



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO N° 611

**O NEÓGENO DA PLATAFORMA BRAGANTINA, NORTE
DO BRASIL: PALEOAMBIENTE, PROVIDÊNCIA E
CORRELAÇÃO COM A EVOLUÇÃO DO PROTO-
AMAZONAS**

Dissertação apresentada por:

LOHAN BARBOSA BAIA

Orientador: Prof. Dr. José Bandeira Cavalcante da S. Junior (UFPA)

**BELÉM-PARÁ
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)

- B152n Baía, Lohan Barbosa.
O Neógeno da Plataforma Bragantina e da parte leste da Bacia do Marajó, norte do Brasil: Paleoambiente, Proveniência e relação com a evolução do Proto-Amazonas / Lohan Barbosa Baía. — 2022.
xiii, 46 f. : il. color.
- Orientador(a): Prof. Dr. José Bandeira Cavalcante da Silva Junior
Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2021.
1. Plataforma carbonática. 2. Mioceno. 3. Leques aluviais.
4. Formação Barreiras. 5. Cinturão Gurupi. I. Título.

CDD 551.70098115



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**O NEÓGENO DA PLATAFORMA BRAGANTINA, NORTE
DO BRASIL: PALEOAMBIENTE, PROVIDÊNCIA E
CORRELAÇÃO COM A EVOLUÇÃO DO PROTO-
AMAZONAS**

Dissertação apresentada por:
LOHAN BARBOSA BAIA

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOLOGIA, Linha de Pesquisa em Análise de Bacias Sedimentares.**

Data de Aprovação: 16 / 11 / 2021

Banca Examinadora:


Prof. Dr. José Bandeira Cavalcante da S. Junior
(Orientador – UFPA)


Prof.^a Dr.^a Ana Maria Góes
(Membro – USP)


Prof. Dr. Joelson Lima Soares
(Membro – UFPA)

*Dedico este trabalho, aos meus pais, Lourenço Lopes Baía e Maria do Rosário
Barbosa Baía, e a minha companheira Hanna Luisa Lima Alves.*

AGRADECIMENTOS

Primeiramente quero agradecer à Universidade Federal do Pará (UFPA), ao programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG), do Instituto de Geociências e à Coordenação de Aperfeiçoamento Pessoal de Nível Superior (CAPES, código de financiamento 001).

Aos funcionários da limpeza que sempre foram prestativos na abertura dos portões quando necessitava.

Aos técnicos Everaldo Lira da Cunha do Laboratório de Sedimentologia e Joelma de Jesus Lobo do laboratório de laminação pela orientação na etapa metodológica.

Aos professores que colaboraram com o meu crescimento acadêmico, José Bandeira Cavalcante da Silva Junior que sempre auxiliou o trabalhando com seus conselhos, sugestões e correções; Afonso César Rodrigues Nogueira responsável pela coordenação das etapas de campo, sempre esclarecendo a dinâmica paleoambiental dos afloramentos, Ana Maria Góes pelo auxílio metodológico e compreensão de minerais pesados; e Pedro Walfir Martins e Souza Filho que sou muito grato por ter me ajudado no ingresso ao PPGG.

Aos amigos que fiz durante o curso, Pedro Augusto Santos da Silva, Renan Fernandes dos Santos, Antonio Gonçalves da Silva Jr, Argel de Assis Sodre, Jackson Mateus Lopes Barros, Lara Jaqueline Sardinha e Gabriel Ribeiro Moizinho; os quais colaboraram de uma forma imensurável durante toda a elaboração de todo trabalho.

Ao Antonio Neto pelas facilitações de novos campos e aquisição de novos dados.

À minha amiga e companheira Hanna Luisa Lima Alves que esteve ao meu lado nos momentos mais difíceis e que me ajudou no desenvolvimento do trabalho.

E por fim, aos meus pais que sempre me apoiaram e me ajudaram com as minhas decisões.

RESUMO

Durante o Mioceno inferior, a estabilidade tectônica na Plataforma Bragantina favoreceu a acumulação de depósitos de carbonatos, posteriormente suprimidos por um sistema siliciclástico associado a Formação Barreiras. Trabalhos anteriores sugerem que este foi oriundo da pluma sedimentar do proto-Amazonas, enquanto outros indicam uma evolução independente. Com base no exposto, este estudo aplicou técnicas de proveniência para indicar os compartimentos tectônicos que contribuíram como rochas-fonte da Formação Barreiras, discutir a influência do proto-Amazonas na supressão da plataforma carbonática e compreender o contexto paleogeográfico. A área de estudo abrange os municípios de Ourém (OU), Capanema (CA), Castanhal (CS), Santa Isabel do Pará (SI), Outeiro (OT), Ilha de Mosqueiro (IM), Salinópolis (SA), Aricuru (AR) e Mocooca (MO). Foram realizadas técnicas de análise de fácies com medidas de paleocorrente e coletadas 12 amostras, contendo em torno de 500 g de sedimento cada. Foi realizada a coleta de clastos para a caracterização morfológica em Ourém e Ilha de Mosqueiro. Para o sedimento inconsolidado, houve o peneiramento visando as frações 250 – 125 μm e 125 - 63 μm . Aplicou-se ácido oxálico (50 g.L^{-1}) nestas frações e separamos por densidade em bromofórmio (2,8 g/ml) os minerais leves e pesados. Foram confeccionadas 24 lâminas petrográficas de minerais leves destinadas a catodoluminescência (CL) e 24 lâminas de minerais pesados para identificação da assembleia mineralógica, análise de forma e elaboração de gráficos. A partir dos resultados de minerais pesados, foi possível agrupar os valores com dados de estudos anteriores e aplicar o método Ponderação do Inverso das Distâncias. Os resultados indicam a presença de 10 fácies, das quais foram agrupadas em duas associações, abrangendo conglomerados, arenitos e pelitos. Os clastos apresentaram composição exclusivamente quartzosa, predominando formas subangulares a arredondadas. A CL indica predomínio de 45% de quartzo com luminescência azul escura, 28% com luminescência azul clara e 26% com luminescência violeta. Os resultados de minerais pesados indicam presença de estaurolita (54,45%), zircão (20,29%), turmalina (10,02%), cianita (7,19%), rutilo (5,37%) e sillimanita (2,67%). Os valores acima de 50% da somatória das porcentagens de zircão, turmalina e rutilo indicam elevação da maturidade em direção à porção costeira, enquanto os mapas de distribuição mostram predominância de estaurolita na Plataforma Bragantina e aumento dos valores de cianita acompanhando os de turmalina e zircão na Bacia do Marajó. A partir das interpretações faciológicas, pudemos aprimorar reconstrução paleoambiental constituída de leques aluviais, rios entrelaçados e meandrantas, planícies arenosas, planícies lamosas

e manguezais. Os valores de CL e a grande concentração de estauroлита refletem fontes de rochas metamórficas para a Plataforma Bragantina que são provenientes do sudeste do Pará, possivelmente do Cinturão Gurupi e Cráton São Luís; enquanto os valores de CL para a Bacia do Marajó, atrelado aos valores de cianita, zircão e turmalina, indica uma forte influência de fontes plutônicas e metamórficas provenientes do sul do Pará, tais como o Cinturão do Tocantins-Araguaia, Bacia do Grajaú e Sub-Bacia de Cametá. De modo geral, o proto-Amazonas não teve influência na supressão carbonática, sendo o principal fenômeno responsável a progradação de sedimentos, principalmente provenientes de rochas metamórficas com menores contribuições de rochas plutônicas e vulcânicas, a partir da evolução da tectônica do sul e sudeste paraense.

Palavras-chave: Plataforma carbonática. Mioceno. Leques aluviais. Formação Barreiras. Cinturão Gurupi.

ABSTRACT

During the lower Miocene, tectonic stability on the Bragantina Platform favored the accumulation of carbonate deposits, later suppressed by a siliciclastic system associated with the Barreiras Formation. Previous works suggest that this one came from the sedimentary plume of the proto-Amazonas, while others indicate an independent evolution. Based on the above, this study applied provenance techniques to indicate the tectonic compartments that contributed as source rocks of the Barreiras Formation, discuss the influence of the proto-Amazonas in the suppression of the carbonate platform and understand the paleogeographic context. The study area covers the municipalities of Ourém (OU), Capanema (CA), Castanhal (CS), Santa Isabel do Pará (SI), Outeiro (OT), Mosqueiro island (IM), Salinópolis (SA), Aricuru (AR) and Mocooca (MO). Facies analysis techniques were performed with paleocurrent measurements, and 12 samples were collected, containing around 500 g of sediment each. Clasts were collected for morphological characterization in Ourém and Mosqueiro island. For the unconsolidated sediment, sieving was performed targeting the 250 - 125 μm and 125 - 63 μm fractions. Oxalic acid (50 g.L⁻¹) was applied to these fractions and the light and heavy minerals were separated by density in bromoform (2.8 g/ml). Twenty-four petrographic thin sections of light minerals were prepared for cathodoluminescence (CL) and 24 thin sections of heavy minerals for identification of the mineralogical assembly, analysis of shape and elaboration of graphs. From the results of heavy minerals, it was possible to group the values with data from previous studies and apply the Inverse Distance Weighting method. The results indicate the presence of 10 facies, which were grouped into two associations, covering conglomerates, sandstones and pebbles. The clasts presented exclusively quartzous composition, predominating subangular to rounded shapes. The CL indicates a predominance of 45% of quartz with dark blue luminescence, 28% with light blue luminescence and 26% with violet luminescence. The results of heavy minerals indicate the presence of staurolite (54.45%), zircon (20.29%), tourmaline (10.02%), kyanite (7.19%), rutile (5.37%) and sillimanite (2.67%). Values above 50% of the sum of the percentages of zircon, tourmaline and rutile indicate an increase in maturity towards the coastal portion, while the distribution maps show a predominance of staurolite in the Bragantina Platform and an increase in kyanite values following those of tourmaline and zircon in the Marajo Basin. From the faciological interpretations, we were able to improve paleoenvironmental reconstruction consisting of alluvial fans,

intertwined and meandering rivers, sandy plains, muddy plains and mangroves. The CL values and the high concentration of staurolite reflect sources of metamorphic rocks for the Bragantina Platform that come from southeastern Pará, possibly from the Gurupi Belt and São Luís Craton; while the CL values for the Marajó Basin, linked to the values of kyanite, zircon and tourmaline, indicate a strong influence of plutonic and metamorphic sources from southern Pará, such as the Tocantins-Araguaia Belt, Grajaú Basin and Sub-Cametá Basin. In general, the proto-Amazonas had no influence on carbonate suppression, the main phenomenon being responsible for the progradation of sediments, from metamorphic rocks with smaller contributions of plutonic and volcanic rocks, from the evolution of tectonics in the south and southeast of Pará.

Keywords: Carbonate platform. Miocene. Alluvial fans. Barreiras Formation. Gurupi Belt.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1.1- Geologia da Amazônia oriental (CPRM 2020), com destaque para os pontos com levantamento de seções estratigráficas e coleta de amostras da Formação Barreiras. ABC indicam a orientação para a carta estratigráfica vista na Figura 2.1.3
- Figura 2.1- Distribuição das unidades sedimentares do Neógeno, evidenciando os depósitos e paleoambientes que compreendidos na Plataforma Bragantina e Bacia do Marajó. Carta estratigráfica adaptada de Nogueira *et al.* (2021). Orientações AB e AC podem ser observadas na Figura 1.1. 7
- Figura 3.1- Distribuição espacial e temporal das unidades litoestratigráficas presentes na área de estudo. Mapa de localização, separando a região em Norte-Sul e Leste-Oeste (A); distribuição das unidades presentes na Plataforma Bragantina e Bacia do Marajó, constituído pelo embasamento, formações Marajó, Pirabas, Barreiras e Sedimentos do Pós-Barreiras (B); compartimentos tectônicos presentes na Bacia do Marajó e o preenchimento de carbonatos na plataforma do nordeste paraense (C). Adaptado de Nogueira *et al.* (2021). 14
- Figura 3.2- Perfis estratigráficos evidenciando as estruturas presentes nas formações Pirabas, Marajó, Barreiras e Sedimentos do Pós-Barreiras. É possível observar os pontos de coleta das amostras, presença das paleocorrentes medidas e interpretação dos paleoambientes que compõem cada localidade no sentido Norte-Sul (AB) e Leste-Oeste (AC). Siglas: OU – Ourém; SI – Santa Isabel do Pará; IM – Mosqueiro. 17
- Figura 3.3- Feições e estruturas características dos depósitos da AF1 localizadas em OU. Depósito de leque de *debris flow*, representado por camadas de conglomerados maciços em uma matriz arenosa na base (A); presença de *grain-supported* e *clast-supported* indicando a variabilidade de arcabouços exibido pelos depósitos de leque aluvial (B); cascalheira com processo de podzolização e com a presença de conglomerados com estratificação cruzada acanalada incipientes, delimitadas pelas linhas amarelas pontilhadas (C); afloramento de 20 m de altura, composto por conglomerados com estratificação cruzada acanalada (D); desenho esquemático evidenciando os detalhes da Figura 5.D (E). 18
- Figura 3.4- Clastos da região de Ourém apresentando grande diversidade morfológica e de arredondamento. 19
- Figura 3.5- Distribuição do arredondamento e esfericidade dos clastos para a região de Ourém (OU) e Ilha de Mosqueiro (IM). 20

- Figura 3.6- Feições e estruturas características dos depósitos da AF2 localizadas em SI e IM. Registro de um paleocanal com fácies de arenito com estratificações cruzadas acanaladas e tabular em SI (A); detalhes das estruturas que compõem o paleocanal da fotografia anterior, relacionadas com uma superfície de reativação em SI (B); presença de ritmitos com acamamento wavy e linsen, associados com marcas onduladas em SI (C); falésia presente em OT evidenciando depósitos da Formação Barreiras (D); presença de ritimitos com acamamento wavy e linsen em OT indicados pela seta laranja (E); arenito conglomerático maciço (seta roxa) associados com arenitos com estratificação cruzada acanalada (seta vermelha) e arenitos com marcas onduladas (seta verde) em IM (F); detalhamento dos arenitos conglomerático avermelhados cimentados por óxido hidróxido de ferro em IM (G)..... 22
- Figura 3.7- Clastos da região da Ilha de Mosqueiro apresentando grande diversidade morfológica e de arredondamento. 23
- Figura 3.8- Classificação da luminescência em azul claro, violeta, azul escuro (A); evidenciando cada proporções de acordo com o intervalo granulométrico e médio (B) nos pontos de Ourém (OU) Capanema (CA), Santa Isabel do Pará (SI) e Ilha de Mosqueiro (IM). 24
- Figura 3.9- Distribuição de minerais pesados na Plataforma Bragantina e Bacia do Marajó (siglas em preto: este trabalho e em vermelho: Truckenbrodt *et al.* (2005)). 25
- Figura 3.10- Diversidade de formas para os minerais de estauroлита (A); zircão (B); turmalina (C); cianita (D); rutilo (E); sillimanita (F) encontrados no trabalho, evidenciando formas anédricas, subédricas e euédricas. Gráficos com as somatórias das porcentagens de zircão, turmalina e rutilo (G) e índice de estauroлита refletindo a proporção por ponto de coleta (H)..... 27
- Figura 3.11- Mapa de interpolação e distribuição dos minerais pesados na fração 250 – 125 μm . Cianita (A), turmalina (B), zircão (C) e estauroлита (E) apresentados de acordo com a porcentagem encontrada na área de estudo..... 28
- Figura 3.12- Mapa de interpolação e distribuição dos minerais pesados na fração 125 – 63 μm . Cianita (A), turmalina (B), zircão (C) e estauroлита (E) apresentados de acordo com a porcentagem encontrada na área de estudo..... 29
- Figura 3.13- Bloco diagrama evidenciando os compartimentos tectônicos da Bacia do Marajó e Grajau, Plataforma Bragantina, Cinturão Gurupi, Cráton São Luís e os paleoambientes encontrados no trabalho e associados com de Nogueira *et al.* (2021). 32

Figura 3.14- Modelo de variação da linha de costa proposto para a área de estudo.

Momento de transgressão marinha que favoreceu o processo de formação de plataformas carbonáticas devido à grande estabilidade tectônica durante o oligoceno na Plataforma Bragantina (A) e evolução da costa paraense evidenciando o processo de progradação da Formação Barreiras sobre a plataforma carbonática, plumas de sedimentos capturadas pela drenagem dos compartimento tectônicos do Cinturão do Gurupi, Rio Amazonas Cratônico e possivelmente o antigo sistema fluvial rio Tocantins durante o mioceno médio (B). 36

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	vi
ABSTRACT	viii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	x
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 OBJETIVO	2
1.3 ÁREA DE ESTUDO	2
1.4 MATERIAIS E MÉTODOS	3
2 CONTEXTO GEOLÓGICO	6
2.1 ASPECTOS ESTRUTURAIS E TECTÔNICOS	6
2.2 DISTRIBUIÇÃO SEDIMENTAR	6
3 RESULTADOS	9
3.1 O NEÓGENO DA PLATAFORMA BRAGANTINA E A PARTE ORIENTAL DA BACIA DO MARAJÓ, NORTE DO BRASIL: PALEOAMBIENTE, PROVENIÊNCIA E RELAÇÃO COM A EVOLUÇÃO DO PROTO-AMAZONAS	9
3.2 INTRODUÇÃO	10
3.3 CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS	11
3.4 MATERIAIS E MÉTODOS	15
3.5 RESULTADOS	16
3.5.1 Análise de fácies	16
3.5.1.1 <i>Leques Aluviais (AF1)</i>	17
3.5.1.2 <i>Planície arenosa (AF2)</i>	20
3.5.2 Catodoluminescência (CL)	23
3.5.3 Minerais pesados	25
3.6 DISCUSSÃO	30
3.6.1 Reconstrução paleoambiental	30
3.6.2 Proveniência	32
3.7 CONCLUSÃO	36
4 CONCLUSÕES	40
REFERÊNCIAS	41

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

A configuração da parte norte da América do Sul durante o Neógeno apresentava um sistema de drenagem restrito a oeste devido o Arco de Purus (23 – 10 Ma), enquanto na porção leste, as drenagens eram exclusivamente provenientes de áreas cratônicas, responsáveis pelo desenvolvimento inicial do proto-Amazonas (Nogueira 2008, Figueiredo *et al.* 2009). Concomitantemente, na Zona Costeira Equatorial ocorria o crescimento das plataformas carbonáticas nas bacias da Foz do Amazonas, Pará-Maranhão, São Luís-Grajaú, nas plataformas Bragantina e Ilha de Santana (Nogueira *et al.* 2021).

Destaque para a Plataforma Bragantina, que devido a sua estabilidade tectônica, tornou-se um dos melhores sítios deposicionais para acumulação de carbonato Pirabas (Rossetti *et al.* 1989, Góes *et al.* 1990, Rossetti 2001), posteriormente suprimidos por sedimentos siliciclásticos continentais e estuarinos da Formação Barreiras (Rossetti *et al.* 2013). Dada a proximidade desta região com a desembocadura do rio Amazonas, é subentendido que os detritos siliciclásticos seriam trazidos por esta megadrenagem (Figueiredo *et al.* 2009, Shephard *et al.* 2010). Em contrapartida, trabalhos recentes indicam que as áreas-fonte dos sedimentos siliciclásticos representam uma evolução independente, sem influência do proto-Amazonas (Moizinho 2021, Nogueira *et al.* 2021).

A interpretação paleoambiental da sucessão neógena da Plataforma Bragantina, Bacia São Luís-Grajaú e Marajó é bem definida em afloramentos costeiros (Rossetti *et al.* 2013), enquanto as porções mais continentais desses compartimentos geotectônicos necessitam de um estudo faciológico mais detalhado. Além disso, há poucos estudos de proveniência que abordam a influência do proto-Amazonas nos depósitos neógenos da região, sendo incluídas análises de fácies e minerais pesados que indicam rochas fontes metamórficas do Cinturão do Gurupi, graníticas do Cráton São Luís e sedimentares das bacias do Grajaú e Parnaíba (Góes 1981, Rossetti *et al.* 1989, Rossetti & Góes 2004, Truckenbrodt *et al.* 2005). É necessário compreender o contexto paleogeográfico deste sistema e verificar se o proto-Amazonas influenciou ou não a supressão da plataforma carbonática em toda costa norte brasileira. Este trabalho pretende discutir com revisão de trabalhos anteriores e novos dados se o proto-Amazonas teve ou não influência no

declínio da plataforma carbonática e se foi o fornecedor de detritos da Formação Barreiras e Depósitos Pós-Barreiras na Plataforma Bragantina e parte leste da Bacia do Marajó.

1.2 OBJETIVO

O objetivo do trabalho foi propor um modelo deposicional e paleogeográfico para a sucessão siliciclástica neógena da Plataforma Bragantina e Bacia do Marajó com enfoque na Formação Barreiras, incorporando a (i) reconstrução paleoambiental das fácies continentais (proximais), integrando as fácies costeiras (distais) definidas anteriormente para a sucessão neógena; (ii) proveniência da sucessão neógena com detalhamento das áreas-fonte; e (iii) identificar se existe correlação da deposição neógena da área a ser estudada com os eventos de implantação do proto-Amazonas e/ou à tectônica da Margem Equatorial Atlântica.

1.3 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada no norte do Brasil, na Amazônia oriental. O estudo foi concentrado na Plataforma Bragantina e porção leste da Bacia do Marajó. Os modelos deposicionais prévios (Góes 1981, Rossetti *et al.* 1989, Rossetti & Góes 2004, Truckenbrodt *et al.* 2005, Nogueira *et al.* 2021) indicam que a parte proximal do Sistema Barreiras se encontra nas vizinhanças dos municípios de Ourém (OU) e Capanema (CA), na porção média em Castanhal (CS), Santa Isabel do Pará (SI) e a parte distal em Outeiro (OT), Ilha de Mosqueiro (IM) Salinópolis (SA), Aricuru (AR) e Mocooca. (MO). Foram sendo assim as campanhas de campo concentraram-se nestas três regiões (Figura 1.1).

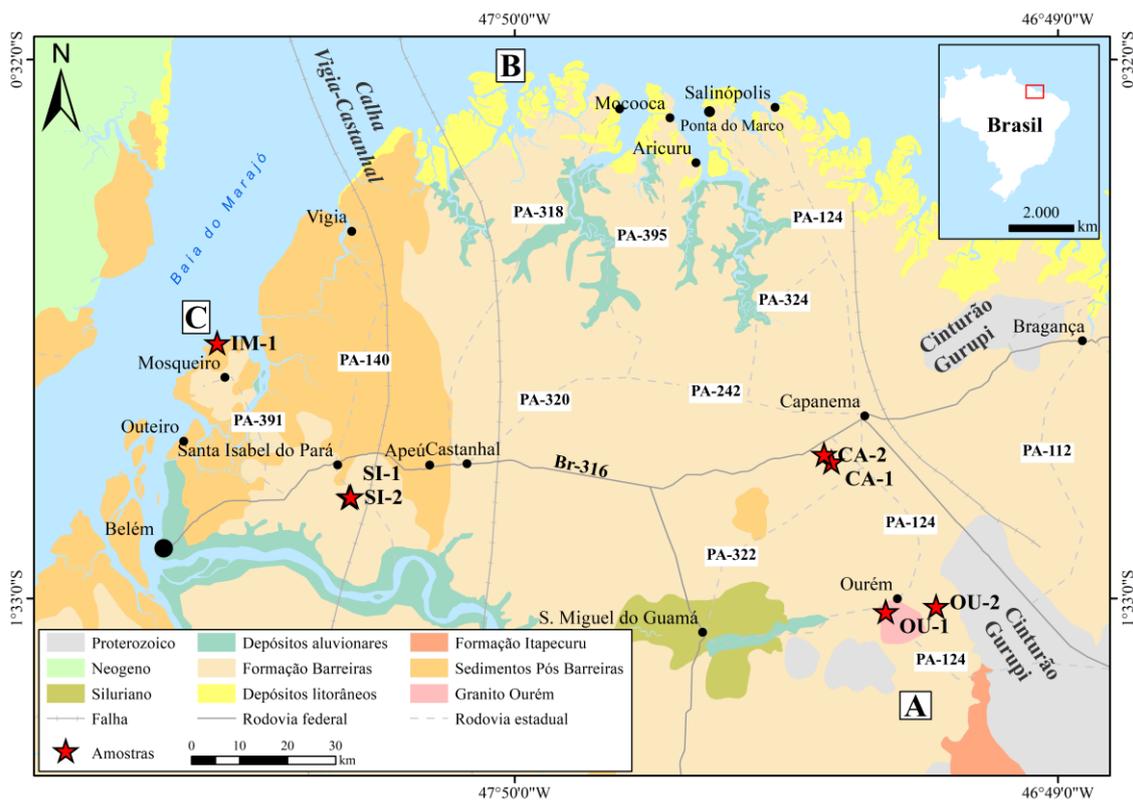


Figura 1.1- Geologia da Amazônia oriental (CPRM 2020), com destaque para os pontos com levantamento de seções estratigráficas e coleta de amostras da Formação Barreiras. ABC indicam a orientação para a carta estratigráfica vista na Figura 2.1.

1.4 MATERIAIS E MÉTODOS

Realizamos a elaboração de perfis estratigráficos em todos os pontos da área de estudo visando a caracterização, individualização e descrição de fácies, além da elaboração de seções esquemáticas e fottomosaicos para reconstrução paleoambiental, (Miall & Tyler 1991, Walker & James 1992), alinhados as descrições anteriores de Nogueira *et al.* (2021). A paleocorrente foi medida, buscando informações de paleogeografias, paleoencostas e direções de fluxo (Searl 1993).

Coletamos 12 amostras de sedimentos inconsolidados distribuídas em OU (4), CA (2), SI (5), IM (1) para caracterização sedimentar. O padrão de distribuição da coleta das amostras se deu nas porções do afloramento que apresentavam maior variação de fácies, evidenciado pela estrela vermelha na Figura 1.1.

Além disso, em OU coletamos 300 clastos, distribuídos em dois afloramentos, e 100 clastos em IM para classificá-los. No laboratório de sedimentologia da UFPA, todos os clastos foram lavados, secados, fotografados e posteriormente agrupamos de acordo com o arredondamento e medição do maior eixo. Para isso utilizamos o método o qual

comparamos visualmente o número de arestas e os reunimos de acordo com o grau de arredondamento (Tucker 1981).

Para o sedimento inconsolidado, em laboratório peneiramos a seco 500 g em um conjunto de malhas que abrangiam 4 – 2 mm (cascalho fino), 2 – 1 mm (areia muito grossa), 1 mm – 500 μm (areia grossa), 500 – 250 μm (areia média), 250 – 125 μm (areia fina) e 125 – 63 μm (areia muito fina). Para as duas menores frações foram aplicadas ácido oxálico (50 g.L⁻¹) para remoção de óxido e hidróxido de ferro e, posteriormente, decantadas em bromofórmio para separar os minerais leves e pesados (Savage *et al.* 1988, Morton *et al.* 2004), totalizando 48 amostras.

Os minerais leves (12 amostras - 24 lâminas) foram destinados à confecção de lâminas polidas para posterior análise com catodoluminescência, com contagem de 100 grãos de quartzo para indicação de prováveis fontes sedimentares (Searl 1993, Remus *et al.* 2008, Götze 2012). Estas lâminas foram submetidas a corrente de feixes de elétrons de 348 a 504 mA, voltagem de aceleração de 14.8 a 15.9 kv, tempo de exposição de 18.2 a 22.6 s sob vácuo constante do equipamento LEICA DM 4500 P LED do Laboratório de Catodoluminescência da Universidade Federal do Pará (UFPA). Os grãos de quartzo foram fotografados e utilizando o conta gotas a partir do software da Microsoft PowerPoint, foi possível indicar o valor RGB dos minerais leves e agrupá-los de acordo com as variações de tons de cores, a fim de diminuir as confusões ocorridas pela classificação visual.

Os minerais pesados (12 amostras - 24 lâminas) foram destinados a elaboração de lâminas de grãos com balsamo do Canadá natural (índice de refração=1,54) para identificação de 300 grãos da assembleia mineralógica e suas formas. Com base nisso, foram calculadas as somatórias ZTR (zircão, turmalina, rutilo) para as frações de areia fina e muito fina para a interpretação de transporte e área-fonte (Hubert 1962, Mange & Maurer 1992).

A partir da obtenção da concentração de minerais pesados neste trabalho, foi possível integrá-los aos resultados de Truckenbrodt *et al.* (2005), aplicando uma técnica de interpolação a partir do método de Ponderação do Inverso das Distâncias (*IDW*). Esse método foi aplicado em trabalhos anteriores (Magesh *et al.* 2015, Anitha *et al.* 2020), na qual é baseada no pressuposto de que os valores mais próximos da amostragem serão mais parecidos do que os mais distantes, ou seja, o valor de um local não medido será mais próximo do valor dos amostrados a sua volta, diminuindo a medida que nos afastamos do ponto de amostragem (Jakob & Young 2006). A técnica foi aplicada em

minerais pesados em comum entre os trabalhos, utilizando o software *ArcGis* no Laboratório de Análises de Imagens do Trópico Úmido (LAIT), a fim de indicar as principais áreas foco de minerais pesados. Os resultados de concentração de minerais pesados e somatória foram baseados apenas neste trabalho, enquanto os resultados de Truckenbrodt *et al.* (2005) foram destinados a elaboração dos mapas de interpolação, sendo restritos apenas nessa etapa.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 ASPECTOS ESTRUTURAIS E TECTÔNICOS

A região costeira amazônica é decorrente da abertura dos oceanos Atlântico Central e Equatorial, cujos processos resultaram na formação de vários conjuntos estruturais diferentes relacionados entre si (Soares Júnior *et al.* 2011).

Nesse contexto, a evolução neógena da Plataforma Bragantina se destaca por comportar depósitos carbonáticos e siliciclásticos do Mioceno-Quaternário recobrimo um embasamento de rochas ígneas e metamórficas do Cinturão do Gurupi (Rossetti & Góes 2004, Arai 2006). Ela está contornada por outros compartimentos estruturais como: i) Bacia do Marajó a Oeste, comportando pacotes sedimentares de 16.000 m e separadas pela calha Vigia-Castanhal (Nogueira *et al.* 2021); ii) Bacia Bragança-Viseu a leste (Soares Júnior *et al.* 2008, Soares Júnior *et al.* 2011); iii) Bacia de São Luís-Grajaú a sudeste, comportando rochas sedimentares mesozoicas; iv) Bacia do Parnaíba a sul, contendo as rochas sedimentares do Paleozoico, Triássico e Jurássico e v) rochas pré-cambrianas do cinturões orogênicos Gurupi, Tocantins-Araguaia e do Cráton São Luís (Soares Júnior *et al.* 2008).

2.2 DISTRIBUIÇÃO SEDIMENTAR

Os depósitos eocenos-holocenos estão distribuídos na costa amazônica e são representados pelas formações Marajó, Pirabas, Barreiras e Sedimentos Pós-Barreiras (Duleba *et al.* 2018, Nogueira *et al.* 2021). A distribuição das unidades pode ser observada na Figura 2.1.

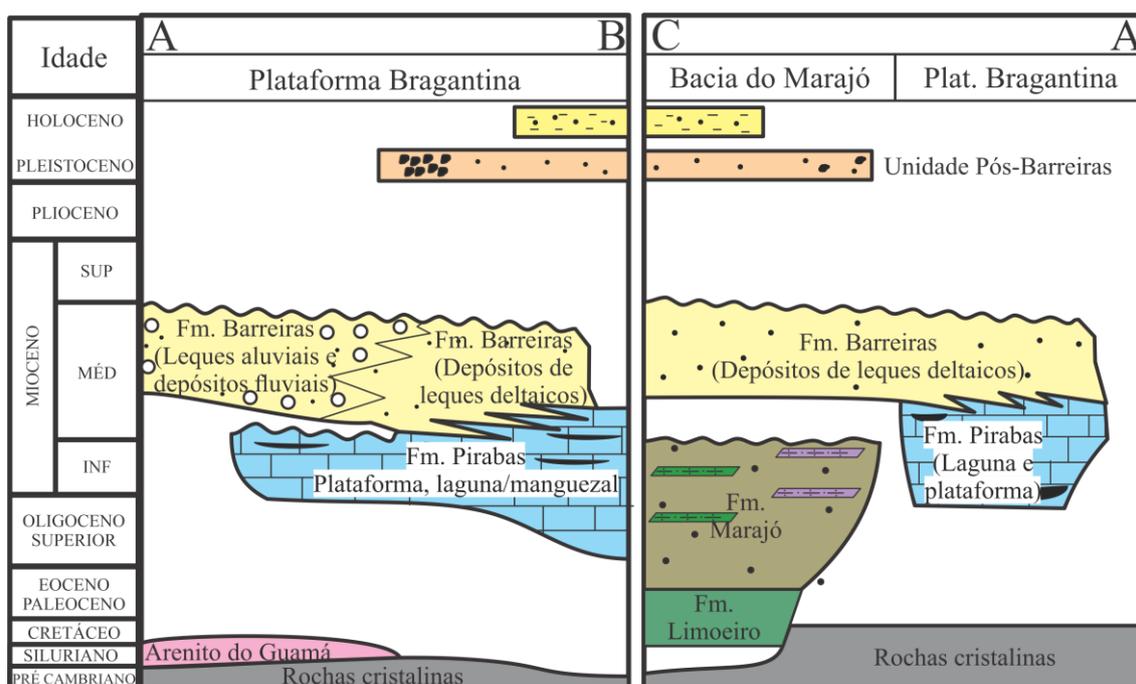


Figura 2.1- Distribuição das unidades sedimentares do Neógeno, evidenciando os depósitos e paleoambientes que compreendidos na Plataforma Bragantina e Bacia do Marajó. Carta estratiográfica adaptada de Nogueira *et al.* (2021). Orientações AB e AC podem ser observadas na Figura 1.1.

A Formação Marajó (Mesoeoceno-Eomioceno) corresponde a depósitos siliciclásticos de 2000 m de espessura, recobrando a Formação Limoeiro/Ipixuna (Cenomaniano-Eoceno) na Bacia do Marajó e para norte (*offshore*), a formação grada para carbonatos da Formação Amapá (Zalán & Matsuda 2007). Essa unidade é constituída de arenitos médios a finos cimentados por carbonatos, e subordinadamente argilitos com foraminíferos, corais, briozoários, moluscos, ostracodes, espículas de esponja, dentes de peixe e fragmentos de osso (Petri 1954, Schaller *et al.* 1971).

A Formação Pirabas (Neoligoceno-Eomioceno) foi formada durante eventos transgressivos, depositadas em camadas de 140 m de espessura, constituídas por rochas carbonáticas e siliciclásticas (Rossetti & Góes 2004, Hoorn *et al.* 2010, Aguilera *et al.* 2014, Antonioli *et al.* 2015, Silva 2016, Santiago & Ricardi-Branco 2018). Ela está presente na Plataforma Bragantina, recobrando o embasamento cristalino pré-cambriano e os depósitos silurianos do Arenito Guamá. Ela está interdigitada com a Formação Barreiras e a ocorrência do *Crassoretitriletes vanraadshoovenii* entre as duas unidades indica uma idade mesomiocena para a Formação Barreiras (Nogueira *et al.* 2021). A unidade é composta de depósitos carbonáticos maciços com níveis de margas acinzentados friáveis e com glauconita, sem estrutura interna aparente (Costa *et al.* 1993). Interpreta-se como paleoambiente marinho a partir da assembleia fósilífera, como

depósitos de plataforma marinha, planície de maré e laguna (Góes *et al.* 1990, Aguilera *et al.* 2014).

A Formação Barreiras (Mesomioceno) está bem exposta na zona costeira em falésias, mas se pode encontrar afloramentos em áreas mais continentais. A presença de concreções ferruginosas decorrentes da formação de paleossolos lateríticos em alguns dos afloramentos dificulta a interpretação dos depósitos. A Formação Barreiras é constituída por conglomerados, arenitos e argilitos, depositados em paleoambientes continentais e transicionais (Rossetti *et al.* 1989). Nesta unidade também está o registro de dois eventos transgressivos durante o intervalo do Aquitaniano-Serravaliano e Zancleano, indicando uma fase de interrupção na deposição e erosão (Arai 2006). Durante Langhiano-Tortoniano (~16 - 10 Ma) houve o registro da queda do nível do mar refletindo uma progradação dos depósitos (Nogueira *et al.* 2021).

Os sedimentos do Pós-Barreiras são identificados por dois processos de deposição, classificando-a como de Sedimentos Pós-Barreiras I e II (Rossetti 2004). O primeiro pacote sedimentar (10 m de espessura) é composto por granulometria fina a média, esporadicamente grossa a conglomeráticas, são friáveis a endurecidas, maciças, bioturbadas, de seleção moderada a boa; podendo haver pelitos e argilitos bioturbados. O segundo pacote sedimentar (2 a 5 m de espessura) é composto por areias finas a muito finas bem selecionadas, contendo fragmentos de carvão e cerâmica (Rossetti *et al.* 1989).

3 RESULTADOS

3.1 O NEÓGENO DA PLATAFORMA BRAGANTINA E A PARTE ORIENTAL DA BACIA DO MARAJÓ, NORTE DO BRASIL: PALEOAMBIENTE, PROVENIÊNCIA E RELAÇÃO COM A EVOLUÇÃO DO PROTO-AMAZONAS

RESUMO

Plataformas carbonáticas desenvolvidas durante o Mioceno inferior foram suprimidas pela instalação de um sistema siliciclástico na Margem Equatorial Brasileira. O proto-Amazonas era considerado o responsável por esse processo, ainda que pesquisas recentes indicassem que se deu de forma independente. Esta questão foi motivadora para este trabalho desenvolvido no Estado do Pará, nos municípios de Ourém, Capanema, Castanhal, Santa Isabel do Pará, Outeiro, Ilha de Mosqueiro, Salinópolis, Aricuru e Mocooca. Utilizando métodos de análise de fácies, morfologia de clastos, minerais pesados, medidas de paleocorrente e aplicações de catodoluminescência; averiguamos uma forte influência de rochas fontes metamórficas com menores contribuições vulcânicas e plutônicas oriundas do sudeste e sul do estado do Pará na sedimentação da Formação Barreiras. Foi possível distinguir dois sistemas de drenagem, devido as direções de paleocorrente, um presente na Plataforma Bragantina com predominância de estauroлита, quartzo metamórfico e clastos angulares; e outro na Bacia do Marajó com o aumento da quantidade de zircão, cianita, turmalina, quartzo plutônico e clastos arredondados. Rochas-fonte que estão dispostas nessas regiões compreendem Faixa Gurupi, Cráton São Luís, Cráton Amazônico, Cinturão do Araguaia e rochas sedimentares da Bacia do Grajaú e Sub-Bacia de Cametá. De modo geral, a influência do Rio Amazonas Andino foi baixa ou nula, sendo o principal fator para a supressão da plataforma carbonática, fatores de progradação dos sedimentos oriundos de compartimentos tectônicos próximo a região de estudo.

ABSTRACT

Carbonate platforms developed during the lower Miocene were suppressed by the installation of a siliciclastic system in the Brazilian Equatorial Margin. The proto-Amazonas were considered the responsible for this process, although recent research indicates that it took place independently. This question was the motivation for this work

developed in the State of Pará, in the municipalities of Ourém, Capanema, Castanhal, Santa Isabel do Pará, Outeiro, Mosqueiro island, Salinópolis, Aricuru and Mocooca. Using facies analysis methods, clast morphology, heavy minerals, paleocurrent measurements and cathodoluminescence applications; we found a strong influence of metamorphic source rocks with minor volcanic and plutonic contributions from southeastern and southern Pará state on the sedimentation of the Barreiras Formation. It was possible to distinguish two drainage systems, due to paleocurrent directions, one present in the Bragantina Platform with predominance of staurolite, metamorphic quartz and angular clasts; and another in the Marajó Basin with the increase in the amount of zircon, kyanite, tourmaline, plutonic quartz and rounded clasts. Source rocks that are arranged in these regions comprise the Gurupi Belt, São Luís Craton, Amazon Craton, Araguaia Belt and sedimentary rocks from the Grajaú Basin and Cameté Sub-Basin. In general, the influence of the Andean Amazon River was low or null, being the main factor for the suppression of the carbonate platform, factors of progradation of sediments from tectonic compartments close to the study region.

3.2 INTRODUÇÃO

O Neógeno representa um período de resfriamento global e desenvolvimento de planícies áridas, pastagens, pradarias, estepes e tundras, dominantes por aproximadamente 200 Ma (Retallack 1997, Benn & Evans 2010). Nas regiões dos polos, as águas do mares eram essencialmente geladas, permitindo seu congelamento, algo que não ocorria desde o Carbonífero (Lourens *et al.* 2005). No entanto, as regiões tropicais e subtropicais passavam por flutuações climáticas, as quais se comportavam de maneira cíclica (Bigarella 1971). Nesse momento, o clima se tornava mais seco, assemelhando-se ao semiárido com predomínio de savanas na porção central da América do Sul, adjuntas as florestas Amazônica e da Mata Atlântica (11 - 5 Ma) (Sobral-Souza & Lima-Ribeiro 2017).

A implementação do rio Amazonas (9,5 – 8 Ma) foi responsável pela extinção das plataformas carbonáticas do Amapá (Gorini *et al.* 2014). Porém, dentre esses depósitos carbonáticos, a denominada Formação Pirabas foi suprimida por um sistema siliciclástico (Formação Barreiras) que ultrapassou a Plataforma Bragantina em direção à porção oriental da Bacia do Marajó (Nogueira *et al.* 2021, Moizinho 2021). Discussões foram realizadas previamente por Moizinho (2021) e Nogueira *et al.* (2021), na qual alinhados

aos argumentos destas pesquisas, formulamos a ínfima influência do proto-Amazonas no processo de supressão dos carbonatos na Plataforma Bragantina, porção leste da Bacia do Marajó e aplicação de novos métodos para corroborar para a discussão desse megassistema.

Com base no exposto, este trabalho sugere uma origem para os depósitos siliciclásticos da Plataforma Bragantina e Bacia do Marajó, apresenta um modelo deposicional e paleogeográfico para a sucessão neógena. Para tanto é proposto uma reconstrução paleoambiental das fácies proximais, determinação da proveniência com indicação das áreas-fonte; além de identificar se existe alguma relação da deposição da área estudada com os eventos de implantação do proto-Amazonas e/ou à tectônica da Margem Equatorial Atlântica.

3.3 CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS

A abertura do oceano Atlântico foi responsável pelo desenvolvimento de diversos compartimentos tectônicos inseridos no contexto geológico da Amazônia oriental, incluindo as bacias do Marajó, São Luís-Grajaú, Bragança-Viseu e a Plataforma Bragantina. Para este trabalho iremos destacar a parte leste da Bacia do Marajó e a Plataforma Bragantina, inseridas em um embasamento cristalino constituídos pelos crátons Amazônico e São Luís, cinturões orogênicos neoproterozoicos do Gurupi e Araguaia, sobrepostas por arenitos silurianos (Alkmim & Martins-Neto 2001, Klein *et al.* 2020, Nogueira *et al.* 2021).

A porção leste da Bacia do Marajó é constituída pelos Sistemas de Grabens do Marajó, composta zonas de cisalhamento e falhas do embasamento, formadas durante o Cretáceo, mais especificamente durante a quebra do supercontinente Gondwana (Costa *et al.* 2002, Soares Júnior *et al.* 2011). Ela está delimitada no oeste e norte pela Bacia do Amazonas, no sudeste pelas bacias do Parnaíba e Grajau, e no nordeste pela Plataforma Bragantina (Almaraz 1977, Nogueira *et al.* 2021). Esse sistema foi preenchido por espessos depósitos sedimentares cretáceo-quadernário, constituídas pelas formações Limoeiro, Marajó, Barreiras e Sedimentos do Pós-Barreiras, alcançando 16.000 m de espessura (Zalán & Matsuda 2007, Nogueira *et al.* 2021).

A Plataforma Bragantina é uma estrutura tectonicamente estável, que favoreceu a precipitação de depósitos carbonáticos e siliciclásticos das formações Pirabas e Barreiras, e Sedimentos do Pós-Barreiras, a qual atingiu 150 m de espessura do Neógeno ao

Holoceno. Ela está delimitada no leste pela Bacia Braganca-Viseu, no sudeste pelo Arco do Tocantins e no oeste pela Calha Vigia-Castanhal Bacia do Marajó (Moizinho 2021). Esta feição tectônica surge em decorrência da formação do Oceano Atlântico, durante o Mesozoico e está possivelmente relacionada com o surgimento do Arco Guamá que seria uma extensão do Arco Ferrer-Urbano Santos (Rezende & Pamplona 1970). O soergimento do Arco Guamá alçaria os arenitos silurianos que representam janelas do embasamento paleozoico.

Referente as unidades, a Formação Marajó está compreendida no Mesoeoceno-Eomioceno, é parcialmente contemporânea à Formação Pirabas. É composta de depósitos siliciclásticos, que podem alcançar 2000 m de espessura, recobrando a Formação Limoeiro/Ipixuna (Cenomaniano-Eoceno) na Bacia do Marajó, e para norte (*offshore*) a formação grada para carbonatos da Formação Amapá (Zalán & Matsuda 2007). Essa unidade é constituída de arenitos cimentados por carbonatos, e subordinadamente pelitos com rico conteúdo fossilífero de foraminíferos, corais, briozoários, moluscos, ostracodes, espiculas de esponja, dentes de peixe e fragmentos de osso (Petri 1954, Schaller *et al.* 1971, Duleba *et al.* 2018).

A Formação Pirabas é dominada por depósitos carbonáticos com contribuições siliciclásticas subordinadas, constituída por biocalcirudito, biocalcarenito, marga, folhelho, biohermito e calcilutito; atingindo espessuras de 5 a 15 m em afloramentos e 45 m em sondagens (Góes *et al.* 1990, Góes *et al.* 2018, Nogueira *et al.* 2021). O contato com a Formação Barreiras é interdigitado e indicado pela presença do *Crassoretitriletes vanraadshoovenii*, idades relacionadas ao Mioceno médio (Nogueira *et al.* 2021).

Os depósitos siliciclásticos da Formação Barreiras depositaram-se durante o Mioceno médio, sendo constituída de arenitos e argilitos, e subordinadamente conglomerados, que atingem até 40 m de espessura (Nogueira *et al.* 2021). Os depósitos aluvio-fluvial-estuarinos são resultantes de eventos transgressivos no intervalo do Languiano-Tortoniano (Nogueira *et al.* 2021). O topo desta sucessão foi intensamente intemperizada como consequência dos processos de formação de paleossolo laterítico (~16 - 10 Ma), devido à queda do nível do mar no Tortoniano (11 - 8 Ma) (Nogueira *et al.* 2021).

Os sedimentos do Pós-Barreiras estão restritos ao Quaternário, a partir do Pleistoceno tardio, predominantemente arenosos com granulometria fina a média, esporadicamente grossa a conglomeráticas, são friáveis a levemente endurecidos,

maciços, bioturbados, de seleção moderada a boa; podendo haver pelitos e argilitos bioturbados, fragmentos de carvão e cerâmica (Rossetti *et al.* 1989, Tatumi *et al.* 2008).

As campanhas de campo foram realizadas em 3 diferentes regiões, nos municípios de Ourém (OU) e Capanema (CA) na porção proximal da área de estudo; Castanhal (CS) e Santa Isabel do Pará (SI) na porção média; Outeiro (OT), Ilha de Mosqueiro (IM), Salinópolis (SA), Aricuru (AR) e Mocooca (MO) na porção distal; as quais foram identificados pelos pontos ABC do mapa de localização, com destaque para geologia e os pontos estudados (Figura 3.1).

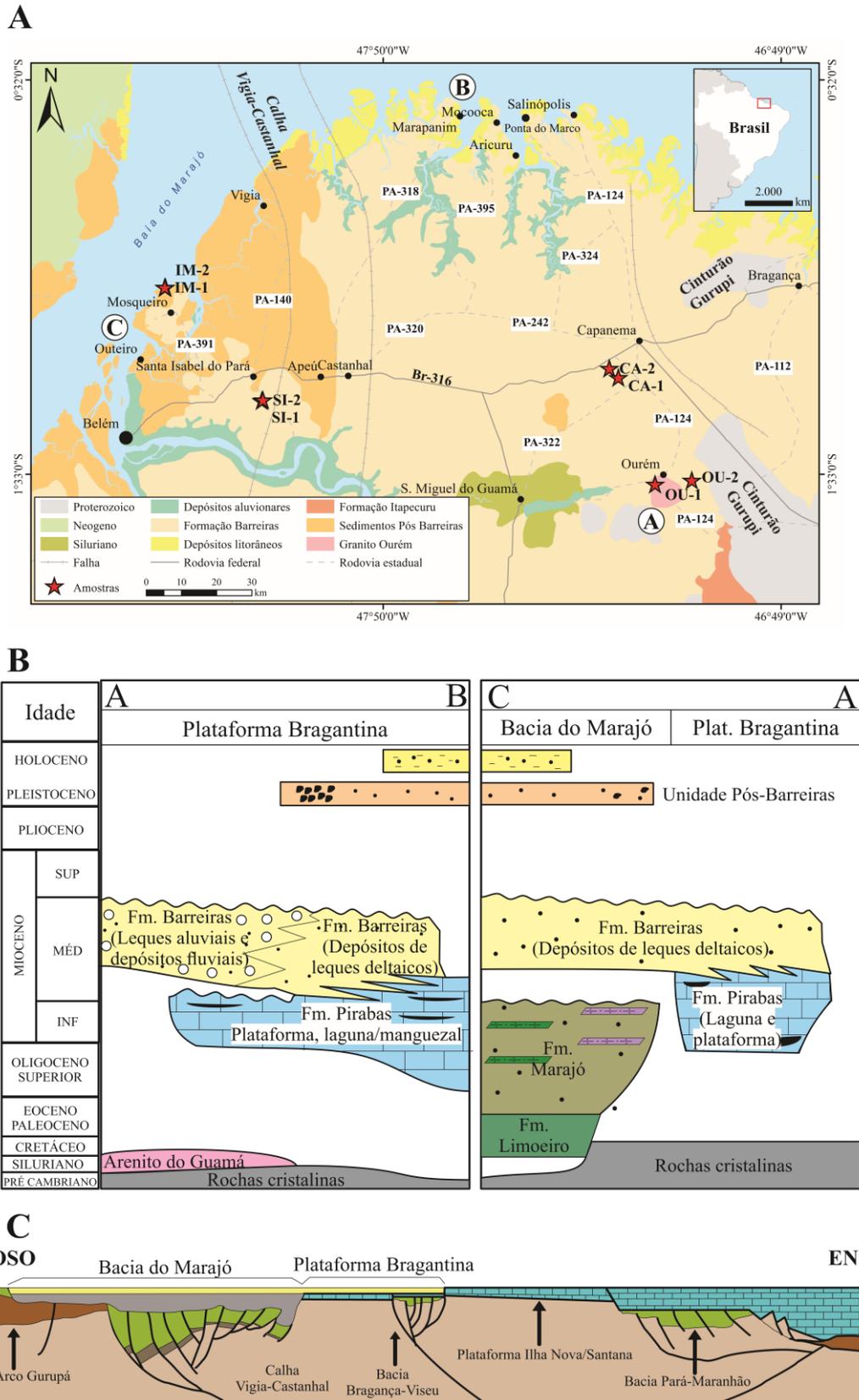


Figura 3.1- Distribuição espacial e temporal das unidades litoestratigráficas presentes na área de estudo. Mapa de localização, separando a região em Norte-Sul e Leste-Oeste (A); distribuição das unidades presentes na Plataforma Bragantina e Bacia do Marajó, constituído pelo embasamento, formações Marajó, Pirabas, Barreiras e Sedimentos do Pós-Barreiras (B); compartimentos tectônicos presentes na Bacia do Marajó e o preenchimento de carbonatos na plataforma do nordeste paraense (C). Adaptado de Nogueira *et al.* (2021).

3.4 MATERIAIS E MÉTODOS

Houve a elaboração de perfis estratigráficos em todos os pontos da área de estudo baseados nos métodos de Miall & Tyler (1991) e Walker & James (1992), enquanto a medição de paleocorrente foi baseada nos métodos de Searl (1993). A coleta de amostras ocorreu apenas em alguns pontos, os quais foram poucos discutidos anteriormente na literatura. Dentre esses pontos, coletamos de 12 amostras de sedimentos inconsolidado distribuídas em OU (4), CA (2), SI (5), IM (1). Referentes a paleocorrente, as medidas foram tomadas em OU e SI, visto que nos outros municípios da área de estudo já possuíam dados previamente medidos por Nogueira *et al.* (2021).

Houve a coleta de 300 clastos no município de Ourém, distribuídos ao longo de dois afloramentos, e a coleta de 100 clastos na Ilha de Mosqueiro. Avaliamos a cor e o grau de arredondamento, medimos o maior eixo e os agrupamos a partir da comparação da quantidade de arestas entre eles e localização da área de coleta, de acordo com o método de Tucker (1981).

Referente as amostras de sedimento inconsolidado, foram pesados 500 g e peneiramos a seco em malhas de 4 mm, 2 mm, 1 mm, 500 μm , 250 μm , 125 μm e 63 μm . Destinamos os intervalos de 250-125 μm e 125-63 μm para remoção de películas de silte e argila por meio do equipamento de ultrassom, posteriormente foi usado ácido oxálico 5% em volume para remoção de óxidos e hidróxidos de ferro.

Depois de lavadas e secadas, estas frações foram decantadas em bromofórmio (densidade=2,8 g/ml) para separação de minerais leves e pesados e posterior confecção de 48 lâminas petrográficas. Metade delas foram destinadas a catodoluminescência (CL) para interpretação da rocha-fonte, a partir dos minerais leves (Götze 2012), na qual realizamos a contagem mínima de 100 grãos de quartzo por meio de fotografias das lâminas para identificação das cores, utilizando o valor RGB obtido pelo conta gotas do software Microsoft PowerPoint, a fim de minimizar os erros de classificação visual. A partir dos resultados encontrados no nosso trabalho, foi possível agrupar as amostras por localidade e elaborar um gráfico de distribuição para as frações de areia fina e muito fina e valor médio de cada tipo de luminescência encontrada. Referente a outra metade das lâminas, identificamos e quantificamos 300 minerais pesados transparentes não micáceos. Neste último caso, foram descritas as formas dos minerais pesados e com os resultados de frequência porcentual individual foi elaborado o gráfico do somatório das porcentagens de zircão, turmalina e rutilo (ZTR de Hubert 1962).

A partir da concentração dos minerais pesados em comum do nosso trabalho e com os de Truckenbrodt *et al.* (2005), pudemos realizar a integração dos resultados para elaborar mapas de interpolação, a fim de indicar as áreas com maior concentração de dado mineral pesado utilizando o software *ArcGis*. Para isso as concentrações de cianita, turmalina, zircão e estauroлита serviram como dados de entrada para o método de Ponderação do Inverso das Distâncias (*IDW*), sendo este responsável por incorporar valores para áreas com ausência de dados, a partir da premissa de que áreas proximais aos pontos com informação teriam valores mais semelhantes daquele dado, diminuindo com o aumento da distância (Jakob & Young 2006, Magesh *et al.* 2015, Anitha *et al.* 2020).

3.5 RESULTADOS

3.5.1 Análise de fácies

Os dados, interpretações e associações de fácies seguem as propostas apresentadas por Nogueira *et al.* (2021). De modo geral, estes autores definiram 4 associações de fácies para a Formação Barreiras, das quais destas, pudemos observar em campo 10 fácies distribuídas entre conglomerados, arenitos e pelitos, agrupadas em 2 associações de fácies (AF) (Figura 3.2).

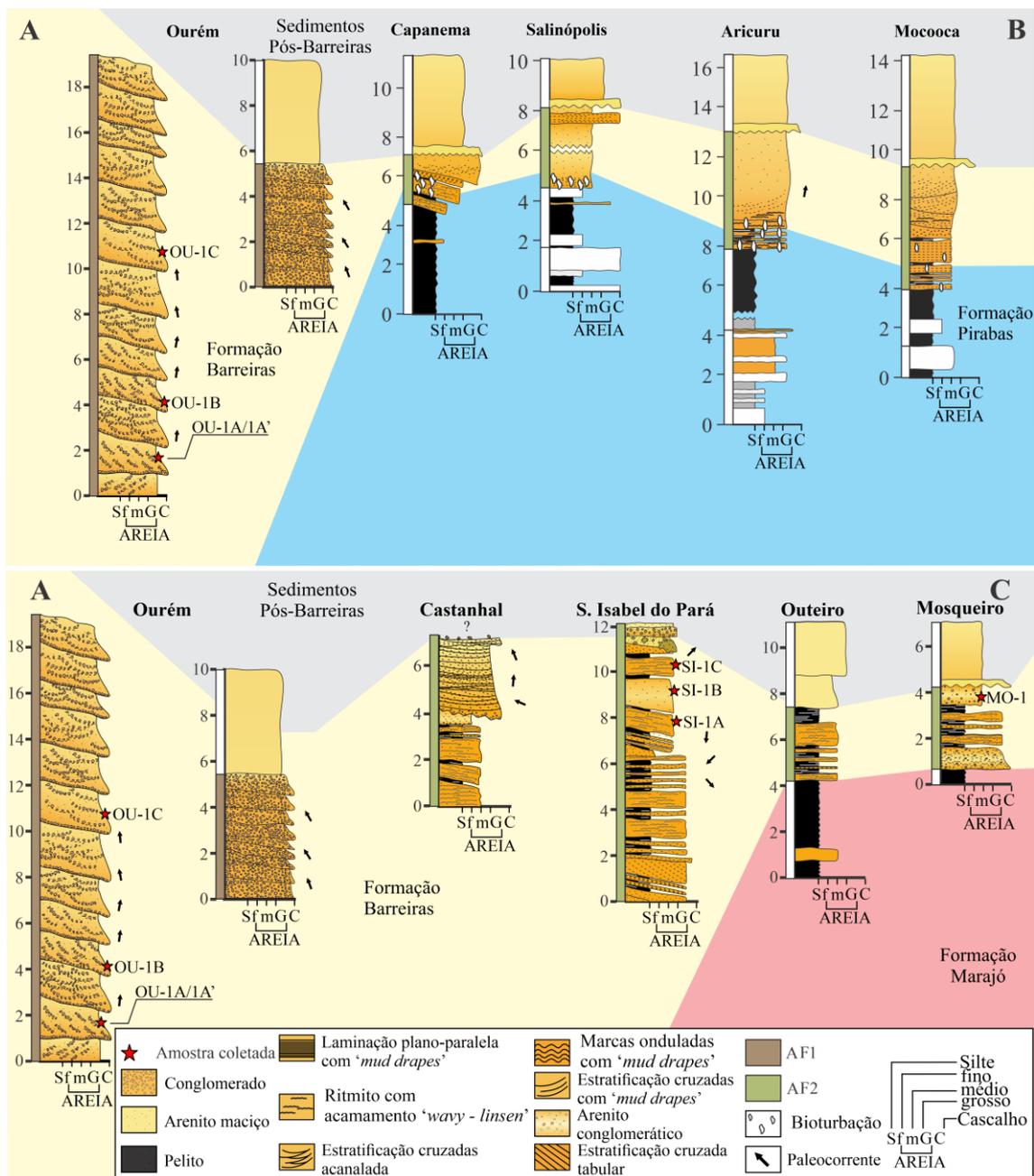


Figura 3.2- Perfis estratigráficos evidenciando as estruturas presentes na Formação Barreiras e presença das formações Marajó, Pirabas e Sedimentos do Pós-Barreiras. É possível observar os pontos de coleta das amostras, presença das paleocorrentes medidas e interpretação dos paleoambientes que compõem cada localidade no sentido Norte-Sul (AB) e Leste-Oeste (AC). Siglas: OU – Ourém; SI – Santa Isabel do Pará; IM – Ilha de Mosqueiro.

3.5.1.1 Leques Aluviais (AF1)

Segundo Nogueira *et al.* (2021), a AF1 representa as porções mais continentais da área de estudo dos pontos OU e são compostas por litotipos conglomeráticos com menores contribuições arenosas. Os afloramentos são bem expostos próximos as pedreiras de exploração de seixos destinados à construção civil. Estes depósitos variam de tons esbranquiçados devido a podzolização e avermelhado devido a cimentação de

óxido e hidróxido de ferro (Figura 3.3). Estes autores ainda afirmam que os afloramentos apresentam aproximadamente 20 metros de altura e estão próximos de rochas metamórficas e ígneas do Cinturão do Gurupi e rochas sedimentares das Bacias do Grajaú e São Luís.

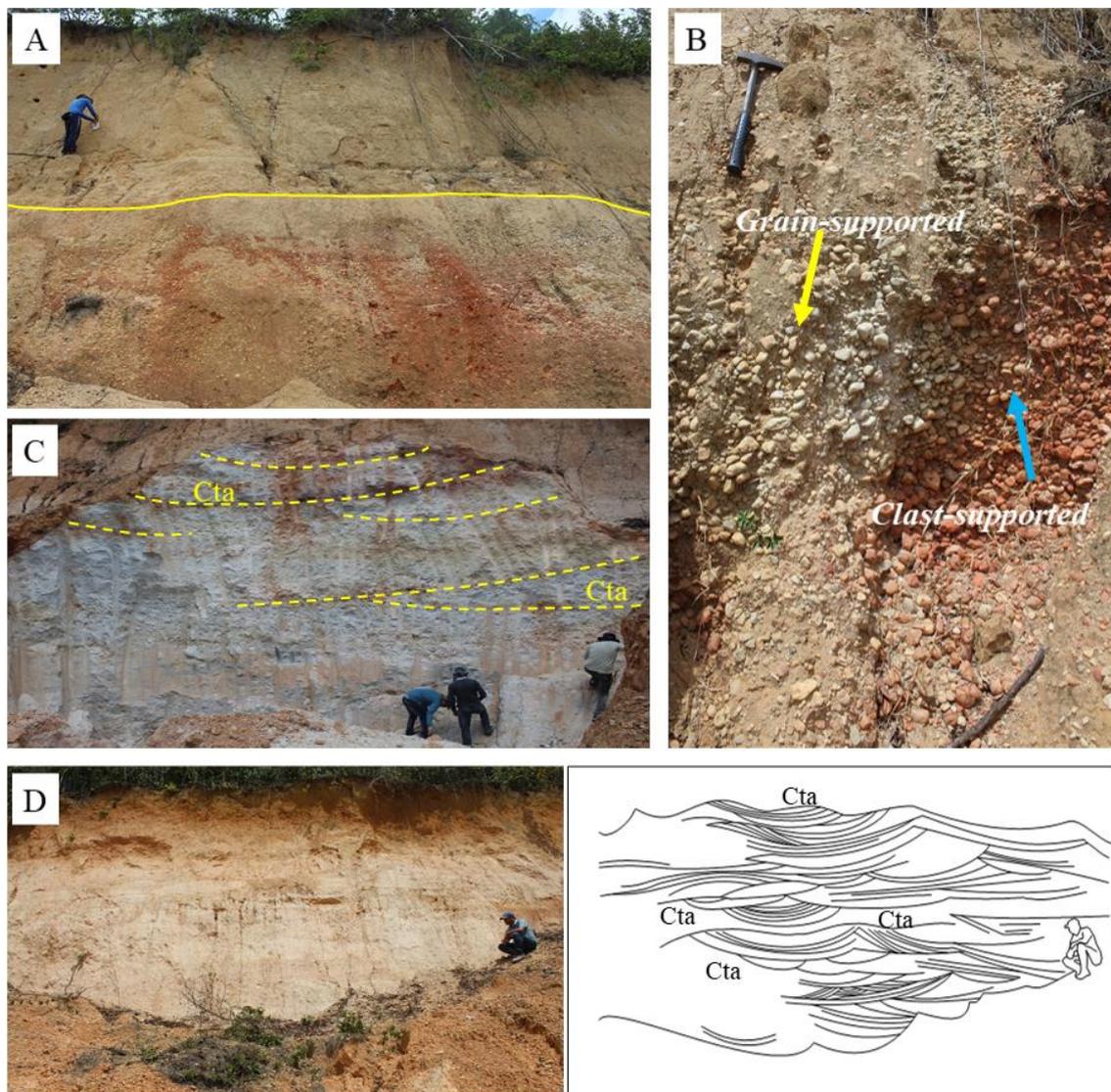


Figura 3.3- Feições e estruturas características dos depósitos da AF1 localizadas em OU. Depósito de leque de *debris flow*, representado por camadas de conglomerados maciços em uma matriz arenosa na base (A); presença de *grain-supported* e *clast-supported* indicando a variabilidade de arcabouços exibido pelos depósitos de leque aluvial (B); cascalheira com processo de podzolização e com a presença de conglomerados com estratificação cruzada acanalada incipientes, delimitadas pelas linhas amarelas pontilhadas (C); afloramento de 20 m de altura, composto por conglomerados com estratificação cruzada acanalada (D); desenho esquemático evidenciando os detalhes da Figura 3.3.D (E).

As fácies observadas durante as campanhas de campo foram conglomerados maciços (Cm) e conglomerados com estratificação cruzada acanalada (Cta). A primeira é composta predominantemente por clastos oligomíticos, cimentados pelos óxidos e hidróxidos de ferro, os quais possuem um tamanho médio de 4,3 cm e máximo de 8,5 cm, mal selecionados e frequentemente subangulares (34%) a subarredondadas (31%), com

esfericidade média (54%), dispostos em camadas levemente inclinadas e de forma caótica no afloramento. Para a segunda fácies (Cta), há o predomínio de conglomerados com contribuições menores de areia e os clastos presentes nessa fácies já possuem tamanhos superiores comparados a primeira, com tamanho médio de 3,5 cm e máximo de 14 cm (Figura 3.4). Eles também são classificados como oligomíticos, esbranquiçados, subangular (~31%) a subarredondado (~28%), com esfericidade média (~58%) (Figura 3.5) e dispostos de forma caótica na matriz arenosa.



Figura 3.4- Clastos da região de Ourém apresentando grande diversidade morfológica e de arredondamento.

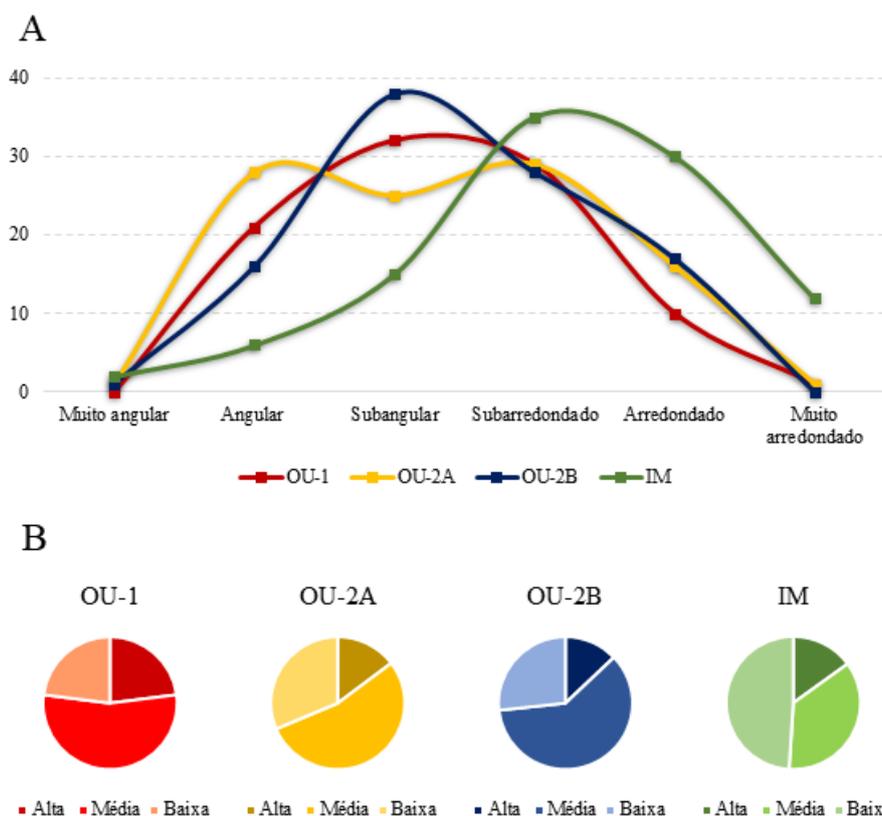


Figura 3.5- Distribuição do arredondamento e esfericidade dos clastos para a região de Ourém (OU) e Ilha de Mosqueiro (IM).

A interpretação indica que o paleoambiente presente nessa região era constituído por leques aluviais e os elementos arquiteturais dos afloramentos nos levou a considerar a existência de diferentes tipologias de leques. Segundo Miall (2006) e Nichols (2009), as duas fácies descritas nessa região refletem um paleoambiente de alta energia e rápidas inundações, os quais podem ser interpretados por pequenos canais de fluxos gravitacionais que constituem leques aluviais de *stream-channel* (Cta) e formas de leito longitudinais refletindo fluxos gravitacionais de alta viscosidade de *debris flow* (Cm). Segundo Postma & Roep (1985) e Mclane (1995), os leques perdem sua energia com o confinamento do canal de alimentação quando alcançam um substrato plano, o que é reforçado pela diminuição do tamanho dos clastos a partir da Plataforma Bragantina em direção à Bacia do Marajó (Nogueira *et al.* 2021).

3.5.1.2 Planície arenosa (AF2)

A AF2 possui afloramentos que atingem espessuras de até 11 m e são representadas por arenito com estratificação cruzada tabular (At); arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa); arenito maciço (Am); arenito conglomerático

maciço (Acm); arenitos com laminação plano-paralela (App); ritmitos com acamamento wavy e linsen (Rwl), arenito com marcas onduladas (Ao) e pelito maciço (Pm). As fácies arenosas são predominantes, com menores contribuições pelíticas e são distribuídas nas porções médias e distais da área de estudo. Esta associação de fácies é representada por arenitos médios a finos, paralelos e inclinados, intercalados com estratificações heterolíticas (acamamentos wavy e linsen) e presença de *Ophiomorpha* (Nogueira *et al.* 2021). As camadas dos arenitos variam de 1 cm a 3 m de espessura, exibem cor vermelho-esbranquiçado (mosqueado) devido a presença de oxido-hidróxido de ferro e a processos de lixiviação e alguns arenitos com estratificação cruzada exibem *mud drapes* nos *foresets* (Figura 3.6). Elas estão presentes nas porções distais dos leques aluviais, próximos a CA, migrando para um paleoambiente de planície arenosa e a interpretação dos arenitos com estratificadas cruzadas acanaladas, alternando para uma estratificação cruzada tabular refletem a migração de dunas subaquosas em um sistema fluvial meandrante (Miall 2006) em CA, CS, SI, IM, SA, AR e MO. Ainda próximo a esta porção, na zona de transição de transição dos leques para as planícies arenosas, Nogueira *et al.* (2021) observou fácies arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa), arenito com estratificação cruzada tabular (At) e acamamento paralelo, estruturas que constituem barras com cristas sinuosas (3D) e retas (2D), representando barras transversal e longitudinais de uma planície entrelaçada. A presença de fácies pelíticas podem indicar um processo de diminuição de energia no sistema meandrante ou o processo de deposição de sedimentos mais finos entre as camadas de areia devido a influência da corrente de maré, interpretada pelos depósitos de ritmitos com acamamento wavy e linsen, distribuídos de forma equitativa. A presença de *Ophiomorpha* reforça essa interpretação, uma vez que esses registros estão presentes em paleoambientes transicionais como os influenciados por maré (Nogueira *et al.* 2021).

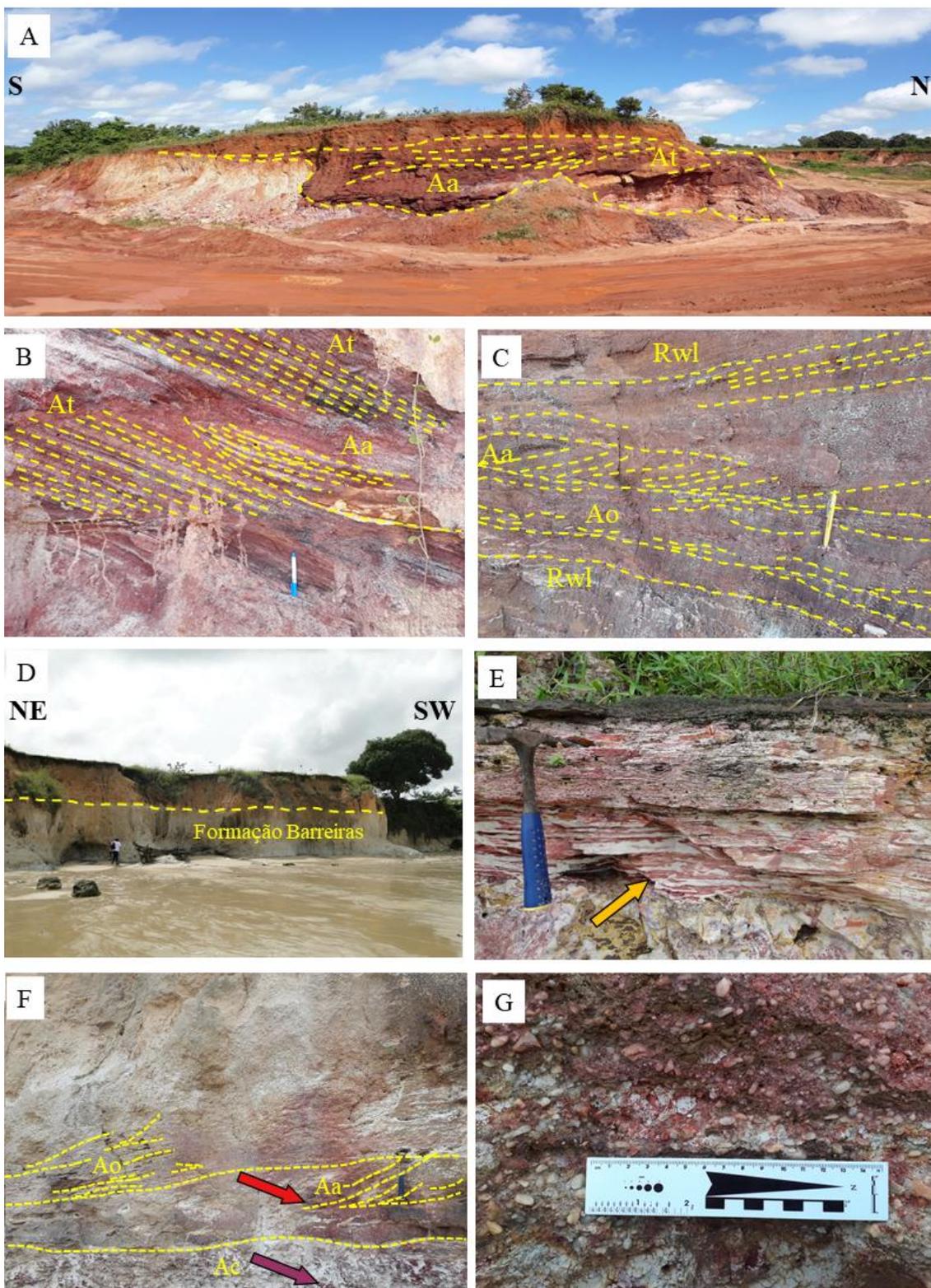


Figura 3.6- Feições e estruturas características dos depósitos da AF2 localizadas em SI e IM. Registro de um paleocanal com fácies de arenito com estratificações cruzadas acanaladas e tabular em SI (A); detalhes das estruturas que compõem o paleocanal da fotografia anterior, relacionadas com uma superfície de reativação em SI (B); presença de ritmitos com acamamento wavy e linsen, associados com marcas onduladas em SI (C); falésia presente em OT evidenciando depósitos da Formação Barreiras (D); presença de ritmitos com acamamento wavy e linsen em OT indicados pela seta laranja (E); arenito conglomerático maciço (seta roxa) associados com arenitos com estratificação cruzada acanalada (seta vermelha) e arenitos com marcas onduladas (seta verde) em IM (F); detalhamento dos arenitos conglomerático avermelhados cimentados por óxido de ferro em IM (G).

Diferentes dos outros locais de estudo da porção média e distal, IM mostrou uma particularidade por possuir uma fácies de arenito conglomerático maciço e a interpretamos como um momento de alternância de energia, com o predomínio de areia grossa, associada com clastos oligomíticos. Eles são menores aos comparados a Ourém (Figura 3.4) e estavam dispostos de forma caótica na matriz, sem orientação, dos quais de 100 clastos, havia principalmente a presença de subarredondados (35%) a arredondados (30%), com esfericidade baixa (49%) (Figura 3.7).



Figura 3.7- Clastos da região da Ilha de Mosqueiro apresentando grande diversidade morfológica e de arredondamento.

3.5.2 Catodoluminescência (CL)

As amostras de quartzo detrítico da Formação Barreiras submetidas a análise por catodoluminescência policromática (CL) apresentam distintas luminescências e propriedades dos grãos de minerais leves. A interpretação da luminescência resultante foi baseada em Boggs Jr. *et al.* (2002), Götze (2012), Augustsson & Ryker (2012), luminescências que podem revelar a fonte do material detrítico. De maneira geral, as 12 amostras (24 lâminas) estudadas mostram concentrações médias de 45% de quartzo com luminescência azul escura, 28% de quartzo com luminescência azul clara e 26% de quartzo com luminescência violeta (Figura 3.8A). Especificamente, os valores classificados por área de coleta podem ser visualizados na Figura 3.8B.

Os quartzos detríticos de luminescência azul clara tem extinção predominantemente ondulante e subordinadamente reta, fracamente fraturada, com raras

inclusões por minerais sem luminescência e por grãos de minerais pesados. O quartzo detrítico de luminescência violeta apresenta extinção ondulante, subordinadamente reta, fracamente fraturado, sobrecrescimento destacado pela diferença de luminescência, vacúolos, por vezes com inclusões de sílica e raras inclusões de carbonato e de minerais sem luminescência (Figura 3.8B). Estes grãos foram expressivos em CA (36%) e nas demais áreas mantiveram-se proporcionalmente (~22%). O quartzo detrítico de luminescência azul escura possui extinção ondulante, fracamente fraturado e discreto sobrecrescimento sintaxial de sílica (Figura 3.8A).

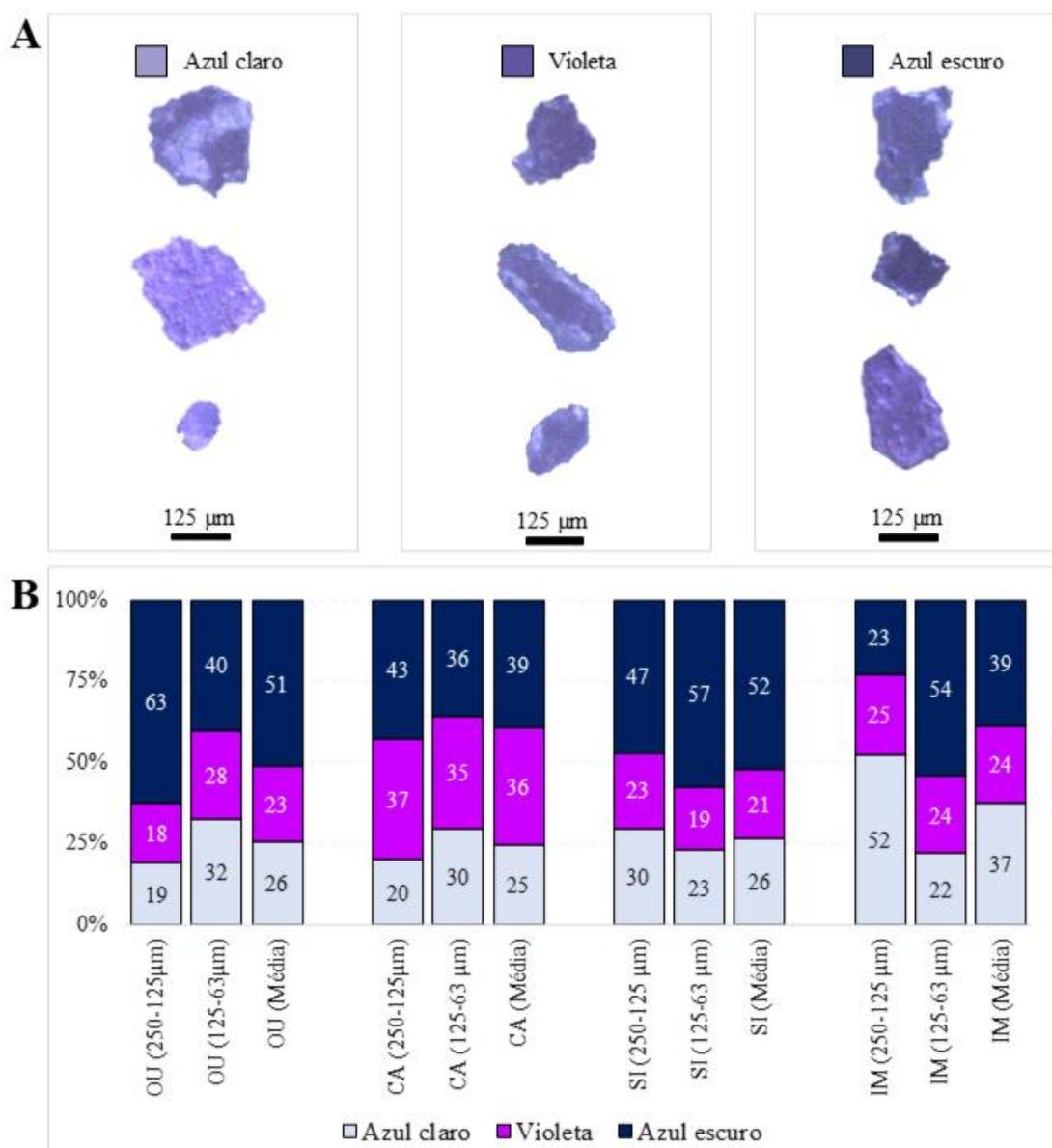


Figura 3.8- Classificação da luminescência em azul claro, violeta, azul escuro (A); evidenciando cada proporções de acordo com o intervalo granulométrico e médio (B) nos pontos de Ourém (OU) Capanema (CA), Santa Isabel do Pará (SI) e Ilha de Mosqueiro (IM).

3.5.3 Minerais pesados

Os resultados médios dos nosso estudo mostra que assembleia dos minerais pesados transparentes não micáceo dos arenitos Barreiras na área de estudo, na fração de areia fina e muito fina, é composta de 62,67 – 46,24% de estaurólita; 11,25 – 29,33% de zircão; 11,47 – 8,57% de turmalina; 7,38 – 7,00% de cianita; 4,60 – 6,14% de rutilo e 2,62 – 2,71% de sillimanita, respectivamente. Para dar uma maior robustez na análise de minerais pesados, além das 12 amostras (Figuras 3.1 e 3.2) coletadas, foram adicionados os resultados de minerais pesados de 17 amostras selecionadas de Truckenbrodt *et al.* (2005). Esta compilação pode ser observada na Figura 3.9.

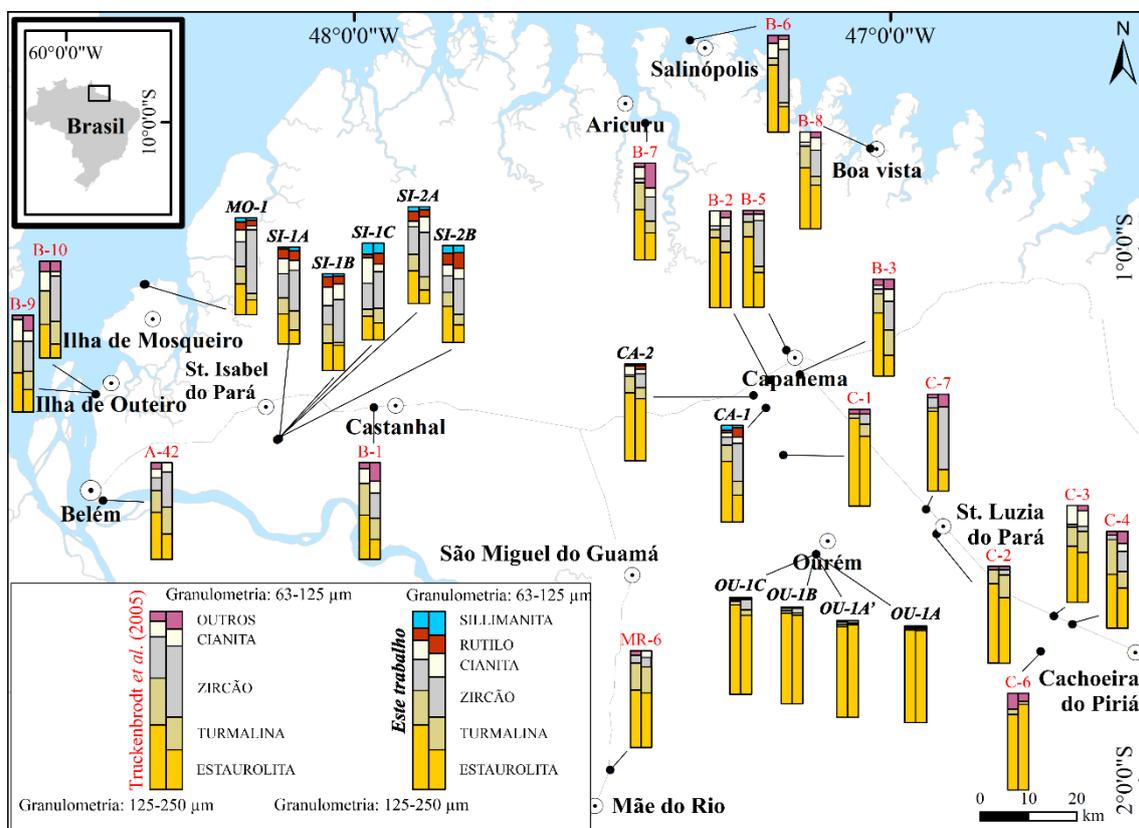


Figura 3.9- Distribuição de minerais pesados na Plataforma Bragantina e Bacia do Marajó (siglas em preto: este trabalho e em vermelho: Truckenbrodt *et al.* (2005)).

O valor médio de estaurólita na área de estudo referente aos nossos resultados é de 54,45%, mas essa concentração é superior a 64,33% em CA e OU para ambos os intervalos, atingindo até 96,03%, com exceção da amostra CA-1 no intervalo de 125 - 63 µm que apresentou 27,76%. De maneira geral, do total de estaurólitas contabilizadas, o grupo apresenta formas predominantes anédricas (82,14%), bastante fraturadas e muito angular. Os grãos seguiram a forma subédrica (11,76%), com as bordas mais retrabalhadas, aproximando-se subarredondados a arredondados. A menor concentração

é de estaurolitas euédricas (6,1%), estas conservando um caráter prismático e preservando a morfologia de ‘crista de galo’. Referente a esfericidade dos grãos, ela varia entre médio a baixa e apresentam tons amarelados, e em poucos casos, alaranjados (Figura 3.10A).

Os valores médios de zircão atingiram 20,29% de concentração, sendo evidente em SI e IM, atingindo valores de 25% até 66,01%. A formas mais predominante é subédrica (50,8%), preservando o caráter prismático, mas com as bordas retrabalhadas, tornando os grãos subarredondados a arredondados. Os grãos euédricos são a segunda forma mais frequentes (25,63%), na qual é possível observar com detalhes zircões bem formados, com o caráter prismático bem conservado e em menores casos uma zoneação bem definida. Por fim, a forma menos frequente foi de zircões anédricos (22,56%), os quais estão bastante fraturados e com bordas bem desgastadas, bem próximas de formas angulares a subangulares (Figura 3.10B).

A turmalina apresenta concentração média de 10,02%, sendo mais evidente no intervalo de 250 – 125 μm em CA, SI e IM abrangendo concentrações entre 16,42 a 19,4%. Elas são compostas por formas subédricas (51,33%), as quais podem ou não conservar o caráter prismático, mas de uma maneira geral apresenta bordas arredondadas; seguidas de grãos anédricos (29,83%) que são bastante fraturados, sem caráter prismático e com as bordas fraturadas, bastante angulosos; e formas euédricas (18,84%) que preservam o caráter prismático do mineral, sem haver desgaste ou arredondamento das bordas. Elas apresentam tons de cores que abrangem o verde (33,78%), rosa (28,09%), amarelo (23,95%), marrom (11,97%) e azul (2,22%); com pleocroísmo intenso variando de opacos a verde (Figura 3.10C).

A cianita apresenta concentração média de 7,19%, na qual os valores foram bastante expressivos principalmente em SI, alcançando 15,67 a 26,42%. As formas são euédricas (43,23%), preservando o caráter prismático, clivagem do mineral e bordas preservadas; formas anédricas (41,27%), com as bordas desgastadas, angulosas, baixa esfericidade; e formas subédricas com alta esfericidade (15,5%) são poucos frequentes (Figura 3.10D).

O valor médio da concentração de rutilo foi de 5,37%, mais expressivo em SI, com concentrações que não ultrapassam 16,28%. Os grãos anédricos (45,48%) são grãos com esfericidade média a baixa e bem arredondados, enquanto a classificação dos subédricos (39,36%) apresentam uma alta esfericidade. Os euédricos (15,16%) são mais raros e são definidos a partir do da preservação do caráter prismático e bordas bem

conservadas. As cores são vermelho escuro, variando em alguns casos a alaranjado (Figura 3.10E).

A sillimanita é o mineral menos expressivo entre os demais (2,67%). A sua concentração é acentuada em SI, alcançando concentrações de até 11,32%, dominada por formas anédricas (55,29%), muitas vezes com as bordas fraturadas e as formas euédricas (24,71%) e subédricas (20%) são mais raras. A maioria dos grãos apresentava um hábito fibroso que facilitavam a identificação, mas algumas tinham caráter prismático semelhante a cianita (Figura 3.10F), na qual diferenciamos ambas por meio do pleocroísmo.

A somatória apresenta um aumento na maturidade mineralógica do ZTR para ambas as frações granulométricas utilizadas, partindo da Plataforma Bragantina em direção a Bacia do Marajó (Figura 3.10G).

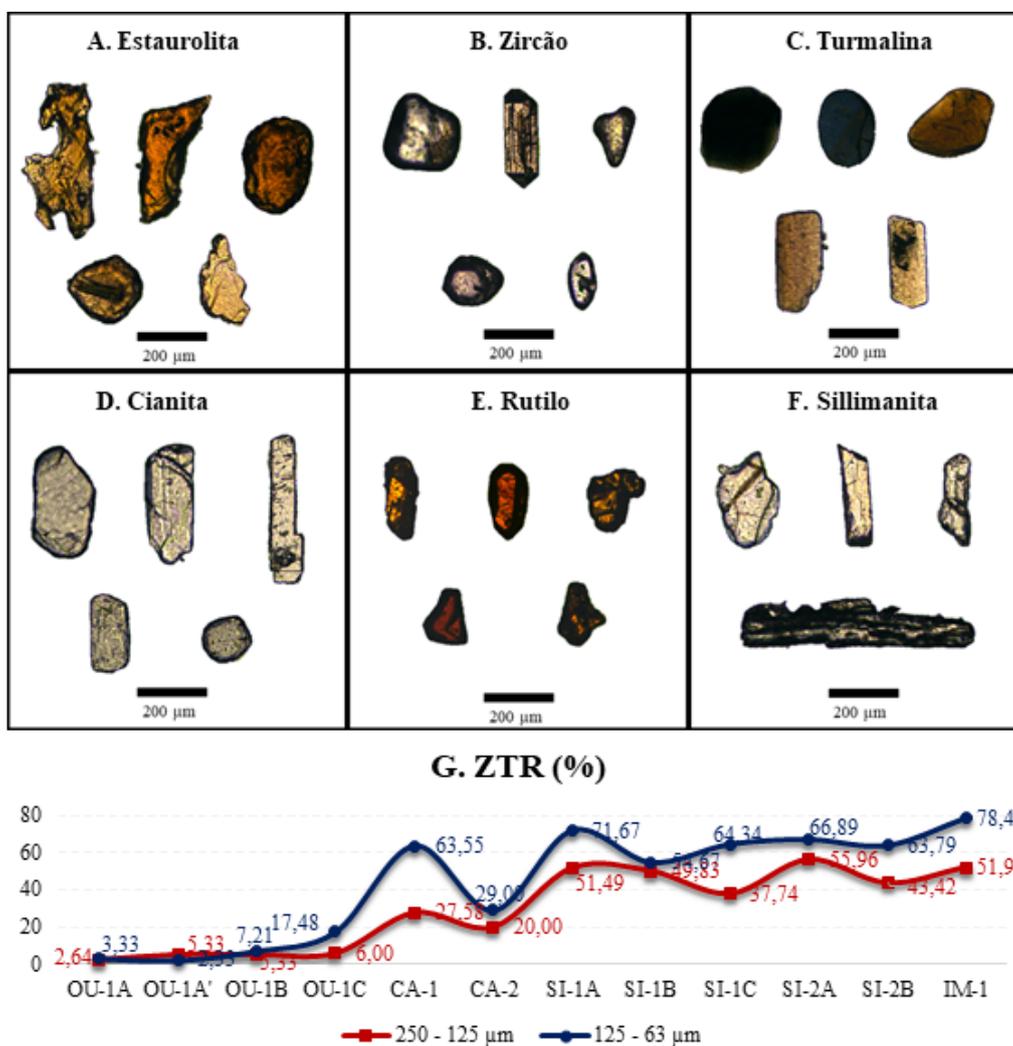


Figura 3.10- Diversidade de formas para os minerais de estauroлита (A); zircão (B); turmalina (C); cianita (D); rutilo (E); sillimanita (F) encontrados no trabalho, evidenciando formas anédricas, subédricas e euédricas. Gráficos com as somatórias das porcentagens de zircão, turmalina e rutilo (G) e índice de estauroлита refletindo a proporção por ponto de coleta (H).

A integração dos dados de frequência porcentual individual dos minerais pesados deste trabalho e dos compilados de Truckenbrodt *et al.* (2005) permitiu gerar um mapa de distribuição para cada mineral em comum entre os trabalhos. Os mapas indicam os principais pontos de concentração de cianita, turmalina, zircão e estaurolita (Figura 3.11 e 3.12).

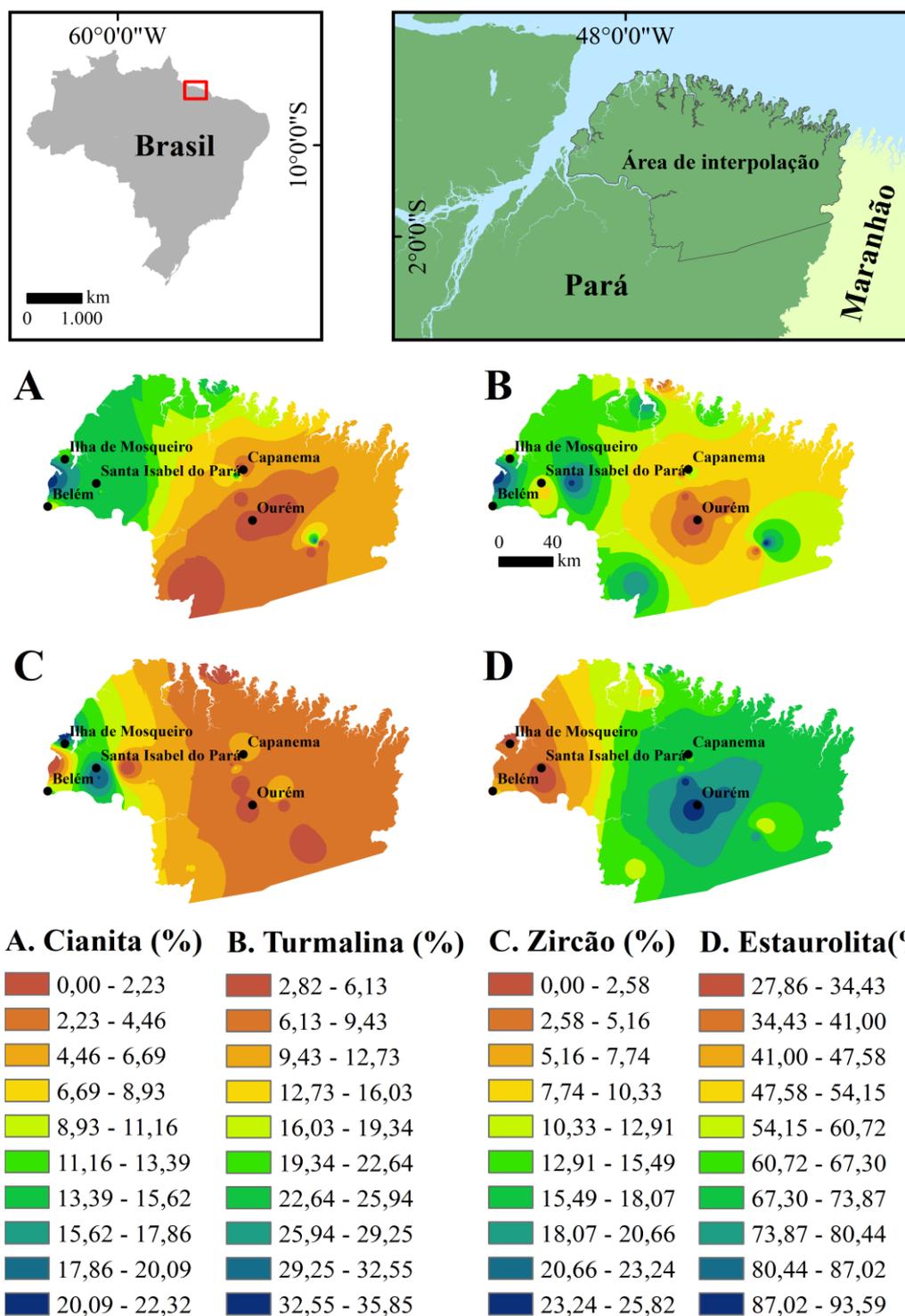


Figura 3.11- Mapa de interpolação e distribuição dos minerais pesados na fração 250 – 125 µm. Cianita (A), turmalina (B), zircão (C) e estaurolita (E) apresentados de acordo com a porcentagem encontrada na área de estudo.

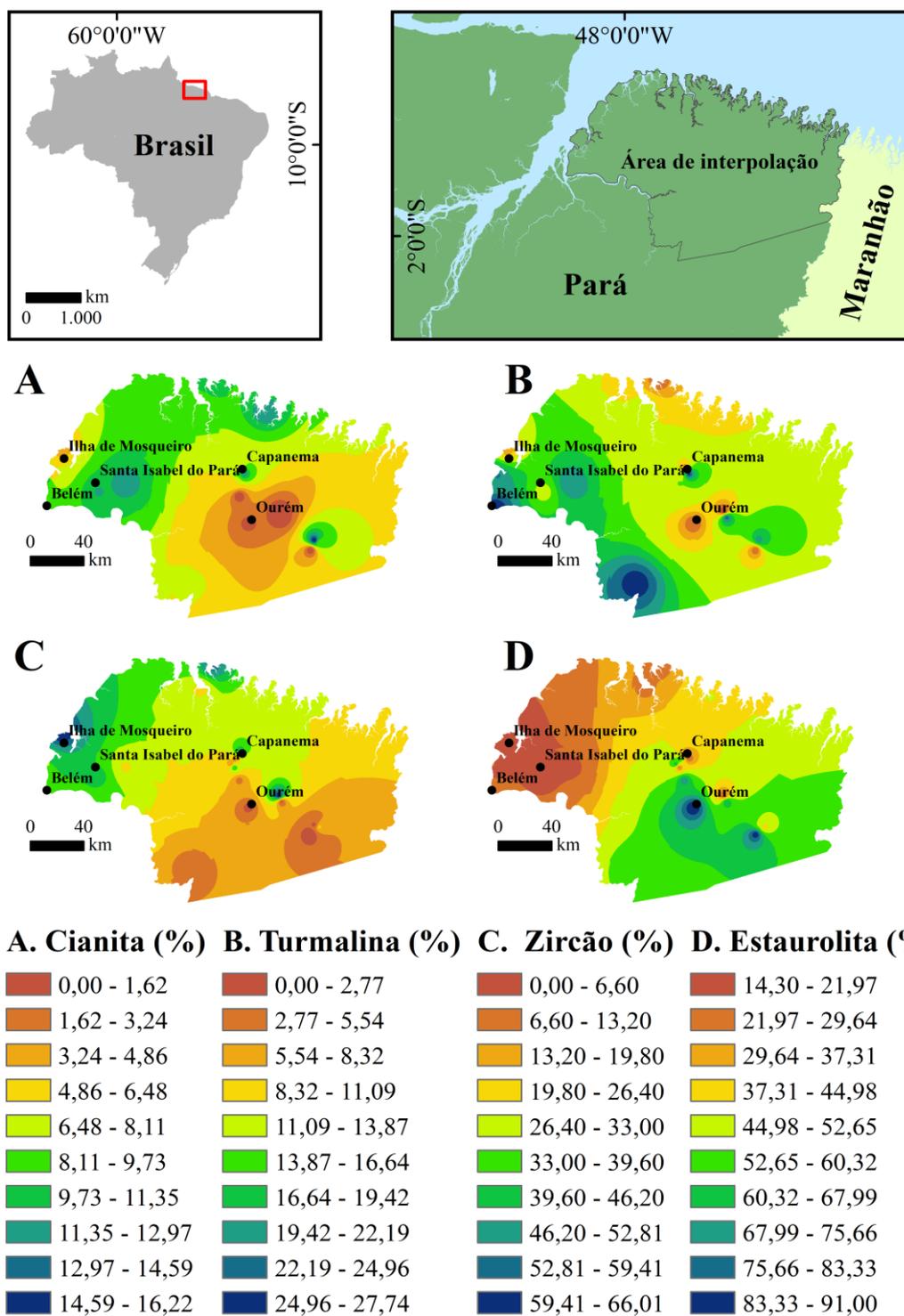


Figura 3.12- Mapa de interpolação e distribuição dos minerais pesados na fração 125 – 63 µm. Cianita (A), turmalina (B), zircão (C) e estaurolita (E) apresentados de acordo com a porcentagem encontrada na área de estudo.

3.6 DISCUSSÃO

3.6.1 Reconstrução paleoambiental

As interpretações dos resultados obtidos nos depósitos siliciclásticos da Plataforma Bragantina indicam um paleoambiente predominado por leques aluviais na porção proximal. Eles ocorrem em qualquer regime climático, mas a preservação dos registros estratigráficos acontece apenas em climas mais secos (Walker & James 1992).

Blair & McPherson (1994) consideram que as reações de intemperismo físico-químico em diferentes litologias levam a produzir diferentes tipos de erosão e transporte de sedimento. Estes autores ainda afirmam que sedimentos mais finos contendo argila em encostas íngremes proporcionam o desenvolvimento de deslizamentos coluviais e *debris flow*. Eles abordam que esse tipo de leque é muito mais comum de ser desenvolvido em bacias de drenagem que contém xisto, argilito, rochas vulcânicas ou rochas metamórficas pelíticas, e contrastando esse cenário, esses leques são menos propensos a serem desenvolvidos em litologia compostas por granitos ou quartzitos, sendo estes últimos mais propensos a formar avalanche de rochas, leques de *debris flow* não coesivo e *sheetfloods*. Seguindo esta linha de pensamento, podemos abordar que a diversidade de leques presente nas proximidades de Ourém podem estar relacionadas a diferentes litologias na bacia de drenagem, compostas por rochas mais resistentes, granitos ou quartzitos, e rochas que ao se fraturarem originam sedimentos mais finos. A falta de orientação dos clastos ocorre principalmente em *debris flow*, uma vez que nesse tipo de transporte há uma alta viscosidade, associada a uma matriz argilosa com água, e que combinando com a fluatibilidade, resulta na ausência de estruturas e deposição de camadas inclinadas (Nichols 2009, Zerfass & Zerfass 2016).

Os sedimentos do *stream channel* são desenvolvidos durante esporádicas e rápidas chuvas que formam estruturas canalizadas que escavam o substrato e são preenchidas por dunas subaquosas compostas por areias grossas a cascalhosas, que migram lateralmente, formando as estratificações cruzadas acanaladas observadas nos afloramentos (Blair & McPherson 2009). Entre os municípios entre Capanema e Ourém, onde se localiza a amostra CA, os depósitos são majoritariamente compostos por argila e uma contribuição menor de areia, indicando duas possíveis interpretações; uma sendo um processo de gradação inversa com estratificação cruzada incipiente, produzida a partir de fluxo de correntes que pode ter ocorrido no local, anteriormente abordada por Rossetti *et al.*

(1989); ou um processo de intemperismo posterior a deposição dos sedimentos mais finos transportados pela descarga hídrica dos leques aluviais.

Nossas interpretações, atreladas as de Rossetti *et al.* (1989) e Nogueira *et al.* (2021), indicam que o sistema de leques aluviais contribuíram para a formação da rede drenagem que desenvolveu os rios entrelaçados e meandantes, e que devido a morfologia plana da Plataforma Bragantina, houve o transporte dos sedimentos para a região distal, ultrapassando os limites da Plataforma Bragantina e alcançando a parte leste da Bacia do Marajó.

Além disso, a presença de ciclos granodecrescente ascendentes apresentando fácies como arenitos com estratificação cruzada acanalada, arenito com estratificação cruzada tabular, arenitos com marcas ondulas assimétricas e simétricas, recobertos por corpos pelíticos com indícios de fito e bioturbação, dispostos em corpos lateralmente contínuos, são sugestivos de um paleoambiente fluvial meandrante (Bluck 1971, Walker & James 1992, Miall 2006, Nichols 2009). Logo, esses sistemas canalizados meandantes também recebem influência direta da maré, tanto na porção da Plataforma Bragantina quanto da Bacia do Marajó, os quais estão associados a presença da alternância de pelitos e arenitos com acamamentos *wavy-linsen*, produzidos a partir da sobreposição do fluxo principal com outro subordinado, refletindo a alternância energia em sentido contrários (Rossetti *et al.* 1990). A presença desses depósitos indica a competição entre os fluxos de corrente de maré com as descargas hídrica dos rios meandantes.

Além disso, incorporamos outras fácies discutida por Nogueira *et al.* (2021) para complementar a reconstrução paleoambiental, indicando um paleoambiente posterior a planície arenosa constituída por uma planície lamosa com manguezais, principalmente devido ao processo de fitobioturbação no sedimento e a presença de pólen (*Zocostites ramonae*) nas fácies de ritmitos (Rwl) e pelitos maciços (Pm). De forma geral, os paleoambientes que constituem a região da Plataforma Bragantina e Bacia do Marajó são representados por leques aluviais, dominados por uma planície entrelaçada, seguida posteriormente por pequenos canais meandantes com influência de maré em uma planície arenosa, migrando em direção a costa para uma planície lamosa e um marinho raso (Figura 3.13).

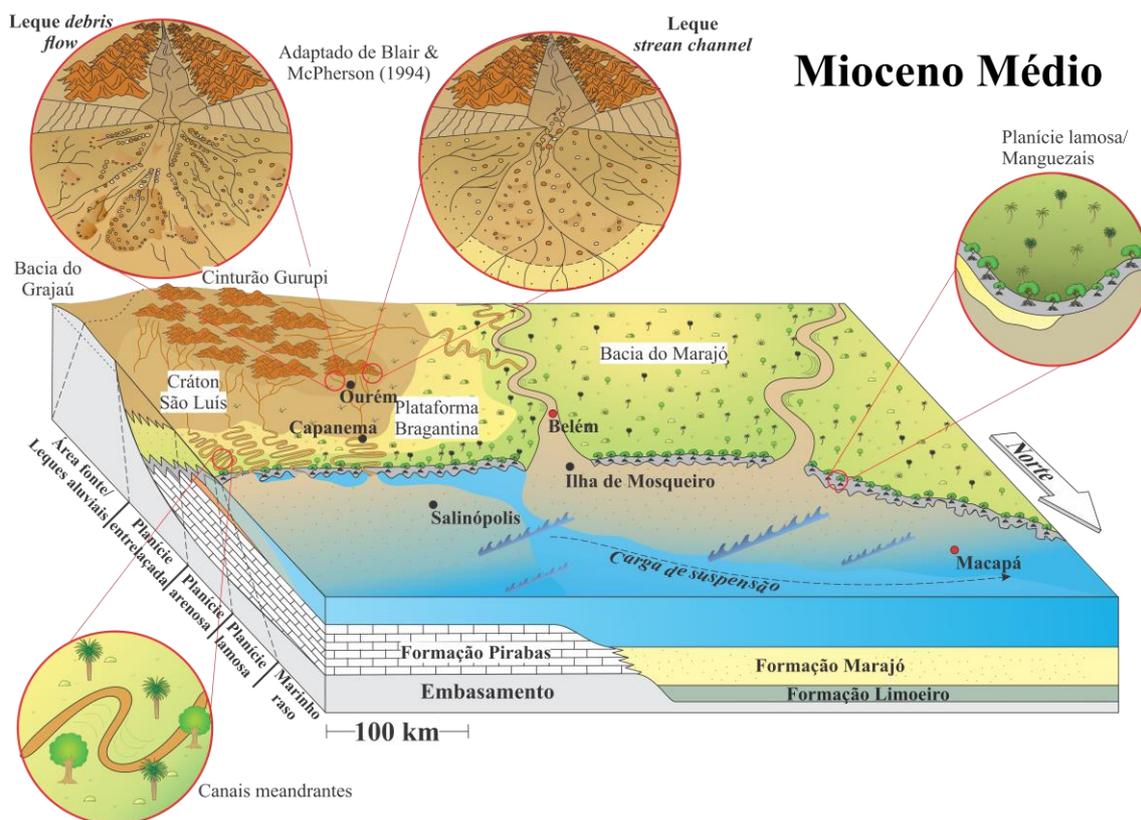


Figura 3.13- Bloco diagrama evidenciando os compartimentos tectônicos da Bacia do Marajó e Grajaú, Plataforma Bragantina, Cinturão Gurupi, Cráton São Luís e os paleoambientes encontrados no trabalho e associados com de Nogueira *et al.* (2021).

3.6.2 Proveniência

A presença de clastos compostos apenas por quartzo, tornou inviável a sua utilização para interpretação de proveniência. Por outro lado, os resultados de arredondamento deles é útil para interpretação do grau de transporte. A partir dos resultados de CL, associados com as análises minerais pesados, foi possível estabelecer uma conexão da luminescência dos grãos de quartzo com os tipos de rochas-fonte. Realizamos a interpretação da luminescência de azul escuro como oriundo de fontes metamórficas, violeta oriundo de fontes vulcânicas e azul claro oriundo de fontes plutônicas (Boggs *et al.* 2002, Augustsson & Reker 2012, Götze 2012).

Para a região das proximidades de Ourém, há a predominância de quartzo com luminescência azul escura, atrelado as altas concentrações de estauroлита, refletindo expressiva contribuição de rochas metamórficas, com menores influências vulcânicas e plutônicas na Plataforma Bragantina. O caráter angular e subangular dos clastos indicam que as áreas fontes de sedimentos está relacionada aos compartimentos tectônicos próximos, e ao analisar a paleocorrente, percebemos que a área fonte de sedimentos é oriunda da porção sudeste do Pará. O Cinturão do Gurupi e o Cráton São Luís são os dois

compartimentos tectônicos mais expressivos para essa região, conforme visto em trabalhos anteriores (Truckenbrodt *et al.* 2005, Moizinho 2021, Nogueira *et al.* 2021). O Cinturão Gurupi é composto por diversos corpos metavulcanossedimentares, e destacamos como contribuinte em potencial o Grupo Gurupi, composto pelas formações Rio Piritoró e Jaritequara, localizadas próximo à região de Ourém e com uma grande abrangência regional (Klein *et al.* 2005). Segundo Klein *et al.* (2005), o Grupo Gurupi é constituído de rochas metassedimentares, pelitos anquimetamorfizados e de fácies xisto verde baixo (Formação Rio Piritoró), grauvacas e xistos micáceos e quartzosos de fácies xisto verde alto (Formação Jaritequara). Palheta (2001) ainda afirma que o grupo pode possuir uma idade Riacciana, com granitoides entre 2085 - 2159 Ma. Referente a contribuição vulcânica acentuada na região próxima a Ourém e Capanema, a única unidade que apresenta rochas desse tipo é a Formação Chega Tudo entre o Cinturão Gurupi e o Cráton São Luís, constituídas por uma sequência metavulcanossedimentar com xisto verde a anfibolito baixo, com vulcanismo félsico, associados provavelmente ao arco de ilhas do Cráton São Luís, apresentando idade entre 2148 – 2160 Ma (Klein & Moura 2001). Ainda é possível observar um aumento dos valores de luminescência violeta próximo ao município em Capanema, o que pode estar relacionado com uma contribuição de rochas plutônicas da Suíte Intrusiva de Tracuateua, composta por sienogranitos e monzogranitos com idade de 2090 Ma (Palheta, 2001).

Os resultados de CL ainda indicam uma forte influência de rochas metamórficas para a Bacia do Marajó. Entretanto, ao analisarmos o mapa de minerais pesados, podemos observar que as concentrações de turmalina e zircão estão juntamente próximas as áreas com maiores concentrações de cianita, indicando possivelmente a contribuição de outra área fonte para esses sedimentos. O arredondamento dos clastos, zircões e turmalinas apontam que esses sedimentos percorreram grandes distâncias até serem depositados, e ao observamos a paleocorrente, podemos indicar que a área fonte provém da porção sul do estado. O compartimento tectônico mais expressivo para área seria a Faixa Tocantins-Araguaia, uma vez que ela se une à Faixa Gurupi, também de idade brasileira e situada no entorno do Cráton de São Luís, na altura da borda sudeste da Bacia do Marajó (Zalán & Matsuda 2007). Além disso, mesmo distante da área fonte, a porção distal apresenta uma alta concentração de zircão o que pode ser explicado pela alta capacidade do fluxo para o transporte, uma vez que a área onde os sedimentos foram coletados foi a fácies de arenitos conglomeráticos.

Referente aos resultados de minerais pesados, trabalhos anteriores foram realizados indicando uma serie de áreas fonte em potencial para a contribuição sedimentar da Formação Barreiras. Truckenbrodt *et al.* (2005) observaram concentrações inferiores a 1% de rutilo, resultado que vai de encontro aos valores encontrados no nosso trabalho, superiores a 9%. Entretanto o restante da assembleia de minerais pesados, foi compatível aos nossos resultados. Assim, Truckenbrodt *et al.* (2005) propuseram como áreas fontes dos sedimentos da Formação Barreiras, as regiões do Cinturão Gurupi.

Nascimento & Góes (2005) e James *et al.* (2018) realizaram trabalhos na Sub-Bacia de Cametá e Mocajuba utilizando do mesmo método, percebendo que o grau de arredondamento dos minerais pesados e o direcionamento da paleocorrente indicam como principais contribuintes os compartimentos tectônicos da Faixa Gurupi, Cráton São Luís, Cráton Amazônico, Cinturão do Araguaia e rochas sedimentares da Bacia do Grajaú e Sub-Bacia de Cametá. As interpretações dos zircões arredondados encontrados no nosso estudo estão de acordo com o de James *et al.* (2018), podendo indicar um processo sedimentar policíclico ou reciclagem de origem sedimentar. Além disso, a somatória ZTR indica que há uma maturidade dos minerais pesados da Plataforma Bragantina em direção a Bacia do Marajó, reforçando o processo de retrabalhamento dos sedimentos, restando apenas os minerais mais resistentes para areia fina e muito fina. A presença expressiva de cianita e sillimanita reflete a influência metamórfica na região, possivelmente oriunda da Faixa Tocantins-Araguaia, entretanto o aumento de rutilo, turmalina e zircão, reforçam uma forte influência vulcânica e plutônica na Bacia do Marajó, comparada a Plataforma Bragantina.

Para restringir mais as contribuições sedimentares, Moizinho (2021) realizou a datação de zircões em locais próximos a área que estudamos e indicou como principais idades dos depósitos da Formação Barreira localizados na Plataforma Bragantina como sendo Riacciana (2,1 a 2,2 Ga) e o Neoproterozoica (580 a 620 Ma), e interpretando como sendo as áreas fontes a Bacia do Parnaíba e Grajaú, rochas metassedimentares do Cráton São Luís e o Cinturão Gurupi; enquanto os depósitos localizados na Bacia do Marajó abrangem o Orosiriano (2 a 1,8 Ga), incorporando principalmente como rochas-fonte da Formação Ipixuna e granitos Neoproterozoicos. Outra conclusão importante deste trabalho foi que a contribuição andina através do proto-Amazonas não teve influência na supressão carbonática da região, devido os valores ϵNd encontrados na região serem diferentes se comparados ao da porção andina.

Embora os mapas de distribuição de minerais pesados tenha sido um resultado acessório importante para a compreensão da proveniência dos depósitos sedimentares, a ausência de pontos entre a Plataforma Bragantina e Bacia do Marajó prejudicou a resolução do método *IDW*, sendo necessário a coleta de novos pontos nessa área. Além disso, embora tenhamos objetivado a contagem de 300 minerais pesados, houve amostras em que uma média de 200 grãos de minerais pesados transparentes foram contados, havendo majoritariamente minerais opacos.

De modo geral, o rio Amazonas Cratônico não influenciou diretamente na supressão carbonática da Formação Pirabas por dois fatores; um pelo sistema não conter uma carga sedimentar tão expressiva comparada as atuais, e outro pela influência de correntes marinhas responsáveis por transportar a pluma sedimentar para norte. Estimamos que a carga sedimentar capturada na Plataforma Bragantina disponibilizada pelos leques aluviais foi responsável pela progradação da costa e resultando no colapso dos depósitos carbonáticos, evidenciado pela evolução paleoambiental na Figura 3.14. De maneira geral, a distribuição paleoambiental da Plataforma Bragantina e Bacia do Marajó é constituída por um sistema de leques aluviais, associados à rede de drenagem meandrante, desaguando em um ambiente de planície lamosa constituída por manguezais. Moizinho (2021) supôs que o antigo sistema de drenagem o qual desaguava na Bacia do Marajó era uma derivação do atual rio Tocantins, o que pode ser reforçado pelos resultados de associação da concentração de cianita relacionada com as turmalinas e zircões. Estudos futuros podem ser realizados para comprovar esta hipótese.

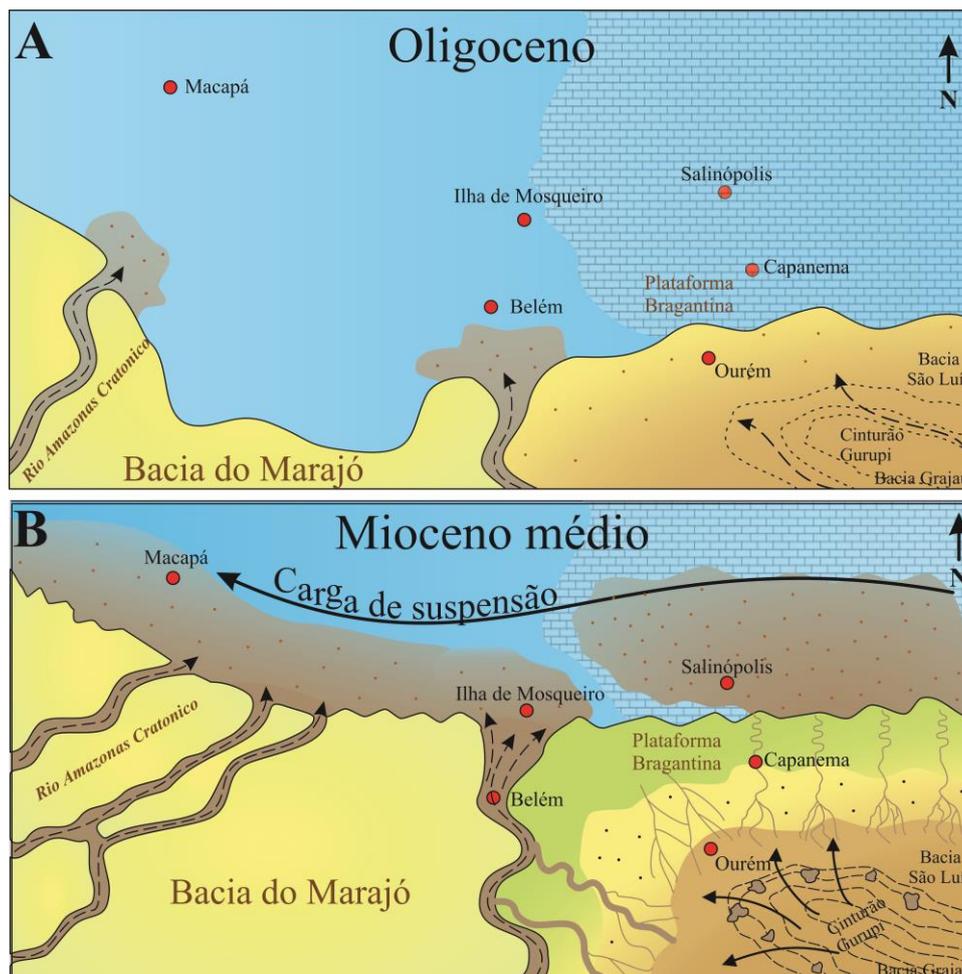


Figura 3.14- Modelo de variação da linha de costa proposto para a área de estudo. Momento de transgressão marinha que favoreceu o processo de formação de plataformas carbonáticas devido à grande estabilidade tectônica durante o oligoceno na Plataforma Bragantina (A) e evolução da costa paraense evidenciando o processo de progradação da Formação Barreiras sobre a plataforma carbonática, plumas de sedimentos capturadas pela drenagem dos compartimento tectônicos do Cinturão do Gurupi, Rio Amazonas Cratônico e possivelmente o antigo sistema fluvial rio Tocantins durante o mioceno médio (B).

3.7 CONCLUSÃO

A progradação dos sedimentos da Formação Barreiras registrados na Plataforma Bragantina foram resultantes principalmente da contribuição de rochas metamórficas e menores contribuições plutônicas e vulcânicas do Cinturão Gurupi, Cráton São Luís e rochas sedimentares das bacias do Grajaú e do Parnaíba. O paleoambiente foi alimentado por sistema suportado por leques aluviais, transicionando para uma rede fluvial entrelaçada e meandrante, finalmente desaguando em uma planície lamosa, composta por manguezais. Parte do sistema fluvial meandrante migrou em direção a Bacía do Marajó, que pode ter tido uma contribuição do antigo rio Tocantins, erodindo e transportando detritos das rochas metamórficas e granitos neoproterozóicos da Faixa Tocantins-Araguaia e das rochas sedimentares da Formação Ipixuna, sendo ainda necessárias mais

investigações. De modo geral, a influência do proto-Amazonas foi nula na porção nordeste do Pará, sendo que a principal causa da supressão carbonática foi a progradação sedimentar através das drenagens por meio da evolução da tectônica do sul e sudeste paraense.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos a Universidade Federal do Pará (UFPA), especialmente ao Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) pelo suporte logístico e financeiro, a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão de bolsa de mestrado, e a todos que constituem o grupo de Análise de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED).

3.8 MATERIAL SUPLEMENTAR

Tabela 1- Tabela indicando interpretações, associações e paleoambientes das fácies observadas neste trabalho, com interpretações adicionais de Nogueira *et al.* (2021).

Associação	Litofácies	Descrição	Processo	Ambiente
AF1	Conglomerado com estratificação cruzada (Cta)	Depósitos com predominância de composição quartzosa, subangulares a subarredondados, variando entre 1 a 14 cm de diâmetro, coloração esbranquiçada. A espessura do depósito atinge até 20 m e matriz composta principalmente por areia média, apresentando deposição levemente inclinada com estratificação cruzada.	As características do depósito refletem um ambiente deposicional de alta energia, comumente encontradas em um sistema de leques aluviais de stream-channel.	Leques aluviais Rápidas inundações associadas a fluxos de detritos de alta e baixa viscosidade.
	Conglomerado maciço (Cm)	Depósitos com predominância de clastos de composição quartzosa, sub angulares a subarredondados, variando de 1 a 8,5 cm de diâmetro, coloração entre tons de amarelo e vermelho. A espessura do depósito atinge até 6 m, com contribuições menores de uma matriz composta principalmente por grânulos e deposição levemente inclinada.	Inundações rápidas, formam-se em fluxo gravitacionais de alta energia com alta viscosidade, muitas vezes associado com depósitos de drebil flow.	Desenvolvimento de barras longitudinais com alguns canais rasos e leques aluviais com grande expansão, direcionadas para o mar.
AF2	Arenito com estratificação cruzada tabular (At)	Arenito de granulação grossa a média com a presença de poucos clastos dispersos. Está associada a ciclos grandecrescente ascendente, na qual a paleocorrente não possui um sentido fixo, orientada tanto para norte quanto para sul. São formas de leito canalizadas, com tamanho métrico a centimétrico, com coloração dos depósitos avermelhados.	Sistema canalizado (2D), associados a barras transversais e longitudinais	Planície arenosa Canais fluviais meandantes, influenciados pela maré, espalhados em uma região plana. exposição subaérea provocou o processo de ferruginação e geração de horizontes pedogênicos.
	Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa)	Forma de leito canalizadas de grande porte, granulação de areia média a grossa, podendo atingir até grânulos. Paleocorrente variando, mas com predominância para o norte. Coloração do sedimento avermelhada, e depósitos com até 2 m de espessura.	Sistema canalizado (3D), associados a barras transversais e longitudinais	
	Arenito maciço (Am)	Arenito maciço com camadas métricas, variando de tamanho areia média a muito grossa.	Processo marcado por um fluxo uni e bidirecional, associado com a deposição de apenas uma escala granulométrica	
	Arenito conglomerático maciço (Acm)	Depósitos conglomeráticos sobrepujando uma matriz arenosa grossa de coloração avermelhada. Os clastos possuem tamanho de até 1,8 cm, variando de subarredondado a arredondado. Estas camadas são de pequeno porte, atingindo até 50 cm.	Migração de um sistema canalizado associado a Aa, indicando um aumento de energia refletido pelo depósito.	
	Arenito com laminação plano-paralela (App)	Camadas depositadas plano-paralelamente, apresentando tamanho variando entre areia média a grossa, associada com a presença de organismos.	Migração das formas de leito em regime de fluxo inferior, unidirecional.	
	Ritmitos com acamamento wavy e linsen (Rwl)	Areia média, intercalada com argila e seixos espaçados. Corpos tabulares e ondulados, contínuos lateralmente e horizontes rico em óxido e hidróxido de ferro.	Ambientes de baixa energia, ocorrendo alternância de fluxo oscilatório, favorecendo processos de suspensão e deposição.	
	Arenito com marcas onduladas (Ao)	Arenito com marcas onduladas decimétricas, contendo tamanho areia média.	Processo marcado por um fluxo uni e bidirecional, ocorrendo frequentemente em correntes, ondas em um regime de fluxo inferior.	
	Pelito maciço (Pm)	Depósitos mais raros com silte e argila maciça com raros clastos dispersos. Podem apresentar marcas de raízes e algumas vezes estão associados com gretas de contração e bioturbação.	Depósito indicando regime de fluxo inferior, com baixa energia.	

Tabela 2- Valores percentuais dos minerais pesados contabilizados: Z = Zircão, T = Turmalina, R = Rutilo, St = Estauroлита, S = Sillimanita, ZRT = Somatória de zircão, turmalina e rutilo e N = número de minerais pesados contabilizados por amostra dos sedimentos Barreiras da Plataforma Bragantina e parte leste da Bacia do Marajó.

Minerais Pesados (250 - 125 µm)								
Amostra	Z (%)	T (%)	R (%)	St (%)	Ky (%)	S (%)	ZTR (%)	N
OU-1A	0,33	2,31	0,00	96,04	0,66	0,66	2,64	303
OU-1A'	2,67	2,33	0,33	93,67	0,67	0,33	5,33	300
OU-1B	2,00	2,67	0,67	92,33	1,33	1,00	5,33	300
OU-1C	1,00	4,00	1,00	92,33	1,00	0,67	6,00	300
CA-1	8,36	16,71	2,51	62,95	4,46	5,01	27,58	359
CA-2	1,67	16,67	1,67	70,33	9,00	0,67	20,00	300
SI-1A	25,00	16,42	10,07	30,97	15,67	1,87	51,49	268
SI-1B	19,73	19,40	10,70	28,09	19,06	3,01	49,83	299
SI-1C	26,42	7,55	3,77	24,53	26,42	11,32	37,74	53
SI-2A	28,50	17,10	10,36	33,68	5,70	4,66	55,96	193
SI-2B	17,11	14,47	11,84	37,50	11,18	7,89	43,42	152
IM-1	25,83	17,88	8,28	31,79	11,92	4,30	51,99	302
Média	11,25	11,47	4,60	62,67	7,38	2,62	27,33	261

Minerais Pesados (125 - 63 µm)								
Amostra	Z (%)	T (%)	R (%)	St (%)	Ky (%)	S (%)	ZTR (%)	N
OU-1A	1,33	1,67	0,33	95,33	1,33	0,00	3,33	300
OU-1A'	1,00	1,33	0,00	95,67	2,00	0,00	2,33	300
OU-1B	4,92	2,30	0,00	91,48	0,66	0,66	7,21	305
OU-1C	10,68	5,83	0,97	81,55	0,00	0,97	17,48	103
CA-1	39,46	14,38	9,70	27,76	6,35	2,34	63,55	299
CA-2	14,33	11,00	3,67	64,33	5,00	1,67	29,00	300
SI-1A	42,00	19,67	10,00	14,33	10,00	4,00	71,67	300
SI-1B	44,00	3,00	7,67	26,00	16,67	2,67	54,67	300
SI-1C	37,98	14,73	11,63	17,83	7,75	10,08	64,34	129
SI-2A	45,82	13,71	7,36	14,05	15,72	3,34	66,89	299
SI-2B	36,88	10,63	16,28	18,27	10,63	7,31	63,79	301
IM-1	66,01	6,54	5,88	15,03	3,92	2,61	78,43	306
Média	29,33	8,57	6,14	46,24	7,00	2,71	44,05	270

4 CONCLUSÕES

A pesquisa contribui com novas descobertas paleoambientais e de providência indicando um complexo sistema associado com leques aluviais rios entrelaçados e meandantes, os quais captaram toda a drenagem da região e transportam os sedimentos para serem depositados na porção costeira na Plataforma Bragantina e Bacia do Marajó. Além disso, os resultados sedimentológicos nos permitiram interpretar diferenças na tipologia de leques aluviais que contribuíram com o aporte sedimentar, sendo os do tipo *debris flow* e *stream channel*, com uma forte contribuição metamórfica devido as altas concentrações de estauroлита, além da presença de turmalinas, cianitas e sillimanitas. Além disso foi possível observar diferenças nos níveis de outros minerais pesados ao encontrar proporções elevadas rutilo (>1%) ao compararmos com outros trabalhos. Esses resultados, associados aos dados de paleocorrente, proporcionou a interpretação de duas fontes distintas para os depósitos estudados, uma advindo de sudeste relacionada com compartimentos tectônicos proximais, como o Cinturão Gurupi, Cráton São Luís e Bacia do Parnaíba e Grajaú; e outra advindo do sul relacionada com o Cráton Amazônico e Cinturão do Araguaia. A aplicação do método de CL foi pioneira para essa unidade na região, colaborando com as nossas interpretações e que poderá servir de base para estudos futuros. Outros trabalhos em paralelo contribuíram para interpretar a proveniência dos depósitos da Formação Barreiras, estreitando a correlação de dados e indicando os compartimentos tectônicos os quais serviram como rochas-fonte. Assim foi possível observar que os compartimentos estão relacionados as idades Riáciana e Neoproterozoica na Plataforma Bragantina, e Orosiriana na Bacia do Marajó. Embora tenhamos esclarecido bastante a dinâmica paleoambiental da Plataforma Bragantina e Bacia do Marajó, o sistema que alimentava a porção oeste, podendo ser interpretada como o antigo Rio Tocantins, ainda é duvidosa, sendo necessário estudos mais detalhados para a definição desse sistema. De modo geral, o rio Amazonas Cratônico não influenciou a supressão carbonática da Plataforma Bragantina, mas sim o sistema de leques aluviais e possivelmente um antigo rio Tocantins responsáveis por drenar e capturar sedimentos para a porção da plataforma carbonática do nordeste paraense.

REFERÊNCIAS

- Aguilera O., Guimarães J.T.F., Moraes-Santos H. 2014. Erratum to: Neogene eastern Amazon carbonate platform and the paleoenvironmental interpretation. *Swiss Journal of Palaeontology*, **133** (2014):99-118. <https://doi.org/10.1007/s13358-014-0066-6>.
- Alkmim F.F. & Martins-Neto M.A. 2001. A bacia intracratônica do São Francisco: arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In: Pinto Claiton Piva & Martins-Neto Marcelo Augusto (col). *Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais*. Belo Horizonte, SBG. p. 9–30.
- Almaraz J.S.U. 1977. Aspectos geoquímicos e ambientais dos calcários da Formação Pirabas, Estado do Pará. PhD Theses, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 198p.
- Anitha J.K., Joseph S. Rejith R.G., Sundararajan M. 2020. Monazite chemistry and its distribution along the coast of Neendakara–Kayamkulam belt, Kerala, India. *SN Applied Sciences*, **2**(812). <https://doi.org/10.1007/s42452-020-2594-6>.
- Antonioli L., Távora V.A., Dino R. 2015. Palynology of carinoliths and limestones from the Baunilha Grande Ecofacies of the Pirabas Formation (Miocene of Pará state, northeastern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **62**:134-147. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.05.005>.
- Arai M. 2006. A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. *Geologia USP. Série Científica*, **6** (2):1-6. <https://doi.org/10.5327/s1519-874x2006000300002>.
- Augustsson C. & Reker A. 2012. Cathodoluminescence spectra of quartz as provenance indicators revisited. *Journal of Sedimentary Research*, **82** (8):559-570. <https://doi.org/10.2110/jsr.2012.51>.
- Benn D.I. & Evans D.J.A. (ed.). 2010. *Glaciers & Glaciation*. Hodder Education, Londres, 816 p. <https://doi.org/10.4324/9780203785010>
- Bigarella J.J. 1971. Variações climáticas no Quaternário Superior do Brasil e sua datação radiométrica pelo método de Carbono 14. *Plaeoclimas*, USP, São Paulo, 1:1-22.
- Blair T.C. & McPherson J.G. 2009. Processes and forms of alluvial fans, In: Parsons A.J. & Abrahams A.D. (eds) *Geomorphology of Desert Environments*, Dordrecht, Springer, p. 413-467. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-5719-9_14.
- Blair T.C. & McPherson J.G. 1994. Alluvial Fan Processes and Forms. In: Abrahams A.D. & Parsons A.J. (eds) *Geomorphology of Desert Environments*, Dordrecht, Springer, p. 354-402. https://doi.org/10.1007/978-94-015-8254-4_14.
- Bluck B.J. 1971. Sedimentation in the meandering river Endrick. *Scottish Journal of Geology*, **7** (2):93-138. <https://doi.org/10.1144/sjg07020093>.

Boggs S., Kwon Y.I., Goles G.G., Rusk B.G., Krinsley D., Seyedolali A. 2002. Is quartz cathodoluminescence color a reliable provenance tool? A quantitative examination. *Journal of Sedimentary Research*, **72** (2):408-415. <https://doi.org/10.1306/102501720408>.

Costa J.B.S., Borges M.S., Bemerguy R.L., Fernandes J.M.G., Costa Júnior P.S., Costa M.L. 1993. A evolução cenozóica da região de Salinópolis, nordeste do Estado do Pará. *Geociências*, **12** (2):373-396.

Costa J.B.S. Hasui Y. Bemerguy R.L. Soares-Júnior A. V. Villegas J.M.C. 2002. Tectonics and paleogeography of the Marajó Basin, northern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **74** (3): 519-531. <https://doi.org/10.1590/S0001-37652002000300013>.

Duleba W., Góes A.M., Martins M.V.A. 2018. Foraminíferos oligomiocenos da margem equatorial brasileira. In: Machado R., Góes A.M., Moraes M.C. de, Bartorelli A., Assis K.G. de (ed.). *Setembrino Petri: Do Proterozoico Ao Holoceno*. São Paulo, p. 321–343.

Figueiredo J., Hoorn C., van der Ven P., Soares E. 2009. Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: Evidence from the Foz do Amazonas Basin. *Geology*, **37** (2009):619-622. <https://doi.org/10.1130/G25567A.1>.

Góes A.M. 1981. *Estudo sedimentológico dos sedimentos Barreiras, Ipixuna e Itapecuru, no nordeste do Pará e noroeste do Maranhão*. MS Dissertation, Curso de Pós-Graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas Universidade Federal do Pará, Belém, 55p.

Góes A.M., Nogueira A.C.R., Nogueira A.A.E. 2018. Calcários Oligomiocenos da Formação Pirabas, In: Machado R., Góes A.M., Moraes M.C. de, Bartorelli A. (eds.). *Do Proterozóico ao Holoceno*. São Paulo, p. 361–379.

Góes A.M., Rossetti D. de F., Nogueira A.C.R., Toledo P.M. 1990. Modelo deposicional preliminar da Formação Pirabas no nordeste do Estado do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi* **2**: 3–15.

Gorini C., Haq B. U., dos Reis A. T., Silva C. G., Cruz A., Soares E., Grangeon D. (2014). Late Neogene sequence stratigraphic evolution of the Foz do Amazonas Basin, Brazil. *Terra Nova*, **26** (3): 179–185. <https://doi.org/10.1111/ter.12083>.

Götze J. 2012. Application of cathodoluminescence microscopy and spectroscopy in geosciences. *Microscopy and Microanalysis* **18**:1270–1284. <https://doi.org/10.1017/S1431927612001122>.

Hoorn C., Wesselingh F.P., Hovikoski J., Guerrero J. 2010. The Development of the Amazonian Mega-Wetland (Miocene; Brazil, Colombia, Peru, Bolivia). In: Hoorn C. & Wesselingh F.P. (ed.). *Amazonia, landscape and species evolution: a look into the past*, p. 464. <https://doi.org/10.1002/9781444306408.ch8>.

Hubert J.F. 1962. A Zircon-Tourmaline-Rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of Sandstones. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, **32** (3):440-450. <https://doi.org/10.1306/74d70ce5-2b21-11d7-8648000102c1865d>.

Jakob A.A.E. & Young A.F. 2006. O uso de métodos de interpolação espacial de dados nas análises sociodemográficas. *In: 15º Encontro Nacional de Estudos Populacionais, Minas Gerais. Anais[...]*, p. 1-22.

James M.J., Santos Júnior A.E.A., Costa J.S. 2018. Aspectos estratigráficos e análise de minerais pesados das Formações Ipixuna, Barreiras e Pós-Barreiras, entre as cidades de Jacundá e Goianésia do Pará, Sub-Bacia de Mocajuba, sudeste do estado do Pará. *Geociências*, **37** (4):759–773. <https://doi.org/10.5016/geociencias.v37i4.12433>.

Klein E.L., Lopes E.C.S., Rodrigues J.B., Souza-Gaia S.M., Cordani U.G. 2020. Rhyacian and Neoproterozoic magmatic associations of the Gurupi Belt, Brazil: Implications for the tectonic evolution, and regional correlations. *Geoscience Frontiers* **11** (6): 2243-2269. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.02.016>.

Klein E.L. & Moura C.A.V. 2001. Age constraints on granitoids and metavolcanic rocks of the São Luís Craton and Gurupi Belt, northern Brazil: implications for lithostratigraphy and geological evolution. *Intern. Geol. Review*, **43**: 237–253.

Klein E.L., Palheta E.M.S., Pinheiro B.L.S., Moura C.A.V., Abreu F.A.M. 2005. Sistematização da litoestratigrafia do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi. *Revista Brasileira de Geociências*, **35** (3):415-418. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2005353415418>

Lourens L. Hilgen F. Shackleton N.J. Laskar J. Wilson D. 2005. The Neogene Period. *In: Lourens L., Hilgen F., Shackleton N.J., Laskar J., Wilson D. (ed.). A Geologic time scale 2004. Cambridge University Press, p. 409–440.* <https://doi.org/10.1017/CBO9780511536045.022>.

Magesh N.S. & Chandrasekar N. Kaliraj S. 2015. Mapping of heavy mineral placers through marine GIS expert system: a case study in Kalaignanapuram coastal stretch, southeast coast of Tamil Nadu, India. *Arabian Journal of Geosciences*, **8**: 195-206 <https://doi.org/10.1007/s12517-013-1193-x>

Mange M.A. & Maurer H.F.W. 1992. *Heavy minerals in colour*. <https://doi.org/10.1007/978-94-011-2308-2>.

Mclane M. (ed.). 1995. *Sedimentology*. New York, Oxford University Press. 423 p.

Miall A.D. (ed.). 2006. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Toronto, Canada.

Miall A.D. Tyler N. 1991. Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks, and their relationship to sedimentation rate. *In: Miall A.D. & Tyler N (ed.). The Three-Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments and Its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery.* <https://doi.org/10.2110/csp.91.03.0006>.

Moizinho G.R. 2021. *Assinatura isotópica da Formação Barreiras na Borda Leste da Bacia do Marajó e Plataforma Bragantina*: fontes e implicações para a paleogeografia da Amazônia Oriental no Mioceno. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade de Brasília, Brasília,DF, 153p.

Morton A., Hallsworth C., Chalton B. 2004. Garnet compositions in Scottish and Norwegian basement terrains: a framework for interpretation of North Sea sandstone provenance. *Marine and Petroleum Geology*, **21** (3):393-410. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.01.001>.

Nascimento M.S. & Góes A.M. 2005. Distribuição estratigráfica e proveniência de minerais pesados das Formações Ipixuna e Barreiras, região do Rio Capim, sul da Sub-Bacia de Cametá. *Revista Brasileira de Geociências*, **35** (1):49-58. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.20053514958>.

Nichols G. (ed.). 2009. *Sedimentology and stratigraphy*. London, Wiley, 432 p.

Nogueira A.C.R. 2008. Guinada para o Atlântico. In: Furtado R. (ed.). *Scientific American Brasil. Coleção Amazônia Origens*, **1**, 22-27.

Nogueira A.C.R., Amorim K.B., Góes A.M., Truckenbrodt W., Petri S., Nogueira A.A.E., Bandeira J., Soares J.L., Baía L.B., Imbiriba Júnior M., Bezerra I.S., Ribas C.C., Cracraft J. 2021. Upper Oligocene-Miocene deposits of Eastern Amazonia: Implications for the collapse of Neogene carbonate platforms along the coast of northern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **563**. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.110178>.

Palheta E.S.M. 2001. *Evolução geológica da região nordeste do Estado do Pará com base em estudos estruturais e isotópicos de granitóides*. MS Dissertation, Curso de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém, 144 p.

Petri S. 1954. Foraminíferos Fósseis da Bacia do Marajó. *Boletim da Faculdade de Filosofia Ciências e Letras, Universidade de São Paulo. Geologia*, (11):4-144. <https://doi.org/10.11606/issn.2526-3862.bffcluspgeologia.1954.128537>.

Postma G. & Roep T.B. 1985. Resedimented conglomerates in the bottomsets of Gilberttype gravel deltas. *Sediment. Petrol*, **55** (6):874-885. <https://doi.org/10.1306/212F882D-2B24-11D7-8648000102C1865D>.

Remus M.V.D., Souza R.S., Cupertino J.A., De Ros L.F., Dani N., Vignol-Lelarge M.L. 2008. Proveniência sedimentar: métodos e técnicas analíticas aplicadas. *Revista Brasileira de Geociências* **38** (2):166-185. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2008382s166185>.

Retallack G.J. 1997. Neogene expansion of the North American prairie. *Palaios*, **12** (4): 380-390. <https://doi.org/10.2307/3515337>.

Rossetti D.F. 2004. Paleosurfaces from northeastern Amazonia as a key for reconstructing paleolandscapes and understanding weathering products. *Sedimentary Geology*, **169** (2004):151-174. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.05.003>.

- Rossetti D.F. 2001. Late Cenozoic sedimentary evolution in northeastern Pará, Brazil, within the context of sea level changes. *Journal of South American Earth Sciences*, **14** (1):77-89. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(01\)00008-6](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(01)00008-6).
- Rossetti D.F., Bezerra F.H.R., Dominguez J.M.L. 2013. Late oligocene-miocene transgressions along the equatorial and eastern margins of Brazil. *Earth-Science Reviews*, **123** (2013):87-112. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.04.005>.
- Rossetti D.F. & Góes A.M. 2004. Geologia. In: Rossetti D.F. & Góes A.M. (eds.). *O Neógeno da Amazônia Oriental*. Belém, MPEG, p. 13-52.
- Rossetti D.F., Truckenbrodt W., Góes A.M. 1989. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras na região Bragantina, Nordeste do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*. Série Ciências da Terra. **1**: 25–74.
- Rossetti D.F., Góes A.M., Truckenbrodt W. 1990. A influência marinha nos sedimentos Barreiras. *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi*, **2**: 17–29.
- Santiago F. & Ricardi-Branco F. 2018. Interpretações paleoclimáticas a partir da tafoflora de Caieira, Formação Pirabas, oligoceno/mioceno da Amazônia oriental, Pará, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **21** (3):265–271. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.4072/rbp.2018.3.07>.
- Savage K.M., de Cesero P., Potter P.E. 1988. Mineralogic maturity of modern sand along a high-energy tropical coast: Baixada de Jacarepaguá, Rio de Janeiro, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* **1** (4):317–328. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(88\)90020-X](https://doi.org/10.1016/0895-9811(88)90020-X).
- Schaller H.E., Vasconcelos D.N., Castro C.C. 1971. Estratigrafia preliminar da bacia sedimentar da Foz do Amazonas. In: SBG, 25º Congresso Brasileiro de Geologia, v.3, p. 189–202.
- Searl A. 1993.(ed.). *Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. Oxford, London, Edinburgh, Boston, Melbourne, Paris, Berlin, Vienna, 260 p. <https://doi.org/10.1017/s0016756800020197>.
- Serviço Geológico do Brasil (CPRM). 2020. Dados, informações e produtos do Serviço Geológico do Brasil. Disponível em: <https://geosgb.cprm.gov.br/geosgb/downloads.html>. Acesso em: 06 nov. 2020.
- Shephard G.E., Müller R.D., Liu L., Gurnis M. 2010. Miocene drainage reversal of the Amazon River driven by plate-mantle interaction. *Nature Geoscience*, **3**: 870-875. <https://doi.org/10.1038/ngeo1017>.
- Silva C.B. 2016. *Palinologia da Formação Pirabas, nos municípios de Primavera e Salinópolis, nordeste do estado do Pará, Brasil*. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém, 54p.
- Soares Júnior A.V., Costa J.B.S., Hasui Y. 2008. Evolução da margem atlântica equatorial do Brasil: Três fases distensivas. *Geociências*, **27** (4):669–692.

Soares Júnior A.V., Hasui Y., Costa J.B.S., Machado F.B. 2011. Evolução do rifteamento e paleogeografia da margem Atlântica Equatorial do Brasil: Triássico ao Holoceno. *Geociências*, **30** (4):669-692.

Sobral-Souza T. & Lima-Ribeiro M.S. 2017. De volta ao passado: Revisitando a história biogeográfica das florestas neotropicais úmidas. *Oecologia Australis*, **21** (2):93-107. <https://doi.org/10.4257/oeco.2017.2102.01>.

Tatumi S. H., Silva L. P. da, Pires E. L., Rossetti D. F., Góes A. M., Munita, C. S. 2008. Datação de Sedimentos Pós-Barreiras no Norte do Brasil: implicações paleogeográficas. *Revista Brasileira de Geociências*, **38** (3):514-524. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2008383514524>.

Truckenbrodt W., Nascimento M.S., Góes A.M. 2005. Distribuição de minerais pesados em arenitos de formações fanerozoicas no nordeste do Pará e noroeste do Maranhão. In: Góes A.M., Nascimento M.S., Truckenbrodt W. (ed.). *Contribuições à geologia da Amazônia*, 4, 180-189.

Tucker M.E. (ed). 1981. *Sedimentary petrology: an introduction*. Boston, Geoscience Texts, Oxford.

Walker R.G. & James N.P. (ed). 1992. *Facies models: response to sea level changes*. Geological Association of Canada.

Zalán P.V. & Matsuda N.S. 2007. Bacia do Marajó. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15** (2):311–319.

Zerfass H. & Zerfass G. de S. dos A. 2016. A sedimentação em uma abordagem sistêmica. *Terrae Didactica*, **12** (2):126-149. <https://doi.org/10.20396/td.v12i2.8646322>.