



UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
"JULIO DE MESQUITA FILHO"
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS



ANDRÉ RENAN COSTA SILVA

A large, abstract graphic in the background of the cover page. It consists of several overlapping, semi-transparent blue and cyan triangles and polygons of various sizes, creating a complex, crystalline or geometric pattern. The colors transition from a light cyan at the top to a deeper blue at the bottom.

**ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA. SEDIMENTAR E PALEOMAGNÉTICA
DO GRUPO IGUATU, CEARÁ, BRASIL.**

Rio Claro – SP
2018

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

ANDRÉ RENAN COSTA SILVA

**ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA, SEDIMENTAR E PALEOMAGNÉTICA DO
GRUPO IGUATU, CEARÁ, BRASIL**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. Giancarlo Scardia

Rio Claro - SP
2018

S586a Silva, André Renan Costa
Análise estratigráfica, sedimentar e
paleomagnética do Grupo Iguatu, Ceará Brasil /
André Renan Costa Silva. -- Rio Claro, 2018
168 f. : il., tabs., fotos, mapas

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual
Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências
Exatas, Rio Claro
Orientador: Giancarlo Scardia

1. Estratigrafia. 2. Paleomagnetismo. 3. Iguatu. 4.
Transnordestina. 5. Brasil. I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp.
Biblioteca do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro.
Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

ANDRÉ RENAN COSTA SILVA

**ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA, SEDIMENTAR E PALEOMAGNÉTICA DO
GRUPO IGUATU, CEARÁ, BRASIL**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Giancarlo Scardia (Orientador- UNESP)

Prof. Dr. Mario Luis Assine (UNESP)

Prof. Dr. Daniel Bezerra das Chagas (UFG)

Conceito: APROVADO

Rio Claro/SP, 5 de outubro de 2018.

A minha incrível mãe Celeste.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos aqueles que me ajudaram não só ao longo destes dois anos em São Paulo, mas nos nove anos de Geologia que, direta ou indiretamente, resultaram nesta dissertação de mestrado.

Agradeço primeiramente a grande oportunidade e confiança dada pelo Prof. Dr. Giancarlo Scardia na minha orientação, além da paciência ao aceitar minhas opiniões e independência. Ao Prof. Dr. Mario Luis Assine, pela honra em trabalhar ao seu lado e por toda ajuda fornecida a pesquisa através do projeto PETROBRAS/UNESP. Às instituições e corpo docente que financiaram e incentivaram a realização do projeto, Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP-2016/16537-1), Departamento de Pós-graduação em Geociências e Meio Ambiente da Universidade Estadual Paulista (PPGMA/UNESP) e ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG/USP).

Aos meus avós, Margarida e Brasilino, peças fundamentais e eternas não apenas em minha educação, mas como em meu caráter. Aos meus pais, Celeste e Rogério, que mesmo distantes (fisicamente) sempre apoiam minhas escolhas e cumprem brilhantemente o papel de bons pais. Aos meus irmãos, Anderson e Mariana, ao compartilhar suas vidas ao meu lado.

Aos amigos espalhados por todo o Brasil, primeira e especialmente à (*my dear friend*) Rachel, junto a Suely e José Quirino pela ajuda incondicional e por abrirem a porta de sua família para mim. Aos amigos paulistas Victor, Vanessa, Thamiris, Laila, Gaby e Amanda que foram fundamentais nesses últimos dois anos e terão sempre um lugar reservado no meu coração. À Lorena, amiga eterna que a Inglaterra me deu. À Melina, Viktor e Raíra, por serem pessoas que sempre que reunidas continuam sendo os mesmos amigos de sempre. Aos amigos do LEQ, em especial Milena e Patrícia, que ajudaram a pesquisa e partilharam risadas, cafés e sofrimentos.

A todos aqueles que torcem pelo meu sucesso, saúde e felicidade, espero que eu seja capaz de retribuí-los ao oferecer um abraço amigo e um sorriso sincero.

“How terribly sad it was that people are made in such a way that they get used to something as extraordinary as living.”

Jostein Gaarder, O Dia do Curinga

RESUMO

O Nordeste Brasileiro apresenta extensa história geológica relacionada a tectonismo divergente e estabelecimento de sequências tipo, responsáveis pela separação dos continentes Sul-americano e Africano durante o Cretáceo. Tais eventos levaram à formação de um conjunto de bacias sedimentares denominadas Bacias Interiores do Nordeste, dentre as quais, o Grupo Iguatu. As bacias abrangem uma área sedimentar rasa de aproximadamente 1135 km², parcialmente recoberta pelos açudes Orós e Lima Campos e fortemente controladas pela Faixa Cariri-Potiguar e suas zonas de cisalhamento proterozoicas NE-SW. É composto pelas Bacias Iguatu, Malhada Vermelha, Lima Campos e Icó, preenchidas por depósitos fluviais e por sedimentos finos a muito finos de planícies de inundação, além de depósitos de canais distais e de barras cascalhosas distribuídos isoladamente. Indícios de uma interação fluvio-eólica entre períodos chuvosos formadores de elementos arquiteturais fluviais e períodos secos no qual predominam processos de transporte eólico também podem ser observados nos estágios deposicionais finais da evolução das bacias. A Bacia Iguatu, devido ao seu cenário geomorfológico mais favorável, funciona como um bom guia estratigráfico para a aplicação dos estudos. A partir do mapeamento geológico, análise petrográfica, análise de fácies e interpretação de elementos estruturais foram determinadas quatro unidades litoestratigráficas para o Grupo Iguatu: Formação Icó, Malhada Vermelha, Lima Campos e Orós. O método de desmagnetização termal caracterizou as propriedades do campo magnético remanescente em siltitos e argilitos das Formações Malhada Vermelha e Orós. Por meio de colunas magnetoestratigráficas estimou-se uma idade Berriasiana (142,2 a 145,2 Ma) para a Formação Icó, representativa dos estágios finais de preenchimento da Bacia Iguatu.

Palavras-Chave: Estratigrafia. Paleomagnetismo. Iguatu. Transnordestina. Brasil.

ABSTRACT

The northeast of Brazil presents an extensive geological history related to divergent tectonism and establishment of guide sequences through the separation of the South American and African continents during the Cretaceous. These events led to the formation of a set of sedimentary basins called the Interior Basins of Northeast Brazil, among which the group of sedimentary basins of Iguatu or Iguatu Group. The basins are comprised of a shallow sedimentary area with approximately 1135 km², partially covered by the Orós and Lima Campos water reservoirs and strongly controlled by the Cariri-Potiguar trend and NE-SW proterozoic shear zones. It is composed of the sub-basins of Iguatu, Malhada Vermelha, Lima Campos and Icó, filled by fluvial deposits and by fine to very fine sediments typical of floodplains, as well as distal channels and gravel bars distributed randomly. Evidence of a fluvial-aeolian interaction between rainy seasons forming architectural elements of fluvial systems and dry periods with dominance of aeolian processes can also be observed in the final stages of deposition. The sub-basin of Iguatu, due to its favorable geomorphological scenario, works as a good stratigraphic guide for the application of the studies. Geological mapping, petrographic analysis, facies association and interpretation of structural elements, established four lithostratigraphic units for the Iguatu Group: the Icó, Malhada Vermelha, Lima Campos and Orós Formations. Thermal demagnetization defined properties of the remanent magnetic field present in siltstones and mudstones of Malhada Vermelha and Orós Formations. Magnetostratigraphic columns estimate a Berriasian age (142.2 to 145.2 Ma) for the Icó Formation, representative of the final stages for the Iguatu Basin.

Key words: Stratigraphy. Paleomagnetism. Iguatu. Transnordestina. Brazil.

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO	11
1. CONSIDERAÇÕES INICIAIS	12
1.1. Objetivos	12
1.2. Justificativa	12
1.3. Localização e acesso.....	13
2. MATERIAIS E MÉTODOS.....	14
2.1. Levantamento bibliográfico	14
2.2. Atividades de campo.....	14
2.3. Mapeamento geológico.....	14
2.4. Análise estrutural	15
2.4.1. Modelo digital de elevação	15
2.4.2. Interpretação de fotos aéreas	15
2.4.3. Mapas de lineamentos.....	16
2.5. Análise petrográfica	17
2.6. Análise Sedimentar	18
2.6.1. Análise de elementos arquiteturais.....	19
2.6.2. Levantamento de seções estratigráficas.....	20
2.7. Análise Paleomagnética.....	22
3. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	27
3.1. Bacias Interiores do Nordeste.....	27
3.2. Caracterização fisiográfica.....	27
3.2.1. Clima.....	27
3.2.2. Relevo.....	29
3.3. Bacias sedimentares do Grupo Iguatu.....	30
3.3.1. Estado da Arte	31
3.3.2. Contexto tectônico	33

3.3.3. Províncias Fossilíferas.....	34
3.3.4. Geologia e Estratigrafia	36
3.3.4.1. Embasamento (Sistema Orós-Jaguaribe).....	36
3.3.4.2. Formação Icó (IC).....	38
3.3.4.3. Formação Malhada Vermelha (MV).....	39
3.3.4.4. Formação Lima Campos (LC).....	40
3.3.4.6. Formação Moura (MO).....	41
3.3.4.7. Depósitos Quaternários (Q)	41
3.3.5. Evolução Sedimentar.....	42
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES	45
4.1. Análise Morfoestrutural	45
4.1.1. Modelo Digital de Elevação	45
4.1.2. Análise de elementos texturais	48
4.1.3. Análise de Lineamentos.....	50
4.1.4. Estruturas reconhecidas	51
4.1.5. Interpretações	58
4.2. Análise petrográfica	61
4.2.1. Classificação modal.....	67
4.2.2. Interpretação.....	68
4.3. Análise Sedimentar.....	71
4.3.1. Grupo Faciológico I (GF-I): Conglomerados e arenitos próximos a borda das bacias, amalgamados com silte e argila.....	71
4.3.1.1. Interpretações	75
4.3.2. Grupo Faciológico II (GF-II): Sedimentos clásticos finos de borda de bacia...76	
4.3.2.1. Seções estratigráficas levantadas	76
4.3.2.2. Interpretações	84
4.3.3. Grupo Faciológico III (GF-III): Arenitos e conglomerados de sistemas deposicionais fluviais.....	84

4.3.3.1. Seções estratigráficas levantadas	88
4.3.3.2. Interpretações	91
4.3.4. Grupo Faciológico IV (GF-IV): Arenitos finos de sistemas deposicionais tipicamente eólicos.....	91
4.3.4.1. Seções estratigráficas levantadas	93
4.3.4.2. Interpretações	97
4.3.5. Grupo Faciológico V (GF-V): Sedimentos finos de centro de bacia, com intercalação de arenitos finos a médios.	97
4.3.5.1. Seções estratigráficas levantadas	101
4.3.5.2. Interpretações	103
4.3.6. Grupo Faciológico VI (GF-VI): Formação Moura e depósitos quaternários. .	103
4.3.6.1. Interpretações	104
4.4. Classificação Estratigráfica	104
4.5. Análise de Paleocorrentes	106
5. Evolução Sedimentar	108
6. Análise Paleomagnética	111
6.1.1. Propriedades magnéticas	111
6.1.2. Análise da componente magnética principal (PCA).....	113
6.1.3. Magnetoestatigrafia	121
7. CONCLUSÃO.....	128
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	129
APÊNDICE I.....	138
APÊNDICE II.....	139
APÊNDICE III.....	140
APÊNDICE IV.....	141
APÊNDICE V.....	167
APÊNDICE VI.....	168

INTRODUÇÃO

As formações que compõem o Grupo Iguatu podem ser resumidas em estratos sedimentares eocretácicos, com evolução dividida entre dois momentos de forte atividade tectônica ao longo de zonas de fraqueza crustal. Tem gênese diretamente relacionada às etapas de rifteamento que separaram o supercontinente Gondwana (BEDREGAL, 1991; PONTE FILHO, 1994). A divisão dos sedimentos se dá em quatro bacias, sendo uma homônima, e as demais denominadas por Malhada Vermelha, Lima Campos e Icó, com evolução associada a faixa orogênica Orós-Jaguaribe. A estratigrafia do pacote sedimentar é complexa devido ao cenário geológico e estrutural da região, com alternâncias de litotipos sedimentares como arenitos, conglomerados, siltitos e argilitos de diferentes sistemas deposicionais, dentre eles leques aluviais e fluviais, ambiente de planícies de inundação, interdunas, *playa lakes* e lagos rasos.

Foram inicialmente descritas a partir do reconhecimento de pequenas áreas sedimentares adjacentes a Bacia do Araripe, como conglomerados correlatos a Formação Brejo Santo (SMALL, 1913; MORAES, 1924). Posteriormente, o reconhecimento da ostracofauna da biozona NRT-001 na Bacia do Araripe, forneceu uma idade jurássica para a formação, típica do Andar Dom João (DA ROSA E GARCIA, 2000). Contudo, com o desenvolver da bioestratigrafia, a grande similaridade tectonossedimentar do Grupo Iguatu com o Grupo Rio do Peixe, geram correlações estratigráficas e uma caracterização derivada do Andar Rio da Serra.

A cronologia de eventos formadores das Bacias Interiores do Nordeste é de crucial importância para a evolução do Grupo Iguatu, uma vez que a assembleia fóssilífera existente não permite uma datação relativa precisa como na Bacia do Araripe. A descrição de ostracofaunas das biozonas NRT-002 a 008, juntamente com a datação de rochas vulcânicas em pacotes sedimentares adjacentes (PRIEM et al., 1978) são questionadas pela simples correlação litológica muitas vezes falha dos diferentes corpos sedimentares (CRUZ, 1962; ARAI, 2006b). Nesse sentido, a revisão estratigráfica juntamente com a aplicação de métodos de datação, antes nunca usados para a área, são de grande importância para o estudo da origem e a evolução do Grupo Iguatu e demais Bacias Interiores do Nordeste.

1. CONSIDERAÇÕES INICIAIS

1.1. Objetivos

O trabalho tem como foco principal a análise estratigráfica do Grupo Iguatu e o entendimento acerca de sua evolução sedimentar e estrutural. Dessa forma, buscou-se exposições do arcabouço tectonoestratigráfico nos sedimentos na região, com prioridade para localidades representativas dos objetivos especificados a seguir.

- Caracterização do seu conteúdo faciológico;
- Revisão do arcabouço estratigráfico, visando a compreensão entre relações tectônicas e sedimentares;
- Análise paleomagnética para datação da sucessão sedimentar.

O trabalho contou com o apoio da cooperação PETROBRAS/UNESP no projeto intitulado “Relações entre Tectônica e Sedimentação em Bacias Sedimentares do Interior do Nordeste do Brasil”, sob coordenação do Prof. Dr. Mario Luis Assine, realizado nas bacias do Araripe, Rio do Peixe, Iguatu e Tucano/Jatobá.

1.2. Justificativa

A pesquisa ressaltou o estudo estratigráfico, estrutural e geocronológico das Grupo Iguatu. Buscou-se um melhor entendimento da evolução sedimentar e da arquitetura de falhamentos em escala regional e, conseqüentemente, das interações entre eventos tectônicos e sedimentares locais. A pesquisa também buscou oferecer suporte a dados bioestratigráficos pré-existentes tais como Ghignone (1972), Mabesoone & Campanha (1974), Priem et al. (1978), Arai (2006), Fortier (2008) e Figueiredo (2009).

A partir do mapeamento estratigráfico do Grupo Iguatu, encontrou-se áreas com bom potencial geológico e estrutural, priorizadas e demarcadas para estudo em maior detalhe. Afloramentos com exposições simultâneas do arcabouço estratigráfico e estrutural auxiliaram na caracterização faciológica de cada bacia (Iguatu, Malhada Vermelha, Lima Campos e Icó), além de fornecer dados de influência tectônica nos sedimentos que as preenchem. A Bacia Iguatu apresentou o maior potencial geológico e tectônico para a realização dos estudos estratigráficos, sedimentares e petrográficos, portanto, priorizada em relação as demais. A Bacia Icó não apresentou potencial para os objetivos propostos e, portanto, não foi priorizada dentro dos resultados obtidos.

1.3. Localização e acesso

A área de ocorrência sedimentar abrange os municípios de Iguatu, Icó, Quixelô e Orós, na mesorregião Cariri-Centro Sul do Ceará. As principais vias de acesso partem de Fortaleza (Rodovia BR-116), ou de Juazeiro do Norte (Rodovia Padre Cícero e CE-156), além de estradas locais que levam a municípios e vilarejos da região. As principais exposições do pacote sedimentar encontram-se nas porções meridional e nordeste da Bacia Iguatu, próximas dos seus limites com o embasamento.

Durante o desenvolvimento da pesquisa, algumas localidades de melhor exposição se destacaram na região, representativas de seções estratigráficas e com afloramentos essenciais ao desenvolvimento da dissertação. As principais localidades puderam ser acessadas pelas principais rodovias (CE-060, BR-122 e BR-116) e estradas secundárias, próximos aos distritos de Barrocas, José de Alencar, Vila Antonico, trechos de obras da ferrovia Transnordestina, e nos arredores dos centros urbanos de Iguatu, Lima Campos e Quixelô (Apêndice I).

2. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1. Levantamento bibliográfico

O levantamento bibliográfico foi realizado extensivamente, focando em técnicas de análise e correlações em interpretações relativas que permitam informações esclarecedoras acerca da estratigrafia, da tectônica sin-sedimentar dentro do modelo evolutivo da bacia, além de seus sistemas e ambientes deposicionais. Paralelamente, foram levantados textos versando sobre as diferentes divisões cronoestratigráficas e a correlação de idades entre litofácies estabelecidas para o Grupo Iguatu, assim como a presença de matéria orgânica no local buscando ocorrências análogas nas demais Bacias Interiores do Nordeste.

Esta etapa se utilizou do acervo bibliográfico e banco de dados da Universidade Estadual Paulista (UNESP) durante todo o período corrente à realização do trabalho. Notícias e novas informações acerca do município de Iguatu foram acompanhadas de perto, assim como contato com demais pesquisadores e estudantes desenvolvendo pesquisas na região.

2.2. Atividades de campo

Foram realizadas cinco campanhas de campo durante a vigência deste trabalho, totalizando 62 dias de atividades de campo, levando ao reconhecimento de 143 afloramentos principais, representativos da área da Bacia Iguatu e demais bacias (Apêndice I). Dentre as atividades, foram levantadas 4 seções estratigráficas principais, com 193 amostras coletadas para datação paleomagnética, além de outras 10 seções distribuídas ao longo das melhores exposições.

Também foram coletadas 13 amostras de arenitos e margas calcíticas destinadas a confecção de lâminas delgadas para análise microtectônica e petrográfica. As atividades foram integradas por três excursões exclusivas a Bacia Iguatu e duas excursões em parceria com o projeto PETROBRAS/UNESP, que incluiu o Grupo Rio do Peixe. Em adição aos trabalhos referente a este projeto, foram realizadas observações adicionais da sucessão sedimentar preservada no Grupo Rio do Peixe, além da coleta de 34 amostras para datação paleomagnética.

2.3. Mapeamento geológico

O mapeamento geológico foi realizado a partir da descrição de afloramentos de rochas clásticas (conglomerados, brechas, arenitos) localizados próximo a regiões de

falhamentos, e das ocorrências de arenitos, siltitos, folhelhos, argilitos e margas calcíticas, representantes da sedimentação nas regiões mais afastadas das zonas de falhamento. Foram escolhidos afloramentos representativos cuja alternância e recorrência de litofácies e falhamentos complementaram o levantamento bibliográfico e mapas geológicos atualizados. Áreas na porção meridional da Bacia Iguatu, com superior potencial de detalhamento, desfrutaram de maior foco por melhor se adequarem aos objetivos propostos (Apêndice I)

A bussola do tipo *Brunton* foi utilizada para determinar a orientação espacial das camadas, e de superfícies de descontinuidade (fraturas, falhas e etc.), além da direção de paleocorrentes presentes nos afloramentos observados. Todos os dados e observações foram registrados em caderneta e no software *Garafa GIS Pro* (adaptado ao sistema IOS) que permitiu a rápida aquisição e armazenamento dos dados em formato digital, exportados facilmente para outros softwares específicos de análise espacial, estrutural e de paleocorrentes.

2.4. Análise estrutural

A análise estrutural do Grupo Iguatu mostrou-se de grande importância devido a união de dados básicos fornecidos por cartas e mapas em pequena escala, aplicadas no contexto evolutivo do Grupo Iguatu.

2.4.1. Modelo digital de elevação

O modelo de elevação regional foi desenvolvido a partir das imagens de satélite do banco de dados *Earth Explorer* do Serviço Geológico Americano (USGS). Por meio do tratamento destas imagens no software *ArcMap 10.2.2* a região de Iguatu e suas adjacências puderam ser subdivididas em classes, possibilitando a delimitação do Grupo Iguatu e a distribuição dos sedimentos e drenagens na região.

2.4.2. Interpretação de fotos aéreas

Com base em imagens de satélite Landsat 8TM (banda 8 multiespectral e banda 4), em escala 1:250.000, com resolução 1arcsec de 30 metros/pixel foram identificados e delimitados sistemas de relevo existentes na região, classificados em domínios morfoestruturais. Tais unidades foram delimitadas a partir do método de Fotogeologia Aplicada a estudos Geológicos e Geotécnicos proposto por Zaine (2011) (Figura 1). Ponçano et al. (1979) e IPT (1981) complementam a fotoanálise utilizada


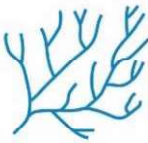





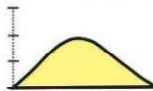
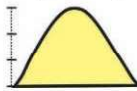
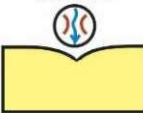


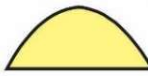
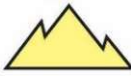
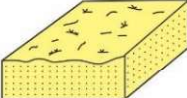



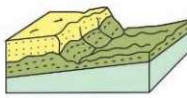
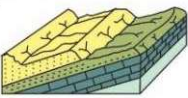
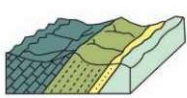





a partir da separação de conjuntos de formas de relevo com textura e padrão semelhantes. O primeiro critério de individualização de sistemas de relevo consiste no agrupamento em relevos de agradação, onde predominam os processos deposicionais, e em relevos de degradação, onde predominam os processos erosivos (denudacionais). Dentre os relevos de agradação, ainda foram diferenciadas formas de acumulação entre áreas continentais e litorâneas, de acordo com a metodologia utilizada para a delimitação de unidades morfoestruturais. A região de estudo se caracteriza tipicamente continental, composta por um sistema fluvial em meio a grandes lineamentos estruturais. Logo, a determinação das características de cada unidade contou com a análise da densidade textural das imagens, das formas e características de relevo da região, da interpretação de estruturas geológicas e de dados complementares que puderam ser extraídos das imagens.

2.4.3. Mapas de lineamentos

A observação de traços de fraturas e alinhamentos de relevo permitem um melhor entendimento dos mecanismos tectônicos regionais, de grande interesse para a evolução da Bacia Iguatu e suas unidades (MATOS, 1987). Com o auxílio do software *Spring 5.5.1*, *Global Mapper* e a ferramenta *Shaded Relief* foi possível a confecção de imagens de relevo sombreado, com iluminantes variáveis e angulação fixa de 60° para uma melhor visualização de estruturas. Foram gerados 8 mapas iniciais com iluminantes em 0°, 45°, 90°, 135°, 180°, 225°, 270°, 315°. Os iluminantes NW e SE se mostraram com maior potencial para marcação de lineamentos da Faixa Orós Jaguaribe no sudeste da área. Iluminantes posicionados no *trend* N-S foram úteis na marcação de lineamentos menores e internos a bacia, sendo possível o reconhecimento de exposições de porte decamétricos.

A análise de lineamentos também foi realizada em imagem de satélite Landsat 8™ Multispectral como melhor alternativa à banda pancromática das versões anteriores. A extensão e orientação dos lineamentos regionais a partir de diagramas de roseta estabelece uma maior representatividade a realidade estrutural, além de evidenciar a influência das zonas de intenso fraturamento nos sedimentos das bacias. A confecção do mapa de densidade de lineamentos e área de influência para zonas de maior intensidade, contribuiu para a interpretação do registro sedimentar das bacias e representou grande auxílio para a confecção de colunas estratigráficas precisas para O Grupo Iguatu e adjacências.

Figura 1— Método de fotogeologia aplicada: critérios de avaliação de elementos texturais.

Densidade dos elementos do relevo (dissecação e rugosidade do terreno)	Baixa (mais lisa) 	Média 	Alta (mais rugosa) 	
Densidade dos elementos de drenagem	Baixa (0 a 5/10 km ²) 	Média (5 a 30/10 km ²) 	Alta (> 30/10 km ²) 	
Amplitude local (variações de cotas na unidade)	Pequena (0 a 100 m) 	Média (100 a 300 m) 	Grande (>300m) 	
Formas do vale (*representação em planta)	Aberto 	—	Fechado 	
Forma do topo	Aplainados 	Arredondados 	Angulosos 	
Tropia	Não orientada 	Pouco orientada 	Orientada 	Muito orientada 
Assimetria de relevo e drenagem (geometria das camadas)	Muito assimétrico 	Assimétrico 	Pouco assimétrico 	Simétrico 
Sinuosidade de drenagens	Curvos/dendríticos 	Mistos 	Retilíneos não paralelos/espaçados 	Retilíneos paralelos/adensados 
Tons de cinza	Branco a cinza claro		Cinza médio	Cinza escuro a preto

Fonte: Zaine (2011).

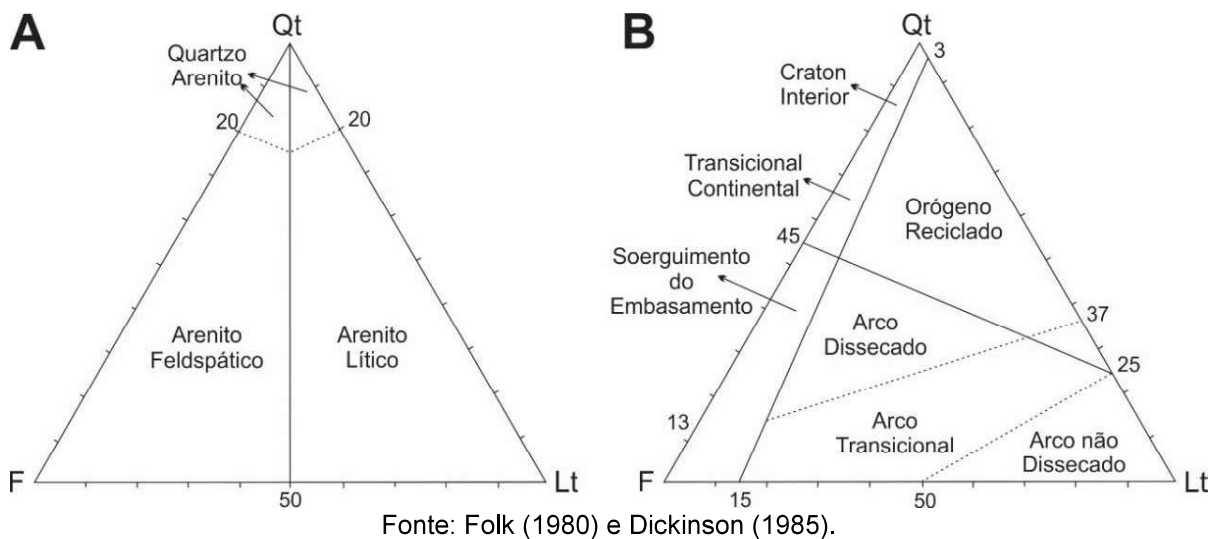
2.5. Análise petrográfica

Foram coletadas amostras de arenitos ao longo da Bacia Iguatu com o objetivo principal de correlação genética básica entre as diferentes localidades dispersas na região. Foram selecionados arenitos e margas calcíticas de diferentes aspectos macroscópicos para a confecção de lâminas delgadas. O material necessitou de

tratamento de impregnação, realizado pelo UNESPetro/UNESP, resultando em lâminas impregnadas por resina transparente e mudança mínima de volume. As condições de impregnação preservam o arranjo textural do arcabouço e propriedades ópticas dos constituintes (BREWER, 1976).

Esta etapa contou com descrição básica macro e microscópica das amostras coletadas, seguidos da contagem modal de grãos, objetivando a classificação e comparação dos aspectos mineralógicos (minerais ferromagnéticos) e ambientes tectônicos dentre as lâminas confeccionadas, quando aplicadas em variados diagramas de classificação petrográfica (Figura 2) (FOLK, 1980; DICKINSON, 1985).

Figura 2— Diagrama de classificação petrográfica: A) Classificação petrográfica de arenitos de Folk. B) Classificação de ambientes tectônicos de Dickinson. Ambas se baseiam na relação do conteúdo de quartzo, feldspáticos e fragmentos líticos de cada amostra.



2.6. Análise Sedimentar

A partir dos métodos descritos por Miall (2006) foram confeccionadas colunas estratigráficas com escala granulométrica simplificada em que, para identificação das fácies, adotou-se um código de duas a três letras, sendo a primeira (maiúscula) relacionada à litologia/granulação e a segunda e/ou terceira (minúsculas) à estrutura sedimentar associada, todas dentro de um padrão para sistemas fluviais (Quadro 1).

Ajustes a tal classificação puderam ser realizados para a região em questão, seguindo a mesma formatação. A análise dos afloramentos foi efetuada com auxílio de trena de mão e fotografias, além de medidas de paleocorrente, de atitude das camadas (S_0) e demais evidências estruturais que auxiliaram na melhor caracterização estratigráfica das seções levantadas (estratificações, falhas, etc.).

Quadro 1 – Modelo de fácies de Miall (2006): fácies sedimentares encontradas em sistemas deposicionais fluviais.

Código	Fácies	Estruturas sed.	Interpretação
Gmm	Cascalho maciço Matriz suportado	Gradação incipiente	Fluxo detrítico plástico (alta energia, viscoso)
Gmg	Cascalho Matriz suportado	Gradação inversa à normal	Fluxo detrítico pseudoplástico (baixa energia, viscoso)
Gci	Cascalho Clasto suportado	Gradação Inversa	Fluxo rico em clastos (alta energia) Fluxo detrítico pseudoplástico (baixa energia)
Gcm	Cascalho maciço Clasto suportado	-	Fluxo detrítico pseudoplástico
Gh	Cascalho com acamamento incipiente Clasto suportado	Acamamento horizontal Imbricação	Formas de leito longitudinais Depósitos residuais (<i>lag</i>) Depósitos de leques aluviais (<i>sieve deposits</i>)
Gt	Cascalho estratificado	Estratificação cruzada acanalada	Preenchimento de canais de menor porte.
Gp	Cascalho estratificado	Estratificação cruzada planar	Formas de leito transversais Crescimento deltaico a partir dos remanescentes de antigas barras.
St	Areia fina a muito grossa, possivelmente cascalhosa	Estratificações cruzada acanaladas singulares (<i>solitary</i>) ou agrupadas	Dunas com cristas sinuosas e lingóides (3D)
Sp	Areia fina a muito grossa, possivelmente cascalhosa	Estratificações cruzada planares singulares (<i>solitary</i>) ou agrupadas	Formas de leito transversais e lingóides (Dunas 2D)
Sr	Areia Muito fina a grossa	Laminações cruzadas de marcas onduladas	Marcas onduladas (regime de fluxo inferior)
Sh	Areia muito fina a grossa, possivelmente cascalhosa	Laminação horizontal Lineação de partição ou de corrente	Fluxo de leito plano (Fluxo superior ou crítico)
Sl	Areia Muito fina a grossa Possivelmente cascalhosa.	Estratificações cruzadas de baixo ângulo (<15°)	Preenchimento de depressões (<i>Scour fill</i>) Dunas atenuadas (<i>washed-out dunes</i>) Antidunas.
Ss	Areia fina a muito grossa, possivelmente cascalhosa.	Depressões amplas e suaves	Preenchimento de depressões (<i>Scour fill</i>)
Sm	Areia Fina à grossa	Maciço Laminação indistinta	Depósitos de fluxo sedimentares gravitacionais
Fl	Areia, silte e lama	Laminação fina Marcas onduladas de porte muito pequeno.	Depósitos de planície de inundaçã (<i>overbanking; waning flood deposits</i>) Depósitos de canais abandonados
Fsm	Silte e lama	Maciço	Depósitos de planície de inundaçã (<i>backswamp</i>) ou depósitos de canais abandonados
Fm	Lama e silte	Maciço Gretas de contração	Depósitos de planície de inundaçã (<i>overbank</i>), de canais abandonados ou de recobrimento (<i>drape deposits</i>)
Fr	Lama e silte	Maciço Raízes e bioturbação	Leito vegetado, solo incipiente
C	Carvão e lamas carbonáticas	Plantas Filmes de lama	Depósitos pantanosos vegetados
P	Paleossolo carbonático (calcita, siderita)	Características pedogenéticas: nódulos, filamentos.	Solo com precipitação química

Fonte: Adaptado de Miall (2006).

2.6.1. Análise de elementos arquiteturais

Padrões de sedimentação relativamente previsíveis foram associados a elementos arquiteturais geradores dos depósitos observados. Localidades nas quais

uma assembleia faciológica foi capaz de fornecer dados sobre a deposição dos sedimentos que as preenchem foram descritas a partir da metodologia de Miall (2006), em que se observou as seguintes características:

- A natureza das superfícies de contato, avaliando se o contato é erosional ou gradacional e se o mesmo é planar, irregular ou curvo (côncava ou convexa);
- A geometria externa dos depósitos entre formas de lençóis, lentes, cristas, cunhas, vazadas ou um preenchimento irregular;
- A escala do depósito, visando a espessura e extensão lateral paralela e perpendicular à direção de fluxo;
- A assembleia faciológica e seu padrão de sequência vertical;
- A geometria interna observando os contatos internos, a relação do acamamento com as superfícies próximas e seu comportamento (paralelo, truncado, sobreposto ou sotoposto);
- Orientação das paleocorrentes e o padrão regional das mesmas, tanto externamente como internamente.

A partir da aquisição dos dados, os depósitos encontrados puderam ser classificados em elementos arquiteturais representativos da deposição local e interpretados, principalmente, a partir do Quadro 2.

2.6.2. Levantamento de seções estratigráficas

A representação gráfica da sucessão de fácies de maneira vertical em afloramentos remonta o padrão sedimentar regional e de sistemas de tratos deposicionais. Na montagem de um perfil colunar o eixo vertical indica a espessura das camadas, em escala apropriada para a pesquisa, e o eixo horizontal indica a granulometria da rochas, desde argila a cascalho, proposta por Wentworth (1922).

Ao longo da coluna estratigráfica, dados fotográficos, de amostragem, paleontológicos, estruturais, de paleocorrentes e magnetoestratigráficos podem ser adicionados. Durante o levantamento das seções estratigráficas foram utilizados trena e bússola modelo *Brunton* dentro de um modelo descritivo pré-determinado, com intervalo de descrição variando de 10 centímetros (cm) a 1 metro (m).

Algumas exposições da Bacia Iguatu precisaram de tratamento de dados estruturais devido a uma diferença angular entre o mergulho tectônico das camadas e a abertura do terreno pelo qual a seção é exposta.

Quadro 2 – Modelo de ambientes deposicionais de Miall (2006): elementos arquiteturais determinados por fácies sedimentares de depósitos fluviais.

Elemento	Cód.	Assembl. Faciológica	Geometria e relações
Canais	CH	Qualquer combinação.	Delgadas, lentes ou lençóis; base erosional côncava; escala e formas altamente variáveis; superfícies erosionais internas côncavas de 3ª ordem são comuns.
Formas de leito e barras cascalhosas	GB	Gm, Gp, Gt.	Lentes e coberturas; normalmente tabular; comumente interdigitado com depósitos SB.
Formas de leito arenosas	SB	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss.	Lentes, lençóis, coberturas, cunhas, ocorrem preenchendo canais e barras menores.
Acreção fluvial frontal (macroformas)	DA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss.	Lentes depositadas em acamamentos planos ou de base acanalada, com superfícies erosionais internas convexas de 3ª ordem e superfícies limítrofes de 4ª ordem no topo.
Acreção fluvial lateral (macroformas)	LA	St, Sp, Sh, Sl, Se, Ss, menos Gm, Gt, Gp.	Cunhas, lençóis e lobos; caracterizadas por superfícies de acreção lateral internas de 3ª ordem.
<i>Scour Hollows</i>	HO	Gh, Gt, St, Sl.	Cavidade elíptica e côncava preenchida de forma assimétrica.
Fluxos de gravidade	SG	Gmm, Gmg, Gci, Gcm.	Lobos, lençóis, tipicamente interdigitados com depósitos GB.
Lençóis de areia laminados	LS	Sh, Sl, menos Sp, Sr.	Lençóis e coberturas.
Espraiamentos de crevasse	CS		Espraiamentos de crevasse
Finos de planície de inundação	FF	Fm, Fl.	Coberturas desde finas a grossas (espessura); comumente interdigitadas com depósitos SB; podem preencher canais abandonados.

Fonte: Adaptado de Miall (2006).

Dessa forma calculou-se a espessura estratigráfica (E_e) das seções por meio do ângulo entre a direção de mergulho verdadeiro das camadas e a direção da seção horizontal (β), do ângulo de mergulho verdadeiro (a_v), do ângulo de mergulho aparente (a_p) e da extensão horizontal que as seções percorrem (C). Calculou-se então as espessuras estratigráficas por meio das seguintes fórmulas:

$$a_p = a_v \cdot \cos \beta$$

$$E_e = \sin a_p \cdot C$$

As seções foram realizadas ao longo dos caminhamentos mais representativos de cada região (Figura 4). Buscou-se o levantamento ao longo do basculamento local das camadas. Em localidades afetadas por sistemas de falhamentos transcorrentes os perfis se iniciam logo acima de terraços fluviais cenozoicos e se desenvolvem perpendicularmente às falhas, no sentido de uma melhor representação dos sistemas deposicionais.

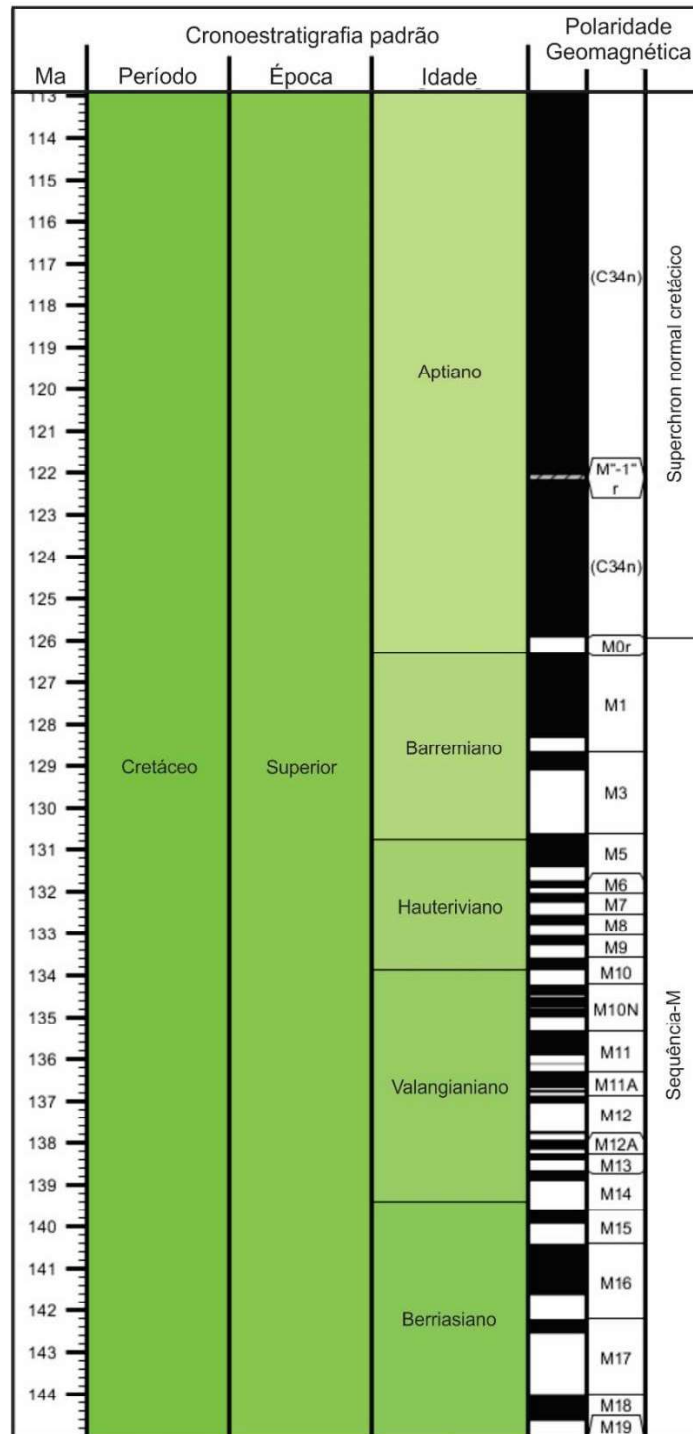
2.7. Análise Paleomagnética

A magnetoestratigrafia baseou-se na determinação da magnetização remanescente adquirida por rochas sedimentares no momento da sua formação sem a influência do clima sobre as rochas. Uma vez que o campo magnético da Terra existe em duas polaridades opostas (normal e inversa) que se alternaram inúmeras vezes no passado, a tarefa da magnetoestratigrafia foi a de construir uma estratigrafia a partir de polaridades magnéticas registradas em uma sucessão de rochas e compará-la com a escala temporal das inversões magnéticas de referimento (por exemplo, GRADSTEIN et al., 2012) (Figura 3).

O estudo do paleomagnetismo somente foi possível a partir dos minerais magnéticos capazes de preservar a NRM por longos intervalos de tempo (DUNLOP & ÖZDEMIR, 1997; TAUXE, 2002). A magnetização remanente é aquela que, uma vez que os campos secundários são removidos, ela permanece nas rochas e reflete a magnetização adquirida no passado geológico. É obtida em grãos pequenos o suficiente para que os domínios magnéticos sofram mudanças de direções de maneira conjunta. Esses grãos são denominados como de domínios singular, e tendem a manter a direção do campo magnético por maiores períodos, fonte do sinal magnético da NRM.

A NRM pode ser composta por magnetizações adquiridas em diferentes fontes. Quando as direções magnéticas são fixadas durante o resfriamento das rochas a fonte é interpretada como termal (TRM), sendo denominadas *overprints* quando adquiridas em temperaturas baixas e representadas por magnetizações paralelas ao campo magnético atual. Quando a magnetização é gerada por mudanças químicas no campo magnético e associada a processos de oxidação e formação a fonte é classificada como química (CRM), recobrando campo magnéticos adquiridos anteriormente. A magnetização remanescente detrítica (DRM) é adquirida quando os minerais magnéticos em suspensão sofrem litificação e se arranjam nos planos de estratificação durante a formação das rochas sedimentares. Por fim, a magnetização remanescente pode ser adquirida de maneira isoterma (IRM), naturalmente relacionada a descargas elétricas, porém nesta pesquisa foi utilizado na indução de campos magnéticos para a descoberta de mineralogia magnética das amostras (BUTLER, 1992).

Figura 3 – Escala geomagnética de referência: trecho da escala do tempo geológico durante o Cretáceo Superior.



Fonte: Adaptado de Cohen *et. al.*, 2017.

A análise teve início na coleta de amostras em siltitos, lamitos e argilitos, por meio furadeira elétrica portátil adaptada à uma broca cilíndrica vazada, e conectada a bomba de água de 5 litros para lubrificação e resfriamento do equipamento. A maioria das amostras foram coletada na forma de cilindros de aproximadamente 10 cm³, orientados e, quando favorável, mais de uma amostra foi coletada. O intervalo de

coleta entre amostras varia, em média, entre 1 e 10 m. Contudo, em alguns trechos com litologias não facilmente perfuráveis, foram coletadas amostras de mão orientadas em bloco (BUTLER, 1992). A orientação de cada amostra foi determinada juntamente a correção da declinação magnética local em N22W. Após orientadas e marcadas, as amostras foram envoltas em material diamagnético.

Em laboratório as amostras que apresentaram fraturamento e rachaduras, foram coladas com solução aquosa a base de silicato de sódio puro ($\text{Na}_2\text{O}_3\text{Si} + \text{H}_2\text{O}$). Após a secagem (1-2 dias), as que apresentaram formato irregular, foram cortadas com ajuda de uma serra em material diamagnético para adequação do material ao tamanho padrão aceito para o forno utilizado (cilindro de 10 cm; 1 pol de diâmetro e 9/10 pol de comprimento). Medições feitas com um magnetômetro criogênico de três eixos determinaram a magnetização remanescente natural (NRM) da rocha e a estrutura desta magnetização, que é destruída progressivamente (desmagnetizada) com o objetivo de reconhecer e eliminar eventuais componentes secundários que possam mascarar a magnetização original.

Para a obtenção de propriedades de coercividade dos minerais magnéticos presentes, foram realizados a montagem de curvas de IRM (Magnetização Remanescente Isotermal) e o Teste de Lowrie. As curvas de IRM são elaboradas a partir da instabilidade da magnetização remanescente e seu decaimento exponencial após cada fase de indução. Foram realizadas etapas de indução magnética crescentes, em intervalos de 0,2T, abrangendo de 0 a 2,4T. As curvas fornecem dados de coercividade e a curvatura do diagrama pode indicar um mineral magnético principal, salvo a coexistência de minerais magnéticos em uma mesma amostra. O método apresenta melhor potencial para minerais de alta coercividade pois estes possuem maior ponto de saturação e formam curvas mais estáveis. Já o teste de Lowrie se baseia na desmagnetização térmica do campo magnético, de forma que o decaimento da magnetização seja visível e passível de interpretação em seus três eixos (X, Y e Z). As amostras são induzidas ao longo dos três eixos x, y e z, com intensidades de 1,2, 0,4 e 0,2 T. Dessa forma tanto a aquisição quanto o decaimento das amostras são conhecidos e podem ser interpretados para os portadores magnéticos preferenciais.

O processo de desmagnetização parcial pode ocorrer pelo método térmico, ao esquentar progressivamente a rocha acima da sua temperatura de Curie (temperatura acima da qual um mineral magnético perde todas as suas propriedades

magnéticas), ou aplicando um campo magnético alternado progressivamente mais intenso, que polariza a magnetização daqueles minerais que possuem uma coercividade (resistência à remagnetização) mais baixa que a intensidade máxima do campo aplicado a cada etapa de desmagnetização. Dentre estes, o método termal se apresentou o mais adequado, uma vez que a desmagnetização por campo magnético alternado não alcançou resultados satisfatórios em teste preliminares (percentual de desmagnetização de 60% ou mais, a partir dos valores de NRM). O período de tempo no qual os grãos de domínio singular conseguem manter determinada direção magnética é diretamente dependente da temperatura, sendo possível alcançar condições de desmagnetização similares as que a NRM foi adquirida em menor período de tempo.

Foram realizadas 16 etapas de aquecimento após a coleta inicial da NRM, num primeiro ciclo de 100° a 500°C em intervalos de 50°C, e um segundo ciclo de 525° a 675°C, em intervalos de 25°C. Com o término de cada etapa, a magnetização das amostras era retomada. Cada etapa estabelecida altera os minerais magnéticos com temperatura de bloqueio (*blocking temperature*) inferiores, tornando o campo magnético de aleatórios para alinhados ao campo magnético aplicado.

Utilizando o *software* Remasoft 3.0 os dados de orientação e inclinação magnética de cada amostra puderam ser interpretados. Desse modo, gráficos de Zijderveld (1967) marcam a remoção da NRM sobre estágios de temperatura crescentes, exibindo vetores magnéticos de forma tridimensional, com componentes verticais e horizontais. Devido à proximidade de Iguatu ao equador, os valores de inclinação magnética tendem a ser muito baixos, tornando a declinação magnética a característica decisiva para a interpretação de magnetozonas, definidas pela relação entre espessura estratigráfica e inversões de polaridade.

Apesar do método termal apresentar resultados precisos sobre o campo magnético original das rochas, é necessário a comprovação das medidas realizadas nas diferentes litologias e localidades. A comprovação da estabilidade do sinal magnético foi alcançada por meio de teste de reversibilidade, que se baseia na análise da direção principal dos polos magnéticos reversos, que deve ser antipodal aos polos normais. Caso o teste revele uma baixa estabilidade magnética, a remoção de *overprints* existentes pode não ser completa ou o sinal magnético de algumas amostras causam o deslocamento da média da direção principal do campo primário.

É a partir da comparação da magnetoestratigrafia obtida com as escalas de referência, que se torna possível uma estimativa de idade para os dados. Foram destacadas as alternativas com melhor estatística, sendo sugerida a alternativa mais adequada para o Grupo Iguatu. Com a bibliografia existente posicionando o Grupo Iguatu comumente ao longo do Cretáceo Inferior, foram esperadas magnetozonas correlatas aos *chrons* da Sequência-M de perfis de anomalia magnética marinha ao longo do globo (GRADSTEIN, et. al., 2012). Todas as análises necessárias relacionadas a dados paleomagnéticos foram realizadas nas dependências do Departamento de Geologia Aplicada (DGA) – UNESP e no Laboratório de Paleomagnetismo do Instituto de Astronomia e Geofísica (IAG) – USP, sob a orientação e supervisão do Prof. Dr. Giancarlo Scardia, com o eventual envolvimento do corpo técnico.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1. Bacias Interiores do Nordeste

As bacias presentes dentro do território brasileiro podem ser classificadas a partir de suas idades, seu padrão de preenchimento e pelo contexto tectônico no qual se desenvolveram (MILANI et al, 2007). De acordo com o Sistema Global de Classificação de bacias de Kingston et al. (1983), os principais fatores discriminantes se dão pelos aspectos tectônicos formadores da bacia, tais quais fraturas interiores geradas por distensão, depressões interiores e marginais (costeiras) geradas por movimentos verticais, depressões marginais migradas para o interior devido à interrupção de esforços distensivos e movimentação transcorrente intracontinental.

Dessa maneira, surgiu a denominação do grupo de Bacias Interiores do Nordeste a partir dos eventos que separaram os continentes Sul-americano e Africano, mais especificamente o conjunto de bacias a norte do lineamento Pernambuco e a sul da Bacia Potiguar que foram preenchidas durante este período (PONTE et al., 1991). Almeida et al. (2000) associa esse grande grupo à seis sequências cratônicas relacionadas a seis ciclos tectonossedimentares maiores, delimitadas por discordâncias de escala regional, e geradas por sucessivos eventos de rebaixamento da superfície continental abaixo do nível de base regional e seu subsequente soerguimento.

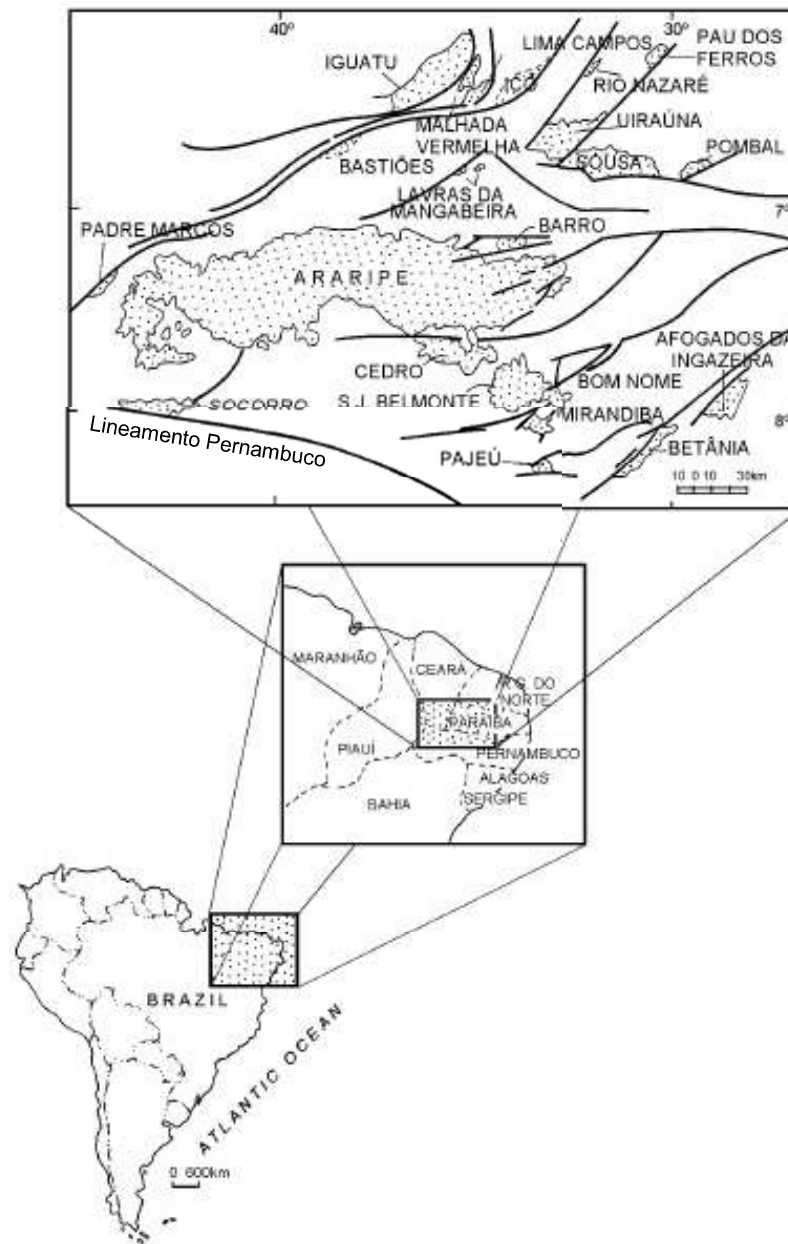
O grupo apresenta exemplares de bacias sedimentares de variada origem, principalmente aulacógenos e sinéclises tipo *strike-slip*, associadas a um contexto tectônico regional bastante complexo (Figura 6). As principais bacias se apresentam como riftes alongados, por vezes estreitos, com *trend* principal NE–SW, estendendo-se desde o sul do estado do Ceará até a zona costeira à leste, sendo regidas pelos grandes lineamentos de Patos e Pernambuco, assim como faixas tectônicas de menor escala.

3.2. Caracterização fisiográfica

3.2.1. Clima

Localizadas em uma área tipicamente semiárida, marcada por processos de desertificação e forte intemperismo, o Grupo Iguatu sofreram forte influência do clima regional desde os primórdios de sua formação.

Figura 4— Grupo de bacias Interiores do Nordeste: distribuição das bacias existentes a sul da Bacia Potiguar e a norte do lineamento Pernambuco.



Fonte: Carvalho (2000).

A separação dos continentes e o grande tectonismo associado a este evento ocasionaram consequências cruciais para a formação das bacias. A interferência na distribuição continental e oceânica, no padrão de circulação atmosférica e na extensão relativa das zonas climáticas, principalmente nas latitudes equatoriais e tropicais, fazem do clima uma característica importante para o estudo local (MAISEY, 2000).

A transição, desde os estágios iniciais entre climas áridos e semiárido, sofre com a presença de paleoventos ao longo do preenchimento sedimentar. O início do Mesozoico apresenta fortes evidências de um clima quente e árido ao longo de todo

o hemisfério sul, por meio da grande ocorrência de depósitos eólicos distribuídos ao longo das bacias intracratônicas brasileiras e africanas. Mesmo anteriormente a separação continental, algumas dessas áreas já ocupavam posições no interior de um único bloco continental, sofrendo com o impedimento de criação de zonas de alta umidade (CARVALHO, 2000).

O desenvolvimento do oceano Atlântico na sua porção equatorial marca os eventos mais importantes ao longo da evolução do Grupo Iguatu, pois supõe-se que tanto as mudanças climáticas quanto o estabelecimento do clima semiárido atual bem definido foram possíveis após seu desenvolvimento. A quebra e separação dos continentes estabeleceu o desenvolvimento de ambientes lacustres e fluviais em zonas de rifteamento a partir da formação do Atlântico nas suas três ramificações. Assim, o ambiente tipicamente intracratônico começa a apresentar uma grande variação de umidade em regiões de clima amplamente quente (CARVALHO, op.cit.).

Localmente, o Eocretáceo é marcado por um clima úmido próximos as Bacias do Recôncavo e Tucano-Jatobá e climas mais quentes e secos a norte. No Grupo Iguatu, o clima é interpretado como quente, porém com fortes chuvas concentradas e grande sazonalidade. Entretanto, interpretações entre ambientes deposicionais e fósseis da região remetem a ocorrência de lagos rasos interiores e leques aluviais marginais na bacia que forneceram condições mais úmidas dentro de uma escala local (TINOCO E MABESOONE, 1975; LIMA, 1983; PETRI, 1983). De acordo com Maisey (2000), a presença de grande diversidade de espécies de peixe de água doce seria resultado de mudanças tectônicas no padrão de drenagem, que permitiram a formação dos lagos rasos no interior de bacias intracontinentais, tanto no oeste Africano como no Nordeste brasileiro.

Apesar dos grandes eventos tectônicos regionais, o paleoclima se mostra útil na consideração de que pequenas áreas como a região da Bacia Iguatu foram capazes de desenvolver ambientes endêmicos durante o Cretáceo. Tais características, associadas a dados litoestratigráficos, refletem em condições tectônicas e climática em bacias ativas por apenas algumas dezenas de milhões de anos (Ma) (CARVALHO, 2000; MAISEY, 2000).

3.2.2. *Relevo*

As quatro bacias que constituem o Grupo Iguatu apresentam baixa variação altimétrica, de aproximadamente 150 m, entre as planícies aluviais argilo-siltitosa em

cotas mais baixas interrompidas por pequenos tabuleiros e formações de relevos abruptas ao longo das bacias. As imagens de satélite obtidas evidenciam regiões planas a suavemente onduladas separadas por zonas de grandes ondulações do embasamento cristalino (VASCONCELOS, 1998).

As paisagens que ocorrem na região são bem descritas por Castro & Castelo Branco (1999) e Brandão (2014), com o embasamento pré-cambriano associado a uma unidade morfoestrutural denominada Depressão Sertaneja II. Tal unidade é delimitada pela ação de falhas transcorrentes e a formação de hemi-grábens em riftes abortados de pequena escala. A região de Iguatu e suas bacias são divididas entre zonas parcialmente recobertas por sedimentos inconsolidados de composição areno-conglomerática, e diferentes arranjos entre arenitos, folhelhos e margas calcíticas preenchendo as bacias. Tais terrenos formam planícies e relevos ondulados e colinosos, do tipo clástico de meia laranja (CASTRO, 1963; LEMOS, 1973, FORTIER, 2008).

As paisagens relacionadas exclusivamente às bacias pertencem as unidades geomorfológicas de Depressões e Tabuleiros Sedimentares em meio a Superfície Sertaneja II (BRANDÃO, 2014). Regionalmente, a literatura ajuda a descrever uma zona de afinamento crustal e subsidência tectônica que agrupa relevos colinosos e coberturas sedimentares de pequeno a médio porte que apresentam evidência de fortes processos erosivos e intemperismo (PONTE et al., 1991).

3.3. Bacias sedimentares do Grupo Iguatu

O grupo de bacias que ocupa aproximadamente 1135 km², de estilo rifte interior é resultado de mecanismos tectônicos distensivos durante o Eocretáceo, associados à reativação Valdeniana, uma vez que têm sua gênese correlacionada a reativação de grandes zonas de cisalhamento (ALMEIDA, 1977; VASCONCELOS, 1998). Localizada em meio ao *trend* Cariri-Potiguar e a inflexão da Faixa Orós, os hemigrábens mostram camadas longitudinais com mergulho predominante para SE. Os estudos mais recentes apontam uma espessura máxima de 1620 m na Bacia Iguatu e altitudes variando entre 150 a 370 m (CASTRO et al., 2008; FORTIER, 2008).

Na região, destacam-se os açudes Orós e Lima Campos, e os grandes regimes do rio Jaguaribe e Salgado, dentro de um cenário tipicamente quente e seco e conhecido pela carência de água superficial. Foi a partir desse propósito que se iniciaram os trabalhos em torno de Iguatu e adjacências, posteriormente reforçados

após fundação da Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE), que incentivou a perfuração de poços de água subterrânea como combate à seca (CASTRO & CASTELO BRANCO, 1999; FEITOSA E VIDAL, 2004). Dessa maneira conheceu-se melhor o vale do Jaguaribe e as características geológicas e hidrológicas particulares ao padrão de drenagem regional, que tem papel fundamental na evolução do Grupo Iguatu.

3.3.1. *Estado da Arte*

De maneira concisa, os trabalhos gerados na região de Iguatu se iniciaram com as correlações estratigráficas de Small (1913) e Moraes (1924) que agrupavam a área sedimentar de Iguatu aos arenitos inferiores da Bacia do Araripe e como uma continuação estratigráfica dos sedimentos do Grupo Rio do Peixe, respectivamente.

Oliveira (1940) foi pioneiro na descrição dos sedimentos encontrados ao longo das Bacias Iguatu e Lima Campos, da mesma forma que sugeriu correlações com as demais bacias regionais. Contudo foi Cruz (1961; 1962) o primeiro a subdividir as bacias em três unidades informais e denominar Formação Moura aos sedimentos inconsolidados de idade neógena.

A primeira proposta estratigráfica para a região foi realizada por Mabesoone & Campanha (1974), com a divisão dos sedimentos entre as Formações Quixoá, Malhada Vermelha e Lima Campos, da base para o topo. O autor estimou uma espessura de aproximadamente 3000 m para o pacote sedimentar da Bacia Iguatu e atribuiu o nome Formação Moura aos produtos de sedimentação fluvial do rio Jaguaribe.

Posteriormente, foram realizados trabalhos de caracterização faciológica e deposicional como o de Srivastava (1990), que descreve a Formação Lima Campos baseada na composição mineralógica, estrutural e textural dos litotipos encontrados. O resultado reconheceu ambientes de leques aluviais, ambientes fluviais entrelaçados e planícies de inundação como os três ambientes deposicionais predominantes. Soares et al. (1978) propôs uma sequência deposicional neógena denominada Zeta para a Formação Moura, como resultado do soerguimento da placa continental Sul-americana após colisão com a placa Andina durante o Mioceno. Beurlen & Mabesoone (1969) analisou o padrão regional de paleocorrentes e as caracterizou como centrípetas, dando ênfase a participação do rio Jaguaribe desde as etapas iniciais de deposição. Uma ligação física entre as bacias e até mesmo ao oceano por uma

estreita passagem foram sugeridas por Lemos (1973) e Vogel et al (1976) após a observação de sedimentação e fósseis típica de ambientes de águas calmas, salobras e rasas. Juntamente a esta hipótese, Brito (1975) caracterizava uma sedimentação tipicamente continental, devido à ausência de estruturas e sedimentos típicos de ambiente marinhos.

Campos et al. (1979) e Gomes et al. (1981), ao utilizarem o termo “Bacias Interiores” as consideraram como produtos de um único evento de sedimentação continental, e assim se correlacionam com as nomenclaturas do Grupo Rio do Peixe (Formações Antenor Navarro, Souza e Piranhas) para os sedimentos do Grupo Iguatu. Ghignone et al. (1986) propôs uma nova estratigrafia com a delimitação de quatro unidades litoestratigráficas informais (KI-1 a KI-4) e associou a Formação Moura com a sedimentação fluvial do rio Jaguaribe. Ponte et al. (1990) estimou uma espessura entre 50 e 70 m para os depósitos da Formação Moura.

É principalmente no início da década de 90 que os principais trabalhos envolvendo o Grupo Iguatu são desenvolvidos. Ponte & Appi (1990) associaram o Grupo Iguatu ao Andar Dom João e deram destaque ao hiato entre as unidades de idade eocretácica, unidades neógenas e quaternárias (ARAI, 2006). Srivastava (1990) estudou a predominância da unidade intermediária ao longo de todos os hemigrabens, incluindo os de menor escala. Todavia, o padrão de preenchimento adotado por todos os autores segue as sucessões encontradas na Bacia Iguatu devido a sua maior profundidade. Bedregal (1991) realizou os primeiros estudos gravimétricos da região apontando dados de profundidade para essa bacia de 1750 a 1790 m. Ponte et al. (1991) e Assine (1992) exibiram uma grande correlação entre o Grupo Rio do Peixe, a Formação Abaiara da Bacia do Araripe e demais bacias regionais, sempre considerando o posicionamento do Andar Dom João e o hiato existente.

Ponte Filho (1994) e Ponte & Ponte Filho (1996) estudaram desde os estágios iniciais do estiramento crustal formador de bacias tipo rifte, até a relação tectonoestratigráfica deposicional, caracterizando as bacias como hemigrabens com ausência de fases de deposição associadas a uma sequência pré-rifte. Bedregal et al. (1992) delimitaram dois pulsos tectônicos durante a evolução do preenchimento sedimentar, demarcados pelo acúmulo de material siliciclástico mais grosso.

A literatura mais recente estabelece o Grupo Iguatu como um conjunto de pequenas bacias pull-aparts, rasas, do tipo hemigraben, reativadas por

cisalhamentos durante o Mesozoico. Todas levemente basculadas para sudeste ($\sim 10^\circ$) e posicionadas nas inflexões dos *trends* Cariri-Potiguar, tectonicamente ativas por volta de 20Ma durante o Berriasiano e Eobarremiano, com processos de sedimentação ocorrendo junto ao desenvolvimento dos rifts regionais e ao Andar Rio da Serra (VASCONCELOS, 1998; CASTRO & CASTELO BRANCO, 1999). Os elementos arquiteturais são definidos por 11 fácies sedimentares distribuídas em ambientes fluviais predominantemente distais de elementos de canais (CH), barras cascalhosas (GB), espraiamento de crevasse (CS) e finos de planície de inundação (FF) (MIALL, 2006; MILANI et al, 2007; ARIMA, 2007; FIGUEIREDO, 2009).

3.3.2. Contexto tectônico

Durante o Mesozoico, grandes eventos tectônicos são marcados pela abertura do oceânico Atlântico, de sul para norte, responsáveis pela separação das placas Sul-americana e Africana e um conseqüente afinamento crustal afetando a região. Estes grandes eventos formaram o padrão de bacias sedimentares observadas tanto nas margens costeiras quanto intracontinentais, por meio de reativações de estruturas pré-existentes (MATOS, 1992). O soerguimento dos blocos crustais durante a separação continental pode ser diretamente relacionado aos lineamentos regionais, seja por correção isostática pós-tectônica ou por domeamento termal relacionado a processos de vulcanismo (MORAIS NETO & ALKMIN, 2001).

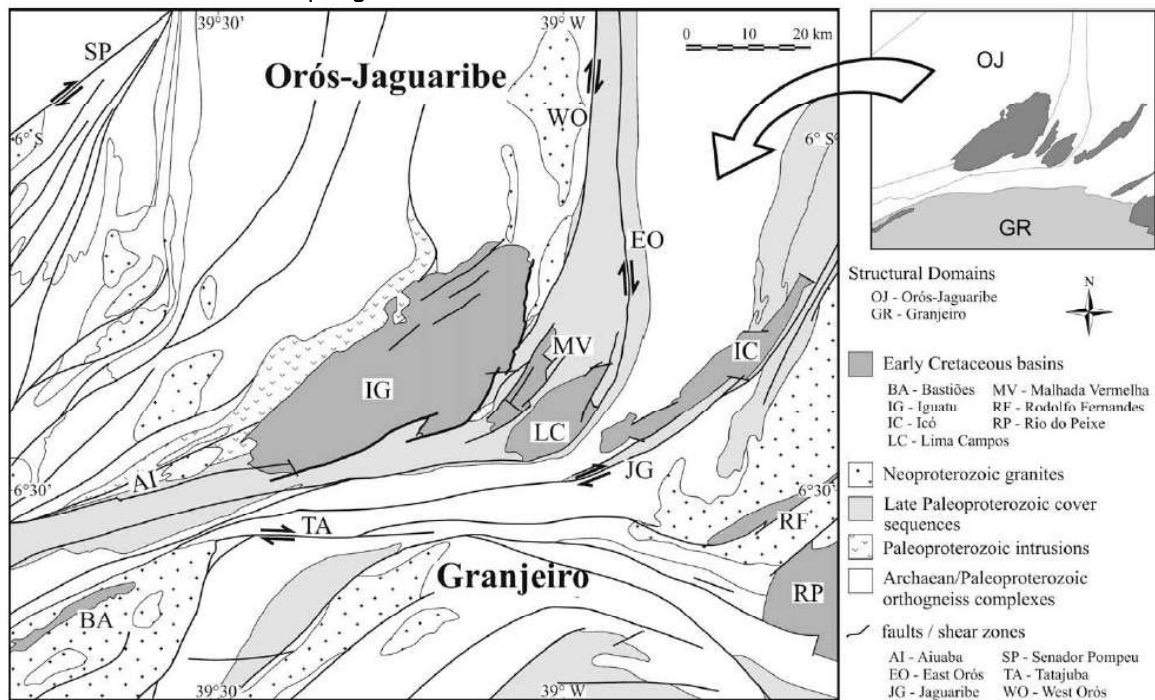
As bacias do Grupo Iguatu se localizam na porção setentrional da Província Borborema, no subdomínio Jaguaribeano, e possuem origem associada a reativações das extensas zonas de cisalhamento regionais e reestabilização da massa continental durante o Cretáceo inferior (PEULVAST & CLAUDINO-SALES, 2003). A reativação de estruturas antigas gera depósitos sedimentares resultantes de sucessivos eventos tectônicos sin e pós-deposicionais do embasamento subjacente (CASTRO, 1963). Nas bacias, a influência tectônica regional se mostra em dobramentos e variações nas atitudes dos litotipos próximos ao embasamento. O balizamento e forte inflexão ao longo da borda sudoeste e nordeste da Bacia Iguatu é causado pelo sistema de falhas Tatajuba-Orós (Figura 7), e a ausência desse mesmo sistema ao longo da borda noroeste ocasiona uma variação gradual entre medidas de mergulho e falhas de menor porte (VASCONCELOS, 1998). Castro et al. (2008) evidencia por meio de anomalias de dados gravimétricos um padrão de embasamento heterogêneo, no qual as porções mais profundas são as regiões meridional e leste da Bacia Iguatu,

apresentando contato plano com as rochas do embasamento e forte *trend* SW-NE (N50–70E) ao longo dos limites de todas as bacias.

3.3.3. Províncias Fossilíferas

A bioestratigrafia fornece grande auxílio aos dados sedimentares e estruturais descritos para a o Grupo Iguatu, uma vez que a correlação entre estágios rifte e províncias fossilíferas podem revelar dados cronoestratigráficos mais precisos. As pesquisas reconhecem vários vestígios fossilíferos, porém a assembleia em questão é pequena em comparação com as demais Bacias Interiores do Nordeste. Registros fossilíferos contam com fragmentos de vertebrados e vegetais, icnofósseis de pegadas de vertebrados e, principalmente, ostracofaunas e conchostráceos (TINOCO & MABESOONE, 1975; PONTE et al., 1990; MUSSA et al., 1991; LEONARDI & SPEZZAMONTE, 1994; FORTIER & SCHULTZ, 2006b).

Figura 5— Contexto tectônico regional: sistemas de falhas regionais atuantes ao longo das bordas sudoeste e nordeste do Grupo Iguatu.



Fonte: Castro et al. (2008)

Ao longo da descrição tafonômica dos exemplares encontrados (Quadro 3), a paleofauna restrita ao Grupo Iguatu evidencia ambientes de acumulação fossilífera típicos de água doce e pouca profundidade. A ocorrência de demais espécies como peixes semionotídeos do gênero *Lepidotes*, também apontam para a existência de ambientes rasos e calmos. (VOGEL, 1976; HESSEL et al., 2006b; FORTIER, 2008).

Os mesmos autores, partir das semelhanças entre faunas (principalmente de ostracodes), consentem as condições climáticas regionais similares até mesmo com uma interligação física entre as Bacias Interiores.

Quadro 3— Províncias fossilíferas: principais registros fossilíferos para o Grupo Iguatu.

Espécimes	Localização	Autor(es)
Ossos de répteis (<i>Susisquídeos</i>)	Igarói, Bacia Lima Campos	Melo (1961; 1964); Castro (1963); Gaspary <i>et al</i> (1967); Campos <i>et al</i> (1979); Cavalcanti & Viana (1992); Fortier & Schultz (2006a; 2006b).
Escamas de peixes (gênero <i>Lepidotés iguatuensis</i> – <i>nomen nudum</i>)	Igarói e José de Alencar, Bacias Iguatu e Lima Campos	Melo (1961; 1964); Cruz (1961; 1962); Gaspary <i>et al</i> (1967); Beurlen & Mabesoone (1969); Vogel <i>et al.</i> (1976); Cavalcanti & Viana (1992).
Ostracodes (<i>Darwinula</i> sp.; <i>Cypridea</i> , <i>Candona</i> , <i>Reconcovana</i> , <i>Ilyocypris</i> , <i>Theriosynoecom</i> e <i>Cyanocypris</i> sp. (?))	Igarói e José de Alencar, Bacias Iguatu e Lima Campos	Melo (1961; 1964); Cruz (1961; 1962); Beurlen & Mabesoone (1969); Campos <i>et al</i> (1979); Srivastava (1990); Cavalcanti & Viana (1992); Hessel <i>et al</i> (2006b)
Fragmentos de madeira silicificada (<i>Dydoxylon</i>)	Igarói, Bacia Lima Campos	Melo (1961; 1964); Srivastava (1990)
Restos de <i>saurisquios</i>	José de Alencar, Bacia Iguatu	Cruz (1961; 1962)
Dentes e fragmentos de vertebrados indeterminados (semionotídeos, dipnoicos, celacantídeos, hibodontídeos, crocodilomorfos)	José de Alencar, Bacia Iguatu	Cruz (1961; 1962); Tinoco & Mabesoone (1975); Campos <i>et al</i> (1979); Srivastava (1990); Cavalcanti & Viana (1992); Fortier & Schultz (2006a)
Conchostráceos (<i>Cyzicus brauni</i> e <i>Cyzicus pricei</i> ; <i>Pseudograptá</i> ; Fragmento de <i>Estherias</i>)	José de Alencar, Bacia Iguatu	Cruz (1961; 1962); Gaspary <i>et al</i> (1967); Mabesoone & Campanha (1974); Tinoco & Mabesoone (1975); Ponte <i>et al</i> (1990); Carvalho e Leonardi (1992); Srivastava (1990); Cavalcanti & Viana (1992)
777 Conchas de Lamebrânquios (incluindo coquinas de <i>Ostrea</i>)	Igarói, Bacia Lima Campos	Melo (1961; 1964); Beurlen & Mabesoone (1969); Cavalcanti & Viana (1992)
Megafósseis vegetais, afinidade com as <i>Clamidospermales</i>	Não especificado	Campos <i>et al</i> (1979); Mussa <i>et al.</i> (1989; 1991); Viana <i>et al</i> (1999); Carvalho (2000; 2004)
Pólens e esporos	Bacia Icó	Lima (1990)
Ícnofósseis de <i>Carnosauria</i> e <i>Ornithopoda</i>	Bacias Malhada Vermelha e Lima Campos	Srivastava (1990); Cavalcanti & Viana (1992); Leonardi & Spezzamonte (1992); Viana <i>et al</i> (1993); Fortier & Schultz (2006b); Fortier (2008)

Fonte: Elaborado pelo autor.

Em maior escala, um *megatracksite* não uniforme de pegadas e pistas de dinossauros ocorre desde as bacias do Grupo Iguatu e Lavras da Mangabeira até as bacias do Grupo Rio do Peixe. A preservação desses vestígios é suportada pela

sucessão de sedimentos grossos em ambientes de baixo percentual de água e ausência de plasticidade sedimentar que, ao se acumularem, impedem o retrabalhamento biogênico destes vestígios (VASCONCELOS, 1998; VIANA et al., 1999; CARVALHO, 2000). Contudo, Fortier & Schultz (2006b) enfatiza uma maior diversificação de faunas simples e restritas ao grupo, pois as relações tectônicas, climáticas e hidrológicas em torno destas fornecem informações mais adequadas e exclusivas aos ambientes estudados. O grupo é normalmente inserido nos andares Rio da Serra e Aratu, e correlacionado às biozonas NRT-002 a 008 da Bacia do Recôncavo (PONTE FILHO, 1994). Desconsiderou-se as classificações que atribuíam o Grupo Iguatu ao Andar Dom João, pois este, de idade tipicamente jurássica, é representado por províncias fossilíferas de ostracofauna típica da biozona NRT-001 na Bacia do Araripe.

3.3.4. *Geologia e Estratigrafia*

Adotou-se uma nomenclatura informal para a divisão estratigráfica das bacias, uma vez que existem variações entre termos referentes a descrição de uma mesma unidade (Quadro 4). A literatura leva em consideração parâmetros tectônicos e climáticos que permitem a divisão dos sedimentos que preenchem as bacias. Desse modo, o grupo pode ser dividido como se mostra a seguir, em unidades litoestratigráficas e intervalos de sistemas tectono-deposicionais mais adequados o desenvolvimento da pesquisa.

3.3.4.1. Embasamento (Sistema Orós-Jaquaribe)

As ocorrências do embasamento entre cada bacia do Grupo Iguatu podem ser descritas inicialmente por uma sequência paraderivada gnáissico-migmatítica pertencente ao Complexo Ceará, e granitoides cedo a sincolisionais (biotita ortognaisses) a norte da Bacia Iguatu. Nas adjacências da Bacia Malhada Vermelha e borda sul da Bacia Iguatu o embasamento é representado pela sequência plutono-vulcano-sedimentar que compõe os Grupos Orós e Cachoeirinha, além de ocorrências de granitoides pós-tectônicos do Proterozóico superior. Por fim, na borda sul da Bacia Lima Campos predominam granitoides pré-colisionais constituídos principalmente por ortognaisses cinzentos de composição tonalítica (VASCONCELOS, 1998).

Quadro 4 - Propostas estratigráficas: Diferentes nomenclaturas utilizadas para o Grupo Iguatu na literatura científica existente.

OLIVEIRA (1940), CASTRO (1963), MELO (1964)	Formação Iguatu					
CRUZ (1962)	Formação Iguatu					
	<i>Membro Inferior</i>		<i>Membro Médio</i>		<i>Membro Superior</i>	
SUDENE-ASMIC (1962)	Formação Iguatu					
	<i>K1</i>	<i>K2</i>	<i>K3</i>	<i>K4</i>	<i>K5</i>	<i>K6</i>
LEMOS (1973)	Formação Iguatu					
	<i>Fácies A</i>	<i>Fácies B</i>	<i>Fácies C</i>		<i>Fácies D</i>	
MABESSONE & CAMPANHA (1973/1974)	Grupo Iguatu					
	<i>Formação Quixóá</i>		<i>Formação Malhada Vermelha</i>		<i>Formação Lima Campos</i>	
CAMPOS et. al. (1979), GOMES et. al. (1981)	Grupo Rio do Peixe					
	<i>Formação Antenor Navarro</i>		<i>Formação Souza</i>		<i>Formação Rio Piranha</i>	
GHIGNONE et. al. (1986)	Grupo Iguatu					
	<i>K1</i>		<i>K2</i>		<i>K3</i>	<i>K4</i>
PONTE et. al. (1990)	Grupo Iguatu					
	<i>Formação Icó</i>	<i>Formação Malhada Vermelha</i>	<i>Formação Lima Campos</i>			
			<i>Membro Inferior</i>	<i>Membro Superior</i>		
SRIVASTAVA (1990)	<i>Unidade I</i>		<i>Unidade II</i>		<i>Unidade III</i>	
CAVALCANTI & VIANA (1992)	<i>Unidade Inferior</i>		<i>Unidade Intermediária</i>		<i>Unidade Superior</i>	
PONTE FILHO (1994)	Tectono-Sequencia Iguatu					
	<i>Formação Icó</i>	<i>Formação Malhada Vermelha</i>		<i>Formação Lima Campos</i>	<i>Formação Orós</i>	
	<i>Litd 1</i>			<i>Litd 2</i>		
VASCONCELOS (1998)	Grupo Iguatu					
	<i>Unidade Inferior</i>		<i>Unidade Média</i>		<i>Unidade Superior</i>	
FEITOSA & VIDAL (2004)	Grupo Iguatu					
	<i>Formação Icó</i>	<i>Formação Malhada Vermelha</i>		<i>Formação Lima Campos</i>		
FORTIER (2008)	Grupo Iguatu					
	<i>Formação Icó</i>	<i>Formação Malhada Vermelha</i>		<i>Formação Lima Campos</i>		

Fonte: Modificado de Fortier (2008)

O sistema de cisalhamento que delinea as bacias é de grande importância para a estruturação interna das unidades deposicionais. A inflexão observada entre as bacias estabelece uma estrutura sinclinal de eixo NE-SW. Ghignone et al (1986) destaca ainda a ocorrência de falhamentos secundários no flanco norte do sinclinal, destacando a região de Quixelô. Demais estruturas internas as bacias são dispersas e não interferem a interpretação da estratigrafia regional. Nos arredores, andesitos, riolitos e dacitos associados a ortognaisses subalcalinos foram datados de 179 a 163Ma (SÁ, 1991).

O metamorfismo observado no embasamento subjacente exhibe condições metamórficas da fácies xisto verde, apenas associada a fases de deformação pré-cambrianas. Condições metamórficas de maior grau são observadas em metapelitos pretos ricos em ferro (estauroлита), manganês (almandina), biotita e andalusita que sugerem uma temperatura de aproximadamente 560°C para o estabelecimento da assembleia mineralógica encontrada.

3.3.4.2. Formação Icó (IC)

Tem ocorrência limitada, sendo descrita em pequenas exposições ao longo das bordas da Bacia Iguatu e borda norte da Bacia Lima Campos. É de difícil observação na Bacia Malhada Vermelha, ocorrendo de maneira isolada em localidades próximas ao embasamento dos extremos da bacia. O contato discordante com o embasamento pode ser observado até mesmo nas imagens aéreas, onde cristas areníticas vão de encontro a falhas normais. Essa unidade exhibe um relevo plano e ondulado, com contato gradacional para a unidade sobreposta (VASCONCELOS, 1998; FEITOSA & VIDAL, 2004).

Composta por arenitos imaturos, de granulometria variando desde fina a níveis grosseiros e conglomeráticos, os sedimentos da Formação Icó podem ocorrer como brechas ou conglomerados polimíticos. Apresenta coloração amarelada a avermelhada, acamamento irregular, baixo grau de seleção, estratificações cruzadas planares e acanaladas, marcas onduladas, superfície de deflação, imbricamento de seixos de quartzo, quartzito e gnaisses, e marcas de fluidização (VASCONCELOS, op cit; FORTIER, 2008). As paleocorrentes desta unidade indicam *trend* S-SW (FEITOSA & VIDAL, op cit). Delgadas intercalações de camadas decimétricas entre arenitos finos e argilosos com folhelhos, siltitos e argilitos moles esverdeados ou avermelhados podem ser observadas localmente (GHIGNONE et al, 1986).

A unidade conta com ambientes deposicionais aluviais, fluviais e lacustres, entre leques aluviais distais e sistemas fluviais entrelaçados interpretados como depósitos aluvionares de leitos de rios, carga de fundo ou colapso de pequenas barras arenosas em ambiente de canal. Estruturalmente, é classificada por meio da discordância com o embasamento, referente a um primeiro ciclo deposicional de arenitos grossos e conglomeráticos dentro de sistemas de leques aluviais e canais fluviais entrelaçados (SRIVASTAVA, 1990; PONTE FILHO, 1994).

O contato superior varia entre autores, contudo a diminuição da granulometria de forma gradacional é característica marcante para a diferenciação entre unidades. Nas Bacias Iguatu e Lima Campos a formação é apenas vista em camadas estreitas de aproximadamente 10 m, sendo relevante ressaltar a correlação dos arenitos aqui descritos com um pacote sedimentar de aproximadamente 60 m em Lavras da Mangabeira (VASCONCELOS, 1998).

3.3.4.3. Formação Malhada Vermelha (MV)

Com espessura estimada variando de 400 a 800 m, a formação é representativa de ambientes deposicionais de baixa profundidade. As melhores exposições ocorrem ao longo de cortes de estrada e pequenos corpos d'água. A predominância de ritmitos constituídos por arenitos e sedimentos finos é a característica principal desta unidade. As camadas equivalentes aos estágios finais de deposição dos ciclos de Ghignone et al. (1986) e Ponte Filho (1994) são compostas por intercalações entre arenitos amarelados, avermelhados e cinzentos com siltitos puros a argilosos, roxos e esverdeados, e horizontes de margas calcíticas.

Os arenitos são encontrados em corpos lenticulares e tabulares, com granulometria fina a média, composição rica em feldspato potássico, micas e argilas, e estratificação planar bem marcada. Siltitos e argilitos são vermelhos, cinzas ou esverdeados, as vezes calcíferos, bem estratificados, formados em ambientes de condições mais profundas e redutoras. O fim desta unidade é marcado pela recorrência de arenitos finos e siltitos arenosos, laminados, gradando para arenitos grossos com ausência de material fino (VASCONCELOS, 1998). A formação apresenta potencial fossilífero, sendo observado faunas de ostracodes, conchostráceos, fragmentos de vertebrados e vestígios de espécimes vegetais.

Interpretada como um sistema flúvio-lacustre, os ritmitos da Formação Malhada Vermelha são descritos como barras de meandros e fundo de canal, e siltitos e

argilitos de planícies de inundações com variações sazonais do nível das águas. A presença de margas calcíticas reforça o desenvolvimento de ambientes de maior profundidade e acúmulo de água, assinalados como ambientes lacustres ou inundados (CARVALHO, 1993; FEITOSA & VIDAL, 2004).

3.3.4.4. Formação Lima Campos (LC)

Esta formação ocorre geralmente subdivididos em ciclos, membros ou formações distintas, denominadas Lima Campos e Orós. Optou-se pela adoção de Formação Orós (OR), proposta por Ponte Filho (1994), pela delimitação como estágio final do segundo intervalo tectono-deposicional de Ponte Filho (1994) e melhor adaptação ao Grupo Iguatu.

A Formação Lima Campos, conta com espessura estimada de 300 m, marcada pelo retorno da predominância de arenitos na Bacia Lima Campos e nas porções centrais da Bacia Iguatu. Os arenitos gradam de finos na base para fácies mais grossa a conglomerática, formando bancos espessos, de coloração creme e estratificações cruzadas tabulares e acanaladas. Entre diferentes níveis de arenitos podem ser encontrados níveis intercalados de siltitos e folhelhos cinzas e esverdeados (FEITOSA & VIDAL, 2004).

A sedimentação desta unidade é comumente comparada ao padrão observado na Formação Icó, pois ambas exibem contatos gradacionais e intercalações entre litotipos grossos e finos (HESSEL, 2006). Logo, interpretou-se um novo ciclo deposicional de ambientes aluviais e fluviais entrelaçados e meandrantés.

3.3.4.5. Formação Orós (OR)

Os autores que subdividem o topo da Formação Lima Campos na Formação Orós o descrevem como um segundo pulso de ritmitos compostos por extensas camadas de siltitos avermelhados, argilitos esverdeados e arenitos esbranquiçados associados a ambientes de planície de inundação e lacustres com eventuais fácies de leques aluviais e fluvial entrelaçado (GHIGNONE et al., 1986; PONTE FILHO, 1994).

Tais características podem ser observadas nas regiões de depocentro das Bacias Iguatu e Lima Campos onde um novo predomínio desses ambientes de planície de inundação ocorre, intercalados por pequenas lentes areníticas. A subdivisão, apesar de possível, é de difícil delimitação uma vez que os depósitos da Formação Moura e quaternários recobrem maior parte desta formação.

3.3.4.6. Formação Moura (MO)

Única formação com nomenclatura padronizada por Cruz (1961), é representativa de uma nova fase de deposição na região das bacias, que recobre parcialmente os sedimentos das formações cretáceas descritas anteriormente. As coberturas apresentam uma espessura máxima estimada em aproximadamente 50 m, associada a uma idade neógena, intrínseca de depósitos em ambientes deposicionais fluviais de barras cascalhosas e fluxos detríticos viscosos de baixa energia (PONTE FILHO, 1994; MIALL, 2006). É localizada em altos de relevo planificados próximos ao município de Iguatu e ao distrito de José de Alencar, formando a Chapada do Moura, próximo ao município de Quixelô.

A formação é descrita por coberturas colúvio-eluviais semiconsolidadas a inconsolidadas, com contato discordante erosivo em relação aos sedimentos que compõem o Grupo Iguatu. São compostas por conglomerados com seixos e calhaus de quartzo, quartzito e demais fragmentos líticos de até 2 a 40 cm de diâmetro ao longo do seu eixo maior. A matriz varia de argilosa a arenosa e os seixos encontrados são geralmente subarredondados (ARIMA, 2007). A formação conta com sedimentos avermelhados inconsolidados, formando bancos maciços, que apesar de não serem estratificados, têm aspecto granulométrico e composicional sub-horizontal ao longo de sua geometria interna (VASCONCELOS, 1998; FEITOSA & VIDAL, 2004).

3.3.4.7. Depósitos Quaternários (Q)

Próximo à região de Iguatu, estes depósitos ocupam a área de planície de inundação com acumulação de cascalhos e areias grossas na forma de blocos rolados. Esse acúmulo ocorre principalmente em áreas de relevo acidentado ou lagoas temporárias. Os grandes rios regionais atuantes na região de Iguatu (Jaguaribe, Salgado e Bastiões) são os principais agentes formadores destes aluviões, que ocupam faixas sinuosas, por vezes marcando a migração de canais (VASCONCELOS, 1998). Feitosa & Vidal (2004) afirmam que os aluviões possuem espessuras de até 25 m no leito do rio Jaguaribe após análise de perfis dos poços tubulares.

São coberturas delgadas e descontínuas, constituídas por sedimentos clásticos, de seixos a silte, semiconsolidados e incoerentes, com predominância de uma fração granulométrica mais grosseira. Classificados geralmente como sedimentos quaternários indivisos, os depósitos representam a última etapa

deposicional regional das bacias, caracterizada dentro do sistema fluvial meandrante atual do rio Jaguaribe (PONTE FILHO, 1994).

3.3.5. *Evolução Sedimentar*

Podemos considerar a evolução do Grupo Iguatu a partir da quebra inicial de estabilidade tectônica durante o fim do Jurássico e início do Berriasiano (155–145 Ma). Essa instabilidade é relacionada ao fraturamento e dispersão das massas continentais sem explicação clara para a ocorrência dos fraturamentos que iniciaram os processos de separação continental (CORDANI, 2013). Os estágios iniciais de abertura do Atlântico são marcados por eventos vulcânicos basálticos nas massas continentais. O rifteamento se inicia na margem sudoeste do supercontinente por meio do desenvolvimento de um *trend* sul a norte, formando uma grande depressão Afro-Brasileira preenchida por sedimentos associados ao Andar Dom João (VASCONCELOS, 1998). Em seguida, do Berriasiano até Barremiano (145-130 Ma), o rifteamento segue por um *trend* equatorial de oeste a leste, induzindo zonas de deformação extensionais e soerguimento de zonas crustais. Neste estágio a sedimentação é interpretada como majoritariamente confinada às áreas de subsidência intracontinental e correlacionada com os Andares Rio da Serra e Aratu (MAISEY, 2000).

No nordeste brasileiro, a quebra do supercontinente permite o desenvolvimento de várias bacias sedimentares costeiras e intracontinentais menores com gênese e evolução correlatas (MATOS, 1992; PETRI, 1987). Sequências estratigráficas continentais tem forte influência na orientação NE-SW das grandes estruturas da Província Borborema, associadas a fases sin-rifte na qual as estruturas delimitadoras de bacias estão em desenvolvimento. Para o Grupo Iguatu, as fases de evolução dos riftes são responsáveis pelo afinamento crustal e deformação rúptil distensional que originaram o sistema de riftes da Faixa Cariri-Potiguar.

Informações de idade relacionadas a evolução do Grupo Iguatu são escassas, apresentando idade jurássica de 176 Ma por datação K-Ar de rochas vulcânicas para o início do rifteamento em Lavras da Mangabeira (PRIEM et al., 1978). O preenchimento sedimentar associado ao Grupo Iguatu não apresenta datações diretas, com idades sendo estimadas sempre por bioestratigrafia ou correlação com outras bacias regionais. Contudo, os termos estabelecidos nos primeiros trabalhos realizados se tornaram impróprios por agregar grande registro sedimentar, de

diferentes idades hoje conhecidas. Os sedimentos do Andar Dom João são considerados, atualmente, os que preencheram a depressão Afro-Brasileira de forma homogênea, podendo assim ser identificado em diferentes bacias por correlações fossilíferas e cronoestratigráficas (Figura 6). A bioestratigrafia das séries de conchostráceos NRT-001 da Bacia do Recôncavo marca o evidente término da deposição no Andar Dom João, assim como as ostracofaunas NRT-002 a NRT-008 são associadas ao período deposicional dos andares Rio da Serra e Aratu (Berriasiano – Eobarremiano) (CARVALHO, 2000).

Portanto, temos uma série de estratos sedimentares eocretácicos, com evolução dividida entre dois momentos de forte atividade tectônica em região de fraqueza crustal. A bioestratigrafia auxilia na história evolutiva do grupo ao analisar faunas e floras de idades do Berriasiano ao Hauteriviano (143-133 Ma). Os dois pulsos de tectono-sedimentação apresentam acentuada variação lateral de fácies, ocorrendo como pulsos típicos de sistemas deposicionais de leques aluviais e fluviais entrelaçados gradando para sistemas fluviais, lacustres e até mesmo eólicos quando ocorre o aumento da estabilidade crustal e diminuição da taxa de subsidência (PETRI, 1977; VASCONCELOS, 1998; ARIMA, 2007).

Figura 6— Diagrama de correlação estratigráfica: andares regionais com ênfase para o hiato deposicional entre os andares Aratu e Alagoas.

BACIAS		NORTE DO LINEAMENTO DE PATOS				SUL DO LINEAMENTO DE PERNAMBUCO						
		POTIGUAR (TERRA)	IGUATU	RIO DO PEIXE	LAVRAS DA MANGABEIRA	BARRO	ARARIPE	CEDRO	MIRANDIBA	JATOBÁ	RECÔNCAVO/ TUCANO	SERGIPE (BAIXO D. PASTORA)
CRONOESTRATIGRAFIA		PADRÃO	LOCAL									
CRETÁCEO INFERIOR	ALBIANO											
	APTIANO	ALAGOAS										
	BARREMIANO	JUIQUIÁ										
		BURACICA										
	HAUTERIVIANO	ARATU		?		?						
	VALANGINIANO	RIO DA SERRA										
BERRIASIANO												
JURÁSSICO	DOM JOÃO				?							
PALEOZÓICO ?	PRÉ-D. JOÃO											
PERMO-CARBONÍFERO												
SILURO-DEVONIANO												

Fonte: Arai (2006)

Supõe-se que sejam gerados por pelo menos três segmentos de falhas locais não colineares e desenvolvidos pela continuidade dos movimentos distensivos durante a fase Sin-rifte II. Dessa maneira, a bacia seria regida por esforços principais com *trend* NW–SE que permitiam a propagação e reativação de falhas transtensionais nas bordas nordeste e sudoeste das bacias enquanto os depocentros evoluíam, quase que, por pura extensão (BEDREGAL, 1991; CASTRO et al., 2008).

Uma última etapa da evolução dos riftes marcam um grande hiato deposicional com atividade tectônica pós-deposicional afetando as formações cretáceas, e deposição das Formações Moura e depósitos quaternários não influenciados. O hiato reflete irregularidades na sedimentação entre os andares Aratu e Alagoas e uma diferença entre deposição de rochas durante o Eocretáceo e Mioceno (PONTE et al., 1990; MATOS, 1992; PONTE FILHO, 1994).

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1. Análise Morfoestrutural

Após uma etapa de campo preliminar, percebeu-se a necessidade de um melhor e mais preciso entendimento regional, utilizando-se de novos materiais, com melhor qualidade, para revisão dos dados bibliográficos já desenvolvidos e geração de novos dados. Foram então confeccionados mapas e modelos digitais úteis na observação de tendências e detalhes macroestruturais que puderam ser correlacionados a feições microestruturais em dados de campo coletados em etapas sucessivas.

4.1.1. Modelo Digital de Elevação

Desenvolvido principalmente com o objetivo de melhor delimitar as bacias, o modelo foi gerado em intervalos de 5 m e classificados em classes de 50 m (Figura 7). Os terrenos do Grupo Iguatu apresentaram elevações entre 125 e 275 m, com exceção para a Bacia Icó que se apresentou rebaixada (125 a 175 m). A baixa variação de altitude indica um pequeno potencial de preservação de afloramentos, tornando as demais bacias áreas preferenciais para a pesquisa. A variação superficial de 150 m observada é concordante com a proposta de Vasconcelos (1998), na qual o denominado Grupo Iguatu ocorre parcialmente recoberto pelos terrenos da Chapada do Moura, destacada na porção meridional da Bacia Iguatu, com cotas elevadas (225 a 275 m).

O modelo gerado evidencia a predominância de regiões planas a suavemente rugosas, compostas por planícies aluviais argilo-siltitosas (Figura 8A), separadas por zonas de rugosidades grandes e médias do embasamento cristalino e pequenos tabuleiros regionais. As porções rebaixadas do embasamento sofrem com a ação dos grandes regimes hidrológicos regionais. As zonas de alto relevo caracterizam-se em serras locais do embasamento e, dentro das bacias, tabuleiros e cristas areníticas (Figuras 8B).

Figura 7- MDE: Modelo Digital de Elevação da área de estudo.

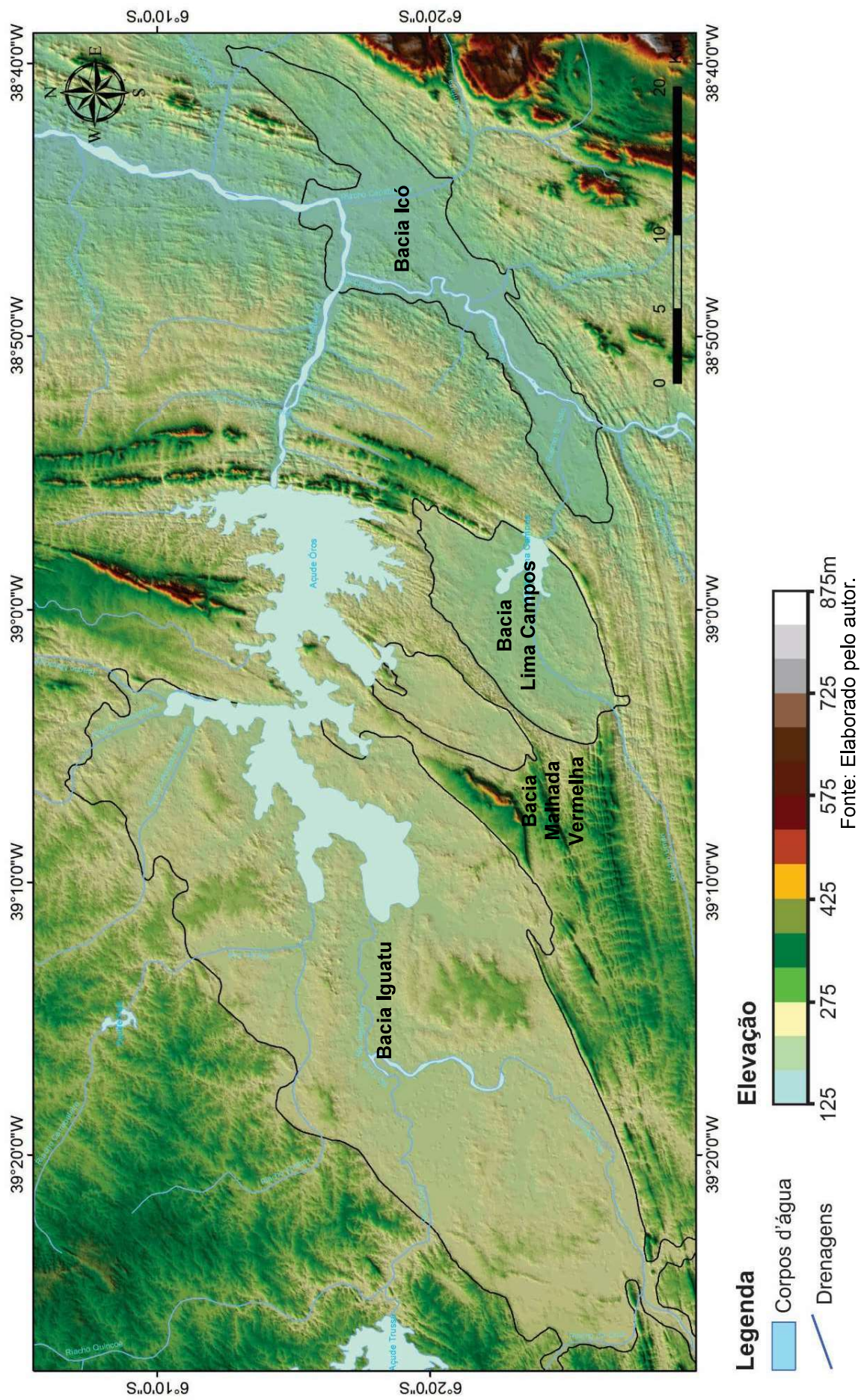
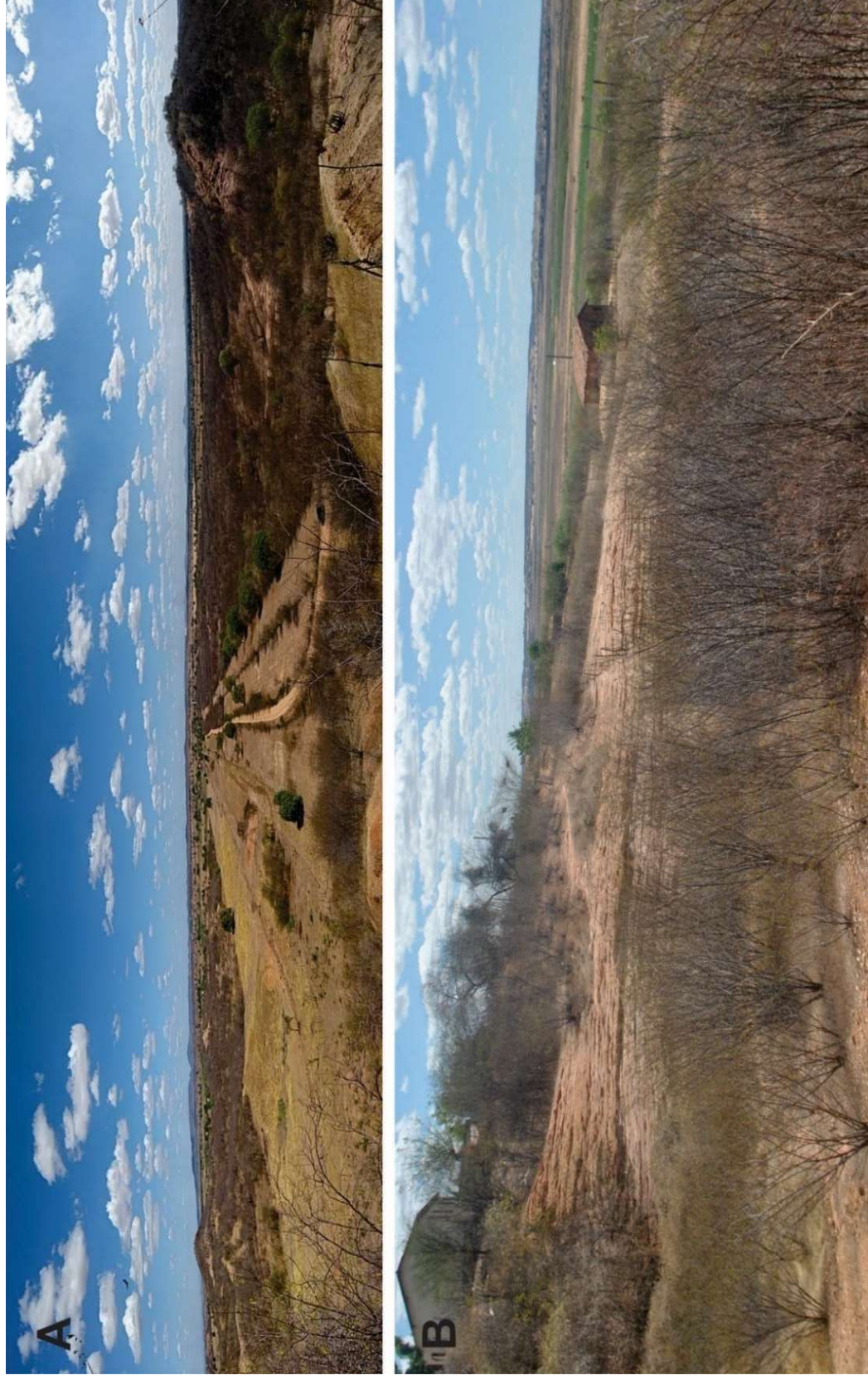


Figura 8— Aspectos morfológicos dos terrenos das bacias: A) Próximo ao distrito de Vila Antonico, na porção norte da Bacia Iguatu, com boa visualização das regiões planas e de baixa rugosidade. B) Distrito de Barrocas na porção sudeste da Bacia Iguatu, com visão dos terrenos de maior rugosidade adjacentes ao açude Orós, e ao fundo ocorrem cristas areníticas similares aos encontrados na porção norte da bacia.



Fonte: Autor.

4.1.2. Análise de elementos texturais

Com base nas imagens georreferenciadas do satélite Landsat 8 acoplado às ferramentas OLI (*Operation Land Imager*) e TIRS (*Thermal Infrared Sensor*), foi realizado um agrupamento inicial de zonas homólogas entre terrenos controlados por agradação e denudação, sendo posteriormente subdivididas a partir das características exclusivas a cada uma (PONÇANO et al., 1979; IPT, 1981). Utilizou-se as bandas 4 e multiespectral para a melhor observação de estruturas. Foram analisados densidade de elementos de drenagem e do relevo, amplitude local, formas de vale e topo, tropia, assimetria de relevo, sinuosidade de drenagens e coloração ou tons de cinza (ZAINÉ, 2011) (Figura 1).

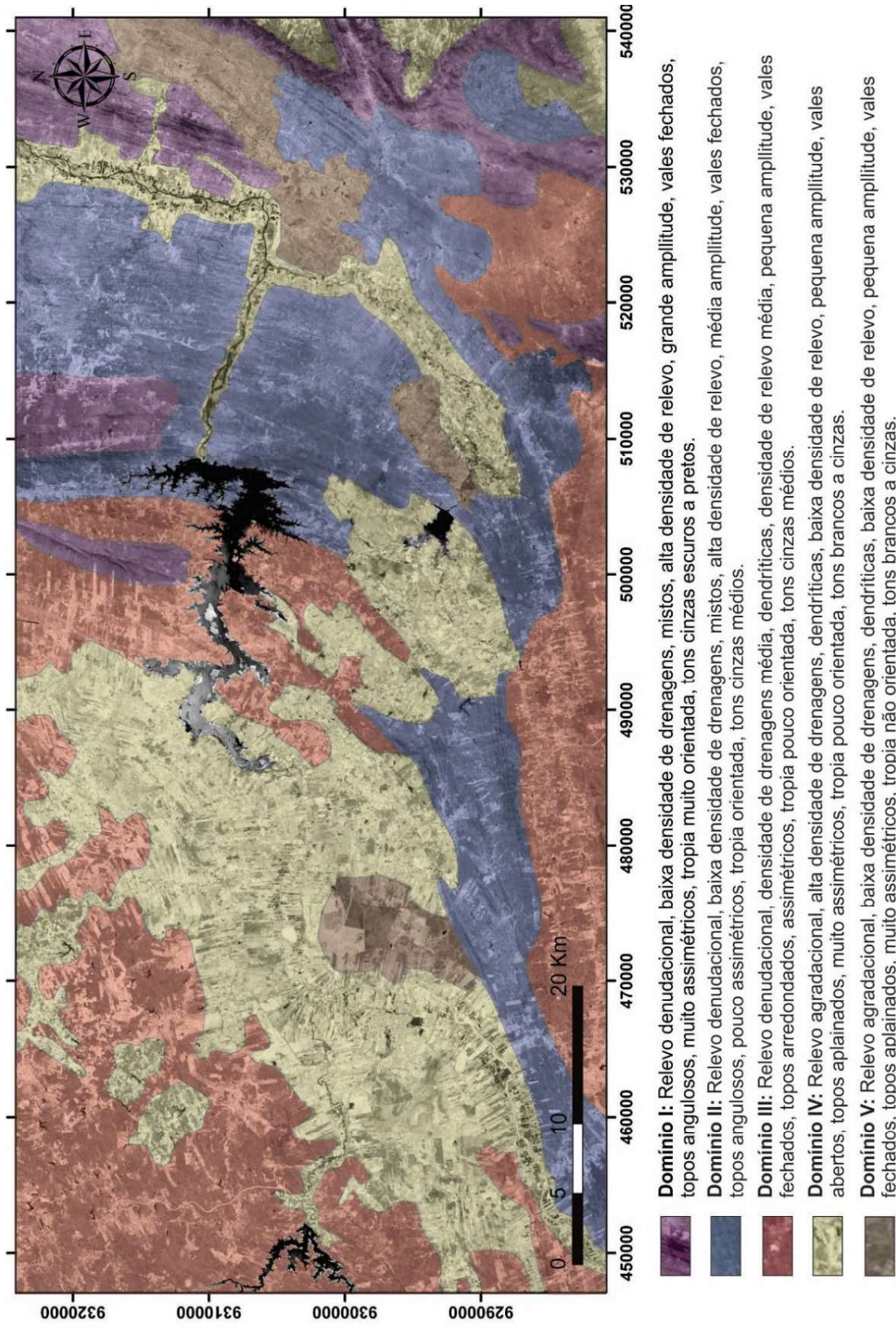
A partir da fotoanálise foram determinados cinco domínios estruturais distintos, sendo três domínios denudacionais caracterizados por baixa permeabilidade intergranular e dois domínios agradacionais que apresentam permeabilidade variável, desde pouco permeáveis a permeáveis (Quadro 5, Figura 9).

Quadro 5— Domínios estruturais: Análise e diferenciação de zonas homólogas em domínios estruturais a partir dos critérios de estudo de Zaine (2011).

	Domínio I	Domínio II	Domínio III	Domínio IV	Domínio V
Tipo de Relevo	Denudacional	Denudacional	Denudacional	Agradacional	Agradacional
Densidade de elementos de drenagem	Baixa	Baixa	Média	Alta	Baixa
Densidade de elementos de relevo	Alta	Alta	Média	Baixa	Baixa
Amplitude	Grande	Média	Pequena	Pequena	Pequena
Formas de vale	Fechado	Fechado	Fechado	Aberto	Fechado
Formas de topo	Angulosos	Angulosos	Arredondados	Aplainados	Aplainados
Tropia	Muito orientada	Orientada	Pouco orientada	Pouco orientada	Não orientada
Assimetria de relevo e drenagens	Muito assimétrico	Pouco assimétrico	Assimétrico	Muito assimétrico	Muito assimétrico
Sinuosidade de drenagens	Mistos	Mistos	Dendríticos	Dendríticos	Dendríticos
Coloração/Tons de cinza	Cinza escuro a preto	Cinza médio	Cinza médio	Branco a cinza	Branco a cinza

Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 9— Mapa de domínios estruturais: baseado nos critérios de Ponçano et al. (1979), IPT(1981) e Zaine (2011).



Fonte: Elaborado pelo autor.

Os domínios denudacionais I e II se associam aos altos do embasamento, fortemente afetados por processos erosivos causados pelo clima da região. Também expõem uma rápida transição entre relevos angulosos muito orientados de regiões denudacionais para os domínios agradacionais adjacentes. O domínio III também compreende terrenos do embasamento, porém com topos arredondados, de menor amplitude e maior densidade de drenagens que os demais domínios denudacionais. O domínio III marca uma transição mais gradual entre os dois tipos de relevo e, na região de Malhada Vermelha, interage com relevos agradacionais associados a coberturas colúvio-eluviais (LEMOS, 1973). Essas áreas coincidem com zonas de reativação de estruturas pré-existentes e consequente fase de afinamento crustal (CASTRO et al., 2008), dando suporte a forte influência tectônica SW-NE capaz de afetar as bacias.

Os domínios agradacionais (IV e V) se mostram bem delimitados nas fotos aéreas, devido suas texturas e a elevada concentração de drenagens associadas. O domínio IV foi diferenciado unicamente por uma maior orientação (tropia), sendo este critério decisivo na correlação da unidade com áreas de planícies de inundação levemente onduladas descritas ao longo do conjunto de bacias. A unidade V, por sua vez, pôde ser facilmente correlacionada ao relevo tabular descrito para os sedimentos inconsolidados da Formação Moura, resultado do soerguimento da placa continental Sul-americana após colisão com a placa Andina durante o Mioceno (SOARES et al., 1978).

Além da descrição e correlação da geomorfologia regional, a interpretação de fotos aéreas permitiu uma observação inicial da evolução tectônica da área e o traçado de melhor contorno para as bacias, principalmente pelos aspectos texturais e de elevação.

4.1.3. *Análise de Lineamentos*

A análise de lineamentos foi iniciada a partir do traçado de linhas estruturais em imagens sombreadas geradas nas bandas 4 e Multiespectral das imagens de satélite Landsat 8. Os lineamentos também podem ser classificados em estruturas regionalmente penetrativas e rúpteis. As oito imagens geradas (Apêndice II) com iluminantes nas direções WNW e SSE apresentaram maior persistência de lineamentos e de detalhamento regional atribuídos a Faixa Cariri-Potiguar e ao padrão de inflexão estrutural que limita o grupo de bacias. Com o auxílio do software *Spring*

5.5.1 foram gerados diagramas de rosetas representativos de três domínios de lineamentos observados. Direção preferencial, homogeneidade de ocorrências, densidade e distribuição geométrica de feições geomorfológicas foram os principais parâmetros de individualização e classificação de domínios estabelecidos por Liu (1987).

O *trend* mais marcante é observado por um domínio NE-SW ($N45^{\circ}-60^{\circ}E$), associado a feições geomorfológicas mistas do embasamento, tanto positivas quanto negativas, lineares e curvilíneas, de grande extensão. Esse domínio é responsável pela delimitação das bacias em geral, pois inclui as estruturas rúpteis representativas de falhas, ocorrendo principalmente no sudoeste da região, nos terrenos da Faixa Cariri-Potiguar. Um segundo domínio NW-SE se associa a feições geomorfológicas negativas ocorrendo perpendicularmente ao domínio NE-SW ($N45^{\circ}-60^{\circ}W$), composto por estruturas penetrativas retilíneas de menor extensão. Ainda é possível destacar um terceiro domínio restrito a terrenos sedimentares, com direção preferencial $N30^{\circ}-60^{\circ}E$, similar ao domínio NE-SW, representativo de feições mistas, comumente curvilíneas, de pequena extensão. Os lineamentos são relacionados a cristas de camadas areníticas (positivas) que acompanham o caimento das camadas para SE, e lineamentos de drenagens (negativos) que evidenciam um possível agente causador da alta variabilidade lateral do empilhamento sedimentar (Figura 10).

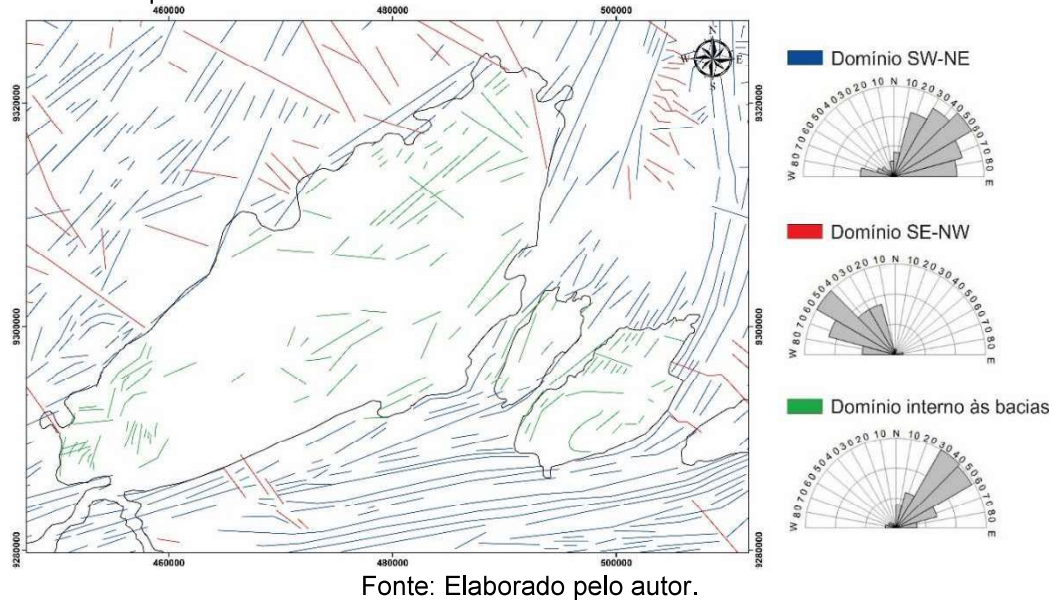
Os lineamentos traçados são similares aos lineamentos radiométricos descritos por Castro et al. (2008), no qual os sedimentos da bacia são paralelos ao forte *trend* NE-SW ($N40^{\circ}-70^{\circ}E$), de estruturas pré-rift dos complexos de ortognaisses arqueanos e paleoproterozoicos adjacentes (subdomínios Orós e Jaguaribe). As quebras negativas de relevo que compõem o domínio NW-SE ocorrem de maneira concentrada a nordeste da área analisada, refletindo estruturas de alívio em consequência da forte inflexão da Faixa Cariri-Potiguar e lineamentos de drenagens capazes de alterar o relevo atual. A prancha completa com os mapas de sombreamento selecionados, lineamentos visualizados e diagramas de roseta gerados pode ser encontrada no Apêndice III.

4.1.4. Estruturas reconhecidas

Apresenta-se uma forte influência tectônica regional nas bacias, observada em escala macroscópica por meio da geometria regional que acompanha o *trend* de falhas (SW-NE). Da mesma maneira, essa influência pode ser vista por feições

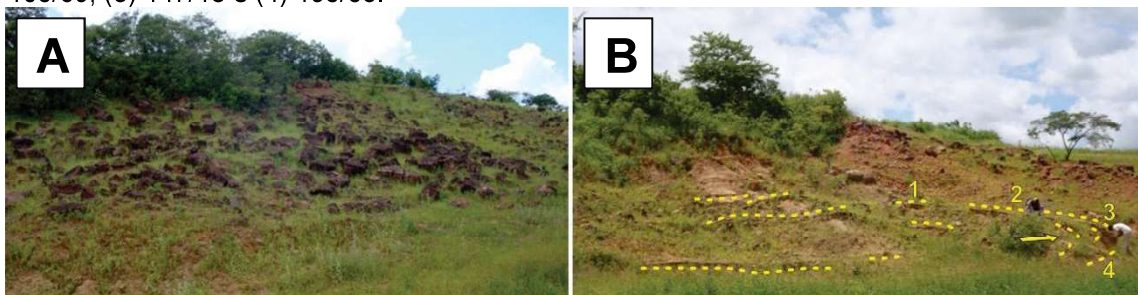
mapeadas ao longo das excursões realizadas, onde foram encontradas estruturas como dobras de arrasto, blocos abatidos, falhas normais e inversas, e estruturas sinclinais e anticlinais.

Figura 10— Trends de lineamentos: domínios geomorfológicos de sistemas de lineamentos e os respectivos trends persistentes.



Uma primeira estrutura pôde ser observada a noroeste da Bacia Iguatu (Ponto 65), caracterizada como uma dobra anticlinal gerada a partir do arrasto de comportamento dúctil de camada arenítica e argilo-siltosas contra um plano de falha sinistral. Blocos areníticos dispersos ao longo da escarpa da colina local recobrem a maior parte da estrutura original da dobra (Figura 11A). Contudo, acredita-se que a geometria primária das camadas seja tabular, sem variação de espessura, como observado em afloramentos não deformados próximos a este ponto. Seguindo as principais classificações de Arthaud (1998) a dobra se apresenta fechada, com abertura de aproximadamente 45° , eixo horizontal, vergência para sudoeste e isógonas de mergulho convergentes.

Figura 11— Dobra anticlinal de arrasto: A) Blocos areníticos rolados recobrendo colina. B) Dobra de arrasto dextral com linha de crista representada pela seta amarela e medidas estruturais de (1) 60/07, (2) 105/09, (3) 147/18 e (4) 195/55.



Fonte: Autor.

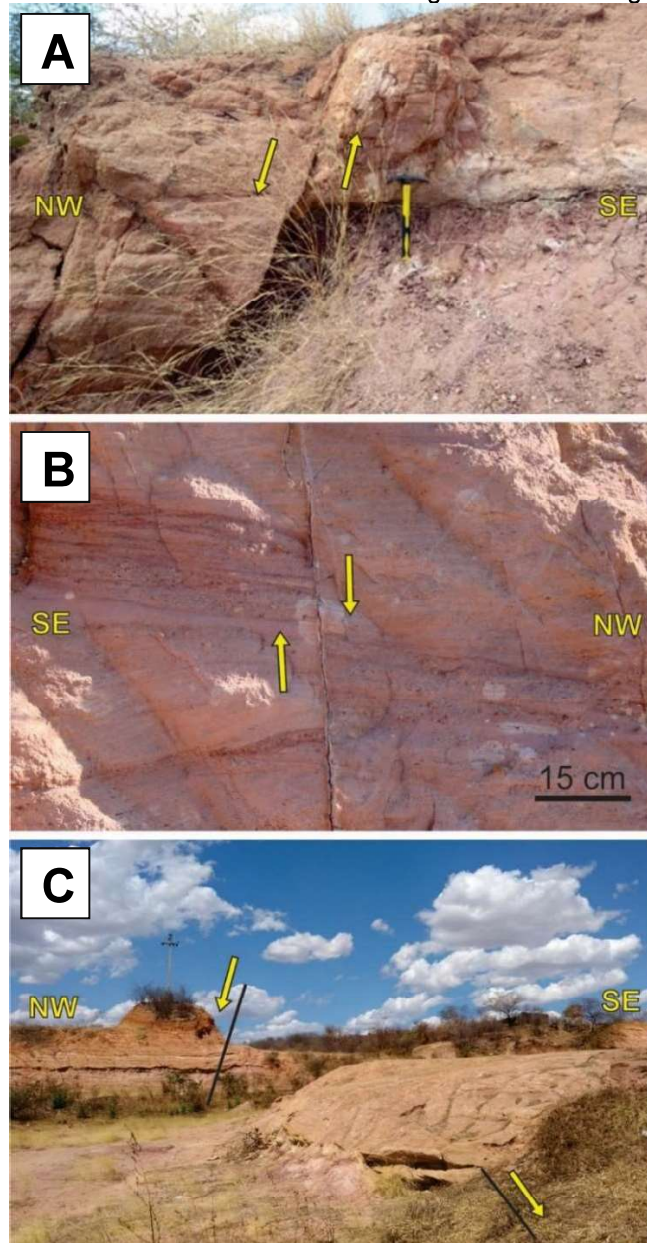
Na região de Quixelô (Ponto 34), a norte da Bacia Iguatu, foi possível a observação de uma zona de falha subvertical, de caráter tipicamente rúptil, NNE-SSW que ocasionou o abatimento de blocos. O rejeito das falhas e marcadores observados no local chega a alcançar aproximadamente 1 m (Figura 12A). Entretanto, não se descarta a possibilidade de eventos de maior porte, com maior rejeito, e abatimento significativo ocorrendo encobertos pela planície aluvial adjacente. Exemplos de zonas com acumulação de feições capazes de criar tal cenário podem ser observados principalmente nos blocos abatidos, como o deslocamento relativo de uma camada conglomerática ao longo de falhas subverticais (322/82) de pequeno porte e rejeito de aproximadamente 15 cm (Figura 12B). Apesar do intenso falhamento local o acamamento das camadas é constante (219/17), e planos de falha mergulham tanto para noroeste (286/70) quanto para sudeste (124/57) (Figura 12C).

A compartimentação das falhas determina os blocos a noroeste como teto (*hanging wall*) e os blocos a sudeste como muro (*footwall*), com algumas exceções nas quais as falhas com direção de mergulho para sudeste configuram o abatimento de blocos menores. Indicadores cinemáticos puderam ser identificados, uma vez que o terreno local mostra forte irregularidade, capaz de gerar estrias na forma de degraus nos planos de falha. Essas estrias são de difícil visualização, porém a correlação com as medidas plano de falha é capaz de reconhecer uma leve componente dextral nos blocos abatidos (Figura 13). Logo, em Quixelô, a associação de falhas normais de superfície plana e demais marcadores encontrados caracterizam um regime extensional com uma fase inicial responsável pelo de abatimento de grandes blocos, seguidos por fase secundária de leve rotação dextral formando uma geometria em degraus.

Por meio das obras ao longo da ferrovia Transnordestina, foi possível a observação de grandes exposições de maneira contínua dentro dos terrenos da Bacia Iguatu. Um trecho dessa exposição ocorre próximo a borda sudoeste da bacia (trecho D; Pontos 100 a 104), no distrito de José de Alencar, no qual percebe-se uma inflexão de camadas em uma dobra anticlinal. A primeira litologia aflorante, mais próxima da borda sudeste da bacia, é composta por arenitos finos a médios com caimento para sudeste (117/19). A medida que as camadas mudam de atitude para norte (10/24) ocorre o desaparecimento dos arenitos e uma predominância de siltitos e argilitos comum para os afloramentos encontrados ao longo da ferrovia (Figura 14A). As medidas obtidas caracterizam o anticlinal como uma dobra aberta (100°-110°), com

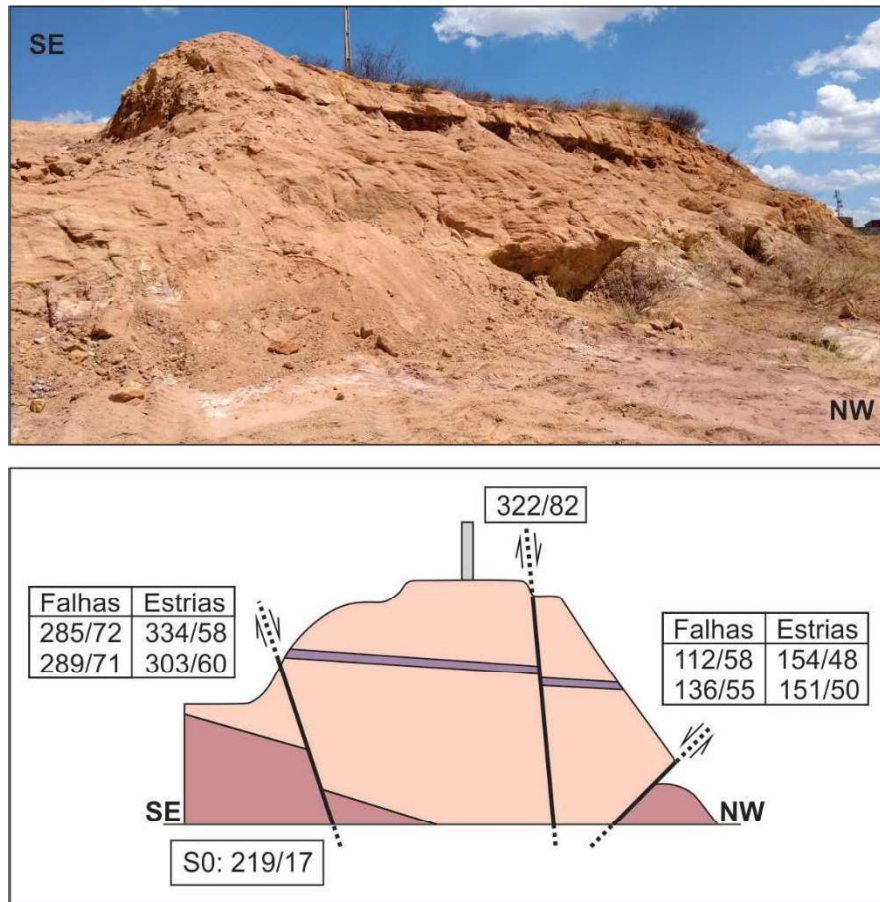
plano axial mergulhando 90° (normal) e eixo horizontal. A estrutura adquire maior complexidade por se tratar de uma dobra assimétrica, sendo analisada em dois segmentos distintos, de acordo com a litologia entre as camadas que mergulham para sul e camadas com caimento para norte. No fim do trecho mais a norte, uma camada arenítica é interrompida de forma abrupta e levemente deformada por uma zona de falha normal (327/58) de rejeito encoberto (Figura 14B). A presença dessa e das demais falhas NE-SW podem explicar a assimetria dos compartimentos do anticlinal, na qual a continuidade das camadas do flanco norte estaria alterada pelo deslizamento de blocos.

Figura 12— Zona de falha subvertical: A) Falha normal com rejeito de aproximadamente 1 m para noroeste. B) Camada conglomerática agindo como marcador de falha subvertical (322/82) em bloco abatido. C) Falhas ressaltando o abatimento de blocos e a geometria em degraus do local.



Fonte: Autor.

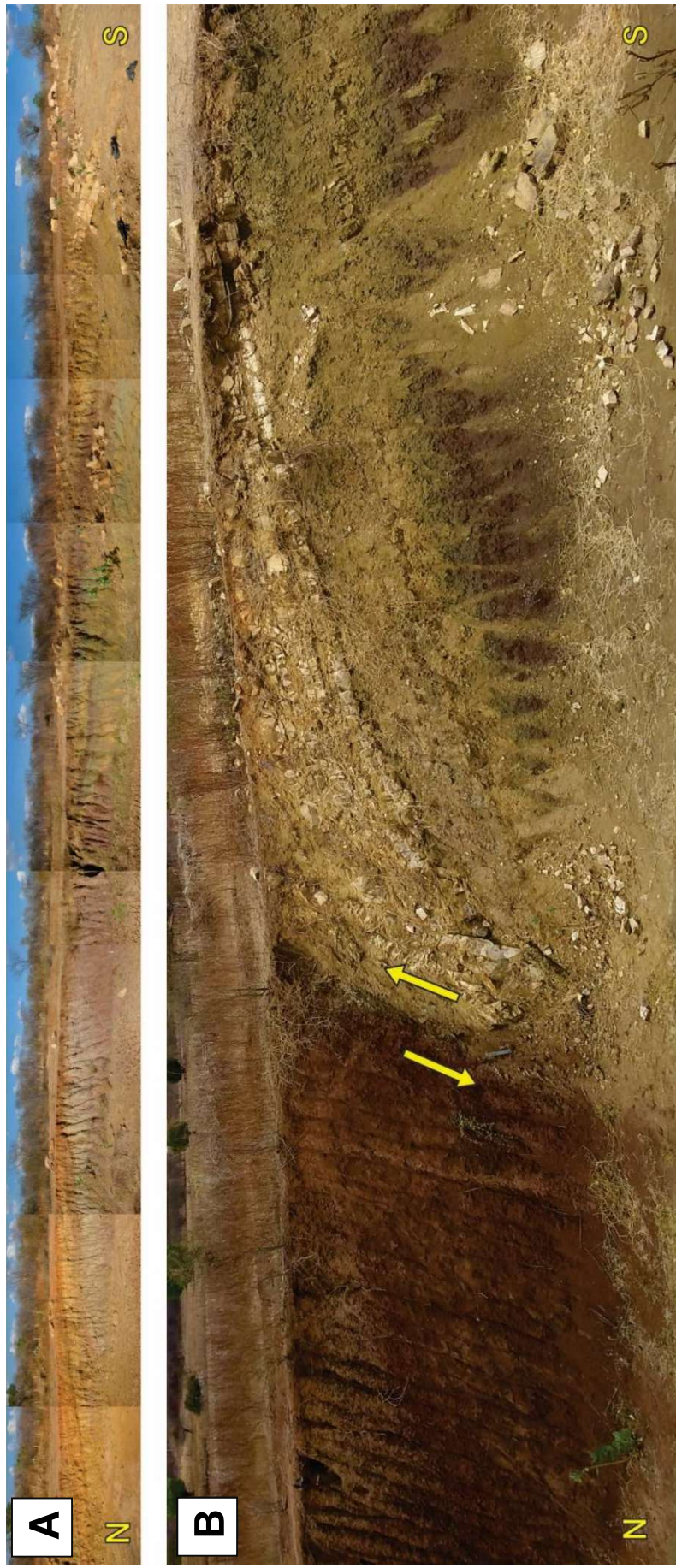
Figura 13— Rebaixamento de blocos: bloco abatido por falhas normais, formando degraus, melhor observado a partir de croqui do local, onde a análise da direção dos planos de falha e estrias configuram a leve componente dextral encontrada.



Fonte: Autor.

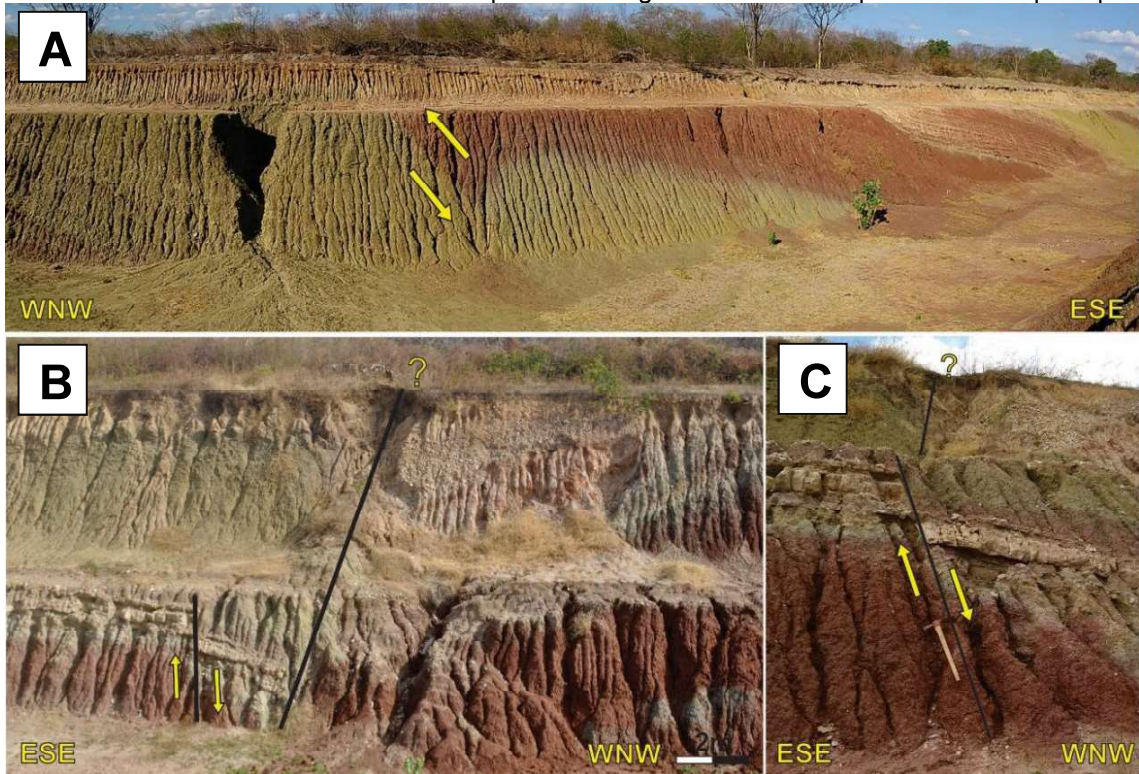
A ferrovia também exhibe estruturas ao longo de seus trechos principais (trechos A e B; Pontos 81 a 94), localizados entre os distritos de Córrego e Serrote, em meio a Chapada do Moura. Nesses trechos, as estruturas encontradas sugerem duas falhas normais listricas conformes e um grande sinclinal, entretanto a complexidade quanto a cinemática envolvida gera dúvidas acerca da denominação sugerida. Foram identificadas estruturas que cortam camadas inclinadas com direção de mergulho constante (SE) ao longo do caminhamento, possuindo duas destas um arqueamento das camadas no bloco associado ao teto da falha. Essa característica apresenta um comportamento plástico (dúctil; Figura 15A) em trechos com predominância de argilitos e siltitos, e com comportamento rúptil (frágil; Figura 15B e C) quando os arenitos se tornam mais presentes.

Figura 14— Dobra anticlinal: A) Mosaico de fotos evidenciando a Inflexão de camadas em dobra anticlinal, com medidas de 117/19 para o flanco sudeste e 10/24 para o flanco norte. B) Zona de falha normal (327/58) de rejeito encoberto, evidenciando arqueamento de camadas areníticas causado pelo deslizamento do bloco a Norte (teto).



Fonte: Autor.

Figura 15— A) Falha de empurrão e consequente arqueamento de camadas de argilito esverdeado, com comportamento dúctil. B) Falha normal e arqueamento de camadas areníticas de forma rúptil. C) Foto em detalhe das camadas areníticas arqueadas mergulhando contra o plano de falha principal.

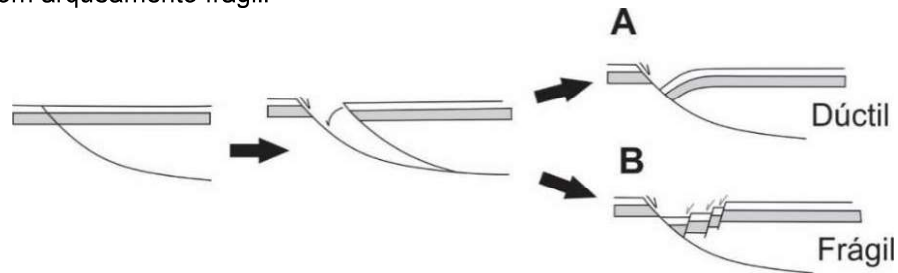


Fonte: Autor.

O arqueamento das camadas é a feição característica para a classificação das estruturas, como falhas lítricas de grande porte. Arthaud (1998) afirma que, na ocorrência de falhas lítricas, o espaço gerado entre blocos é obrigatoriamente preenchido por meio do arqueamento do compartimento superior ao plano de falha, sendo assim denominados como anticlinal de *roll-over* ou *drag reverso* (Figura 16). A partir dessa classificação, as estruturas dúcteis seriam descritas como exemplos de falhas de empurrão causadoras do arqueamento das camadas de argilitos e siltitos (Figura 15A) e *drags reversos* frágeis para as camadas areníticas próximas as falhas normais que separam os trechos A e B das colunas estratigráficas realizadas (Figura 15C).

A descoberta de uma última estrutura na forma de uma dobra sinclinal (Figura 17) levanta questionamentos acerca da disposição dos blocos, do arqueamento de camadas e dos esforços sofridos após a deposição de todo o pacote sedimentar que preenche as bacias. O fator de complexidade ocorre quando elementos distintos, de diferentes atitudes e cinemática, são encontrados em trechos de afloramentos contínuo com mergulho constante para sudeste.

Figura 16— Esquema representativo da formação dos anticlinais de roll-over: (A) com arqueamento dúctil e (B) com arqueamento frágil.



Fonte: Arthaud (1998).

Figura 17 - Dobra sinclinal: dobramento encontrado ao longo do corte da Ferrovia Transnordestina, na Bacia Iguatu, adjacente a plano de falha normal.



Fonte: Autor.

A presença de uma estrutura sinclinal no bloco inferior ao plano de falha e a sub-horizontalização de inclinação de camadas ao longo da ferrovia (133/36; 132/25; 132/11) podem significar processos de reativação de estruturas pretéritas como inversão tectônica e estruturas sinclinais em áreas próximas a falhas. A extensão e reconhecimento de características importantes para uma melhor classificação é afetada pelo recobrimento das estruturas por sedimentos mais recentes ou pela visibilidade parcial das falhas, bem interpretadas apenas em um dos lados das bancadas geradas pelo corte da ferrovia.

4.1.5. Interpretações

Inicialmente os domínios estruturais reconhecidos por imagens de satélite e modelo digital de elevação auxiliaram a etapa de mapeamento por meio da visualização das áreas potenciais para afloramentos e geometria parcial das camadas, além da melhor delimitação dos terrenos das bacias. Em campo, os estratos se mostraram tabulares ou lenticulares, inclinados e deformados quando próximo das bordas sudeste das bacias e com baixa variação de espessura de camadas. Na Bacia Iguatu a inclinação das camadas varia desde muito baixa em regiões aplainadas ($< 10^\circ$), a muito alta ($> 50^\circ$) quando próximo a borda sudeste. Esse comportamento

também é encontrado na Bacia Malhada Vermelha com inclinação média das camadas de 22°, porém a Bacia Lima Campos se apresenta menos inclinada, com acamamento médio de 15° para sudeste.

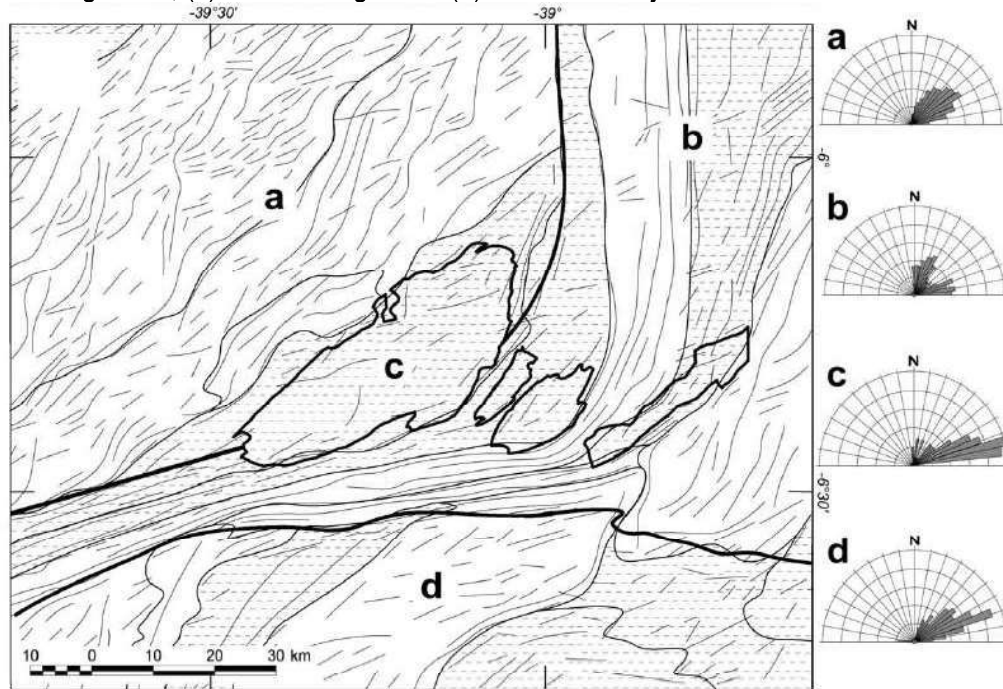
Já a análise dos lineamentos regionais evidenciou a correlação entre os lineamentos internos das bacias com longas quebras positivas formadoras de um *trend* NE-SW associados aos terrenos elevados do embasamento. Apesar de escassos e pouco densos, é possível a identificação de quebras negativas (Domínio SE-NW) associadas a zonas de falha reconhecidas em campo (Pontos 34 e 65). Os domínios também permitiram a observação da distribuição de cristas areníticas bem marcadas na porção meridional (Chapada do Moura) e próximo aos extremos das bacias Iguatu e Lima Campos (Figura 7). Esta etapa de análise não descarta a omissão de possíveis estruturas que possam ocorrer perpendicularmente a direção de voo das imagens escolhidas, nas quais o ângulo de incidência solar utilizado nos mapas sombreados (60°) não seja o mais adequado para a interpretação mais detalhada das estruturas.

Mesmo que realizados em etapa preliminar, é possível a correlação dos dados obtidos nesta etapa inicial com dados geofísicos de Castro et al. (2008), que evidenciaram, por domínios de lineamentos radiométricos, um padrão de embasamento heterogêneo, sedimentos apresentando contato plano e um forte *trend* SW-NE (N40°–70°E) (Figura 18). O domínio SW-NE está diretamente correlato ao balizamento e forte inflexão observado nos subdomínios Orós e Jaguaribe, enquanto que os lineamentos encontrados nos terrenos da Bacia Iguatu são correlatos ao domínio homônimo. As quebras negativas de relevo do domínio SE-NW são os únicos lineamentos não reconhecidos, sendo assim associados a estruturas locais e penetrativas (drenagens, fraturas, pequenas falhas, etc.) que demonstram a ausência de um sistema de falhas denso ao longo da borda noroeste da Bacia Iguatu.

As estruturas aqui descritas, juntamente com padrão de acamamento, domínios de lineamentos e a cinemática encontrada ao longo dos pontos visitados, evidenciaram a área de maior profundidade na porção meridional da Bacia Iguatu, próximo a região da ferrovia Transnordestina na qual ocorre a sub-horizontalização de camadas (Ponto 94). Os dados analisados concordam, em sua maioria, com a arquitetura sedimentar de hemi-grabens preenchidos por camadas longitudinais com mergulho predominante para SE, representativa de deposição durante fases iniciais de rifteamento (VASCONCELOS, 1998). A evolução estrutural também sugere um

cenário no qual a deposição em todas as bacias ocorreu junto a um evento tectônico único e gradativo, com áreas fontes similares, no qual ocorre o empilhamento de ambientes deposicionais simultâneos a fases de desenvolvimento do rifte.

Figura 18— Principais domínios radiométricos e lineamentos: Os diagramas de roseta representam a direção dos lineamentos para cada domínio tectônico, sendo eles o (a) subdomínio Orós, (b) subdomínio Jaguaribe, (c) bacias de Iguatu e (d) domínio Granjeiro.



Fonte: Castro et al. (2008).

A separação das bacias por altos estruturais e topográficos do embasamento é comumente interpretada como resultado da reativação de zonas de cisalhamento durante o Neocomiano (CASTRO et al., 2008). Essas reativações podem explicar tanto a cinemática de estruturas encontradas, quanto o alto ângulo de mergulho ($>50^\circ$) e a interrupção abrupta de cristas areníticas ocorrendo próximas a borda sudeste da Bacia Iguatu, em contato direto com o embasamento (ortognaisse). Desse modo, as bacias sugerem uma evolução sedimentar durante sequências sin-rifte e ausência de fases de deposição em fase pré-rifte, sendo diretamente afetadas por grandes sistemas de falhas de alto ângulo que estabelecem um padrão *en echelón* oblíquo e dextral (BEDREGAL et al., 1992; CASTRO & CASTELO BRANCO, 1999).

O Grupo Iguatu, assim como o Grupo Rio do Peixe e Araripe, são reflexos dos grandes eventos tectônicos ocorridos durante o Mesozoico, que marcam a abertura do oceânico Atlântico e o conseqüente afinamento crustal que permite que esforços deformem os sedimentos após ou simultaneamente a deposição. A complexidade estrutural encontrada e a difícil observação das características internas das bacias

são obstáculos que evidenciam a grande necessidade de estudos de cunho estrutural e geofísico mais adequados para os terrenos do Grupo Iguatu.

4.2. Análise petrográfica

Durante o desenvolvimento da pesquisa, dúvidas em torno da gênese dos arenitos e margas calcíticas encontradas na área foram levantadas e, juntamente ao potencial tectônico da região, decidiu-se coletar materiais de distintas características macroscópicas. Cristas areníticas formam a litologia que mais se sobressai na paisagem regional, sendo o principal alvo das coletas realizadas para tal objetivo. Foram confeccionadas 13 lâminas delgadas de arenitos e margas calcíticas de 8 localidades dispersas, todas na Bacia Iguatu devido ao seu maior registro sedimentar (Apêndice I).

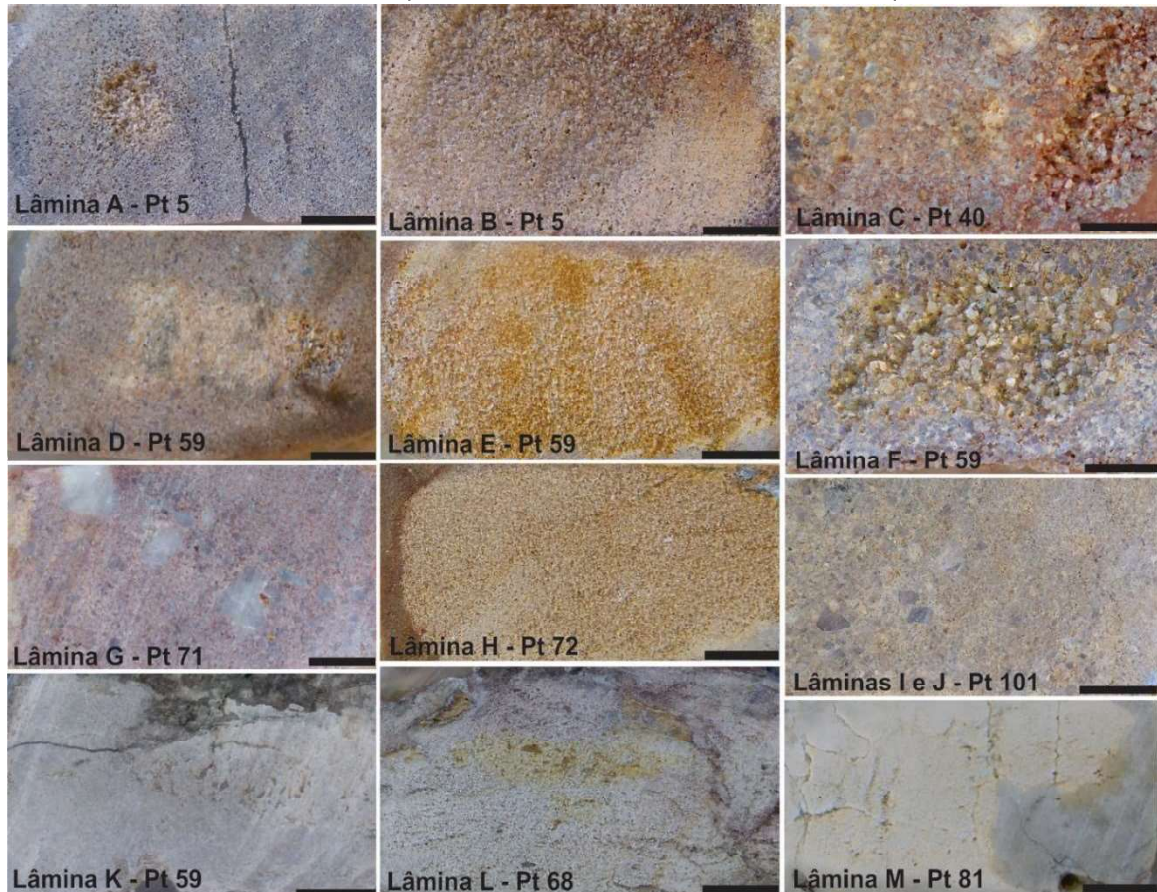
Os sedimentos associados ao Grupo Iguatu constituem depósitos de sistemas fluviais, lacustres e eólicos. As amostras coletadas são representativas de ambientes tipicamente fluviais que, por vezes, se localizam próximos a zonas de falha de alto rejeito ou remontam empilhamento sedimentar complexo onde arenitos e margas coexistem. Os dados petrográficos associados às amostras coletadas oferecem informações acerca do potencial de correlação entre diferentes níveis, além de noções de proveniência e condições deposicionais dos sedimentos.

A resistência física do material coletado é em sua maioria baixa e, por segurança, todas as amostras foram submetidas a processo de impregnação com resina incolor para a realização das análises microscópicas. Buscou-se material fresco e orientado, com o objetivo de uma maior preservação, diversidade petrográfica e microtectônica. Fragmentos líticos muito grossos e pequenos grânulos (1-4mm) observados em parte das amostras areníticas foram analisados atenciosamente na tentativa da aquisição de dados de proveniência.

O material foi inicialmente analisado em escala macroscópica, em amostras de mão e de pequenos blocos impregnados (Figura 19), mostrando colorações desde amarelas a fortemente avermelhadas, associadas com os diferentes níveis de oxidação e alteração ferruginosa. Essa alteração foi observada apenas nos litotipos areníticos enquanto que os exemplares carbonáticos (Lâminas K, L e M) se apresentaram no máximo fraturados. As amostras A e B, mostra que a variação nas colorações ocorre de maneira indiscriminada, de modo que uma mesma amostra pode

apresentar cores diferentes e, conseqüentemente, diferentes aspectos petrográficos. As fichas de descrição completas podem ser encontradas no Apêndice IV.

Figura 19— Blocos impregnados: blocos usados durante análise macroscópica do material, evidenciando a variedade macroscópica das amostras. Barras observadas equivalem a 1 cm.



Fonte: Elaborado pelo autor.

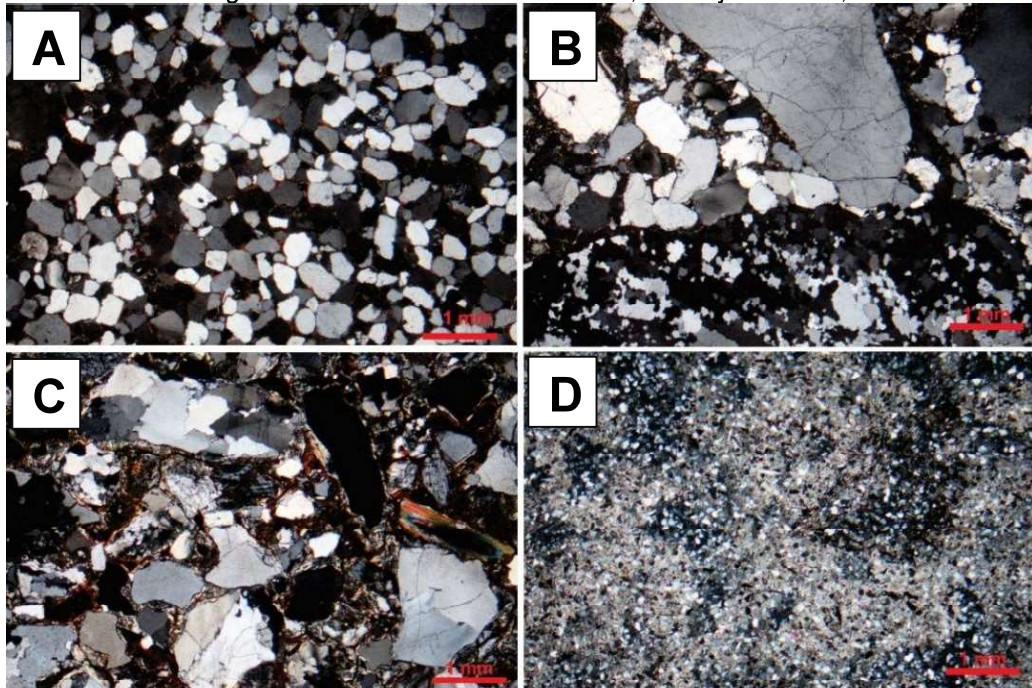
Os arenitos apresentam uma evidente variação granulométrica, com matriz desde fina a muito grossa (< 0,2 a 2mm), podendo ocorrer grânulos e seixos de 2mm a aproximadamente 1cm de diâmetro ao longo do seu eixo maior. As amostras encontram-se desde muito mal a muito bem selecionadas, sendo assim atribuí-se uma textura detrítica psamítica aos arenitos. A partir da observação macroscópica das margas constatou-se uma coloração cinza esbranquiçada e a reação com solução de ácido clorídrico (HCL 10%), confirmando o caráter carbonático das mesmas.

A área fonte de coleta é geralmente caracterizada por predominância de siltitos e argilitos, interrompidos por lentes ou camadas areníticas ou carbonáticas, o que estabelece uma matriz tipicamente muito fina ou amorfa. Por fim, análise macroscópica evidenciou uma alta compactação para as amostras coletadas próximas a zonas de falhas (Lâminas A, B, I e J). Neste caso foram realizadas lâminas tanto no sentido do acamamento (S_0) como no sentido do plano de falha (S_1), com o

objetivo de observar indicadores cinemáticos e vestígios de herança tectônica das rochas do embasamento, tais quais a orientação e deformação de grãos detríticos e vestígios de fases dúctil-rúptil.

A análise microscópica revelou, inicialmente um conjunto de arenitos de arranjo textural em sua grande maioria clasto-suportado, com baixo teor de matriz, com exceção da Lâmina C (Formação Moura). Os demais exemplares apresentaram contato pontuais a suturados entre grãos, assembleia mineralógica simples, constituída por quartzo, fragmentos líticos, biotita, muscovita e microclínio, com diferentes graus de alteração nas micas e feldspatos. As amostras de margas, com cimento carbonático, são finas a muito finas, enquanto os arenitos apresentam cimento argiloso e grãos subangulares a subarredondados, normalmente submaturos (Figura 20).

Figura 20— Variação granulométrica e textural das lâminas coletadas: A) Lâmina B (S1), fina, madura e bem selecionada, com poros preenchidos por cimentação argilo-ferruginosa; B) Textura grosseira da lâmina G, evidenciando a má seleção e diferenciação entre grãos de quartzo; C) Lâmina C, também grossa, porém fortemente alterada; D) Marga calcítica (Lâmina K) fina, de cimentação compacta, bem preservada. Todas as imagens retiradas em nicóis cruzados, em objetiva de 2,5x.



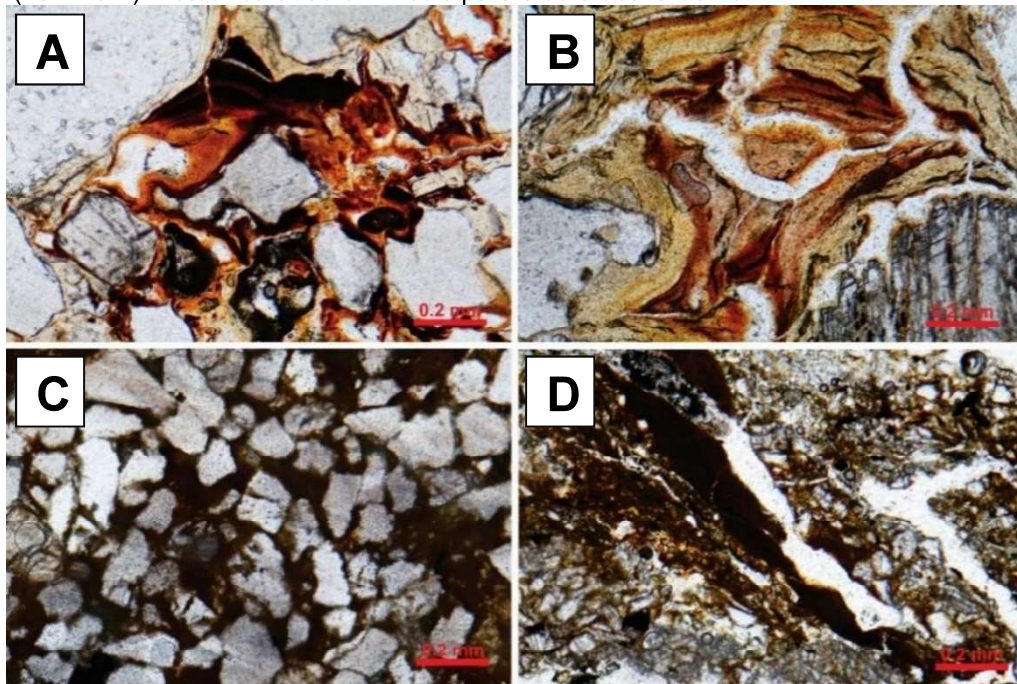
Fonte: Elaborado pelo autor.

A textura revela um retrabalhamento moderado a leve dos grãos por toda a Bacia Iguatu, possivelmente associado ao predomínio de ambientes de planícies de inundação e terraços fluviais, com pouca variação de altitude e transporte de litologias pré-existentes a bacia. Os grãos de quartzo subarredondados ou subangulares são indicativos de pouco transporte e área fonte próxima a área de deposição. Os arenitos

se apresentam porosos ou compactos, com pouca cimentação, contudo é possível observar o recobrimento de grãos primários (detriticos) por níveis hematíticos (vermelhos) e goethíticos (amarelados) na parede dos poros da rocha, representativos de uma cimentação argilo-ferruginosa.

Os processos de recobrimento e migração do material amorfo podem ser muito bem observados nos arenitos semiconsolidados da Formação Moura (Lâmina C; Figura 21A e B). Já o processo de preenchimento de poros é observado quando o mesmo material avermelhado cria zonas nas quais predomina de forma homogênea, e impede a visualização clara das características da rocha (Lâmina K; Figura 21C).

Figura 21— Recobrimento e migração de material amorfo: A) Estruturas de migração de argila recobrendo grãos detriticos e intergranulares, com alta concentração em ferro e; B) alternância entre níveis hematíticos e goethíticos a partir da concentração de ferro no material; C) Padrão de pseudoplasmação observado na lâmina E, com material argilo-ferruginoso recobrendo desde grãos a poros intragranulares; D) Acumulação de material argilo-ferruginoso em plano de fratura de marga calcítica (Lâmina L). Fotos retiradas em nicóis paralelos e obtiva de 10x.



Fonte: Elaborado pelo autor.

O avanço desse tipo de alteração pode ser observado também nas amostras de margas calcíticas, ao longo de fratura abertas na forma de poro, impregnadas pelo material (Lâmina L; Figura 21D). A preservação da cimentação calcítica fez possível a identificação de cristais de micas (biotita) fortemente alteradas dando início ao processo de formação do cimento argilo-ferruginoso, como bem observado na marga calcítica L (Figura 22).

A degradação de cristais de biotita e formação de cimento argilo-ferruginoso amorfo revelam um ambiente fortemente oxidante, representado pela formação de

óxidos e hidróxidos de ferro a partir da reação de elementos metálicos com o oxigênio e água do ambiente, exemplificados pelas seguintes reações:

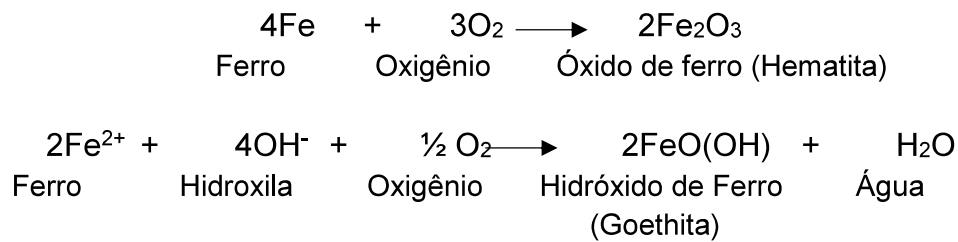
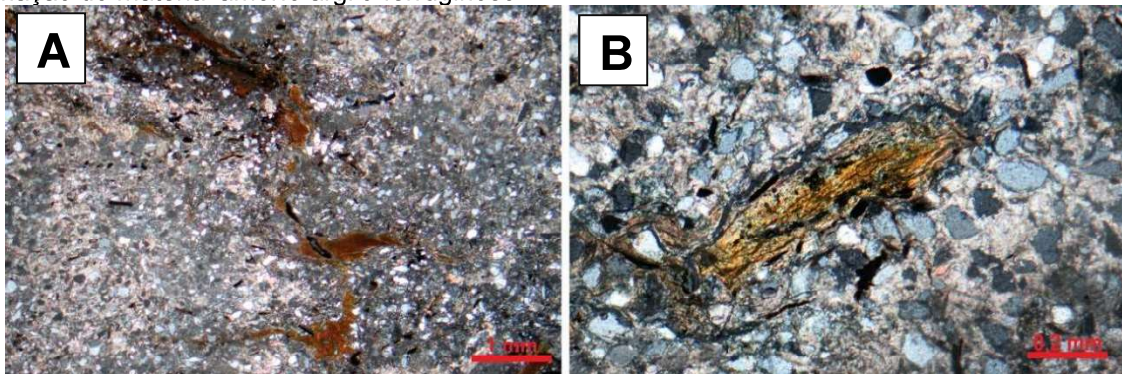


Figura 22 — Características peculiares das lâminas de margas calcíticas: A) Fratura preenchida por material amorfo avermelhado de composição hematítica, resultado da alteração de minerais micáceos por percolação de fluidos; B) Cristal singular de biotita sofrendo processo de alteração e consequente formação do material amorfo argilo-ferruginoso.



Fonte: Elaborado pelo autor.

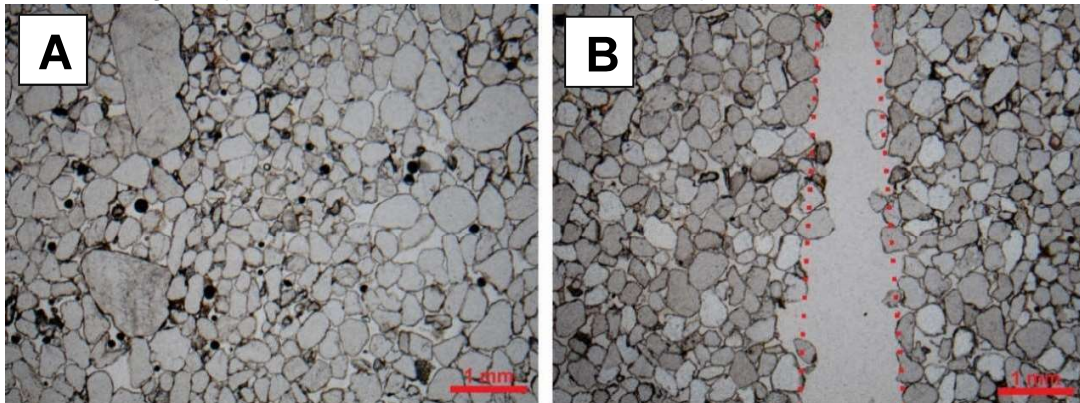
A compactação das amostras é de moderada a elevada, com exceção do material coletado na Formação Moura (Lâmina C). As amostras A, B, I e J apresentam compactação elevada, associada a proximidade de zonas de falhas. Contudo, fraturas abertas existentes sugerem uma possível percolação de soluções pós-depositivas responsáveis pela alteração observada (Figura 23), assim como a mudança da morfologia dos contatos entre os grãos, por dissolução.

A porosidade entre amostras também é variável, desde baixa nas próximas a zonas de falhas (amostras A, B, I e J) a elevadas como no arenito da Formação Moura (amostra C). A porosidade na sua forma primária é observada somente nas amostras areníticas, por meio de poros intergranulares isolados representativos do impacto da diagênese. A porosidade secundária pode ser observada mais facilmente, ocorrendo em todas as litologias, por meio de poros interconectados e fraturas abertas. Todas essas características categorizam as amostras coletadas como submaturas, tanto texturalmente quanto mineralogicamente, evidenciando litologias depositadas pouco distante da área fonte.

As amostras orientadas, retiradas próximas a zonas de falha, evidenciaram muito pouca ou nenhuma herança estrutural ao longo das duas orientações. A

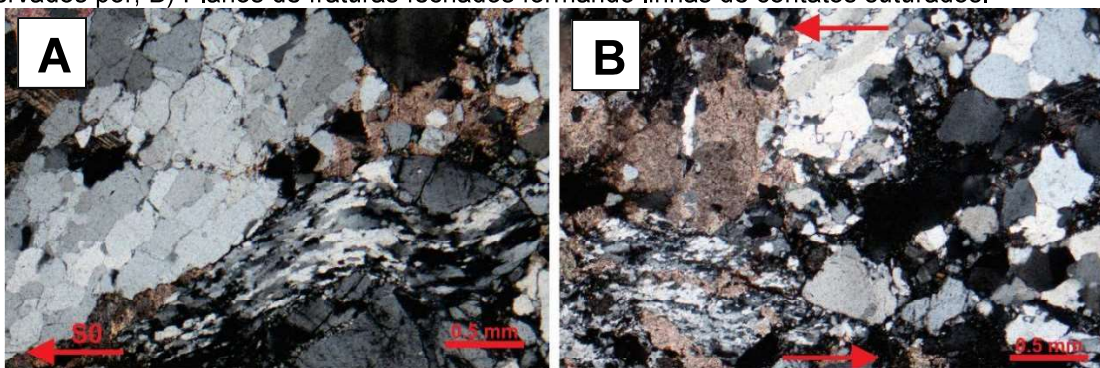
amostra B (Figura 23) ainda se mostra porosa, com contatos pontuais entre grãos detríticos e poros preenchidos por material amorfo argilo-ferruginoso, o que sugere a ausência da herança dos grandes esforços daquela região. As amostras I e J, por sua vez, apresentam alta compactação e planos de fratura fechados ao longo de S_1 (327/07), observados por linhas contínuas de contato suturado entre os grãos de quartzo, evidência de processos de dissolução. Também pode ser observada uma deformação em grãos policristalinos de quartzo ao longo plano S_0 (10/45) (Figura 24A e B). A análise preliminar da movimentação observada, apesar de discreta, pode atribuir um regime sinistral à zona de falha próxima a amostra coletada.

Figura 23— Ausência de herança estrutural do embasamento: A) Porosidade primária gerada antes da diagênese e B) Fratura aberta gerada durante e após a diagênese. Ambas figuras representam a amostra A, ao longo do plano S_0 , com aumento de 10x e nicóis paralelos.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 24— Vestígios de herança estrutural do embasamento: A) Clastos de quartzo deformados ao longo do acamamento sedimentar da lâmina J evidenciam esforços tectônicos sinistrais, também observados por; B) Planos de fraturas fechados formando linhas de contatos suturados.

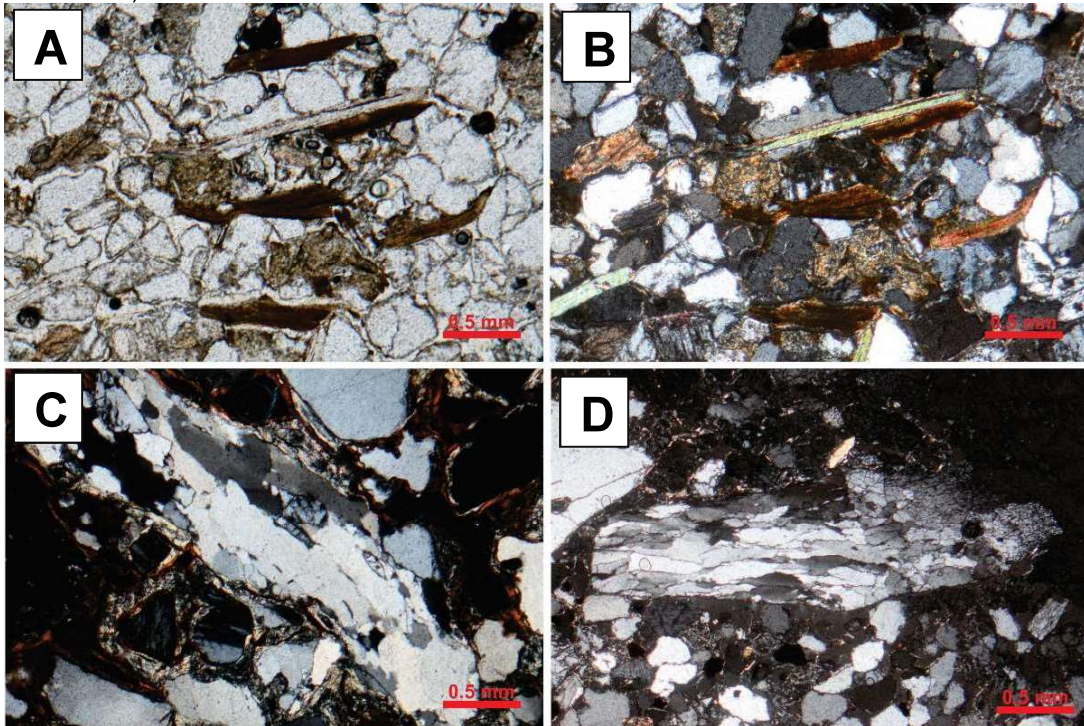


Fonte: Elaborado pelo autor.

Todavia, vestígios de herança estrutural também são observados dispersos em amostras afastadas de zonas de falhas, por meio de uma forte orientação de cristais alongados de biotita e muscovita (Figura 25A e B) e pela deformação (Figura 25C) e estiramento (Figura 25D) de grãos policristalinos, o que levanta dúvidas acerca da

interpretação tectônica sinistral sugerida. Não se exclui a observação de grandes fraturas ou planos de orientação nos arenitos coletados próximo a zonas de borda ou falhas internas. A alta compactação nessas amostras indica fraturas seladas tectonicamente e o recobrimento fino dos cristais de quartzo indica a retirada do material por processos de transporte e erosão encontrados em rochas com contatos fortes entre grãos. A ausência do material argilo-ferruginoso recobrindo os grãos e paredes de fraturas também sugere que a compactação presente é tectônica e posterior a fase diagenética dos cristais.

Figura 25— Orientação de cristais de micáceos: A e B) Ripas de Orientação preferencial de minerais micáceos desde fortemente alteradas a cristais alongados preservados; C) Grãos levemente deformados e D) estirados encontrados em amostras isentas de influência tectônica.



Fonte: Elaborado pelo autor.

4.2.1. Classificação modal

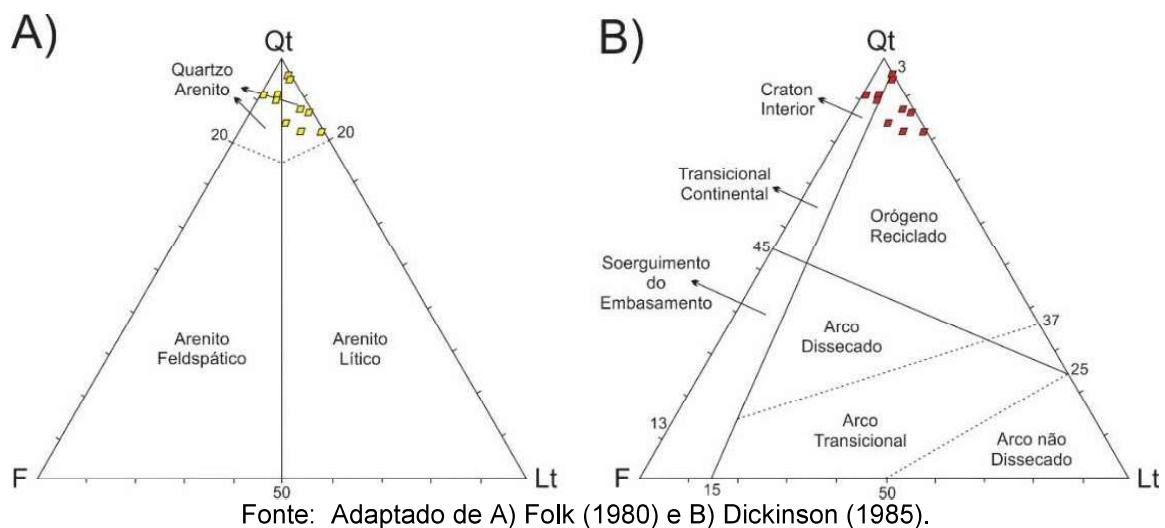
Durante a descrição microscópica também foi realizado a contagem de grãos e estabeleceu-se uma classificação modal para os arenitos. A contagem revela, em média, um predomínio de grãos de quartzo (88,67%) associados a uma pequena variedade de fragmentos líticos (7,47%) e grãos de feldspato (plagioclásio e microclínio) preservados (3,86%).

A partir da classificação de Folk (1980), dentre os oito arenitos classificados, seis se encaixam como quartzo-arenitos líticos (Lâminas A, B, D, E, F G e H) e dois podem ser classificados como quartzo-arenito feldspáticos (Lâminas C, I e J) (Figura

26A). O elevado grau de alteração nas rochas pode influenciar na concentração original de grãos feldspáticos existentes, uma vez que processos de lixiviação são capazes de retirar e alterar esses minerais mais frágeis (microclínios e micas) em materiais amorfos.

Já a classificação de Dickinson (1985) atribui aos quartzos-arenitos líticos uma gênese associada a reciclagem de orógenos, e aos quartzos-arenitos feldspáticos uma origem associada a regiões cratônicas interiores (Figura 26B). Ambas as classificações suportam a caracterização de um embasamento heterogêneo (CASTRO et al, 2008), no qual corpos areníticos eram depositados em ambientes de subsidência intracontinental, em meio a faixas tectônicas de litologia variável (Faixa Cariri-Potiguar).

Figura 26— Diagramas de classificação ternários: A) Classificação litológica de Folk (1980) e; B) Classificação modal de origem para as amostras de arenitos analisadas.



As classificações estabelecidas sofrem com a ausência de uma clara evidência visual de fase pré-rifte ao longo dos afloramentos e pela falta de traços evolutivos do rifte enquanto expunha terraços de embasamento, que evidenciaríamos claramente uma herança estrutural derivada do embasamento nos sedimentos recém-formados naquela época.

4.2.2. Interpretação

O reflexo de todas as características observadas pode ser associado ao clima da região, que possui um importante papel na preservação das litologias e no desenvolvimento de um sistema em abertura com alternância entre períodos secos e úmidos (LIMA, 1983; PETRI, 1983). Logo, a composição sedimentar é fortemente

afetada pelas variações de temperatura e precipitação, intensidade do intemperismo, e pelo tempo no qual ocorrem os processos de alteração (DREVER, 1994; WHITE & BLUM, 1995).

A forte influência do intemperismo nas amostras pode ser visualizada pela degradação dos cristais micáceos, pela escassez de grãos feldspáticos e por fraturas prioritariamente preenchidas se apresentando novamente abertas. Por um lado, essas características mostram um sistema com condições de transporte limitado e baixa capacidade de retirada de material siliciclástico. Já a observação de grãos de quartzo fraturados, pouco alterados, subarredondados a subangulares, pertencentes a um sistema com predominância de processos físicos que permite a percolação de fluidos, demonstra certa limitação do intemperismo e a ausência de tempo para o seu desenvolvimento (GARZANTI et. al., 2013). Tal evidência pode ser observada na Lâmina C dos arenitos da Formação Moura, associada aos últimos eventos deposicionais da Bacia Iguatu, o que suporta a hipótese de um ambiente com ausência de tempo para a progressão do intemperismo para estágios finais.

Todos os arenitos são tidos como sofredores do mesmo padrão de intemperismo devido as suas assembleias mineralógicas em comum, ambas ricas em quartzo e deficientes em fragmentos líticos e feldspatos. Dessa maneira percebeu-se dois sistemas diferentes dentre os arenitos associados ao Grupo Iguatu (Lâminas A, B, D, E, F, G, H, I e J) e ao arenito associado a Formação Moura (Lâmina C). Os arenitos do Grupo Iguatu representam um sistema bem desenvolvido, com evidências de processos de compactação, erosão, retrabalhamento suave e pouco fraturamento. O arenito coletado na Formação Moura é, por sua vez, representativo de um sistema completamente aberto, marcado por baixa compactação, alta percolação de fluidos, dissolução de materiais finos, fraturas abertas e recobrimento de grãos.

Uma boa interpretação acerca da proveniência dos arenitos analisados depende da identificação de características reversíveis do potencial destrutivo associado tanto ao aspecto tectônico herdado do embasamento quanto ao forte intemperismo local (GARZANTI et. al., 2013). Algumas características regionais podem contribuir com informações obtidas nas lâminas analisadas. Com uma maturidade textural e composicional moderada a elevada, as baixas concentrações de feldspato e fragmentos líticos podem ser associadas a ação das drenagens dos rios Jaguaribe e Salgado. O carreamento da maior parte dos fragmentos líticos e o forte intemperismo podem ser correlacionados a porções retrabalhadas de um sistema

fluvial bem estabelecido e porções de embasamento (rochas metassedimentares e granitoides) aflorantes em cotas baixas sendo afetadas pelas drenagens. Processos de lixiviação também são sugeridos pela preservação dos minerais micáceos nos arenitos próximos a zonas de falha (A, B, I e J) e nas margas calcíticas (Lâminas K, L e M), nas quais a compactação e a cimentação impedem uma maior circulação de fluidos intersticiais. Por fim, a predominância de grãos de quartzo subarredondados a subangulares também sugere a caracterização da Bacia Iguatu como uma porção distal de um sistema fluvial responsável pela deposição de corpos arenosos retrabalhados.

A classificação composicional e de proveniência estabelecida pela contagem de grãos, está diretamente associada a uma deposição em região de rebaixamento de relevo misto, composto pelos cinturões delgados e deformados que contornam não somente Iguatu, mas todas as bacias que compõe o Grupo (Grupo Orós, Grupo Cachoeirinha e granitoides tardi a pós tectônicos). Dessa maneira temos a deposição de quartzo-arenitos feldspáticos e líticos, transportados principalmente pelos rios regionais dentro de um sistema distributário distal, com eventuais pulsos de maior energia marcados por termos granulométricos mais grossos.

Nem todas as condições para um diagnóstico de proveniência bem definido foram encontradas nas amostras analisadas na região de Iguatu. A riqueza em características de deterioração ofereceu importantes dicas na resistência relativa ao intemperismo, porém as mesmas contam mais sobre o estado da destruição da rocha do que sobre o material destruído. A distribuição conhecida das litologias de base da bacia e a variação topográfica entre tabuleiros sedimentares e regiões montanhosas associadas ao embasamento se tornaram pontos positivos para a determinação da classificação de proveniência entre regiões intracratônicas e orógenos reciclados. Em contrapartida, o forte intemperismo é representativo de um paleoambiente não muito distante do semiárido, operando com bastante força e sem contraste de temperatura e precipitação anuais, com baixo potencial de preservação.

Tais características fazem da identificação da proveniência das amostras uma tarefa problemática, pois os fatores de degradação das rochas causam a perda parcial de informações sobre o fracionamento dos minerais que as constituem em função da sua forma, densidade, resistência física e estabilidade química (MORTON & HALLSWORTH, 1999). Sugere-se, para maiores detalhes sobre proveniência dos arenitos, a análise de minerais pesados e a confecção de mais exemplares de lâminas

devidamente adequadas para um melhor objetivo de estudo (análise de porosidade, cimentação, estudo de origem de fragmentos líticos, entre outros).

4.3. Análise Sedimentar

Para o Grupo Iguatu adotou-se a descrição e análise faciológica proposta por Miall (2006) para ambientes fluviais e, como exemplificado pelo mesmo autor, adaptações particulares são apropriadas para cada área de estudo. Foram reconhecidas doze fácies características de sistemas deposicionais fluviais distais e distributário (Quadro 1 e 2), além de adaptações de fácies desenvolvidas por processos eólicos.

Em geral, nas exposições encontradas em todas as bacias, existe um predomínio de fácies de granulometria fina (F1 e Fm) intercalados por fácies arenosas maciças ou estratificadas (Sm, Sp e St), padrão muito bem observado nas seções levantadas nos cortes da Ferrovia Transnordestina, nos terraços adjacentes a açudes e corpos d'água, e nos altos de relevo. As fácies encontradas são, em sua grande maioria, correlatas as fácies reconhecidas por Arima (2007), contudo novas exposições refinam a distribuição das mesmas, principalmente na Bacia Iguatu. O agrupamento de fácies em determinadas sequências pode ser feito em toda a região, sendo preferivelmente descritas por grupos de sequências de fácies de acordo com a granulometria dominante da sequência e estruturas distintas.

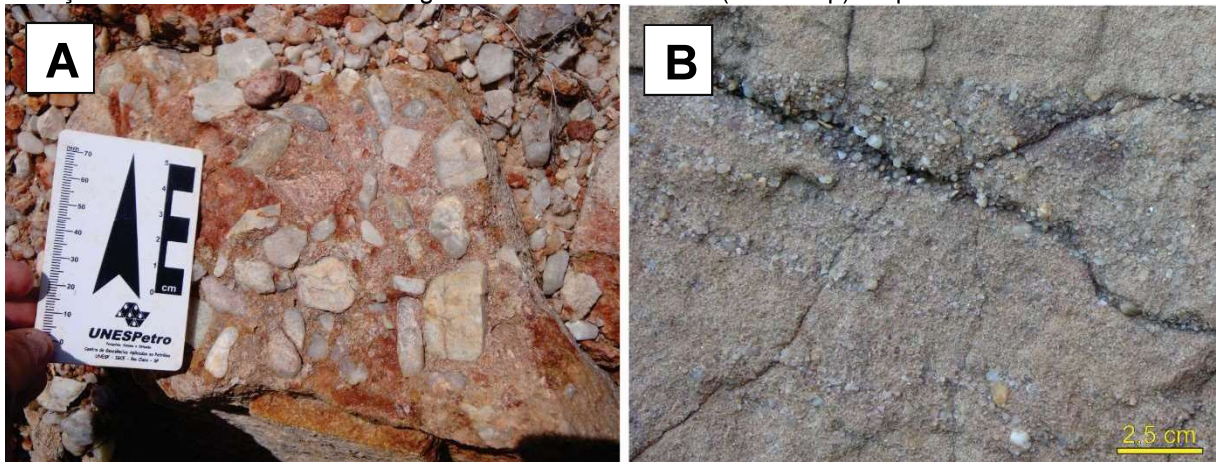
4.3.1. Grupo Faciológico I (GF-I): Conglomerados e arenitos próximos a borda das bacias, amalgamados com silte e argila.

Encontrado de maneira descontínua ao longo das bordas das bacias, este grupo é composto principalmente por fácies areníticas quartzosas, finas a grossas (fácies Sm, St, Sh e Sr), amalgamadas com fácies de granulometria fina (fácies F1) e cascalhosas pouco espessas (fácies Gcm e Gp). As fácies cascalhosas puderam ser melhor observadas no extremo sudoeste da Bacia Iguatu, ao longo da borda noroeste da Bacia Lima Campos e de maneira dispersa na Bacia Malhada Vermelha. Usualmente formam cristas areníticas com contato direto com o embasamento (Pontos 5 e 6), ou camadas conglomeráticas de alto ângulo de mergulho (média de 45°) acompanhando o caimento local do embasamento (Pontos 46, 71 e 72). As camadas apresentam porte decimétrico e não são mais espessas que 50cm. Os clastos observados são predominantemente quartzosos, e também ocorrem

fragmentos líticos derivados do embasamento (granitoides), todos variando de 0,2cm a 6,5cm de diâmetro em seu eixo maior.

Os conglomerados clasto suportado pertencentes a fácies Gcm neste grupo são avermelhados e arroxeados, apresentam textura maciça, uma baixa seleção, arcabouço arenoso e clastos moderadamente arredondados (Figura 27A). A fácies é a mesma caracterizada por Arima (2007), contudo não foram visualizadas estruturas formadas pela organização dos calhaus ou matações de até 40cm nos afloramentos para este grupo. A ocorrência de níveis conglomeráticos com estratificação planar correspondentes a fácies Gp também existe em meio a pacotes areníticos de mesma coloração e espessura métrica. Os conglomerados são estratificados, mal selecionados, com arcabouço arenoso abundante de granulometria grossa. Nesses arenitos, os topos de alguns sets exibem um acúmulo de clastos na base reta das estratificações (136/12), variando de 0,2 a 2cm de diâmetro ao longo de seu eixo maior (Figura 27B).

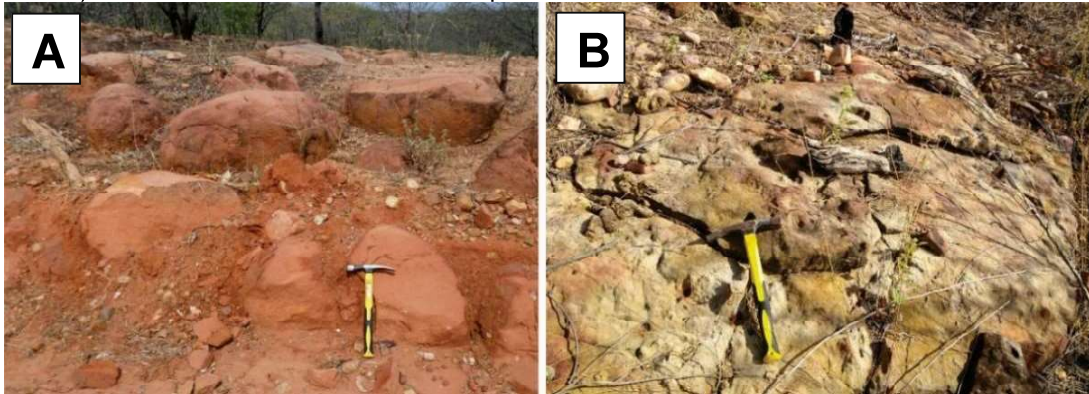
Figura 27— Fácies cascalhosas do GF-I: A) Conglomerados clasto suportados do ponto 72. B) Arenitos maciços acinzentados com set conglomerático de base reta (fácies Gp) do ponto 5.



Fonte: Autor.

Nas fácies arenosas, a coloração das rochas varia entre avermelhada, amarelada ou esbranquiçada e aflora em padrão de blocos fortemente alterados ou na forma de cristas silicificadas, com granulometria fina a grossa (Figura 28A e B). As fácies arenosas são encontradas principalmente ao longo da borda noroeste das três bacias, sempre de maneira isolada em sets de porte métrico, acamamento tabular ou irregular, em meio a fácies de granulometria fina. Foi possível a observação de pequenos seixos e vestígios de icnofósseis como pegadas e pistas de vertebrados ao longo dos afloramentos (Figura 29).

Figura 28 — Fácies arenosas do GF-I: A) Blocos de arenitos maciços avermelhados (fácies Sm) do ponto 38. B) Cristas areníticas silicificadas do ponto 62.



Fonte: Autor.

Figura 29 - Vestígios de icnofósseis: Pegadas e pistas de vertebrados em arenitos do ponto 75.



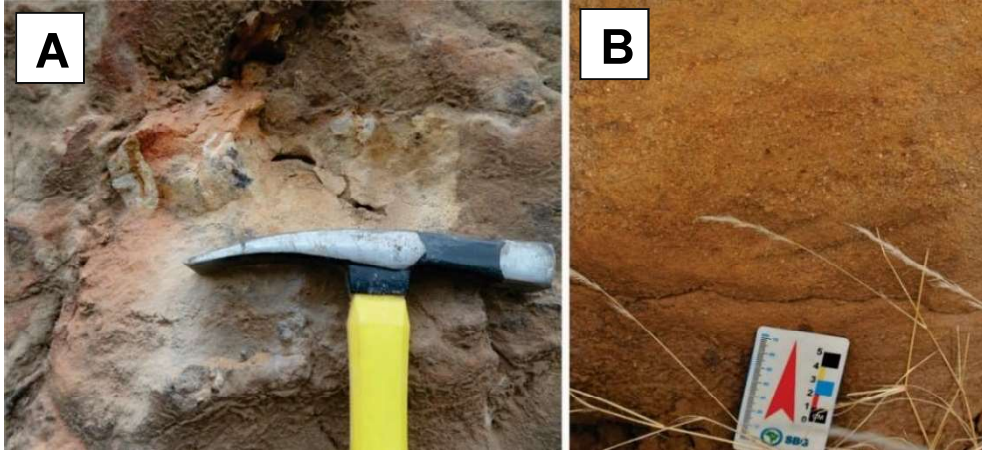
Fonte: Autor.

Arenitos maciços da fácies Sm são os mais comuns para este grupo encontram-se moderadamente selecionados, com acamamento irregular e ausência de estruturas bem visíveis (Figura 30A), entretanto ainda é possível a observação de estratificação planar fraca (Figura 30B) em alguns afloramentos. A ausência de estruturas é resultado do forte intemperismo do local ou de processos pós-deposicionais capazes de alterar as estruturas originais da fácies (MIALL, 2006).

Também são observados arenitos com estratificação cruzada acanalada de porte métrico ou menores, equivalentes a fácies St. Ocorre com granulometria fina a grossa, moderadamente selecionados, com pequenos seixos subarredondados de quartzo dispersos nos planos de estratificação. Os afloramentos de porte métrico mostram estratificações de grande comprimento agrupadas (Figura 31A), e os menores podem apresentar geometria festonada com melhor seleção, visualizados tanto em perfil quanto na superfície das cristas areníticas (Figura 31B). Outras fácies arenosas podem ser encontradas associadas, como arenitos com estratificação plano-paralela (fácies Sh) e arenitos com micro-ondulações (fácies Sr). A fácies Sh é

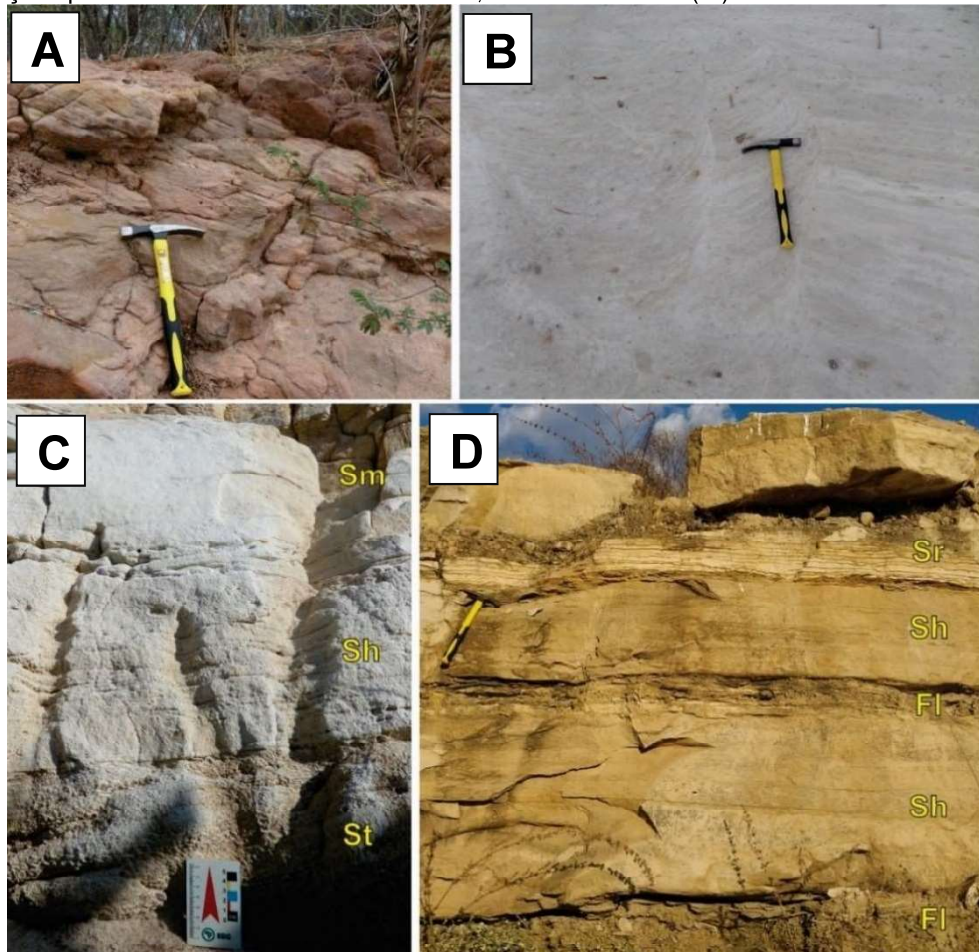
observada em arenitos muito finos a finos, amarelados, bem selecionados, formando camadas de até 30cm (Figura 31C). A fácies Sr ocorre nos mesmo arenitos, com micro-ondulações assimétricas de altura média de 2cm (Figura 31D).

Figura 30— Fácies arenosas maciças do GF-I: A) Arenitos maciços alaranjados, com B) camadas de finos na base ou C) intercaladas em meio a arenitos estratificados (Fácies St).



Fonte: Autor.

Figura 31— Fácies arenosas estruturadas do GF-I: A) Planos de estratificação cruzada acanalada de porte métrico (Fácies St) B) Arenitos esbranquiçados com estratificação festonada em superfície. C e D) Mudança rápida de fácies em barras arenosas, com fácies finas (FI) intercaladas.



Fonte: Autor.

A ocorrência de fácies finas é observada discretamente em camadas laminadas de argila, silte e areia muito fina (fácies FI), com porte decimétrico, também intercalado em meio aos arenitos. A fácies é representada pela intercalação entre areia muito fina e silte, levemente ondulada (Figuras 31D).

Não foi possível o levantamento de seções modelo para este grupo faciológico devido ao baixo potencial de preservação das fácies observadas, resultando em poucas exposições, assim como a baixa continuidade causada pelo recobrimento regional por sedimentos mais recentes.

4.3.1.1. Interpretações

Devido à ausência de boas exposições e informações de subsuperfície, dados de espessura para o grupo não puderam ser estimados, com melhores ocorrências encontradas de forma pontual. As fácies descritas são representativas dos ambientes estabelecidos dentro do modelo de sistema fluvial de Miall (2006). As fácies cascalhosas são associadas a fluxos de detritos pseudoplásticos de baixa energia, viscosos, laminares ou turbulentos, com variações de textura refletindo mudanças nas condições hidráulicas que alteram a movimentação dos seixos.

Os afloramentos encontrados apontam para ambientes de canais distais (CH) e de barras cascalhosas (GB) distribuídos isoladamente. As fácies arenosas são interpretadas como ambiente próximos aos canais antigos, ocorrendo o colapso de pequenas bancadas arenosas, com variação de profundidade de água e suprimento sedimentar, gerando migração de dunas subaquosas em ambientes de maior profundidade, e deposição por suspensão na transição entre fluxos subcríticos a supercríticos com velocidades de aproximadamente 1m/s (MIALL, 2006). A pouca exibição da fácies FI (Figura 31D) é associada a um ambiente de planície de inundação, podendo ocasionar cimentação calcítica nos arenitos e refletem processos de percolação de água recente.

A delimitação deste grupo é possível uma vez que os afloramentos se tornam gradativamente mais siltosos e argilosos juntamente a um desaparecimento significativo de ocorrências areníticas. A porção basal do grupofaciológico é influenciada pela proximidade dos sedimentos às falhas que limitam o grupo, na forma de fraturamentos e deformação. O desaparecimento dos arenitos, e predomínio de siltitos e argilitos pôde ser visto em escala regional, por imagens de satélite que permitiram o traçado do contato entre as formações.

4.3.2. Grupo Faciológico II (GF-II): Sedimentos clásticos finos de borda de bacia.

Este grupo apresenta grandes afloramentos intercalados entre exposições periódicas de siltitos vermelhos e argilitos cinza esverdeados laminados (Fácies FI), podendo ocorrer camadas calcíferas e níveis centimétricos de arenitos avermelhados, amarelados e cinzentos, com geometria lenticular ou tabular, fortemente estruturados (fácies Sm, St, Sp, Sh e Sr). O grupo é restrito a uma primeira faixa de predominância das fácies finas, encontrada em corte de estradas, e próximos a corpos d'água e riachos menores, chegando a ser vista em contato direto com o embasamento.

A fácies FI ocorre em camadas de porte centimétrico a decamétrico, quebradiços, por vezes com estratificação incipiente (Figura 32A). Durante as sequências de maior continuidade pode ser observada a intercalação entre argilitos cinzentos e siltitos roxo avermelhados com arenitos finos amarelo esbranquiçados. As litologias apresentam forte influência de processos de intemperismo associado (Figura 32B). A degradação dos afloramentos impede uma melhor visualização da geometria original das fácies, evidenciando uma grande circulação de água em ambiente de planície de inundação.

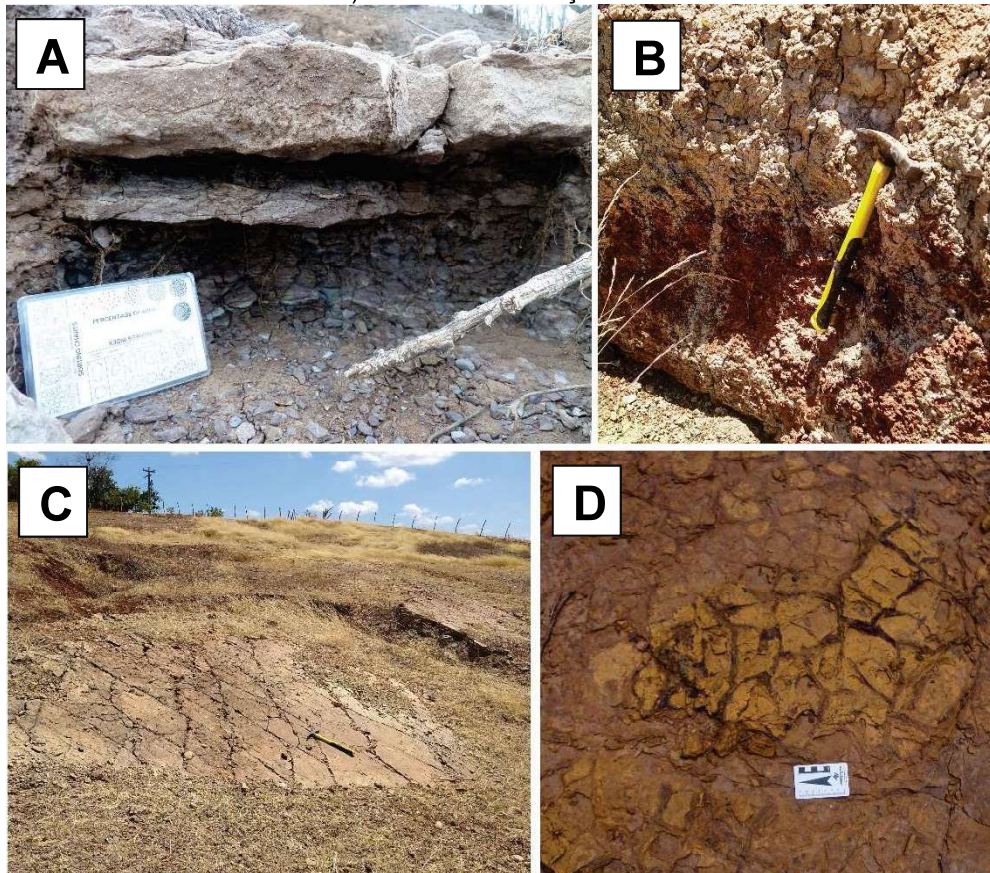
As ocorrências de arenitos são escassas e pouco espessas (aproximadamente 20cm), bem selecionadas, com granulometria fina a média e estruturas variadas. Os arenitos marcam eventos episódicos capazes de formar cristas deformadas (Figura 32C) com intraclastos de argila e níveis com cimentação calcítica formando caliche e gretas de contração (Figura 32D) entre sets de siltitos. A presença dos sedimentos finos em regiões próximas a borda da Bacia Iguatu, reflete uma fase de deformação marcada por um limite tectônico a sudeste e pelo empilhamento de sistemas deposicionais na porção norte (PONTE FILHO, 1994). Supõe-se que este grupo é, por vezes, responsável pelo recobrimento das fácies arenosas e conglomeráticas da GF-I, principalmente ao longo da borda norte das bacias. A presença de carbonatos pedogênicos (Fácies P) e níveis de ostracodes, supostamente *Darwinula sp.* (HESSEL, 2006), ocorrem de maneira pontual na forma de nódulos e níveis milimétricos ao longo de exposições contínuas, não influenciando no aspecto geral do grupo, sendo preferivelmente descritos quando mais expressivos, em grupo distinto.

4.3.2.1. Seções estratigráficas levantadas

Para este grupo foram levantadas 5 seções estratigráficas, sendo elas as seções Vila Antonico-PT22, Vila Antonico-PT59, Quixelô-PT31, Trecho D da seção

Transnordestina e seção José de Alencar-PT105. As localidades foram escolhidas pela melhor continuidade ou posição estratigráfica estratégica para o melhor entendimento da estratigrafia regional. Representam desde regiões próximas a transição com os ambientes de canais (CH) do primeiro grupo faciológico, quanto regiões onde predominam as fácies finas de ambientes de planície de inundação com eventuais espraamentos de crevasse (FF, CS).

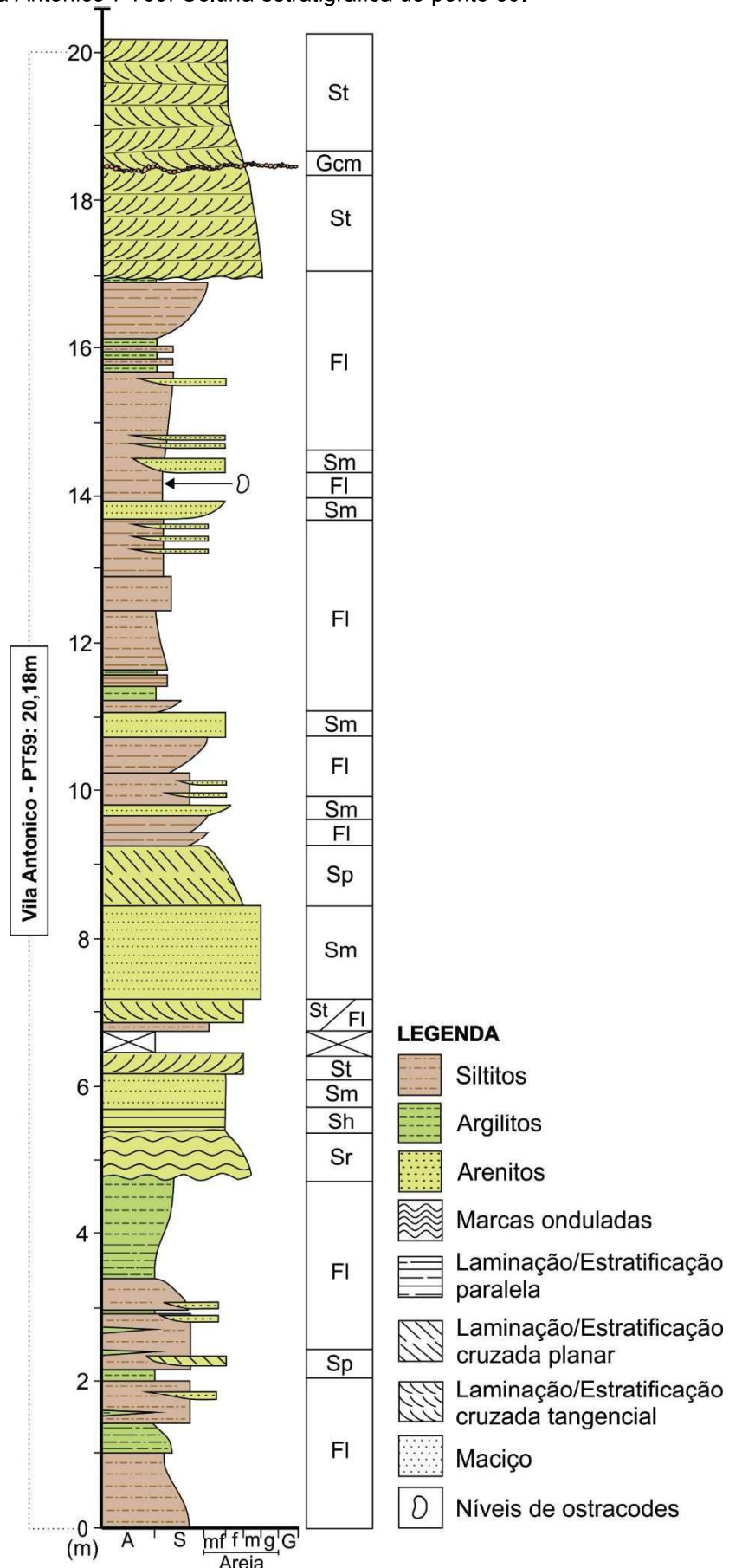
Figura 32— Fácies de granulometria fina do GF-II: A) Exposições de argilitos cinza esverdeados e siltitos em corte de estrada. B) Forte intemperismo sofrido em ambas litologias. C) Cristas areníticas fraturadas e levemente deformadas. D) Gretas de contração entre camadas finas e areníticas.



Fonte: Autor.

Próximo ao distrito de Vila Antonico, foi possível o levantamento da seção Vila Antonico-PT59, que apresenta alternância entre ambientes de canais e planícies de inundação de porte métrico (Figura 33). A seção possui um total de 20,18m, com uma base de 4,8 m de siltitos avermelhados intercalados a argilitos cinza-esverdeados da fácies FI, com lentes decimétricas de arenitos maciços ou fracamente laminados. A fácies é interrompida pelo aparecimento de um primeiro canal fluvial (4,8 – 9,2 m) composto por arenitos de granulometria fina a média representativa das fácies Sp, St, Sh e Sr, e arenitos grossos a conglomeráticos com ausência de estruturas sedimentares associados a fácies Sm.

Figura 33— Vila Antonico-PT59: Coluna estratigráfica do ponto 59.



Fonte: Elaborado pelo autor.

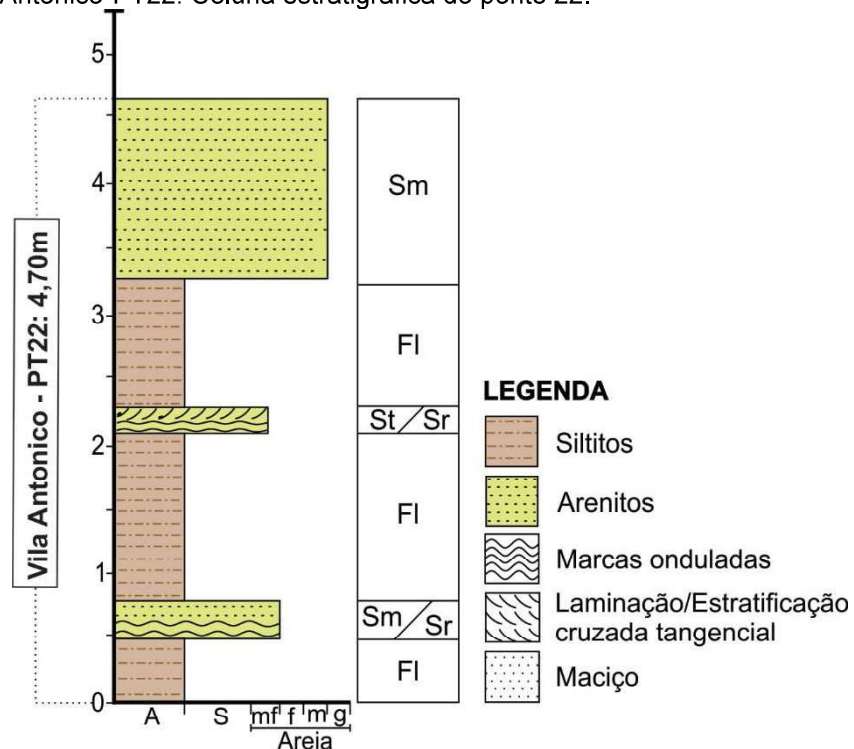
Sobrepostos aos arenitos grosseiros, uma nova ocorrência de siltitos e argilitos volta a predominar (9,2 – 17,0 m) com corpos lenticulares de areia maciça de maior porte, até a chegada de um segundo depósito de canal (fácies Sp e St) chegando a apresentar níveis de seixos quartzosos centimétricos (fácies Gcm) que marcam o topo da sequência preservada (17,0 – 20,2 m).

A ocorrência de canais de porte métrico em meio a este grupo levantou questionamentos acerca da posição estratigráfica da seção dentro das bacias, sendo interpretada como a porção basal ainda com influência de sedimentos mais grosseiros, em regiões mais próximas a borda da Bacia Iguatu, onde era esperada a presença dos afloramentos de arenitos e conglomerados descritos para o GF-I.

Entretanto os sedimentos finos de planície de inundação mantiveram exposições constantes, sendo encontrados em contato com o embasamento, como observado na coluna estratigráfica Vila Antonico-PT22 (Figura 34). A coluna mostra novamente um predomínio de siltitos roxo avermelhados sobre arenitos que ocorrem silicificados. Percebe-se três alternâncias entre ambientes de canal e planícies de inundação. A primeira ocorre nos primeiros 80 cm de coluna, no qual siltitos avermelhados (fácies Fsm) apresentam contato abrupto com uma pequena camada arenítica acinzentada, de granulometria fina, base ondulada e topo maciço (fácies Sr e Sm). A segunda alternância (0,8 - 2,3 m) exhibe o siltito, sendo novamente interrompido por arenitos finos de base ondulada, porém de topo estratificado (fácies Sr e St). A última alternância (2,3 – 4,7 m) evidencia o aparecimento de arenitos grossos e silicificados (aproximadamente 1,4 m) relacionados a resquílios da deposição observada para o GF-I, marcando assim uma transição entre os grupos.

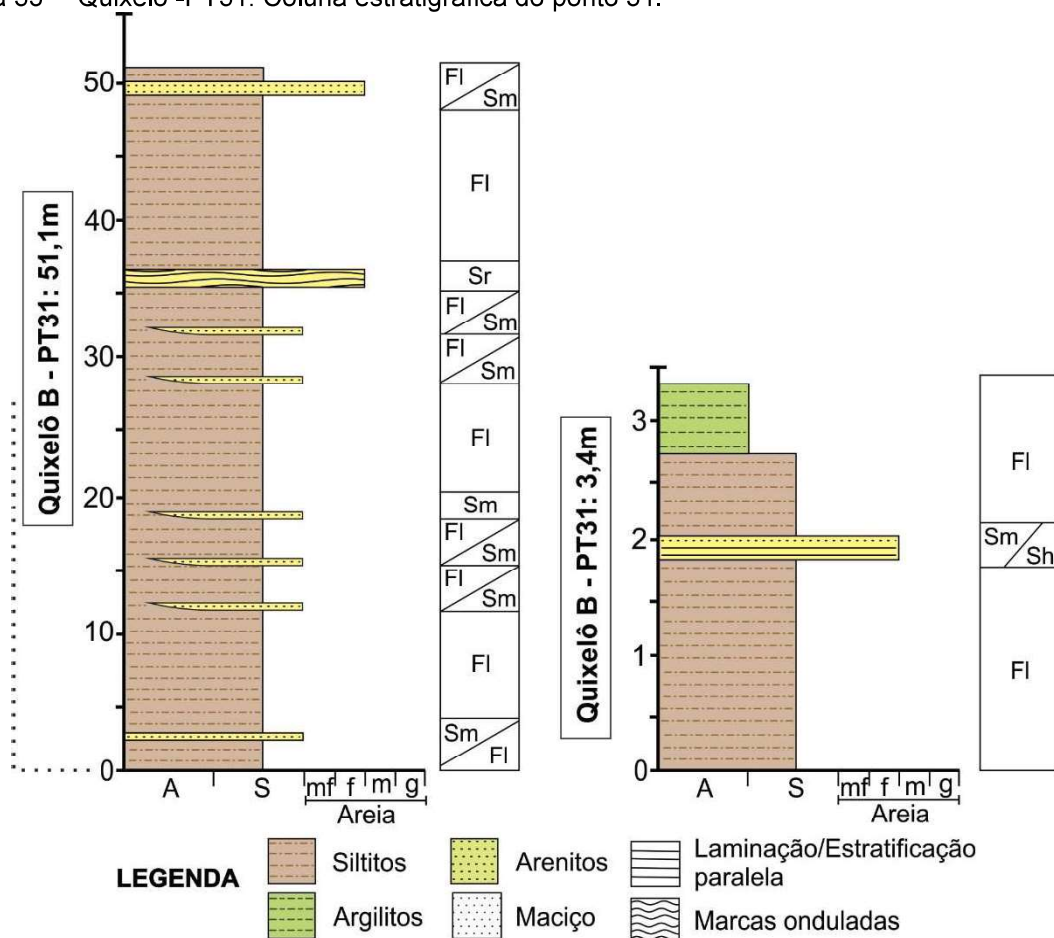
Ainda na porção norte da Bacia Iguatu, próximo ao município de Quixelô, foi possível o levantamento da seção Quixelô-PT31 que mostra uma predominância clara da fácies FI (Figura 35). A coluna tem como base aproximadamente 30 m de siltitos avermelhados contínuos, com eventuais lentes decimétricas de arenitos maciços, de granulometria muito fina e coloração cinzenta associadas a fácies Sm ou Sh. Pequenas camadas tabulares de arenito de porte métrico podem ser encontradas no topo do trecho principal da seção, podendo ocorrer maciços ou ondulados, associados as fácies Sm e Sr. A seção apresenta 3,4m separados do trecho principal por um corte de estrada, sendo observado a transição de siltitos avermelhados com arenitos acinzentados intercalados (fácies Sm e Sh) para argilitos esverdeados marcando o topo da seção, também associados a fácies FI.

Figura 34— Vila Antonico-PT22: Coluna estratigráfica do ponto 22.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 35— Quixelô -PT31: Coluna estratigráfica do ponto 31.



Fonte: Elaborado pelo autor.

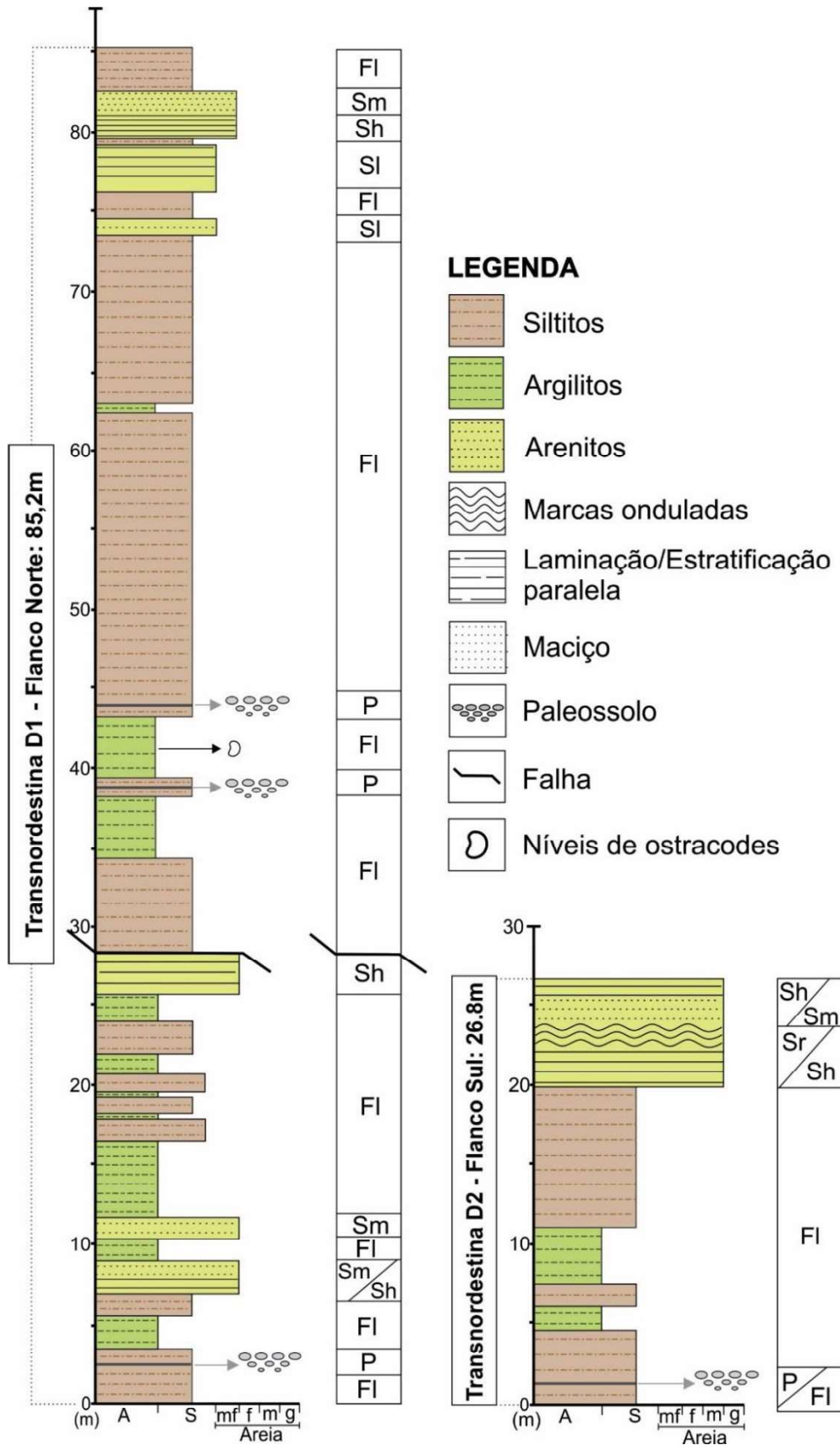
Na porção sudeste da Bacia Iguatu, o trecho final da seção Transnordestina (trecho D), próximo do distrito de Lagoa dos Tocos e José de Alencar, segue o mesmo padrão de empilhamento observado em Quixelô (Figura 36). A seção também foi levantada em dois trechos, pois os afloramentos exibem uma estrutura anticlinal, sendo assim separados pela direção de caimento das camadas em um trecho que mergulha para norte (em direção ao depocentro da bacia) e um trecho que mergulha para sul em contato com os arenitos do GF-I e limite sudeste da bacia.

O trecho da seção Transnordestina que mergulha para norte (D1), apresenta 85,2 m de espessura, compostos pelo predomínio da fácies FI de porte métrico a decamétrico. A porção mais interna do flanco norte é equivalente a porção basal da estratigrafia do local, representada por sedimentos finos de planície de inundação e ambientes lacustres rasos nos primeiros 7,5 m. Pequenos canais compostos por arenitos fracamente estruturados, intercalados por argilitos com aproximadamente 5 m, ocorrem entre 7,5 e 12,5 m. Com o desaparecimento dos arenitos, os argilitos esverdeados predominam, representando o aumento da profundidade da água e grande variação do suprimento sedimentar no local, em ambiente lacustre raso (12,5-16 m). Sugerem-se ciclos deposicionais decamétricos e irregulares de aumento de profundidade de água e abandono de ambientes de canal (Fácies Sm, Sh e Sr) para terrenos alagados ou pouco profundos (fácies FI), observados no topo do trecho D1.

O flanco sul do anticlinal (D2) exhibe uma base de granulometria fina representativa do final do ciclo deposicional de ambiente lacustre (0-20 m), com topo evidenciando a chegada de canais de maior espessura e início de um novo ciclo em ambiente fluvial de canal (20-26,8 m). Níveis centimétricos de siltitos exibem nódulos pedogênicos milimétricos associados ao intemperismo e circulação de água durante o período em que a rocha foi exposta, e ostracodes foram encontrados entre os planos de estratificação incipiente dos argilitos.

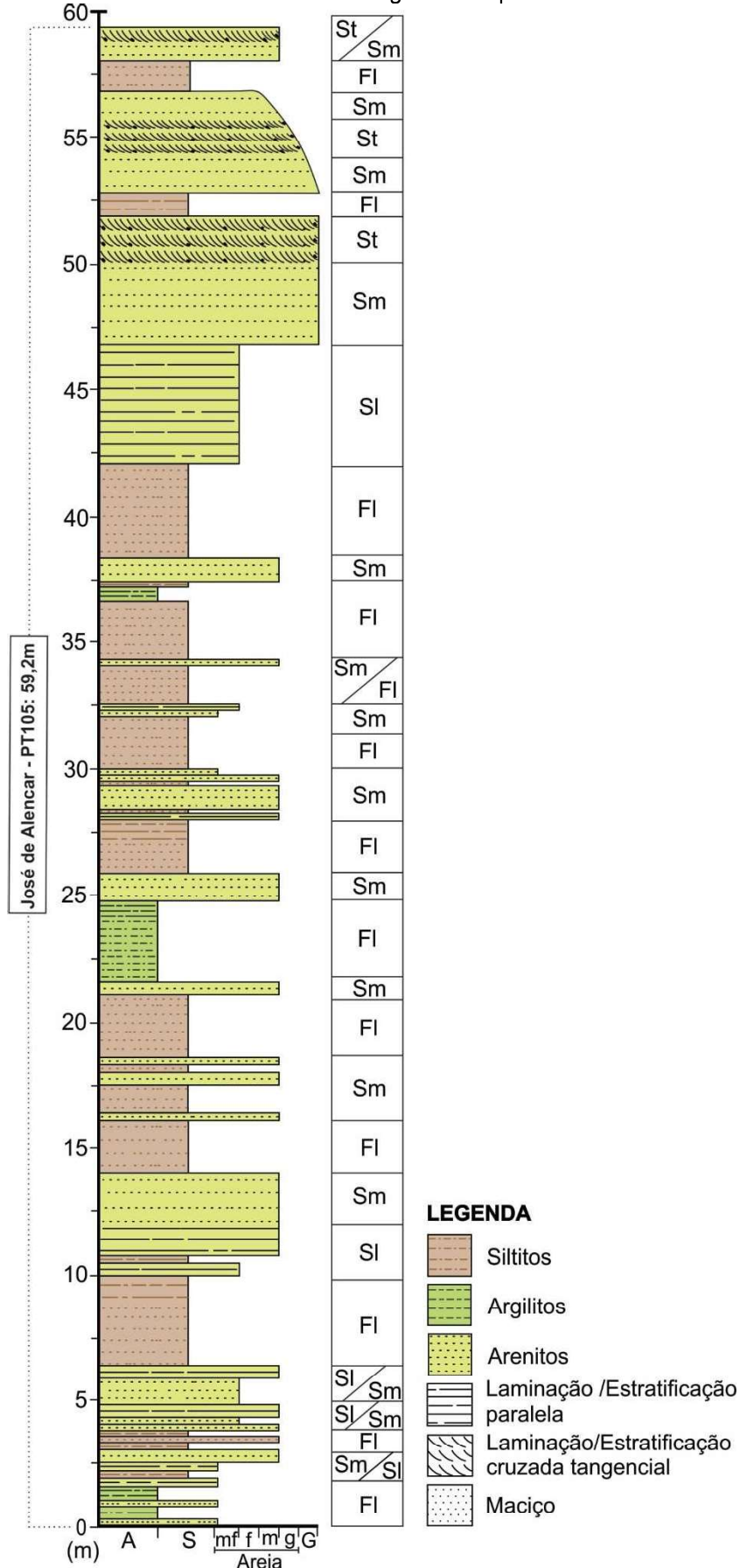
Já nas regiões próximas a transição entre o GF-II e o grupo subsequente, têm-se a recorrência gradativa de conglomerados e arenitos. Esse comportamento pode ser observado nos 59,2 m levantados na seção José de Alencar-PT105 (Figura 37), adjacente ao distrito homônimo. A base da seção apresenta uma primeira transição de argilitos esverdeados (2,0 m) típicos de planície de inundação para arenitos grossos de canal (2,0 – 4,0 m). Os arenitos são sobrepostos por 4 m de siltitos avermelhados e voltam a ocorrer por mais 4 m.

Figura 36— Trecho D da seção estratigráfica Transnordestina: seção realizada próximo a borda sudeste da Bacia Iguatu.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 37— José de Alencar – PT105: Coluna estratigráfica do ponto 105.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A porção intermediária (14,0 – 42,0 m) marca uma predominância da facies FI composta principalmente por siltitos com corpos areníticos maciços de porte métrico intercalados. Argilitos esverdeados apresentam-se laminados, porém com baixo potencial fossilífero para ostracodes. A variação de textura e granulometria indica que os ciclos decamétricos observados no trecho D da seção Transnordestina ocorra em menor porte na seção José de Alencar-PT105, indicativo de uma maior instabilidade do paleoclima regional.

O topo da seção (42,0 – 59,2 m) marca o reaparecimento de arenito grosso e conglomerados, ricos em seixos quartzosos, por vezes estratificados (fácies Gcm, Gt, Sm, Sl, St). Tais sedimentos marcam a base de um novo grupo faciológico sobreposto, preservada em altos de relevo exibindo depósitos de fluxos detríticos viscosos e barras arenosas de canal proximal.

4.3.2.2. Interpretações

A Unidade Intermediária apresenta grandes exposições de argilitos avermelhados e siltitos cinzas e verdes. Os corpos areníticos observados são majoritariamente tabulares, de granulação muito fina a fina, bem selecionados, marcando eventos episódicos que ocorrem dentro de ambientes de planície de inundação ou lacustres muito rasos, formando cristas deformadas. Em meio aos argilitos e siltitos, também podem ser observados níveis carbonáticos centimétricos em forma de caliches e gretas. Pequenos nódulos carbonáticos observados no topo da última sequência de siltitos avermelhados, foram interpretados como estágio inicial de formação de paleossolos.

O grupo apresenta características de ambientes fluviais distais similares aos vistos no contato entre GF-I e GF-II, composta por ambientes de planície de inundação (FF) com eventuais chegadas e abandono de canais entrelaçados (CH). A variação da profundidade da água permite a formação de ambientes lacustres muito rasos equivalentes aos argilitos esverdeados com estratificação incipiente e níveis de ostracodes, similares a fases de deposição inicial em lagos desérticos.

4.3.3. *Grupo Faciológico III (GF-III): Arenitos e conglomerados de sistemas deposicionais fluviais.*

Os sedimentos apresentam granulometria desde siltes médios (Fácies FI) a conglomerados e arenitos muito grossos (Fácies Sm, St, Sh e Sr, Gt e Gh), de porte

métrico, forte estratificação e geometria tabular ou irregular. O grupo é encontrado como uma crista arenítica persistente ao redor dos açudes Orós e Lima Campos e nas redondezas do município de Iguatu próximo ao canal do Rio Jaguaribe (Ponto 1).

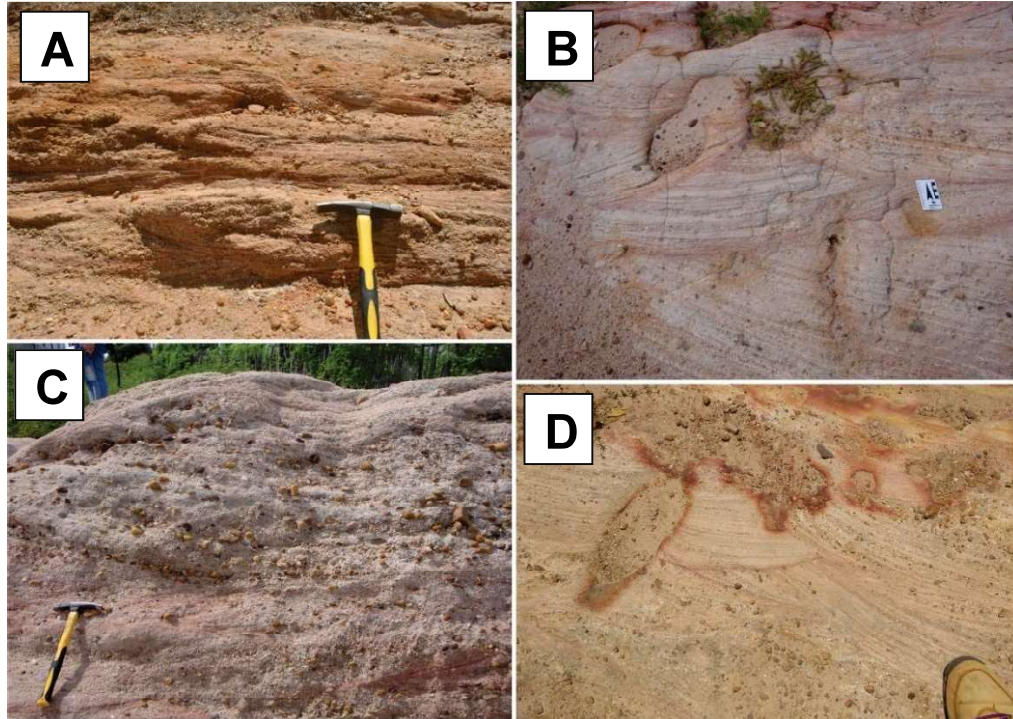
As fácies cascalhosas podem ser muito bem observadas no extremo nordeste da Bacia Iguatu e a sudeste da Bacia Lima Campos. Os principais afloramentos ocorrem próximo ao município de Quixelô nos quais predominam ambientes aluvial e fluvial entrelaçado, e próximos ao distrito de Barrocas onde ocorre uma interação entre sistemas deposicionais fluviais e eólicos. Os conglomerados clasto suportado com estratificação cruzada acanalada (Fácies Gt) são os mais comuns dentre as fácies cascalhosas (Figura 38A), compostos por amplos sets de corpos côncavos rasos e festonados, com cunhas de profundidade máxima de 50 cm e comprimento máximo de 1 m (Figura 38B). Os conglomerados são mal selecionados, com clastos subarredondados de alta esfericidade e matriz arenosa grossa ou granular. Os clastos observados variam de tamanho de 0,2 a 4 cm, compostos principalmente por quartzo, podendo ainda se encontrar fragmentos de granitoides e xistos (Figura 38C). A fácies se assemelham muito bem a descrição proposta por Miall (2006) e os afloramentos encontrados por Arima (2007) nos quais se interrompem tanto vertical quanto lateralmente (Figura 38D). Na base das cunhas ocorre um acúmulo de clastos e seixos grossos comparados aos demais sedimentos que preenchem o restante da estrutura.

Uma segunda fácies cascalhosa é composta por conglomerados clasto suportados com estratificação incipiente (Fácies Gh), caracterizados por uma abundante matriz arenosa (Figura 39A) e estratificação horizontal imperfeita (Figura 39B). A geometria dessa fácies é idêntica àquela descrita por Miall (2006), podendo ser visualizadas várias camadas de porte decimétrico que juntas alcançam vários metros. Os clastos apresentam tamanho e composição similares aos da fácies Gt e o arcabouço é composto por areia média a grossa, resultado de deposição de fluxos de gravidade.

As fácies arenosas são encontradas associadas as fácies cascalhosas, com granulometria fina a grossa, de coloração avermelhada e amarelada. A geometria das camadas é tabular, encontradas em ambientes representativos de depósitos de canais (CH) com eventual espraiamento de crevasse (CS), por meio de uma rápida alternância de fácies em níveis decimétricos ou pequenas bancadas de porte métrico.

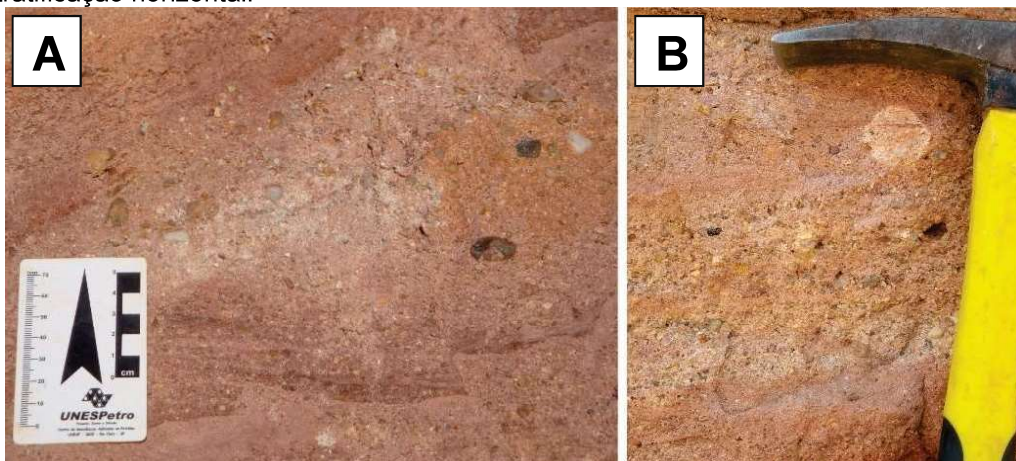
As diferentes texturas e estruturas encontradas nas fácies evidenciam forte instabilidade do fluxo no local.

Figura 38— Fácies cascalhosas do GF-III: A) Planos de estratificação acanalada da fácies Gt, encontrados em perfil no ponto 39. B) Cunhas de estratificação cruzada festonada da fácies Gt, encontrada no ponto 55. C) Clastos disseminados na base das estratificações no ponto 55. D) Geometria interna das cunhas de estratificação festonada encontradas no ponto 28.



Fonte: Autor.

Figura 39— Fácies cascalhosas maciças do GF-III: A) Conglomerado mal selecionado, rico em seixos quartzosos, feldspáticos e de fragmentos líticos dispersos em abundante matriz arenosa. B) Alternância entre camadas centimétricas com maior percentual de arcabouço arenoso e camadas ricas em seixos com estratificação horizontal.



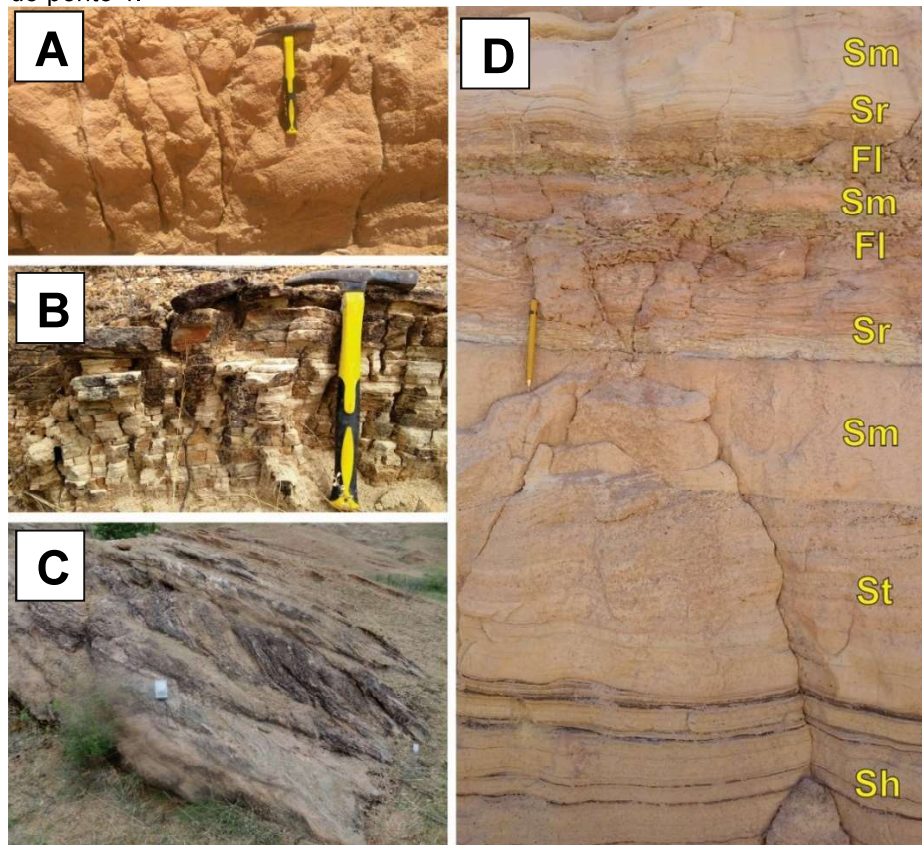
Fonte: Autor.

A fácies Sm é encontrada em arenitos finos a grossos de textura maciça e estratificação plano-paralela fraca e desigual (Figura 40A). A fácies Sh representa a transição entre fluxos subcríticos a supercríticos, depositados durante eventos

dinâmicos únicos, com condições de fluxo que se mantem nesses estágios por algumas horas, formando estratificação plano-paralela (Figura 40B). A fácies St ocorre festonada em sets métricos de grande continuidade lateral (Figura 40C), equivalente a migração de dunas 3D, com arenitos de granulometria média a grossa e seixos de composição principalmente quartzosa. Quando observada rápidas mudanças de fácies, encontra-se a fácies Sr em níveis centimétricos de arenitos com micro-ondulações (Figuras 40D).

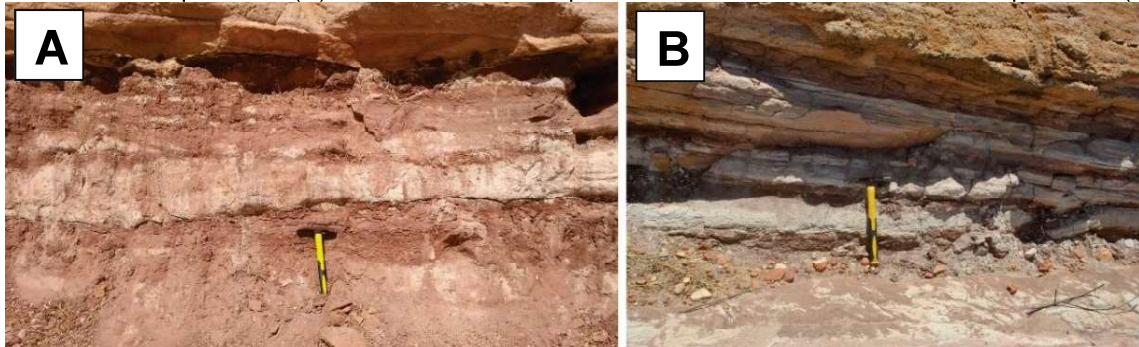
Os sedimentos finos são encontrados nas fácies FI em pequenas exposições de siltitos roxo avermelhados, intercalados aos arenitos e conglomerados descritos para o grupo (Figura 41A). Os afloramentos formam contato abrupto com as demais fácies, e apresentam geometria tabular fortemente compactada, de porte variável (milimétrico a decimétrico). Camadas delgadas de arenitos esbranquiçados com granulometria muito fina e estratificação plano-paralela chegam a alcançar alguns decímetros, sendo preferivelmente interpretadas como fácies arenosas distintas da fácies FI (Figura 41B).

Figura 40— Fácies areníticas do GF-III: A) Arenitos grossos maciços do ponto 112, fortemente fraturados. B) Estratificação plano-paralela da fácies Sh, formando arenitos quebradiços no topo do ponto 105. C) Sets de estratificação cruzada acanalada no ponto 52. D) Sucessão de fácies de porte decimétrico do ponto 1.



Fonte: Autor.

Figura 41— Fácies de granulometria fina do GF-III: Intercalação de arenitos muito finos e siltitos avermelhados no ponto 34 (A) e em camadas compactadas com maior continuidade no ponto 39 (B).



Fonte: Autor.

4.3.3.1. Seções estratigráficas levantadas

As seções Iguatu-PT01 e Quixelô-PT34 são típicas de ambientes exclusivamente fluviais, com ocorrência de finos intercalados. As localidades caracterizam ambientes deposicionais de canais (CH) tanto distais quanto proximais, sem influência eólica, intercalado a regiões finas representativas de pequenos depósitos de planície de inundação (FF).

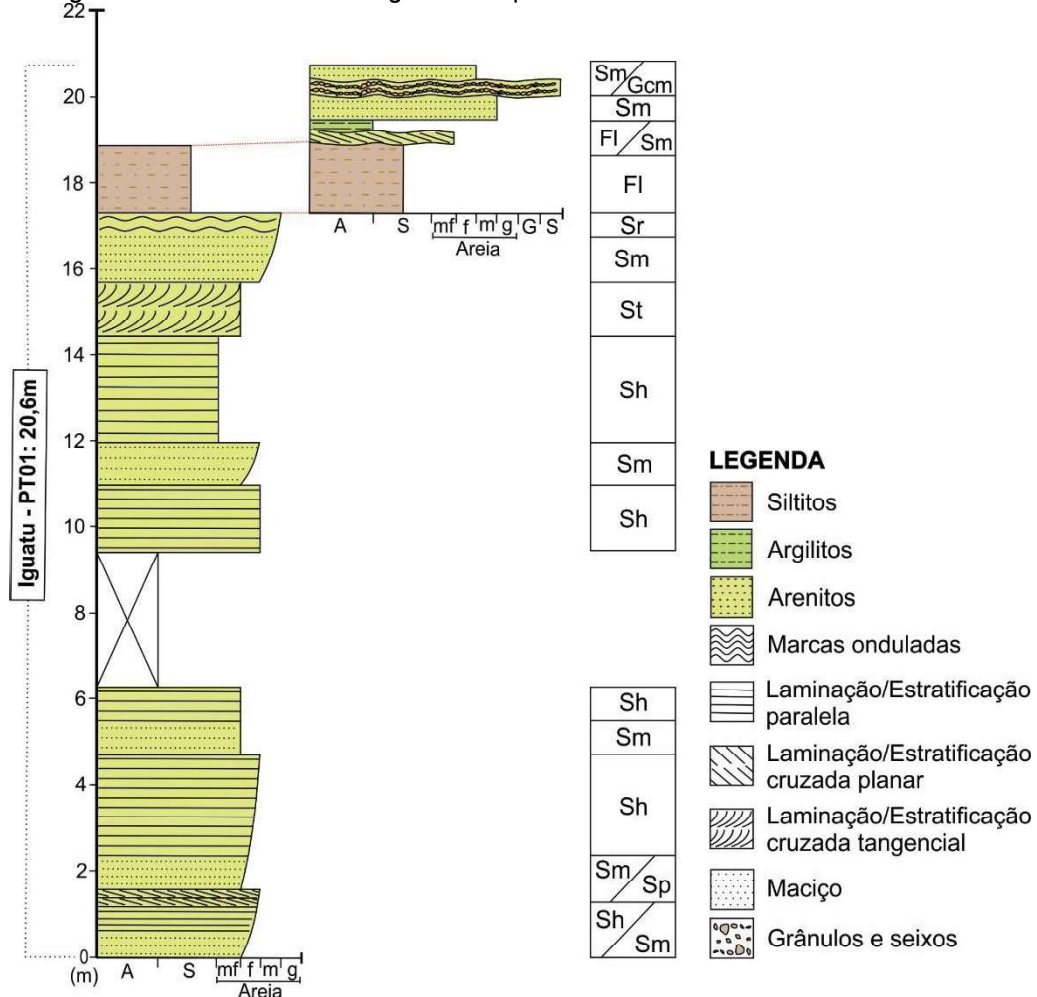
A seção Iguatu-PT01 (Figura 42) pode ser descrita por quatro ciclos de granoascendência discreta de arenitos finos para médio e grossos, reflexo de uma maior estabilidade do suprimento sedimentar e pouca variação de energia no sistema (MIALL, 2006). Os dois primeiros ciclos areníticos ocorrem da base até 4,8 m, cada um representado pela sequência de fácies Sm e Sh gradando para arenitos de topo estratificado planar (Fácies Sp). O terceiro ciclo exibe apenas os termos iniciais das fácies Sm e Sh, devido a morfologia irregular do terreno (4,8 – 11,9 m). Os arenitos do quarto ciclo, que ocorre entre 11,9 e 17,1 m, marcam o último estágio de predomínio de arenitos esbranquiçados, gradando de finos a grossos com topo ondulado (Fácies Sr).

O topo da seção reflete a transição de arenitos para sedimentos finos, recobertos por litologias mais recentes, onde a geometria externa das camadas com fácies Sm e Gcm aparecem onduladas (17,1 - 20,6 m). O reconhecimento de estruturas na seção é de difícil observação, predominando as fácies Sm e Sh, com micro-ondulações e estratificação cruzada planar ocorrendo fracamente.

A seção Quixelô-PT34 (Figura 43) tem 25,1 m e também pode ser dividida em ciclos de granodecrescência, porém os arenitos da base possuem granulometria muito grossa a grossa, com seixos e grânulos dispersos. Os ciclos areníticos são originados por fluxos de detritos viscosos e períodos de inundação que depositaram a fácies Fl.

Também é importante ressaltar a presença de uma zona de falhamentos subverticais nos afloramentos do ponto 34.

Figura 42— Iguatu-PT01: Coluna estratigráfica do ponto 1.



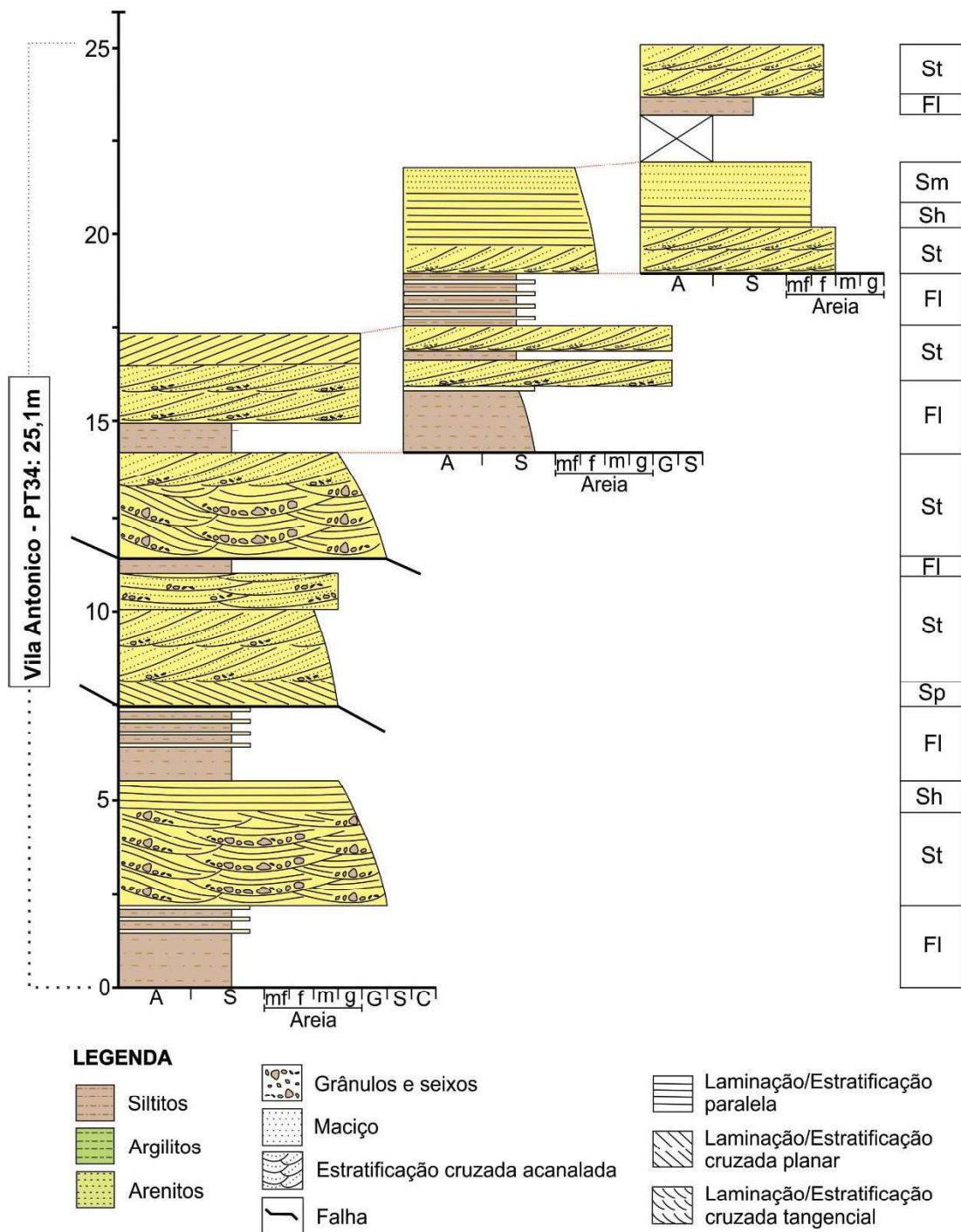
Fonte: Elaborado pelo autor.

Os primeiros 2,3 m de seção são compostos pela fácies FI até o contato abrupto com fluxos de arenito muito grosso com seixos quartzosos dispersos na base dos *foresets* (fácies St). A fácies St forma cunhas rasas de comprimento decimétrico, onde se acumulam seixos, e gradam para arenitos com estratificação plano-paralela fraca da fácies Sh (2,3 – 5,5 m). É comum a observação de camadas centimétricas de arenito esbranquiçado muito fino antes da chegada dos fluxos viscosos. O depósito de canal é sucedido por uma nova camada de finos, semelhante a encontrada na base da seção (5,5 - 7,5 m). Os siltitos vão de encontro a um plano de falha que delimita novos arenitos grossos, acanalados e com menor conteúdo de seixos dispersos (7,5 – 11,0 m). Cada pulso arenítico observado possui espessura média de 4 m.

A morfologia de degraus em terrenos afetados por falhamentos subverticais não exclui a hipótese de que as sequências areníticas representam blocos

estratigraficamente mais jovens que se encontram rebaixados localmente. A fácies FI nem sempre ocorre bem desenvolvida, devido a erosão causada pelos arenitos que as sobrepõem ou pela ação das falhas locais. Por esse motivo, a porção intermediária da seção é dominada pelas fácies areníticas St e Sp (11,0 – 22,0 m). O topo da seção apresenta um registro sedimentar incompleto e sistemas deposicionais pouco desenvolvidos quanto aos observados na base (22,0 – 25,1 m).

Figura 43— Quixelô -PT34: Coluna estratigráfica do ponto 34.



Fonte: Elaborado pelo autor.

4.3.3.2. Interpretações

Este grupo possui uma interpretação similar aos conglomerados e arenitos encontrados em regiões próximas as bordas (GF-I). A recorrência do predomínio de fácies cascalhosas intercaladas a fácies arenosas e finas sugere o retorno de eventos episódicos de alta energia (CH, GB) em ambientes de planície de inundação (FF). A diversidade de suprimento sedimentar variável, associada a interrupção do registro, corrobora com o modelo de inunditos no qual a deposição de finos é erodida pelos fluxos viscosos subsequentes (DELLA FÁVERA, 1984; SEILACHER, 2012).

Miall (2006) atribui a grande variação de textura e suprimento sedimentar a instabilidade do clima da época, com mudança de temperaturas sazonais ou até mesmo diárias capazes de influenciar a formação das fácies encontradas, e a processos de abandono e recobrimento de elementos de canais.

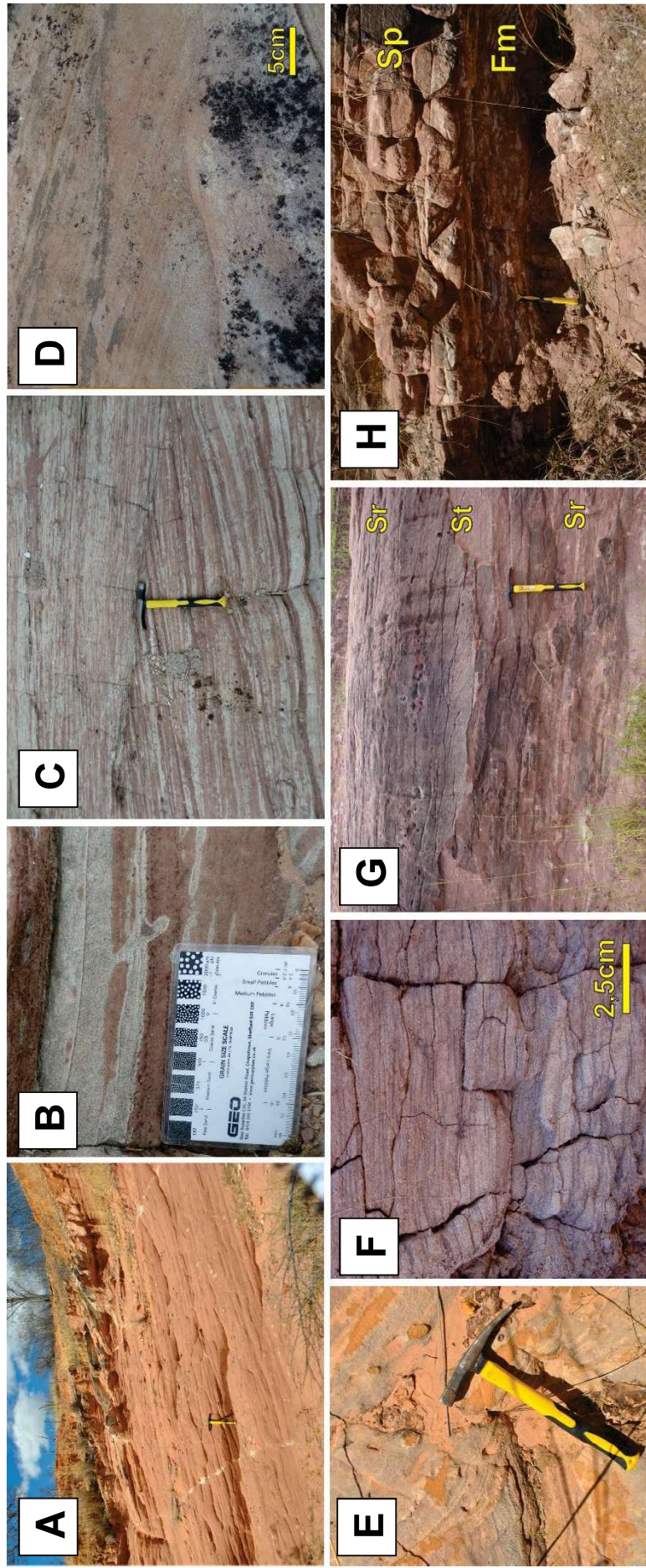
4.3.4. *Grupo Faciológico IV (GF-IV): Arenitos finos de sistemas deposicionais tipicamente eólicos.*

Além do reconhecimento de um sistema fluvial, foram identificados sistemas eólicos bem desenvolvidos, expostos nas margens dos Açudes Orós e Lima Campos, caracterizados pelo aparecimento de fácies arenosas Sp e St que alcançam até dezenas de metros (Figura 44A).

As fácies são compostas por arenitos finos a médios, de coloração desde esbranquiçada a arroxeadas, bem selecionados, fortemente estruturados por estratificações cruzadas planares e tangenciais de grande comprimento, sendo possível a visualização de gradação inversa discreta (Figura 44B) e superfícies de truncamento (Figura 44C). A maioria dos afloramentos mostraram estratos de dunas com limites inclinados entre si, porém é possível identificar vestígios de uma relação erosional com os estratos sotopostos (Figura 44D).

A fácies St também ocorre discretamente, agrupada em camadas decimétricas festonadas de granulometria mais grossa (Figura 44E). Os estratos apresentam ângulos de mergulho entre 10° e 20°, indicativo da deposição próximo à base de dunas com tendência a tangenciar a superfície, e até mesmo alcançar a horizontalidade (BIGARELLA et al, 1969). A espessura dos estratos encontrados é variável, chegando até 3 m de espessura. A ocorrência da fácies Sr é discreta, observada em camadas pouco espessas (Figura 44F) ou em camadas de grandes ondulações simétricas (Figura 44G).

Figura 44— Fácies do GF-IV: A) Estratificações cruzadas planares de grande continuidade no ponto 12. B) Granoascendência observada pelo pequeno acúmulo de minerais escuros no topo das estratificações no ponto 39. C) Superfície de truncamento inclinada entre sets de fácies Sp no ponto 39. D) Contato erosional entre sets de fácies Sp no ponto 20. E) Estratificação acanalada festonada da fácies St no ponto 12. F) Micro-ondulações de porte centimétricos (fácies Sr) nos pontos 57 e 58. G) Sucessão de fácies Sr e St, entre ondulações simétricas, estratificações cruzadas tangenciais e micro-ondulações nos pontos 57 e 58. H) Siltitos maciços interdigitados com lentes areníticas muito finas no ponto 12.



Fonte: Autor.

A interação entre o sistema eólico e fluvial é comum, marcada pela intercalação entre os arenitos finos de ambiente interduna úmida ou avalanchas de areias coesivas (Fácies Sp e St) (PEDREIRA et. al., 2008) com os arenitos grossos e conglomerados da GF-III (fácies Gt). Ainda é possível a observação de fácies de granulometria de porte decimétrico intercaladas a ambos os sistemas (Fácies FI), no qual o sedimento exhibe grande plasticidade e influência de processos de bioturbação (marcas de pegada em perfil e cavidades preenchidas). As camadas são compostas por siltitos vermelhos e camadas de arenitos descontínuas que formam lentes centimétricas irregulares de areia muito fina esbranquiçada (Figura 44H). A presença dessa fácies mesmo que discreta, aponta para um período de maior acumulação de água, deposição por suspensão e correntes de baixa tração (MIALL, 2006).

4.3.4.1. Seções estratigráficas levantadas

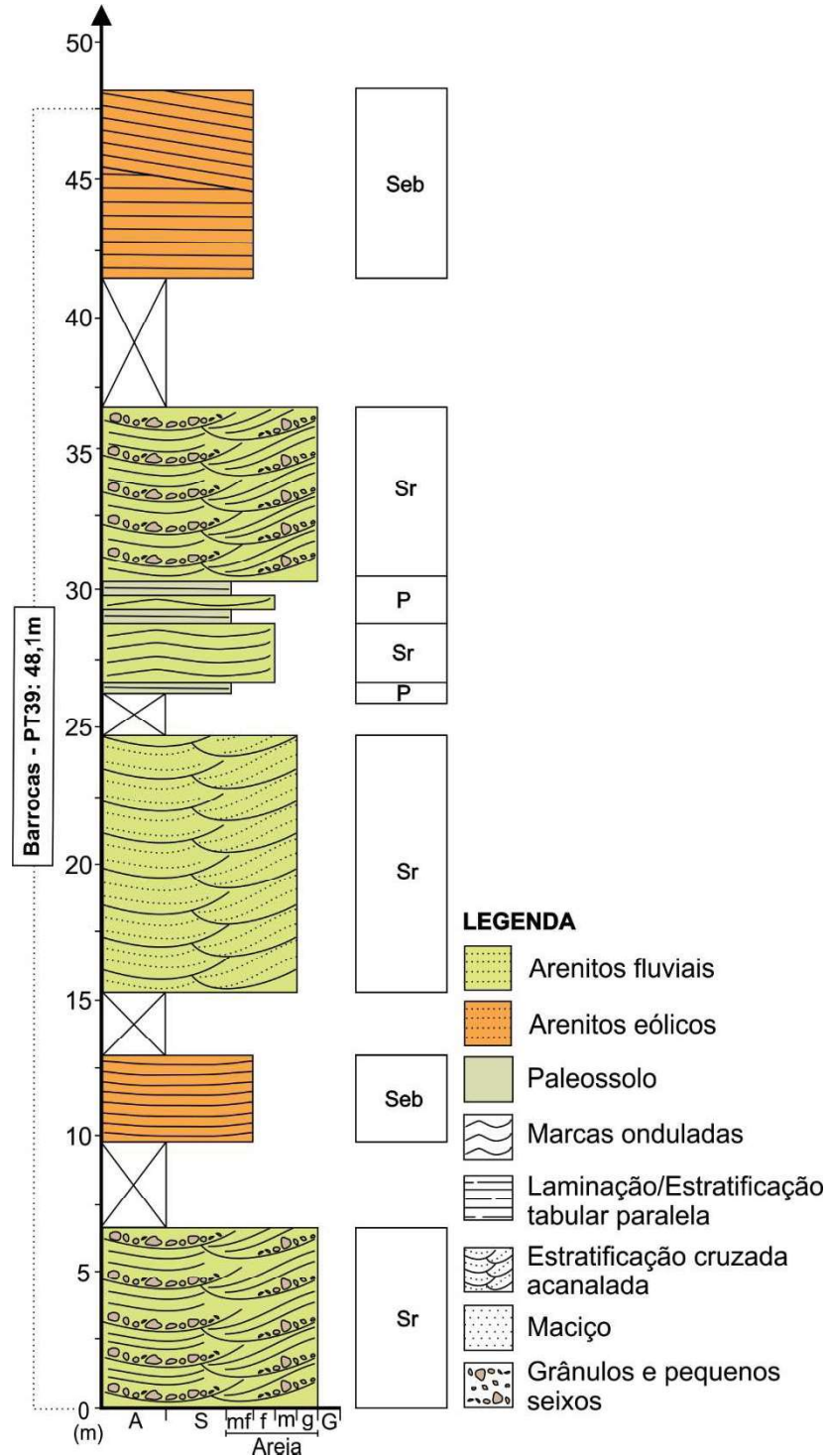
Para este grupo foram levantadas 4 seções estratigráficas, sendo elas: Barrocas-PT39, Iguatu-PT13, Vila Antonico-PT12 e Quixelô-PT20. As localidades representam desde ambientes com coexistência de depósitos fluviais de canais (CH), até seções dominadas por arenitos eólicos (ambientes interdunas).

A seção Barrocas-PT39 (Figura 45), por mais que descontínua, representa bem a interação entre os arenitos formados tipicamente por transporte eólico e conglomerados tipicamente fluviais. A base da seção tem aproximadamente 6,3 m de arenitos conglomeráticos (fácies Gt), sotopostos por um primeiro nível de arenito eólico (9,5 – 13,0 m) (fácies Sp). A intercalação continua com o reaparecimento de arenitos grossos igualmente estratificados, porém com diminuição significativa na quantidade de grânulos e seixos, sendo assim interpretado como elementos arquiteturais de canal fluvial mais distal (fácies St; 15,3 – 24,5 m). Arenitos finos a médios com camadas horizontais contínuas de paleossolo (27,5 – 30,5 m) são as litologias mais finas da seção. Arenitos conglomeráticos ricos em seixos da fácies Gt ocorrem novamente na porção intermediária da coluna, marcando um novo aumento do suprimento sedimentar no local (30,5 – 38 m). Por fim, arenitos fortemente estratificados (fácies Sp), de origem eólica e granoascendência aparente entre níveis cinzas e avermelhados, formam ambientes típicos de avalanche de dunas.

A seção Quixelô-PT20 (Figura 46) marca a transição entre os depósitos fluviais e eólicos, com base composta pelas fácies Sm, Sh, Sr e Sp intercaladas a fácies FI (0 – 3,8 m). A porção intermediária da seção pode ser descrita pela alternância entre

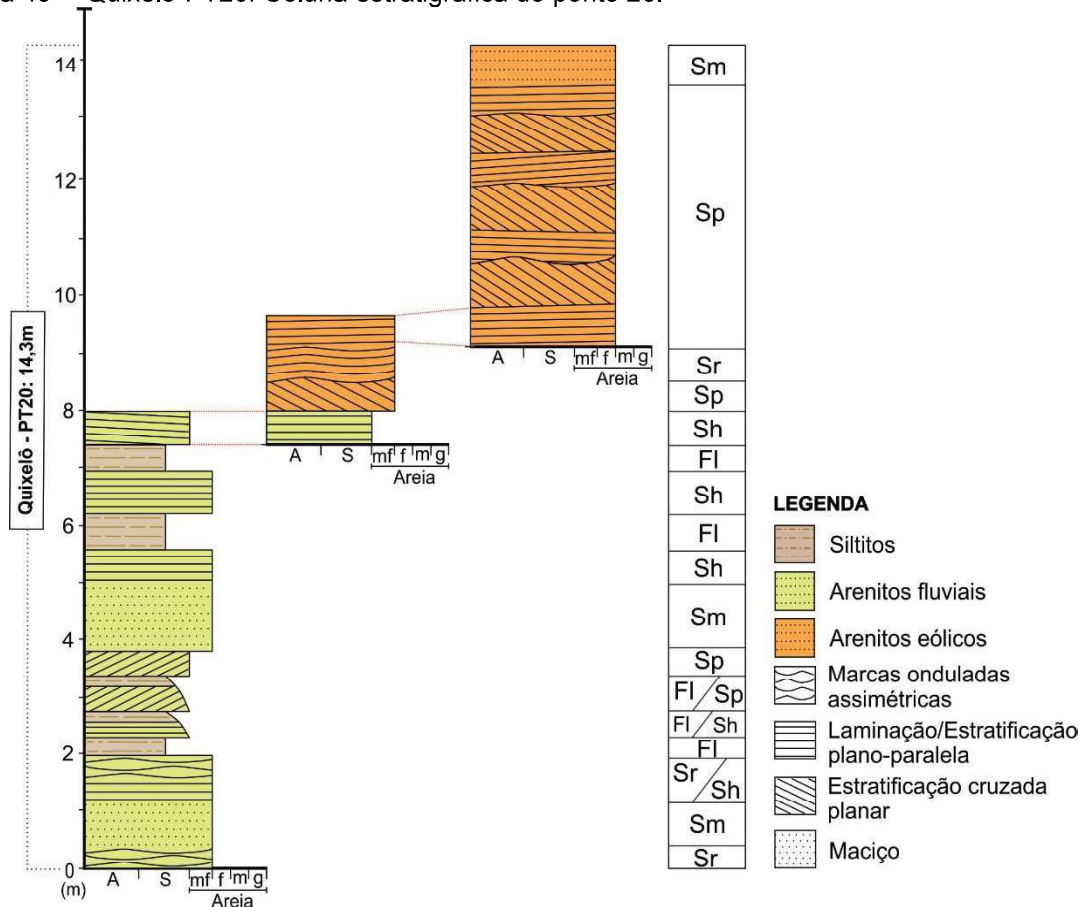
fácies Sh e FI (3,8 – 8,0 m), pertencentes a sistemas fluviais. Os arenitos eólicos são encontrados no topo da seção, formando ciclos de fácies Sp, com inversão de fluxo significativo de mudanças de direção de paleoventos.

Figura 45—Barrocas – PT39: Coluna estratigráfica do ponto 39.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 46— Quixelô-PT20: Coluna estratigráfica do ponto 20.

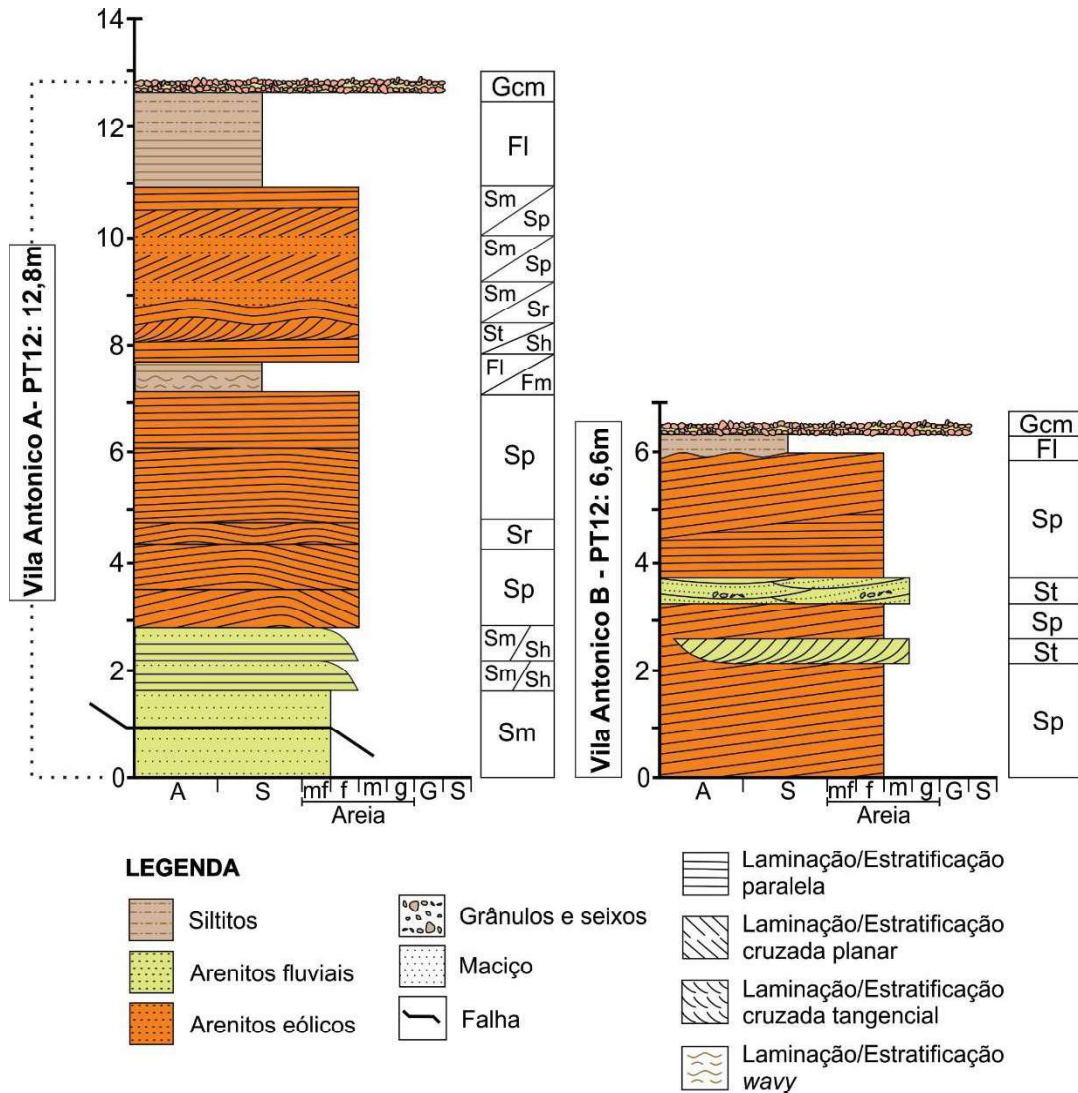


Fonte: Elaborado pelo autor.

A seção Vila Antonico-PT12 (Figura 47), descrita em dois trechos, tem espessura máxima de 12,8 m. A base, do trecho de maior espessura, é composta por arenitos finos com vestígios de uma estratificação plano-paralela (0 – 2,9 m). As camadas eólicas apresentam grande continuidade lateral, compostas pela fácies Sp, simétricas de grande porte (2,9 – 7,2 m). Uma pequena camada de finos das fácies Fl e Fm aparece depositada acompanhando o acamamento sotoposto ou laminada com lentes areníticas delgadas (7,2 – 7,6 m). Uma nova ocorrência de fácies eólicas forma pequenos ciclos com fácies Sm, Sh, St e Sp (7,6- 10,9 m). O topo do primeiro trecho é marcado por sedimentos finos, recobertos por conglomerados da fácies Gcm de idade mais recentes (10,9 – 12,8 m).

O segundo trecho, de 6,6 m, é composto por um único depósito, de eventos de migração de dunas interrompidos por lentes e camadas areníticas fluviais decimétricas de granulometria grossa. A porção arenítica, de origem fluvial, forma estratificação cruzada acanalada tangencial ou festonada centimétrica. A ocorrência de sedimentos finos da fácies Fl, recobertos pela fácies Gcm, surge novamente no topo da seção.

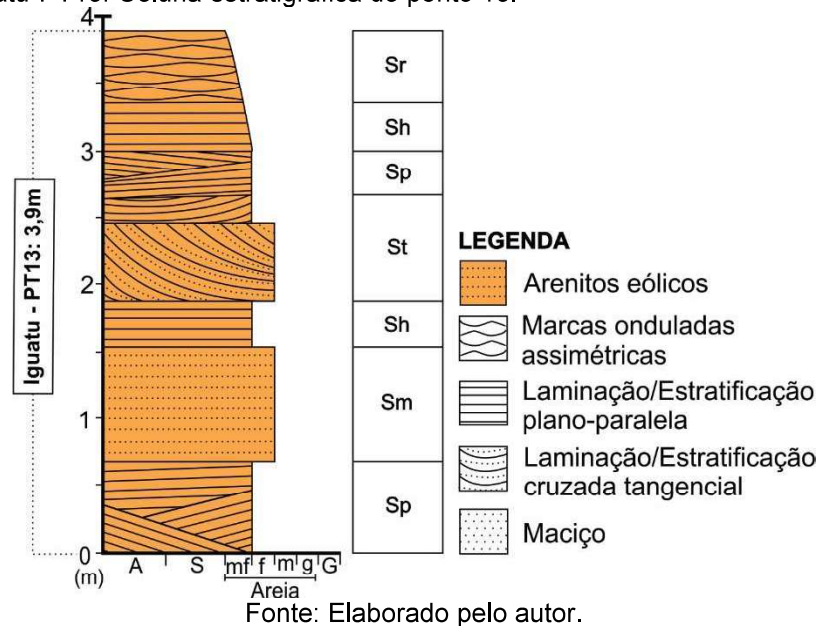
Figura 47—Vila Antonico-PT12: Coluna estratigráfica do ponto 12.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A seção Iguatu-PT13 (Figura 48) está localizada na região urbana de Iguatu, e apresenta pouca espessura estratigráfica formando uma bancada de 3,9 m tipicamente eólicos. A base apresenta 70 cm de estratificação cruzada planar, seguido de 80 cm dos mesmos arenitos sem estruturas bem definidas, sendo assim classificados como fácies Sp e Sm (0 - 1,5 m). No topo deste estrato ocorre uma discreta diminuição de granulometria (arenitos finos) com plano-paralela por 30 cm (1,5 – 1,8 m). Fácies St de grande porte, com gradação inversa fraca, somam mais 70 cm (1,8 – 2,5 m), seguida de 50 cm de fácies Sp (2,5 – 3,0 m), mais finamente estratificadas. O topo da seção apresenta uma granodecrescência, com início em arenitos finos da fácies Sh, e término em arenitos muito finos da fácies Sr (3,0 – 3,9 m).

Figura 48— Iguatu-PT13: Coluna estratigráfica do ponto 13.



4.3.4.2. Interpretações

O estabelecimento de um sistema eólico, em meio a estratigrafia da bacia, sugere uma sedimentação regida sob condições paleoclimáticas úmidas com chuvas constantes, até o estabelecimento de longos períodos de seca ou baixa precipitação anual, que permitiria sets maiores que 1 m de espessura, reflexo de uma maior altura de dunas e processo de migração quase constante (ARIMA, 2007; GIANINNI et. al., 2008; BRANDÃO, 2014).

A gênese dos depósitos de melhor seleção e granulometria mais fina, está relacionada ao retrabalhamento dos sedimentos de depósitos fluviais adjacentes da GF-III. O empilhamento das seções levantadas sugere um sistema deposicional marcado pela progradação inicial de fluxos viscosos, seguido da formação de canais efêmeros, eventuais planícies de inundação e exposição subaérea, permitindo o transporte eólico.

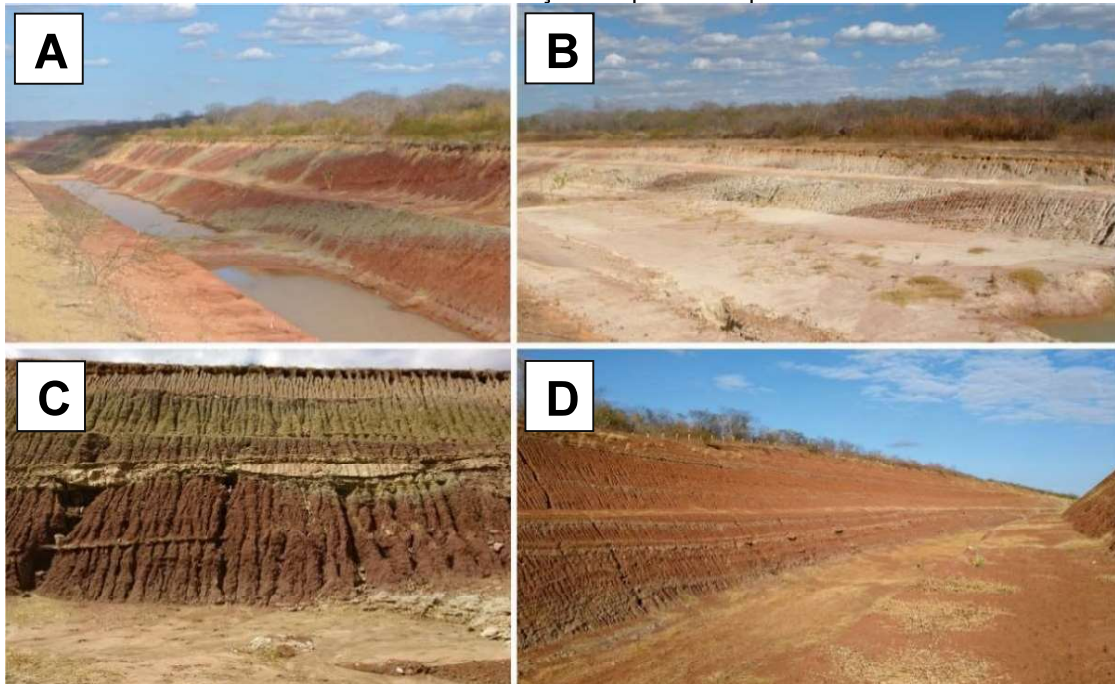
4.3.5. *Grupo Faciológico V (GF-V): Sedimentos finos de centro de bacia, com intercalação de arenitos finos a médios.*

Este grupo é encontrado próximo aos depocentros das bacias Iguatu e Lima Campos. Essa unidade é de difícil visualização, uma vez que sua exposição é praticamente restrita a abertura das obras da ferrovia Transnordestina.

O grupo remonta a grandes sequências de acumulação de siltitos e argilitos intercalados, típicos de ambientes de planície de inundação e ambientes lacustres

rasos (Figura 49A), com eventuais ocorrências de depósitos de canais. O grupo exibe um aumento significativo de espessura de camadas, alcançando porte decamétrico, grande continuidade, acamamento inclinado e geometria tabular. Depósitos de canais (CH) são observados tanto em grandes canais estratificados (Figura 49B) quanto em pequenas lentes irregulares (Figura 49C). Nos arredores da Chapada do Moura é possível a observação da transição entre o predomínio de fácies arenosas e cascalhosas, para siltitos vermelhos e argilitos cinza esverdeados. As camadas apresentam mergulhos de 133/36 constantes por cerca de 1,2 km (aproximadamente 700 m estratigráficos) até o aparecimento das falhas normais que alteram o caimento das camadas para mergulhos menores de forma gradativa até formar camadas sub-horizontais nos últimos 500 m de seção (132/25; 132/11) (Figura 49D).

Figura 49— Camadas areníticas do GF-V: A) Intercalações decamétricas de argilitos verdes e siltitos vermelhos no ponto 87 ao longo do corte da Ferrovia Transnordestina. B) Grandes exibições de arenitos esbranquiçados estratificados de ambiente de canal no ponto 83. C) Lentes delgadas de arenito amarelado de porte métrico no ponto 90. D) Camadas sub-horizontais de arenitos com cimentação calcífica em meio a siltitos vermelhos com laminação incipiente no ponto 91.

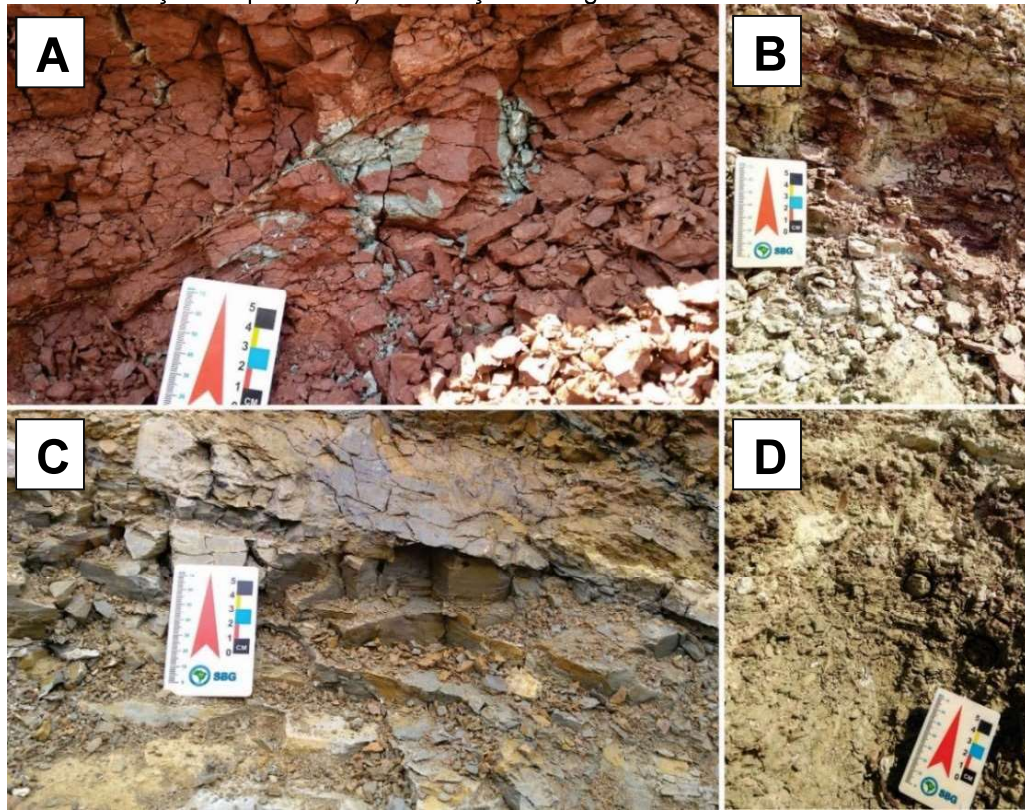


Fonte: Autor.

A fácies Fm é observada por camadas de siltitos vermelhos maciços e argilitos cinza esverdeados que chegam a alcançar dezenas de metros, com textura quebradiça e laminação incipiente (Figura 50A e C). Apesar de similar aos sedimentos finos observados na GF-II, essa fácies se distingue da fácies FI (Figura 50B e D) pela ausência de qualquer conteúdo de areia (MIALL, 2006). Camadas areníticas com espessura maiores que 20 cm foram interpretadas separadamente como fácies

distintas, o que ocasionou o reconhecimento de uma grande variação faciológica (Sm, Sh, Sr, St, Sp e Sl).

Figura 50— Fácies de granulometria fina do GF-V: A) Siltitos vermelhos com intraclastos de argila cinza da fácies Fm. B) Siltitos vermelhos e arenitos brancos da fácies Fl. C) Fácies Fm representado por argilitos maciços com laminação incipiente. D) Intercalação de argilitos e arenitos formadores das fácies Fl.



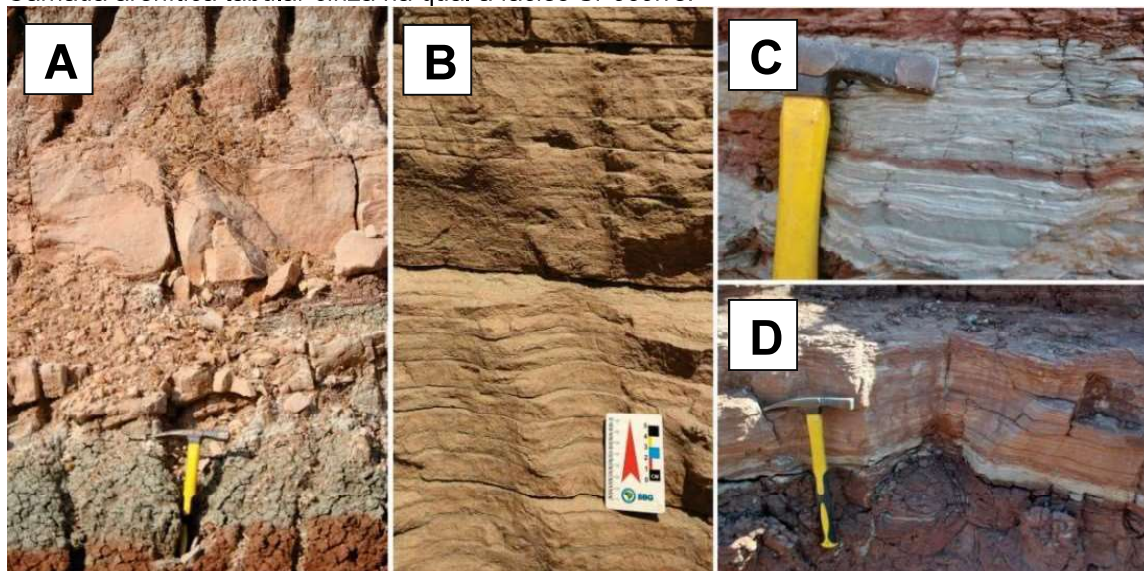
Fonte: Autor.

Os arenitos mais comumente encontrados possuem granulometria fina a média, sem estruturas (Figura 51A), com estratificação plano-paralela (Figura 51B) ou micro-ondulações irregulares milimétricas (Figura 51C) em camadas tabulares (Figura 51D). Da mesma maneira, quando nódulos pedogenéticos eram fortemente presentes em meio aos sedimentos, foram destacados em novas fácies.

Paleossolos (fácies P) são comuns na transição entre as fácies finas e arenosas. A infiltração de águas meteóricas no local torna possível a visualização de níveis carbonáticos e nódulos pedogênicos disseminados. Geralmente, a fácies forma camadas com poucos centímetros. O desenvolvimento gradual de cimento carbonático é o principal processo responsável pela geração das camadas encontradas, que apresentam padrão bastante fraturado. Puderam ser observados nódulos (Figura 52A) e placas carbonáticas frágeis (Figura 52B), ambas com espessura milimétrica, capazes de formar níveis de gretas de contração. Mais comumente, a fácies ocorre em camadas irregulares de caliche dispersas em meio a

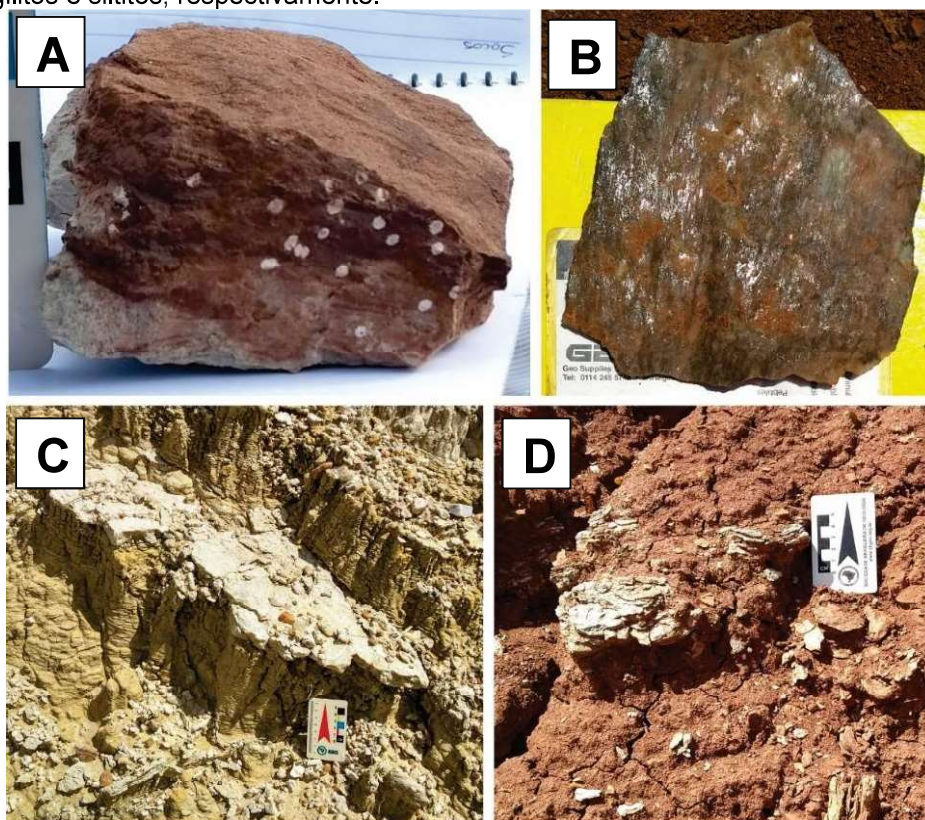
fácies Fm e Fl, próximas a depósitos de canais efêmeros, tanto em argilitos esverdeados (Figura 53C) quanto nos siltitos avermelhados (Figura 53D).

Figura 51— Fácies areníticas do GF-V: A) Arenitos maciços fraturados (fácies Sm). B) Estratificações plano-paralelas regulares (fácies Sh). C) Micro-ondulações milimétricas representativas de fácies Sr. D) Camada arenítica tabular cinza na qual a fácies Sr ocorre.



Fonte: Autor.

Figura 52— Fácies P presente no GF-V: A) Nódulos pedogênicos presentes nos siltitos laminados da fácies Fl. B) Placas carbonáticas de espessura milimétrica. C e D) Camadas irregulares de caliche em meios a argilitos e siltitos, respectivamente.



Fonte: Autor.

4.3.5.1. Seções estratigráficas levantadas

Uma exposição ao longo da ferrovia Transnordestina, localizada próximo ao distrito de José de Alencar e Lagoa dos Tocos, forneceu aproximadamente 940 m em três seções (Figura 53). Os trechos foram delimitados por falhas de alto rejeito e mudanças na morfologia do terreno que interferiram na continuidade dos estratos.

Ao longo da coluna estratigráfica Transnordestina observa-se que o comportamento regional acompanha o encontrado nas seções menores. A intercalação entre ambientes de canal (fácies Sm, Sl, Sp, St) e planícies de inundação continuam a preencher a maior parte da estratigrafia da formação. Todavia, as camadas de siltitos e argilitos maciços e laminados (fácies Fm e Fl) apresentam dimensões decamétricas, indicativo de ambiente úmidos mais estáveis, capazes de acumular água por curto período de tempo.

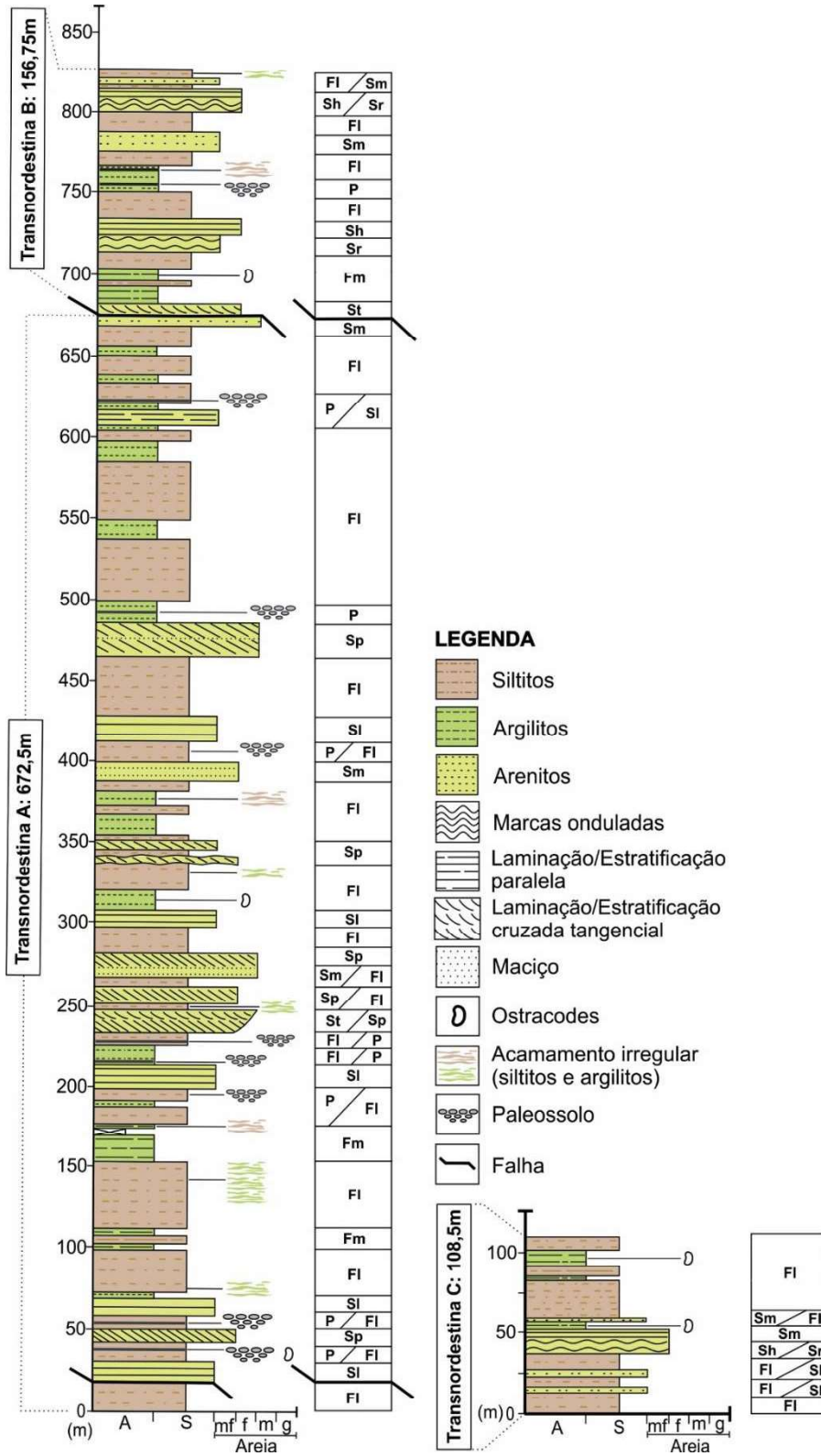
O padrão de repetição de sequências de litologias ao longo do corte da ferrovia fornece base para uma análise relacionada aos ciclos sedimentares particulares aos estágios deposicionais finais do Grupo Iguatu (GHIGNONE et al. 1986; SRIVASTAVA, 1990). O arranjo sedimentar observado sugere ciclos regidos por uma grande variação climática sazonal, evento comum na região na qual os sedimentos afloram. Os ciclos são caracterizados por serem assimétricos, gerados em sistemas de natureza oscilatória e limitados pela acomodação sedimentar e variação da superfície de equilíbrio nas bacias (BERGER, 1988).

A superfície de equilíbrio, citada anteriormente, é aquela na qual os sedimentos abaixo sofrem acumulação e os sedimentos acima são transportados para fora da bacia, oscilando a partir do espaço de acomodação dos sedimentos e com a profundidade do nível de água associada. Os fatores que controlam a superfície de equilíbrio são predominantemente locais, associados aos movimentos tectônicos do embasamento e descarga de sedimentos transportados pelos rios antigos.

Os dados levantados propõem ciclos deposicionais com cerca de 100 m de espessura, formados por uma base fluvial, seguido pela predominância de siltitos e término em camadas de argilitos laminados. As alternâncias entre arenitos e litologias finas representam a diminuição da descarga sedimentar dos rios locais e aumento da profundidade de água nas regiões próximas aos açudes Orós e Lima Campos. Juntamente com o aumento de profundidade, ocorre a alternância entre siltitos

avermelhados de ambientes alagados de planície de inundação e argilitos esverdeados de ambientes pouco profundos (*playa lakes*).

Figura 53— Seção Transnordestina: Segmento A, B e C.



Fonte: Elaborado pelo autor.

4.3.5.2. Interpretações

A deposição dessa fácies está relacionada a ambientes de planícies de inundação que são expostas na superfície e sofrem intemperismo por milhares de anos. Os sedimentos formados representam o acúmulo do excesso de água por um curto período de tempo, a chegada de correntes por chuvas torrenciais concentradas e a intensa evaporação durante períodos de seca.

Estima-se que o nível de água existente durante a formação dos depósitos nunca chegou a estabelecer lagos muito profundos, e que os períodos chuvosos eram inconsistentes, o que contribui para a ciclicidade entre *playa lakes*, lagos rasos e a porção distal de canais ou espraiamento de crevasses (ARIMA, 2007). Em associação ao material detrítico, os nódulos pedogênicos e camadas de caliche podem ser dissolvidas em eventos de enchentes.

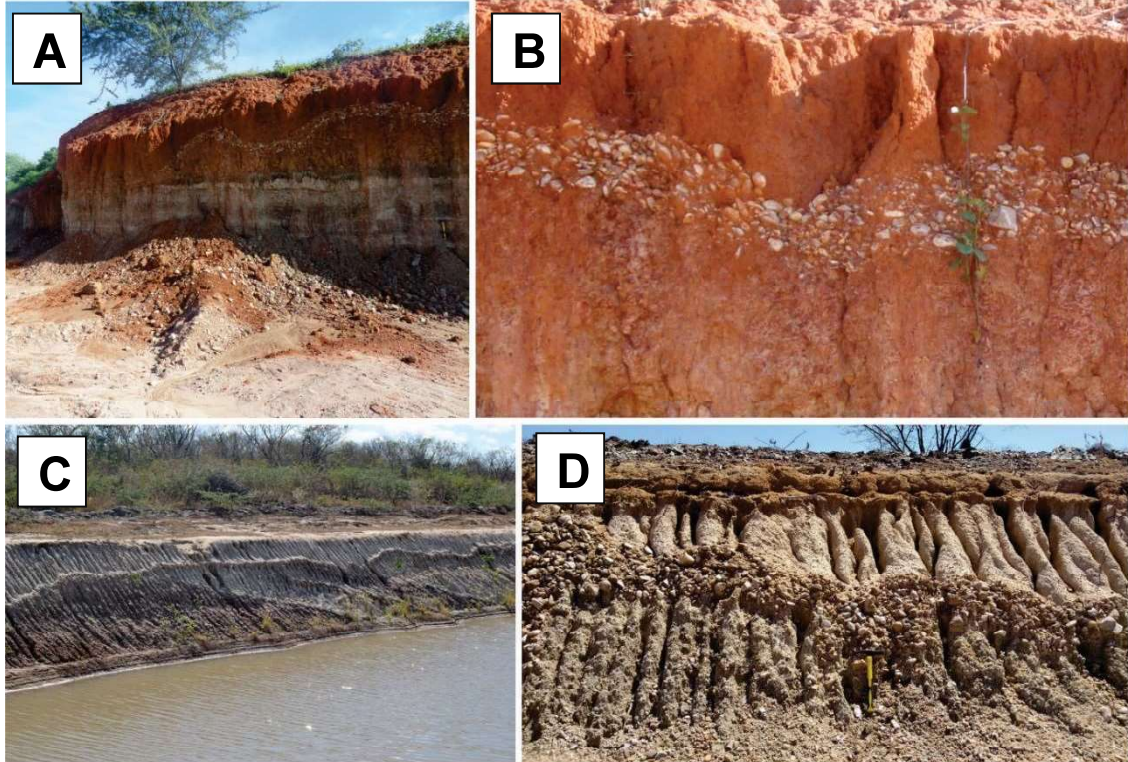
Em escala regional, o grupo reflete ambientes deposicionais adjacentes ao depocentro original da bacia, no quais o nível de base de erosão da GF-III e IV se aproxima do nível de água e, com o auxílio das chuvas, transportam sedimentos cuja deposição resulta nos ciclos observados (MIALL, 2006).

4.3.6. *Grupo Faciológico VI (GF-VI): Formação Moura e depósitos quaternários.*

A Formação Moura é composta por cascalhos clasto-sustentados migrando para arenitos desde finos a grossos, ricos em grânulos e seixos, e recorrência dos mesmos cascalhos no topo. Os seixos e calhaus quartzosos são bem arredondados e imersos em matriz arenosa avermelhada (Fácies Gcm e Sm) (Figura 54A). Já os depósitos Quaternários se mostram como coberturas descontínuas, inconsolidadas, formando terraços fluviais próximos aos canais dos rios Jaguaribe, Salgado e afluentes.

A fácies Gcm acompanha a descrição de Arima (2007), de coloração avermelhada e arroxeadada, textura maciça, baixa seleção e clastos arredondados. Foi possível a observação de grandes seixos e calhaus de quartzo, variando de 2 a 25 cm ao longo do eixo maior (Figura 54B). É comum a formação de discordância erosiva sobre as demais associações (Figura 54C). Fácies arenosas (Sm) se mostram geralmente semiconsolidadas, formando pequenos canais compostos por arenitos grossos, de coloração amarelada, com grânulos e seixos disseminados (Figura 54D).

Figura 54— Fácies do GF-VI: A) Recobrimento de arenitos e siltitos por pacote sedimentar associado a Formação Moura. B) Camadas onduladas de conglomerados clasto suportados (fácies Gcm). C e D) Ocorrências da Formação Moura evidenciando contato erosivo com os finos ao longo da Bacia Iguatu.



Fonte: Autor.

4.3.6.1. Interpretações

As fácies encontradas representam barras cascalhosas e arenosas ativas, estabilizadas com o auxílio do clima e vegetação associada (SOUZA, 2015). Na Bacia Iguatu, as barras são semiconsolidadas e associadas a vegetação escassa e forte intemperismo. As fácies cascalhosas são mais propícias a serem encontradas nas bordas de tabuleiros, enquanto a porção arenosa forma os pequenos canais observados na porção meridional (topo) do grupo.

O grupo ocorre na forma de tabuleiros e terraços, onde apresenta depósitos aluvionares e coberturas sedimentares recentes, próximas aos grandes açudes, rios e riachos regionais. Os depósitos da Formação Moura são resultado de fortes chuvas (enchentes), enquanto os depósitos Quaternários identificam os sistemas de meandros atuais.

4.4. **Classificação Estratigráfica**

Dentre os trabalhos abordados anteriormente, as propostas de Ghignone et al (1986) e Ponte Filho (1994) são as que mais se assemelham ao padrão encontrado

em campo. Nestes trabalhos o Grupo Iguatu é subdividido por por seis sistemas deposicionais distintos, estabelecendo quatro formações cretácicas recobertas por duas formações neógenas. O padrão de preenchimento adotado por todos os autores segue sempre as sucessões encontradas na Bacia Iguatu devido a sua maior profundidade e registro representativo.

As etapas de campo realizadas mostraram uma sequência estratigráfica com leves diferenças em relação as propostas descritas para literatura da região, principalmente no padrão de distribuição de cada unidade pelas bacias e no reconhecimento de feições de estruturas eólicas interagindo juntamente a um sistema fluvial. Desse modo, buscou-se a correlação mais adequada entre a estratigrafia encontrada e as unidades já descritas.

As unidades estratigráficas são revistas e discutidas, com nomenclaturas e subdivisões litoestratigráficas visando a eliminação da duplicidade de denominações e inconsistência de algumas proposições causadas pelo número reduzido de informações de sub-superfície. As associações faciológicas descritas foram então correlacionadas às propostas estratigráficas formalizadas por diversos autores (PONTE et. al, 1990; PONTE FILHO, 1994; VASCONCELOS, 1998; FEITOSA & VIDAL, 2004). Desse modo, a seguinte correlação foi adotada:

- A Formação Icó, base estratigráfica do Grupo Iguatu apresenta fácies do GF-I.
- A porção intermediária, equivalente a Formação Malhada Vermelha, corresponde aos finos descritos como GF-II.
- Os Membros Inferior e Superior da Formação Lima Campos são correlatos no GF-III e IV.
- A Formação Orós, descrita por Ponte Filho (1994), é correlata ao GF-V da mesma maneira estabelecida por Ponte Filho (1994).
- A Formação Moura e Depósitos Quaternário, propostas por Cruz (1961), são correlatas ao GF-VI.

As intercalações entre ambientes de canal e planícies de inundação se mostram bem mais comuns, tornando os contatos entre formações litoestratigráficas difíceis de serem traçados e diferentes dos existentes nos mapas atuais. Com o auxílio de imagens aéreas de alta resolução foi possível o traçado mais preciso das unidades litoestratigráficas, uma vez que a predominância de arenitos e termos mais grosseiros

se destaca em comparação à textura dos siltitos e argilitos da porção mediana da bacia (Figura 9).

Dessa maneira, preferiu-se a adaptação de mapas antigos mais adequados a distribuição das Formações encontradas, sendo utilizado como mapa base o trabalho de Ponte Filho (1994) (Apêndice V). O mesmo é válido para o traçado de estruturas maiores, que foram refinados com as evidências estruturais encontradas ao longo da pesquisa.

4.5. Análise de Paleocorrentes

Medidas de direção de paleocorrentes e paleoventos foram levantadas nos arenitos e conglomerados que compõem as Formações Icó e Lima Campos (Apêndice VI). As medidas foram tomadas nos *foresets* dos estratos cruzados, estes acanalados ou planares. As direções são divididas pelo tipo de sistema deposicional no qual os sedimentos foram gerados e representadas por diagramas de roseta de diferente coloração, com direção média e número de coletas realizadas (n). Todas as medidas estão rotacionadas de acordo com a média de acamamento de cada ponto.

As medidas realizadas na Bacia Iguatu mostraram paleocorrentes de sistemas fluviais com fluxo predominante para sudeste, em *trend* NNW-SSE (164°). Na Bacia Malhada Vermelha, os dados são escassos e dispersos, ocorrendo uma ampla distribuição de correntes. A noroeste os fluxos são ENE-WSW (239°) enquanto que nos arenitos próximos a borda sudeste as direções assumem um *trend* WNW-ESE (98°). A dispersão dos fluxos pode ser relacionada a posição da bacia dentro do sistema sin-rifte. Em Lima Campos, as paleocorrentes também são dispersas, o que pode ser associado aos riachos locais Umari e São João. A média de paleocorrentes encontradas se mantêm na mesma direção NNW-SSE observada na Bacia Iguatu (163°), contudo, na Formação Icó, as paleocorrentes se assemelham as encontradas na Bacia Malhada Vermelha (263°). As paleocorrentes adquiridas indicam área fonte diretamente a norte das bacias, com eventuais influências dos sistemas fluviais antigos. As medidas de direção de paleoventos, restrita aos depósitos eólicos da Formação Lima Campos na bacia homônima e Iguatu, apresentaram um *trend* SE-NW (300°) constante.

Arima (2007), em contrapartida, encontrou paleodireções formando um *trend* NE-SW para todas as bacias. Em Iguatu, os fluxos descritos possuem vetores médios de 208° e 196°, em Malhada Vermelha os afloramentos a noroeste formam *trend* na

direção de 234° e, em Lima Campos, são descritas direções de fluxo de 197°, 180° e 202° respectivos das três unidades estabelecidas pelo autor. O padrão de paleocorrentes descrito, além de não diferenciar depósitos fluviais e eólicos, interpreta as direções obtidas a um paralelismo com as principais estruturas do embasamento, característica não reconhecida nesta pesquisa.

O azimute médio encontrado para os arenitos de sistemas fluviais concorda, indiretamente, com as propostas estratigráficas que correlacionam os sedimentos da Bacia Iguatu com a Formação Abaiara da Bacia do Araripe (PONTE et. al, 1991; ASSINE, 1992). O *trend* NNW-SSE (164°) encontrado na região de Iguatu é semelhante aos padrões de paleocorrentes encontradas na Formação Abaiara, visto pelas médias de 169° encontradas por Assine (1992b) e 172° por Chagas (2006).

O padrão de distribuição dos paleoventos encontrados nos depósitos eólicos também pode ser comparado a demais trabalhos realizados em bacias adjacentes. É o caso da sequência de depósitos fluvio-lacustres-eólicos da Formação Sergi, na Bacia do Recôncavo, formadas por um modelo de evolução de paleodireções eólicas provenientes do Sudeste (DA ROSA & GARCIA, 2000). A similaridade entre os paleoventos descritos na Bacia do Recôncavo com os adquiridos na Bacia Iguatu sugere a existência de ambientes deposicionais eólicos de menor porte, porém mesmas condições climáticas em ambas as bacias, capazes de retrabalhar depósitos fluviais.

Os dois grupos de medidas também colaboram indiretamente com os ambientes deposicionais propostos por Ponte Filho (1994), no quais a Formação Lima Campos se encontra mais elevada, em regime subaéreo. Dessa maneira, o maior suprimento sedimentar permitiria a interação entre sistemas deposicionais fluviais originados a norte, e depósitos eólicos gerados por paleoventos vindos de sudeste. As sugestões e correlações aqui descritas são suportadas por argumentos como o de Chagas (op. cit.), que afirma que a paleodrenagem continental da época não sofreu grandes mudanças durante a fase sin-rifte, visto que os vetores médios encontrados são persistentes, sempre em direção às bacias localizadas mais a sul e sudeste (Bacias do Araripe, Tucano-Jatobá e Sergipe-Alagoas).

5. EVOLUÇÃO SEDIMENTAR

O Grupo Iguatu exibe arquitetura complexa ao longo de sua evolução, visto principalmente pela sua posição geográfica na inflexão do sistema de falhas Orós-Jaguaribe, associadas aos estágios iniciais de quebra continental. A arquitetura do embasamento nas zonas de borda é levada em consideração, pois explica sobre a cinemática de abertura da bacia, além de se assemelhar aos modelos evolutivos de Olsen (1986) para bacias similares como a Bacia de Newark.

A evolução do rifte que gerou a Bacia Iguatu, devido a sua inflexão, apresenta forte componente subvertical, perpendicular as falhas de borda, geralmente associadas ao alívio das tensões geradas pela inflexão. Tectonicamente, as estruturas encontradas próximo a borda da Bacia Iguatu apontam para uma contemporaneidade das rochas ígneas adjacente junto ao preenchimento sedimentar. A baixa deformação nos sedimentos, assim como a ausência de rochas vulcânicas sugere deposição durante os estágios finais de evolução do rifte, que estaria restrita principalmente às regiões limítrofes das bacias.

A arquitetura descrita para bacias do tipo hemi-grábens ao redor do mundo são similares, sendo comumente compostas por depósitos fluviais na base, gradando de maneira abrupta para depósitos finos com aumento de profundidade até o estabelecimento de depósitos lacustres. O topo da estratigrafia é geralmente marcado por uma transição gradual entre depósitos de ambientes rasos, lacustres e fluviais (LAMBIASE, 1990; SCHLISCHE & OLSEN, 1990).

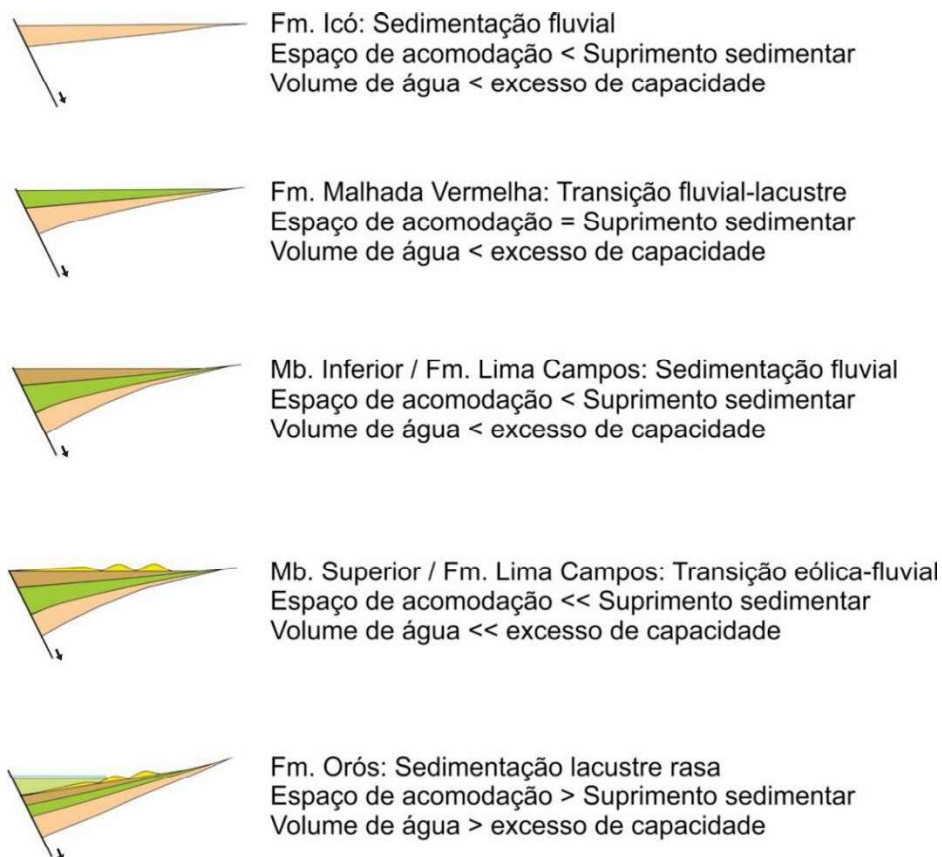
A semelhança entre a estratigrafia descrita e a encontrada na Bacia Iguatu pode ser exemplificada nos tipos de depósitos encontrados, desde ambientes deposicionais fluviais variados como canais (CH), barras cascalhosas (GB) e planície de inundação (FF) (Quadro 2), até ambientes eólicos de interdunas úmidas e avalanchas de areia e lagos rasos (MIALL, 2006; MILANI et al, 2007). Todos os ambientes encontrados são sujeitos ao forte clima semiárido e processos erosivos que influenciam a distribuição dos afloramentos observados da região (BRANDÃO, 2014).

A arquitetura apresentada se baseia na relação entre espaço de acomodação (ou capacidade da bacia), aporte sedimentar e suprimento de água (SCHLISCHE & OLSEN, 1990). Enquanto eventos tectônicos são responsáveis pela criação de espaço de acomodação, o aporte sedimentar determina quanto deste espaço pode ser preenchido e se existem condições apropriadas para o estabelecimento de depósitos lacustres. Os depósitos fluviais encontrados nas bacias geralmente são

marcadores do excesso de aporte sedimentar ou baixa capacidade enquanto que depósitos lacustres são mais comuns quando a capacidade supera o aporte ou quando o aporte é muito pequeno. Depósitos lacustres profundos, são características não encontradas para a Bacia Iguatu, apontando para a ausência de uma fase com maior grande espaço de acomodação ou nível de água (equivalente a maior profundidade). Não se exclui a possibilidade de um decaimento significativo do suprimento sedimentar.

Como observado ao longo da estratigrafia descrita, se torna mais apropriado a interpretação da alternância entre camadas entre siltitos vermelhos e argilitos esverdeados, comumente observada na Formação Orós, como registros de pequenas variações do nível de água e da sazonalidade da região. De todo modo, não se descarta a possibilidade mais comum para o modelo evolutivo de hemi-grábens, na qual as transições se associam a evolução do rifte e criação de espaço de acomodação. Adotando os estágios de preenchimento sedimentar de hemi-grábens de Schlische & Anders (1996), as associações podem ser descritas por oscilações entre os parâmetros estabelecidos pelo modelo (Figura 55).

Figura 55— Modelo evolutivo de preenchimento sedimentar para bacias do tipo hemi-gráben.



Fonte: Adaptado de Schlische & Anders, 1996.

Desse modo, a Formação Icó é equivalente ao primeiro estágio deposicional no qual o suprimento sedimentar supera o espaço de acomodação existente e sistemas fluviais grossos preenchem todo o hemi-gráben. A Formação Malhada Vermelha representa o segundo estágio de deposição, no qual os parâmetros atingem o equilíbrio, e a transição entre sistemas fluviais e lacustres é vista pelo predomínio de fácies finas (planície de inundação) sobre fácies arenosas e cascalhosas (sistemas fluviais proximais). A Formação Lima Campos evidencia um período de diminuição do preenchimento sedimentar para um novo estágio deposicional inicial, com menos espaço de acomodação e maior suprimento sedimentar, que depositou novo ciclo de sedimentação fluvial e permitiu o retrabalhamento destes depósitos em regime subaéreo, onde processos eólicos dominaram. A Formação Orós marca o fim da evolução do preenchimento da bacia, alcançando o terceiro estágio proposto pelo modelo, no qual o espaço de acomodação excedente é preenchido por volume de água que chega a ultrapassar os limites do hemi-gráben. A deposição em ambientes lacustres rasos se adequa as camadas de argilito esverdeados encontradas na seção Transnordestina.

Os vestígios fossilíferos foram encontrados principalmente na Bacia Iguatu, representados por espécimes fósseis vegetais (pólens, esporos, e megafósseis vegetais de afinidade com as *Clamidospermales*; MUSSA et. al., 1991), conchostráceos (*Cyzicus brauni* e *Cyzicus pricei*; CARVALHO & LEONARDI, 1992) e ostracodes (*Darwinula* sp. e *Cyanocypris* sp.; CRUZ, 1962). Os fósseis são encontrados em níveis milimétricos nas camadas de granulometria fina, sendo assim mais comuns nos depósitos das Formações Malhada Vermelha e Orós.

A estratigrafia do Grupo ainda apresenta indícios de inversão tectônica, na qual estruturas compressivas (Seção Transnordestina) reativam planos de falhas normais pré-existentes. A cinemática envolvendo a abertura do rifte para o Grupo Iguatu até os dias de hoje não é muito bem definida. Um melhor entendimento da evolução do rifte e do preenchimento sedimentar regional pode ser estabelecido através do estímulo a pesquisa através da perfuração de poços estratigráficos profundos e elaboração de perfis sísmicos, uma vez que as bacias não apresentam fases ígneas em meio aos sedimentos, capazes de fornecer uma estimativa de idade precisa.

6. ANÁLISE PALEOMAGNÉTICA

O paleomagnetismo foi utilizado como ferramenta de análise do campo magnético original das rochas sem a interferência de mudanças menores causadas pela variação de inclinação e declinação magnéticas adquiridas recentemente. Dentre o material coletado, 193 amostras caracterizam os argilitos cinza esverdeados e siltitos roxo avermelhados da Seção Vila Antônico-PT59 e dos trechos A, B e C da Seção Transnordestina. As amostras coletadas geraram colunas magnetoestratigráficas, com dados de propriedades magnéticas dependentes da anisotropia magnetocristalina (susceptibilidade magnética e NRM), além de dados de declinação e inclinação magnética e polo magnético virtual (VGP).

A inversão de polaridades geomagnéticas é importante e essencial para uma correlação precisa entre seções amplas, distribuídas em rochas com lito e bioestratigrafia abrangentes (SHACKLETON et al, 1990; HILGEN, 1991). Os registros de inversão de polaridade magnética utilizados como padrão de referência são baseados na extensa análise de perfis de anomalias magnéticas marinhas dos oceanos de todo o globo (GRADSTEIN et al, 2012).

6.1.1. Propriedades magnéticas

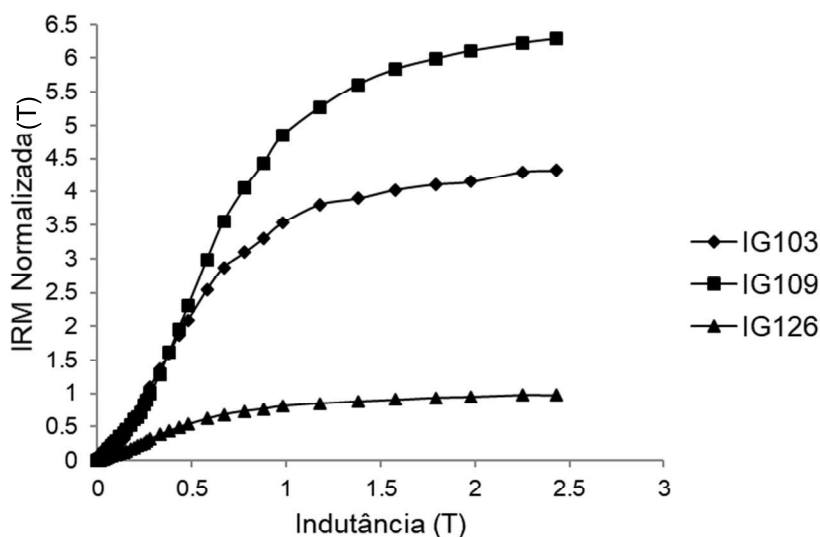
As análises tiveram início a partir do teste da metodologia de campos magnéticos alternados (AF), realizado em oito amostras aleatórias, entretanto o critério de desmagnetização do método (perda de no mínimo 60% dos valores de NRM) não foram satisfeitos. Os resultados obtidos revelam a predominância de minerais de alta coercividade, tipicamente correlacionado ao potencial hematítico da região observado durante análise petrográfica. A alta coercividade da hematita é decorrente de anisotropias magnetoelásticas (magnetoestrictivas) devido a tensões internas no cristal (DUNLOP & ÖZDEMIR, 1997).

A assembleia de minerais magnéticos esperada é composta por magnetita e hematita devido a coloração cinza esverdeada e vermelha dos acamamentos, respectivamente. Demais minerais são incomuns ou estão relacionados a eventos secundários que geraram *overprints*, definidos por uma magnetização recente removida por não serem importantes para o método aplicado.

Utilizando o auxílio de IRM, realizou-se o teste de Lowrie, que auxiliou na definição da mineralogia magnética dos sedimentos e propriedades de NRM. Os testes revelaram a coexistência de minerais magnéticos em diferentes teores nas

amostras coletadas. Foram selecionadas três amostras de diferentes colorações, sendo duas com diferentes tonalidades de vermelho (IG103 e IG109) e a terceira amostra de coloração esverdeada (IG126). A amostra IG109 apresenta tons vermelhos escuros e uma maior aquisição de magnetização, com valores crescentes até os estágios finais de indução (aproximadamente 2,2T). A amostra IG103, com tons vermelhos claros, adquiriu menor valor de magnetização comparado a IG109 e estabilizou-se por volta de 1,2T. A amostra IG126 apresentou pouca aquisição de magnetismo e estabilidade por volta de 1T (Figura 56).

Figura 56— Curvas de aquisição de magnetização: Linhas de magnetização isotérmica induzidas, referentes as amostras 103IG, 109IG e 126IG.



Fonte: Elaborado pelo autor.

O teste de Lowrie confirmou as propriedades magnéticas esperadas de predominância de hematita como mineral magnético principal e, na maioria dos casos o único mineral magnético. As amostras vermelhas (Figura 57A e B) perdem a maior parte da magnetização adquirida entre os estágios de temperatura de 625° e 700°C, equivalente a porção hematítica da rocha que se mantém e somente é removida nas últimas etapas de temperatura. Contudo, é possível a observação de baixo conteúdo de magnetita em algumas amostras com componentes magnéticas de diferentes comportamentos desde estágios iniciais até 575°C, e nos estágios finais de desmagnetização. A diferença entre os resultados do teste nas amostras vermelhas é vista somente nos valores de intensidade da fração da IRM total restante em cada etapa de temperatura. A amostra IG126 (Figura 57C) apresentou um espectro com primeiro estágio de desmagnetização acontecendo até 300°C, associada a minerais viscosos (pirrotita ou greigita), um segundo estágio entre 325° e 625°C associado a

magnetita, e a remoção final nas últimas etapas (650°-700°C) de temperatura, referentes a hematita presente na amostra.

6.1.2. Análise da componente magnética principal (PCA)

Inicialmente foi obtida a susceptibilidade magnética (K) de cada amostra ao longo do início do processo de desmagnetização para a monitoração dos efeitos de alteração magnetoquímica. As amostras foram separadas em populações de diferentes coloração e localidades, representadas por histogramas colunares (Figura 68A a D). Os exemplares da seção Vila Antonico-PT59 apresentaram populações de 30 amostras vermelhas e 24 amostras cinzas, enquanto a seção Transnordestina conta com 102 amostras vermelhas e 38 esverdeadas. Em geral, as amostras vermelhas apresentaram maiores intervalos de K (de 5,0 a 30,0 . 10⁻⁵ SI) quando comparadas com as camadas cinza e esverdeadas. A distribuição dos valores obtidos é geralmente unimodal, com exceção dos exemplares vermelhos da Seção Vila Antonico-PT59 (Figura 58A), nos quais a susceptibilidade magnética se apresenta dispersa.

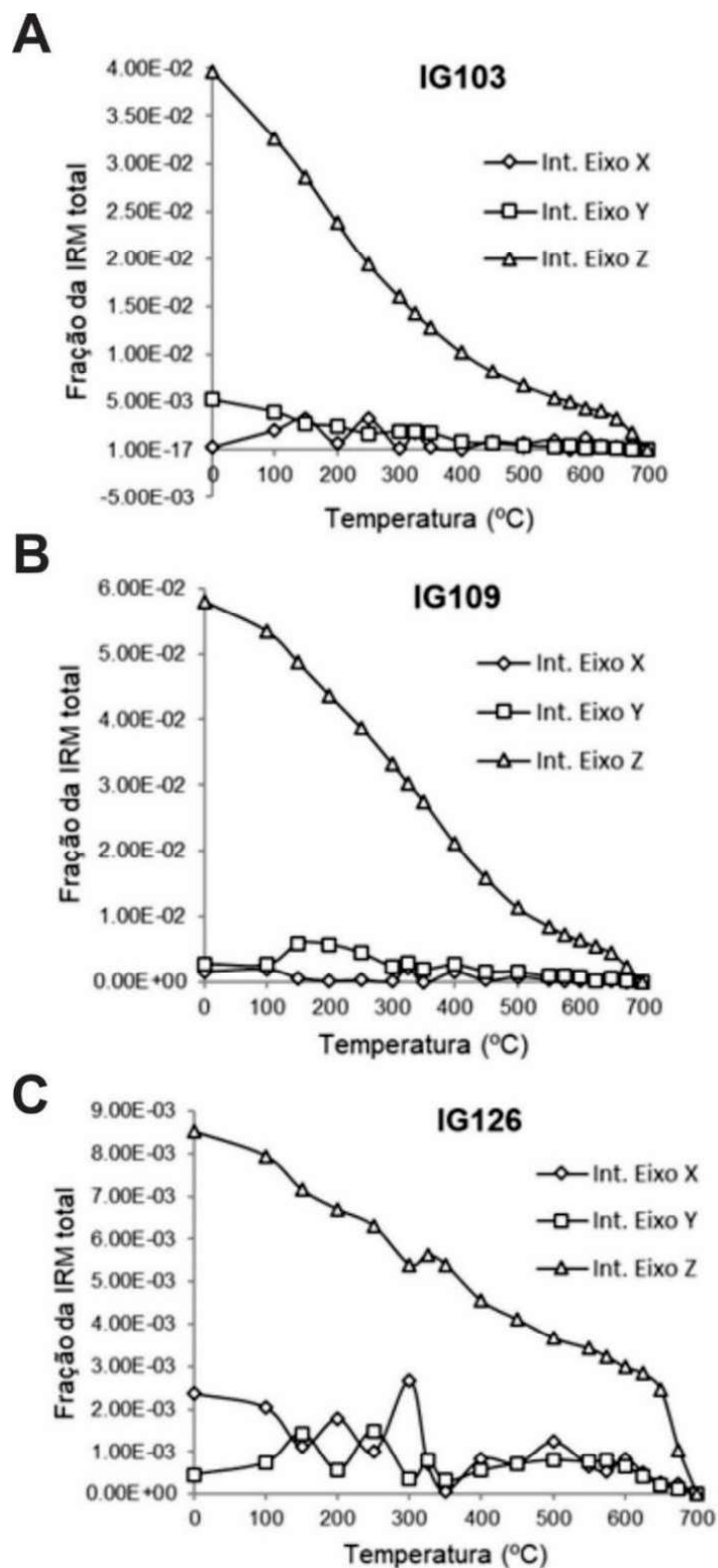
Fases de alto valor de susceptibilidade K podem ser relacionadas a alteração de argilominerais ou oxidação de sulfetos ferrosos disseminados na maioria dos sedimentos de ambiente lacustre (KENT et. al, 1995). Os sedimentos vermelhos, de maior susceptibilidade, refletem maiores teores originais de hematita sofrendo redução com tendência a um crescimento de valores nas primeiras etapas de aquecimento. A variação dos valores de susceptibilidade magnética de cada amostra também pode ser observada paralela as demais características estudadas, descritas em sequência (Figuras 59 e 60).

Com o decorrer do método, pode haver um aumento de susceptibilidade magnética em etapas de baixa temperatura (0-300°C), na qual as amostras se tornam escurecidas. A variação de valores está associada a alteração de parte da mineralogia magnética original e formação de sulfetos ferrosos (BUTLER, 1992). Durante a realização do teste de Lowrie, a susceptibilidade magnética foi sempre moderada, interpretada como baixo grau de intemperismo e conteúdo de sulfetos nas amostras coletadas.

Na etapa inicial do método de desmagnetização termal, em temperatura ambiente, obteve-se valores de NRM para as mesmas populações descritas anteriormente. Os resultados acompanham o mesmo padrão observado durante a

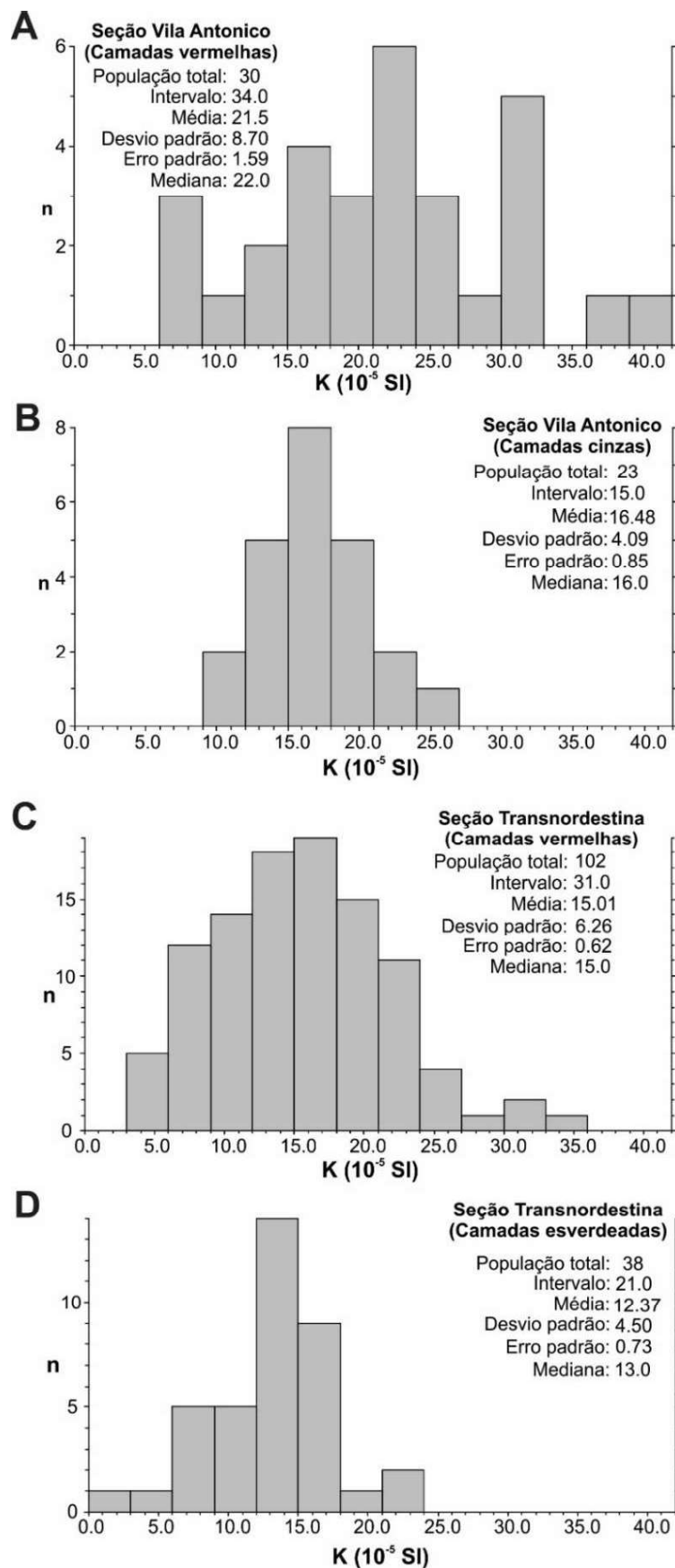
análise de susceptibilidade, onde as amostras vermelhas apresentam uma média de valores maiores, quando comparadas com as amostras cinza ou esverdeadas (Figura 61A a D).

Figura 57— Desmagnetização gradativa termal realizada após etapa de indução magnética de cada amostra.



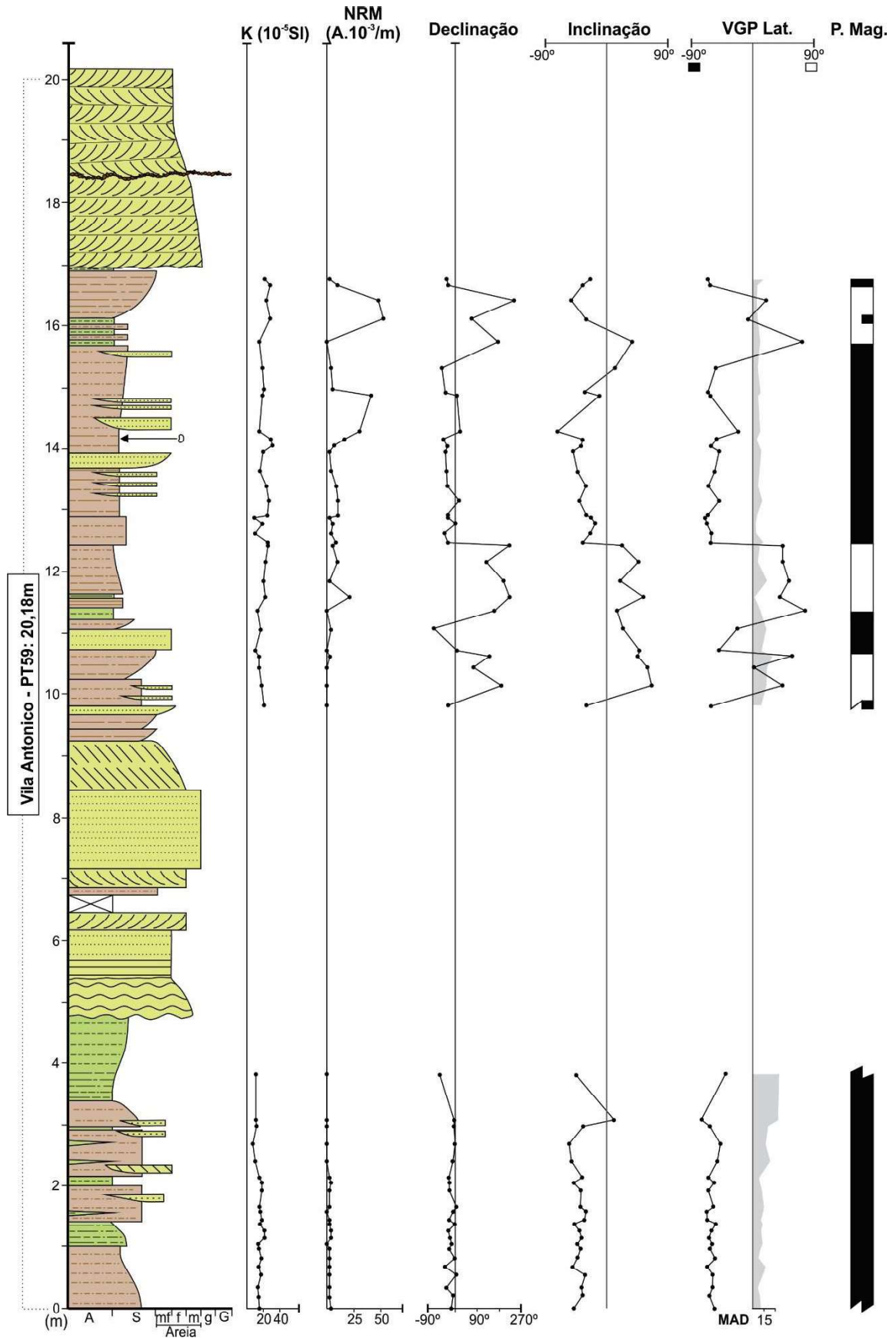
Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 58— Histogramas de susceptibilidade magnética associadas a NRM em temperatura ambiente.



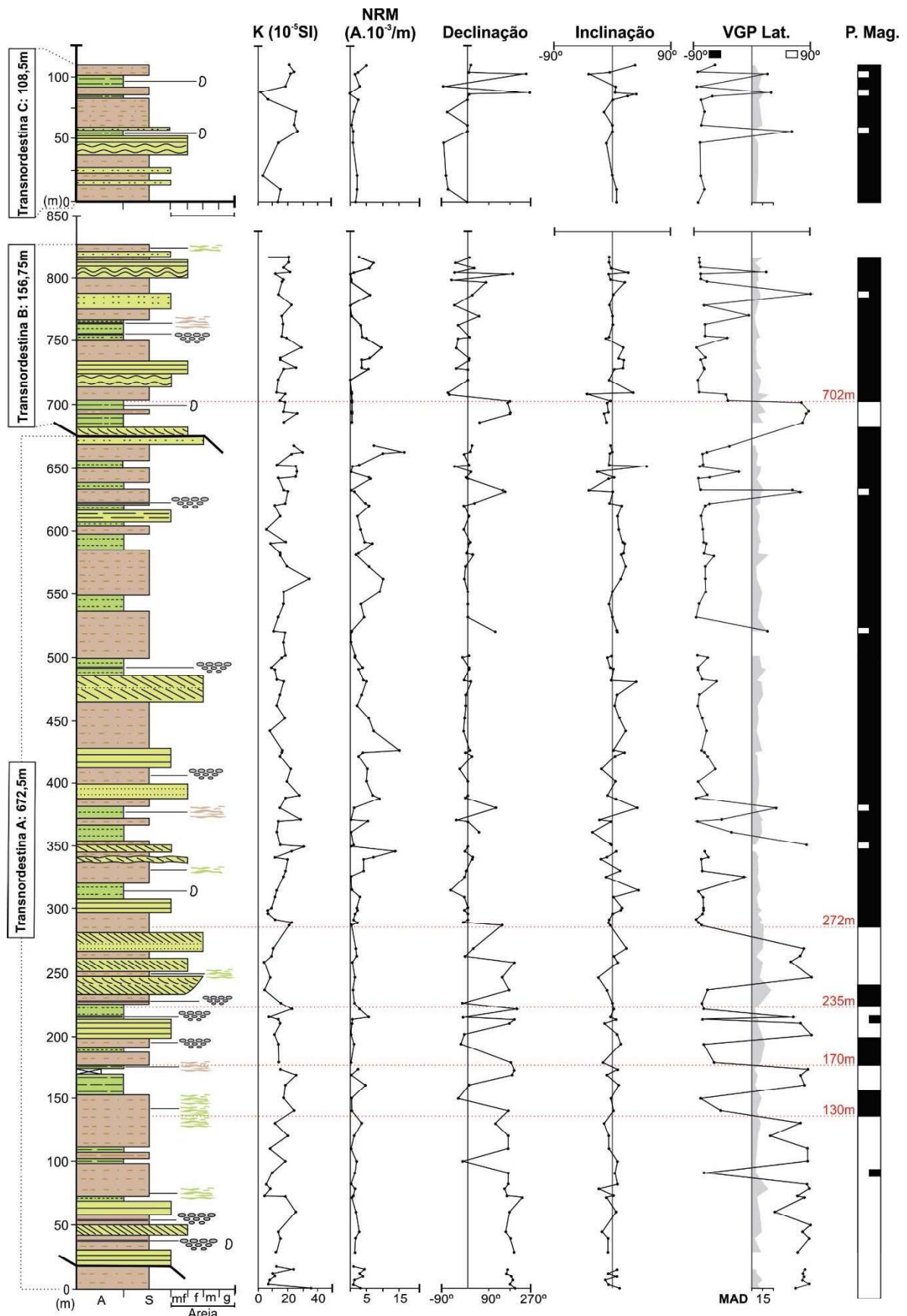
Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 59 - Dados de anisotropia magnetocristalina do ponto 59: declinação e inclinação magnética para a Seção Vila Antônio-PT59.



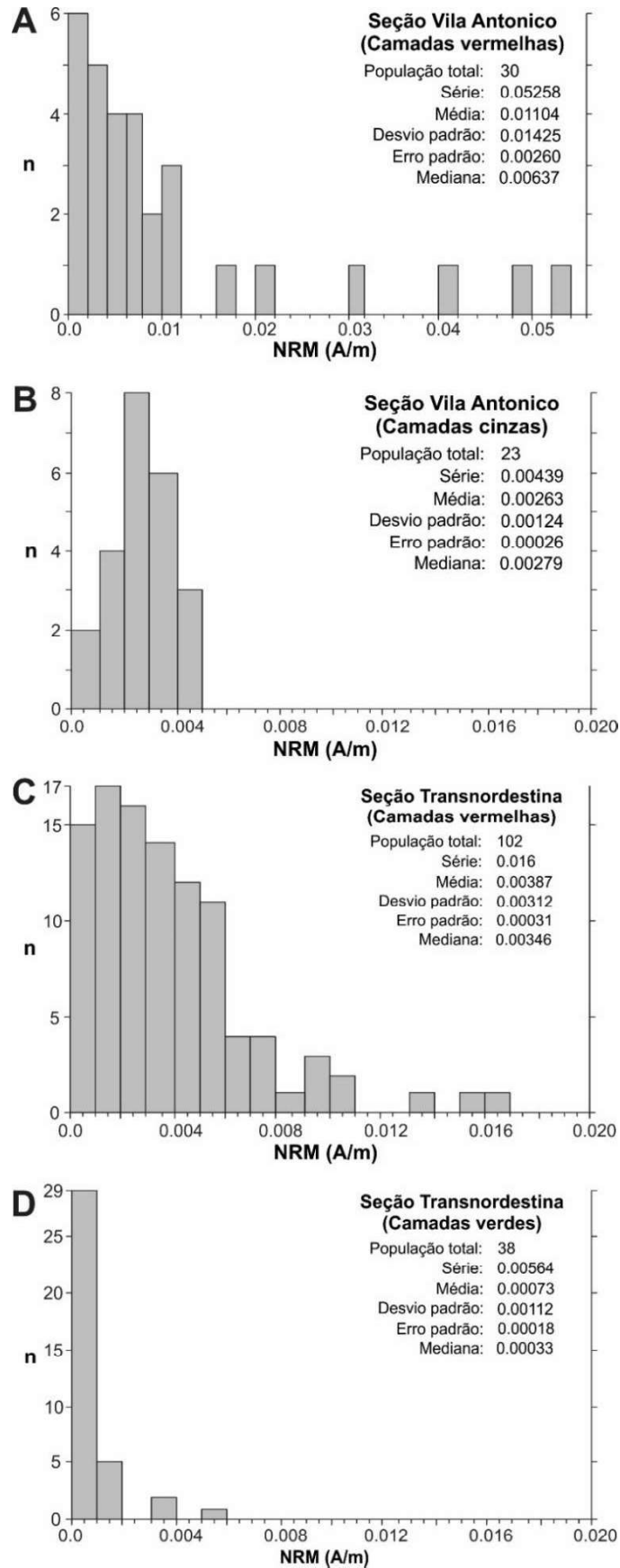
Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 60 - Dados de anisotropia magnetocristalina ao longo da ferrovia Transnordestina: declinação e inclinação magnética para os trechos A, B e C da Seção Transnordestina.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 61 - Histogramas de NRM: intensidade da NRM em temperatura ambiente separados por localidade e coloração das amostras.



Fonte: Elaborado pelo autor.

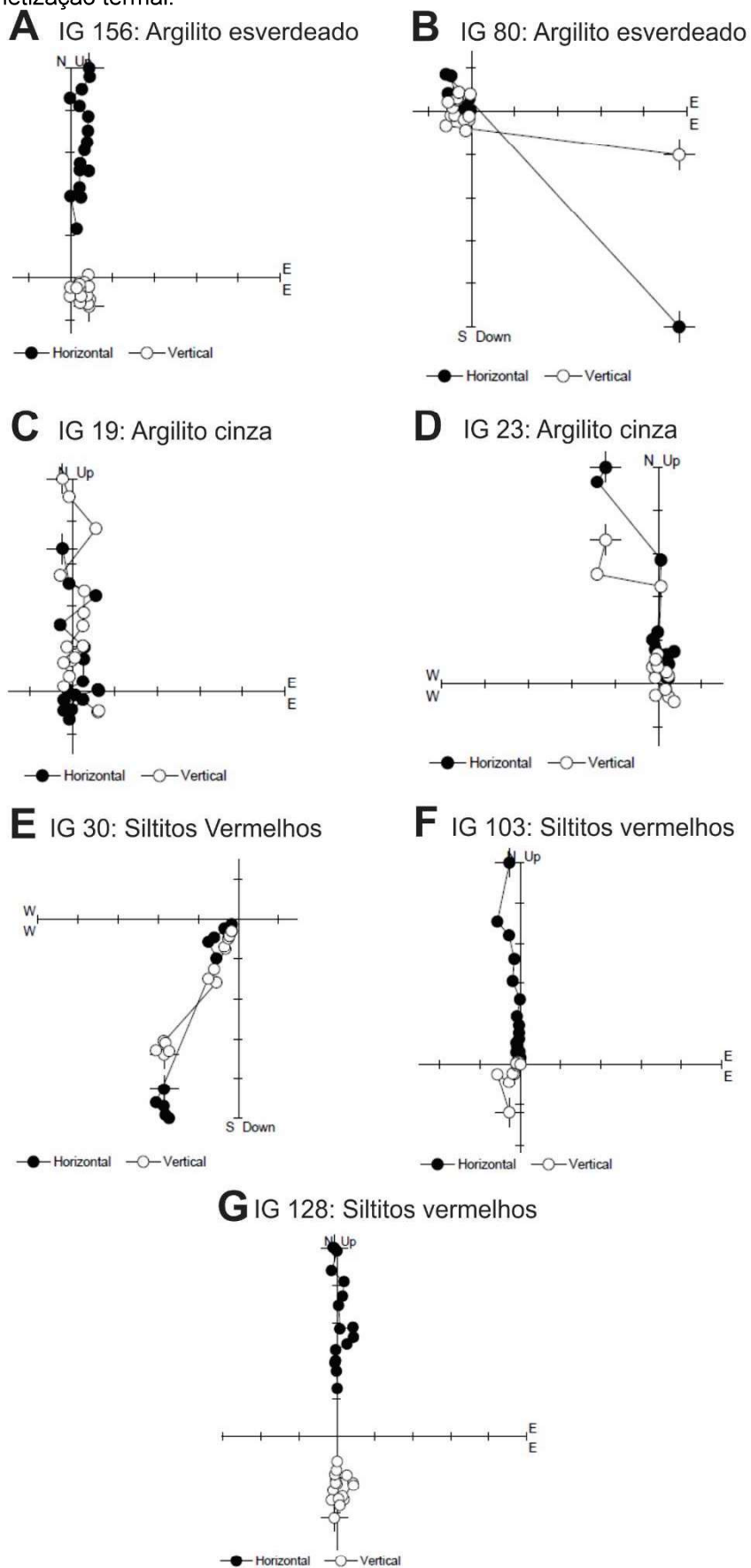
Percebe-se que a NRM dos sedimentos em Vila Antonico é mais elevada que as encontradas na seção Transnordestina, que chega a ser muito fraca quando as diferentes populações são comparadas. A distribuição dos valores ocorre de forma unimodal, e a variação entre a NRM das diferentes amostras é exibida nas figuras 59 e 60. A NRM encontrada nas camadas cinzas e esverdeadas pode ser explicada, principalmente, pela mineralogia magnética encontrada, sendo assim, apenas um forte *overprint* relacionado a minerais viscosos com temperaturas de Curie de até 350°C. Todas as análises de PCA foram corrigidas com o acamamento, e ancoram os dados obtidos na origem.

Com o decaimento da NRM, até 3 componentes magnéticas podem ser identificadas nas amostras. Nos argilitos esverdeados (Figura 62A e B) pode ocorrer uma forte desmagnetização da amostra nos primeiros estágios de temperatura (NRM-150°C), que expõe uma componente de magnetização original muito fraca através da aglomeração próxima a origem. O acúmulo é representativo de baixos valores de magnetização, caracterizado como de baixa temperatura de *curie* e alta coercividade, podendo estar associadas a presença de goethita. Portanto, para os argilitos esverdeados, é comum um *overprint* nos estágios iniciais de desmagnetização, que recobre uma componente principal fraca, pouco inclinada e de difícil interpretação.

Nas amostras de argilitos cinzas (Figura 62C e D) a NRM é baixa e de trajetória retilínea até estágios de temperaturas de 400°C, se tornando dispersa. A componente original das amostras é de difícil análise, contudo podem ser encontradas fortes componentes magnéticas viscosas, de inclinação moderada. As trajetórias formadas pelo *overprints* observados são comumente irregulares, porém, podem apresentar-se lineares. A magnetização observada indica uma assembleia magnética composta por um único mineral, provavelmente uma titanomagnetita com baixos teores de titânio.

As amostras de siltitos avermelhados (Figura 62E a G) apresentaram valores de intensidade altamente variáveis e trajetórias curvilíneas, lineares ou irregulares, geralmente distribuídas entre 350° e 675°C. A componente viscosa das amostras alcança temperaturas de 300°C, caracterizadas por inclinações moderadas durante o estágio inicial de desmagnetização. Portanto, é normal a utilização dos estágios finais de temperatura para a interpretação correta da componente original antiga.

Figura 62 – Diagramas de vetores magnéticos: curvas de decaimento da NRM, representativos de cada etapa de desmagnetização termal.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Erros e ambiguidades na aquisição dos dados paleomagnéticos podem ocorrer de variadas maneiras, sendo mais comum a ambiguidade de hemisférios, uma vez que o Grupo Iguatu está próximo ao equador e a localização das amostras nos hemisférios é incerta. Outros erros passíveis de acontecer nas amostras são o de planificação (*flattening*) ou deformação, quando os grãos sofrem rotação ou tração causadora de um movimento gradativo para um plano horizontal que, conseqüentemente, altera os valores de declinação e inclinação magnética originais (BUTLER, 1992).

6.1.3. Magnetoestatigrafia

Após o término do método de desmagnetização termal aplicado, pode-se calcular as declinações e inclinações paleomagnéticas, a partir da análise da componente original da magnetização, ou seja, a componente observada nos estágios finais de temperatura, quando se tem removido qualquer *overprint*. A proximidade das bacias do equador tem forte influência nas inclinações magnéticas das amostras, que se apresentam baixas. Também analisados por meio de histogramas, os valores de inclinações magnéticas foram separados somente por localidades. As amostras coletadas na seção Vila Antonico-PT59 mostram inclinações magnéticas bimodais com média de 23,4°, enquanto que as amostras da seção Transnordestina mostram um padrão unimodal com média de 20,3° (Figura 63A e B). O padrão bimodal observado em Vila Antonico pode estar relacionado a contaminação da magnetização original por uma componente de magnetização recente (KENT et. al, 1995).

As declinações magnéticas adquiridas durante a PCA se tornaram a principal característica para a definição dos estados de polaridades, cruciais no reconhecimento das variações do campo magnético. Os grupos de direções magnéticas norte e sul são equivalentes a polaridades normais e inversas, respectivamente (BUTLER, 1992). A verificação da qualidade dos dados de direções de polos magnéticos estabelecidos foi adquirida pelo padrão estatístico de *Fischer*.

A continuidade das seções levantadas reflete diretamente na qualidade dos dados obtidos. Na seção Vila Antonico-PT59, os polos magnéticos apresentam bons resultados, porém representam apenas trechos de seções, menor população de amostras e, conseqüentemente, maior dispersão de dados (Figura 64A). As coletas realizadas nas seções Transnordestina, devido a sua grande continuidade,

apresentam resultados mais regulares ao longo das 140 amostras coletadas (Figura 64B).

Figura 63 - Histogramas de inclinação magnética: separados por local de coleta das amostras.

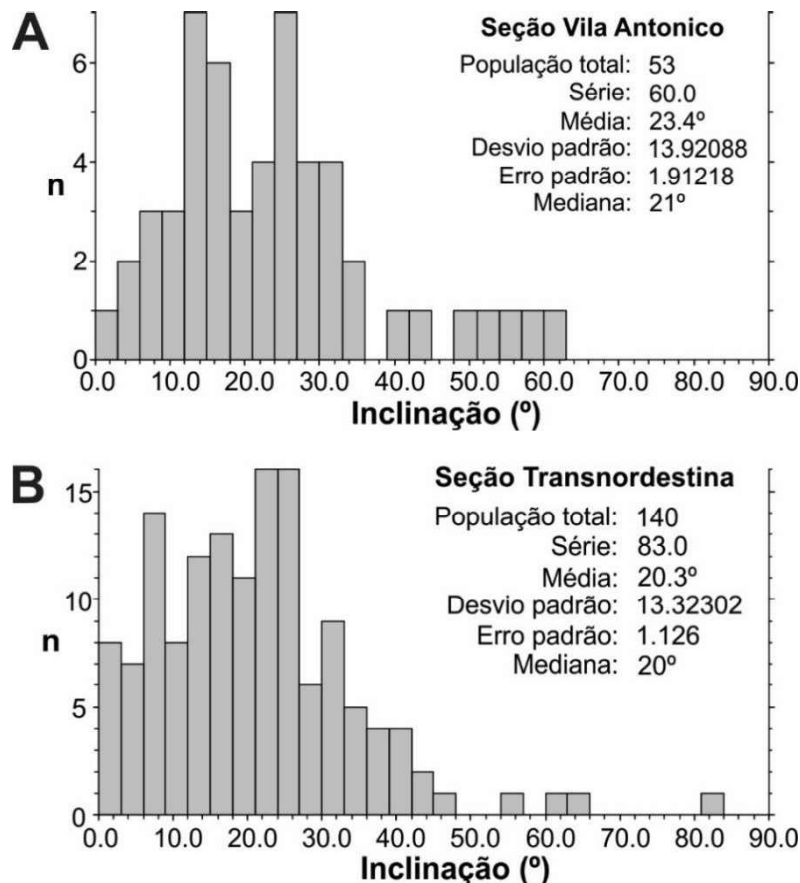
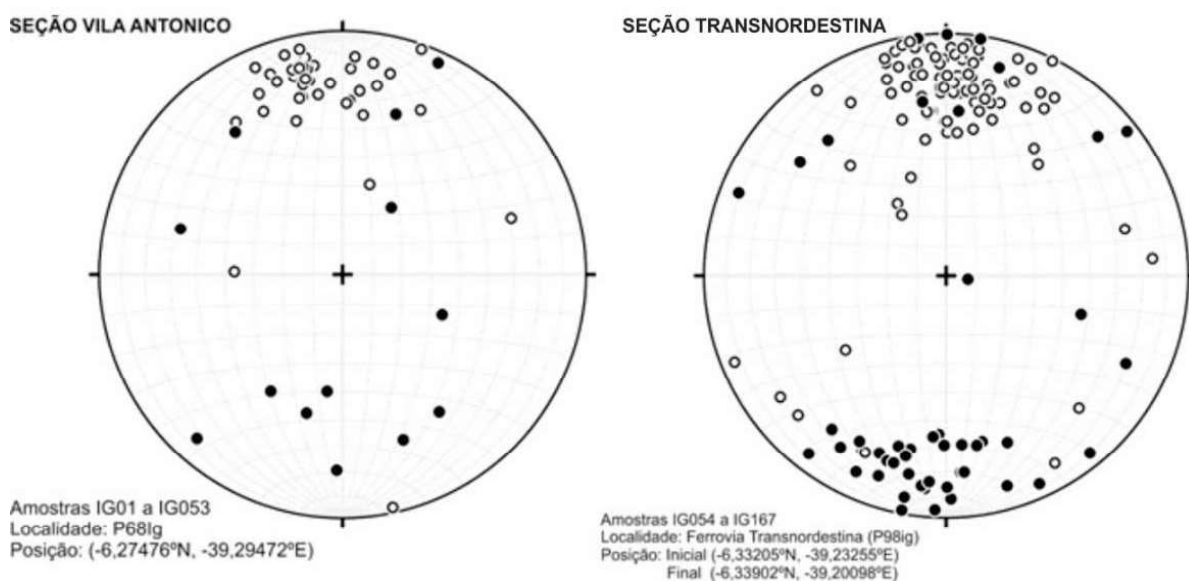


Figura 64 – Estereogramas de polos magnéticos: Polos magnéticos de cada grupo de amostra coletada.



Os polos magnéticos da seção Vila Antonico-PT59 são interpretados principalmente como normais, com média de declinação de 353,3° e baixa inclinação (-22,3°). Amostras com polaridade inversa apresentam polos bastante dispersos, com declinação média de 191° e altas inclinações (71,1°). Na seção Transnordestina, as amostras também se apresentam predominantemente associadas a uma polaridade normal, com média de declinação de 1° e baixa inclinação (-25,4°). Os polos magnéticos inversos mostram declinação de 179,8° e uma alta inclinação (80°). A estatística realizada revelou uma média de intervalo de confiança ($\alpha 95$) de 6,4° para as amostras coletadas. As direções normal e inversa de cada grupo de amostras deixam de ser antipodais por 17,9° em Vila Antonico e 0,8° na seção Transnordestina. As medidas de cada grupo podem ser observadas no Quadro 6 e a variação de declinação e inclinação de cada amostra ao longo da estratigrafia é detalhada nas figuras 59 e 60.

Quadro 6— Padrão estatístico de Fischer e direções principais da componente original das amostras coletadas.

Local/Polaridade	n	$\alpha 95$	kappa	Declinação	Inclinação
Vila Antonico					
Normal	40	8.2	8.6	353.3	-22.3
Reversa	13	x	2	191	71.1
Ambas	53	x	2.4	352	-12.1
Transnordestina					
Normal	87	7.2	5.5	1	-25.4
Reversa	53	5.2	15.3	179.8	80
Ambas	140	x	1.7	1.2	18.2

Fonte: Elaborado pelo autor.

A grande dispersão dos resultados de polaridade inversa, observada pelo parâmetro kappa (k), pode estar associada a contribuição de magnetizações secundárias ou problemas de orientação durante a coleta ou análise das amostras (KENT, et. al, 1995). De todo modo, estes erros de orientação são minimizados, uma vez que, para a determinação do polo magnético são utilizadas as médias de declinação e inclinação magnética de cada amostra.

A PCA também forneceu valores de desvio angular máximo (MAD). As amostras analisadas exibiram MAD de até 35°, entretanto sabe-se que valores ideais de MAD são menores 10° e valores satisfatórios ocorrem entre 10 e 15° (KENT et al, 1995). Optou-se pela não exclusão de medidas de exemplares com MAD maiores que 15°, devido a maioria das amostras cinzas esverdeadas ultrapassarem esse valor.

Preferiu-se, a exibição dos valores de MAD juntamente aos valores calculados para a latitude do polo magnético virtual (VGP Latitude).

O cálculo da VGP Latitude combina dados de declinação e inclinação magnética gerando uma linha de variação de polaridade (LOWRIE & LANCI, 1994). Valores positivos de latitude (+90°) são interpretados como polaridades magnéticas normais e valores negativos (-90°) se associam a polaridades negativas (BUTLER, 1992). Para a definição de uma magnetozona, duas ou mais amostras sucessivas precisaram apresentar a mesma polaridade e valores de MAD menores que 15°. Rápidas inversões de polaridade, compostas por apenas uma amostra, são representadas por trechos exibindo as duas polaridades (Figuras 59 e 60).

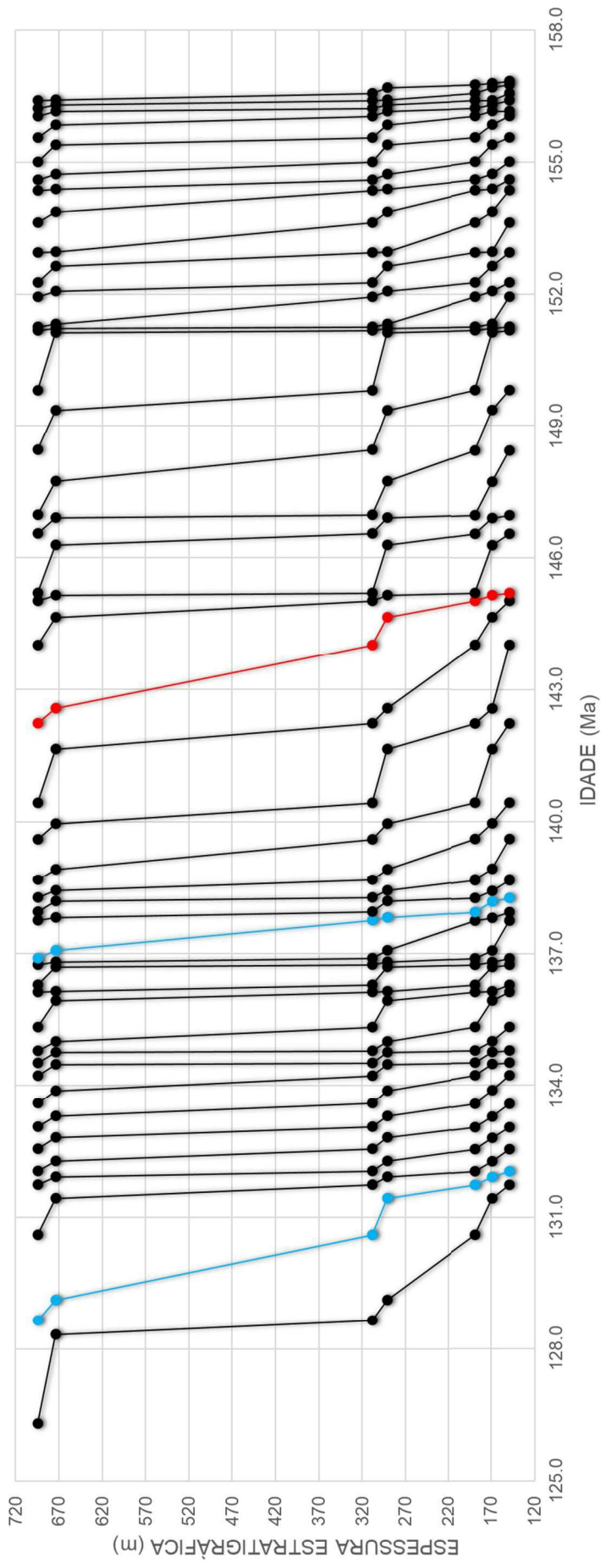
A correlação das inversões de polaridade com a estratigrafia do local permite uma estimativa de espessura para cada magnetozona. Na seção Vila Antonico-PT59, pelo menos duas inversões magnéticas puderam ser observadas ao longo de, aproximadamente 20 m estratigráficos, indicativo de período de rápidas inversões do campo magnético. Novamente, a continuidade da seção Transnordestina permitiu a identificação de pelo menos quatro magnetozonas, estabelecidas principalmente pelos dados de declinação magnética e latitude do polo magnético virtual das amostras.

Idades propostas para o Grupo Iguatu são escassas, sendo geralmente correlacionadas com métodos de datação realizados em diferentes grupos de bacias adjacentes. O registro incompleto e irregular da seção Vila Antonico não permitiu uma boa delimitação de idade para a mesma. Já na seção Transnordestina, a espessura das inversões encontradas foi comparada as descritas para a Sequência de anomalia magnética marinha M (*Cross dating*), por esta abranger os períodos e idades comumente propostos para ao Grupo Iguatu (Jurássico Médio ao Cretáceo Inferior). As comparações realizadas entre as magnetozonas encontradas com as polaridades de referência geraram 43 opções de idade para os sedimentos analisados (Figura 65). Foram selecionadas alternativas de maior correlação linear (r) e dentre estas, uma idade que mais se adequa aos dados cronoestratigráficos pré-existentes para os sedimentos que marcam o fim da deposição do Grupo Iguatu.

Três períodos de idade destacam-se entre as melhores opções adquiridas. As magnetozonas encontradas apontam para alternativas de deposição dos sedimentos durante o Barremiano-Hauteriviano (128,7 a 132,0 Ma / *Chronos* M3 a M7), durante o Valanginiano (136,9 a 138,2 Ma / *Chronos* M11 e M11A) e durante o Berriasiano (142,2

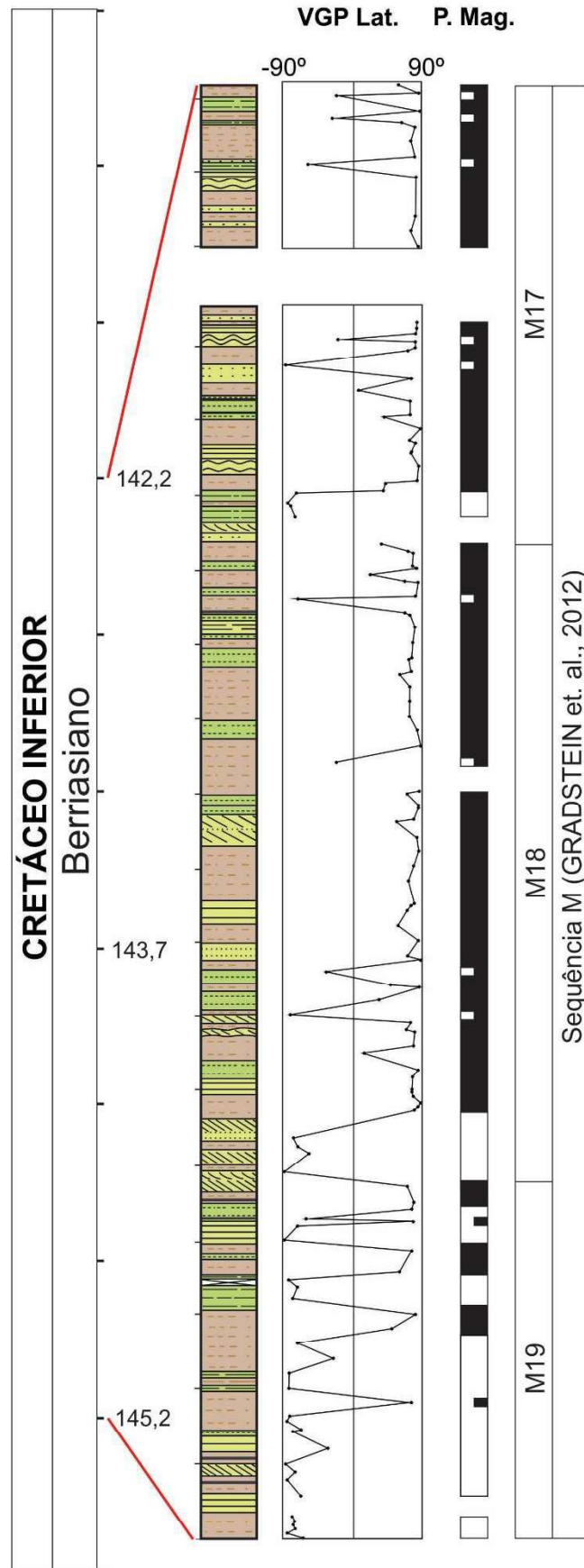
a 145,2 Ma / *Chronos* M17, M18 e M19). Apesar de todas as alternativas preferenciais apresentarem bons valores de correlação linear ($r = 0,99$), apenas uma se destaca. O estudo do paleomagnetismo melhor posiciona a seção Transnordestina ao longo do Berriasiano (142,2 a 145,2 Ma), correlata aos *chronos* M17, M18 e M19 descritos por Gradstein et. al (2012).

Figura 68— Cross dating realizado nas magnetozonas da Seção Transordestina, com destaque para alternativas de correlação linear de 0,99 e, em vermelho, a alternativa adotada.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 69— Posição cronoestratigráfica da Seção Transnordestina e correlação com os chrons descritos por escalas de polaridade de referência.



Fonte: Elaborado pelo autor.

7. CONCLUSÃO

O Grupo Iguatu marca um conjunto de bacias rasas do tipo rifte, formando uma série de hemi-grábens gerados durante reativações de estruturas pré-existentes durante o Cretáceo Inferior. Os hemi-grábens são desenvolvidos por um regime de cisalhamento puro, em sistemas extensionais quase simétricos, e apresentam leve basculamento para sudeste ao longo das inflexões dos trends Cariri-Potiguar. A análise petrográfica determinou uma predominância de quartzarenitos líticos e uma proveniência de regiões intracratônicas e orógenos reciclados para os arenitos que preenchem o Grupo. Um forte intemperismo também pode ser observado nas lâminas, e se associam a condições paleoclimáticas não muito distantes do clima semiárido atual, operando sem contraste de temperatura e com baixa precipitação anual. O preenchimento sedimentar também remete a paleoclimas com chuvas irregulares, intercalados por períodos de seca.

O arcabouço estratigráfico encontrado definiu quatro formações estratigráficas cretácicas compostas por arenitos, siltitos, folhelhos e margas, parcialmente recobertas por sedimentos semiconsolidados por duas formações mais jovens, de idade Neógena. A análise de fácies remonta uma sucessão de quatro tipos de ambiente continental caracterizados, da base para o topo, pela 1) Formação Icó composta por arenitos maciços e conglomeráticos de ambientes tipicamente fluviais, com reconhecimento de elementos de canais, planícies de inundação, espraiamentos de crevasse e barras cascalhosas, 2) Formação Malhada Vermelha composta pela alternância de arenitos finos, siltitos e folhelhos em depósitos de ambientes de planície de inundação, 3) Formação Lima Campos composta por arenitos fluviais grosseiros ricos em seixos similares ao da base interagindo com arenitos finos e fortemente estratificados de sistemas eólicos e 4) Formação Orós composta pela alternância de siltitos e argilitos e arenitos em depósitos de planície de inundação e lagos rasos.

As paleocorrentes e paleoventos analisados descrevem sistemas de paleofluxos continentais estáveis durante a fase sin-rifte de desenvolvimento das bacias, visto pela persistência dos vetores médios na mesma direção que formações correlatas ao Grupo Iguatu. Por fim, resultados de datação paleomagnética estabeleceram magnetozonas correlatas aos chrons M17, 18 e 19 da Sequência M de anomalia magnética marinha, sugerindo uma idade Berriasiana para o fim da deposição do Grupo Iguatu, durante o Andar Rio da Serra.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA F.F.M. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, 1977, Campina Grande. **Atas do VIII Simpósio de Geologia do Nordeste**. Recife: Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Nordeste, 1977, p. 363-392.
- ALMEIDA, F.F.M., BRITO NEVES, B.B., CARNEIRO, C.D.R. The origin and evolution of the South American Platform. **Earth-Science Reviews**, v. 50, n. 1-2, p. 77-111, 2000.
- ARAI, M. Revisão estratigráfica do Cretáceo Inferior das bacias interiores do Nordeste do Brasil. In: SIMPÓSIO DO CRETÁCEO DO BRASIL, 7, 2006, Serra Negra. **Boletim do XVII Simpósio do Cretáceo do Brasil**. Rio Claro: Universidade Estadual Paulista, 2006a, p. 11.
- ARAI, M. Revisão estratigráfica do Cretáceo Inferior das bacias interiores do Nordeste do Brasil. **Geociências**, São Paulo, v.25, n.1, p.7-15, 2006b.
- ARIMA, N. **Análise estratigráfica da Bacia do Iguatu**. 2007. 149 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Porto Alegre, 2007.
- ARTHAUD, M. H. **Elementos de Geologia Estrutural**: Apostila. [S.I.], Fortaleza: Universidade Federal do Ceará, 1998.
- ASSINE, M. L. Análise estratigráfica da bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 23, n. 3, p. 289-300, 1992.
- ASSINE, M. L. Paleocorrentes na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. In: SIMPÓSIO SOBRE BACIAS CRETÁCIAS BRASILEIRAS, n. 2., Rio Claro. **Resumos expandidos do II Simpósio sobre as Bacias Cretácicas Brasileiras**. São Paulo: UNESP, 1992b, p. 59-60.
- BEDREGAL, R.P. **Estudo gravimétrico e estrutural da Bacia de Iguatu, CE**. 1991. 155 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1991.
- BEDREGAL, R.P., SZATMARI, P., CHEMALE JR, F. Evolução estrutural da Bacia do Iguatu, Ceará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA **Congresso Brasileiro de Geologia**, 37., 1992, São Paulo. **Boletim de Resumos do XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1992, p. 569-570.
- BERGER, A. Milankovitch theory and climate. **Reviews of Geophysics**, v. 26, n. 4, p. 624-657, Nov, 1988.
- BEURLIN, K. & MABESOONE, J. M. Bacias cretáceas intracontinentais do Nordeste do Brasil. **Notas Geomorfológicas**. Campinas, v. 9, n. 18, p 19-34, 1969.
- BIGARELLA, J. J., ALESSI, A. H., BECKER, R. D., DUARTE, G. M. Textural characteristics of the coastal dune, sand ridge, and beach sediments. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 27, [S.I.], p. 15-80, 1969.

BRANDÃO, R. D. L. & FREITAS, L. C. B. **Geodiversidade do estado do Ceará**. 1. ed. Fortaleza: Serviço Geológico do Brasil – CPRM, v. I, 2014, 174 p.

BREWER, R. **Fabric and Mineral Analysis of Soils**. 1. ed. New York: Krieger, 1976, 482 p.

BRITO, I.M. As bacias sedimentares do Nordeste do Brasil. **Contribuição Didática** n. 1: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 107p, 1975.

BUTLER, R.F. **Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes**. 1. ed. Boston: Blackwell Scientific Publications, 1992, 319 p.

CAMPOS, M. BRAGA, A.P.G., MELLO, A. A., SOUZA E.M., SILVA, F.A.F., FRANÇA, J.B. 1979. **Projeto Rio Jaguaribe**. Relatório Final. Recife: DNPM/CPRM, 15, v. II, 1979.

CARVALHO, I. S. & LEONARDI, G. Geologia das bacias de Pombal, Sousa, Virau' na-Brejo das Freiras e Vertentes (Nordeste do Brasil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**. Rio de Janeiro, v. 64, p. 231-252, 1992.

CARVALHO, I.S. **Os conchostráceos fósseis das bacias interiores do nordeste do Brasil**. 1993. 319 f. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1993.

CARVALHO, I.S. Geological environments of dinosaur footprints in the intracratonic basins of northeast Brazil during the Early Cretaceous opening of the South Atlantic. **Cretaceous Research**, v. 21, p. 255-267. 2000.

CARVALHO, I.S. 2004. Dinosaur Footprints from Northeastern Brazil: Taphonomy and Environmental Setting. **Ichnos**, v. 11, p. 311-321. 2004.

CASTRO, M.C. Levantamento geológico da faixa a leste de José de Alencar, Iguatu, CE. **Arquivos de Geologia [UFPE]**, Recife, v. 4, p. 11-32, 1963.

CASTRO, D.L & CASTELO BRANCO, M.G. 1999. Caracterização da arquitetura interna das bacias do Vale do Cariri (NE do Brasil) com base em modelagem gravimétrica 3-D. **Brazilian Journal of Geophysics**, v.17, n. 1-2, p. 129-144.

CASTRO, D. L., BEZERRA, F. H. R., CASTELO BRANCO, R. M. G. Geophysical evidence of crustal-heterogeneity control in the Neocomian Iguatu Basin, NE Brazil. **Journal of South America Earth Sciences**, v. 26, [S.I], p. 271-285, 2008.

CAVALCANTI M.V.M & VIANA M.S.S. Considerações sobre o Cretáceo da Bacia do Iguatu, Nordeste do Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 64, n. 1, p. 63-70, 1992.

CHAGAS, D. B. **Litoestratigrafia da bacia do Araripe: reavaliação e propostas para a revisão**. 2006. 112 f. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2006.

COHEN, K.M., FINNEY, S.C., GIBBARD, P.L., FAN, J-X. The ICS International Chronostratigraphic Chart. **Episodes**, v. 36, n. 3, p. 199-204, 2013.

CORDANI, U. G., PIMENTEL, M. M., ARAUJO, C. E. G., FUCK, R. A. The significance of the Transbrasiliiano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. **Brazilian Journal of Geology**, v. 43, n. 3, p. 583-597, 2013.

CRUZ, W. B. **Geologia da região oeste de José de Alencar – Iguatu, estado do Ceará**. 1961. 45 f. Monografia (Graduação Geologia) – Universidade de Recife, Recife, 1961.

CRUZ, W. B. **Geologia da faixa oeste de José Alencar**: município de Iguatu, Ceará. Arquivos de Geologia. Recife: Universidade de Recife, v. 3, p. 11-41, 1962.

DELLA FÁVERA, J. C. Eventos de sedimentação episódica nas bacias brasileiras: uma contribuição para atestar o caráter pontuado do registro sedimentar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, n. 33, 1984, Rio de Janeiro. **Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1984, p. 489-501.

DA ROSA, A. A. S.; GARCIA, A. J. V. Palaeobiogeographic aspects of northeast Brazilian basins during the Berriasian before the break up of Gondwana. **Cretaceous Research**, v. 21, 221-239, 2000.

DICKINSON, W. R. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: ZUFFA, G.C. **Provenance of arenites**. 1. ed. Consenza: Springer Science & Business, 1985. P. 333-361. (Série Nato Science, v. 148).

DREVER, J. I. & VANCE, G. F. Role of soil organic acids in mineral weathering processes. **Organic acids in geological processes**. Nova Iorque, [S.I.], p. 138-161, 1994.

DUNLOP, D.J., ÖZDEMİR, O. **Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers**. 1. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 1997, 573 p.

FEITOSA, F. A. C & VIDAL, C. **Estudos hidrogeológicos de bacias sedimentares da região semi-árida do Nordeste Brasileiro**. Proposta de trabalho. Serviço Geológico do Brasil – CPRM, 2004.

FIGUEIREDO, A. E. Q. **Estudo Tafonômico de afloramentos contendo Vertebrados fósseis das Bacias do Iguatu, Cretáceo Inferior, Nordeste do Brasil**. 2009. 125 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Porto Alegre, 2009.

FOLK, R. L. **Petrology of sedimentary rocks**. 2. Ed. Hemphill Publishing Company, 1980.

FORTIER, D. C. & SCHULTZ, C. L. Novos registros fósseis das Bacias do Iguatu, Centro-oeste do Estado. In: SEMANA ACADÊMICA DOS ALUNOS DE PÓSGRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS, 1., 2006. Porto Alegre. **Livro de Resumos Expandidos da I Semana Acadêmica dos Alunos de Pós-Graduação em Geociências**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2006a, p. 51-54.

FORTIER, D. C. & SCHULTZ, C. L. Considerações sobre um novo crocodiliano susisuquídeo com característica eusuquianas, do Neocomiano da bacia de Lima Campos, Nordeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 20., 2006, Búzios. **Anais do XX Congresso Brasileiro de Paleontologia**. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Paleontologia - Interciência, 2006b, p. 78-78.

FORTIER, D. C. **Novos registros fósseis das bacias do Iguatu, Eocretáceo, Estado do Ceará.** 2008. 241 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Porto Alegre, 2008.

GASPARY, J. **Estudo geral de base do Vale do Jaguaribe.** Recife: SUDENE/ASMIC, 1967, Série Hidrogeologia. Volume 7.

GARZANTI, E., PADOAN, M., ANDO, S., RESENTINI, A., VEZZOLI, G. LUSTRINO, M. Weathering and relative durability of detrital minerals in equatorial climate: sand petrology and geochemistry in the East African Rift. **The Journal of Geology**, v. 121, n. 6, p. 547-580, 2013.

GHIGNONE J.I. Ensaio da paleogeologia do Nordeste a as sequências sedimentares. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., 1972, Belém. **Anais do XXVI Congresso Brasileiro de Geologia.** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1972, p. 21-28.

GHIGNONE J.I., COUTO E.A, ASSINE L.M. Estratigrafia e estrutura das bacias do Araripe, Iguatu e Rio do Peixe. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986, Goiânia. **Anais do XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia.** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1986, p. 271-282.

GOMES J.R.C., GATTO C.M.P.P, SOUZA G.M.C., LUZ D.S., PIRES J.L., TEIXEIRA, W. **Geologia: mapeamento regional.** Projeto RADAMBRASIL. Rio de Janeiro: Ministério das Minas e Energia. p. 27-176, 1981. (Folha SB. 24/25 Jaguaribe/Natal).

GRADSTEIN, F.M., OGG, J.G., SCHMITZ, M., OGG, G. **The geologic Time Scale.** 1. ed. [S.I]: Elsevier, 2012, 1144 p.

HESSEL, M.H., TOMÉ, M.E.; MOURA, C.R. Ostracodes mesozoicos das bacias do interior nordestino: estado da arte. **Revista de Geologia**, v. 19, n. 2, p. 187-206, 2006b.

HILGEN, F. J. Extension of the astronomically calibrated (polarity) time scale to the Miocene/Pliocene boundary. **Earth and planetary science letters**, v. 107, n. 2, p. 349-368, 1991.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO – IPT. **Mapa Geomorfológico do estado de São Paulo.** São Paulo: Divisão de Minas e Geologia Aplicada, 1981. Escala 1:1.000.000. (Série Monografias, 2v, 6).

KENT, D. V., OLSEN, P. E., WITTE, W. K. Late Triassic-earliest Jurassic geomagnetic polarity sequence and paleolatitudes from drill cores in the Newark rift basin, eastern North America. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, n. 8, p. 14965-14998, Ago., 1995.

KINGSTON, D. R., DISHROON, C. P., WILLIAMS, P. A. Global basin classification. **AAPG Bulletin**, v. 67, p. 2175-2193, 1983.

LAMBIASE, J.J. A model for tectonic control of lacustrine stratigraphic sequences in continental rift basins, in Katz, B.J., ed., **Lacustrine Exploration: Case Studies and Modern Analogues: AAPG Memoir.** n 50, p. 265-276, 1990.

LEMOS, J. C. Prospecção de urânio nas bacias de Iguatu e Frade (CE). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., 1973, Aracaju. **Anais do XXVII Congresso Brasileiro de Geologia**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1973, p. 119-127.

LEONARDI, G. & SPEZZAMONTE, M. New tracksites (Dinosauria: Theropoda and Ornithopoda) from the Lower Cretaceous of the Ceará, Brazil. **Studi Trentini di Scienze Naturali, Acta Geologica**, n. 69, p. 61–70. 1994.

LIMA, M.R. Paleoclimatic reconstruction of the Brazilian Cretaceous base on palynological data. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 13, n. 4, p. 223-228. 1983.

LIMA M.R. Estudos palinológicos de sedimentos da Bacia de Icó, Cretáceo do Estado do Ceará, Brasil. **Boletim do Instituto de Geociências [USP]**, Série Científica, v. 21, p. 35-43, 1990.

LOWRIE, W. & LANCI, L. Magnetostratigraphy of eocebe-Oligocene boundarysections in Italy: No evidence for short subchrons within chrons 12R and 13R. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 126, n. 4, p. 247-258, 1994.

LIU, C.C. **Análise estrutural de lineamentos em imagens de sensoriamento remoto**: aplicação ao estado do Rio de Janeiro. 1984. 157f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências: Universidade de São Paulo, São Paulo, 1984.

MABESOONE, J.M. & CAMPANHA, V.A. Caracterização estratigráfica dos grupos Rio do Peixe e Iguatu. **Estudos Sedimentológicos**, Natal, v.3, n. 4, p. 21-41, 1974.

MABESOONE, J.M., VIANA, M.S.S., LIMA FILHO, M. História das bacias sedimentares na Província Borborema (Nordeste do Brasil) durante o Neomesozóico antes da separação final da América do Sul da África 3: Paleogeografia. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 5., 1999, Serra Negra. **Boletim do X Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil**. Rio Claro: Universidade Estadual Paulista, p. 621-626.

MATOS, R.M.D. Sistema de riftes cretáceos do Nordeste Brasileiro. In: SEMINÁRIO DE TECTÔNICA DA PETROBRÁS, 1., 1987, Rio de Janeiro. **Anais do I Seminário de Tectônica da PETROBRÁS**. Rio de Janeiro: PETROBRÁS/DEPEX, 1987, p. 126-159.

MATOS, R.M.D. The Northeast Brazilian Rift System. **Tectonics**, v. 11, n. 4, p. 766-791, 1992.

MAISEY, J.G. Continental break up and the distribution of fishes of Western Gondwana during the Early Cretaceous. **Cretaceous Research**, v. 21, n. 1-2, p. 281-314, 2000.

MELO, P. G. **Geologia da Faixa de Igarói, Icó, Ceará**. Arquivos de Geologia. Recife: Universidade de Recife, p. 31, 1961.

MELO, P.G. **Geologia da Faixa Igarói, Icó, Ceará**. Recife: Universidade Federal de Pernambuco, v. 5, p. 57-80, 1964.

- MIALL, A. D. **The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology.** 4. ed. Berlin: Springer – Verlag Berlin Heidelberg, 2006.
- MILANI, E. J., RANGEL, H. D., BUENO, G. V., STICA, J. M., WINTER, W. R., CAIXETA, J. M., PESSOA NETO, O.C. Bacias sedimentares brasileiras: cartas estratigráficas – introdução. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, v. 15, n. 2, p. 183-198, 2007.
- MORAES, L.J. **Serras e Montanhas do Nordeste: Volume I.** 2. ed. Mossoró: Escola Superior de Agricultura de Mossoró, 1924. (Volume 35 de Coleção Mossoroense Serras e Montanhas do Nordeste).
- MORAIS NETO, J. M & ALKMIM, F. F. A deformação das coberturas terciárias do Planalto da Borborema (PB-RN) e seu significado tectônico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 1, p. 95-106, 2001.
- MORTON, A.C. & HALLSWORTH, C. R. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. **Sedimentary Geology**, v. 124, n. 1-4, p. 3-29, 1999.
- MUSSA, D., DINO, R., ARAI, M. 1989. **Contribuição à paleobotânica da bacia de Lima Campos.** Anais da Academia Brasileira de Ciências, 1989. Rio de Janeiro: PETROBRAS/CENPES/DIVEX/SEBIPE, p 479. (Nota preliminar).
- MUSSA, D., BABINSKI, M.E.C.B.O., DINO, R., ARAI, M. A presença do gênero *Pseudofrenelopsis* Nathorst na bacia mesozóica Lima Campos, Estado do Ceará, Brasil. In: CONGRESSO DE PALEONTOLOGIA, 12., 1991, São Paulo. **Boletim do XII Congresso de Paleontologia.** São Paulo: Sociedade Brasileira de Paleontologia, p. 115.
- NUNES, C. O. **Mapeamento digital tridimensional de depósitos eólicos e fluviais da Formação Sergi, geossítio do Cânion do rio Sergi, Bacia do Recôncavo, Bahia.** 2013. 101 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Instituto de Geociências: Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2013.
- OLIVEIRA, E. P. **História de pesquisa de petróleo no Brasil.** 1 ed. Califórnia: Oficinas gráficas do Serviço de Publicidade Agrícola, 1940. 208 p.
- OLSEN, P.E. A 40-million-year lake record of early Mesozoic climatic forcing. **Science**. n 234, p. 842-848, 1986.
- PETRI, S. Mesozóico não marinho do Brasil e seus problemas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, 1., 1977, São Paulo. **Atas do I Simpósio de Geologia Regional.** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1977, p. 29-47.
- PETRI, S. Brazilian Cretaceous paleoclimates: evidence from clay-minerals, sedimentary structures and palynomorphs. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 13, n. 4, p. 215-222, 1983.
- PETRI, S. Cretaceous paleogeographic maps of Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 59, n. 1, p. 117-168, 1987.

PEULVAST, J.P & CLAUDINO-SALES, V. Stepped surfaces and palaeolandforms in the northern Brazilian (Nordeste): constraints on models of morphotectonic evolution. **Geomorphology**, v. 62, n. 1-2, p. 89-122, Set. 2003.

PONÇANO, W. L., BISTRICHI, C. A., CARNEIRO, C. D. R. O Conceito de Sistemas de Relevô Aplicado ao Mapeamento Geomorfológico do Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, 1979, Rio Claro. **Atas do II Simpósio Regional de Geologia**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1979. p. 253-262.

PONTE, F.C., DINO, R., ARAI, M., SILVA-TELLES JR, A.C. **Geologia das Bacias Sedimentares do Iguatu, no estado do Ceará**. Petrobrás. CENPES/DIVEX/SEBIPE, Relatório Interno, Rio De Janeiro, 1990.

PONTE, F. C. & APPI, C. J. Proposta de revisão da coluna litoestratigráfica da Bacia do Araripe. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. **Anais do XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia Natal**: Sociedade Brasileira de Geologia, 1990, p. 221-26.

PONTE, F.C., HASHIMOTO, A., DINO, R. **Geologia das bacias mesozóicas do interior do Nordeste do Brasil**. Petrobrás. CENPES/DIVEX/SEBIPE, Relatório Interno, Rio de Janeiro, 1991.

PONTE, F.C. & PONTE FILHO, F.C. **Estrutura geológica e evolução tectônica da Bacia do Araripe**. Recife: Departamento Nacional de Produção Mineral, 1996. 68 p.

PONTE FILHO, F.C. Sistemas deposicionais nas bacias sedimentares do Iguatu, Estado do Ceará. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 3., 1994, Águas de São Pedro. **Boletim do III Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil**. Rio Claro: Universidade Estadual Paulista, 1994, p. 141-146.

PRIEM H.N.A., BOELRUK N.A I.M., VERSCHURE R.H., HEBEDA E.H., VERDUMEM E.A Th, BOM E.H. K-Ar dating of a basaltic layer in the sedimentary Lavras Basin, Northeastern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 8, n. 4, p. 262-269, 1978.

SÁ, J. M. **Evolution geodynamique de la ceinture protérozoïque d'Orós, Nord-est du Brésil**. 1991. 177 f. Tese (Doutorado) - Nancy – Université, Nancy, 1991.

SCHACKLETON, N.J., BERGER, A., PELTIER, W.R. An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. **Earth and environmental science transactions of the royal society of Edinburgh**, Edinburgh, v. 81, n. 4, p. 251-261, 1990.

SCHLISCHE, R. W. & ANDERS, M. H. Stratigraphic effects and tectonic implications of the growth of normal faults. **Special Papers, Geological Society of America**, [S.I.], p. 183-203, 1996.

SCHLISCHE, R. W. & OLSEN, P. E. Quantitative filling model for continental extensional basins with applications to early Mesozoic rifts of eastern North America. **Journal of Geology**, v. 98, p. 135-155, 1990.

SEILACHER, A. Self-organizing mechanisms in morphogenesis and evolution. In: SCHMIDT-KITTLER, N. & VOGEL, K. **Constructional morphology and evolution**. 1. ed. Berlin: Springer Science & Business Media, 2012. p. 251-271

SMALL, H.L. **Geologia e Suprimento d' água subterrânea no Ceará e parte do Piauí**. 2. ed. Rio de Janeiro: ESAM, 1913. 80 p. Ministério da Viação e Obras Públicas, Inspetoria Federal de Obras Contra as Secas.

SOARES P.C., LANDIM P.M.B., FÚLFARO V.J. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. **Geological Society of America Bulletin**, v. 89, n. 2, p. 181-191, 1978.

SCHACKLETON, N.J., BERGER, A., PELTIER, W.R. An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. **Earth and environmental science transactions of the royal society of Edinburgh**, Edinburgh, v. 81, n. 4, p. 251-261, 1990.

SRIVASTAVA, N.K. Aspectos geológicos e sedimentológicos das bacias de Iguatu, Lima Campos e Malhada Vermelha (Ceará). In: SIMPÓSIO SOBRE A BACIA DO ARARIPE E BACIAS INTERIORES DO NORDESTE, 1., 1990, Crato. **Atas do I Simpósio sobre a Bacia do Araripe e Bacias Interiores do Nordeste**. Crato: Universidade Regional do Cariri, 1990, p. 209-222.

SUDENE/ASMIC. **Estudo geral de base do Vale do Jaguaribe**: Hidrogeologia. 1. ed. Recife: SUDENE/ASMIC, 1967, 245 p. (Volume 17).

TAUXE, L. **Paleomagnetic Principles and Practice**. 1. ed. Dordrecht, NL: Springer Netherlands, 2002. 301 p.

TINOCO, I.M. & MABESOONE, J.M., Observações paleocológicas sobre as bacias mesozóicas de Iguatu, Rio do Peixe e intermediárias. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 7., 1975. Fortaleza, **Atas do VII Simpósio de Geologia do Nordeste**. Fortaleza: Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo Nordeste, 1975, p. 95-107.

VASCONCELOS, A.M. & MENDONÇA F.E. **Iguatu - Folha SB.24-Y-B: estado do Ceará**. Brasília: CPRM, 1998. 1 CDROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB.

VIANA, M. S. S., LIMA FILHO, M.F., CARVALHO, I.S. Borborema megatracksite: uma base para correlação dos arenitos inferiores das bacias interiores do Nordeste do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 15., 1993, Natal. **Boletim do XV Simpósio de Geologia do Nordeste**. Recife: Sociedade Brasileira de Geologia/ Núcleo Nordeste, p. 23-25.

VIANA, M. S. S., MABESOONE, J. M., LIMA FILHO, M. História das bacias sedimentares na província Borborema (Nordeste do Brasil) durante o Neomesozóico antes da separação final da América do Sul da África 2: Conteúdo Fossilífero. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 5., 1999, Serra Negra. **Boletim do X Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil**. Rio Claro: Universidade Estadual Paulista, 1999, p. 621-626.

VOGEL, M.A.C. Contribuição à paleontologia da Bacia de Iguatu. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., 1976, Ouro Preto. **Resumo do XXIX Congresso Brasileiro de Geologia**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1976, p. 384.

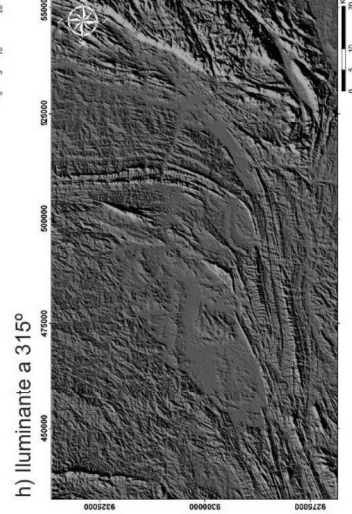
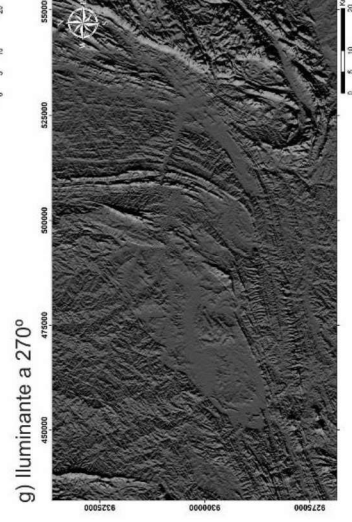
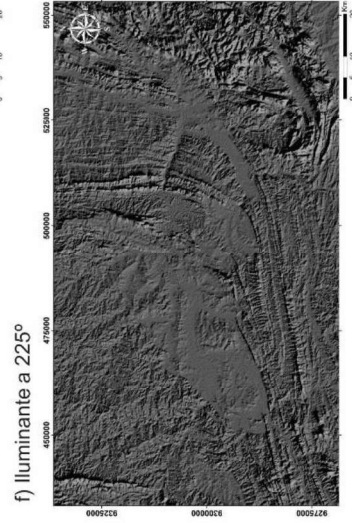
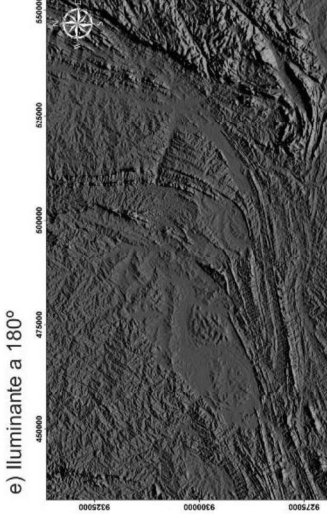
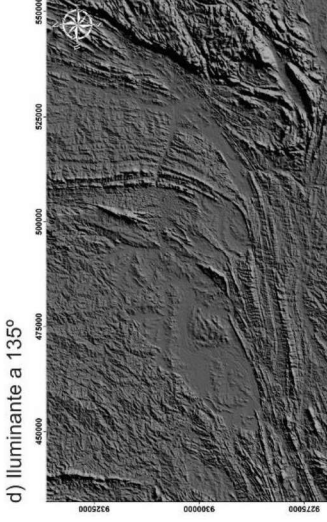
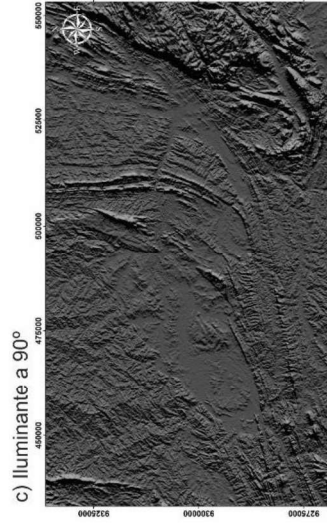
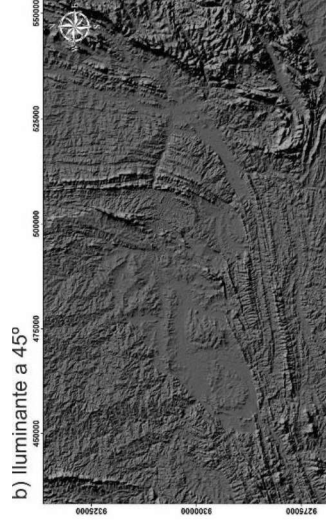
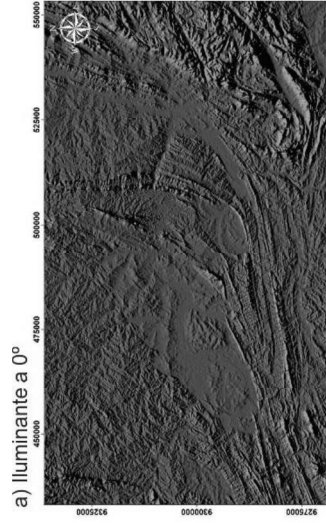
WENWORTH, C. K. A Scale of Grade and Class terms for Clastics Sediments. **The Journal of Geology**. Chicago, v. 30, n. 5, p. 377-392, 1922.

WHITE, A. F. & BLUM, A. E. Effects of climate on chemical weathering in watersheds. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 59, n. 9, p. 1729-1747, 1995.

ZAINE, J. E. **Método de Fotogeologia aplicada a estudos geológicos-geotécnicos: ensaio em Poços de Caldas, MG**. Tese (Livre-docência) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2011.

ZIJDERVELD, J. D. A. A. C. Demagnetization of rocks: analysis of results. **Developments in Solid Earth Geophysics**, v. 3, [S.I.], p. 254-286, 2013.

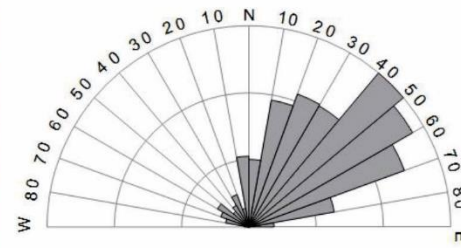
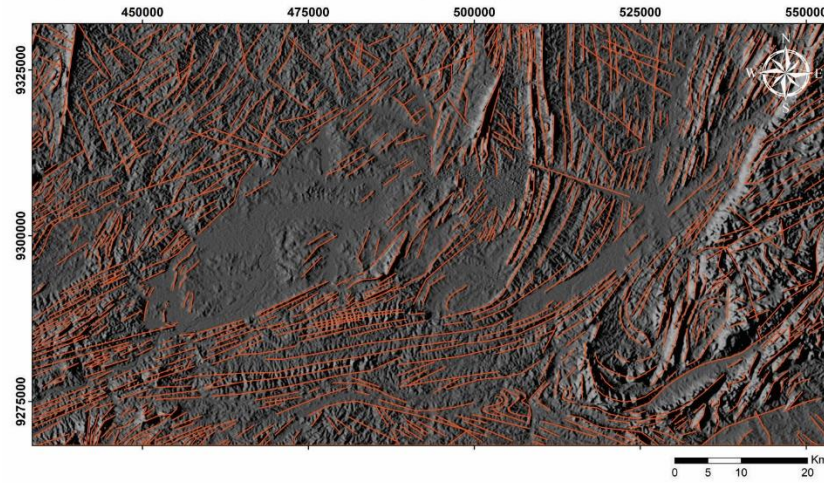
APÊNDICE II



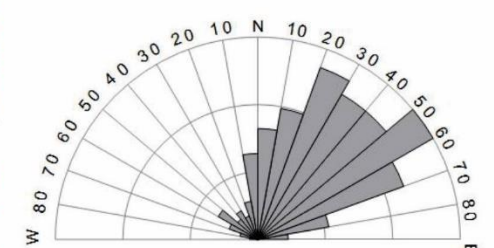
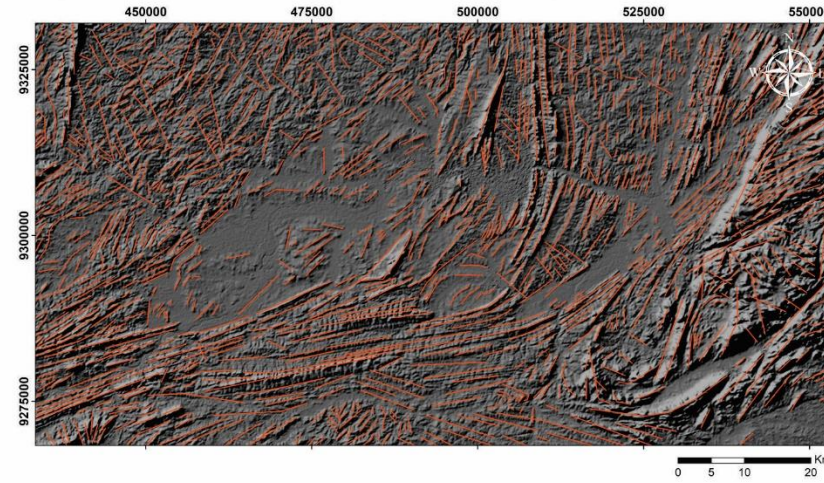
APÊNDICE III

MAPAS DE LINEAMENTOS
(1:300.000)

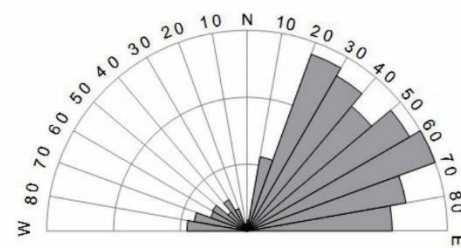
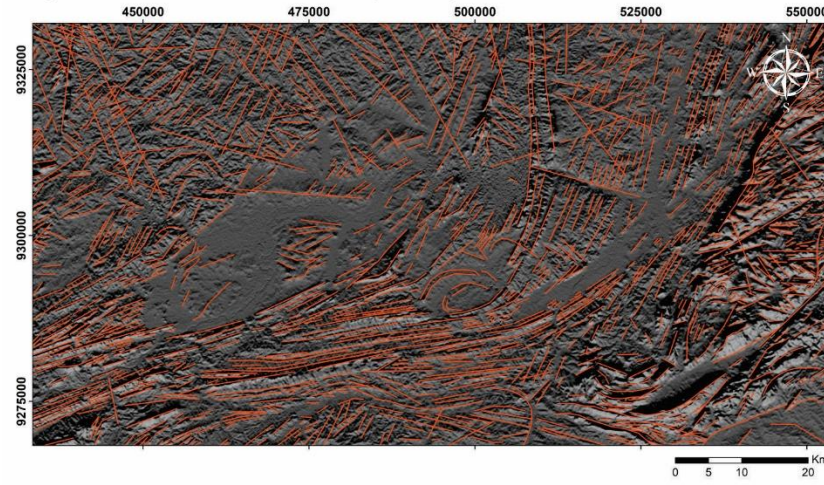
a) Lineamentos a Oeste (270°)



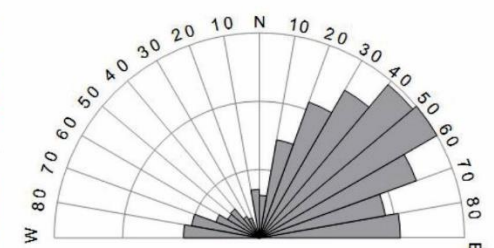
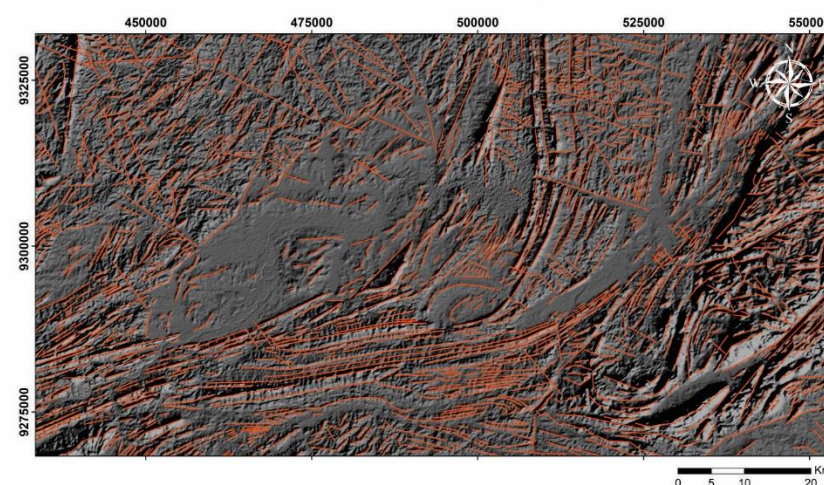
b) Lineamentos a Noroeste (315°)



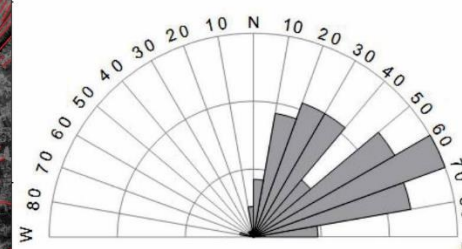
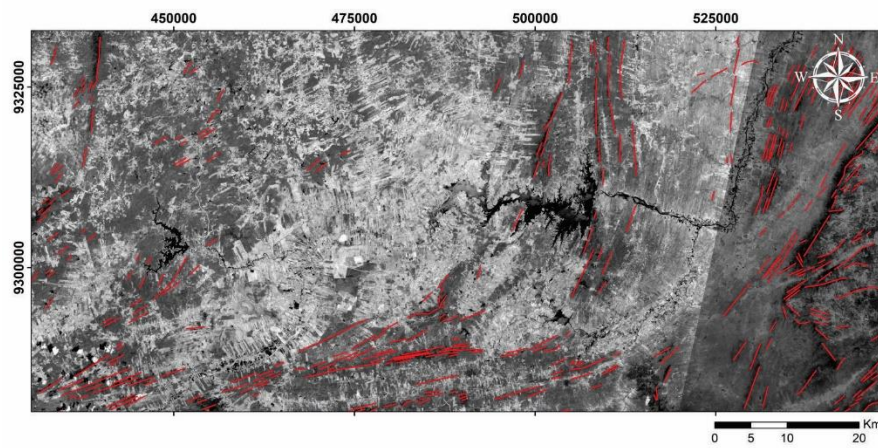
c) Lineamentos a Sul (180°)



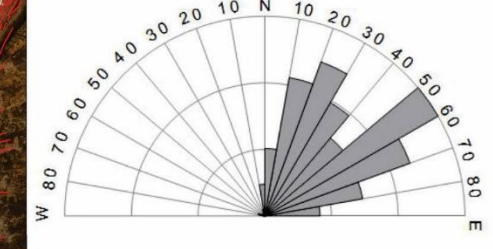
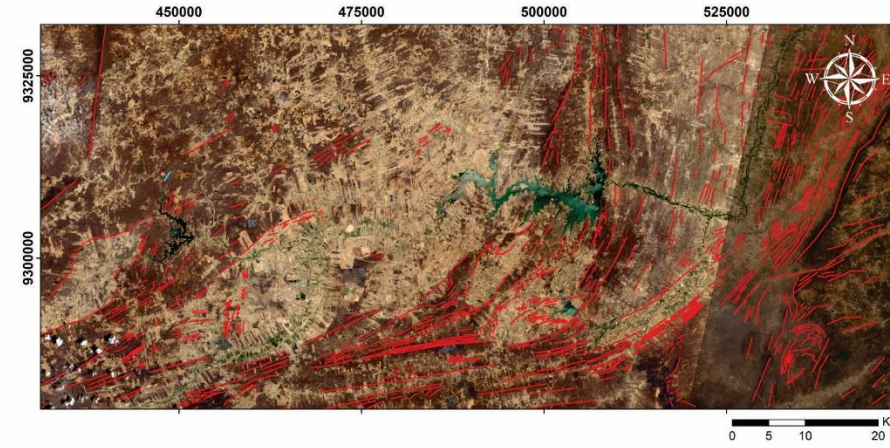
d) Lineamentos a Sudeste (135°)



e) Lineamentos Landsat 8 OLI+TIRS (Banda 4)



f) Lineamentos Landsat 8 OLI + TIRS (Banda Multiespectral)



APÊNDICE IV

AMOSTRA 09IG-A (Procedência: Jucás, Ceará)



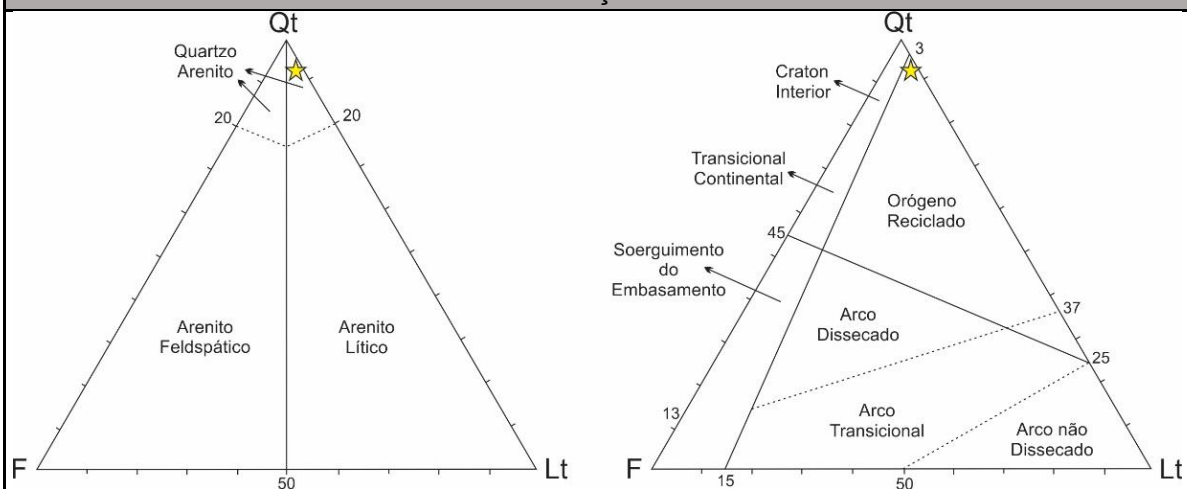
ANÁLISE MACROSCÓPICA

Alteração	Tipo	Ferruginosa, zoneada, recobrando cristais de quartzo e feldspato.
	Grau	Moderado
Cor		Bandada, tons de amarelo, vermelho e cinza.
Granulometria		Média a grossa, pouco compacta.

ANÁLISE MICROSCÓPICA

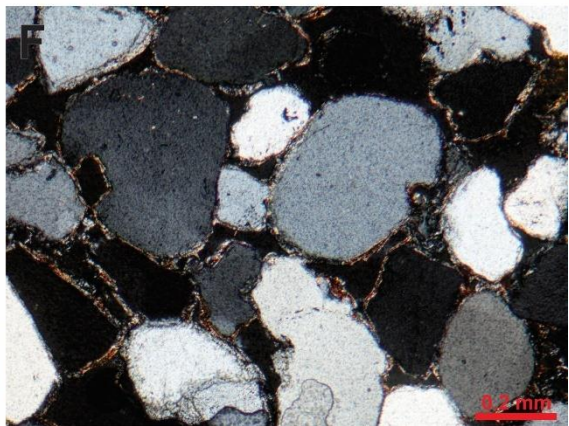
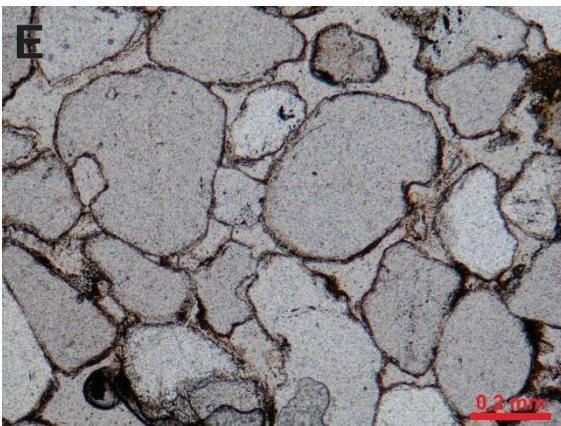
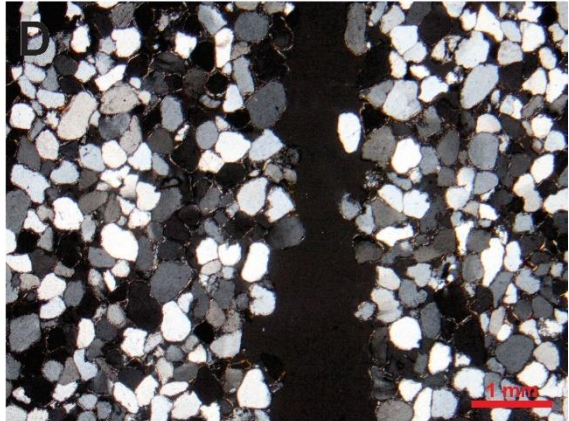
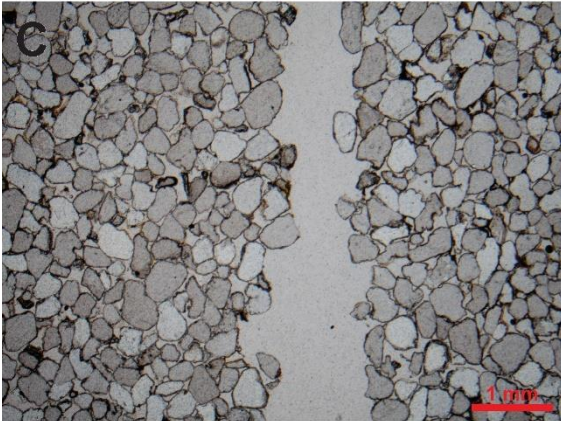
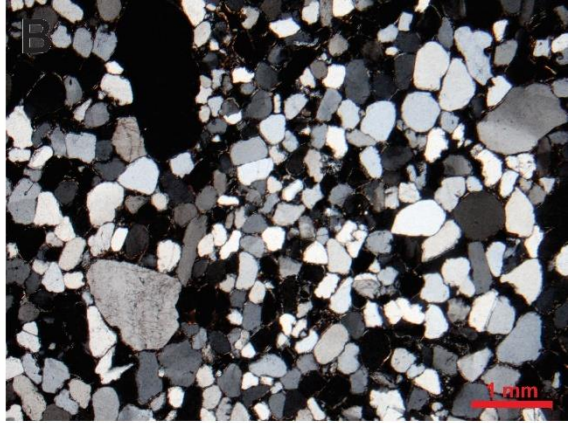
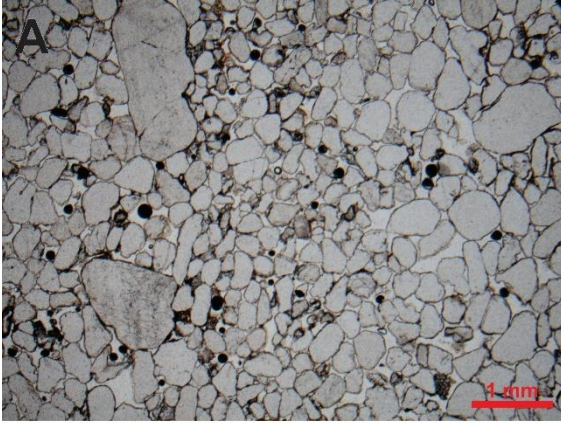
Textura	Esfericidade	Subarredondado a arredondado
	Matriz (%)	< 5%
	Seleção	Bem a muito bem selecionado
	Maturidade	Maduro a supermaduro
Mineralogia		Quartzo (Maioria monocristalinos), Feldspato (microclínio e plagioclásio), Micas (Muscovita e biotita originando material fino) e fragmentos líticos de origem variada.
Cimentação		Argilo ferruginosa, originada como possível produto de alteração dos minerais micáceos (biotita e muscovita).
Porosidade		Alta a moderada. Porosidade primária intergranular e secundária associada ao desenvolvimento de fraturas.
Estrutura		Recobrimento de grãos e parede de poros por material argiloso (Cutã). Contato retos e pontuais entre cristais.
Observações		Corte ao longo do plano S0. Pequenas evidências de crescimento de cristais de quartzo. Cristais de quartzo se mostrando amarelados em nicóis cruzados podem estar relacionados a espessura da lâmina.

CLASSIFICAÇÃO MODAL



Quartzo (93,06%), Fragmentos líticos (5,78%), Feldspato (1,15%)

FOTOMICROGRAFIAS 09IG-A



AMOSTRA 09IG-B (Procedência: Jucás, Ceará)



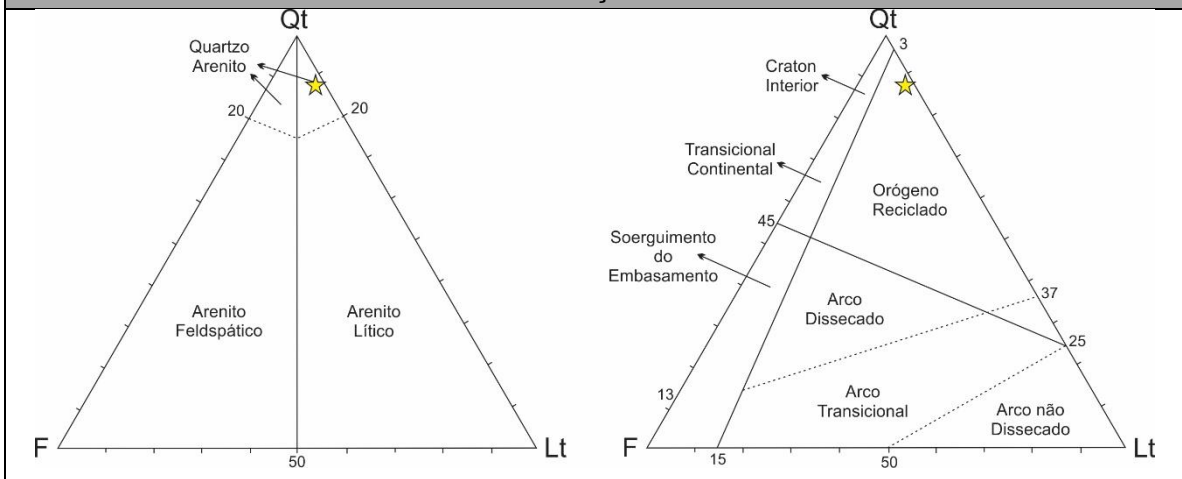
ANÁLISE MACROSCÓPICA

Alteração	Tipo	Ferruginosa, zoneada, recobrimdo cristais de quartzo e feldspato.
	Grau	Moderado
Cor		Bandada, tons de amarelo, vermelho e cinza.
Granulometria		Média a grossa, alta compactação.

ANÁLISE MICROSCÓPICA

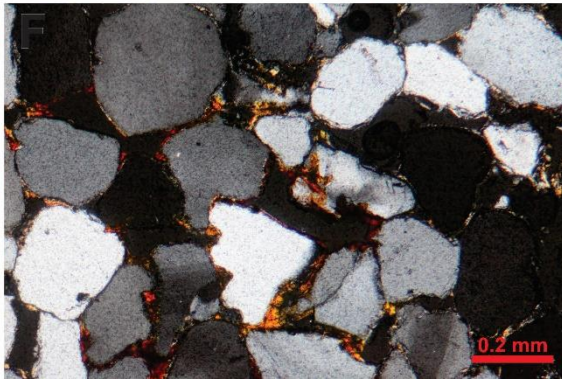
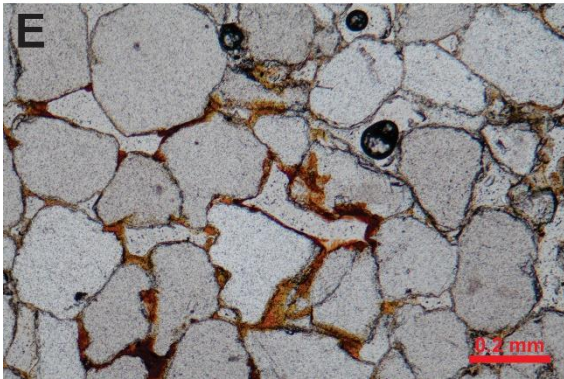
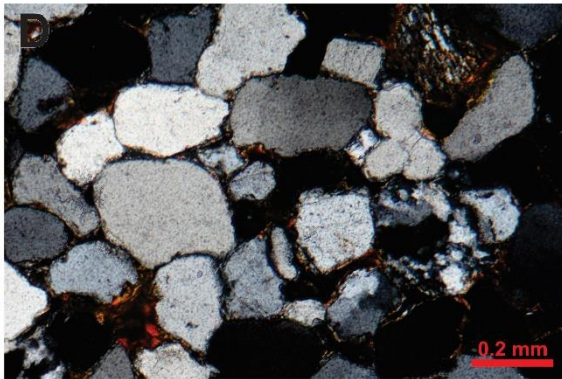
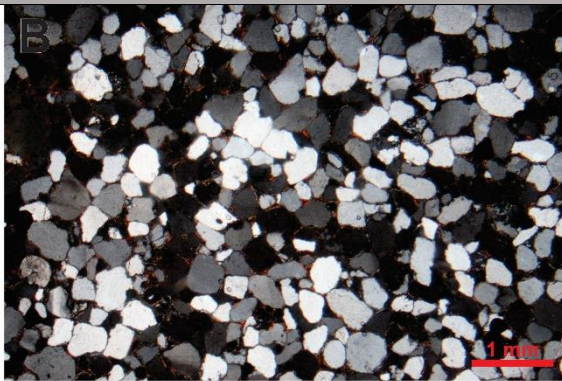
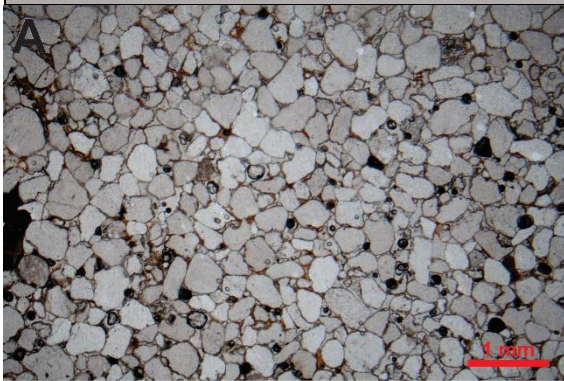
Textura	Esfericidade	Subarredondado a arredondado
	Matriz (%)	< 5%
	Seleção	Bem selecionado
	Maturidade	Maduro
Mineralogia		Quartzo (Maioria monocristalinos) com extinções retas e ondulares, Feldspato (microclínio e plagioclásio), Micas (Muscovita e biotita originando material fino) e fragmentos líticos de origem variada.
Porosidade		Poros intergranulares preenchidos por material argiloso evidenciam processos de alteração tardio.
Cimentação		Argilo ferruginosa, possível produto de alteração dos minerais micáceos (biotita e muscovita).
Estrutura		Rocha bastante porosa, inter e intragranular, com grãos bem espaçados, Recobrimento de grãos e parede de poros por material argiloso (Cutã). Contato suturados e pontuais entre cristais. Zonas mais compactas e outras com maior percentual de matriz e poros.
Observações		Corte ao longo do plano S1. Amostra orientada e coletada próximo a zona de falha, contudo nenhuma herança tectônica é observada. Cristais de quartzo se mostrando amarelados em nicóis cruzados podem estar relacionados a espessura da lâmina.

CLASSIFICAÇÃO MODAL

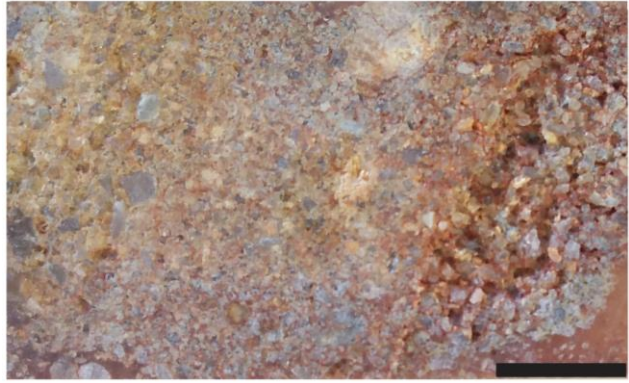
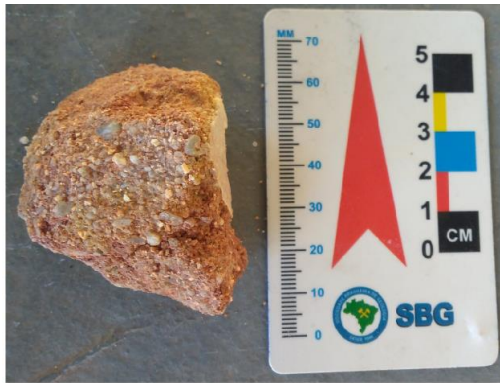


Quartzo (87,54%), Fragmentos líticos (10,5%), Feldspato (1,96%)

FOTOMICROGRAFIAS 09IG-B



AMOSTRA 35FM (Procedência: Serrote, Iguatu, Ceará)



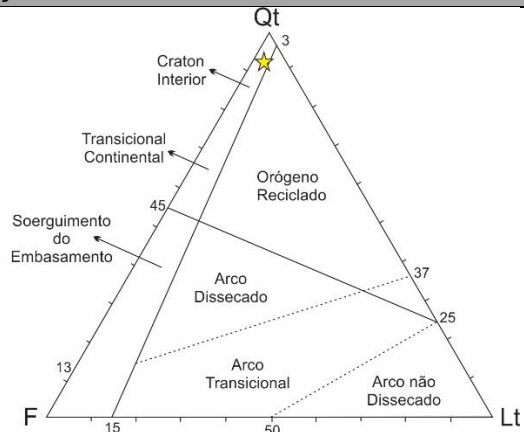
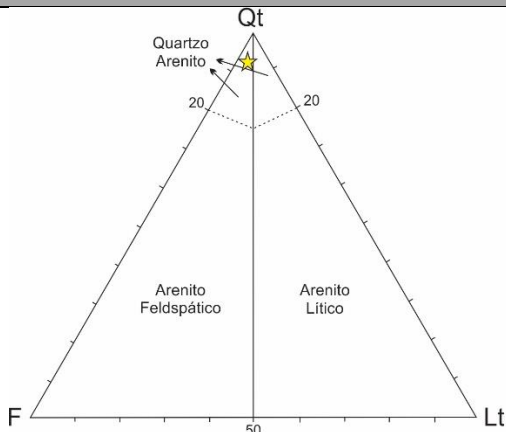
ANÁLISE MACROSCÓPICA

Alteração	Tipo	Ferruginosa, perfil de alteração do arenito.
	Grau	Elevado, fortemente friável com vários grãos detríticos fraturados.
Cor		Vermelha alaranjada
Granulometria		Grossa, granular

ANÁLISE MICROSCÓPICA

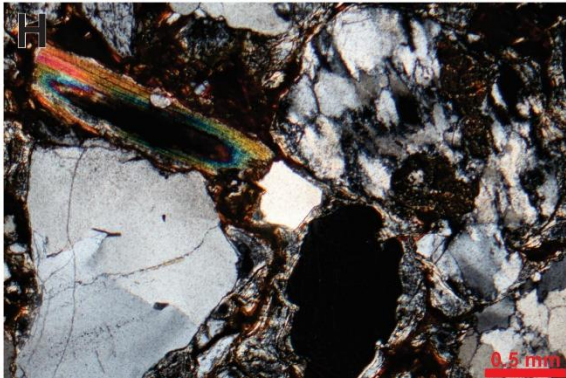
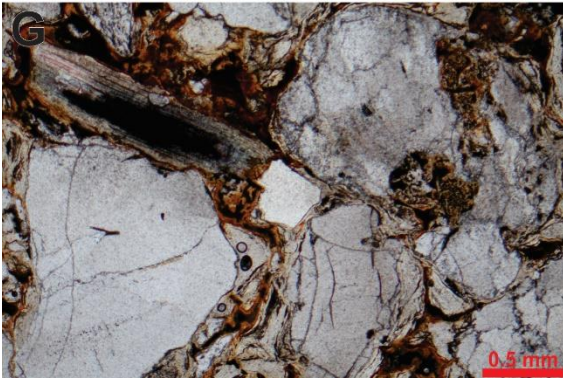
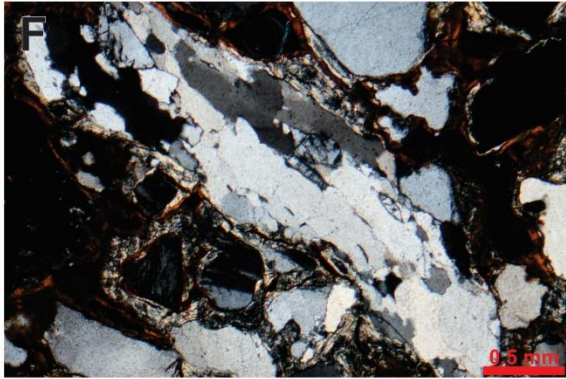
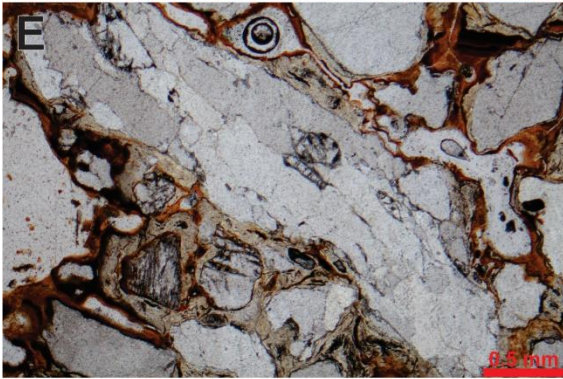
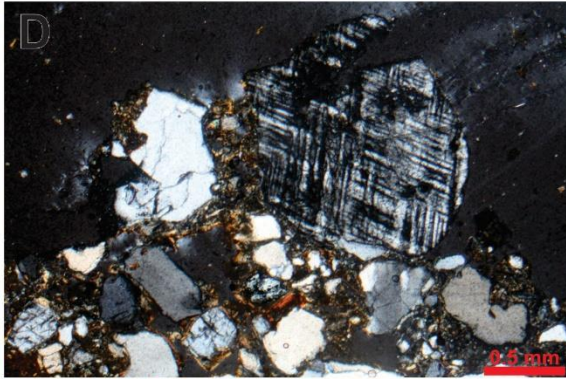
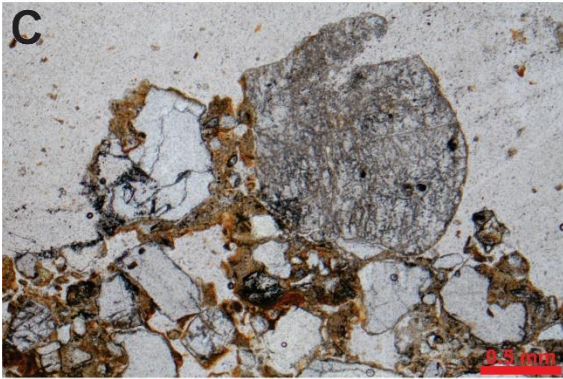
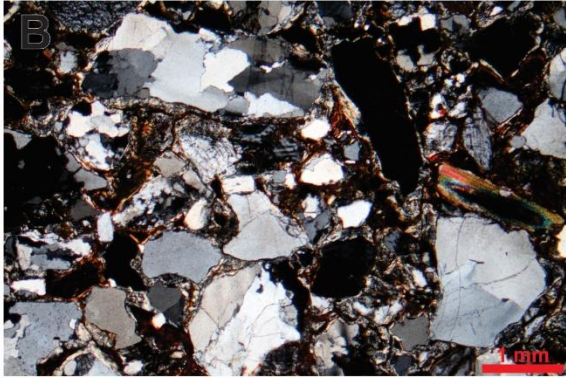
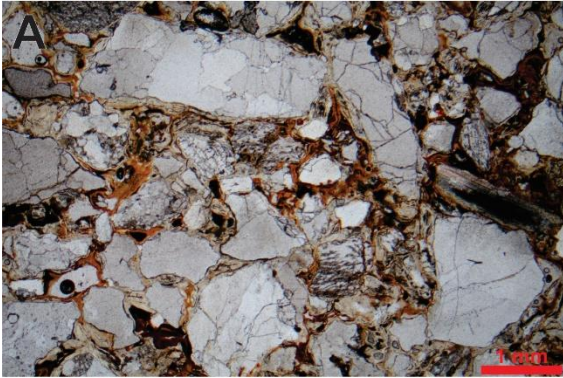
Textura	Esfericidade	Subangular a subarredondado
	Matriz (%)	>5%
	Seleção	Mal a muito mal selecionado
	Maturidade	Submaturo
Mineralogia		Quartzo; Mica (Muscovita e Biotita) alterados; Feldspato (Microclina) e fragmentos líticos de origem variada.
Porosidade		Alta. Porosidade primária intergranular escassa, porém a porosidade secundária forte, observada pela precipitação de cimentos e desenvolvimento de fraturas.
Cimentação		Argilo ferruginosa, originada como possível produto de alteração dos minerais micáceos (biotita e muscovita). O material fino ora concentra mais ferro ora se mantém puramente argiloso, com tons de vermelho (hematítico) e amarelos (goetíticas).
Estruturas		Migração de argila; Recobrimento de grãos por material argiloso (Cutã); Domínio de material argiloso, homogêneo, sem a possibilidade de indentificação do mesmo; Fraturamento de grãos detríticos com início de migração de argila em intraclasto.
Observações		Alteração e segregação na forma de Cutã, na superfície dos grãos detríticos primários (quartzo) e nas paredes dos poros.

CLASSIFICAÇÃO MODAL

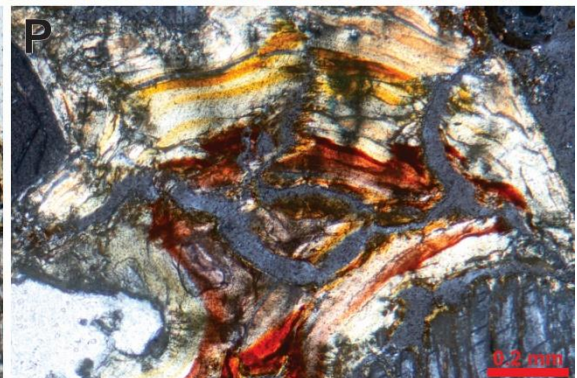
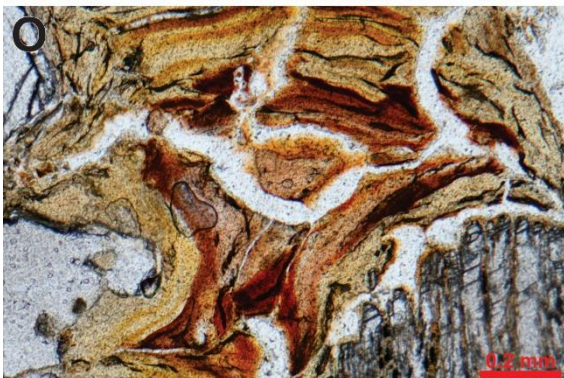
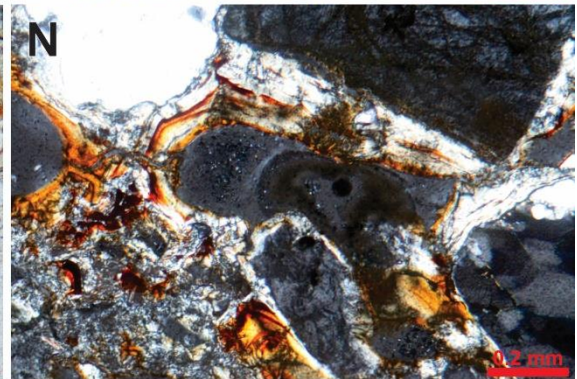
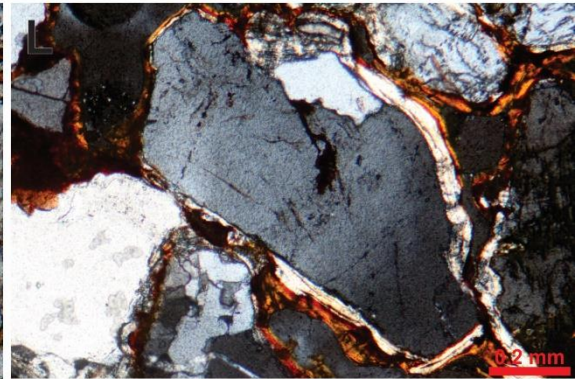
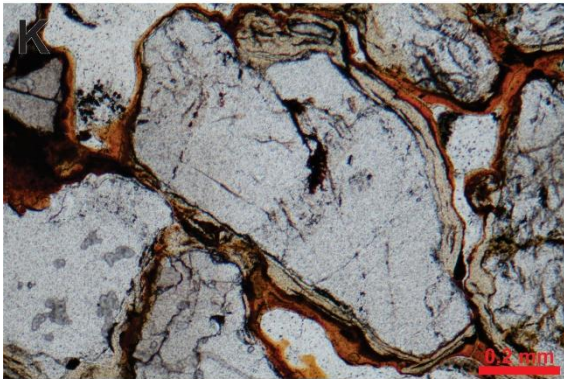
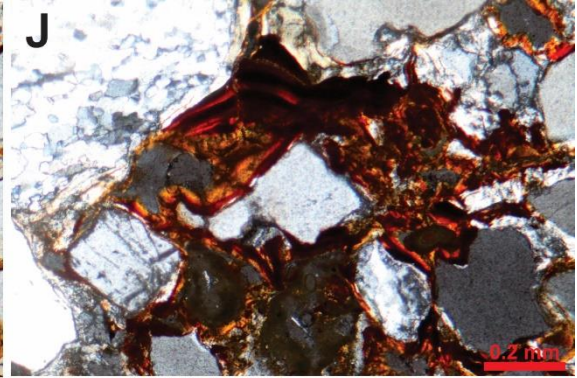
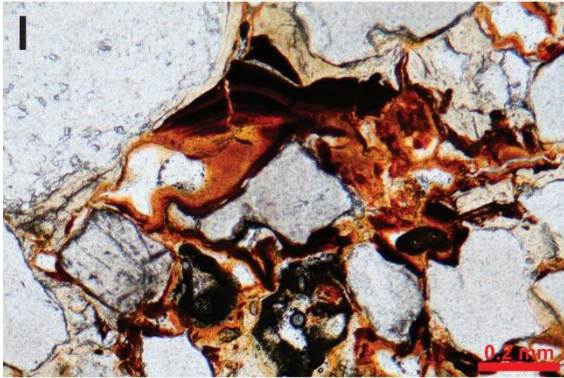


Quartzo (92,48%), Fragmentos líticos (2,25%), Feldspato (5,27%)

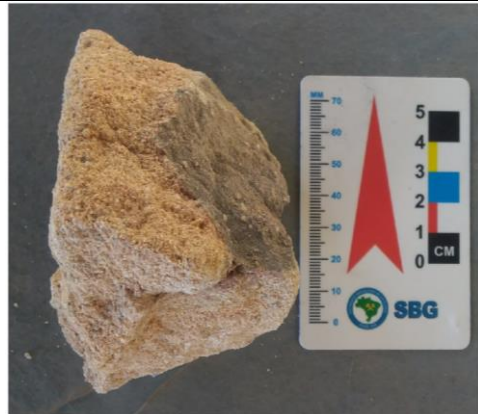
FOTOMICROGRAFIAS 35FM



FOTOMICROGRAFIAS 35FM



AMOSTRA 68IG-BASE (Procedência: Vila Antonico, Quixelô, Ceará)



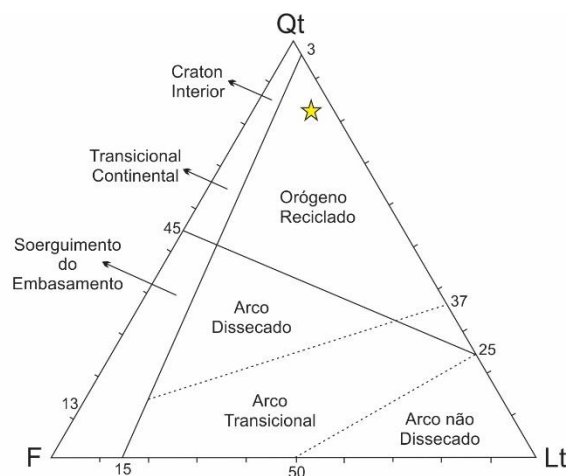
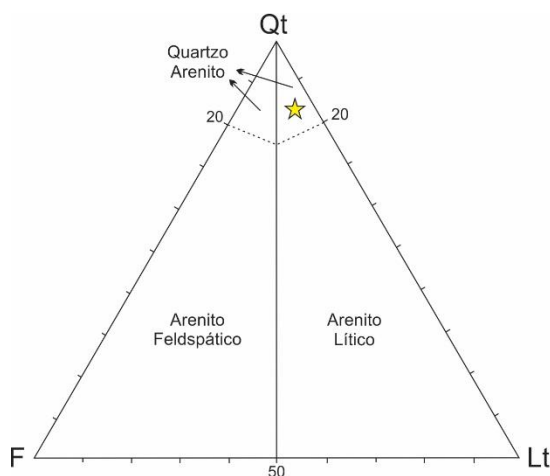
ANÁLISE MACROSCÓPICA

Alteração	Tipo	Ferruginosa, perfil de alteração do arenito.
	Grau	Baixo
Cor		Amarelada, com zonas de concentração de máficos.
Granulometria		Fina a média, compacta

ANÁLISE MICROSCÓPICA

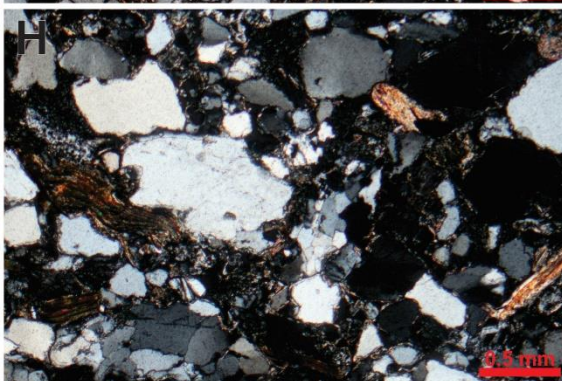
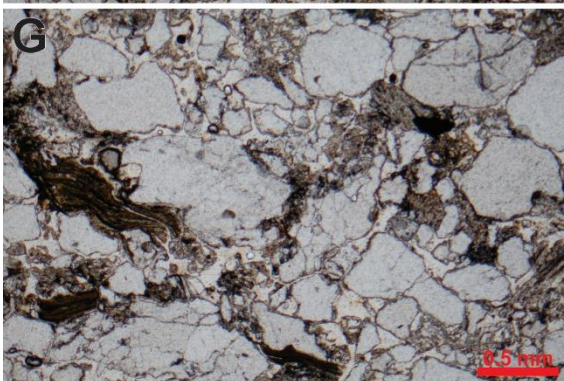
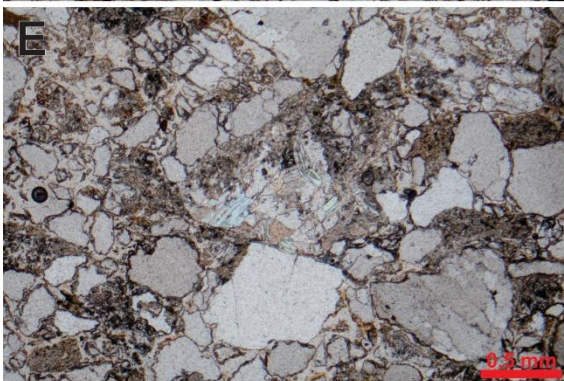
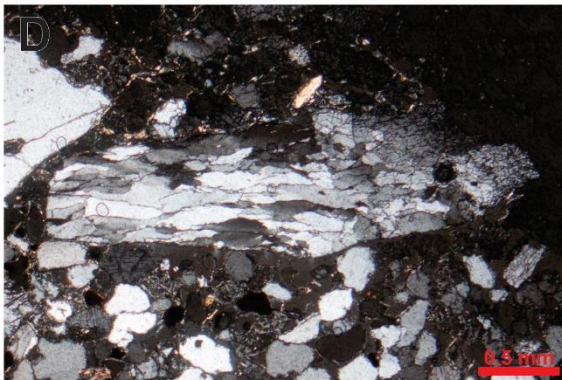
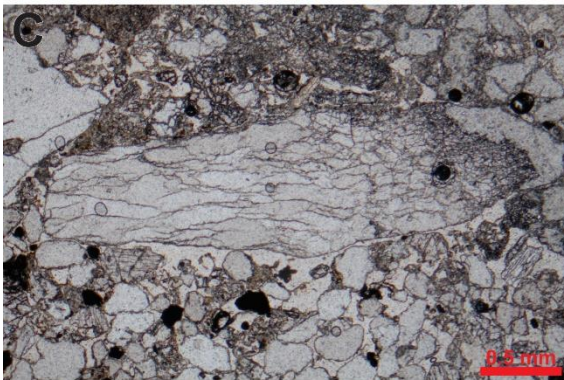
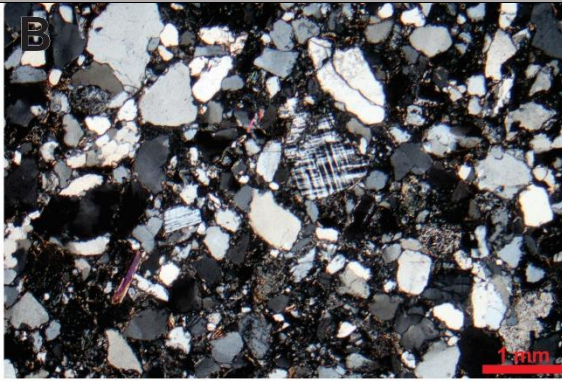
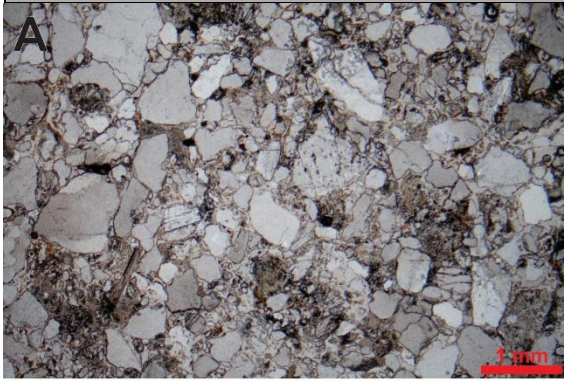
Textura	Esfericidade	Subangular a subarredondado
	Matriz (%)	< 5%
	Seleção	Mal selecionado a muito mal selecionado
	Maturidade	Imaturo
Mineralogia		Quartzo detrítico (mono e policristalino); Micas (Muscovita); Fragmentos líticos de origem ígnea (Estruturação interna ausente)
Porosidade		Moderada, sendo mais comum a fase primária intergranular. Porosidade secundária ocorre preenchida por material amorfo.
Cimentação		Fino recobrimento de grãos detríticos por filmes de argila (goetita, hematita), observado pela coloração amarelo avermelhada ao redor dos grãos detríticos de quartzo e feldspato (microclina).
Estrutura		Crescimento de grãos de quartzo. Alteração e segregação argilosa, na forma de Cutã.

CLASSIFICAÇÃO MODAL



Quartzo (83,6%), Fragmentos líticos (11,5%), Feldspato (4,9%)

FOTOMICROGRAFIAS 68IG-BASE



AMOSTRA 68IG-INTERM (Procedência: Vila Antonico, Quixelô, Ceará)



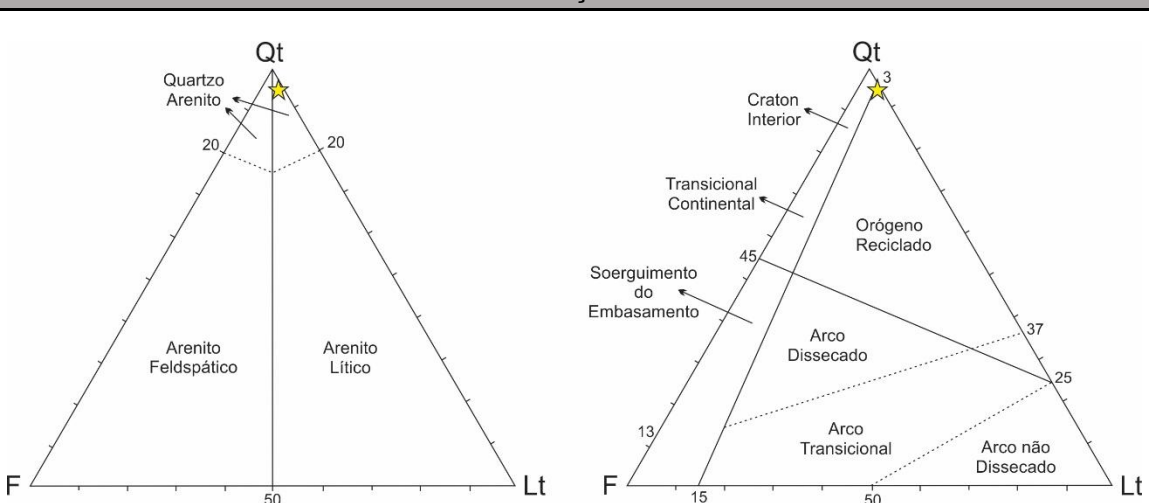
ANÁLISE MACROSCÓPICA

Alteração	Tipo	Ferruginosa, perfil de alteração do arenito.
	Grau	Baixo
Cor		Amarelo alaranjado
Granulometria		Média, moderadamente compacta

ANÁLISE MICROSCÓPICA

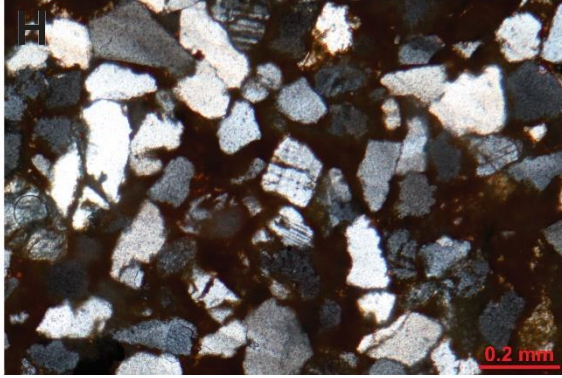
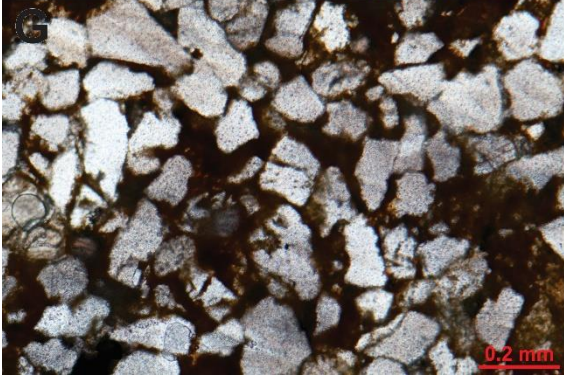
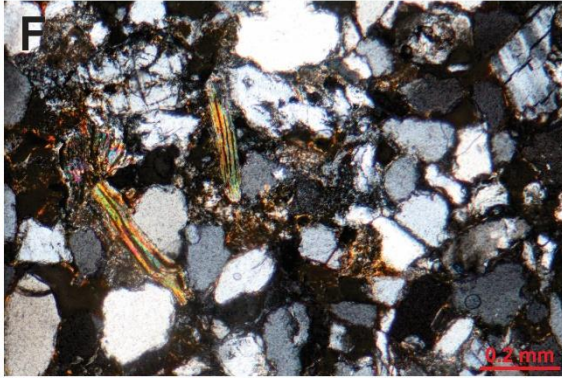
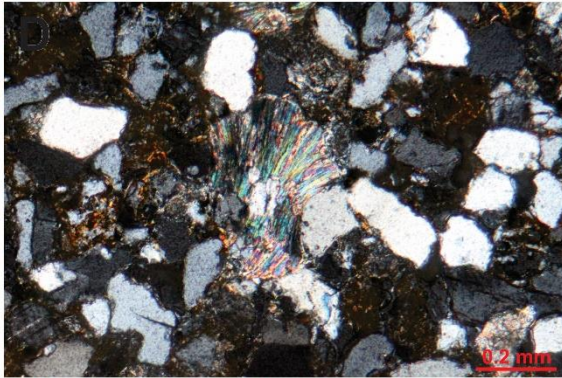
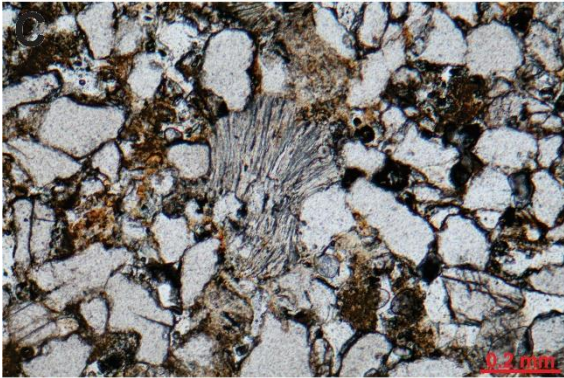
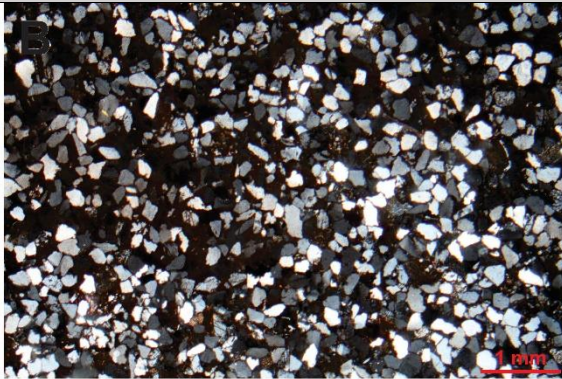
Textura	Esfericidade	Angular a subarredondado
	Matriz (%)	2 a 10% devido a compactação diferenciada do exemplar.
	Seleção	Bem a muito bem selecionada.
	Maturidade	Submaduro, por vezes maduro, quando bem compactada.
Mineralogia		Quartzo detrítico (mono e policristalino); Micas (Muscovita); Fragmentos líticos de origem ígnea (Estruturação interna ausente)
Porosidade		Alta e interconectante, permitindo trocas de fluidos percolantes (secundária)
Cimentação		Argilosa goetítica, com indicativos de preenchimento tardio dos intraclastos.
Estrutura		Alteração e segregação argilosa, na forma de Cutã. Contatos suturados entre grãos de quartzo subeudrais.
Observações		O clima tem papel importante uma vez que permite a oxidação a partir de ventos e chuvas

CLASSIFICAÇÃO MODAL

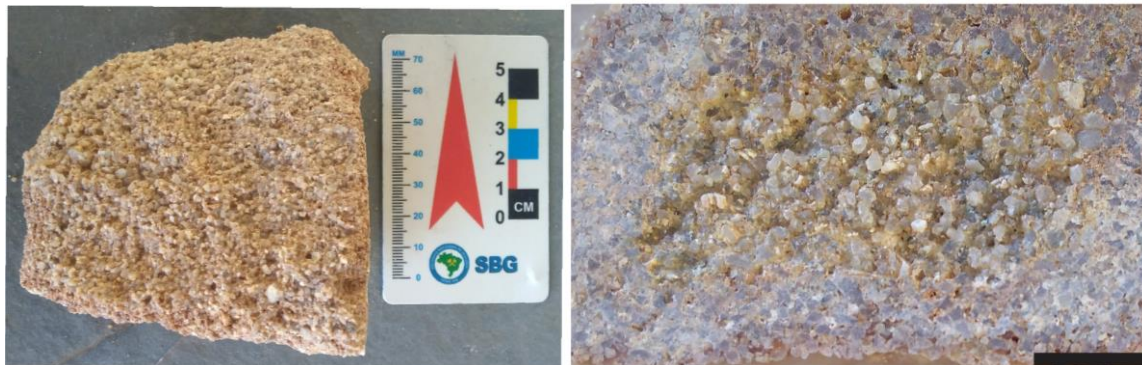


Quartzo (94,68%), Fragmentos líticos (3,69%), Feldspato (1,63%)

FOTOMICROGRAFIAS 68IG-INTERMEDIÁRIA



AMOSTRA 68IG-TOPO (Procedência: Vila Antonico, Quixelô, Ceará)



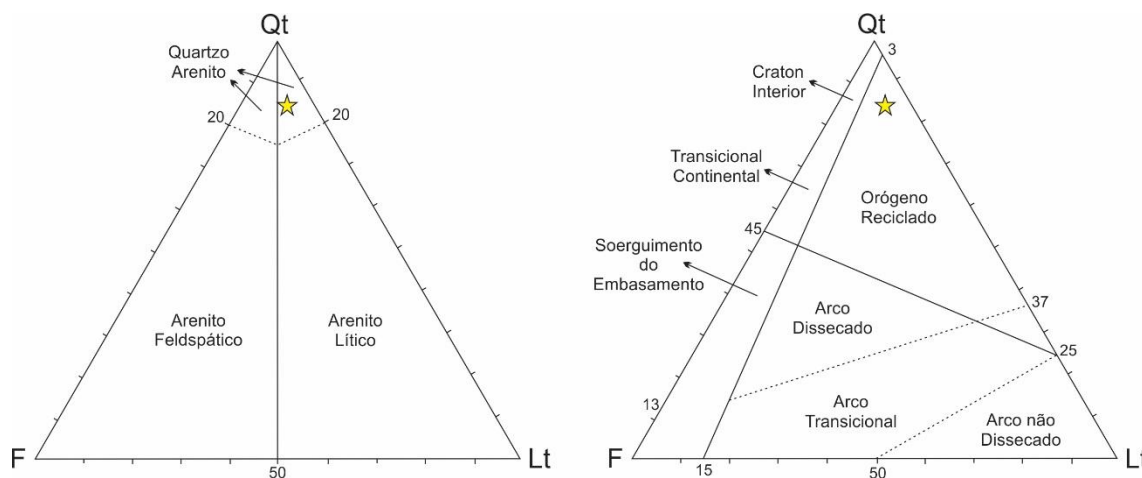
ANÁLISE MACROSCÓPICA

Alteração	Tipo	Ferruginosa, perfil de alteração do arenito.
	Grau	Moderado, amostra friável.
Cor		Amarelo acinzentado
Granulometria		Grossa a muito grossa, pouco compacta

ANÁLISE MICROSCÓPICA

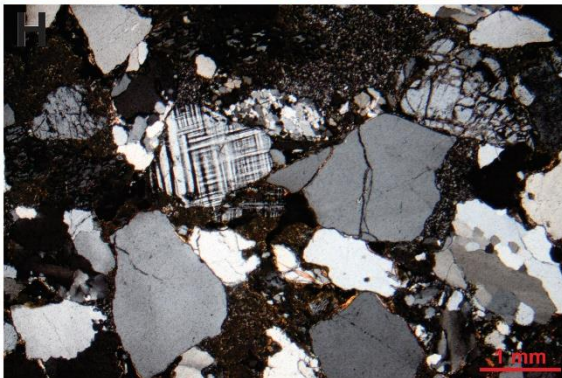
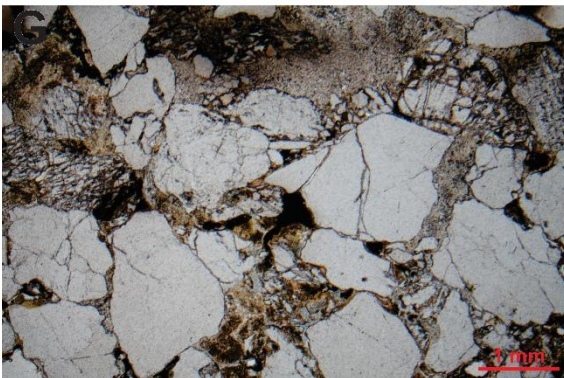
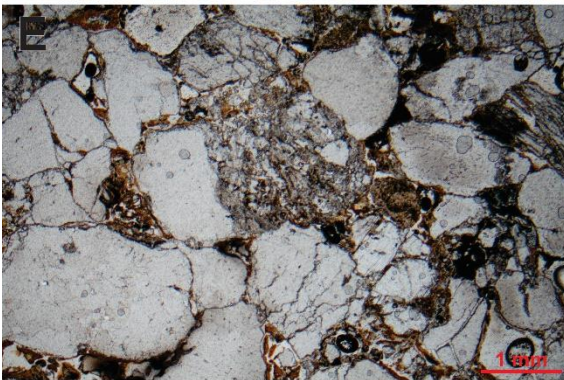
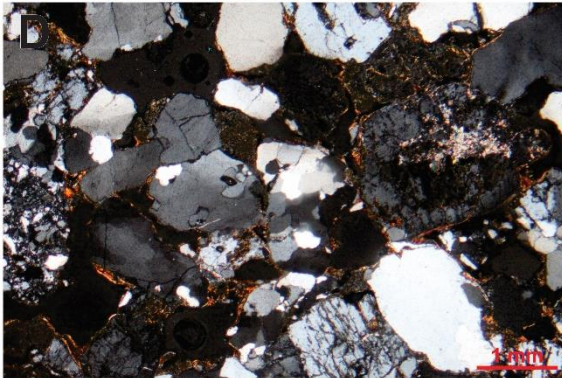
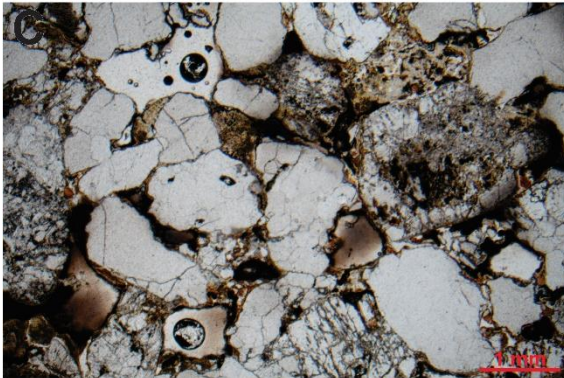
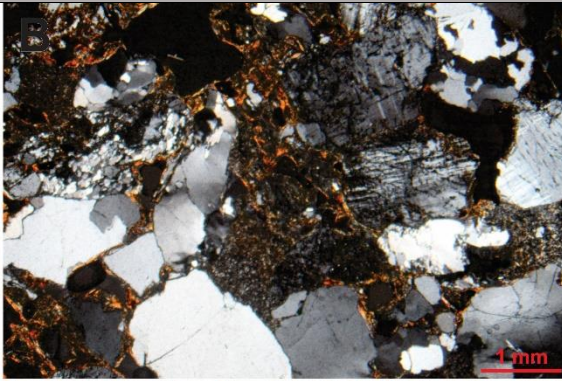
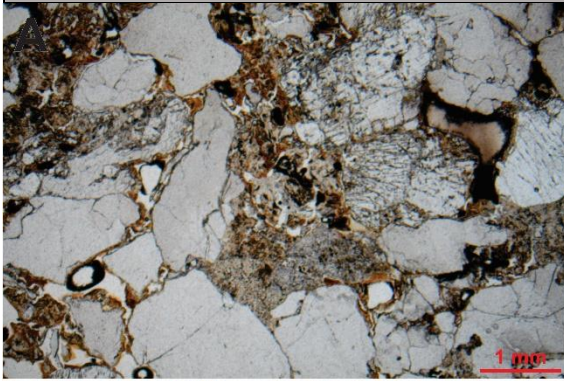
Textura	Esfericidade	Angular a Subangular
	Matriz (%)	Entre 5 e 10%
	Seleção	Mal selecionado
	Maturidade	Imaturo, pouco compacto
Mineralogia		Quartzo detrítico (mono e policristalino); Feldspato (Microclínio) alterado, Micas (Muscovita); Fragmentos líticos finos de origem ígnea (Estruturação interna ausente)
Porosidade		Porosidade intergranular elevada, com migração de argila nos poros, chegando a ocupar poros intraclastos.
Cimentação		Argilo ferruginosa, desta vez de coloração amarelo amarronzada.
Estrutura		Alteração e segregação argilosa, na forma de Cutã.

CLASSIFICAÇÃO MODAL



Quartzo (87,76%), Fragmentos líticos (7,48%), Feldspato (4,76%)

FOTOMICROGRAFIAS 68IG-TOPO



AMOSTRA 87IG (Procedência: Jucás, Ceará)



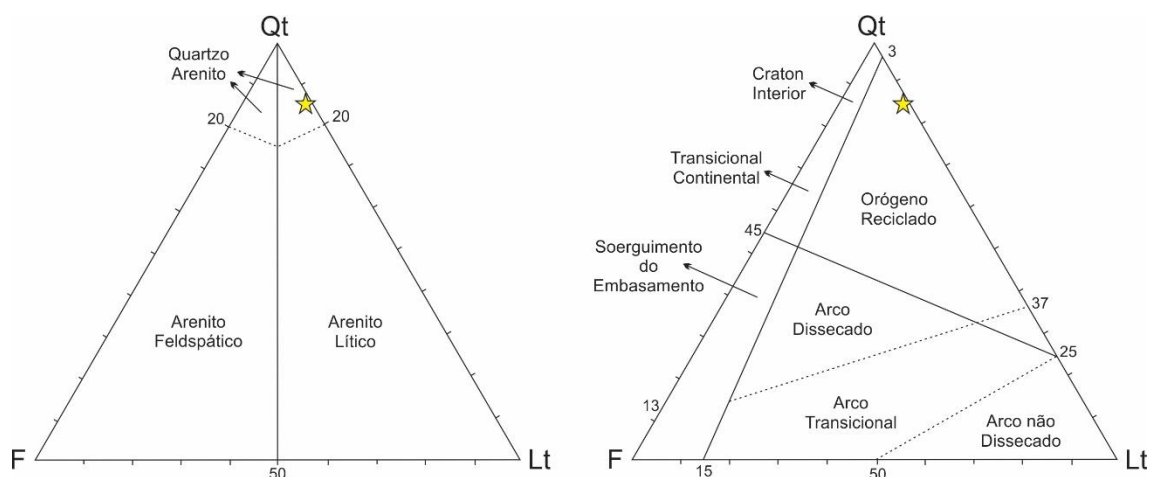
ANÁLISE MACROSCÓPICA

Alteração	Tipo	Ferruginosa, perfil de alteração do arenito.
	Grau	Baixo
Cor		Zoneada, amarelo arroxeada.
Granulometria		Média a muito grossa, granular, moderadamente compacta

ANÁLISE MICROSCÓPICA

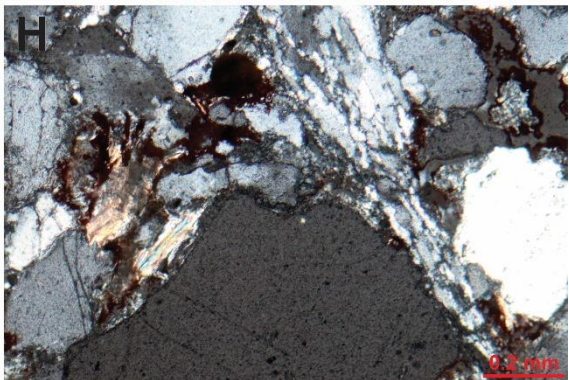
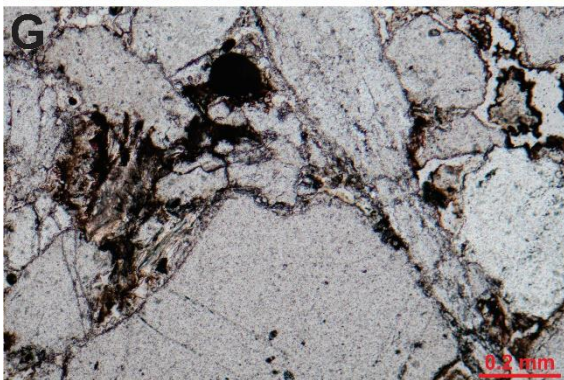
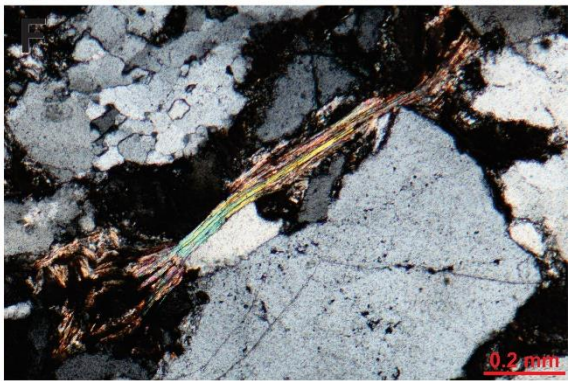
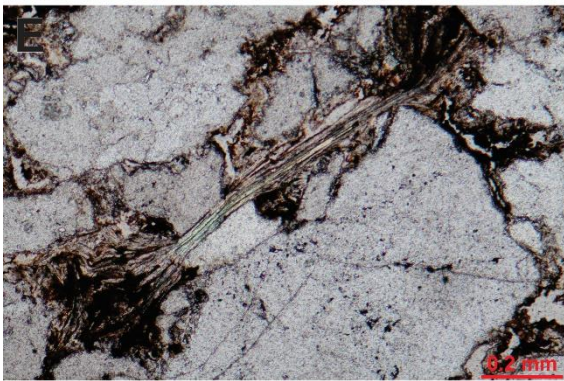
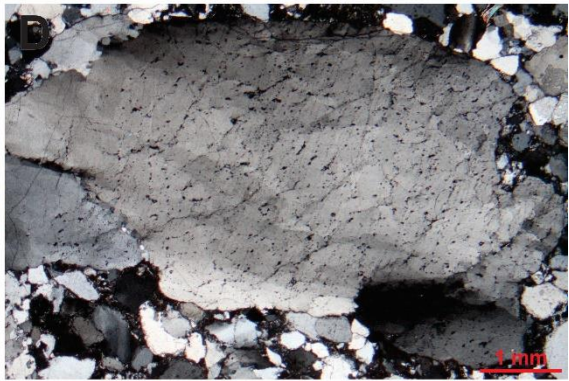
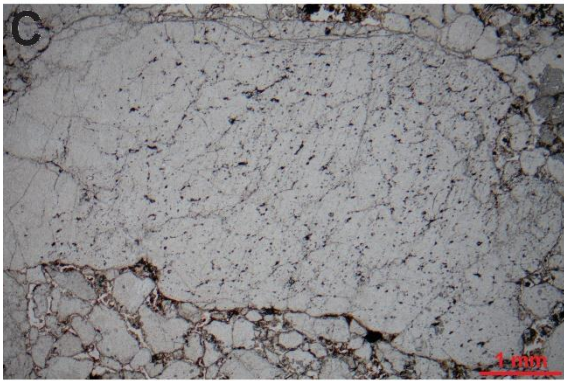
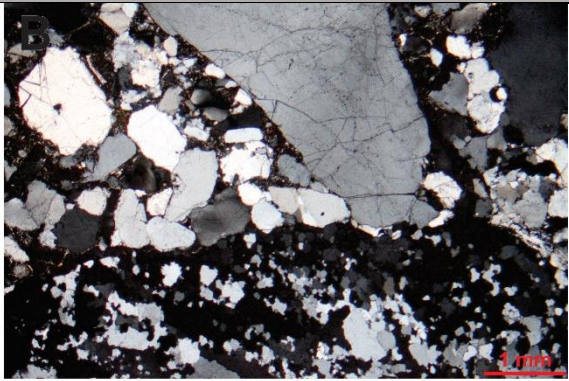
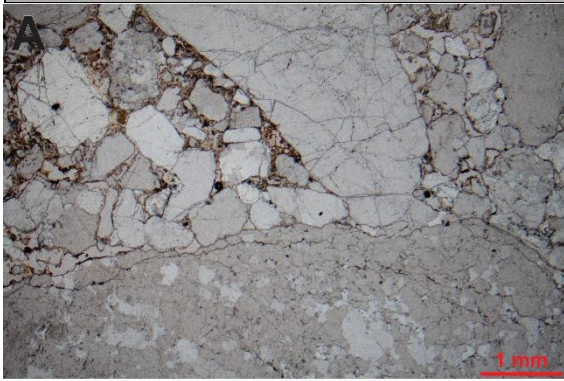
Textura	Esfericidade	Angular a subarredondado
	Matriz (%)	<5%
	Seleção	Mal selecionado
	Maturidade	Submaduro
Mineralogia		Quartzo detrítico (mono e policristalino); Micas (Muscovita) preservadas; Fragmentos líticos de origem variada (Metamórfica e ígnea).
Porosidade		Amostras zonadas, com porções que se apresentam mais porosas (intergranular) e outras mais compactadas.
Cimentação		Matriz argilosa, parcialmente preservada.
Estrutura		Zonas nas quais grãos finos se concentram. Cristais alongados de micas acompanham poros intergranulares juntamente com argila. Alguns cristais de quartzo apresentam lamelas de alteração alongadas.
Observações		Minerais mais preservados, observados a partir da preservação de cristais micáceos. A matriz aqui, se apresenta dispersa, sem formar Cutã.

CLASSIFICAÇÃO MODAL

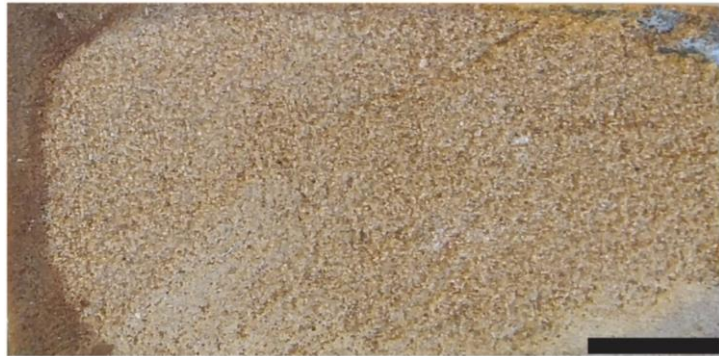


Quartzo (85,71%), Fragmentos líticos (12,54%), Feldspato (1,75%)

FOTOMICROGRAFIAS 87IG



AMOSTRA 88IG (Procedência: Jucás, Ceará)



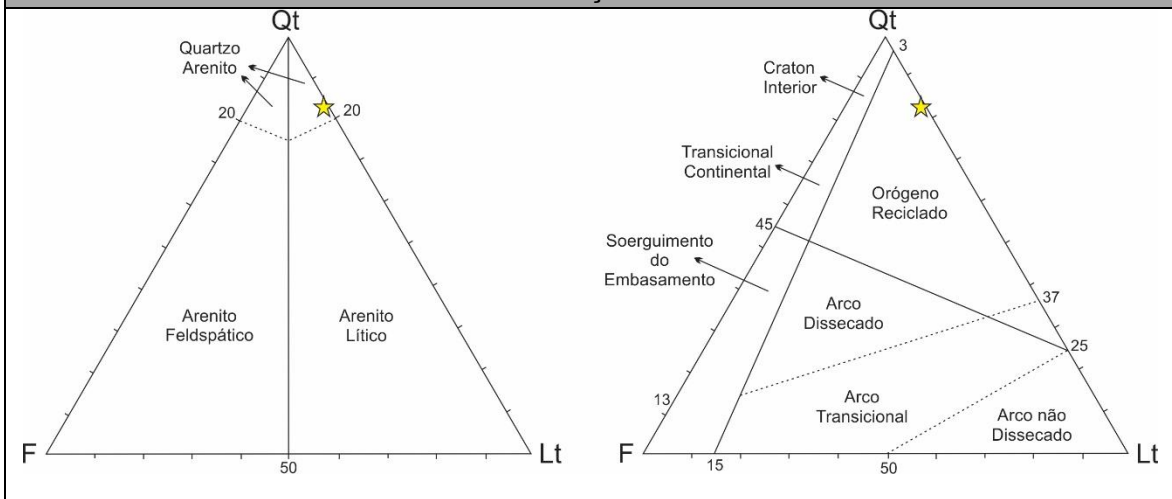
ANÁLISE MACROSCÓPICA

Alteração	Tipo	Ferruginosa, perfil de alteração do arenito.
	Grau	Baixo, exemplar bem preservado, com pontos de alteração.
Cor		Amarelo alaranjado
Granulometria		Fina a média, bem compacta

ANÁLISE MICROSCÓPICA

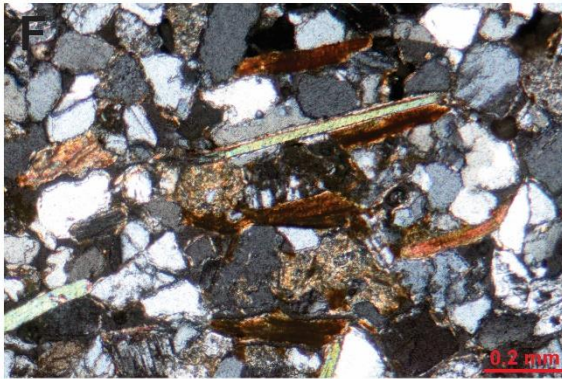
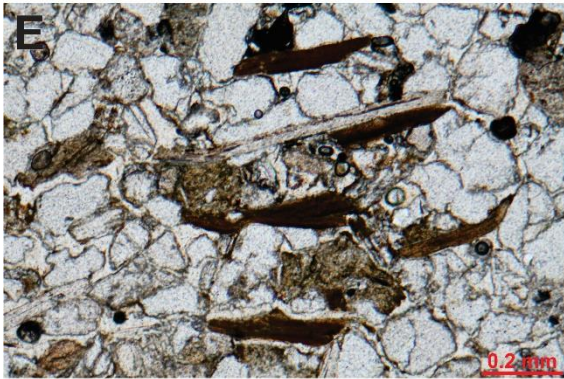
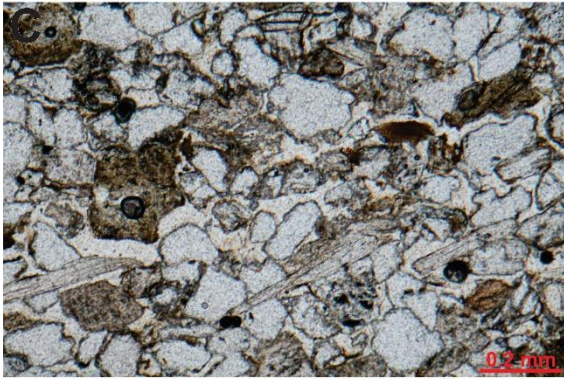
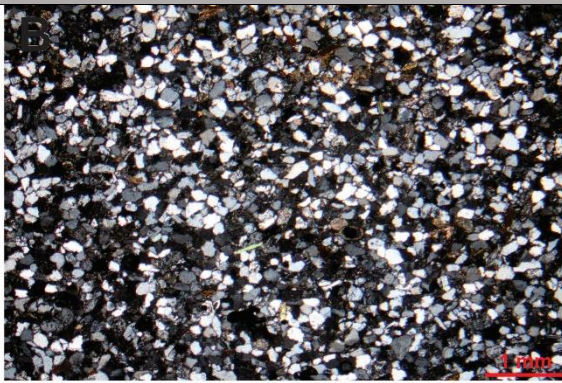
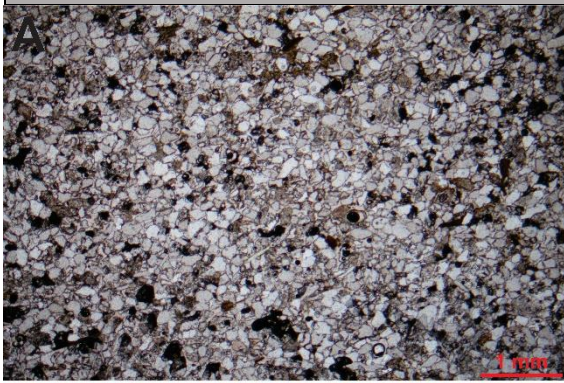
Textura	Esfericidade	Subangular
	Matriz (%)	>5%
	Seleção	Moderado a bem selecionado
	Maturidade	Submaduro
Mineralogia		Quartzo detrítico, Micas (Muscovita) alteradas; Fragmentos líticos finos de origem variada. A preservação do exemplar permite a observação de minerais acessórios como estauroilitas e anfibólios.
Porosidade		Pouco porosa, intergranular
Cimentação		Argilo ferruginosa, tendenciosamente goetítica devido a cor amarelada. Segregação ferruginosa em algumas porções do exemplar.
Estrutura		Recobrimento dos grãos de quartzo por filme de argila, na forma de cutã. Alteração das micas observado através de cristais de biotita alterando para o material ferruginoso. Leve orientação nos grãos de quartzo.
Observações		Rico em substâncias amorfas preenchendo poros.

CLASSIFICAÇÃO MODAL



Quartzo (82,25%), Fragmentos líticos (16,45%), Feldspato 1,3%)

FOTOMICROGRAFIAS 88IG



AMOSTRA 102IG-A (Procedência: José de Alencar, Iguatu, Ceará)



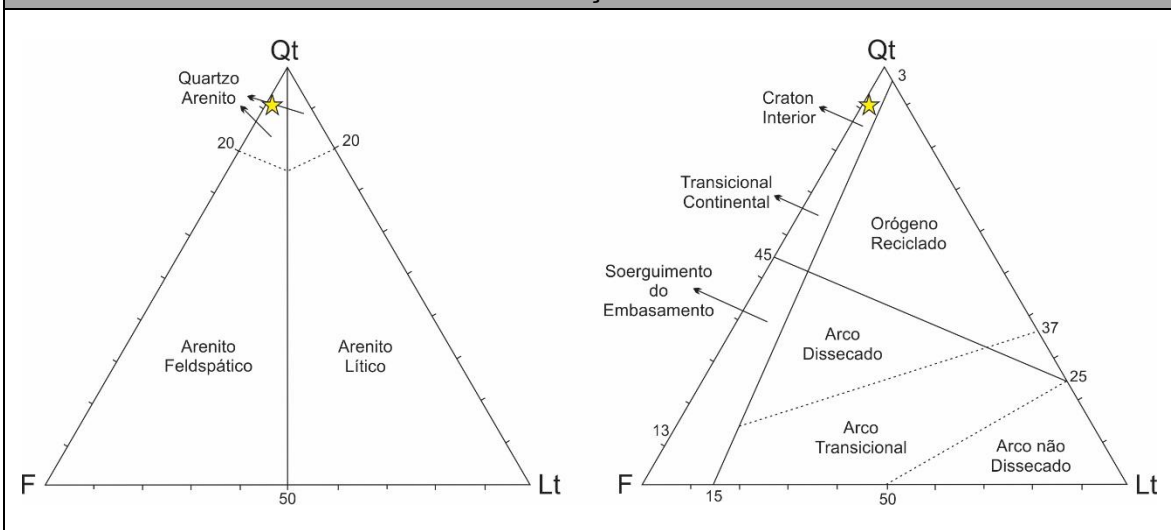
ANÁLISE MACROSCÓPICA

Alteração	Tipo	Ferruginosa, perfil de alteração do arenito.
	Grau	Baixo
Cor		Cinza amarelado
Granulometria		Média a muito grossa, granular, bem compacta

ANÁLISE MICROSCÓPICA

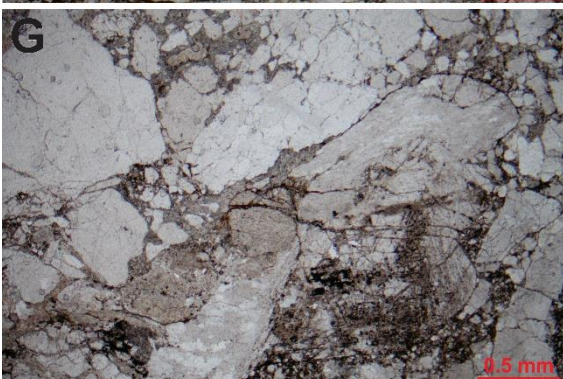
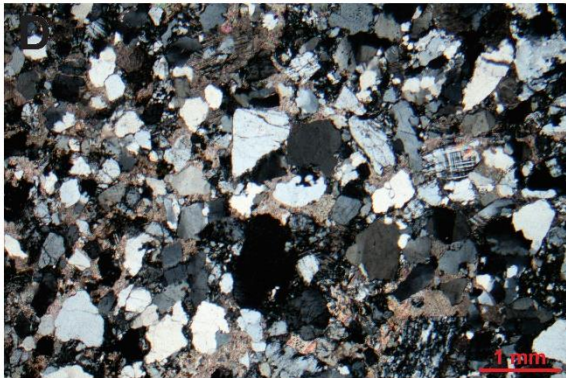
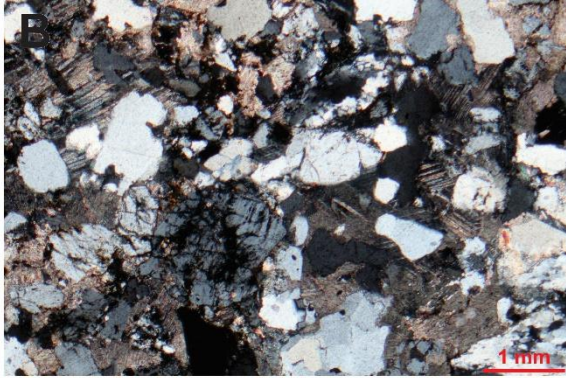
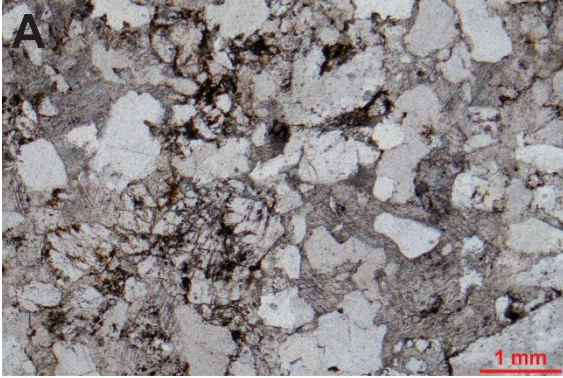
Textura	Esfericidade	Subangular a subarredondado
	Matriz (%)	<5%
	Seleção	Mal selecionado
	Maturidade	Submaduro
Mineralogia		Quartzo detrítico (mono e policristalino); Feldspato (Microclínio); Fragmentos líticos de origem variada (Metamórfica e ígnea) e micas (Muscovita) preservadas.
Porosidade		Pouco porosa devido alta compactação
Cimentação		Argilo ferruginosa
Estrutura		Fratura se abrindo na forma de poros a medida que se distancia do plano de falha. Sem estruturação herdada da zona de falha, visto apenas por uma alta compactação dos grãos.
Observações		Corte ao longo do plano S0. A lâmina apresenta grande fraturamento, entretanto não é desconsiderado a possibilidade da quebra de amostra durante a confecção da lâmina.

CLASSIFICAÇÃO MODAL



Quartzo (90,85%), Fragmentos líticos (1,15%), Feldspato (8%)

FOTOMICROGRAFIAS 102IG-A



AMOSTRA 102IG-B (Procedência: José de Alencar, Iguatu, Ceará)



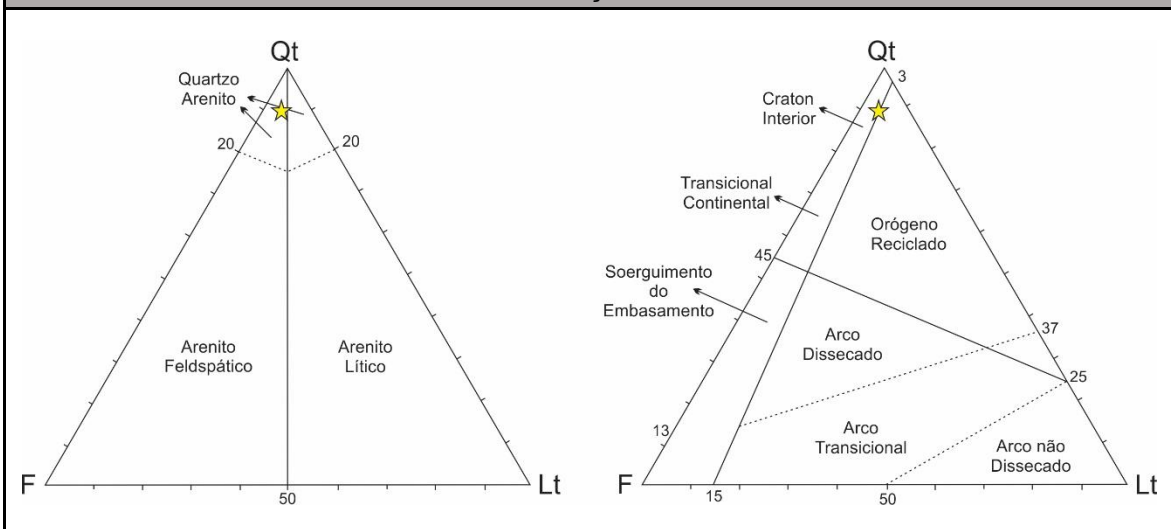
ANÁLISE MACROSCÓPICA

Alteração	Tipo	Ferruginosa, perfil de alteração do arenito.
	Grau	Baixo
Cor		Cinza amarelado
Granulometria		Média a muito grossa, granular, bem compacta

ANÁLISE MICROSCÓPICA

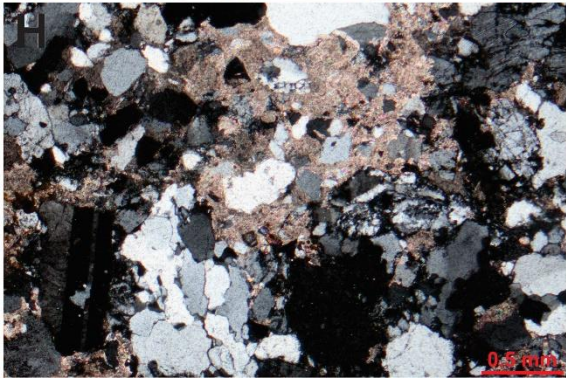
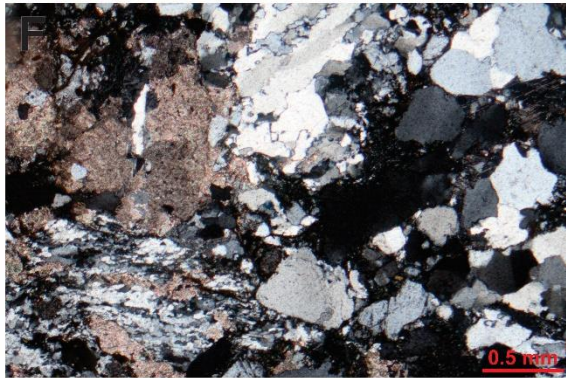
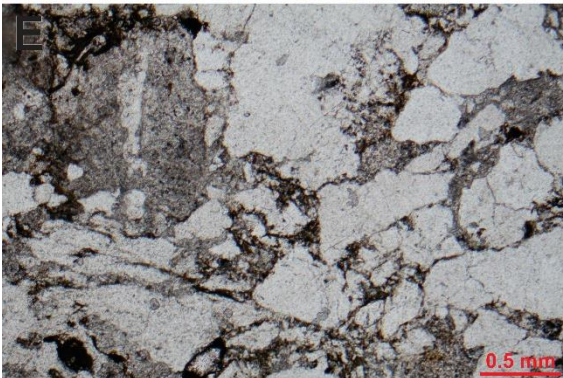
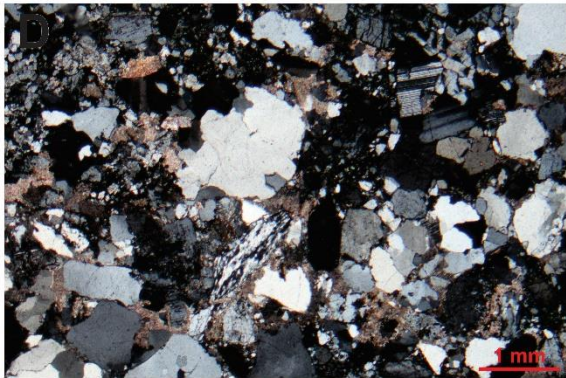
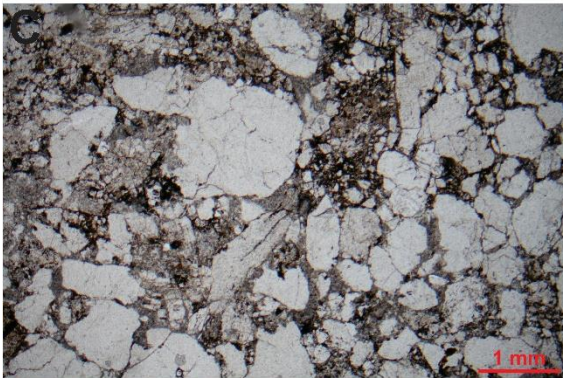
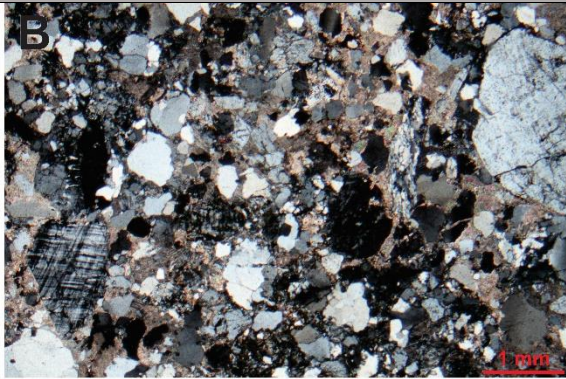
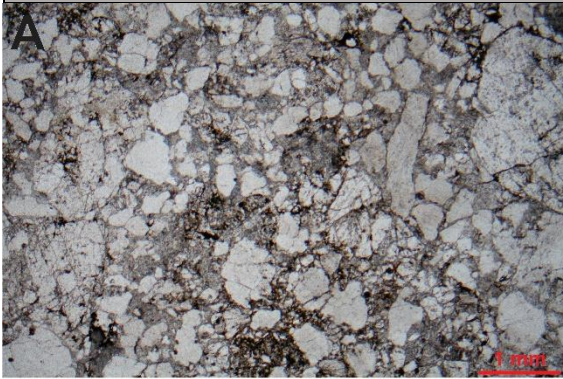
Textura	Esfericidade	Subangular a subarredondado
	Matriz (%)	<5%
	Seleção	Mal selecionado
	Maturidade	Submaduro
Mineralogia		Quartzo detrítico (mono e policristalino); Feldspato (Microclínio); Fragmentos líticos de origem variada (Metamórfica e ígnea) e micas (Muscovita) preservadas.
Porosidade		Pouco porosa devido alta compactação
Cimentação		Argilo ferruginosa
Estrutura		Sem estruturação herdada da zona de falha, visto apenas por uma alta compactação dos grãos.
Observações		Corte ao longo do plano S1.

CLASSIFICAÇÃO MODAL



Quartzo (88,82%), Fragmentos líticos (3,36%), Feldspato (7,82%)

FOTOMICROGRAFIAS 102IG-B



AMOSTRA 68IG-CARB (Procedência: Vila Antonico, Quixelô, Ceará)



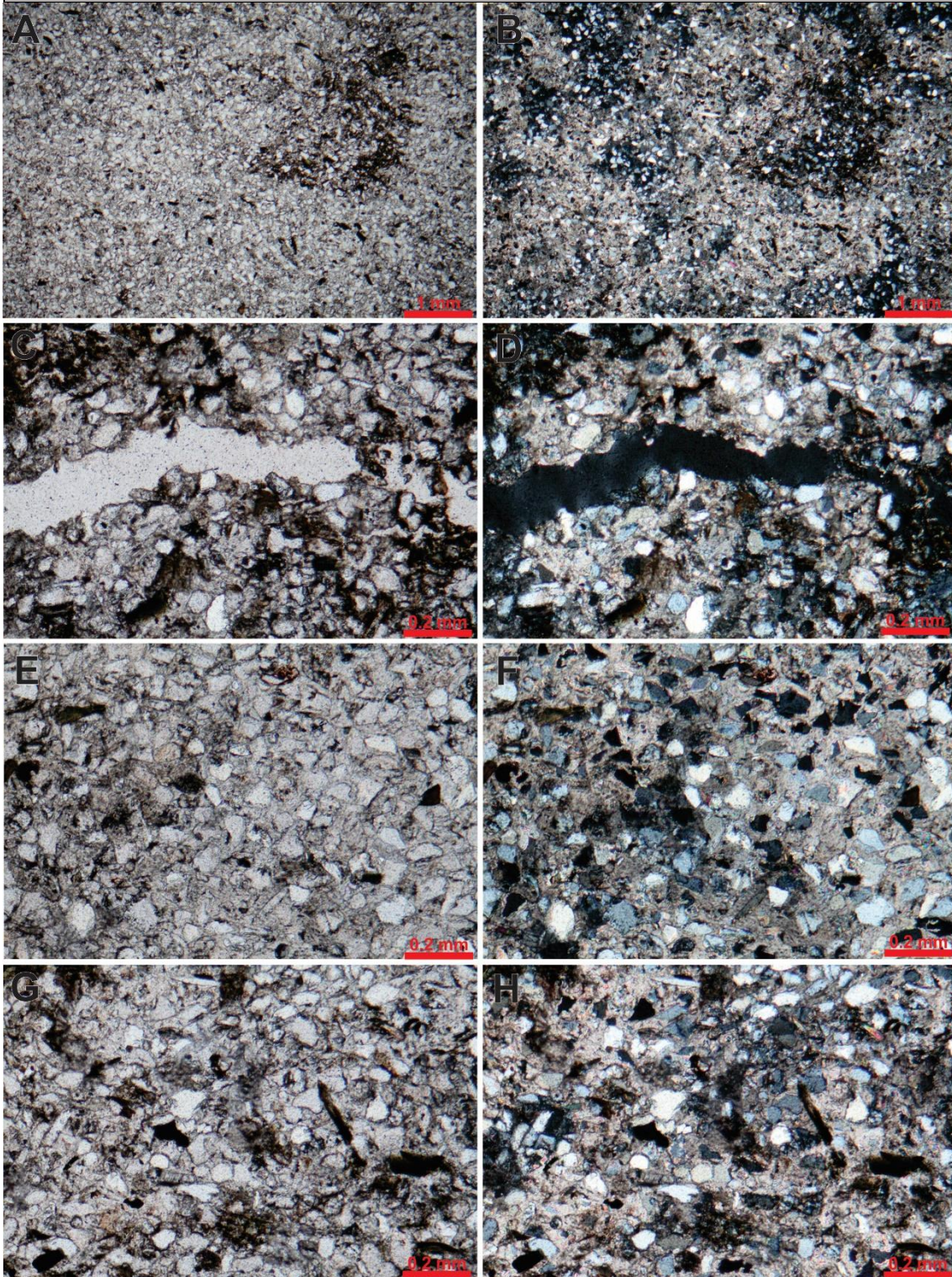
ANÁLISE MACROSCÓPICA

Alteração	Tipo	Ausente
	Grau	Ausente
Cor		Cinza esverdeado
Granulometria		Muito fina, bem compacta

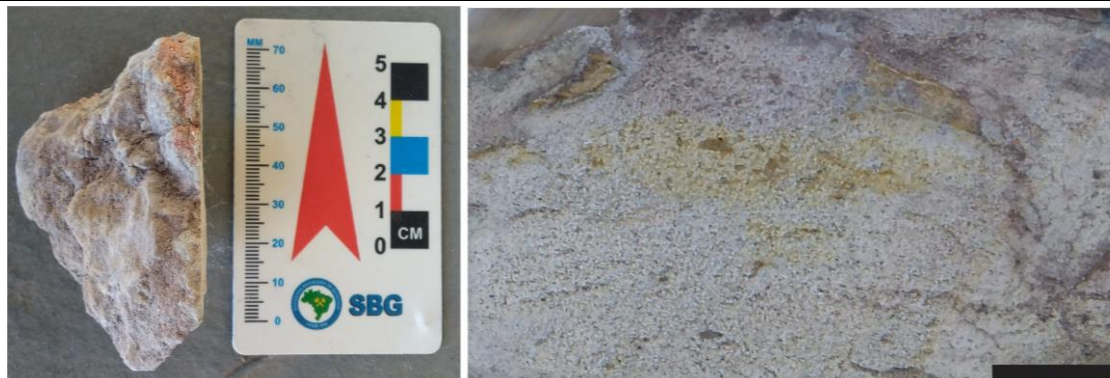
ANÁLISE MICROSCÓPICA

Textura	Esfericidade	Angulares a subangulares
	Matriz (%)	>5%
	Seleção	Moderada
	Maturidade	Submaduro
Mineralogia		Quartzo detrítico (monocristalino), Felspato (Microclínio e plagioclásio), Mica (Muscovita), Carbonato (Calcita).
Porosidade		Pouco porosa
Cimentação		Carbonática, com fragmentos líticos de origem sedimentar apresentando início de laminação (original).
Estruturas		Possível bioclasto ao longo de poros alongados, encontrado ao longo de zonas mais argilosas.
Observações		Material fresco, sem alteração

FOTOMICROGRAFIAS 68IG-CARB



AMOSTRA 83IG (Procedência: Jucás, Ceará)



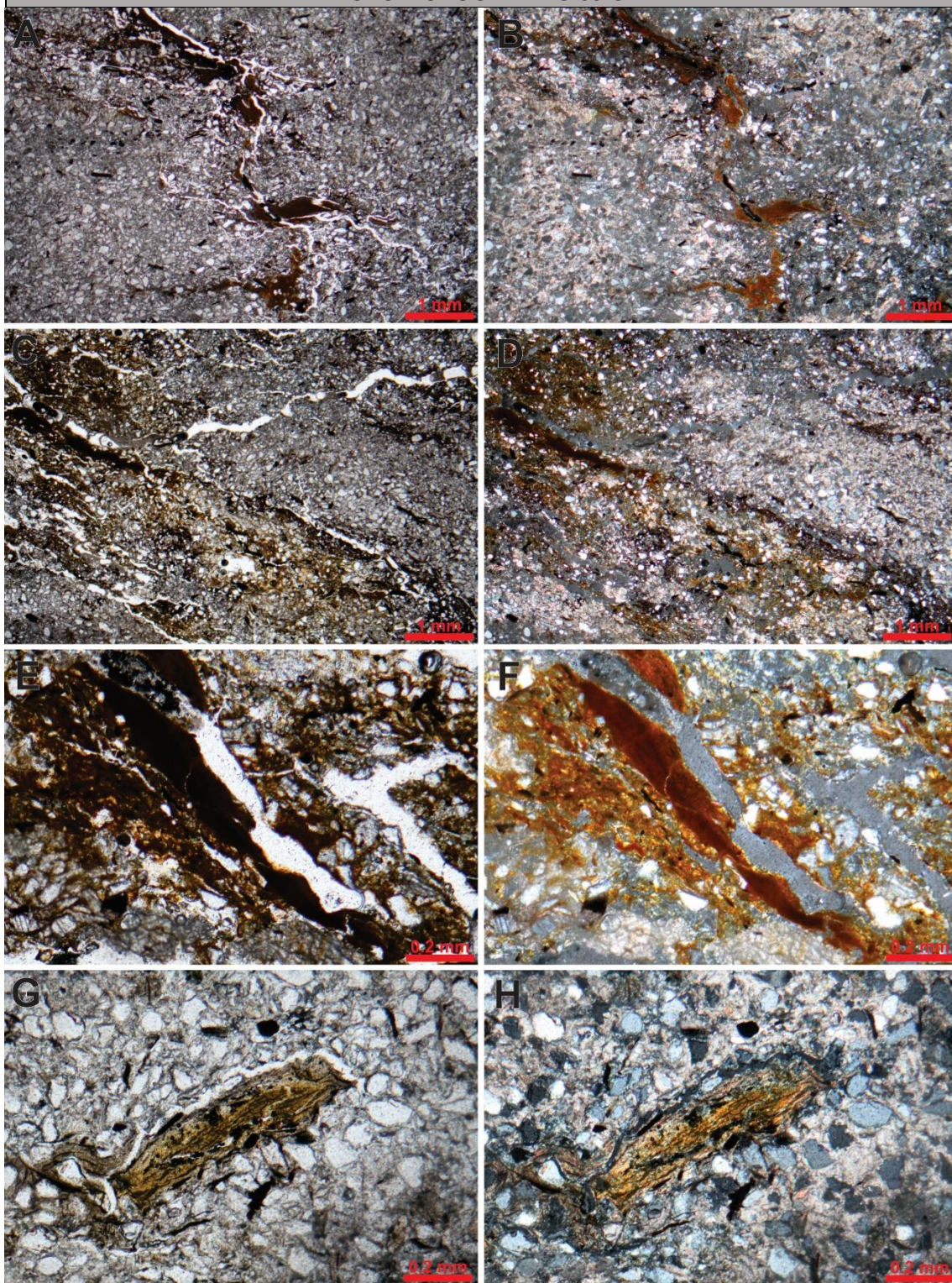
ANÁLISE MACROSCÓPICA

Alteração	Tipo	Ausente
	Grau	Ausente
Cor		Cinza esverdeado
Granulometria		Fina a muito fina

ANÁLISE MICROSCÓPICA

Textura	Esfericidade	Angulares a subangulares
	Matriz (%)	>5%
	Seleção	Bem selecionado
	Maturidade	Submaturo
Mineralogia		Quartzo, fragmentos líticos finos, micas (Muscovita) e carbonato (calcita).
Porosidade		Porosidade primária intergranular e secundária alongada.
Cimentação		Argilosa e carbonática, formando zonas nas quais o carbonato predomina e outras quando uma argila amarelo-avermelhada, típica do local, predomina.
Estruturas		Os cristais, apesar de cuminuídos, apresentam compactação baixa, sem estruturas evidentes nos cristais detríticos de quartzo. Intraclasto de argila amarronzada (alteração da biotita). Sobreposição de grãos, evidenciando baixa compactação e deposição em ambiente calmo.

FOTOMICROGRAFIAS 83IG



AMOSTRA 98IG (Procedência: Serrote, Iguatu, Ceará)



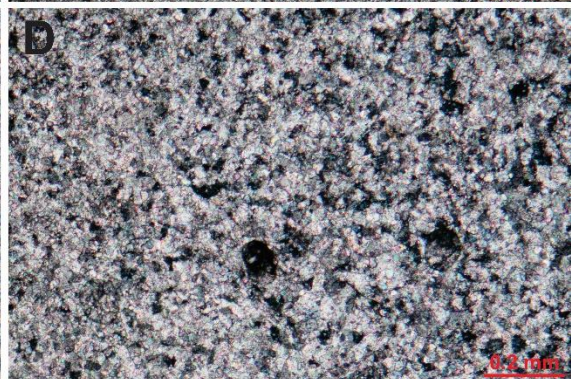
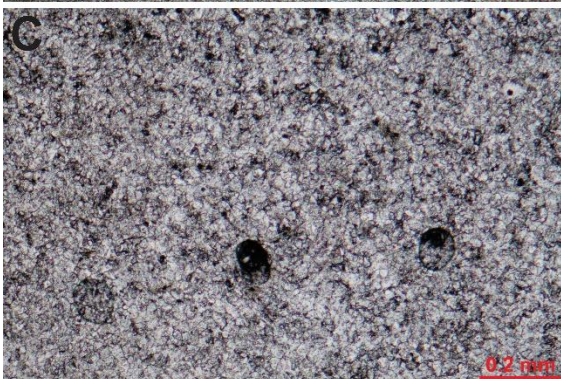
ANÁLISE MACROSCÓPICA

Alteração	Tipo	Ausente
	Grau	Ausente
Cor		Branco acinzentado
Granulometria		Muito fina, bem compacta.

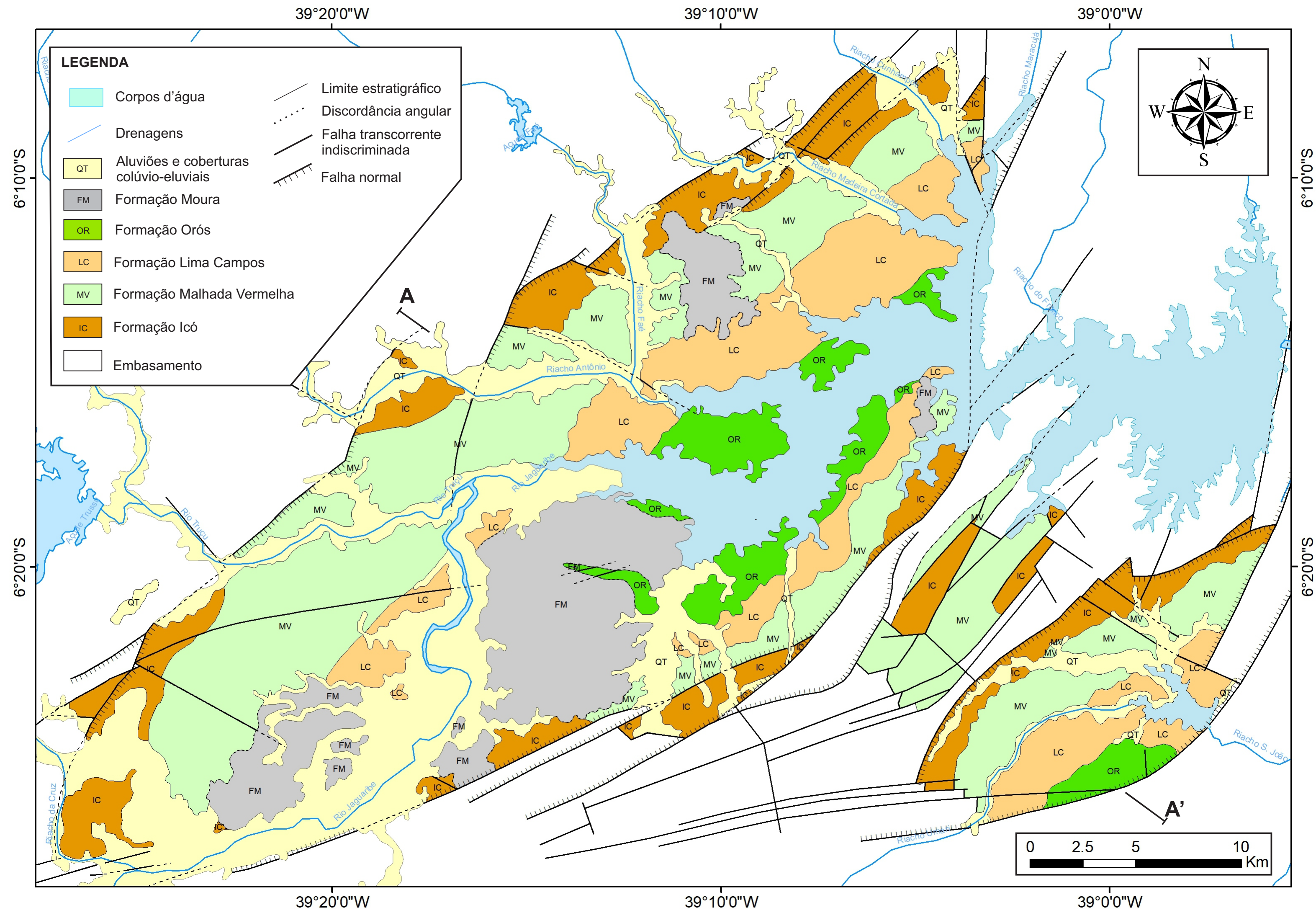
ANÁLISE MICROSCÓPICA

Textura	Esfericidade	Sem visibilidade
	Matriz (%)	>50%
	Seleção	Bem selecionado
	Maturidade	Sem visibilidade
Mineralogia		Argilosa e Carbonática
Porosidade		Pouco porosa
Cimentação		Carbonática
Estruturas		Sem visibilidade
Observações		Amostra muito fina, compacta, de difícil observação.

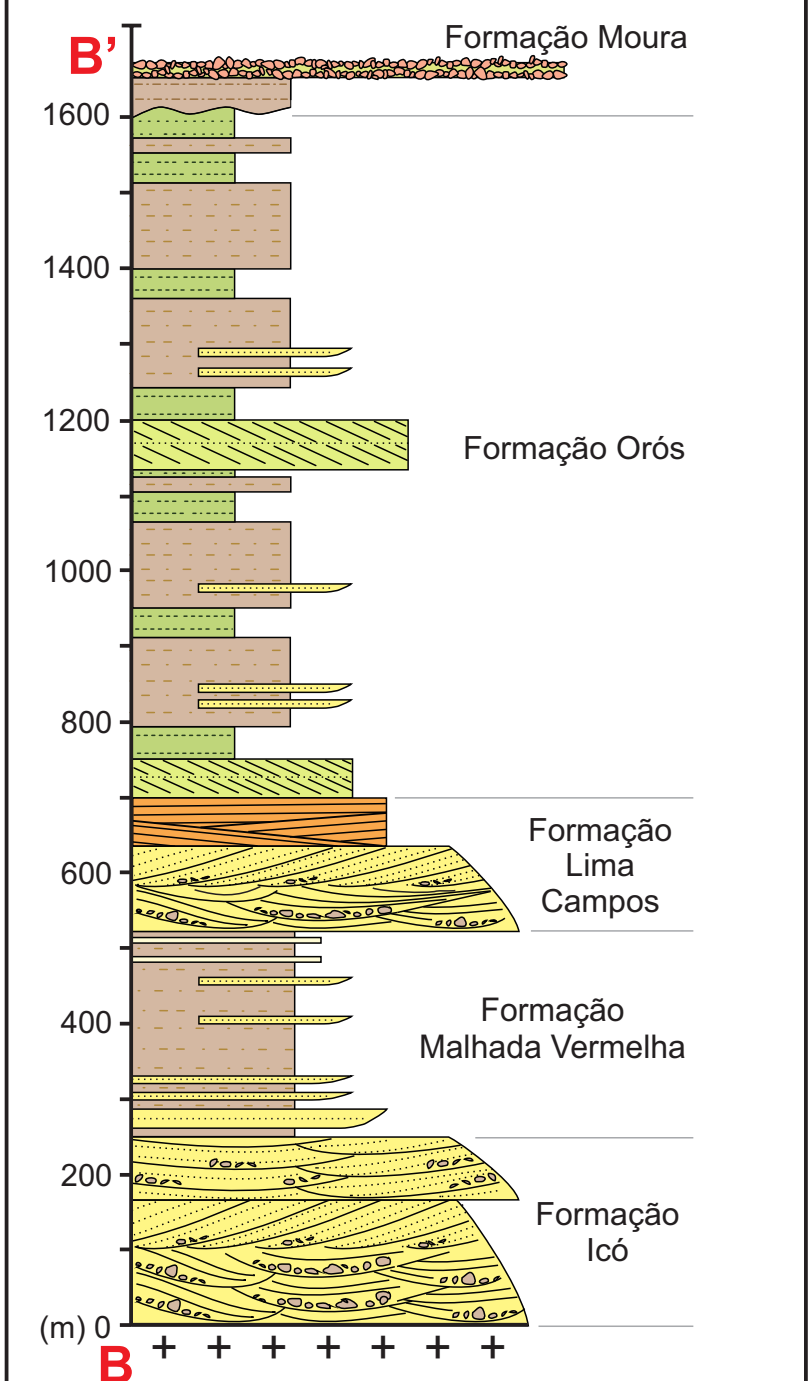
FOTOMICROGRAFIAS 98IG



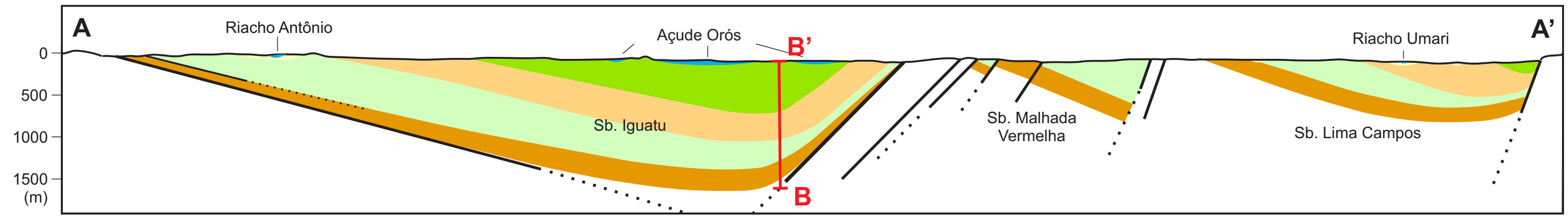
**APÊNDICE V:
MAPA GEOLÓGICO DAS
BACIAS DO IGUATU
1: 150.000**



SEÇÃO ESQUEMÁTICA B -B'



PERFIL GEOLÓGICO A -A'



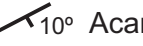
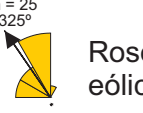

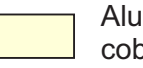


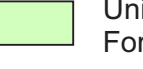
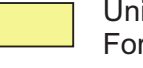


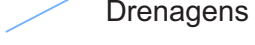
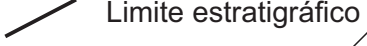
39°20'0"W

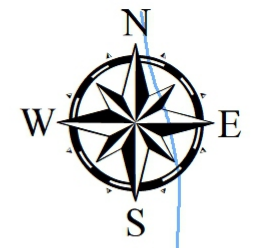
39°10'0"W

39°0'0"W

APÊNDICE VI - MAPA DE PALEOCORRENTES

LEGENDA

-  10° Acamamento
-  Roseta relacionada a sistemas eólicos (n= população)
-  Roseta relacionada a sistemas fluviais (n= população)
-  Aluviões e coberturas colúvio-eluviais
-  Formação Moura
-  Unidade Superior Formação Lima Campos
-  Unidade Intermediária Formação Malhada Vermelha
-  Unidade Inferior Formação Icó
-  Embasamento
-  Corpos d'água
-  Drenagens
-  Limite estratigráfico

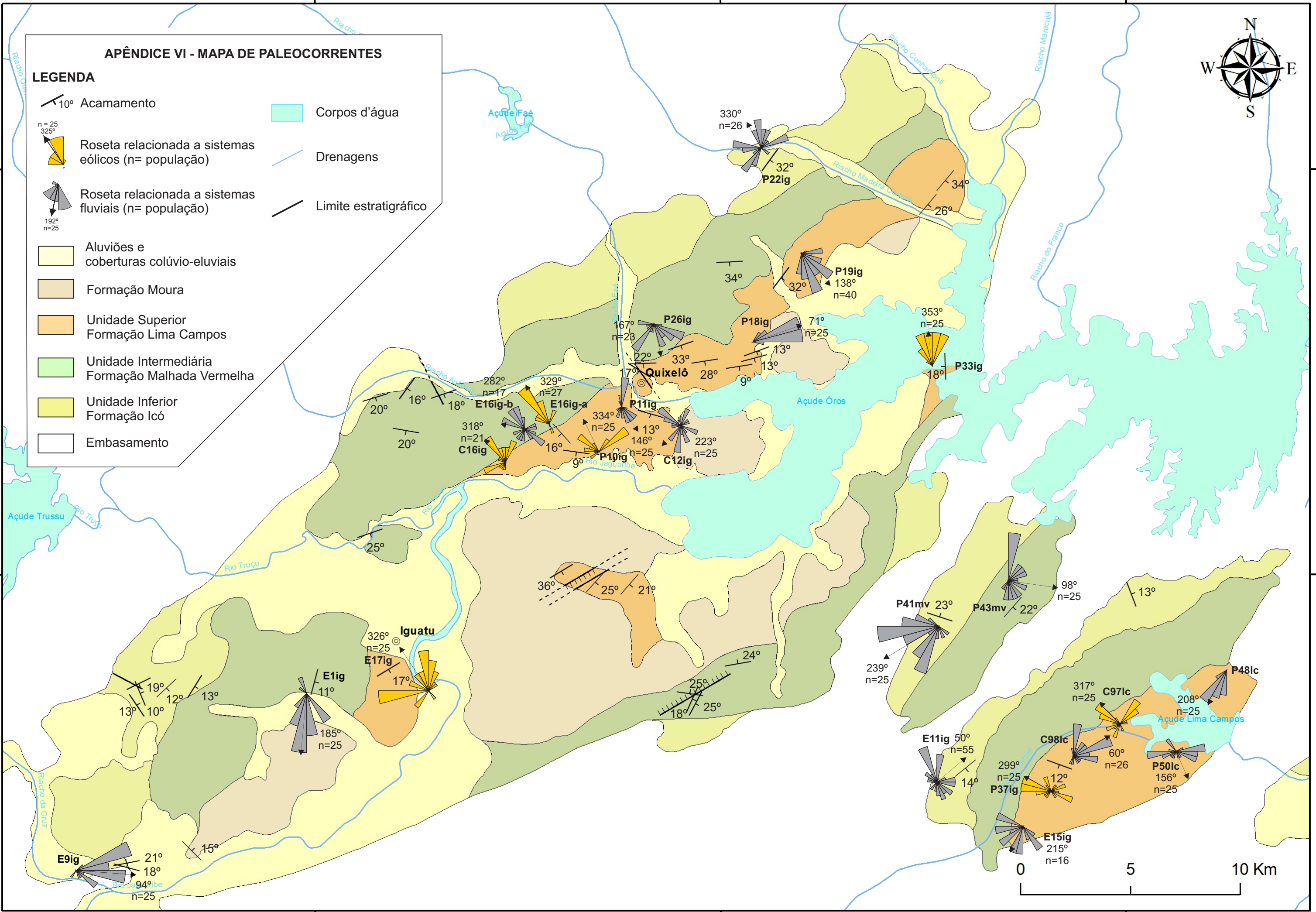


6°10'0"S

6°10'0"S

6°20'0"S

6°20'0"S



39°20'0"W

39°10'0"W

39°0'0"W

