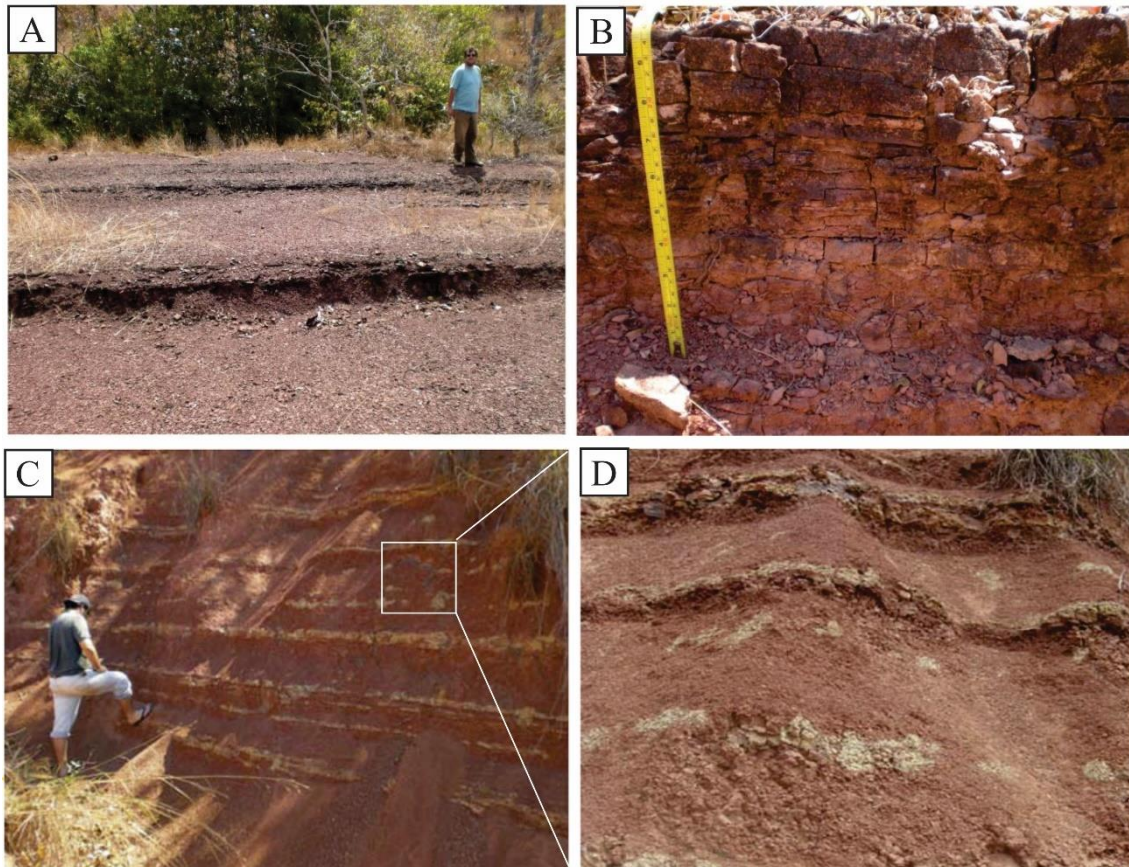


Figura 9- Aspectos faciológicos relativos ao prodelta/lacustre da Formação Diamantino. Em A) mostra-se o aspecto de campo e a ocorrência da sequência, B) Ocorrência de estratificações plano-paralelas em arenitos arroxeados da região de Diamantino; C) Intercalações entre pelitos e arenitos D) Detalhe de C, onde é possível observar a detalhe dos tons esverdeados na camada de arenito devido a presença de cimento carbonático.

3.1.3 Frente Deltaica

As rochas pertencentes a sequência deltaica apresenta corpos estratificados que geralmente tem geometria lenticular ou lobada (Figura 10A), seus lobos apresentam espessura de até 2 metros e migram entre NW e SW, formando corpos amalgamados. Os arenitos apresentam estratificação sigmoidal, acamamento maciço, laminação cruzada cavalgante (Figura 10F) e laminação plano-paralela (Figura D) que normalmente está associada a lineação de partição. Raramente é possível observar estruturas de sobrecarga em chammas, pseudonódulos, diques de injeção e convoluções. Além disso, dispõe-se em ciclos granodecrescente ascendentes com espessamento ascendente (Figura 10E e Figura 10G). Localmente, é possível observar marcas onduladas com cristas orientadas para SW e lineação de partição direcionada para NE-SW (Figura 10B e 10C). A presença de depósitos deltaicos sugere provável conexões com sistemas fluviais, apesar disso, até o momento ainda não foram encontrados registro desses depósitos na região de Diamantino, logo, sugere-se que sedimentos fluviais apenas supriram deltas e foram depositados

em ambiente lacustre/prodelta. A natureza dos ciclos granodecrescente e espessamento ascendente indicam o aumento gradual do influxo de terrígenos em ambiente deltaica (Bhattacharya, 1992, Coleman; 1983). A formação de estratificação cruzada sigmoidal indica o processo de desaleração de fluxos trativos em meios onde há altas taxas de suspensão (Rõe, 1987), além disso, a amalgamação desses corpos está associada com um grande volume de sedimentos, o que normalmente ocorre em proximidade a frente deltática.

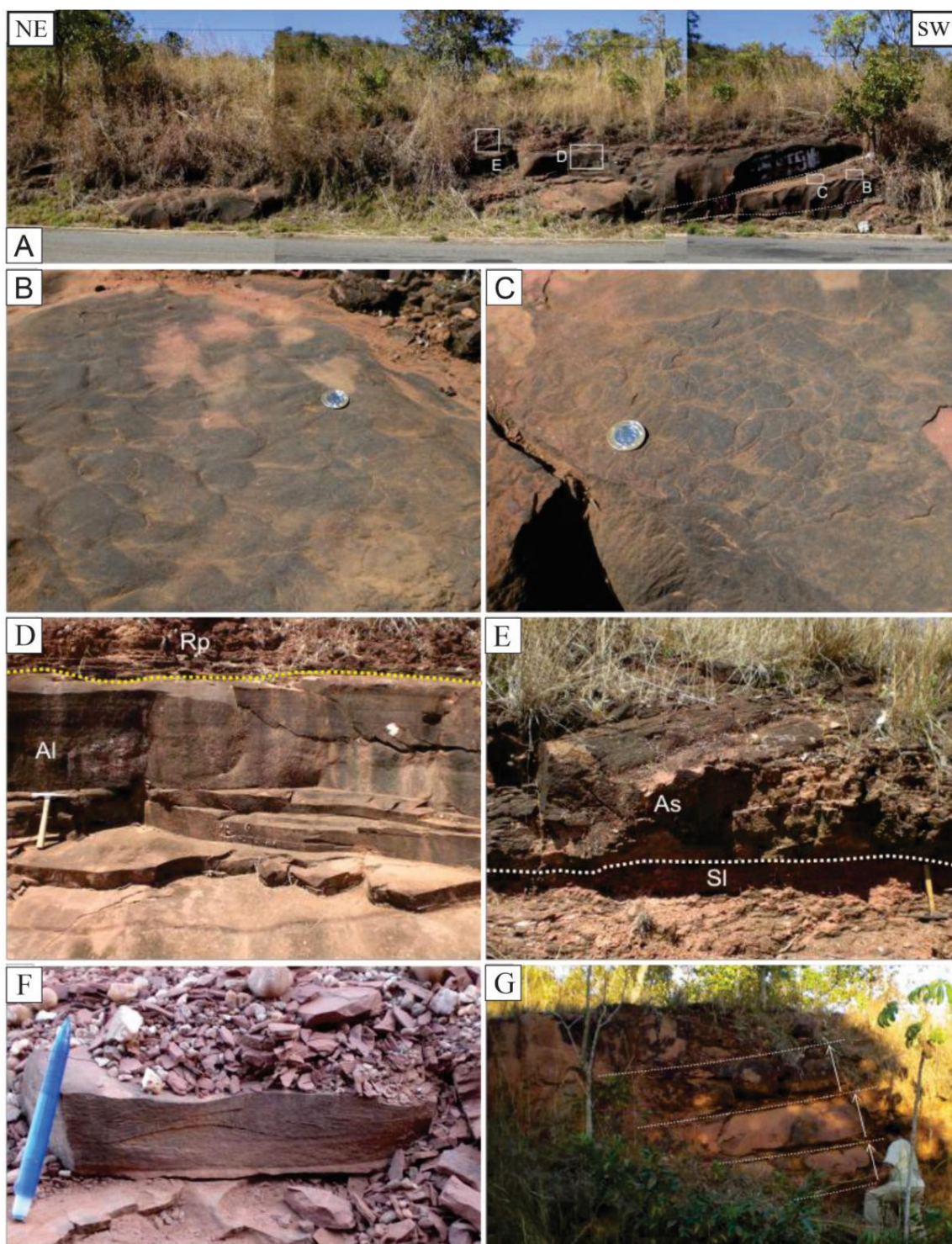


Figura 10 – Aspectos faciológicos dos arenitos de frente deltaica da Formação Diamantino. A) montagem de Seção panorâmica destacando os respectivos detalhes das fotos seguintes e a forma lobada dos corpos com estratificação cruzada sigmoidal (linha pontilhada); em B) ocorrem marcas onduladas assimétricas; Em C) ocorrem gretas de contração ortogonais, aleatórias sobre marcas onduladas nos arenitos finos; D) Arenito com laminação planar (Al) na parte inferior da foto, sobrepostos a eles ocorrem arenitos com laminação ondulada e subordinadamente, laminação cruzada cavalgante (Rp); E) exposição de rochas compostas por siltito laminado e arenito com estratificação cruzada sigmoidal (As), essas duas facies ocorrem em ciclos granocrescentes; F) Pequena exposição de arenitos com laminação cruzada cavalgante (climbing-ripple cross lamination); e G) A presença de ciclos granocrescentes ascendentes e espessamento ascendente das camadas de arenito (setas brancas).

4. PETROGRAFIA DE ARENITOS

Os arenitos da Formação Diamantino foram classificados segundo o diagrama de Folk (1974) e Pettijohn *et al.* (1987) quando necessário (Figura 11). A maior parte amostral foi plotada no campo dos Litoarenitos e Sublitoarenitos. As amostras com percentual de matriz superior a 15% foram classificadas por Pettijohn *et al.* (1987) e tiveram como resultado Grauvacas Líticas (Tabela 2).

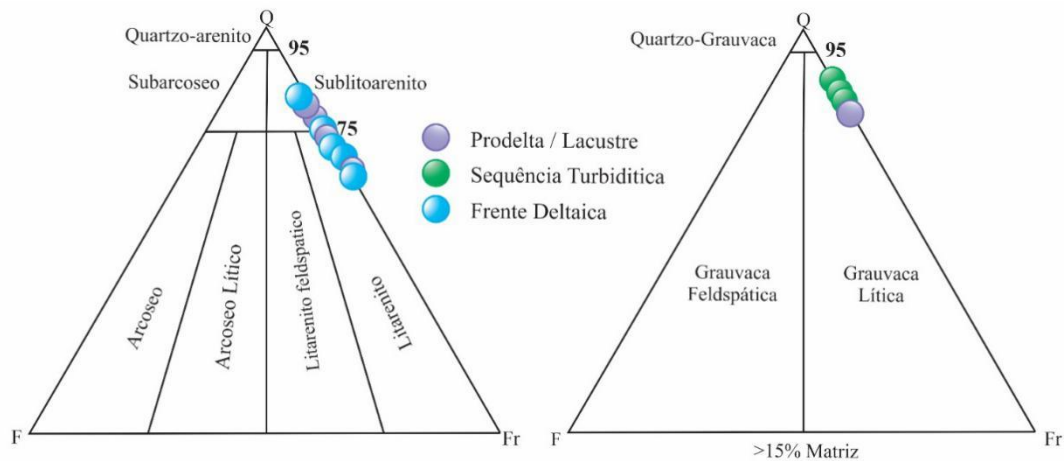


Figura 11- Classificação dos arenitos segundo Folk (1974) & Pettijohn *et al.* (1987)

Tabela 2- Frequência dos constituintes do arcabouço dos arenitos da Formação Diamantino. Fonte: do próprio Autor.

Arenitos	Qm	Qp	F	Fv	Frm	Frs	Mp	M	Ma	O-H Fe	Cc	Cs	Pm	P	QFL			
															Qt	F	Fr	
Prodelta Mar Restrito	D30-1	63,5	1,6	0,7	5,6	0	11,2	0,9	0,0	0	9,2	3,3	1,3	2	0,7	77,0	0,8	22,2
	P4-4	56	7	1,9	13,6	0	11,6	0	0,9	0	3,8	0	2,7	2,2	0,3	68,1	2,1	29,8
	P4-5	56,2	9,6	1,4	14,5	0	6	1,4	0,3	0	7,3	0,3	0,6	1,4	1	74	1,5	24,5
	P5-3	62,3	3,5	1,6	7,8	0	9,8	0,7	0,6	0	6,3	3,3	1,8	2	0,3	77,4	1,9	20,7
	P6-4	55,0	1,6	0,6	5,8	0	6,8	0	0,3	26,7	1,3	0	1,6	0	0,3	81,1	0,9	18,1
Turbiditos	P10-1	63,5	2	0,3	3,1	0	3	0,3	4	23	0,3	0	0,3	0	0	90,8	0,5	8,7
	P11-1	64,4	0,6	0,6	8,7	0	5,4	0,3	1,4	18	0,3	0	0,3	0	0	82	0,8	17,2
	P12-1	52,5	1,6	0	8,9	0	3,6	0,6	3,6	26	2,9	0	0,3	0	0	81,2	0,0	18,8
Frente Deltaica	P3-2	53,6	5,7	4,2	9,2	0	11,2	0,3	5,3	0	6,6	0	3,6	0,3	0	70,6	5,0	24,4
	P3-3	51,3	9,2	4,6	8,8	0	11,7	1,4	6,4	0	4,2	0,4	1,2	0,8	0	70,6	5,4	24
	P3-7	70,3	2,8	1,5	6,0	0	4,7	0,3	6,0	0	6,0	0	2,1	0,3	0	85,6	1,7	12,7
	P3-9	61,2	2,1	3,4	9,2	0	10,3	0,3	3,6	0	6,5	0	3,1	0,3	0	73,4	4,0	22,6
	P3-10	60,2	5,8	0,9	16,8	0,3	8,2	0,3	1,5	20,0	5,5	0	0,6	0	0	71,5	1,7	27,4

Qm: Quartzo Monocristalino, Qp: Quartzo policristalino, F: feldspatos, Fv: Fragmento lítico vulcânico, Frm: Fragmento de rocha metamórfica, Frs: Fragmento de rocha sedimentar, Mp: minerais pesados, M: Micas, Ma: Matriz, O-H Fe – Cimento de oxi/hidróxido de ferro, Cc : Cimento calcífico, Cs: Cimento de sílica, Pm: Pseudomatriz, P: Porosidade QFL: Contagem de constituintes com relação a Quartzo total, Feldspatos e Fragmentos líticos.

No geral, os arenitos da Formação Diamantino apresentam granulometria areia fina a muito fina, são bem selecionados e com alto grau de esfericidade. Seus grãos são subangulosos a subarredondados, os contatos predominantes são retos e pontuais, porém subordinadamente ocorrem contatos côncavo-convexos e suturados. Sua textura original só é possível ser observada pela presença de linha de sujeira e por catodoluminescência, já que boa parte das rochas apresentam cimentação intensa por sílica e óxido-hidróxido de ferro. Seu empacotamento é do tipo normal segundo a classificação de Kahn (1956). No geral não apresenta matriz, porém, ocorrem pseudomatriz formada pelo esmagamento de fragmentos de argilitos que é presente em todas as rochas estudadas. As amostras com matriz argilosa detrítica são todas classificadas como Grauvacas Líticas.

O quartzo é o mineral mais abundante nesses arenitos representando desde 56% a 72% das amostras, apresentando-se na forma monocristalina e policristalina, sua extinção varia desde ausente a ondulante fraca e moderada, além disso, várias microtexturas indicativas de proveniência são vistas nos cristais, sendo elas: embaiamentos, vacuolos, fraturas curadas, microfraturas, lamelas de deformação e inclusões.

Os fragmentos de rocha são os segundos constituintes mais abundante nesses arenitos, representando cerca de 6% a 25% das amostras. Sua composição é formada por fragmentos de rochas ígneas vulcânicas e fragmentos de argilito, localmente ainda é possível observar fragmentos de rocha metamórfica. Os fragmentos de rocha geralmente apresentam tamanho semelhante aos outros componentes das rochas, apresentando-se geralmente arredondados e com alto grau de esfericidade, com raras exceções de grãos vulcânicos que apresentam tamanho areia média e são angulosos a subangulosos que por vezes, ocorrem alterados e fragmentados.

Os feldspatos são os terceiros maiores componente dessas rochas, representando 0,7 a 4,6 % das amostras. Seus representantes são o plagioclásio e raros microclínios. Localmente é possível diferenciar plagioclásio pela ocorrência de germinação em suas maclas, sendo relativamente comum em protólitos metamórficos.

4.1 PRODELTA / LACUSTRE

Os arenitos estudados (Tabela 2) nessa associação de facies correspondem a sublitoarenitos, litoarenitos e grauvacas líticas. Seus constituintes principais são: quartzo, fragmento de rochas vulcânicas e argilitos, além da ocorrência em menor proporção de feldspatos e cherts.

4.1.1 Sublitoarenitos

Essas rochas apresentam granulometria fina a muito fina, sendo muito bem selecionadas, apresentando grãos angulosos a subangulosos, os contatos predominantes são retos e pontuais,

porém, localmente ocorrem contatos concavo-convexos. Seu arcabouço é fechado, sendo sustentado por grãos. O quartzo é o componente principal, ocorrendo principalmente na forma monocristalina (63,5 – 65%) e subordinadamente policristalina (0,8 – 1,6%) (Figura 12B). Os fragmentos de rocha ocupam a segunda maior proporção na rocha e são compostos por grãos bem arredondados de vulcânicas ígneas (5,6 – 7%) e argilitos (9 - 11,2%) e cherts que representam menos de 1% do volume modal. O plagioclásio é o principal representante dos feldspatos (0,8 ~ 1%) nessas rochas. As micas são representadas pela biotita e muscovita e ocorrem em porcentagem inferior a 1%. A cimentação é composta por cimento carbonático e cimento de oxihidróxi de ferro. Por fim, ocorrem laminações que formam gradação normal visível sobre lentes de menor aumento (Figura 12A).

4.1.2 Litoarenitos

Essas rochas apresentam granulometria fina a muito fina, sendo muito bem selecionadas, apresentando grãos subarredondados a subangulosos e com baixo grau de esfericidade. Seus contatos predominantes são concavo-convexo e retos, porém, ocorrem subordinadamente pontuais. Seu arcabouço é fechado, sendo sustentado por grãos. O quartzo é o mineral mais abundante, ocorrendo principalmente na forma monocristalina (56 – 56,2%) e subordinadamente policristalina (7 – 9,6%) (Figura 12D). Os fragmentos de rocha ocupam o segundo maior volume modal nessas rochas, sendo compostos por grãos bem arredondados de rochas ígneas vulcânicas (13,5-14,5%) e fragmentos de argilito (6- 11,2%). O plagioclásio é o feldspato que ocorre nessas rochas (1,4 – 1,9%). As micas são representadas pela muscovita e biotita ocorrendo em volume modal menor que 1%. A cimentação é composta por cimento de sílica e cimento de oxihidróxi de ferro.

4.1.3 Grauvacas Líticas

Essas rochas apresentam granulometria fina, sendo muito bem selecionadas (Figura 5f), apresentando grãos arredondados a subarredondados e com baixo grau de esfericidade. Seus contatos predominantes são retos e côncavo-convexos (Figura 12F) e subordinadamente alongados. Seu arcabouço é fechado, sendo sustentado por grãos. O quartzo é o grão mais abundante, ocorrendo principalmente na forma monocristalina (55%) e subordinadamente na forma policristalina (1,6%). Os fragmentos de rocha ocupam o segundo maior volume modal e são representados por fragmentos de argilito (6,8%) e ígneos vulcânicos (5,8%). Os feldspatos são representados pelo plagioclásio que ocorre em porcentagem menor que 1% (Figura 12E). As micas são representadas pela muscovita e também representam um volume menor que 1%. A

cimentação é composta por cimento de sílica visível pela presença da linha de sujeira entre os grãos. A rocha apresenta matriz argilosa detritica.

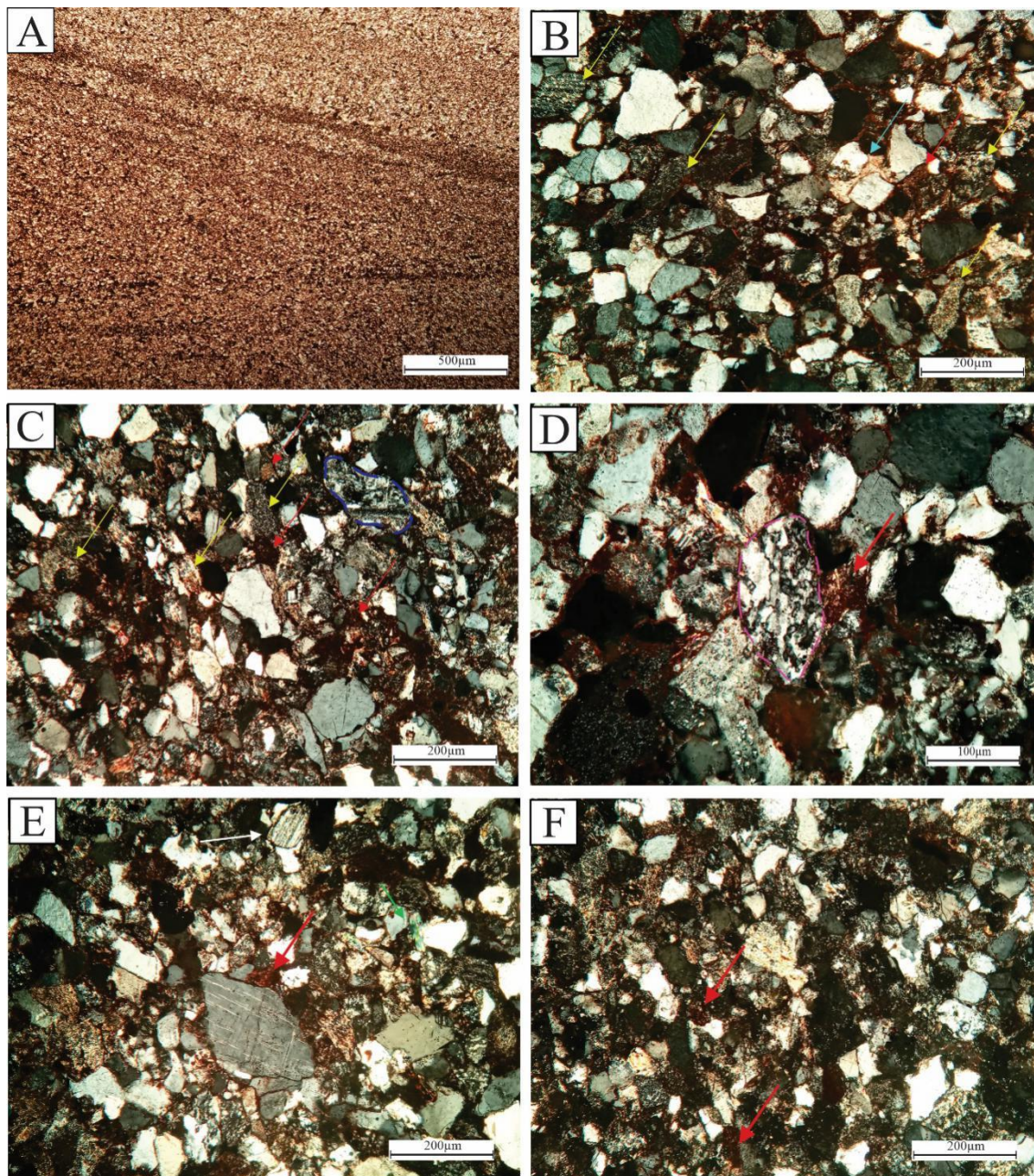


Figura 12- Aspectos texturais do arcabouço dos arenitos do Prodelta/Lacustres. A-B Sublitoarenitos, B-C Litoarenitos, D-E Grauvacas Líticas. A. Ocorrência de laminação nos sublitoarenitos. B. Aspecto geral dos sublitoarenitos, sua cimentação carbonática (seta azul) e fragmentos líticos vulcânicos (seta amarela) e fragmentos de argilito (seta vermelha). C. Aspecto geral dos litoarenitos e seus constituintes: quartzo, fragmentos líticos vulcânicos (seta amarela) e sedimentar (seta vermelha), ocorrência de quartzo com mosaico (tracejado roxo). D. Ocorrência de quartzo policristalino com contatos internos suturados (possível fragmento metamórfico). E. Aspecto geral das grauvacas líticas e seu constituintes: quartzo, plagioclásio (seta branca),

fragmentos de rocha (seta vermelha) e micas (seta verde). **F.** Arcabouço formado por cristais angulosos a subangulosos mascarados pela forte cimentação de sílica, ocorrem contatos côncavo-convexos e suturados. Fonte: do próprio Autor

4.2 FRENTE DELTÁICA

Os arenitos estudados (Tabela 2) nessa associação de fácies correspondem a sublitoarenitos, litoarenitos e grauvacas líticas. Seus constituintes principais são: quartzo, fragmento de rochas vulcânicas e argilitos, além da ocorrência em maior proporção de plagioclásio e micas.

4.2.1 Sublitoarenitos

Os sublitoarenitos apresentam granulometria fina, sendo bem selecionados, apresentando graos subarredondados a subangulosos e com alto grau de esfericidade. Seus contatos predominantes são pontuais e retos e subordinadamente concavo-convexos. O quartzo é o grão mais abundante, ocorrendo principalmente na forma monocristalina (70,3%) e subordinadamente na forma policristalina (2,8%). Os fragmentos de rochas representam o segundo maior volume modal nos arenitos e são formados por fragmentos de argilito (4,7%) e fragmento ígneos vulcânicos (6,0%) (Figura 13A e 13B). Os feldspatos são representados pelo plagioclásio (1,5%), as micas ocorrem em grande proporção modal, sendo responsável por 6% do volume modal da rocha, seu principal representando é a sericita, porém, também ocorrem muscovita e biotita. Sua cimentação é composta por cimento de oxi-hidroxi de ferro e cimento de sílica, visível pela presença da linha de sujeira. A porosidade é restrita e por isso ocupa menos de 1% do volume da rocha.

4.2.2 Litoarenitos

Os litoarenitos apresentam granulometria fina a média, sendo bem selecionados, apresentando graos subarredondados a subangulosos e com alto grau de esfericidade. Os seus grãos formam contatos retos e pontuais, subordinadamente ocorrem contatos concavo-convexo. O quartzo é o mineral que representa o maior volume modal, ocorrendo principalmente sobre a forma monocristalina (53 – 70,3%) e subordinadamente sobre forma policristalina (2,1 – 9,2%). Os fragmentos de rocha ocupam o segundo maior volume de rocha, sendo compostos por fragmentos de argilitos (10,3 – 11,7%) e fragmentos ígneos vulcânicos (8,8 – 9,2%) (Figura 13C). As micas ocorrem em quantidade abundante (3,6 – 6%) e são compostas por sericita e muscovita (Figura 13D). Os minerais pesados ocorrem, porém seu volume modal é inferior a 1%. A cimentação dessas rochas é composta por oxihidróxido de ferro, cimento de sílica e restrito a uma amostra cimento carbonático.

4.2.3 Grauvacas Líticas

As grauvacas líticas ocorrem em menor quantidade, sua granulometria é areia fina, sendo muito bem selecionadas, apesar da forte cimentação de sílica, é possível observar a forma original dos grãos através da linha de sujeira, que se apresentam arredondados a subarredondados e com alto grau de esfericidade. Os seus contatos são retos e pontuais, porém localmente, ocorrem contatos suturados e côncavo-convexos (Figura 13F). O quartzo é o mineral mais abundante, ocorrendo sobre forma monocristalina (60,2%), e policristalina (5,8%). Os fragmentos de rocha ocupam o segundo maior volume modal, sendo compostos por fragmentos de argilito (8,2%) e fragmentos de rochas vulcânicas (16,8%) (Figura 16E). Os feldspatos representam um volume menor que 1% e são representados pelo plagioclásio. As micas (1,5%) ocorrem e são constituídas principalmente por sericita e muscovita. Sua cimentação é composta por oxi-hidróxido de ferro (5,5%) e cimento de sílica (0,6%), a rocha é sustentada por grãos, porém, ocorre uma matriz detrítica argilosa que representa cerca de 20% do volume de rocha.

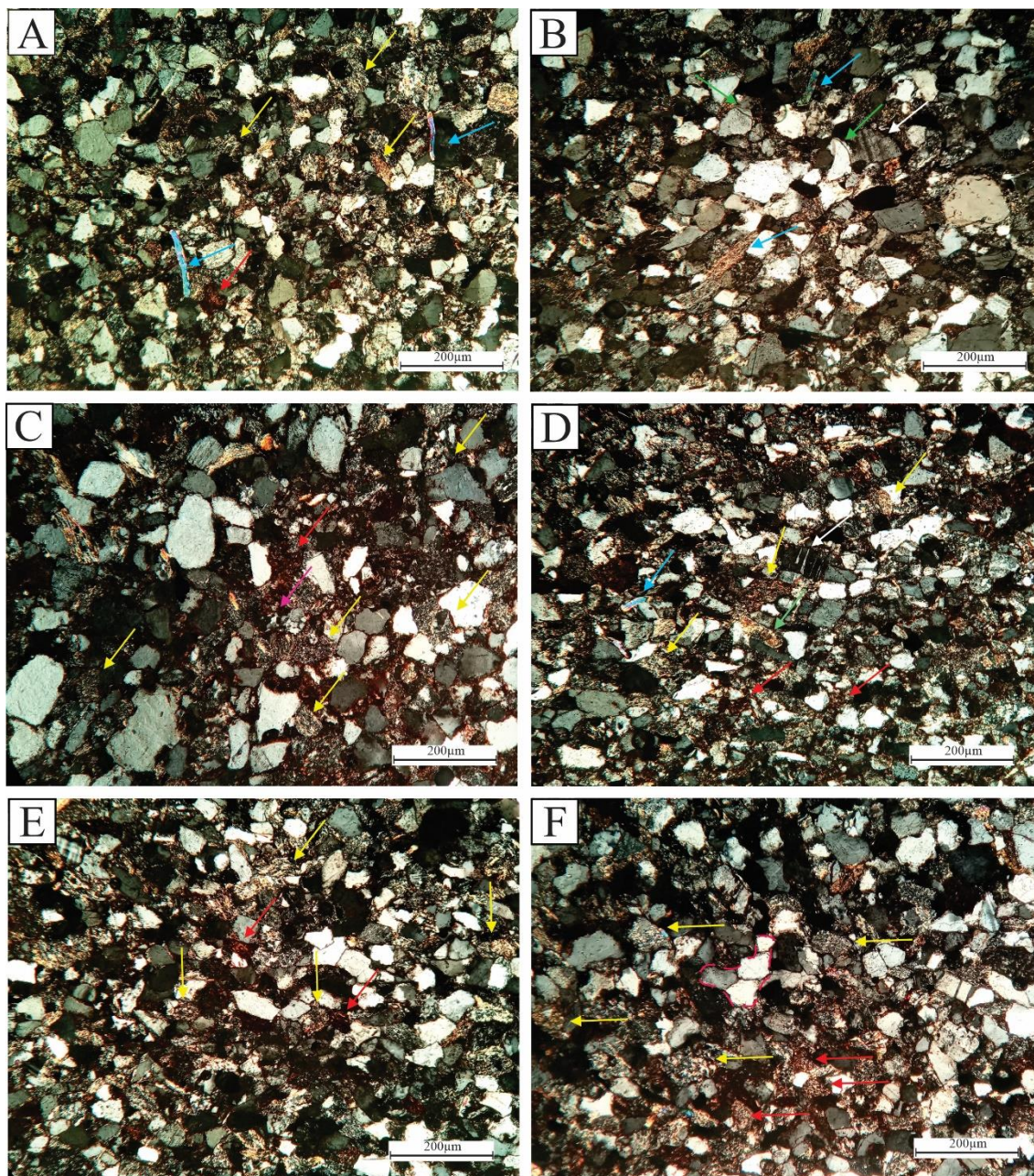


Figura 13- Aspectos texturais do arcabouço dos arenitos da Frente Deltaica. A-B Sublitoarenitos, B-C Litoarenitos, D-E Grauvacas Líticas. A. Aspecto geral dos sublitoarenitos, ocorrem fragmento de argilito (seta vermelha), fragmentos de vulcânicas (seta amarela) e muscovita (seta azul). B. Ocorrência de linha de sujeira, permitindo a visualização do cimento de sílica (seta verde), plagioclásio (seta branca) e micas (seta azul) C. Aspecto geral dos litoarenitos e seus constituintes: quartzo policristalino (seta rosa), fragmentos líticos vulcânicos (seta amarela), sedimentar (seta vermelha). D. Fragmento de rochas vulcânicas (seta amarela), fragmentos de argilito (seta amarela), plagioclásio (seta branca) e micas (seta azul). E-F. Aspecto geral das grauvacas líticas e seus constituintes: quartzo, plagioclásio, fragmentos de rocha vulcânica (seta

verde) e fragmentos pelíticos (seta amarela) e micas. Ocorrência de contrato tríplice em grauvacas líticas, remetendo a cimentação de sílica (tracejado vermelho). Fonte: do próprio Autor

4.3 SEQUÊNCIA TURBIDÍTICA

Os arenitos estudados (Tabela 2) nessa associação de fácies correspondem grauvacas líticas. Os seus principais constituintes são quartzo, fragmento de vulcânicas, fragmento de argilitos, plagioclásio e matriz detritica argilosa, subordinadamente, ocorrem micas e minerais pesados.

4.3.1 Grauvacas Líticas

Essas rochas apresentam granulometria fina, sendo muito bem selecionadas, apresentando grãos arredondados a subarredondados e com baixo grau de esfericidade. Seus contatos predominantes são retos e concavo-convexos e subordinadamente alongados. O quartzo é o grão mais abundante, ocorrendo principalmente na forma monocristalina (52,5 - 64,4 %) e subordinadamente na forma policristalina (0,6 - 2%). Os fragmentos de rocha ocupam o segundo maior volume modal e são representados por fragmentos de argilito (3 - 5,4%) e ígneos vulcânicos (3,1 - 8,9 %). O feldspato é representado pelo plagioclásio, sendo pouco representativo para o arcabouço (0,3 - 0,6 %) (Figura 14A). Os minerais pesados ocorrem em proporção modal menor que 1%. Sua cimentação é constituída por cimento de oxido-hidróxido de ferro e cimento de sílica, além disso, ocorre matriz detritica argilosa (Figura 15B).

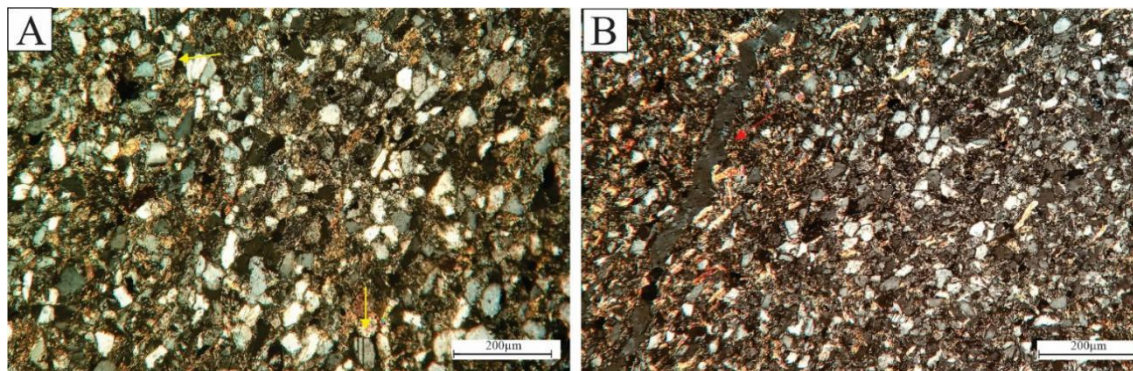


Figura 14: Aspectos texturais do arcabouço dos arenitos da sequência turbidítica. A-B Grauvacas Líticas. A. Aspecto geral das grauvacas líticas e seus principais constituintes, quartzo, fragmento de rocha e plagioclásio (seta amarela) B. Ocorrência de porosidade secundária em grauvacas líticas (seta vermelha). Fonte: Do próprio Autor.

5. DIAGÊNESE

A diagênese de arenitos é comumente associada a redução, geração e redistribuição da porosidade e permeabilidade nas rochas (Schrank & De Ros 2015), seu estudo é de extrema importância para o entendimento da qualidade dos reservatórios de hidrocarbonetos. Devido a evolução da petrografia sedimentar, foi possível diferenciar os tipos, tempo e a intensidade dos processos diagenéticos que afetam diretamente a permo-porosidade das rochas sedimentares. Esses processos (Tabela 3) são caracterizados na Formação Diamantino, principalmente, pela infiltração mecânica de argilas, precipitação de quartzo na forma de crescimentos secundários, formação de pseudomatriz pela compactação de intraclastos pelíticos, cimentação por calcita, cimentação por oxi-hidroxi de ferro.

O ambiente eodiagenético é marcado principalmente pela interação entre as águas superficiais com os sedimentos, nesse contexto, é comum a ocorrência da decomposição da matéria orgânica por bactérias, juntamente com a infiltração mecânica de argilas possivelmente relacionada a grande quantidade de material em suspensão (Walker *et al.*, 1978) tanto nos lagos quanto em deltas da sedimentação Diamantino. Essas películas ocorrem como pequenos *coulains* (Figura 15A), são irregulares e estão associados a óxidos de ferro devido sua cimentação precoce, sendo bem visível pela demarcação entre o cristal e o cimento de sílica (Figura 15A e C). Ainda assim, é possível observar cimentos de óxido-hidróxido de ferro de origem telodiagenética (Figura 15B) que alteram grãos e o cimento carbonático (Figura 15D). Localmente, essas cutículas são finas e descontínuas sugerindo a presença de argilas autigênicas (Schrank e De Ros, 2015).

O ambiente mesodiagenético é fomentado por uma mudança nos regimes termobáricos e compactacionais, nesse momento, as águas intersticiais são modificadas pela reação entre argilominerais, dissolução de grãos (Figura 15F) e a precipitação de minerais autigênicos (De Roes & Moraes, 1984). Na formação Diamantino esse regime constituído, principalmente, pela formação de quartzo autigênico em sobrecrecimento dos grãos, seu reconhecimento só é possível pela presença de argila mecanicamente infiltrada, apesar disso, contatos tríplices são ótimos indicativos desse cimento. O cimento de calcita é um constituinte comum nas sequências lacustres, ele ocorre como cristais poiquilótópicos de calcita, sua fonte principal pode ter sido a descarboxilação da matéria orgânica em pelitos devido a intensa sobrecarga da coluna litostática e do stress tectônico, apesar disso, ainda é possível a contribuição de rochas básicas para formação desses constituintes, já que, boa parte ocorrem parcialmente alterados e substituídos.

A compactação mecânica nessas rochas é demarcada pela presença de micas contorcidas, sanfonadas (Figura 15C e 15E) e a presença de pseudomatriz, formada pelo esmagamento de grãos intraclásticos pelíticos (Figura 15B). Apesar da presença de evidências de stress, o contexto mesodiagenético da Formação Diamantino parece ser menor quando comparado com rochas mais

antigas, a ausência de fraturas, grãos rotacionados e a ocorrência de poucos contatos suturados e côncavo-convexos é um dos indicativos de que os sedimentos Diamantino registram uma intensa eodiagênese quando comparado a mesodiagênese, dando origem a uma cimentação intensa por sílica em seus arenitos deltaicos e carbonática em suas sequências lacustres. Segundo De Ros e Moraes (1984), muitos processos de rearranjo no arcabouço de sedimentos podem acontecer logo após o soterramento, podendo ser a principal causa redução da porosidade inicial, micas sanfonadas e grãos esmagados nos arenitos da Formação Diamantino.

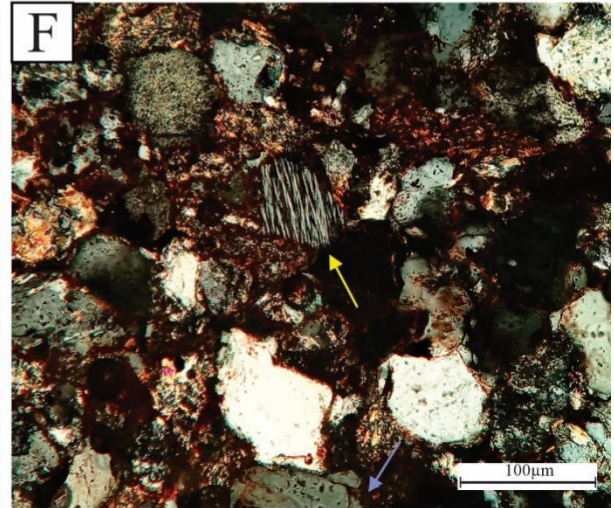
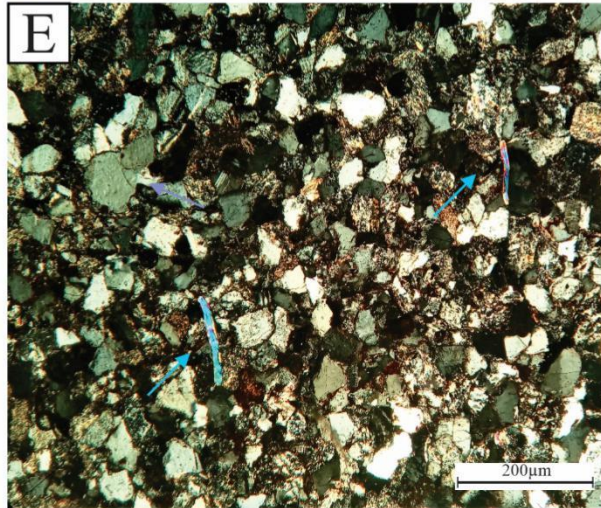
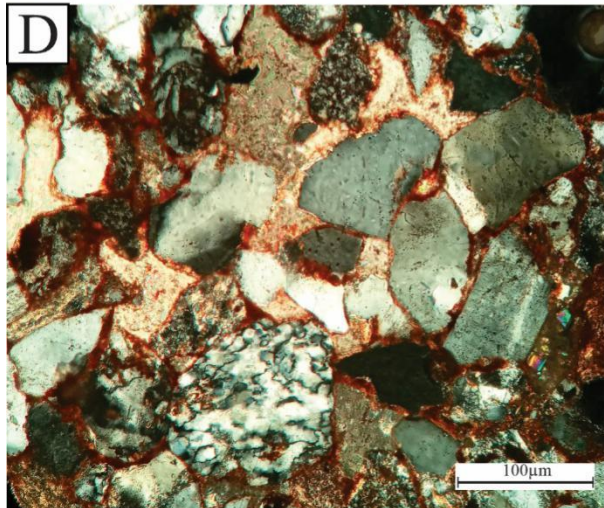
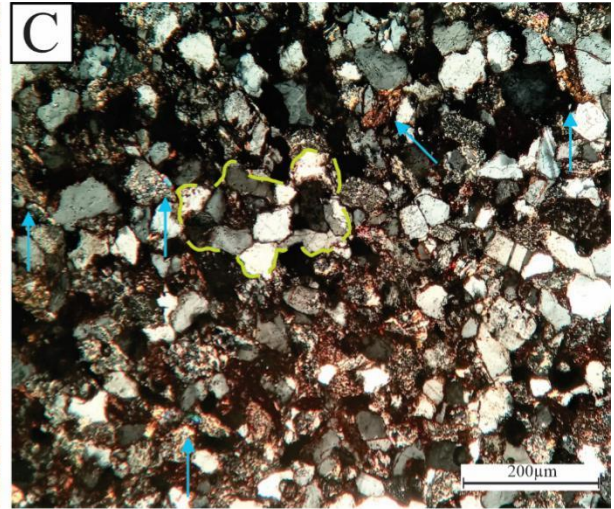
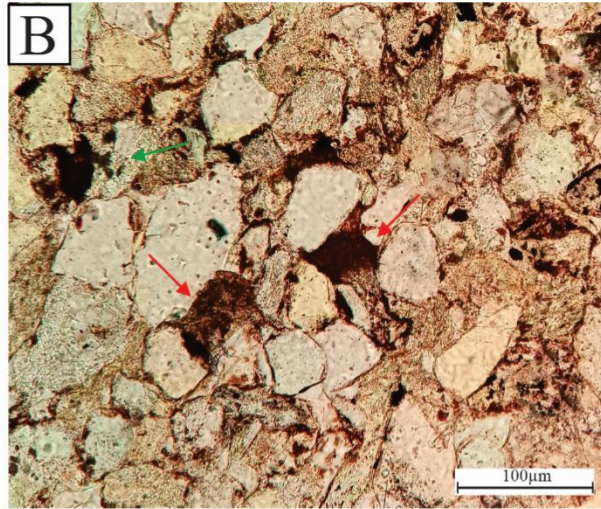
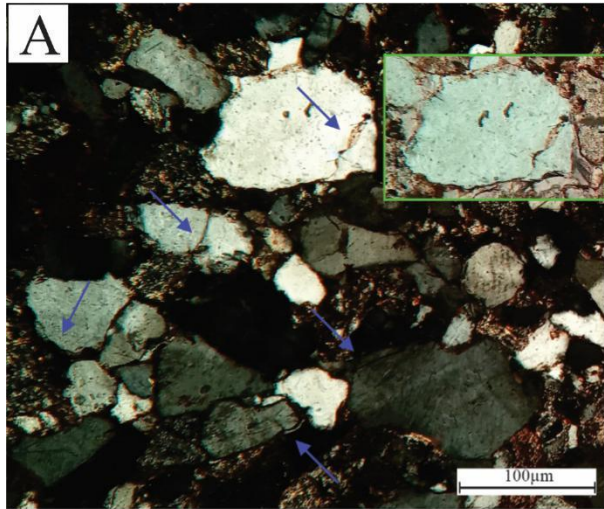


Figura 15- Aspectos gerais das evidências diagenéticas da Formação Diamantino: A) Ocorrência de cutícula (cutains) de argila entre os grãos (seta roxa), possibilitando a visão da cimentação de sílica que ocorre nas rochas; em B) é possível observar a presença de grãos intraclásticos pelíticos (seta vermelha) sendo pouco esmagado, formando uma pseudomatriz, uma evidência da compactação mecânica; Em C) é possível observar contatos de compromisso entre os grãos (contatos tríplexes) (tracejado amarelo) e micas pouco afetadas pela compactação mecânica (seta azul); D) Ocorrência de cimento carbonático poiquilótópico observado na sequência lacustre, esse cimento comumente é alterado pela cimentação por cimento de óxido-hidróxido de ferro. E) Assembleia de micas da formação Diamantino evidência pouca compactação mecânica (Seta azul). Localmente, é possível observar a presença de *cutains* de argila evidenciando a cimentação de sílica (Seta roxa); F) Presença de dissolução parcial de feldspato (Seta amarela) e cimentação de sílica em grãos de quartzo com *cutains* de argila (Seta roxa). Fonte: do próprio Autor

Tabela 3- Sequência diagenética geral dos arenitos da Formação Diamantino. Fonte: do próprio Autor

FASES DIAGENÉTICAS	EODIAGÊNESE	MESODIAGÊNESE	TELODIAGÊNESE
Infiltração mecânica de Argila	————— ··		
Compactação Mecânica	······· ————— ········		
Compactação Química	······· ————— ········		
Cimentação Precoce	······· ————— ········		
Cimento de sílica	······· ————— ········		
Cimento Carbonático	······· ————— ········		
Cimento de óxido-hidróxido de ferro			—————

6. INDICADORES DE PROVENIÊNCIA.

6.1 Petrografia do quartzo detrítico.

A partir da caracterização da assembleia do quartzo, foi possível identificar 3 grupos de distintos. A assembleia do quartzo é recorrente em todos os ambientes da Formação Diamantino e por isso são agrupados aqui, sendo eles: vulcânico, baixo-médio grau metamórfico e plutônico.

O grupo vulcânico é predominante na Formação Diamantino, sendo composto por grãos monocristalinos, homogêneos, com extinção fraca a ausente, além disso, são comuns embaiamentos, vacúolos, fraturas curadas (Figura 16A) e pequenas inclusões (Figura 16B). Paralelamente, o grupo metamórfico é subordinado, composto por grãos de quartzo mono e policristalinos, por vezes, exibindo orientação preferencial com moderado a alto grau de extinção ($>5^\circ$). Além disso, é comum a presença de quartzo em mozaico (Figura 16C), subgrãos apresentando contatos suturados (Figura 16D) e lâmelas de deformação (Figura 16E). Por fim, o grupo plutônico é raro, sendo formado por grãos monocristalinos, apresentando extinção ondulosa fraca ($\sim 5^\circ$), além da ocorrência comum de manchas brancas orientadas, fraturas abertas e curadas (Figura 16F).

6.2 CATODOLUMINÊSCÊNCIA DO QUARTZO.

A luminescência de grãos de quartzo tem sido utilizada como uma importante ferramenta para indicação de proveniência para petrologia sedimentar (Augustsson & Bahlburg 2003; Boghs & Krinsley 2006). Isso ocorre porque a resposta da catodoluminescência nos grãos dependem da temperatura, pressão e ambiente geoquímico da sua formação, e por isso, sua análise é pouco afetada pelo retrabalhamento e diagênese. (Marshall 1988, Götze *et al.* 2001, Augustsson and Bahlburg 2003). Dessa forma, foram obtidas imagens de catodoluminescência quente em 12 amostras representativas da Formação Diamantino.

Nas imagens de catodoluminêscencia dos arenitos os grãos de quartzo exibiram colorações vermelho escuro a preto, azul escuro e cinza claro, a qual foram interpretados por vulcânico, plutônico félsico e de baixo-médio grau metamórfico respectivamente. Outra ferramenta utilizada para interpretação foram a ocorrência de cores homogêneas, zoneamentos e embaiamentos em quartzos do tipo vulcânico, fraturas curadas orientadas e luminêscencia brilhante ou manchada para quartzo metamórfico (Figura 17B e 17C). Por fim, luminescência heterogênea de coloração azul a azul clara em grãos de origem plutônica (Figura 17D). Apesar da ocorrência metamórfica e plutônica, o diagrama de discriminação feito por Bernet and Basset (2005) indicaram forte influência de áreas vulcânicas (Figura 18).

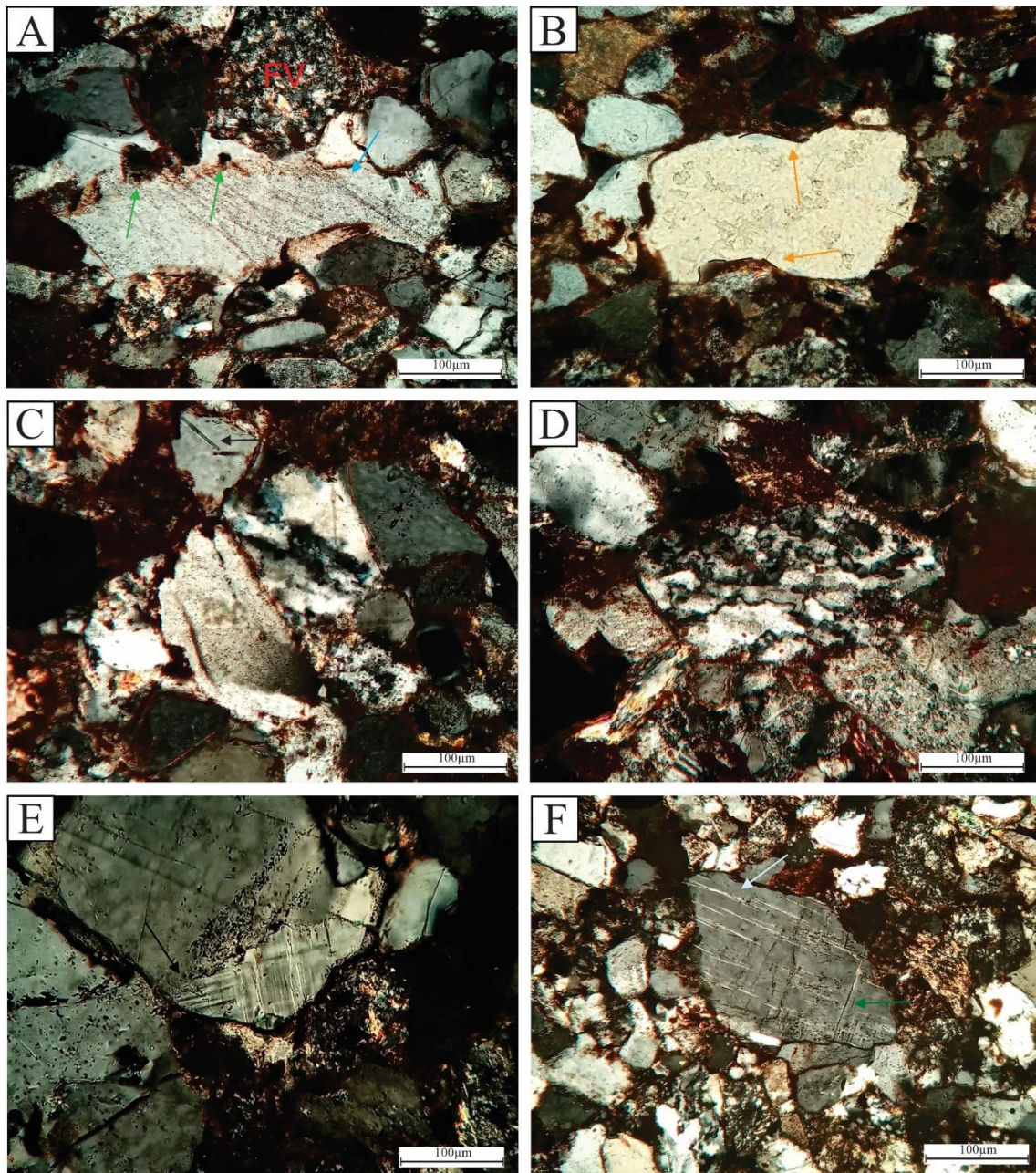


Figura 16-Aspectos texturais da assembleia do quartzo detrítico presentes na Formação Diamantino. A. Fraturas curadas (seta azul) e Vacúolos (setas verdes). B. Embaiamentos (seta laranja) C. Quartzo em mosaico e inclusões (seta preta). D. Quartzopolicristalino com contatos internos suturados. E. Lâmelas de deformação (seta preta). F. Manchas brancas aleatoriamente orientadas (Seta Branca) e Fraturas abertas (Seta Amarela). Fonte: do próprio Autor

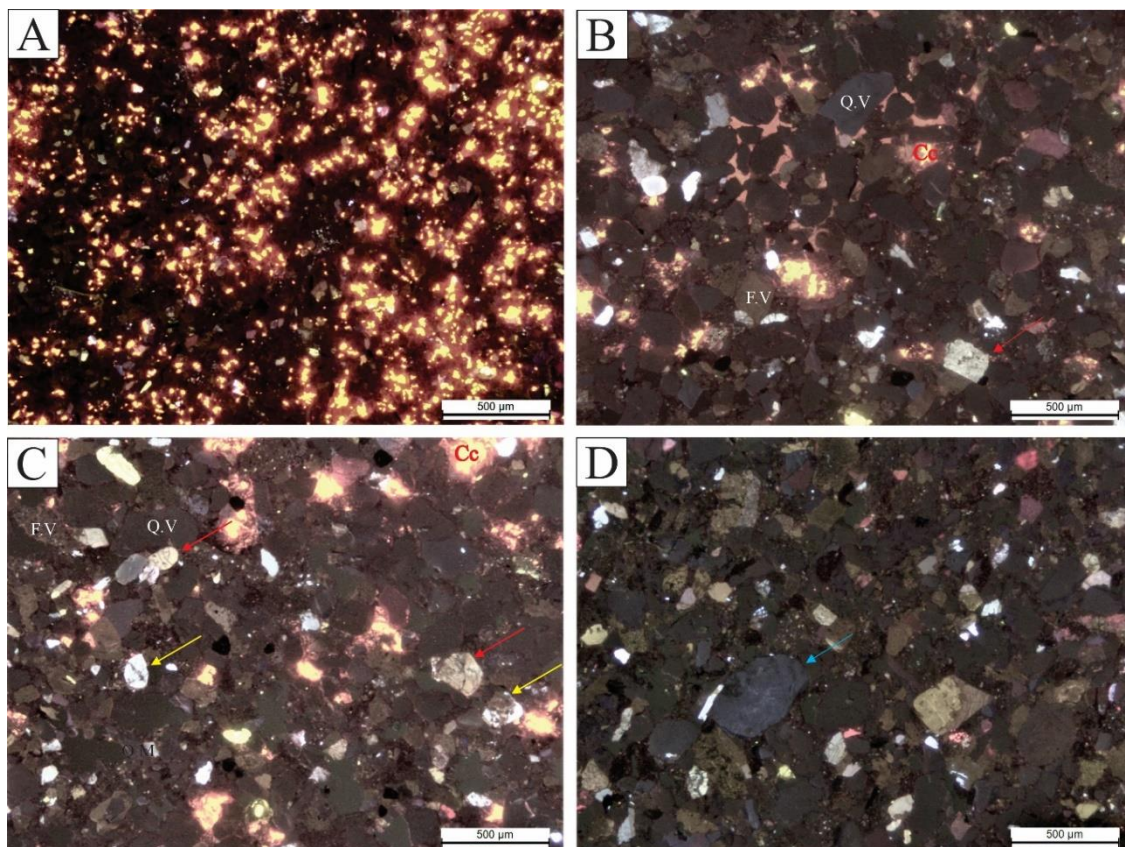


Figura 17- Catodoluminescência dos arenitos da Formação Diamantino. A. Visão geral dos arenitos da formação diamantino e sua cimentação carbonática. B. Grãos com luminescência vermelha escura a preta de origem vulcânica e grãos de luminescência cinza claro brilhante comum em grãos de baixo-médio grau metamórfico (Seta Vermelha). C. Ocorrência de fraturas curadas e manchas em quartzo metamórfico (Seta Amarela). D. Ocorrência de quartzo plutônico em pequena quantidade quando comparado a assembleia. (Seta Azul). Q. V= Quartzo vulcânico, F. V= Fragmento de rocha vulcânica. Fonte: do próprio Autor

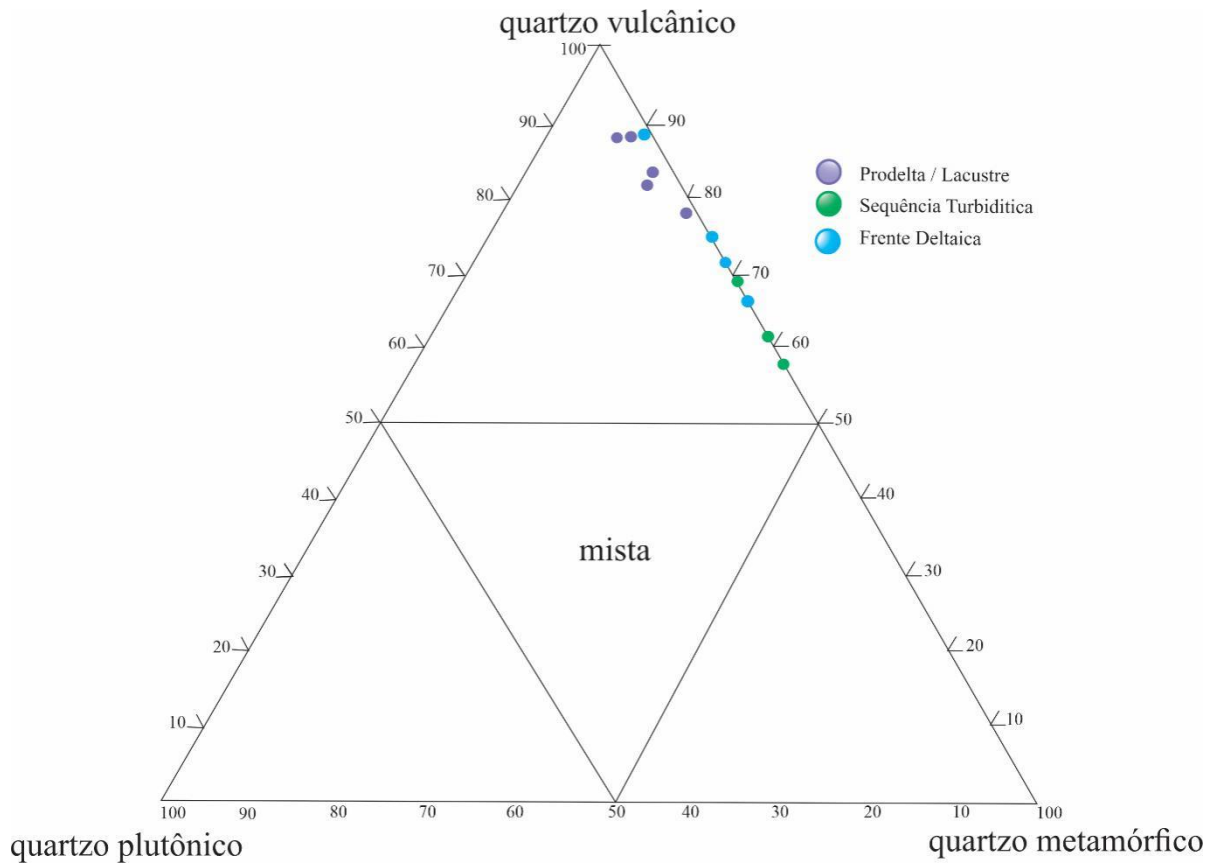


Figura 18- Diagrama de proveniência de Bernet and Basset (2005) com a plotagem de pontos da Formação Diamantino. Fonte: do próprio Autor.

7. PROVENIÊNCIA

Estudos anteriores consideram que às possíveis áreas fontes para Formação Diamantino seriam as rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá pertencentes a Faixa Paraguai, possíveis contribuições da Faixa Brasília e o Maciço Goiás. Estas interpretações foram embasadas com dados de zircão detrítico que indicam idade mínima de deposição de 541 ± 7 Ma (Figura 19) e medidas de paleocorrente direcionadas para NW e SW (Bandeira *et al.* 2012). Até então, haviam poucos estudos petrográficos que determinassem com maior precisão a composição original dos arenitos da Formação Diamantino para fins de proveniência. Os arenitos da Formação Diamantino possuem baixa maturidade textural e mineralógica, seus fragmentos de rochas vulcânicas são subarredondados-subangulosos e parcialmente alterados mostrando pouco retrabalhamento e erosão, o quartzo ocorre com grãos pouco maduros sendo, na maior parte, subangulosos e com alto grau de esfericidade (o que pode ser mascarado pela cimentação de sílica) sugerindo baixa ciclicidade sedimentar. Os dados petrográficos e de catodoluminescência apresentados neste TCC indicaram uma origem principal vulcânica, apesar da presença de grãos metamórficos e plutônicos, para os arenitos. Entretanto rochas vulcânicas de idade Ediacarana e Paleozoica na região estudada não foram mapeadas até o momento e dessa forma, três possibilidades distintas podem ser consideradas: 1) Erosão de unidades vulcânicas que atualmente não estão expostas ou não existem mais; 2) Erosão e transporte de sedimentos vulcânicos por longas áreas; 3) Estratigrafia inconclusiva, marcada por uma amplitude menor entre o tempo de deposição máximo e mínimo quando comparada a real. As alternativas 1 e 2 podem ser descartadas, já que vulcânicas neoproterozoicas e paleozoicas não ocorrem na região. A 3ª. Alternativa é a mais viável já que as datações fornecem apenas a idade máxima e apenas uma amostra foi analisada. No caso de rochas vulcânicas como os basaltos existem muito pouco zircão neoforado e geralmente estes cristais acompanham a granulação afanítica da rocha. A fácies datada na Formação Diamantino foi aquela relacionada aos lobos deltaicos, de deposição mais energética que a fácies lacustre e a segregação hidrodinâmica pode ter eliminados cristais mais finos impossibilitando um maior número de datação das áreas-fonte vulcânicas.

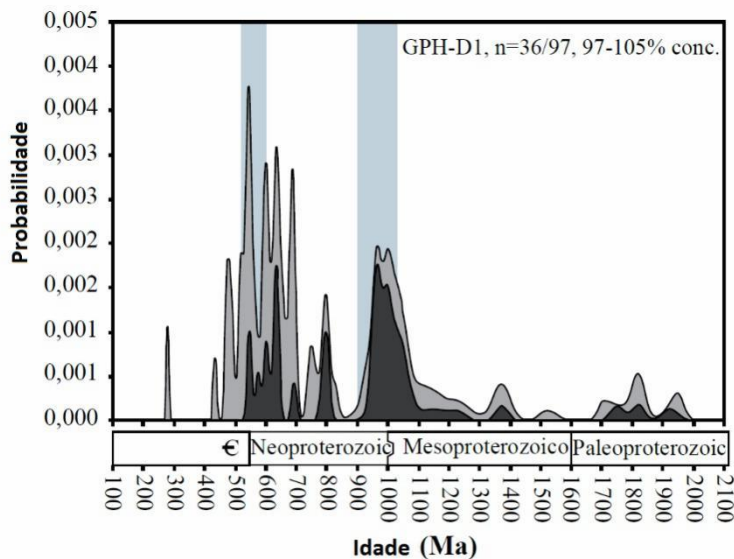


Figura 19: Idades de grãos de zircão detritico datados que ocorrem na amostra da Frente Deltaica.
Fonte: Bandeira *et al.* 2012

A ocorrência de rochas vulcânicas no Sul do Craton Amazônico que formam diques na Bacia Araras-Paraguai é pertencente as Formações Tapirapuã e Anari (Rezende *et al.* 2021). Recentemente, a evolução dos estudos geológicos e geofísicos no Sul do Cratón Amazônico permitiram correlacionar essas sequências vulcânicas ao registro do quebraamento do supercontinente Pangeia e a evolução inicial do Oceano Atlântico Central no Jurássico (Rezende *et al.* 2021) quando se notou a presença de anomalias gravimétricas que indicam que grande parte do volume de basaltos toleíticos que se estendem da Bacia Alto-Paraguai para a Bacia dos Parecis em subsuperfície e superfície (Figura 20). A formação da Província Magmática do Atlântico Central (CAMP) é resultante de inúmeros pulsos de derrames magmáticos que ocorreram por volta de 201 Ma (Peace *et al.* 2020, Marzoli *et al.* 2018, Rezende *et al.* 2021) na porção central do Gondwana Oeste. No Brasil, esse evento é registrado na Bacia do Parnaíba pelas Formação Mosquito, Basalto Penatecua na Bacia de Solimoes e Amazonas, e enxames de diques pertencentes ao Diabasio Cururu. Na maior parte dessas bacias, o CAMP resultou em subsidência termal gerando espaço de acomodação sobre grandes planícies vulcânicas, assim como mudanças na entrada e saída de sedimentos (Torsvik & Cockst 2013). Apesar de não existir nenhum trabalho que correlacione os depósitos pós-CAMP na América, é inerente que esse evento causou subsidência nas bacias intracratônicas com a formação de sistemas lacustres durante o Cretáceo, assim como ocorre na formação Pastos Bons (Cardoso *et al.* 2019).

A Formação Diamantino, foco deste trabalho, é constituída por uma espessa sequência arenitos e pelitos depositados em sistema lacustre e, assim como na Formação Pastos Bons, seria formado principalmente por sedimentos de origem vulcânica. Esses sistemas teriam se

desenvolvido após a colocação de um grande volume de basaltos toleíticos na crosta superior, inclusive dentro de bacias sedimentares. Devido à baixa quantidade de mapeamentos geológicos, ainda é de difícil entender a relação estratigráfica entre às unidades da Bacia e a correlação com outras Bacias Sedimentares, porém, cada vez mais existe a dificuldade de atrelar a Formação Diamantino ao Cambriano e Ordoviciano, e por outro lado admite-se aqui que esta unidade foi depositada no Cretáceo. Trabalhos anteriores de zircão detrítico (Bandeira *et al.* 2012) podem não encontrado idades mesozoicas devido a restrição amostral ao ambiente deltaico, erro analítico e/ou a dificuldade de concentrar zircão detrítico nas frações utilizadas em Geocronologia fina principalmente formadas em vulcânicas básicas (125-180 μ e 180-250 μ).

A evidências de campo mostram contato direto não erosivo entre as Formações Sepotuba e Diamantino (Figura 21A), apesar disso, a ocorrência de exposições entre o contato direto da Formação Sepotuba e Basalto Tapirapuã podem ser um indicativo de desconformidade entre as duas unidades sedimentares, já que às duas formações são constituídas em boa parte por sedimentos pelíticos (Figura 21B), além de corroborar com a hipótese de que esses basaltos foram o substrato desses sistemas lacustres. Outra evidência, se trata da falta de fácies transicionais entre as rochas de plataforma marinha e as rochas continentais lacustres pertencentes a Formação Diamantino, apesar de que normalmente, não ocorrem sistemas lacustres tão espessos nos sedimentos pós-CAMP. O Cretáceo da Bacia do Parecis tem sido classicamente marcado pelo Grupo Parecis de idade Cretáceo Superior, seu ambiente deposicional é marcado pela transição entre um ambiente flúvio-lacustre com a contribuição de dunas eólicas (Bahia, 2007) que migravam preferencialmente para SW (Battezzeli *et al.* 2014) concordantemente a migração dos deltas Diamantino. Dessa forma, é provável que a evolução dessa sedimentação esteja ligada ao Grupo Parecis e não ao Grupo Alto Paraguai. No entanto, os trabalhos de fácies realizados na Bacia dos Parecis ainda são incipientes, principalmente no que concerne estudos de proveniência. Com base nessa discussão foi feita uma tentativa de posicionar a Formação Diamantino no contexto da Bacia dos Parecis (Figura 20).

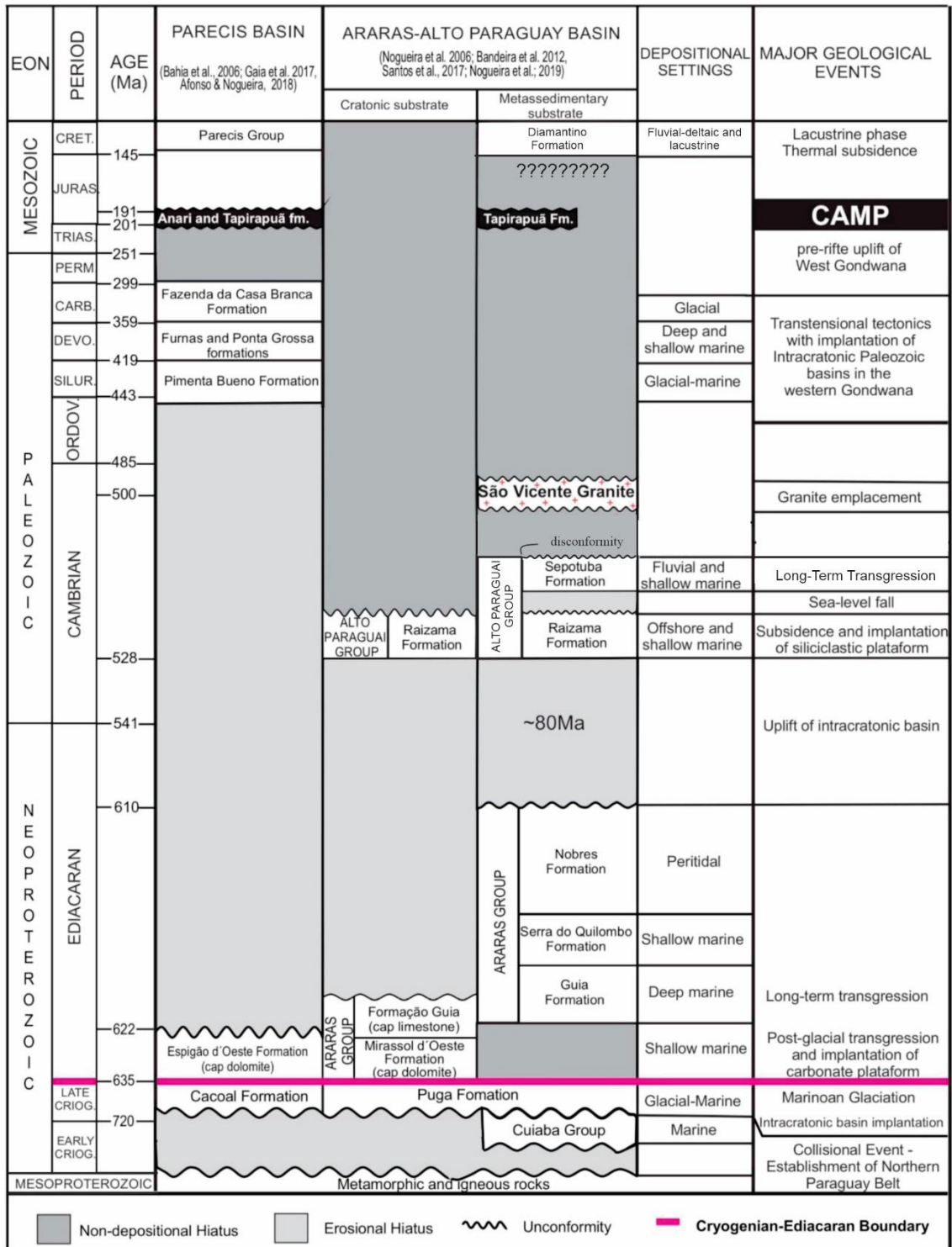


Figura 20- Litoestratigrafia, paleoambiente e principais eventos geológicos que ocorrem na bacia do Parecis e Araras-Paraguai. Modificado de Nogueira *et al.*, 2019.

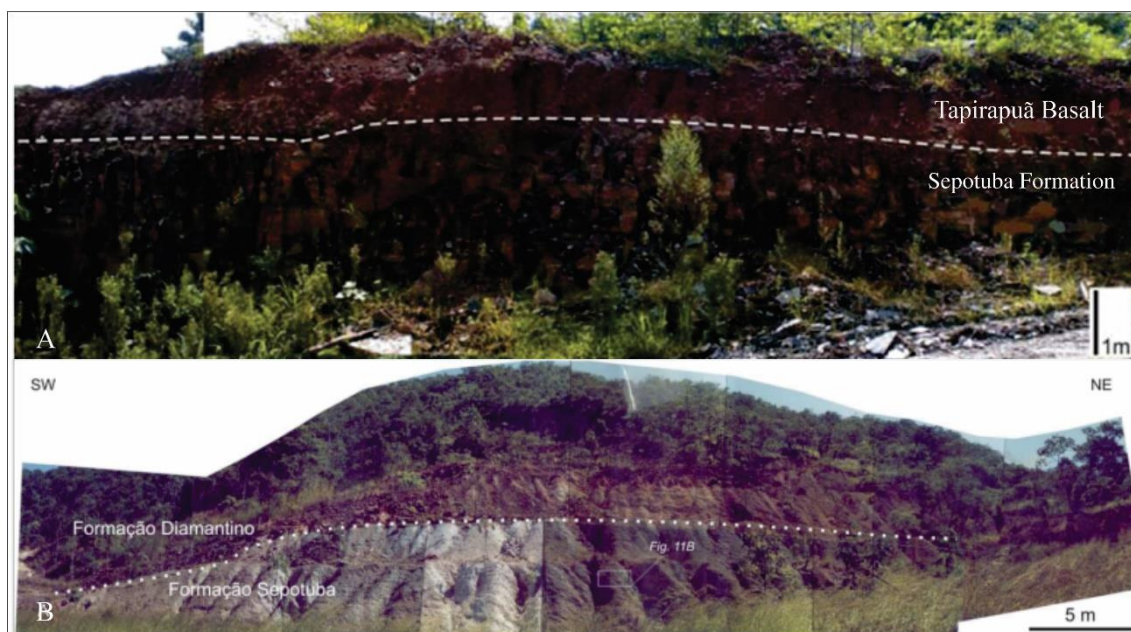


Figura 21- Relações estratigráficas entre o Cambriano da Bacia Araras-Paraguai (Formação Sepotuba), CAMP (Basalto Tapirapuã) e o Cretáceo? (Formação Diamantino). A) Contato entre os arenitos/siltitos da Formação Sepotuba e os basaltos da Formação Tapirapuã; B) Contato entre pelitos marinhos da Formação Sepotuba e pelitos lacustres da Formação Diamantino. Fonte: A) Bandeira *et al.* 2012; B) Silva Junior (2006).

A evolução desse sistema lacustre deve estar atrelada a uma fase inicial de quebraimento do supercontinente Pangeia e abertura do Oceano Atlântico Central, que possivelmente, desenvolveu uma série de estruturas tectônicas rúpteis nas bacias sedimentares da América, que posteriormente, serviriam como parte dos condutos para ascensão do magmatismo básico formando diques e soleiras. A entrada desse grande volume magmático sobre rochas e sedimentos teve como pontapé inicial a ressurgência do manto e o adensamento da crosta superior causando um momento de soerguimento (Figura 22), com concomitantemente erosão, e posteriormente um momento de subsidência tectônica gerando longas planícies vulcânicas (Figura 24). A sedimentação Diamantino, possivelmente, se utilizou dessa paleogeografia para sua deposição. Inicialmente, os grandes lagos sustentavam apenas uma sedimentação fina, com pouquíssima ou nenhuma energia, esporadicamente, material siliciclástico adentrava o sistema a partir de fluxos turbulentos do tipo *underflow* através de deltas que carregaram sedimentos vindos do Sudeste e Noroeste, retrabalhando sedimentos vulcânicos proximais e trazendo sedimentos metamórficos de baixo grau do grupo Cuiabá (Figura 23).

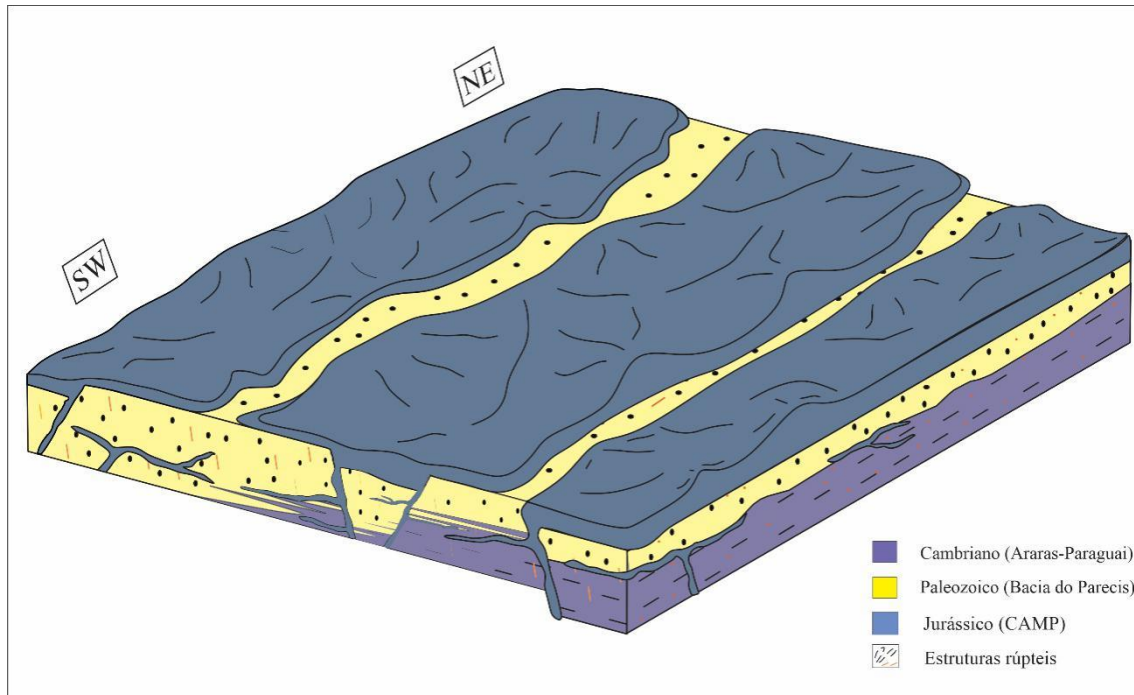


Figura 22- Bloco diagrama representando a colocação do magmatismo basáltico toleitico que formaram soleiras e diques no sul do Cráton Amazônico no Jurássico (~199 Ma.) Fonte: Do próprio Autor.

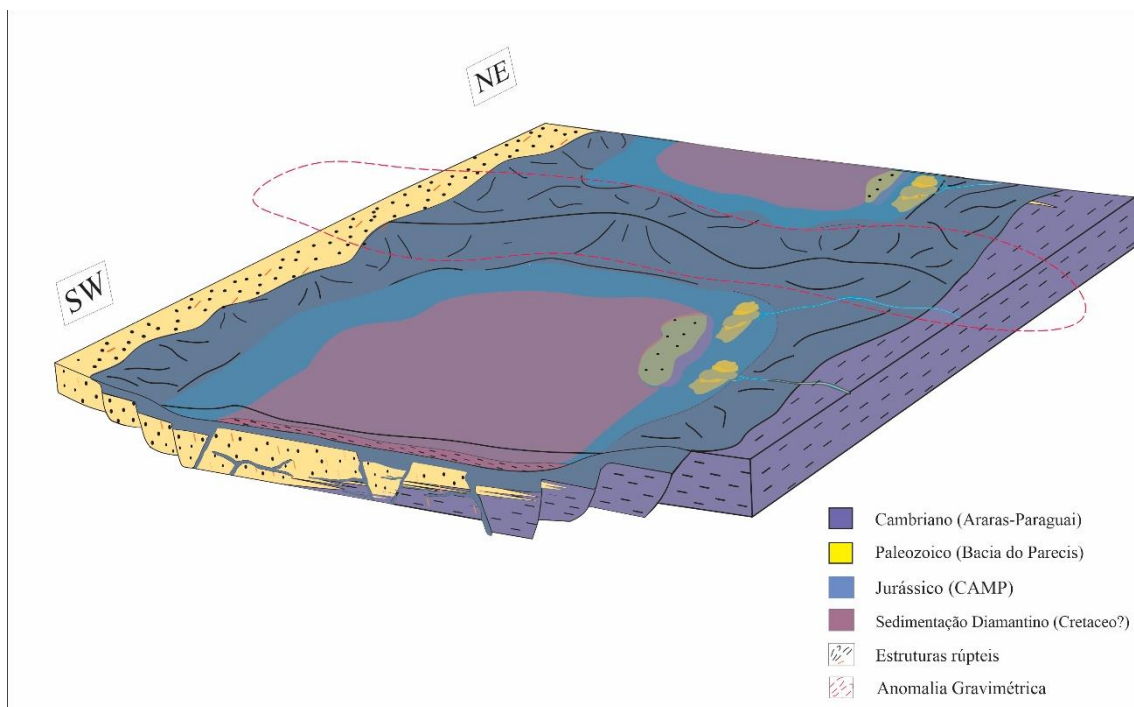


Figura 23- Bloco diagrama representando o aumento do espaço de acomodação devido a subsidência termal causada pela implantação de um denso volume de rochas básicas nas bacias sedimentares brasileiras, permitindo a implantação de sistemas lacustres sobre a planície vulcânica. Fonte: Do próprio Autor.

8. CONSIDERAÇÕES FINAIS:

Os arenitos da Formação Diamantino são formados por litoarenitos, sublitoarenitos e grauvacas líticas. Seus constituintes principais são quartzo, fragmentos de rochas vulcânicas, fragmentos de argilito e feldspato. O quartzo exhibe feições como embaiamentos, vacúolos, pequenas inclusões, fraturas curvas e lamelas de deformação, sendo comum em protólitos vulcânicos e metamórficos. A catodoluminescência colorida revelou a forte influência vulcânica no arcabouço desses arenitos. Anteriormente, interpretava-se que às principais possíveis áreas fontes seriam as rochas da Faixa Paraguai, Faixa Brasília e o Maciço Goiás (Bandeira *et al.* 2012), porém com os dados introduzidos neste relatório, mostrou-se claro a necessidade de um estudo mais detalhado das possíveis áreas fonte, já que a maior parte do arcabouço desses arenitos são de origem vulcânica. A quebra do supercontinente Pangeia e abertura do Oceano Atlântico Central foram responsáveis pela formação do CAMP e por consequência a colocação de um grande volume de rochas básicas nas bacias sedimentares amazônicas. Esse momento parece ter sido crucial para o final dos registros sedimentares da Bacia Araras-Paraguai e Parecis, já que a evolução paleogeografia foi diretamente influenciada pela subsidência termal gerada pelo CAMP. Os indícios petrográficos e de campo não descartam e podem até reforçar a ideia de que boa parte dessas rochas tiveram como base a formação de sistema lacustres sobre substratos vulcânicos, visto que seus componentes indicam uma fonte proximal, parte dessas rochas se encontram em subsuperfície e são os principais constituintes desses arenitos. Dessa forma, a evolução de mapeamentos geológicos, estudos de minerais pesados e geocronologia podem esclarecer a relação estratigráfica entre esses depósitos e sua possível evolução no contexto mesozóico.

REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. Rio de Janeiro, DNPM-DGM, Boletim, 241:36.
- Almeida F.F.M. 1974. Sistema tectônico marginal do cráton Guaporé. *In: SBG, 28º Cong. Bras. Geol., Anais[...]* v. 4:11-17.
- Alvarenga C.J.S. & Trompette R. 1988. Upper Proterozoic glacial environment of the border of Amazonian Craton and its evolution towards the adjacent Paraguay Belt. (Mato Grosso, Brazil). *In: Meeting Earth's Glacial Record-Proj.* 260, Cuiabá, IGCP-UNESCO/UFMT:31-44.
- Augustsson C. & Bahlburg H. 2003. Cathodoluminescence spectra of detrital quartz as provenance indicators for Paleozoic metasediments in southern Andean Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, **16**: 15-26.
- Augustsson C. & Reker A. 2012. Cathodoluminescence spectra of quartz as provenance indicators revisited. *Journal of Sedimentary Research*, **82**: 559-570.
- Bahia B.C.R., Martins-Neto M. A., Barbosa M. S. C. 2006. Revisão estratigráfica da bacia dos Parecis – Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **36** (4): 692-703. Dez.
- Bandeira J., McGee B., Nogueira A.C.R., Collins A.S., Trindade R. 2012. Sedimentological and provenance response to Cambrian closure of the Clymene ocean: The upper Alto Paraguai Group, Paraguay belt, Brazil. *Gondwana Research*, **21**(2): 323-340.
- Batezelli A., Ladeira F. S. B., Assine M. L. 2014. Ambientes deposicionais e evolução estratigráfica do Cretáceo Superior da Bacia dos Parecis. *Geociências*, **33** (3): 429-448.
- Bhattacharya J.P. & Walker R.G. 1992. Deltas. *In: Walker R.G & James N.P. (eds). Facies models: responses to sea level change.* Canada, *Geological Association of Canada*, :157-177.
- Bernet M. & Basset K., 2005. Provenance analysis by single quartz grain SEM-CL/optical microscopy. *J.Sedimentary Research*, **3**: 496–504.
- Boggs S. & Krinsley D.H. 2006. *Application of Cathodoluminescence imaging to the study of sedimentary rocks.* Cambridge, Cambridge University Press, :165.
- Cardoso A.R., Nogueira A.C.R., Rabelo C.E.N. 2019. Lake cyclicity as response to thermal subsidence: a post-CAMP scenario in the Parnaíba Basin, NE Brazil. *Sediment. Geol.*, **385**: 96–109.
- Coleman J. M. & Prior D. B. 1983. In deltaic' environments of deposition. *Am. Assoc. Pet. Geol. Mere.*, **31**:139-78.
- Cordani U.G., Pimentel M. M., Araújo C.E.G., Basei M.A.S., Fuck R.A., Girardi V.A.V. 2013. Was there an Ediacaran Clymene Ocean in Central South America?. *Am. J. Sci.*, **313**: 517-539.
- Cordani U. G., Teixeira W., D'Agrella-Filho M. S., Trindade R. I. 2009. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research*, **15**: 396–407.

- De Roes L.F. & Moraes M.A.S. 1984. Sequência Diagenética em arenitos, uma discussão inicial. In: XXXIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1984, Rio de Janeiro. *Anais*. Rio de Janeiro, :1.
- Folk R. L. 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, TX, *Hemphill's Pub.*, :182.
- Götze J., Plotze M., Habermann D. 2001. Origin, spectral characteristics and practical applications of the cathodoluminescence (CL) of quartz—a review. *Mineralogy and Petrology* 71: 225–250.
- Marshall D.J. & Mariano A.N. 1988. Cathodoluminescence of geological materials. Boston, *Unwin Hyman*, :146.
- Marzoli A., Callegaro S., Dal Corso J., Davies J.H.F.L., Chiaradia M., Youbi N, Bertrand H, Reisberg L, Merle R, Jourdan F. 2018. The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP): a review. In: Tanner L (ed) *The late Triassic world*. Cham, Springer, :91–125 (Topics in Geobiology, 46).
- McGee B., Collins A.S., Trindade R.I.F., Payne J. 2015. Age and provenance of the Cryogenian to Cambrian passive margin to foreland basin sequence of the Northern Paraguay Belt, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, 127: 76-86.
- Nogueira A.C.R. 2003. A plataforma carbonática Araras no sudoeste do Cráton Amazônico, Mato Grosso: estratigrafia, contexto paleoambiental e correlação com os eventos glaciais do Neoproterozóico. Tese de Doutorado, Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 173 p.
- Nogueira A.C.R., Romero G.R., Sanchez E.A.M., Domingos F.H.G., Bandeira J., dos Santos I.M. Soares J.L., Lafon J.M., Afonso J.L.P., Santos H.P., Rudnitzki I.D. 2019. *The cryogenian-ediacaran boundary in the southern Amazon craton*. Geophys. Monogr. :89–114. <https://doi.org/10.1002/9781119382508.ch6>.
- Nogueira A.C. R., Riccomini C., Sial A.N., Moura C.A.V., Trindade R.I.F. and Fairchild T.R. 2007. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon Craton, Brazil. *Chem. Geol.*, 237:168-190.
- Oliveira C.E.S., Pe-Piper G., Piper D.J.W., Zhang Y., Corney R. 2017. Integrated methodology for determining provenance of detrital quartz using optical petrographic microscopy and cathodoluminescence (CL) properties. *Marine and Petroleum Geology*, 88: 41-53.
- Omer M.F., 2015. Cathodoluminescence petrography for provenance studies of the sandstones of Ora Formation (Devonian-Carboniferous), Iraqi Kursditan Region, northern Iraq. *Journal of South African Earth Sciences*, 109: 195-210.
- Peace A.L., Phethean, J., Franke D.; Foulger G., Schiffer C., Welford J., McHone G., Rocchi S., Schnabel M., Doré A. 2020. A review of Pangaea dispersal and Large Igneous Provinces—In search of a causative mechanism. *Earth Sci.* :206.
- Rezende G.L., Nogueira A.C.R., Martins C.M., Ribeiro Filho N., Domingos F.H.G., 2021. Evidence for the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Precambrian and Phanerozoic sedimentary basins of the southern Amazonian Craton, Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 1-9.

Røe S.L. 1987 Cross-strata and bedforms of probable transitional dune to upper-stage plane-bed origin from a Late Precambrian fluvial sandstone, northern Norway. *Sedimentology*.v. 34 :89- 101.

Santos, H. P. 2014. *Fácies e Proveniência de depósitos costeiros da Formação Raizama: Evidências do registro Ediacarano-Cambriano na Faixa Paraguai, Região de Nobre, Mato Grosso, Dissertation, Geologia, Programa de Pós Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém, 95 p.*

Santos I. M. 2016. *Estratigrafia e tectônica da Faixa Paraguai Norte: implicações evolutivas Neoproterozóicas no Sudeste do Cráton Amazônico, Dissertation, Geologia, Programa de Pós Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Brasil, 154 p.*

Santos H.P., Mángano M.G., Soares J.L., Nogueira A.C.R., Bandeira J., Rudnitzki, I.D. 2017. Ichnologic evidence of a Cambrian age in the southern Amazon Craton: Implications for the onset of the Western Gondwana history. *Journal of South American Earth Sciences*, 76: 482- 488.

Santos H.P. 2018. *O Cambriano no Sudeste do Cráton Amazônico: Paleomambiente, Proveniência e Implicações evolutivas para o Gondwana Oeste. Doctoral Thesis, Geologia, Programa de Pós Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Brasil, 93-95 p.*

Schrank A. & Ros L. 2015. “Diagenetic processes in cretaceous sandstones from occidental Brazilian Equatorial Margin.” *Journal of South American Earth Sciences* 63: 1-19.

Silva Junior, J.B.C. Sedimentação siliciclástica e proveniência do Grupo Alto Paraguai (Ediacarano), borda sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai Norte, Estado do Mato Grosso. 2009. 79 f. Exame de Qualificação, Geologia, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém. 2009.

Trindade R.I.F., Font E., D’Agrélla-Filho M.S., Nogueira A.C.R., Riccomini C. 2003. Low-Latitude and multiple geomagnetic reversals in the Neoproterozoic Puga cap carbonate. Amazon craton. *Terra Nova*. 15:441-446.

Tohver E., Trindade R.I.F., Solum J.G., Hall C.M., Riccomini C., Nogueira A.C.R. (2010). Closing the Clymene ocean and bending a Brasiliano belt: Evidence for the Cambrian formation of Gondwana, southeast Amazon craton. *Geology*. 38: 267-270. 10.1130/G30510.1.

Torsvik T.H., Cocks, L.R.M., 2013. Gondwana from top to base in space and time. *Gondwana Research* 24: 999–1030.

Uriz N.J., Cingolani C.A., Basei M.A.S., Blanco G., Abre P., N.S. Portillo, Siccardi A. 2016. Provenance and paleogeography of the Devonian Durazno Group, Southern Parana Basin in Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences*, 66: 248-267.

Walker T.R.; Waug B.; Crone A.J. 1978. Diagenesis in first cycle desert alluvium of Cenozoic age, southwestern United States and northwestern Mexico. *G. S. A. Bull.*, 89:19- 32.