



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

Francisco Dállyson Gomes Ribeiro
Lawrence Barreto Sá

**ANÁLISE DE FÁCIES DA FORMAÇÃO ANTENOR NAVARRO NA SEÇÃO-TIPO,
BACIA SEDIMENTAR DO RIO DO PEIXE (PARAÍBA/CEARÁ).**

Trabalho de Conclusão de Curso

**Orientador: Prof. Dr. Daniel
Rodrigues do Nascimento Junior**
**Co-orientador: Prof. Dr. Francisco
César Costa Nogueira**

Fortaleza - CE
Outubro de 2020

Francisco Dállyson Gomes Ribeiro
Lawrence Barreto Sá

**ANÁLISE DE FÁCIES DA FORMAÇÃO ANTENOR NAVARRO NA SEÇÃO-TIPO,
BACIA SEDIMENTAR DO RIO DO PEIXE (PARAÍBA/CEARÁ).**

Monografia apresentada ao curso de bacharelado em Geologia do Departamento de Geologia - DEGEO da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial à obtenção do título de bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Daniel Rodrigues do Nascimento Junior.

Co-orientador: Prof. Dr. Francisco César Costa Nogueira.

Fortaleza
2020

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Biblioteca Universitária

- R367a Ribeiro, Francisco Dállyson Gomes.
 Análise de fácies da formação Antenor Navarro na seção-tipo, Bacia Sedimentar do Rio do Peixe (Paraíba/Ceará) / Francisco Dállyson Gomes Ribeiro, Lawrence Barreto Sá. – 2020.
 97 f. : il. color.
- Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Curso de Geologia, Fortaleza, 2020.
 Orientação: Prof. Dr. Daniel Rodrigues do Nascimento Junior.
 Coorientação: Prof. Dr. Francisco César Costa Nogueira.
1. Análise de fácies. 2. Bacia Sedimentar do Rio do Peixe. 3. Formação Antenor Navarro. 4. Sistema fluvial. I. Sá, Lawrence Barreto. II. Título.

Francisco Dállyson Gomes Ribeiro
Lawrence Barreto Sá

ANÁLISE DE FÁCIES DA FORMAÇÃO ANTENOR NAVARRO NA SEÇÃO-TIPO,
BACIA SEDIMENTAR DO RIO DO PEIXE (PARAÍBA/CEARÁ).

Monografia apresentada ao curso de bacharelado em Geologia do Departamento de Geologia - DEGEO da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial à obtenção do título de bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Daniel Rodrigues do Nascimento Junior

Co-orientador: Prof. Dr. Francisco César Costa Nogueira

Aprovada em: ___/___/_____.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Daniel Rodrigues do Nascimento Junior (Orientador)
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dra. Narelle Maia de Almeida (Membro interno)
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Daniel Bezerra das Chagas (Membro externo)
Universidade Federal de Goiás (UFG)

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço a força divina que rege este planeta terra, palco de todas as manifestações de vida orgânica e inorgânica.

Ao Professor e Orientador Daniel nossa gratidão por todo ensinamento e exemplo no caminho acadêmico, além de todas as simples e complexas dúvidas esclarecidas.

Agradecimento especial a todo corpo docente do Departamento de Geologia da UFC, cada professor teve contribuições essenciais para minha formação como geólogo, cada aula, cada atividade de campo foi de extrema importância para o conhecimento geológico em eterna construção. A Universidade Federal do Ceará pelo ambiente não só de ensino, como de formação artística, formação pessoal e esportiva, por todos os seis anos que passei aqui.

Ao nosso co-orientador e Prof. Dr. Francisco César Costa Nogueira da UFCG e Prof. Dr. Yoe Alain Reyes Pérez por todos os afloramentos apresentados, todo conhecimento repassado acerca da história da Bacia e pela oportunidade de trabalhar no Projeto DEBRIP.

Sou grato aos meus pais, por terem despertado em mim o interesse pela natureza e pelo passado histórico da terra. Pessoas de origem simples que encontraram nos estudos o fascínio que o conhecimento científico traz. A todos os amigos e colegas que a graduação nos trouxe. A todas as conversas geológicas trocadas que ajudaram bastante a consolidação e interação de conhecimentos. Agradeço ao Lucas Magalhães e Raíla por toda paciência e companheirismo durante toda graduação. A Vitória por sua ajuda, compreensão e por todas as maravilhosas conversas existenciais sobre a terra, a vida, o mar e o espaço. (Lawrence)

Deixo aqui meus agradecimentos sinceros e meu abraço carinhoso a todos aqueles que compartilharam sua força e ajudaram como puderam durante esses mais de cinco anos de caminhada universitária. Agradeço especialmente aos membros de minha família, meus amigos, os passeios de bicicleta, minha namorada Géssica e meu gato estimação chamado Nilo. (Dállyson)

Ao projeto intitulado “Bandas de deformação Rio do Peixe (DEBRIP): análise multiescalar e geração de banco de dados geofísico, geológico, modelagem e simulação numérica” (PETROBRAS-EPE, termo de cooperação número 5850.0109438.18.9) pelo auxílio ao desenvolvimento da pesquisa e à UFC pelas ajudas de custo de campo aos alunos autores deste TCC.

“A estrada eu dou a todos
Para todos viajar
Ver e compreender
E ficar em seu lugar”
(Padrinho Sebastião Mota de Melo)

RESUMO

A Bacia Sedimentar do Rio do Peixe (Cretáceo Inferior), uma das mais importantes bacias interiores do nordeste brasileiro, localiza-se nos estados da Paraíba e Ceará. É tradicionalmente dividida entre as Formações Sousa, Rio Piranhas e Antenor Navarro. A formação Antenor Navarro (AN) constitui um dos principais reservatórios hidrológicos e petrolíferos da Bacia. Poucos estudos publicados abordam a compreensão sindeposicional dessa formação e, tendo em vista a intensa ação das Bandas de Deformação nas litologias, torna-se importante a caracterização litológica das formações em suas porções indeformadas, baseado nisso o presente trabalho visa caracterizar através da análise de fácies a formação AN em superfície. O arenito Antenor Navarro, tem sua seção-tipo localizada no afloramento Sítio Saco, onde uma seção de 790 m no sentido WNW-ESE foi levantada neste trabalho, com uma espessura total coberta de 7,04 m. Consiste numa sucessão de rochas areníticas e rochas com granulação mais fina, 12 fácies foram sumarizadas neste trabalho, (Acr, Act, Adc, Af, Am, Ap, Apc, Av, Fc, Hl, S e S/amf). A análise das paleocorrentes medidas atestaram uma vigência S-SE com intensidade de mergulho média de 21,3º corroborando o caráter subaquoso do fluxo e a vigência em direção ao depocentro da sub-bacia de Brejo das Freiras. Estruturas sedimentares comuns nos arenitos incluem estratificações cruzadas retas, tangenciais, festonadas e plano-paralelas, além de intraclastos de siltito, clastos de rochas ígneas e metamórficas. Foram descritos e interpretados nas litologias areníticas, elementos arquiteturais de preenchimento de canal, acresção frontal, lateral e barras. Estruturas nas rochas finas incluem gretas de ressecamento e laminações plano-paralelas, tanto arenitos como folhelhos encontram-se, em algumas fácies, cimentadas por carbonato. A presença de fácies carbonáticas indica um contexto de hipersalinidade e saturação sob clima árido, o que corrobora com sistemas fluviais entrelaçados, onde a aridez implica pouca vegetação e solos mal desenvolvidos, reduzindo a estabilidade das margens (banks). A ocorrência de estruturas heterolíticas tipo linsen, com sentido de paleocorrente coincidente com sentido do canal, sugere que o sistema deposicional em questão estaria sujeito a atuação de marés. A análise de fácies também contemplou depósitos de folhelhos claros intercalados entre os arenitos da Formação Antenor Navarro, atribuídos a planícies de inundação. A interpretação deposicional para a FAN é de um

sistema fluvial entrelaçado do tipo flúvio-estuarino, sendo a Formação Sousa a receptora lagunar deste.

Palavras-Chave: Análise de Fácies, Bacia Sedimentar do Rio do Peixe, Formação Antenor Navarro, Sistema Fluvial.

ABSTRACT

The Rio do Peixe Sedimentary Basin (Early Cretaceous), is one of the most important interior Rift Basins of Northeast Brazil, it is located in the states of Ceara and Paraíba. Traditionally, it is divided in the Sousa, Rio Piranhas e Antenor Navarro formations. The Antenor Navarro (AN) Formation consists of one of the main hidric and oil reservoirs of the basin. Only a few published studies approach the syndepositional understanding of this formation and since the litologies are deformed by the intense activity of the Deformation Bands, it becomes important to characterize the lithological formations in their undeformed portions, based on this, the present work aims to characterize through facies analysis the AN formation in surface. The Antenor Navarro Sandstone has its type section located in Sítio Saco outcrop, a 790 m section was raised in this work, WNW-ESE oriented, with a total range thick of 7,04 meters. It consists in a succession of sandstones and fine-grained lithologies, 12 sedimentary facies have been summarized in this work, (Acr, Act, Adc, Af, Am, Ap, Apc, Av, Fc, Hl, S e S/amf). The analysis of the measured paleocurrents attested a S-SE dip-direction with an average dip in $21,3^{\circ}$ corroborating with an underwater flux in the direction of the Brejo das Freiras sub-basin depocenter. Common sedimentary structures found in the sandstones are through cross-bedded, planar, tangential and festoon cross-bedded and horizontal bedded, in addition to siltstone intraclasts and igneous and metamorphic clasts. The architectural elements described in the sandstones were channel fill, downstream accretion, lateral accretion and bars. Structures described in the fine-grained rocks include mud cracks and plane-parallel lamination. Both shale and sandstone have carbonate cementation in some of the sedimentary facies. The presence of carbonate facies indicate a hypersaline environment in a dry arid climate, which corroborates with a braided fluvial system, where the dry environment implies few vegetation and poorly developed soils, reducing the stability of the margins (banks). The occurrence of Linsen type heterolytic structures, with the same paleoflow direction of the channel, suggest that the depositional system would be influenced by tidal activity. The facies analysis also included deposits of shales interspersed with the Antenor Navarro sandstone, attributed to flood plains. The depositional interpretation for the AN formation is a braided fluvial-estuarine system, with the Sousa Formation being the receiver lagoon.

Keywords: Facies Analysis, Antenor Navarro formation, Rio do Peixe Sedimentary Basin, Fluvial System.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1: Localização da BSRP no contexto regional da Província Borborema no denominado *Trend Cariri-Potiguar* (Modificado de Castro et.al.,2007). As Bacias são representadas pelas siglas: Po Potiguar, IG Iguatu, IC Icozinho, RP Rio do Peixe, Ar Araripe, Tc-Jb Tucano-Jatobá, Pb Paraiba. As Falhas são representadas pelas siglas: PA Porto Alegre, M Malta. J Jaguaribe. 18
- Figura 2: Mapa de localização da área de estudo confeccionado pelos autores. A: Principais rodovias de acesso saindo de Fortaleza e João Pessoa. B: Compartimentação das Sub-bacias. O shape tem como referências: Françaolin *et al.* (1994), Medeiros *et al.* (2005) e Vasconcelos *et al.* (2020). A imagem Landsat 8, tem composição em RGB432. C: Área abrangida pelo caminhamento deste trabalho no Sitio Saco. 18
- Figura 3: Subdomínios geofísicos - tectônicos da Província Borborema. Os subdomínios representam divisões internas dos domínios maiores. Modificado de Oliveira, 2008. 23
- Figura 4: Divisão da estratigrafia histórica para a BSRP. Retirado de Silva, 2009. 27
- Figura 5: Carta estratigráfica da Bacia do Rio do Peixe, exibindo a relação de interdigitação entre as formações do Grupo Rio do Peixe (Córdoba *et al.*, 2008). Retirado de Rapozo, 2020. 27
- Figura 6: Mapa geológico simplificado da BSRP. Demonstrando a Geometria das Sub-bacias, os locais onde afloram cada formação da bacia e suas respectivas margens falhadas, flexurais, degraus e rampas de revezamento. Retirado de Rapozo, 2020. (Compilado de Córdoba *et al.* 2008, Nunes da Silva, 2009 e Silva, 2014). 29
- Figura 7: S-C Fabric. Retirado de Alex Strekeisen, de Jean-Pierre Burg. 31
- Figura 8: Visão em planta dos *clusters* formados pelas BD. Fonte: Os Autores. 32
- Figura 9: Visão em perfil de corte no afloramento melancias. Mostrando a ação das BD. Fonte: Os Autores. 32

Figura 10: Os padrões de estratificações cruzadas são determinados pelo formato do acamamento, resultado de diferentes condições de fluxo. De cima a baixo, correntes unidirecionais formam estratificações cruzadas. Com o aumento da atuação de fluxos reversos ocorre um contato tangencial com a base do set posteriormente gerando ondulações contracorrente (Nichols, 2009).	43
Figura 11: Comparação de modelos de seções colunares para depósitos fluviais entrelaçados e meandrantos. (Walker, 1979).	47
Figura 12: Tipos de Rios. Retirado de Miall, 1977.	47
Figura 13: Elementos e componentes dos principais estilos fluviais. Retirado de Miall, 2014.....	48
Figura 14: Classificação de litofácies fluviais segundo Miall, 1978 e 2006.	49
Figura 15: Elementos arquiteturais para depósitos fluviais, extraído de Miall, 2006.....	50
Figura 16: Fácies Sumarizadas no Trabalho.	52
Figura 17: Visão cava Ponto A e B. Fonte: Os Autores.	55
Figura 18: A, C e D: Estratificações Cruzadas retas com cordões de grânulos em contato com arenito mais grosso abaixo. Notar natureza abrupta deste limite de camada. Clasto de siltito. B: Zonas mosqueadas e oxidadas. Fonte: Os Autores.....	55
Figura 19: A e C: Clastos de quartzo B: Clasto de Milonito. D: Clasto de Xisto. Referentes ao ponto A. Fonte: Os Autores.	58
Figura 20: Visão camada tabular de areia fino em meio a arenitos mais grossos. Fonte: Os Autores.....	59
Figura 21: Mosaico afloramento D. Fonte: Os Autores.	59
Figura 22: A: Estratificações Festonadas fácies Af. B e D: Estratificações tangenciais em seqüências de sets bem delimitadas. C: Festonadas e Cruzadas retas (Acr).Fonte: Os Autores.	61
Figura 23: Aspecto do Arenito Apc, Cimentado em Carbonato e Drapes de Lama. Fonte: Os Autores.	64

Figura 24: A: Heterolíticas (HI). B, C e D: Drapes de lama nos sets das estratificações tangenciais.	66
Figura 25: A: Clasto de quartzo exibindo a coloração cinza da litologia. B: Clasto de Quartzo tamanho seixo, bem arredondado C: Clasto anguloso de rocha metamórfica em Arenitos Grossos, D: H: Clasto de Sienogranito. Fonte: Os Autores.	66
Figura 26: A e C: Visão em planta das estruturas interpretadas como Condutos de Diques Clásticos (Av). B e C: Intraclastos alongados de siltito. Fonte: Os Autores.	68
Figura 27: Mosaico Afloramento K. Fonte: Os Autores.	70
Figura 28: A e B: Sucessões Oxidadas e mosqueadas. C: Intraclastos de Siltito. Fonte: Os Autores.	72
Figura: 29: Foto Afloramento O. Fonte: Os Autores.	75
6.2.1.2Figura 30: A: Gretas de ressecamento em folhelho claro. B: Aspecto friável da litologia. C: Clastos de Lama revirados dentro dos folhelhos. D: Laminação Incipiente nos folhelhos (Fc). Fotos do Afloramento P. Fonte: Os Autores.	76
Figura 31: Mapa com pontos levantados plotados na área de estudo, confeccionado pelos autores. Os pontos foram rebatidos para a seção de 790 m no sentido WNW-ESE, a fim de se ter uma ordem para as correlações das colunas estratigráficas.	78
Figura 32: Roseta efetuada no Software Oriana. Notar Vigência S-SE.....	80
Figura 33: Modelo Paleogeográfico elaborado pelos autores.	84

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

DEBRIP	Sigla do Projeto - Bandas de deformação Rio do Peixe : análise multiescalar e geração de banco de dados geofísico, geológico, modelagem e simulação numérica.
BSRP	Bacia Sedimentar do Rio do Peixe.
PB	Província Borborema.
FAN	Formação Antenor Navarro.
DRGN	Domínio Rio Grande do Norte

Sumário

1	INTRODUÇÃO	15
1.1	LOCALIZAÇÃO DA BACIA SEDIMENTAR DO RIO DO PEIXE E ÁREA DE ESTUDO	16
2	OBJETIVOS	19
2.1	Gerais	19
2.2	Específicos	19
3	GEOLOGIA REGIONAL	20
3.1	Embasamento e Contexto Geotectônico:	20
3.2	Contexto Estratigráfico	23
3.3	Contexto Estrutural	28
3.4	Contexto Paleontológico	33
4	Metodologia	35
4.1	Revisão Bibliográfica	35
4.2	Trabalho de Campo	35
4.3	Confecção de Mapas	36
4.4	Análise de Fácies e elementos arquiteturais	36
4.5	Medida de paleocorrentes	37
4.6	Colunas Estratigráficas	38
4.7	Fotomosaicos	38
5	CONTEXTUALIZAÇÃO TEÓRICA	40
5.1	Modelos de Fácies	40
5.2	Litofácies de Sistemas Fluviais	41
6	RESULTADO e DISCUSSÃO	51
6.1	Fácies e Análise de Elementos Arquiteturais	51
6.2	Descrição dos pontos visitados	52
6.3	Paleocorrentes	79
6.4	Modelo paleogeográfico	80
7	CONCLUSÃO	85
8	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS:	86
9	ANEXO:	96

1 INTRODUÇÃO

Os primeiros trabalhos geológicos na BSRP¹, iniciaram-se no século XIX, e estenderam-se até o início do século XX (Carvalho & Leonardi, 1992). Seus depósitos são da Época Cretáceo Inferior, atribuídos ao estágio Rifte Neocomiano (145 a 125 Ma atrás) de acordo com estudos bioestratigráficos da Petrobras (Ponte *et al.* 1991). Nos vários modelos tectônicos propostos para as Bacias Interiores da Província Borborema, a BSRP é atribuída ao chamado *Trend* Cariri-Potiguar de sedimentação, de formação concomitante e relacionada aos mesmos esforços tectônicos responsáveis pela Abertura do Oceano Atlântico na margem leste da Província Borborema. Estudos mais recentes detectaram possíveis estratos eodevonianos na base da bacia, em uma discordância angular abrangendo um hiato de cerca de 265 milhões de anos em relação à tectonossequência cretácea inferior principal (Grupo Rio do Peixe), o que atestaria um caráter policíclico ao qual a bacia teria sido submetida. Dentre as unidades do Grupo Rio do Peixe, destacam-se os arenitos da Formação Antenor Navarro (FAN), que afloram majoritariamente na Sub-Bacia de Brejo das freiras e representam uma sucessão tida como fluvial. Estudos sedimentológicos na Fm. Antenor Navarro e seus possíveis significados paleoambientais e paleogeográficos tem até agora recebido pouca atenção. Em parte, isso se deve à atenção tomada pela Formação Sousa, unidade tida justaposta à Fm. Antenor Navarro e dominada por lamitos atribuídos a planícies de inundação fluvial (Carvalho, 2000; Córdoba, 2008; Silva, 2009), famosos por seus abundantes icnitos de pegadas atribuídas a dinossauros (Fernandes & Carvalho, 1997; Leonardi & Carvalho, 2002).

Além da riqueza icnofossilífera, a BSRP também é tradicionalmente reconhecida por seu potencial hidrogeológico (Rocha; Amaral, 2006; Correia, 2010) e petrolífero (ANP, 2007), o que impulsionou pesquisas de seu potencial gerador (Fernandes *et al.* 2017) e revisão de sua estratigrafia (Silva, 2009; Silva, 2014). Mendonça Filho *et al.* (2006) notou semelhança do óleo da BSRP ao da Formação Pendência (Bacia Potiguar), e aos óleos produzidos nas bacias do Recôncavo e de

¹ O adjetivo *sedimentar* é usado aqui para evitar confusão, devido ao fato de seu nome possuir o substantivo *rio* e de existir bacias hidrográficas com mesmo nome em outros estados do Brasil.

Sergipe-Alagoas; A amostra de óleo da Bacia de Sousa apresenta características geoquímicas de um óleo maduro, não biodegradado e de origem lacustre de água doce. Neste contexto, outros trabalhos recentes têm enfatizado a importância dos arenitos da BSRP como análogos de reservatórios petrolíferos onde as interações entre suas heterogeneidades estratigráficas originais com estruturas rúpteis adquiridas geram um complexo mecanismo para a compreensão de armazenamento e migração de hidrocarbonetos (Araújo, 2008). Desde os estudos mais recentes, poucos trabalhos foram efetuados na bacia focando no estudo descritivo das fácies sedimentares associadas (por exemplo, Silva, 2009).

Sendo assim, o presente trabalho de conclusão de curso visa através da Análise de Fácies e Elementos Arquiteturais, descrever as rochas sedimentares da Formação Antenor Navarro e revisar o ambiente deposicional atribuído a esta. A coleta de dados foi feita com base no afloramento denominado Sítio Saco, sendo este considerado a seção-tipo para a formação indeformada. Carvalho (2000) interpretou a FAN como originada de fan-deltas, leques aluviais e ambientes fluviais entrelaçados. Já em sua revisão estratigráfica da bacia, Silva (2009) restringiu a interpretação da FAN à sistemas fluviais entrelaçados, marcada mais especificamente por depósitos de preenchimento de canal e depósitos de transbordamento. A partir disso o presente trabalho busca descrever e detalhar as características deposicionais das litologias da formação AN e conseqüentemente chegar a uma interpretação paleoambiental sucinta e específica, tornando menos ampla o ambiente deposicional histórico atribuído a esta formação.

O estudo aqui apresentado visa contribuir para a história sin-deposicional da BSRP, expandindo o conhecimento deposicional da BSRP e servindo assim de base bibliográfica para futuros estudos e de referência para estudos similares em outras formações desta bacia. Além disso, este trabalho traz importantes base para diversas áreas do conhecimento geológico, contribuindo para o entendimento da relação litologia indeformada/deformada, da acumulação de hidrocarbonetos e do comportamento hidrogeológico da formação.

1.1 LOCALIZAÇÃO DA BACIA SEDIMENTAR DO RIO DO PEIXE E ÁREA DE ESTUDO

A BSRP encontra-se situada no limite NW do Estado da Paraíba com o SE do Ceará, mais precisamente entre os meridianos 37° 47' 00" e 38° 50' 00" de longitude

oeste e entre os paralelos 06° 25' 00" e 06° 50' 00" de latitude sul, abrangendo uma área de aproximadamente 1.315 km². A bacia pode ser dividida em quatro sub-bacias que correspondem aos semi-grabens de Pombal, Sousa, Brejo das Freiras e Icozinho. A sub-bacia de Icozinho encontra-se englobada, em toda sua extensão, dentro do estado do Ceará, assim como parte da sub-bacia de Brejo das Freiras. (Silva, 2009) (Figura 1 e 2).

O acesso às quatro sub-bacias da BSRP, efetuado a partir de Fortaleza (CE), se dá pela rodovia BR-116 rumo sul, passando por algumas cidades como Horizonte, Morada Nova, Jaguaribe e, por fim, a Icó. A sub-bacia de Icozinho seria acessada dali a partir da CE-282; as demais, a partir da CE-284 e então rodovias estaduais paraibanas rumo leste, cruzando o município de Triunfo (PB). Partindo de Triunfo, o acesso a sub-bacia Brejo das Freiras se dá pela PB-411 e PB-393, até São João do Rio do Peixe. A sub-bacia de Sousa pode ser acessada pelas rodovias federais BR-405 e BR-230, partindo de São João do Rio do Peixe, atravessando Marizópolis até a cidade de Sousa (PB). A BR-230 interliga o município de Sousa ao município de Pombal, de onde há o acesso para a sub-bacia de Pombal via PB-338.

A área de estudo deste trabalho, o Sítio Saco, está inserida no contexto da sub-bacia de Brejo das Freiras e localiza-se no município de Triunfo (PB). Tal área pode ser acessada a partir do centro de Triunfo, pela PB-411 por 7 km sentido sul. Uma outra forma de acessar o local pode ser feita a partir de Cajazeiras (PB), seguindo rumo nordeste pela rodovia PB-393, passando por São João do Rio do Peixe até a interseção com a PB-395. Deste ponto segue-se rumo oeste por aproximadamente 4 km até a interseção com a rodovia PB-411 e, em seguida, segue-se a noroeste por aproximadamente 9 km até chegarmos no afloramento Sítio Saco (6°37'06.0"S 38°34'15.8"W).

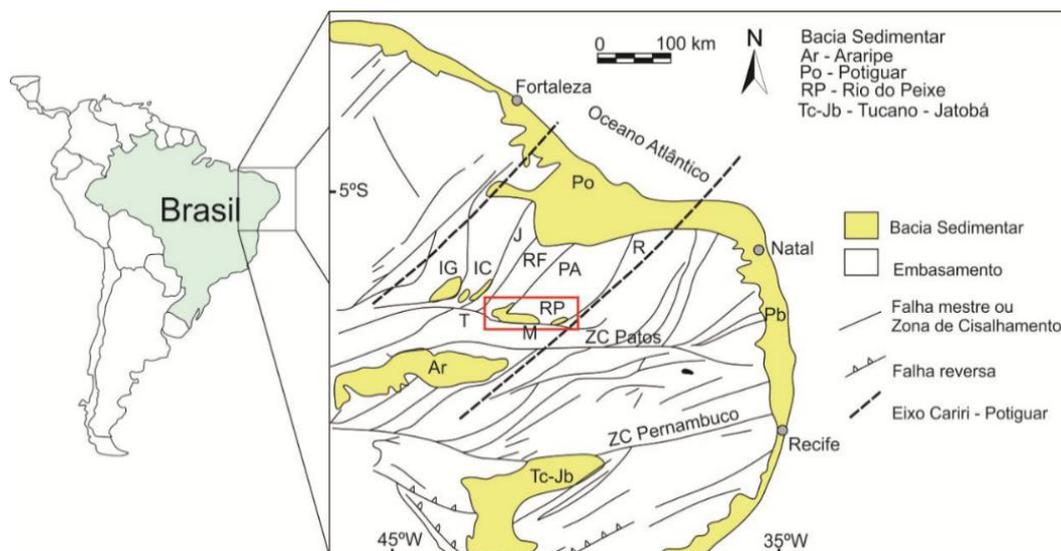


Figura 1: Localização da BSRP no contexto regional da Província Borborema no denominado *Trend* Cariri-Potiguar (Modificado de Castro et.al.,2007). As Bacias são representadas pelas siglas: Po Potiguar, IG Iguatu, IC Icozinho, RP Rio do Peixe, Ar Araripe, Tc-Jb Tucano-Jatobá, Pb Paraíba. As Falhas são representadas pelas siglas: PA Porto Alegre, M Malta, J Jaguaribe.



Mapa de Localização da Bacia Sedimentar do Rio do Peixe e área de estudo

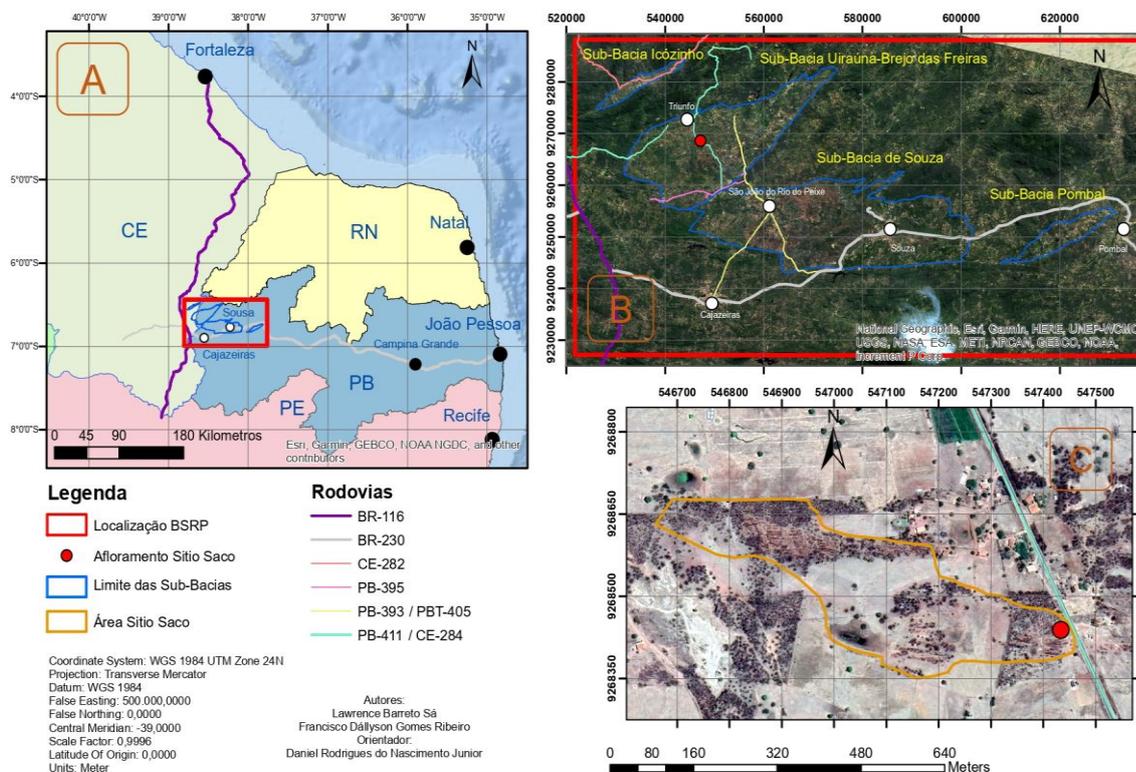


Figura 2: Mapa de localização da área de estudo confeccionado pelos autores. A: Principais rodovias de acesso saindo de Fortaleza e João Pessoa. B: Compartimentação das Sub-bacias. O shape tem como referências: Françolin *et al.* (1994), Medeiros *et al.* (2005) e Vasconcelos *et al.* (2020). A imagem Landsat 8, tem composição em RGB432. C: Área abrangida pelo caminhamento deste trabalho no Sítio Saco.

2 OBJETIVOS

2.1 Gerais

O principal objetivo deste trabalho de conclusão de curso é caracterizar através da análise de fácies a formação Antenor Navarro em superfície, interpretando assim seus sistemas deposicionais em termos de evolução ao longo do tempo e processos físicos à época de sua deposição. Para realizar esta tarefa são propostos os seguintes objetivos específicos.

2.2 Específicos

1. Levantar seções estratigráficas colunares representativas de intervalos de interesse previamente analisados nas diferentes unidades da BSRP e analisar de dados de paleocorrentes;
2. Analisar as fácies deposicionais e elementos arquiteturais a partir das seções estratigráficas colunares criadas;
3. Sumarizar as fácies e elementos arquiteturais com base nos preceitos de Selley (1970), Anderton (1985), Walker (1992) e Miall (1996);
4. Interpretar e criar um modelo paleogeográfico.

3 GEOLOGIA REGIONAL

3.1 Embasamento e Contexto Geotectônico:

A BSRP assenta-se sobre a Província Borborema (PB), domínio geológico-estrutural localizado no nordeste oriental do Brasil, limitado a sul pelo Cráton do São Francisco, a oeste pela Bacia do Parnaíba e a norte e leste pelas bacias sedimentares da margem costeira (Almeida et al, 1977; Oliveira, 2008). Brito Neves (1975), considera esta província como uma das principais faixas móveis Neoproterozóicas brasileiras. No modelo de evolução proposto por Santos et al., 2014, a Província é interpretada como resultante de um processo de aglutinação de grandes fragmentos de crosta durante as orogêneses Cariris Velhos (início do Neoproterozoico, 1,0 Ga, Brito Neves et al. 1995) e brasileira (final do Neoproterozóico, 0,6 Ga).

De forma geral a Província Borborema é constituída de um embasamento Paleoproterozóico compreendendo complexos gnáissico-migmatíticos com pequenos núcleos arqueanos (Maciço São José do Campestre, Maciço de Tróia), parcialmente cobertos por rochas supracrustais com idade de deposição variando de Paleoproterozóica à Neoproterozóica (Brito Neves et al., 1995; Neves et al., 2008; Guimarães et al., 2016; Silva Filho et al., 2016).

A proposta da divisão da província em domínios tectônicos mais aceitos pelos pesquisadores foi proposta por Oliveira (2008), com a seguinte divisão: I) Domínio Médio Coreauá; II) Domínio Ceará; III) Domínio Rio Grande do Norte; IV) Domínio da Zona Transversal ou Central; e V) Domínio Sul ou Externo (Figura 3). Outros autores como Santos et al. (2000) e Brito Neves et al. (2000) sugerem uma divisão similar com algumas diferenças nos nomes dos Domínios: Médio Coreauá, Ceará Central, Rio Grande do Norte, Transversal e Meridional.

Segundo Oliveira 2008, não existe um consenso sobre o limite entre o Domínio Rio Grande do Norte e o Domínio Ceará Central. Alguns pesquisadores optaram pela Zona de Cisalhamento Portalegre (Jardim de Sá *et al.* 1997, Campelo, 1999), outros pela Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (Santos *et al.* 2000). A Zona de Cisalhamento (ou Lineamento) Pernambuco é geralmente aceita como o limite do Domínio Externo com o Transversal, e a Zona de Cisalhamento (ou Lineamento) Patos como o limite deste com o Domínio Rio Grande do Norte. O limite entre o Domínio Ceará e o Domínio Médio Coreauá é marcado pela Zona de Cisalhamento Sobral - Pedro II (Lineamento Transbrasiliano).

As bacias interiores do Nordeste brasileiro repousam sobre o embasamento pré-cambriano da Província Borborema, sobrepostas aos domínios tectônicos Ceará Central, Rio Grande do Norte e Transversal, estes separados por extensos lineamentos oriundos de antigas Zonas de Cisalhamento, a maioria das quais com maior atividade durante o Brasiliano (Dino, 1992; Brito Neves *et al.* 2000).

No caso da BSRP, sua implantação envolve especialmente o Domínio Rio Grande do Norte (DRGN) limitado ao sul pelo Lineamento Patos e ao oeste pela Zona de Cisalhamento Senador Pompeu. Subdivide-se entre os Sub-Domínios São José do Campestre, Rio Piranhas, Orós-Jaguaribe e a Faixa Seridó. Assim como outras regiões da província, intensas intrusões graníticas de idade brasiliana, geralmente associadas a extensas zonas de cisalhamento transcorrentes afetaram o DRGN (Jardim de Sá, 1994; Van Schmus *et al.*, 1995; Dantas, 1997; Brito Neves *et al.* 2000).

No DRGN, o subdomínio Rio Piranhas separa a faixa Orós-Jaguaribe da faixa Seridó, é composto por rochas paleoproterozóicas pertencentes ao Complexo Caicó, formado por ortognaisses intrusivos da Suíte Poço da Cruz e por raras supracrustais metassedimentares. De acordo com Hackspacher *et al.* (1990), o metamorfismo nesta região varia da fácies xisto verde a anfíbolito alto, podendo ter alcançado a fácies granulito. A Suíte Poço da Cruz foi datada recentemente por U-Pb SHRIMP em zircão com idades em torno entre 2,0 e 1,7 Ga (Hollanda *et al.* 2008). Este terreno constitui em parte o embasamento das bacias do Rio do Peixe e Lavras da Mangabeira (Silva, 2009).

Outra parte do embasamento da BSRP abrange o subdomínio Orós-Jaguaribe, limitado em um grande cinturão de cisalhamento transcorrente (Silva, 2009). Este subdomínio representa um rifte estateriano e abrange várias faixas/bacias vulcanossedimentares e granitóides anorogênicos, que se alternam entre horsts gnáissico-migmatíticos do embasamento orosiriano.

A Bacia Sedimentar do Rio do Peixe é controlada por três falhas principais: as falhas de Malta, Portalegre e Rio Piranhas (Castro *et al.* 2007). A falha de Malta marca a fronteira sul da sub-bacia de Sousa e a margem flexural marca o limite norte desta bacia. O mesmo ocorre na sub-bacia de Brejo das Freiras, onde a falha de Portalegre marca o limite SSE e a margem flexural marca o limite WNW da sub-bacia. Falhas normais ocorrem em ambas as margens flexurais. (Nogueira *et al.* 2015).

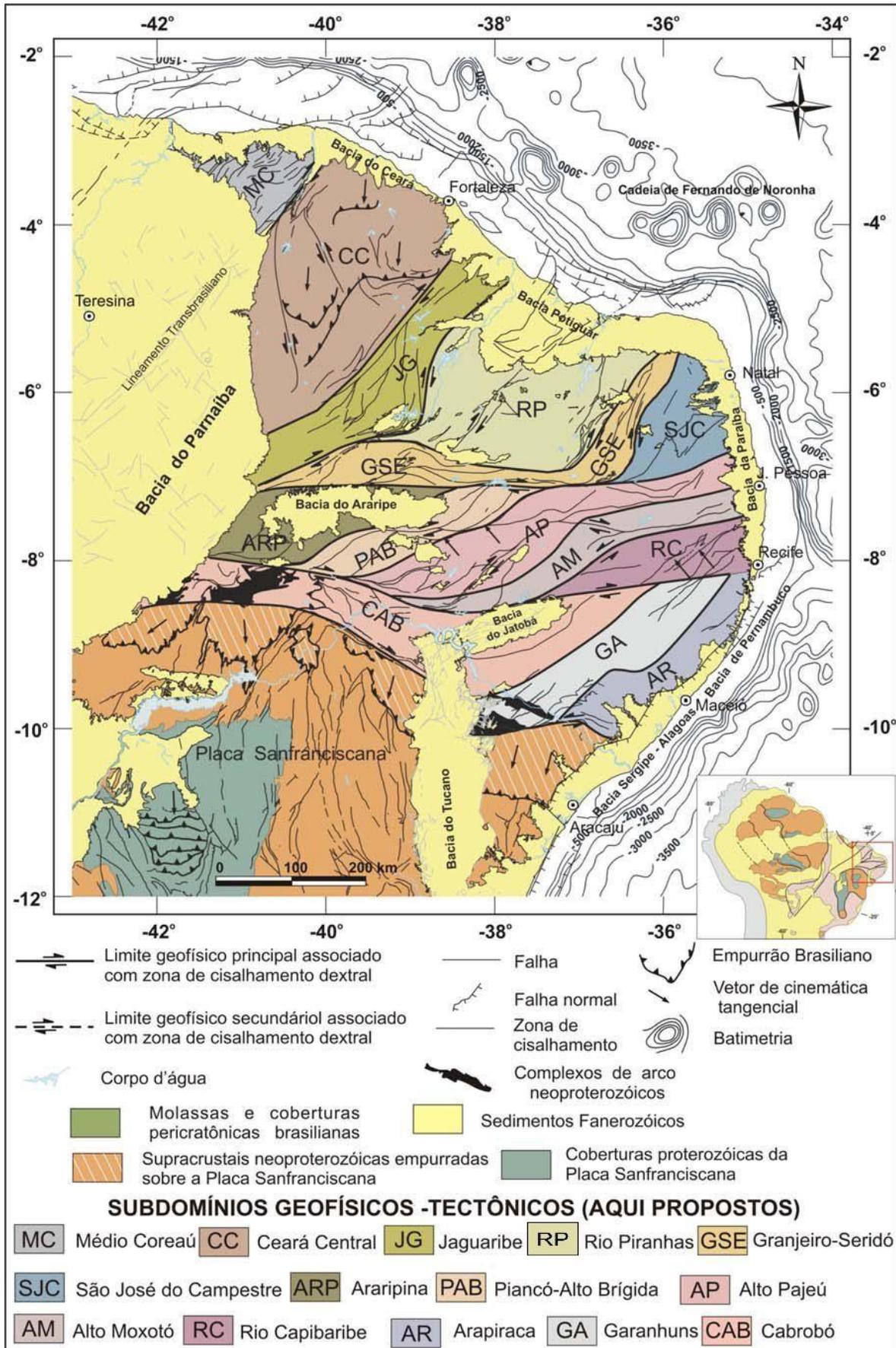


Figura 3: Subdomínios geofísicos - tectônicos da Província Borborema. Os subdomínios representam divisões internas dos domínios maiores. Modificado de Oliveira, 2008.

3.2 Contexto Estratigráfico

Braun (1969) foi o primeiro a interpretar idades para origem das rochas da BSRP, tendo desde cedo apontado um intervalo Neocomiano. Esse intervalo foi considerado o principal no processo de estiramento crustal da margem do Atlântico Sul; durante o Barremiano tardio, essa deformação distensiva teria se deslocado para o norte, no ramo Atlântico Equatorial, separando definitivamente a América do Sul e a África (Castro *et al.* 2007). Nesse mesmo período, teria havido uma reativação da Zona de Cisalhamento Patos mais ao sul e de sua contraparte Benue, na África (Françolin *et al.* 1994). Em particular, a sucessão encontrada na BSRP seria a mesma e equivalente àquela nos sedimentos mais soterrados da Bacia de Benue (Popoff *et al.* 1983; Guiraud; Maurin, 1991).

O período de reativação para as zonas de cisalhamentos dúcteis e início da sedimentação foi inferido por Nóbrega *et al.* (2005), usando dados termocronológicos ao longo da Zona de Cisalhamento Porto Alegre, que indica que o resfriamento crustal associado com o soerguimento do bloco e falhamento normal ocorreu na bacia em aproximadamente 140-120 Ma.

Segundo Matos (1992, 1999), no sistema de riftes do nordeste brasileiro, as massas continentais não se comportaram rigidamente e sim sobre uma ampla região de deformação. Deformação esta que está intimamente relacionada com a herança tectônica pré-cambriana, que em função de suas heterogeneidades e da posição perpendicular em relação ao sentido de avanço da abertura do rifte, proporcionaram eventos sedimentares e magmáticos difusos. Matos (1999), reconhece que os eventos extensionais são marcados pela geração de semi-grabens, que o autor individualizou em três eixos principais: o trend Gabão-Sergipe-Alagoas; o trend Recôncavo-Tucano-Jatobá e o trend Cariri-Potiguar. Com base nas diferenças do estilo estrutural, na associação de fácies e na duração da subsidência, foram reconhecidos três estágios de rifteamento, denominados sin-rifte I, II e III (Chang *et al.* 1988, Matos 1992, Matos 1999). O eixo do trend Cariri-Potiguar tem orientação NE-SW e se estende da Bacia do Araripe à Bacia Potiguar (Nogueira *et al.* 2015).

Matos *et al.* (1999) caracterizaram o trend Cariri-Potiguar como pertencente à chamada fase sin-rifte II. Este rifteamento foi responsável pela formação da série de bacias intracratônicas do Vale do Cariri (bacias do Araripe, Icó, Iguatu, Malhada Vermelha, Lima Campos e Rio do Peixe), além do graben principal da porção emersa da Bacia Potiguar (Castro & Medeiros, 1997). Segundo os mesmos autores, as mega zonas de cisalhamento das bacias de Pernambuco (Brasil) e Ngaoundere (África) aparentemente atuaram como uma grande zona de acomodação, equilibrando a deformação extensional ao longo dos trends Recôncavo-Tucano-Jatobá e Gabão-Sergipe-Alagoas com extensão simultânea ao longo do trend Cariri-Potiguar.

Apenas porções dessas bacias rifte do Vale do Cariri são preservadas seguindo o soerguimento regional do Cretáceo Superior ao Terciário Inferior e a formação do platô Araripe. A BSRP está localizada entre a zona de megacisalhamento de Patos com tendência leste-oeste e uma série de zonas de cisalhamento com tendência nordeste que se assemelham, em forma de mapa, a sigmóides em grande escala (Matos *et al.* 1999).

O preenchimento da BSRP é composto de depósitos siliciclásticos de idade cretácea. As formações sedimentares da bacia se interdigitam, o que indica idades similares em torno de 145 a 130 Ma (Córdoba *et al.* 2008). Em seu estudo através das relações de campo e da análise sismoestratigráfica, Nunes da Silva (2009), também verificou que, ao contrário do empilhamento estratigráfico clássico, há interdigitações e equivalência lateral entre as unidades representativas da Bacia do Rio do Peixe. Apesar disso, Braun (1969) estabeleceu a coluna estratigráfica da BSRP com as principais estruturas geológicas. Sua litoestratigrafia foi subdividida mais tarde por Albuquerque (1970) e formalizada por Mabesoone & Campanha (1973/1974) nas formações Antenor Navarro, Sousa e Rio Piranhas (na época, tida como da base para o topo, respectivamente).

Segundo Lima Filho (1991) e Lima & Coelho (1987), a Formação Antenor Navarro consiste em conglomerados e arenitos grossos arcoseanos, associados a arenitos médios a finos, intercalados com siltitos e argilitos, de coloração geral predominantemente avermelhada. Sua sucessão é interpretada como um sistema fluvial anastomosado associado a leques aluviais. Suas principais exposições ocorrem nos semi-grabens Brejo das Freiras e Sousa, embora ocorram em sucessões mais espessas nos semi-grabens Pombal e Icozinho (Silva, 2014).

Já Formação Sousa é predominantemente pelítica, formada principalmente de folhelhos e siltitos, com arenitos finos e margas subordinados. Seu sistema deposicional interpretado seria planície de inundação ou um sistema fluvial meandrante e lacustre pouco profundo (Lima; Coelho, 1987). Esta formação foi mapeada nos semi-grabens Brejo das Freiras e Sousa (Silva, 2014).

Por sua vez, a Formação Rio Piranhas consiste de arenitos finos, na base, aumentando sua granulação até conglomerados, no topo, possuindo ainda intercalações de siltitos, argilitos avermelhados (Lima Filho, 1991). A formação é interpretada por Córdoba *et al.* (2008) como um sistema deposicional de leques aluviais ou fluvial entrelaçado. Esta formação é restrita às margens falhadas dos semi-grabens da bacia (Nunes da Silva, 2009).

Roesner *et al.* (2011) afirmam que esta bacia apresenta uma seção sedimentar siliciclástica inédita, datada por palinomorfos (miosporos e microfiteoplâncton de parede orgânica) como sendo eodevoniana. A suposta seção eodevoniana na BSRP, seria palinologicamente correlata com seções transicionais e marinhas em outras bacias paleozóicas brasileiras, como por exemplo na parte superior da Formação Jutaí (Bacia do Solimões), na Formação Manacapuru e parte inferior da Formação Jatapu (Bacia do Amazonas), e com o topo da Formação Furnas (Bacia do Paraná) (Silva, 2014). Segundo Roesner *et al.* (2011), estes estratos ainda seriam possivelmente correlacionados a litotipos da Formação Jaicós e à parte inferior da Formação Itaim da Bacia do Parnaíba.

Em parte devido ao trabalho de Roesner *et al.* (2011), Fernandes da Silva *et al.* (2014) propuseram formalizar duas novas formações para o devoniano da BSRP, pertencentes ao chamado “Grupo Santa Helena”, por eles denominadas “Formação Pilões” e “Formação Triunfo”. Naquele estudo, as supostas unidades foram caracterizadas através de dados palinológicos, testemunhos, amostras laterais e de calha, perfis geofísicos convencionais de poço, perfil de imagem e sísmica 3D. Com base nesses dados, os autores reconheceram fácies por eles atribuídas a sistemas fluviais, deltaicos, lacustres e até de leque deltaico (fan-delta). Os dados usados, porém, carecem de resolução suficiente em nível de estruturas sedimentares e sua continuidade de modo a verificar sua relação mais segura com as unidades aflorantes, situação semelhante à do trabalho de Roesner *et al.* (2011).

A despeito das dificuldades litoestratigráficas, a sucessão do “Grupo Santa Helena” corresponderia a uma tectonossequência depositada em um graben, com eixo deposicional NO-SE, durante um ciclo transgressivo-regressivo (Silva *et al.* 2014). Segundo os autores, uma espessura de 343 m desta sucessão está em não-conformidade com embasamento, sendo que seu limite superior corresponderia a um hiato de cerca de 265 milhões de anos, separando-a da tectonossequência cretácea inferior sobreposta, do Grupo Rio do Peixe. Ademais, também associados ao “Grupo Santa Helena”, foram reconhecidos na margem norte da sub-bacia de Sousa ignimbritos e brechas coignimbríticas, ambos associados à denominada de Brecha Vulcânica Poço da Jurema. Fragmentos vulcânicos e alteração diagenética de vidro vulcânico (analcima e clorita) seriam assim indícios de que um evento piroclástico tenha sido contemporâneo à sedimentação eodevoniana.

Os resultados do estudo de Silva *et al.* (2014) sugerem portanto que a evolução tectono-vulcanossedimentar da bacia é poli-histórica, abrindo novas perspectivas de estudos na evolução da Bacia do Rio do Peixe e nas demais bacias interiores do nordeste brasileiro. A existência de um graben eodevoniano na BSRP associado a vulcanismo indicaria que as zonas dúcteis brasileiras sofreram reativação frágil durante o Eopaleozoico, reforçando a existência de possíveis grabens coevos ou precursores de algumas sinéclises paleozoicas (Silva, 2014).

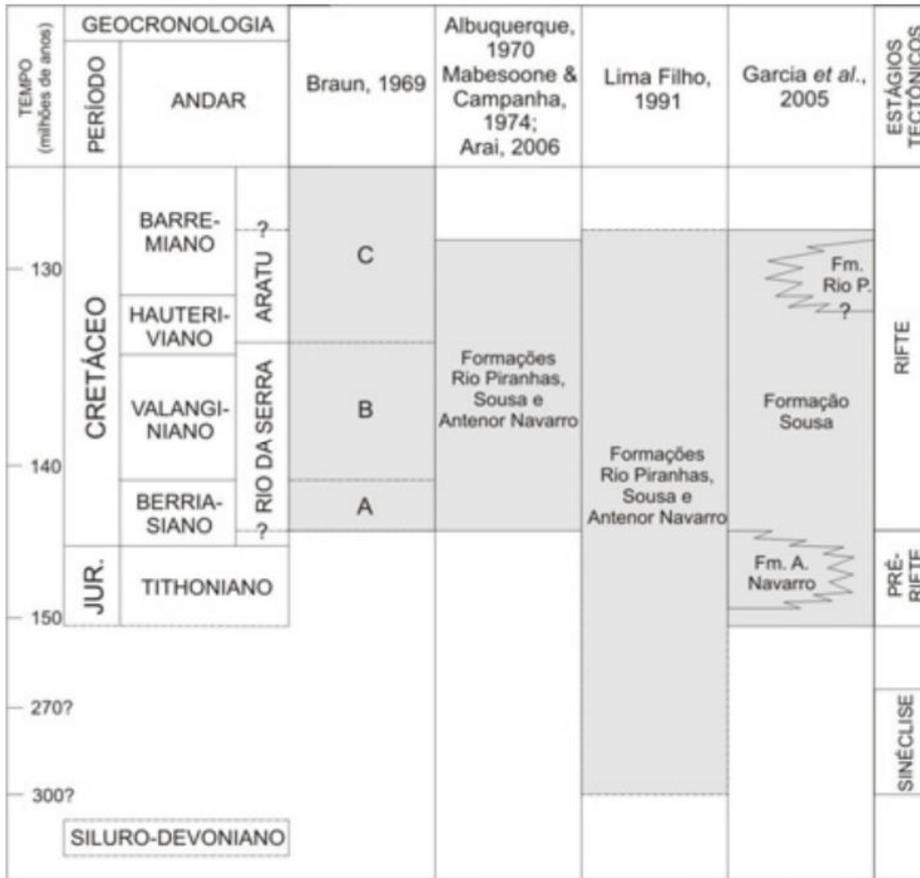


Figura 4: Divisão da estratigrafia histórica para a BSRP. Retirado de Silva, 2009.

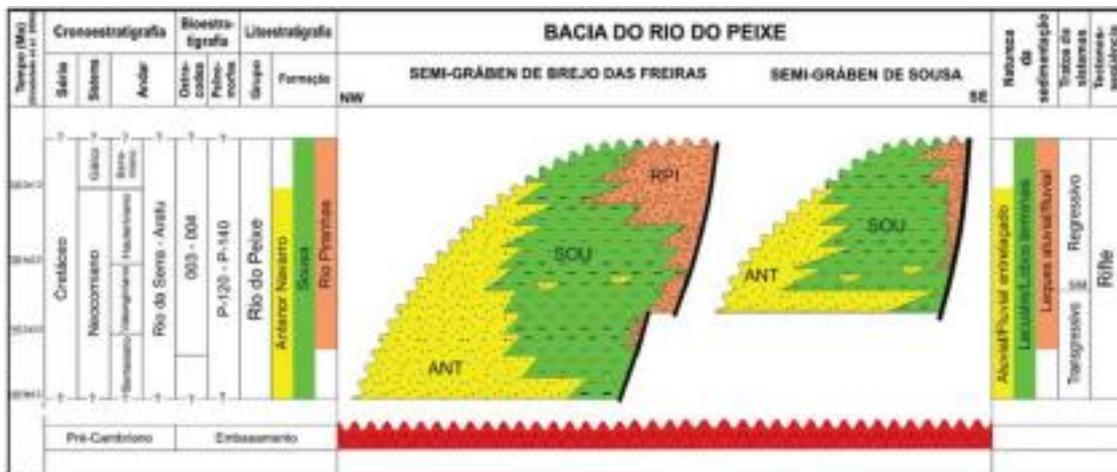


Figura 5: Carta estratigráfica da Bacia do Rio do Peixe, exibindo a relação de interdigitação entre as formações do Grupo Rio do Peixe (Córdoba *et al.*, 2008). Retirado de Rapozo, 2020.

3.3 Contexto Estrutural

A BSRP é subdividida nos semi-grabens Icozinho, Brejo das Freiras, Sousa e Pombal e apresenta-se alongada segundo o trend dominante no embasamento adjacente; no caso de Sousa, pelo trend E-W do Lineamento Patos, enquanto Brejo das Freiras e Icozinho exibem direção NE e Pombal, ENE (Nunes da Silva, 2009). Alguns trabalhos, no entanto, desconsideram o semi-graben de Icozinho como integrante da BSRP devido sua atual falta de continuidade física com os demais, a despeito de sua provável evolução contígua.

Em estudos pioneiros acerca do arcabouço estrutural da BSRP, Françolin *et al.* (1994) descreveram os tipos de falha, a cinemática e os esforços regionais atuantes na estruturação da BSRP, inferindo que a bacia foi submetida, no Eocretáceo, a esforços direcionais, sendo os compressivos de direção ENE-WSW e os distensivos com direção SSE-NNW, devido a uma reativação frágil das zonas de cisalhamento brasileiras, porém, essas tensões e paleodeformações variam regionalmente.

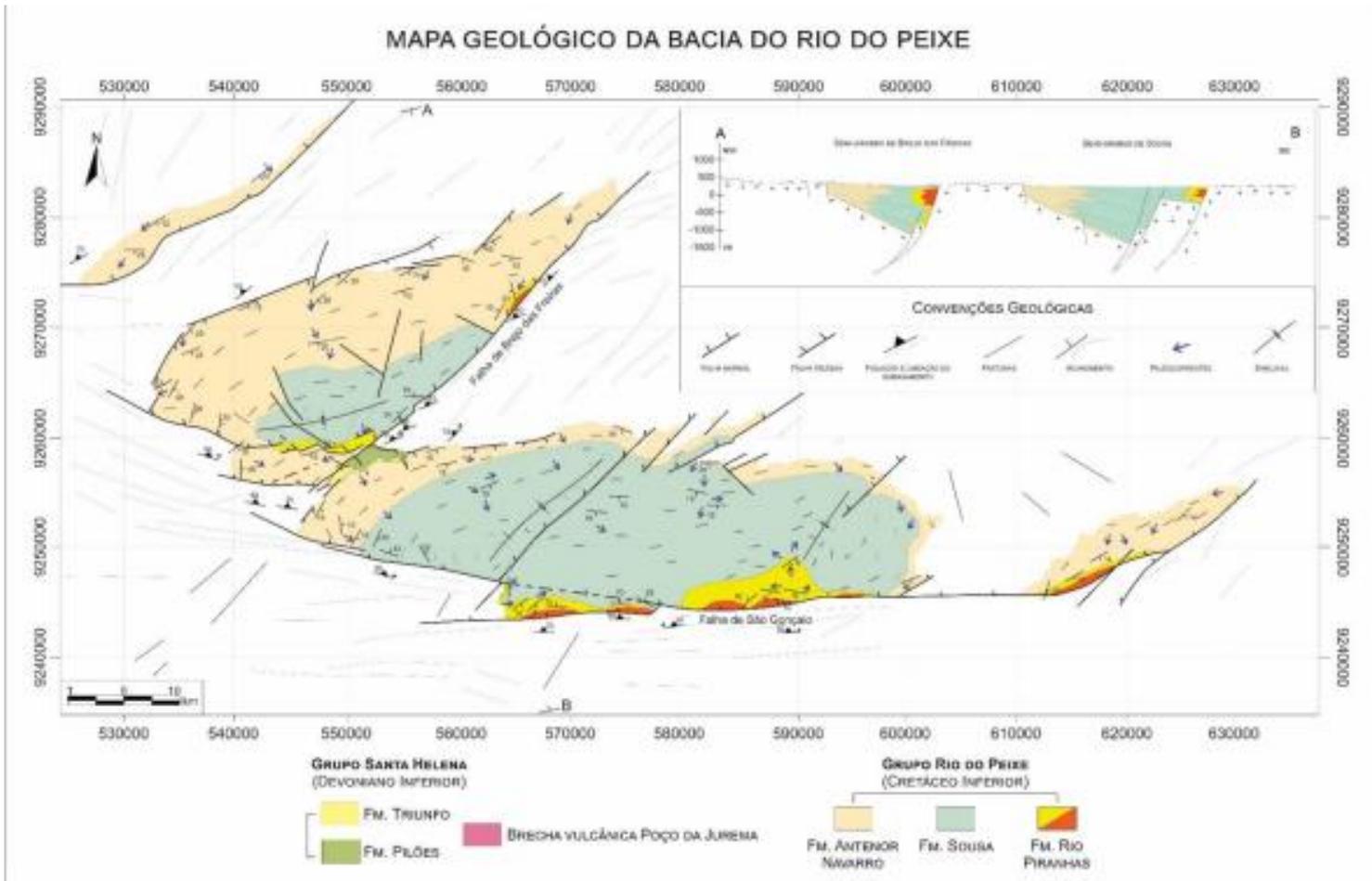


Figura 6: Mapa geológico simplificado da BSRP. Demonstrando a Geometria das Sub-bacias, os locais onde afloram cada formação da bacia e suas respectivas margens falhadas, flexurais, degraus e rampas de revezamento. Retirado de Rapozo, 2020. (Compilado de Córdoba *et al.* 2008, Nunes da Silva, 2009 e Silva, 2014).

Numerosos trabalhos têm sido desenvolvidos a fim de compreender estruturalmente litologias afetadas por bandas de deformação (BD) na Bacia do Rio do Peixe. As bandas de deformação ocasionam heterogeneidades nas litologias, responsáveis por impactar a migração e acumulação de fluidos na subsuperfície para reservatórios petrolíferos e aquíferos. Araújo *et al.*, 2018, investigaram os afloramentos com bandas de deformação e superfícies de deslizamento nas sub-bacias de Brejo das Freiras e Sousa. Os autores reconheceram faixas de deformação (simples e agrupadas) à até ~5 km e ~2.5 km de distância da falha de Portalegre, Malta e do alto Santa Helena, respectivamente. As bandas de deformação ocorrem em uma ampla gama de arenitos com diferentes tamanhos de grãos. Ocorrem em

arenitos grossos com porosidade de 3-18%, enquanto bandas de deformação milimétricas prevalecem em arenitos finos com porosidade de até 13%.

O estágio de deformação inicial produz zonas cataclásticas de baixa intensidade, onde os grãos exibem bordas de cominuição com uma preservação moderada do tamanho do grão. A deformação aumenta nas zonas cataclásticas de intensidade moderada, que exibem cominuição de grãos e planos de cisalhamento subparalelos. Uma redução significativa da porosidade ocorre do L-ICZ (Zona entre duas bandas cataclásticas) para o M-ICZ (área dentro da banda cataclástica), (Araújo *et al.* 2018).

Nicchio *et al.* 2018, estudaram o desenvolvimento de foliação cataclástica em bandas de deformação em conglomerados ricos em feldspato da BSRP. Em sua revisão bibliográfica, os autores citam principalmente os trabalhos de Ballas *et al.* 2014, 2015 e Fossen, 2010, segundo os quais afirmam que os mecanismos de deformação das BD podem progredir de fluxo granular não destrutivo a intenso fluxo cataclástico. Já quando há esmagamento do grão, essas estruturas são denominadas bandas de deformação cataclástica, estas são subdivididas com base na intensidade da cataclase utilizando diferentes proporções da matriz como critério, onde o aumento do cisalhamento produz microbrecha, protocataclasito, cataclasito e ultracataclasito, progressivamente (Sibson, 1977). A intensidade da cataclase depende das condições do ambiente, que são: pressão confinante (profundidade de soterramento), ambiente tectônico, pressão de fluido dos poros, grau de litificação da rocha hospedeira, mineralogia da rocha hospedeira, tamanho, formato e selecionamento do grão (Fossen *et al.* 2007).

A evolução da cataclase começa como bandas de deformação simples e formam aglomerados; em zonas mais evoluídas, estes estão associados a superfícies de deslizamento (Antonellini *et al.* 1994; Aydin, 1978; Fossen *et al.* 2017, 2007). Já a foliação cataclástica, segundo Nicchio *et al.*, 2018, é definida pelo alinhamento de grãos de feldspato alterados em zonas de deslizamento preferenciais.

Nicchio *et al.* 2018 encontraram as seguintes conclusões como resultado de seu trabalho: (1). As bandas de deformação cataclástica na BSRP tem centímetros de espessura e ocorrem em estruturas únicas, aglomerados ou associadas a superfícies de falha; (2). Em condições de alta deformação, bandas de deformação cataclástica em conglomerados ricos em feldspato formam uma foliação que se assemelha a fábrica S-C-C'. (A Deformação gera micro zonas de deslizamento do tipo C

subparalelas. Essas estruturas são ligadas por zonas de cisalhamento oblíquas do tipo S, resultando na fábrica tipo S-C. No último estágio deformacional, formam-se zonas de deslizamento do tipo C', exibindo tecido rúptil S-C-C');

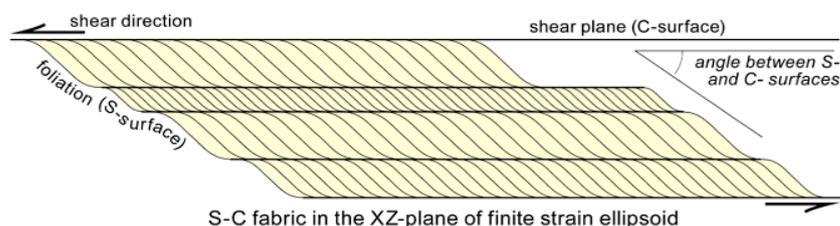


Figura 7: S-C Fabric. Retirado de Alex Strekeisen, de Jean-Pierre Burg.

(3). Os planos de foliação são marcados por fragmentos de feldspato ultrafino cominuídos, que estão concentrados em zonas de micro deslizamento dentro da banda de deformação. Essa segregação ocorre porque a redução do tamanho do grão dos feldspatos é mais intensa do que para os fragmentos de quartzo; (4). A foliação é formada por mecanismo de deformação física, onde o alinhamento preferencial do grão, cataclase e fluxo cataclástico são predominantes, sem o envolvimento de argilas e fluidos neste processo.

Pontes *et al.* 2018, trouxeram importantes contribuições ao conhecimento das propriedades petrofísicas em bandas de deformação na Bacia Sedimentar do Rio do Peixe. Os autores concluíram que as BD influenciam diretamente na compartimentação, no comportamento geomecânico e nas propriedades hidráulicas das unidades sedimentares afetadas por elas. Independentemente de se tratar do núcleo da falha ou da zona de dano, quanto maior a taxa de deformação, menores são os valores de porosidade e maiores são a quantidade e a espessura das bandas. Pontes *et al.*, 2017, afirmam também que a classificação de Fossen *et al.* (2007), onde ele distingue características importantes para a distinção entre BD e falhas ou fraturas convencionais:

i) A formação das BD pode ocorrer tanto em rochas porosas como em sedimentos, envolve rotação e translação de grãos que acarreta em quebra ou apenas rotação e deslizamento friccional nos limites dos grãos. Esses processos necessitam do espaço proveniente da porosidade, mas caso não haja serão geradas fraturas, estilólitos ou superfícies de deslizamento.

ii) BD não são superfícies de deslizamento. Porém, em um estágio mais avançado as BD podem evoluir para tais.

iii) BD são mais espessas e exibem menor offset que falhas de mesmo comprimento. Além disso, tendem a manter ou até aumentar a coesão da rocha, enquanto que falhas em rochas pouco ou não porosas tendem sempre a diminuir a coesão da rocha.

Pontes, *et al.* 2017, também enfatizam que a sequência temporal de estruturas deformacionais é uma importante assinatura geológica que reflete nas mudanças físicas durante soterramento, litificação e soerguimento.

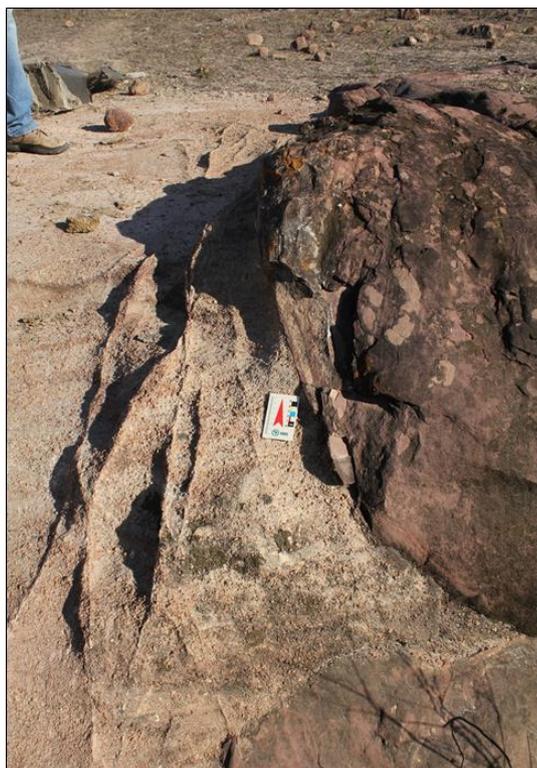


Figura 8: Visão em planta dos *clusters* formados pelas BD. Fonte: Os Autores.



Figura 9: Visão em perfil de corte no afloramento melancias. Mostrando a ação das BD. Fonte: Os Autores.

3.4 Contexto Paleontológico

Estudos icnofossilíferos na BSRP foram amplamente desenvolvidos por Leonardi *et al.* (2002), onde os autores relatam não apenas as famosas pegadas de vertebrados como também extensa diversidade de icnofósseis de invertebrados, tais como pistas e escavações atribuídos a artrópodes e anelídeos, a maioria dos quais preservados em lamitos da Formação Sousa. Há também marcas de natação atribuídas a quelônios. Já entre os microfósseis e fósseis relatados estão palinomorfos, fragmentos de plantas, ostracodes, conchostráceos, escamas de peixes e ossos de crocodilomorfos. Ao todo, com base em icnitos, já foram classificados um número superior a 395 indivíduos dinossaurianos. A área mais importante de distribuição de pegadas fósseis, localizada em Passagem das Pedras (Fazenda Ilha) no município de Sousa é atualmente um parque natural, o Monumento Natural Vale dos Dinossauros. O parque com 40 hectares de área é presentemente um dos sítios paleontológicos melhor preservados no Brasil. Possui infra-estrutura turística e guias treinados para o turismo ecológico/geológico e para proteção do sítio icnofossilífero.

Em um registro fóssil inédito na Formação Rio Piranhas, Ghilardi *et al.* (2008) descreveram fósseis de dinossauros até então pouco conhecidos na BSRP para litologias mais grossas, tornando o achado de extrema importância. A descoberta se trata da fíbula de um Titanossauro em sua mais recente ocorrência estratigráfica para a bacia. A análise histológica da fíbula sugere se tratar de um indivíduo jovem com aproximadamente 40-50% do seu tamanho adulto.

Em seus estudos icnofossilíferos na BSRP, Carvalho *et al.* 2013, estudaram a importância da atividade microbiana de algas verdes e azuis na melhor preservação de pegadas na sub-bacia de Sousa. Segundo o autor, pegadas são raras nas formações Antenor Navarro e Rio Piranhas por terem litologias com granulometria mais grossa. Já na Formação Sousa, os sedimentos de granulometria mais fina são adequados para a preservação das mesmas. Com o desenvolvimento de seu estudo, Carvalho *et al.* 2013, concluem que a consolidação da pegada e sua litificação precoce provavelmente ocorreram devido à existência de um biofilme microbiano (algas verdes e azuis) que permitiam um substrato mais coeso, evitando a erosão das pegadas. Os sedimentos foram inicialmente estabilizados por cimentação precoce e pela fábrica

dos microrganismos (também denominada de “limo” pelos autores) sobre as pegadas. Esses aspectos são comumente observados na Passagem das Pedras, na sub-bacia de Sousa, onde inundações sucessivas e subsequente influxo de sedimentos permitiram diferentes níveis de camadas com pegadas de dinossauros e estruturas sedimentares.

Importantes estudos bioestratigráficos baseados em ostracodes não-marinhos nas rochas pelíticas da Formação Sousa, indicaram ambientes lacustres a partir da análise de ostracodes não-índices (non-index) realizados por Sousa *et al.* 2019. Os autores ressaltam a grande importância do estudo para o posicionamento cronoestratigráfico devido a abrangência restrita. Entre as espécies encontradas estão *Alicenula leguminella*, *Brasacypris ovum*, *Cypridea ambigua* e *Reconcavona swaini*, que indicam idades Berriasiana e Hauteriviana (estágios locais Rio da Serra/Aratu). Após os estudos em questão, a distribuição geográfica do *Brasacypris ovum* é ampliada a partir das bacias do Recôncavo e Tucano, passando a incluir a sub-bacia de Sousa. Os autores afirmam que em todas as amostras férteis as conchas dos ostracodes exibem a mesma cor que os sedimentos, como resultado da diagênese.

Segundo Sousa *et al.* 2019, várias espécies de ostracodes encontradas na Formação Sousa também são registradas em outras bacias do Gondwana, se correlacionam com as formações Itaparica e Candeias, das bacias do Recôncavo e Tucano; e as formações Kissenda (Bacia do Gabão) e Sialivakou (Bacia do Congo). O trabalho de Sousa *et al.* (2019) corrobora com a afirmação proposta por outros autores de que as assembléias palinológicas associadas a sub-bacia de Sousa tem seu conteúdo fóssil característico do andar Rio da Serra (Berriasiano-Hauteriviano) e andar Aratu (Barremiano Inferior) (Lima & Coelho, 1987; Regali, 1990; Ghilardi *et al.* (2008).

Roesner *et al.* (2011) identificaram uma associação palinológica diagnóstica da Zona Mórfon em sinensis de Rubinstein *et al.* (2005), datada como pré-neoemiana (Eodevoniana). Há uma diminuição do conteúdo de elementos do microfítolâncton de parede orgânica (MPO), em relação aos constituintes continentais (miósporos e fitoclastos), da base para o topo da sucessão devoniana. Como os elementos do MPO têm afinidade marinha, este fato sugere uma mudança deposicional de transicional para continental.

4 Metodologia

A metodologia aplicada neste trabalho foi baseada na sistemática descrita por Miall (1996), a qual visa uma descrição detalhada da arquitetura deposicional presente no registro geológico em escala de afloramento. Este capítulo irá descrever todos os procedimentos e métodos utilizados para a execução deste trabalho com base no referido autor.

4.1 Revisão Bibliográfica

Esta foi uma etapa de pesquisa contínua, desde a proposição do projeto até o final da execução do relatório, e se deu por meio de leitura de dissertações, artigos, relatórios técnicos e teses publicadas relacionadas à evolução do conhecimento sobre a Bacia Sedimentar do Rio do Peixe. Além disso foram pesquisados livros sobre a técnica da análise de fácies e os fundamentos para modelos de fácies fluviais.

4.2 Trabalho de Campo

O presente projeto envolveu dois trabalhos de campo, a primeira atividade ocorreu entre os dias 27/08/2019 e 31/08/2019, e proporcionou o reconhecimento do contexto estratigráfico e estrutural da bacia. A atividade baseou-se na visitação de afloramentos-tipo das formações da bacia e suas relações com o embasamento, incluindo a escolha do afloramento no Sítio Saco, onde despontam típicas sucessões do arenito Antenor Navarro tectonicamente menos deformado, sendo assim escolhido como alvo para nosso trabalho.

A segunda atividade de campo foi realizada entre os dias 06/12/2019 e 11/12/2019, onde foi realizada a coleta de dados em 16 pontos ao longo do caminhamento pelos afloramentos presentes na região do Sítio Saco. Uma seção de 790 m no sentido WNW-ESE foi levantada; a despeito da distância e das frequentes irregularidades do terreno, a espessura total coberta foi de apenas 7,04 m. Apesar da espessura limitada, a seção permitiu verificar uma importante variação lateral das fácies, tanto em termos litológicos como em estruturas sedimentares.

4.3 Confecção de Mapas

Aquisição de imagens de satélite (Landsat 8 OLI/TIRS C1 Level-2) por meio do site EarthExplorer (USGS) para confeccionar o mapa de localização. Foi feita uma composição RGB 432 através do software ArcGis 9.1. Foram também utilizadas imagens do software Google Earth para compor o mapa específico da área de estudo. Os dados rodoviários, dos limites estaduais e de localização dos municípios foram adquiridos através do site do IBGE, IPECE e do DER-PB.

Os shapes utilizados com o contorno da bacia foram baseados nos trabalhos de Françolin *et al.* (1994), Medeiros *et al.* (2005) e, parcialmente, no de Vasconcelos *et al.* (2020).

4.4 Análise de Fácies e elementos arquiteturais

O termo “fácies”, é aqui definido como uma “massa de sedimento ou de rocha sedimentar caracterizada e distinta das demais pela litologia, geometria estratal, estruturas sedimentares, petrotrama, cores, fósseis e por atributos direcionais” (Selley, 1970). Dentre os elementos descritivos que serão coletados estão: geometria externa, interna e azimutal, litologia, conteúdo fossilífero, contatos limitantes, medidas de atitude de orientação espacial de estruturas como camadas estratigráficas e eventuais descontinuidades como fraturas e falhas. Em complemento, as superfícies delimitantes das fácies seguirão os preceitos de Anderton (1985); para critérios de revisão sobre as fácies estabelecidas, serão seguidas as recomendações de Walker (1992); e a codificação das fácies será de acordo com Miall (1996). Os dados serão compilados em planilhas a fim de serem tratados e auxiliarem na organização das informações e possibilitar uma melhor visualização do quadro geral do levantamento, proporcionando discussões entre os executores do trabalho e possíveis aspectos conclusivos acerca da arquitetura deposicional em questão.

Miall (1985) considera que o estabelecimento individual de cada fácies descrita não traz importantes significados genéticos, por isso a análise de elementos arquiteturais visa uma integração maior do que as simples associações de fácies em termos de processos, enriquecendo seu significado genético para os sistemas deposicionais em questão. Esta metodologia aplicada consiste na descrição dos elementos arquiteturais para definição das litofácies, para posterior comparação dos dados adquiridos com modelos pré-estabelecidos para ambientes deposicionais fluviais modernos.

De acordo com Miall (1985), as descrições e definições de elementos arquiteturais devem incluir: (i) Natureza das superfícies limitantes dos corpos: erosional ou gradacional, planar, irregular ou curva; (ii) Geometria externa dos corpos: lente, cunha, canal, preenchimento em “U”; (iii) Escala: espessura, extensão lateral paralela e perpendicular à direção do fluxo; (iv) Geometria interna: conjunto de litofácies, sequências verticais, presença de superfícies de erosão secundárias e sua orientação, estruturas sedimentares e direção das paleocorrentes; (v) Quando presente, a análise do conteúdo fossilífero é de extrema importância na descrição de cada fácies.

4.5 Medida de paleocorrentes

A aquisição dos dados de paleocorrentes foi obtida utilizando uma bússola geológica onde a notação Clar (Dip-Direction) foi adotada. Foram medidas as superfícies deposicionais (S0) que indicam a direção do fluxo, como, estratificações cruzadas usando como indicador o foreset das cruzadas. Tais estruturas são compreendidas como a materialização da deposição, classificadas como sindeposicionais e singenéticas. Na etapa pós-campo esses dados foram tabelados com as respectivas médias para cada ponto e com média geral para o afloramento. As paleocorrentes foram então projetadas utilizando o programa *Oriana 4*, o que proporcionou dados estatísticos para as paleocorrentes medidas em campo e auxiliou na visualização da direção do paleofluxo a partir do diagrama de rosetas. Os dados de paleocorrente medidos estão disponibilizados em Anexo 1.

Dados de paleocorrentes são essenciais para a análise de elementos arquiteturais já que esses dados fornecem a terceira dimensão essencial. No geral, os dados mostram a orientação do afloramento em relação às tendências do canal e da barra. Para tais propósitos, mesmo dados muito limitados de paleocorrentes podem ser extremamente úteis (Miall, 2006).

Miall (2006) ressalta que, para que as interpretações de paleocorrentes sejam efetuadas, a localização de cada leitura na bússola deve ser registrada com muita precisão. Cada medição deve ser registrada por um ponto numerado na sobreposição do perfil.

4.6 Colunas Estratigráficas

Colunas estratigráficas são representações verticais de uma parte do afloramento, conferindo-lhe uma impressão imediata e sendo de fundamental importância para avaliar possíveis variações laterais de fácies e elementos arquiteturais, assim como para estabelecimento de correlação entre afloramentos distantes (Tucker, 2003). Os métodos de elementos arquiteturais são baseados no mapeamento bidimensional e tridimensional de grandes afloramentos, usando perfis colunares. Estes são como mapas geológicos essencialmente verticais (Miall, 2006).

As seções colunares foram levantadas com uso de GPS Garmin eTrex Vista H, para georreferenciamento de cada ponto, e nível topográfico de precisão Geodetic NDS 32X, para nivelamento milimétrico entre os pontos levantados com uso de régua (mira) de alumínio graduada. A amarração de todo o conjunto de pontos foi feita sobre o topo do arenito na entrada do Sítio Saco junto à rodovia, para posterior referenciamento de cota precisa.

O levantamento altimétrico culminou na elaboração de 12 colunas estratigráficas, para sumarizar e melhor representar o empilhamento vertical de fácies, estes perfis foram agrupados e digitalizados utilizando o software Autodesk *Autocad* 2020, compilando as características litológicas das distintas fácies descritas em campo. As colunas estratigráficas são as representações gráficas de uma sucessão vertical de fácies, integrando dados sedimentológicos, estratigráficos, estruturais, paleontológicos e de paleocorrentes. No perfil colunar, as fácies são representadas na forma de blocos, e empilhadas sobre um plano cartesiano, de modo que o eixo das abscissas (horizontal) indica a granulometria da rocha e, o eixo das ordenadas (vertical) indica a espessura das camadas.

4.7 Fotomosaicos

Para elaboração de fotomosaicos com as imagens do afloramento foram coletados dados fotográficos no campo. Estes fotomosaicos são um conjunto de fotografias com recobrimento em torno de 50%, tomadas a uma distância constante do afloramento de forma a diminuir as distorções. São utilizadas na construção de perfis laterais de afloramentos (Miall, 1990; Miall, 1996). Consiste num recurso importante na visualização das informações descritas nos perfis.

Um elemento quase inevitável de distorção vertical estará presente na maioria dos perfis, porque a câmera não pode ver todas as camadas ao longo do plano em um único ponto de vista (Miall, 2006).

5 CONTEXTUALIZAÇÃO TEÓRICA

5.1 Modelos de Fácies

Modelos de fácies são uma ferramenta desenvolvida por sedimentólogos para classificar e interpretar sedimentos e rochas sedimentares (Miall, 1985). Durante os últimos anos, os modelos de fácies fluviais evoluíram de modo que cada exemplo real exige um novo modelo. Miall, 1985, apontou que haviam pelo menos uma dúzia de modelos de fácies formais e muitas variantes destes foram feitos para explicar unidades antigas específicas. Para o autor tornou-se claro que esses modelos refletem pontos fixos, em meio a uma complexidade de controles interdependentes que governam a sedimentação fluvial, gerando a diversidade de estilos de canal e tipos de depósitos existentes.

É possível, conceitualmente, isolar cada controle e variar seus efeitos enquanto as outras variáveis mantêm-se estáveis. Algumas dessas variáveis são:

1) Tectonismo dentro da bacia, como ativos soerguimentos sindeposicionais, podem causar flutuações na sinuosidade, declive e no estilo fluvial.

(2) Em um clima e com aporte sedimentar constante, a geometria de preenchimento do canal, e a proporção de espaço de acomodação e sedimento de planície de inundação podem ser afetados por variações no nível de subsidência.

(3) Variações no clima ao longo de uma bacia podem condicionar diferenças na área fonte e crescimento de vegetação na planície da bacia, variando a descarga e estabilidade das margens trazendo consequências para o estilo fluvial.

(4) O tamanho do grão é comumente considerado como um guia para energia do transporte, mas as variações entre rios adjacentes podem refletir diferenças na disponibilidade de sedimentos que dependem das características de erosão e intemperismo da rocha geradora, não na inclinação, distância da fonte ou descarga.

(5) Dado um clima constante, um rio pode mudar a sinuosidade e a multiplicidade de canais em resposta a fatores locais de suprimento de sedimentos e erodibilidade das margens. Margens facilmente erodíveis fornecem sedimentos e permitem a migração rápida do canal e avulsão frequente. Ambos os fatores podem mudar a jusante em resposta à entrada de tributários e à mudança do caráter dos materiais do banco, e ambos estão sujeitos a controles tectônicos e climáticos.

5.2 Litofácies de Sistemas Fluviais

O conceito de litofácies utilizado neste trabalho, é definido por Brown e Fisher (1977) como um corpo de rocha ou sedimento inconsolidado tridimensional, limitados por uma superfície deposicional ou erosiva. Miall (2000) discorre que uma litofácies individual é uma unidade da rocha com diferentes características litológicas que englobam: composição mineralógica, tamanho do grão, aspectos da camada e estruturas sedimentares, além de serem representantes de um único evento deposicional. O termo associação de litofácies é o uso do conceito de fácies de maneira interpretativa, esse termo é utilizado para caracterizar grupos de rochas que se formaram em condições parecidas, evidencia processos deposicionais específicos, e deve se referir a sistemas deposicionais particulares (marinhos, fluviais etc.) abrangendo uma variedade de processos deposicionais (Miall, 2000). Litofácies é a unidade essencial de um sistema deposicional (Ribeiro, 2001).

Miall, 2006, descreve as características de sistemas fluviais antigos no registro geológico, ao detalhar estruturas, geometria e interpretar as litofácies, onde propôs uma base classificatória para as litofácies de rochas clásticas e não clásticas, dívidas primariamente por seu tamanho de grão (Figura 14). No presente trabalho de conclusão de curso, devido a inexistência de conglomerados, tratamos de revisar bibliograficamente as litofácies de arenitos e sedimentos finos (siltitos, folhelhos, argilitos e lamitos em geral), considerando os estudos de Miall, 2006 para a geologia de ambientes fluviais antigos.

Litofácies de arenitos em sistemas fluviais resultam do transporte de areia por correntes de tração, como carga de fundo e em saltação. As morfologias das formas de leito de arenitos dependem principalmente de três parâmetros, tamanho do grão de areia, profundidade do fluxo e velocidade do fluxo. Outros parâmetros, como viscosidade e temperatura do fluido, exercem um controle menor sobre a morfologia do leito, e podem ser ignorados. As litofácies de arenitos são classificadas com base na estrutura sedimentar primária dominante. Devem ser observadas características como, grau de classificação e a presença de componentes acessórios, como intra ou

extra clastos de seixo ou de tamanho maior (Miall, 2006). No presente estudo, as litofácies de Miall (2006) serão denominadas simplesmente fácies ou fácies deposicionais, conforme comumente feito em estudos em geral (p.ex. Walker e James, 1992; Posamentier e Walker, 2006). Abaixo, seguem as principais fácies deposicionais comuns de sistemas fluviais, com base no trabalho de Miall (2006):

Fácies Ap: arenito com estratificação cruzada planar ou reta. Esta fácies se forma pela migração de dunas 2D. A areia é transportada pelo flanco da forma do leito por tração e suspensão intermitente e depositada na crista, onde a tensão de cisalhamento cai. A estratificação cruzada apresenta ângulos 15-35°. As superfícies de limite superior e inferior são normalmente retas, raramente irregulares. A forma básica da estratificação cruzada é modificada sob diferentes condições de fluxo. Em altas velocidades de fluxo, a forma de leito se aproxima da transição para a condição de leito plano. Estratificação cruzada planar se forma na areia de granulação muito fina a muito grossa. O limite inferior da espessura da estratificação é de 5 cm. Espessuras de 0,5 a 1,5m são típicas dos arenitos fluviais. No entanto, algumas ondas de areia podem ser macroformas em vez de mesoformas.

Fácie At: arenito com estratificações cruzadas tangenciais (trough cross bedded). As estratificações tangenciais desenvolvem-se pela migração de dunas 3D. Eles ocorrem em areia de granulação fina a muito grossa. Seixos podem estar presentes, e geralmente há uma defasagem de areia mal classificada com intraclastos de siltito ou argila na base da calha. A estratificação cruzada consiste em base de foresets curvos, com um ângulo de mergulho que raramente atinge o ângulo de repouso. Invariavelmente, a estratificação cruzada tangencial mostra uma relação erosiva com a estratificação subjacente. Os foresets curvos e a descida na base são as características que distinguem a estratificação tangencial da estratificação cruzada planar. No corte transversal, a equivalente estratificação cruzada festonada pode ter espessura de vários metros de areia. O limite inferior da espessura definida é de 5 cm, como no caso das dunas 2-D. Na maioria dos arenitos fluviais, as tangenciais raramente são maiores que 1 m de espessura, mas formas maiores foram observadas, indicando profundidades e alturas de dunas maiores. Estratificações cruzadas tangenciais formadas pela migração de dunas sinuosas subaquosas tem tipicamente

contato da base assintótico (com terminação indefinida) e um limite inferior ondulante (Nichols, 2009).

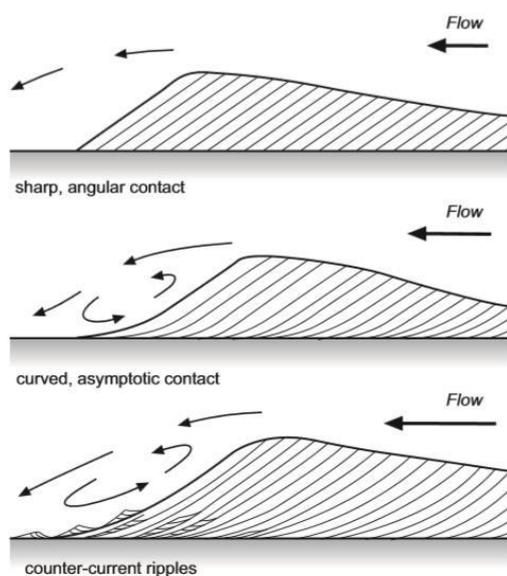


Figura 10: Os padrões de estratificações cruzadas são determinados pelo formato do acamamento, resultado de diferentes condições de fluxo. De cima a baixo, correntes unidirecionais formam estratificações cruzadas. Com o aumento da atuação de fluxos reversos ocorre um contato tangencial com a base do set posteriormente gerando ondulações contracorrente (Nichols, 2009).

Fácies Aco: arenito com laminação cruzada ondulada. Uma variedade de tipos de ondulações assimétricas caracteriza essas fácies. O tamanho do grão de areia varia de grosso a muito fino, mas areia de grão fino a médio é a mais típica. Uma ampla variedade de estruturas internas pode ser gerada a partir da migração de ondulação, dependendo da velocidade do fluxo e da taxa de suprimento de sedimentos (Jopling e Walker 1968; Allen 1984). As ondulações se desenvolvem em velocidades de fluxo baixas (1 m/s). Ondulações de interferência ocorrem onde as direções de fluxo mudam, como em um lago parcialmente abandonado sujeita a vórtices flutuantes entrando de um canal principal, ou onde correntes temporárias em águas muito rasas são impulsionadas pelo vento. Ondulações solitárias são comuns e podem ser bem expostas em superfícies planas. Formam espessuras de decímetros até alguns metros.

Fácies App: arenito com estratificação Plano Paralela. Essa fácies ocorre em duas condições bastante diferentes. A mais importante é a condição do leito num fluxo superior, na transição de fluxo subcrítico para o supercrítico. Esta fase é mais estável

em arenito de grão muito fino a médio a velocidades de cerca de 1 m/s e profundidades de água de 0,25 a 0,5 m, mas também ocorre em velocidades mais baixas em profundidades mais rasas. Os grãos mais grossos, incluindo seixos, são raros e são colocados ao serem rolados no carpete de tração de areia. Vários metros de espessura podem ser depositados durante eventos dinâmicos únicos, como inundações repentinas, quando as condições de fluxo podem permanecer no estágio crítico por períodos de muitas horas. A fácies App é distinguida por laminação plana e paralela, com lineação de partição (também denominada lineação de corrente) ocorrendo em planos de estratificação. Esta estrutura é gerada por pequenos vórtices longitudinais na base da camada turbulenta interna e fornece um excelente indicador de direção da paleocorrente, porém, não indica qual dos dois sentidos é o correto.

Fácies Ab: arenito com estratificação cruzada de ângulo baixo. O tamanho do grão e as características de estratificação dessa fácies são semelhantes às das fácies App, com a qual é comumente associada. A principal característica distintiva é a presença de estratificação cruzada de baixo ângulo e mergulho $<15^\circ$ (normalmente $<10^\circ$). Algumas ocorrências de litofácies Ab representam leitos planos depositados em superfícies inicialmente imersas, chamados "scour fills". As dunas que ocorrem na transição entre o fluxo subcrítico e supercrítico normalmente formam essas litofácies. As antidunas também dão origem a fácies semelhantes, mas raramente são preservadas no registro antigo. A intercalação das fácies App e Ab, com estratificação cruzada de baixo ângulo sobreposta a App, indica deposição em condição de leito plano de regime de fluxo superior de Froude, com a geração de uma variedade de estruturas semelhantes às dunas.

Fácies Ai: arenito de preenchimento de incisões (scour-fill) com intraclastos, portando estruturas indicativas de corrente (marcas de incisão e de objeto - scour marks, tool marks). Sua base é formada por marcas de erosão irregulares, sobrepostas por planos de acamamento. Acima das superfícies de erosão, comumente há alguns decímetros a um metro de areia de granulação grossa a muito grossa, mal classificada, que pode mostrar estratificação cruzada mal definida e conter intraclastos abundantes. O acamamento pode cobrir a forma irregular da superfície no limite basal.

Fácies Ar: arenito de preenchimento de incisões rasas. As características das fácies Ar indicam deposição rápida de carga grossa mal selecionada. Embora o processo seja claro a partir das características da fácies, os detalhes da interpretação ambiental dependem de suas associações de fácies. Por exemplo, a fácies Ar podem corresponder ao preenchimento basal de elementos CN (canais) ou CI (Cavidades Incisas). O mesmo tipo de depósito também pode ocorrer na base das macroformas. A descrição da geometria da superfície limite basal deve fazer parte da descrição arquitetônica dos elementos e das superfícies limitantes.

Fácies Am: Arenito Maciço. Camadas de arenito em afloramento podem parecer maciças se o intemperismo corromper a laminação. No entanto, existem verdadeiros arenitos maciços. Eles podem mostrar gradação ou revelar laminação muito tênue e irregular. Esses leitos são os depósitos de fluxos de gravidade de sedimentos. Uma ocorrência característica desta fácies é em pequenos canais resultantes do colapso das margens. A textura maciça também pode ser produzida por modificações pós-deposicionais, por exemplo, por desidratação e bioturbação. Estruturas sedimentares residuais fracas podem revelar tais origens.

Fácies Sedimentares Clásticas Finas (Argilitos, Siltitos, Folhelhos):

Sedimentos finos são primeiramente depositados a partir da carga suspensa de rios. Isso não acontece em canais ativos, devido à tensão cisalhante e à turbulência que mantêm o sedimento em suspensão. Depósitos de lama, silte e areia muito fina, portanto, indicam deposição em áreas de planície de inundação, em canais abandonados e em áreas abandonadas de canais normalmente ativos, por exemplo, durante estágios sazonais de estiagem. A espessura das unidades deposicionais varia de poucos milímetros em filmes de lama (drapes) formada sobre pequenos canais abandonados, até espessuras de dezenas/centenas de metros em planícies aluviais com grandes correntes de carga suspensa. As fácies FI (finos com laminação), e Fm (finos maciços com gretas de ressecamento) e Lm (lama de argilito até silito maciço) representam uma gradação no tamanho do grão e nas características do acamamento de depósitos grossos de planície de inundação proximal até depósitos mais distais (Miall, 2006).

Fácies FI: finos com laminação - arenito muito fino, siltito e argilito. A interlaminação de lama, silte e areia de granulação muito fina é comum em planícies de inundação (overbanks) e representa a deposição por suspensão e por correntes de tração fracas. Ondulações de escala muito pequena podem estar presentes nas camadas de areia e silte. Camadas onduladas, bioturbação disseminada (incluindo pegadas de animais), rachaduras de dessecação, raízes de plantas, estrias de carvão e nódulos pedogênicos dispersos podem estar presentes. As espessuras típicas de depósitos FI contínuos variam de alguns centímetros a muitos metros, dependendo do suprimento de sedimentos, estilo fluvial e taxas de subsidência da bacia. As camadas individuais podem ter apenas alguns milímetros. Camadas de areia discretas mais grossas do que alguns centímetros podem ser registrados separadamente como litofácies Amo (arenito com marcas onduladas), Aa (arenito com estratificação acanalada) etc., e podem representar correntes de tração de planície de inundação mais energéticas, como aquelas que depositam leques de crevassa (crevasse splays) nas regiões em que os diques se rompem. Da mesma forma, leitos dominados ou consistindo de mais do que alguns centímetros de carvão contínuo, leitos de raízes ou nódulos pedogênicos também devem ser registrados como litofácies separadas.

Fácies Fm: Siltitos, Argilitos. A principal característica desta litofácies, que a distingue de FI, é a ausência de camadas arenosas internas. Provavelmente representam depósitos de planície de inundação um pouco mais distantes em relação às fontes clásticas de canais fluviais próximos.

Fácies Lm: lama de argilito até siltito maciço. Miall (1977) propôs essa litofácies para lençóis de lama que ocorrem comumente sobre sedimentos repletos de cascalho e areia, onde representam os depósitos de lagos durante o abandono do canal na estiagem. Espessuras de alguns milímetros a alguns centímetros são típicas. Estrias carbonáceas, radículas de plantas e rachaduras de dessecação são comuns.

Fácies Fr: finos com marcas de raízes. fácies comum em planícies de inundação com vegetação. Esta fácies apresenta o desenvolvimento do solo em um clima úmido. Nódulos de carbonato normalmente estão ausentes, mas a cimentação de sílica pode ter ocorrido como resultado da lixiviação. A litologia hospedeira pode

ser areia geralmente fina, silte ou lama, com qualquer estratificação primária, como estratificação cruzada, posteriormente obliterada ou destruída pela infiltração de raízes e bioturbação, dando às camadas uma aparência manchada ou mosqueada.

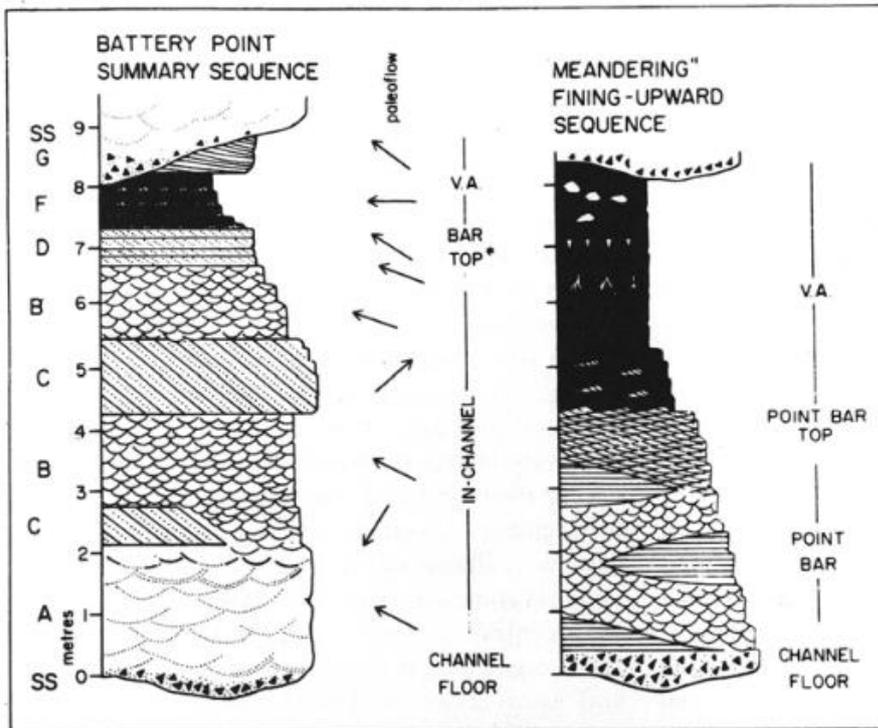


Figura 11: Comparação de modelos de seções colunares para depósitos fluviais entrelaçados e meandrantes. (Walker, 1979).

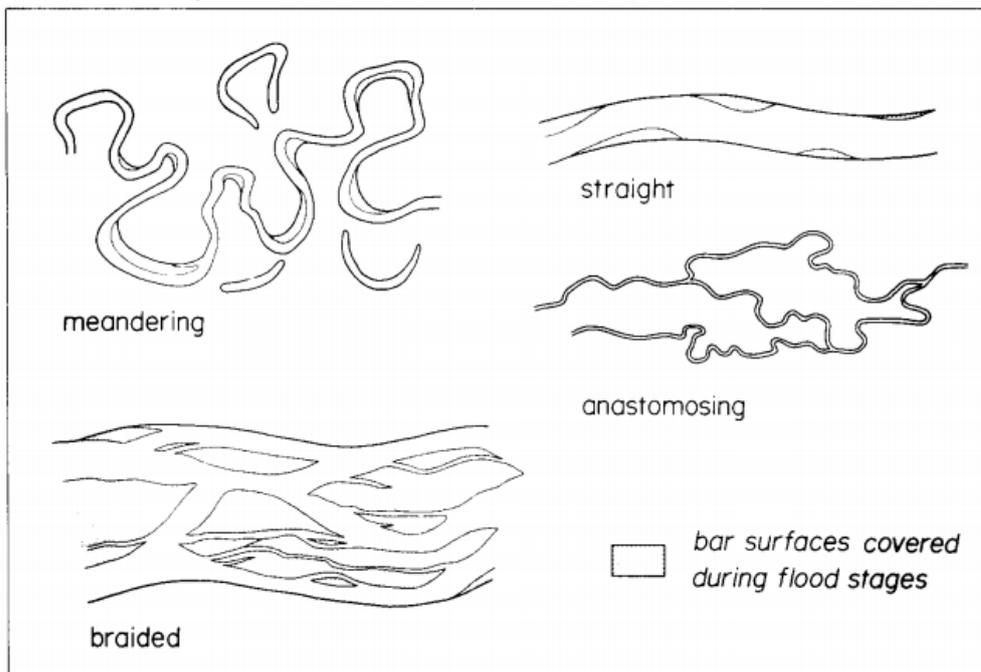


Figura 12: Tipos de Rios. Retirado de Miall, 1977.

	Braided	Wandering	Meandering	Anastomosing	Straight
Channel element					
Primary channel	Common	Always	Always	Common	Always
Secondary channel	Always	Always	Occasional	Always	Occasional
Avulsed channel	Common	Common	Occasional	Common	Occasional
Chute cut-off	Common	Common	Occasional	Occasional	Never
Oxbow	Occasional	Common	Never	Occasional	Never
Swale	Occasional	Common	Common	Never	Occasional
Within-channel element					
Downstream accretion	Always	Common	Common	Never	Occasional
Lateral accretion	Common	Always	Always	Occasional	Occasional
Scroll bar	Occasional	Common	Common	Never	Never
Oblique accretion	Never	Occasional	Never	Never	Never
Concave bank bench	Never	Never	Occasional	Never	Never
Channel-margin element					
Levee	Occasional	Occasional	Common	Common	Occasional
Crevasse-splay	Occasional	Occasional	Occasional	Common	Occasional
Floodplain element					
Floodplain	Common	Common	Always	Always	Common
Backswamp	Never	Occasional	Common	Common	Never
■ Always ■ Common ■ Occasional Never					Brierley (1996)

Figura 13: Elementos e componentes dos principais estilos fluviais. Retirado de Miall, 2014.

TABLE 1
Lithofacies classification, from Miall (1978)

Facies code	Lithofacies	Sedimentary structures	Interpretation
Gms	massive, matrix supported gravel	grading	debris flow deposits
Gm	massive or crudely bedded gravel	horizontal bedding, imbrication	longitudinal bars, lag deposits, sieve deposits
Gt	gravel, stratified	trough crossbeds	minor channel fills
Gp	gravel, stratified	planar crossbeds	linguoid bars or deltaic growths from older bar remnants
St	sand, medium to v. coarse, may be pebbly	solitary (theta) or grouped (pi) trough crossbeds	dunes (lower flow regime)
Sp	sand, medium to v. coarse, may be pebbly	solitary (alpha) or grouped (omikron) planar crossbeds	linguoid, transverse bars, sand waves (lower flow regime)
Sr	sand, very fine to coarse	ripple marks of all types	ripples (lower flow regime)
Sh	sand, very fine to very coarse, may be pebbly	horizontal lamination, parting or streaming lineation	planar bed flow (l. and u. flow regime)
Sl	sand, fine	low angle ($< 10^\circ$) crossbeds	scour fills, crevasse splays, antidunes
Se	erosional scours with intraclasts	crude cross-bedding	scour fills
Ss	sand, fine to coarse, may be pebbly	broad, shallow scours including eta cross-stratification	scour fills
Fl	sand, silt, mud	fine lamination, very small ripples	overbank or waning flood deposits
Fsc	silt, mud	laminated to massive	backswamp deposits
Fcf	mud	massive, with freshwater molluscs	backswamp pond deposits
Fm	mud, silt	massive, desiccation cracks	overbank or drape deposits
Fr	silt, mud	rootlets	seatearth
C	coal, carbonaceous mud	plants, mud films	swamp deposits
P	carbonate	pedogenic features	soil

Figura 14: Classificação de litofácies fluviais segundo Miall, 1978 e 2006.

TABLE II
Architectural elements in fluvial deposits

Element	Symbol	Principal lithofacies assemblage	Geometry and relationships
Channels	CH	any combination	finger, lens or sheet; concave-up erosional base; scale and shape highly variable; internal concave-up secondary erosion surfaces common
Gravel bars and bedforms	GB	Gm, Gp, Gt	lens, blanket; usually tabular bodies; commonly interbedded with SB
Sandy bedforms	SB	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	lens, sheet, blanket, wedge; occurs as channel fills, crevasses splays, minor bars
Foreset macroforms	FM	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	lens resting on flat or channelled base, with convex-up second-order internal erosion surfaces and upper bounding surface
Lateral accretion deposits	LA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss; less commonly Gm, Gt, Gp	wedge, sheet, lobe; characterized by internal lateral accretion surfaces
Sediment gravity flows	SG	Gm, Gms	lobe, sheet; typically interbedded with GB
Laminated sand sheets	LS	Sh, Sl; minor St, Sp, Sr	sheet, blanket
Overbank fines	OF	Fm, Fl	thin to thick blankets; commonly interbedded with SB; may fill abandoned channels

Figura 15: Elementos arquiteturais para depósitos fluviais, extraído de Miall, 2006.

6 RESULTADO e DISCUSSÃO

Com base na análise faciológica do afloramento Sítio Saco, foram levantadas 12 colunas estratigráficas, totalizando 10,5 metros de levantamento e 42 medidas de paleocorrentes. Não foi efetuado possíveis correlações de basculamento para a bacia, devido à falta de litologias com S0 visíveis e passíveis de serem medidas na área estudada, estruturas de decantação em litologias finas seriam ideais para tais medições. Também foram selecionadas fotos dos afloramentos para a construção dos fotomosaicos, elaboração de seções laterais e demonstrar características relevantes para o estudo.

6.1 Fácies e Análise de Elementos Arquiteturais

Neste estudo foram identificados dois grupos granulométricos, sedimento com tamanho areia e sedimentos finos (lama), estes foram divididos em arenitos, siltitos e folhelhos, sendo as litologias arenosas as mais frequentes. Essas três litologias foram subdivididas em 12 fácies sumarizadas (Figura 16). O processo de classificação é baseado nos elementos arquitetuais (Figura 15) e nos códigos de fácies (Figura 14) propostos por Miall, 1985, para fácies formadas em ambientes fluviais, porém utilizando as siglas dos códigos de fácies em português. No código de litofácies empregado, a primeira letra, maiúscula, representa a litologia com base no tamanho do grão (G, gravel; S, sand; F, fines; ou traduzido C, cascalho; A, areia; F, finos), seguida de uma ou duas letras minúsculas representativas da estrutura sedimentar, geometria ou de outro atributo faciológico marcante.

Código das Fácies	Litologia	Estruturas Sedimentares	Características Internas	Contatos	Geometria	Extensão e Relações Laterais	%	Interpretação Paleoambiental
Acr	Arenitos finos, médios e médios a grossos	Estratificações Cruzadas Retas	Granodrecrescente, níveis de intraclástico de lamito alongado, Grânulos/pequenos seixos nos sets/limites de sets	Limitado na base com arenito siltoso à siltito maciço (Am). Contatos abruptos e regulares	Cuneiforme.	Espessura decimétrica e extensão métrica	15%	Acresção frontal e lateral
Act	Arenitos finos, médio a grossos.	Estratificações Cruzadas Tangenciais	Os grânulos ocorrem nos sets e os sets são separados por concentrações de Óxido - Hidróxido de Ferro.	Os contatos da base são sempre abruptos e os de topo variam de gradacional até abrupto	Lenticulares a Cuneiformes. Tabular	Espessura métrica e extensão decamétrica.	20%	Acresção Frontal e lateral
Adc	Arenitos finos	Deformação Convoluta/ Mosqueamento	Mosqueamento e laminação são marcados por O-OHFe.	Fácies encontradas em contatos convolutos associados a Act e Af. Contatos abruptos na base e no topo.	Tabular	Espessura decimétrica	5%	Mosqueamento penecontemporâneo ou telodiagenético?
Af	Arenitos finos, médios a grossos	Estratificações Festonadas	Apresenta grânulos nos sets e, raramente, pequenos seixos	Contatos na base/topo são abruptos, irregulares na base, Apresenta truncamento regular com Acr.	Tabulares, Lentes e Cuneiformes.	Espessura métrica, Extensão Métrica a Decamétrica	20%	Sedimentação Dentro do Canal.
Am	Arenitos siltoso à siltito	Maciço	Não Identificados	Limitado acima pelo elemento de acresção Lateral Acr	Tabular	Espessura Decimétrica	5%	Fluxos de gravidade. Colapso das margens
Ap	Arenitos finos	Laminações Plano Paralelas	Laminações irregulares e pouco nítidas em alguns casos.	Encerradas por Act ou Acf. Os contatos da base são abruptos e regulares, Topo de gradacional até abrupto, irregular.	Lenticulares e Cuneiformes	Extensão decamétrica.	5%	Froude de alta energia ou fluxo de transição
Apc	Arenitos fino cimentado em carbonato.	Laminações Plano Paralelas	Possível Lineação de Partição	Ocorre sobreposto ao Folhelho Fc	Indefinida	Indefinida	5%	Corpos de Agua Perene
Av	Arenitos muito grossos	Condutos de diques clásticos e vulcões de areia.	Porções acinzentadas, sem O-OHFe, revelando uma provável coloração da época da deposição.	Indefinido	Bolsão Isolado	Espessura Decimétrica	3%	Reologia fluida. Estruturas origem liquefeita
Fc	Folhelho verde claro/ Cimentado Carbonato	Não Identificados	Muito alterado, em algumas porções na forma de solo local.	Ocorre sotoposto aos arenitos com plano paralelas Apc	Indefinida	Espessura pelo menos decimétrica	15%	Planícies de Inundação com Agua Estagnada.
HI	Arenitos finos e clastos de lama	Heterolíticas linsen.	Clastos angulosos de lama marrom e Arenito muito fino com laminação interna muito pobre.	Encerrada por arenitos grossos.	Indefinida	Nível decimétrico	2%	Fluxo de Maré.
S	Siltito	Laminação Plano Paralela	Níveis mosqueados e convolutos. Marcados por O-OHFe.	Confinado entre arenitos mais grossos, em contatos abruptos na base e topo, irregulares.	Lentes	Espessura centimétrica, extensão decimétrica. Descontínuos	3%	Decantação Carga Suspensa, sem correntes.
S/amf	Folhelho, siltito grosso até arenito muito fino.	Laminação Plano Paralela e Tangencial.	Gretas de ressecamento, clastos de lama e drapes nos sets. Granodrecrescente. Carbonática.	Não Identificados	Tabular	Espessura métrica/decimétrica. Gretas Cm /Mm.	2%	Planícies de inundação.

Figura 16: Fácies Sumarizadas no Trabalho.

6.2 Descrição dos pontos visitados

PONTO A: (Zona 24S - 547415 E/9268424 S)

O afloramento em questão constitui a fenda erosiva do afloramento Sítio Saco, com orientação 275 Az. A sucessão começa com níveis decimétricos de arenito médio a grosso com níveis de grânulos e pequenos seixos nos sets e limites de sets, apresentando estratificações cruzadas (Acr) e festonadas (Af).

Dentro destas ocorrem camadas lenticulares a cuneiformes de areia fina com pouco grânulos e laminação cruzada tangencial (Act), com extensão métrica a decamétrica. Os contatos da base são sempre abruptos e os de topo variam de gradacional até abrupto, sendo neste último caso um pouco irregular. Nas lentes mais extensas esse elemento apresenta predomínio de laminação paralela (Ap) mais ou menos irregular e pouco nítido.

Outro elemento ocorre na forma de lentes decimétricas de extensão no máximo métrica de arenito muito fino com deformação convoluta (Adc) marcada por bandas irregulares de óxi-hidróxidos de ferro (O-OHFe), com contatos abruptos na base e no

topo. Algumas camadas menos deformadas apresentam um mosqueamento aparente, com origem dúbia entre penecontemporânea ou telodiagenética.

Ocorre também um elemento de canal de espessura decimétrica a métrica de extensão decamétrica, com contatos gradacionais e regulares no topo e abruptos e muito irregulares na base. Este elemento é feito de arenito grosso a fino, com níveis de grânulos nos sets e com estratificação cruzada reta (Acr), constituindo um possível elemento de acreção lateral. Seu limite na base se dá com arenito siltoso à siltito predominantemente maciço (Am), e no topo com arenitos de granulação geralmente mais fina. Também é granodecrescente e possui mais de um nível de cascalho intraclástico tamanho seixo de lamito alongado e com laminação interna preservada, de cor marrom avermelhado, argiloso à ligeiramente siltoso. Sua geometria é cuneiforme.

Ocorrem pequenas lentes de siltito (S) com espessura centimétrica, extensão decimétrica e descontínuos, Confinado entre arenitos mais grossos, em contatos abruptos tanto na base como no topo, pouco irregulares.

Os arenitos em geral são de matriz arcoseana, incluindo K-feldspato, sendo seu cascalho formado por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, além de fragmentos de gnaisse, milonito/ultramilonito e um litoclasto muito foliado de cor vermelho claro, rico em mica, provavelmente um xisto. Os pequenos seixos variam de subarredondados a subangulosos.

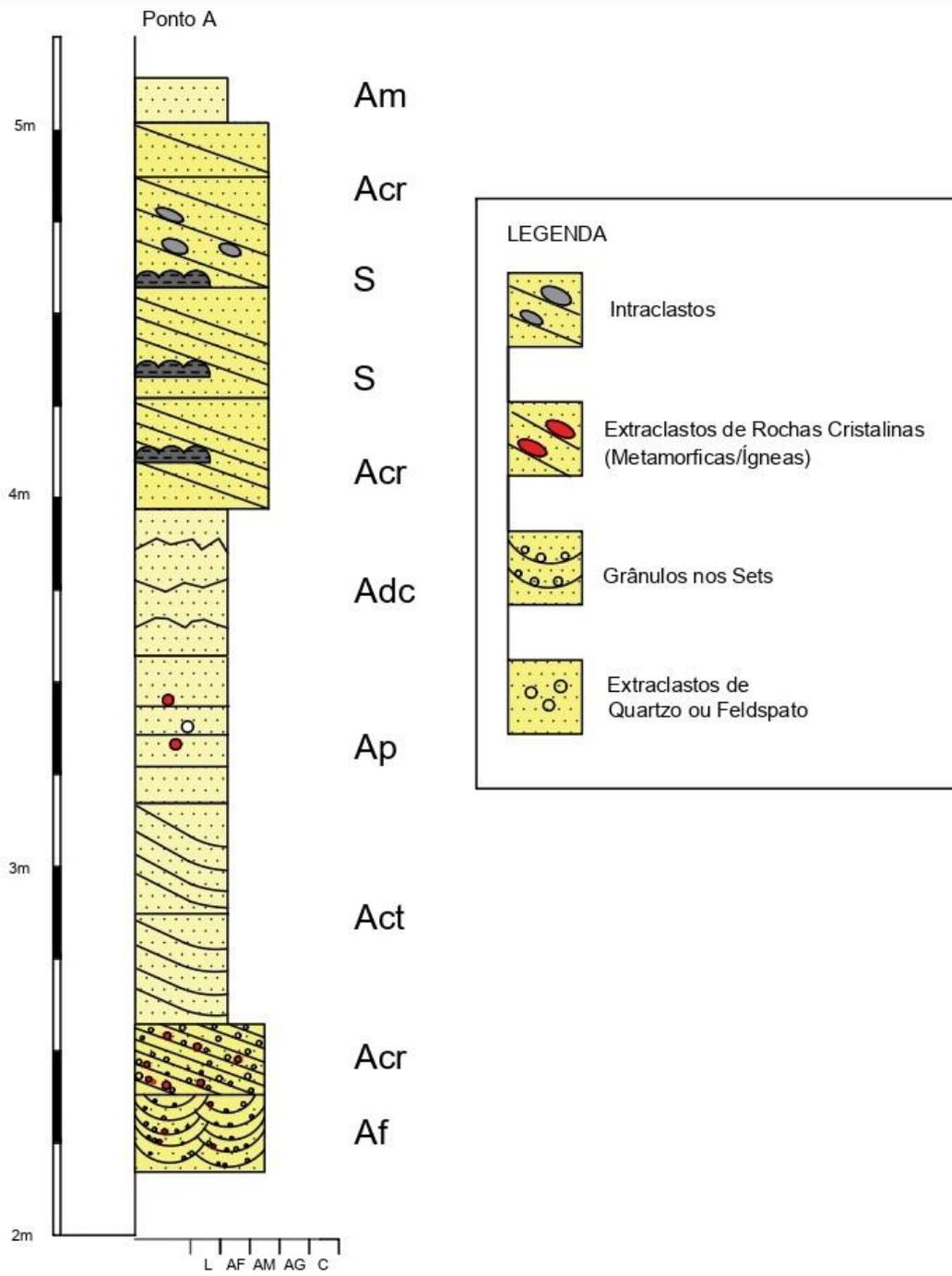




Figura 17: Visão cava Ponto A e B. Fonte: Os Autores.

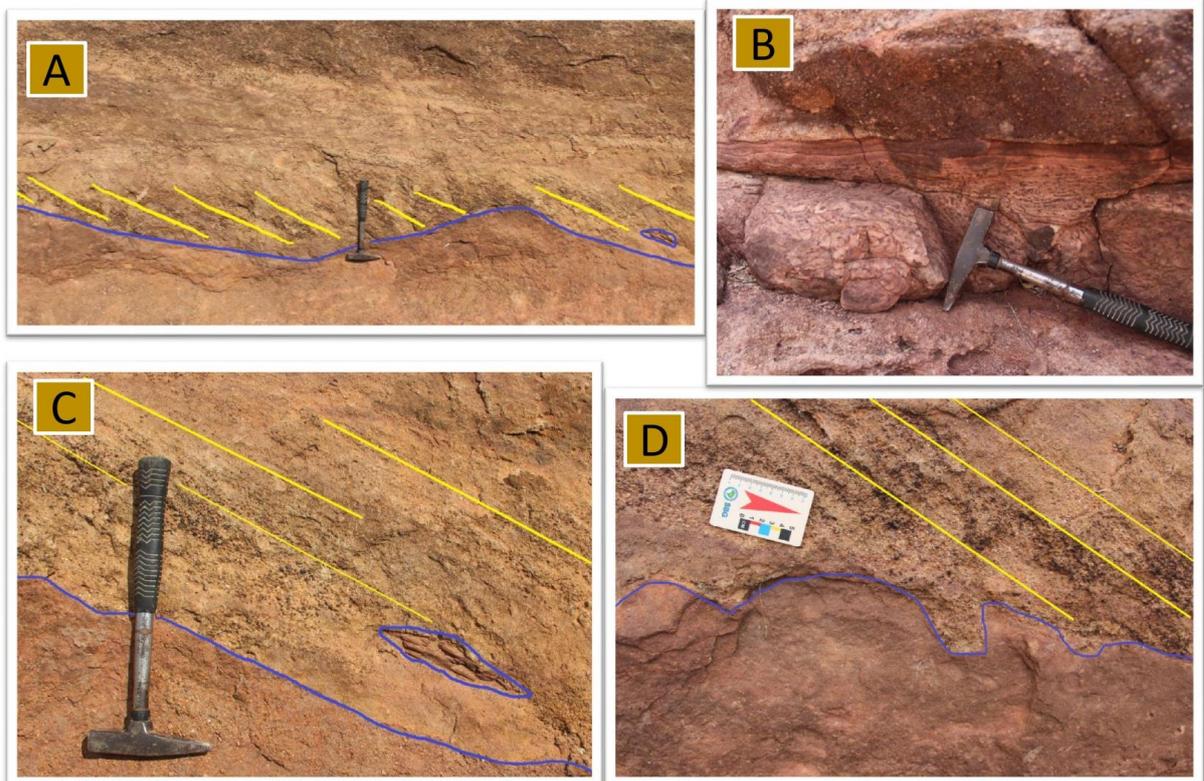


Figura 18: A, C e D: Estratificações Cruzadas retas com cordões de grânulos em contato com arenito mais grosso abaixo. Notar natureza abrupta deste limite de camada. Clasto de siltito. B: Zonas mosqueadas e oxidadas. Fonte: Os Autores.

PONTO B: (Zona 24S - 0547150 E/9268458 S)

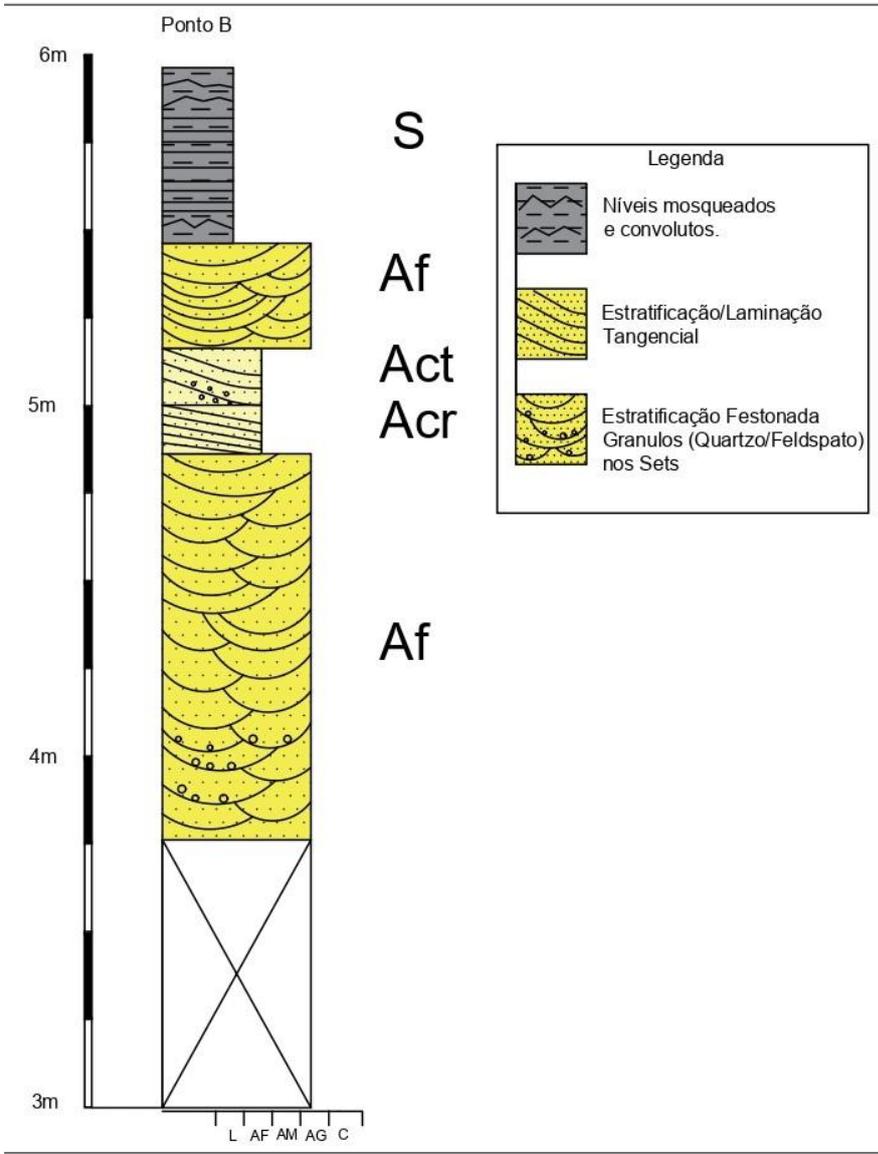
Orientação do afloramento: 95 Az

São arenitos grossos a muito grossos, com grânulos nos sets e limites de sets, granodecrescentes e com poucos seixos. Sua geometria é tabular, extensão métrica.

A estratificação é festonada (Af) em lentes de extensão métrica e espessura decimétrica.

Intercala-se com um elemento de provável acreção lateral na forma de camada cuneiforme de espessura decimétrica e extensão métrica. Esse elemento é formado de arenito fino à médio com laminação e/ou estratificação reta (Acr) à tangencial (Act), com eventuais pequenos grânulos nos sets. Apresenta truncamento regular com o mesmo elemento.

Outro elemento que se intercala com os arenitos grossos ocorre tabular com espessura decimétrica, contatos abruptos regulares, composto de silte grosso à arenito muito fino. Apresenta ligeira laminação plano-paralela (S) no topo e níveis muito mosqueados e convolutos. Mosqueamento e laminação são marcados por O-OHFe. Há recorrência desse elemento.



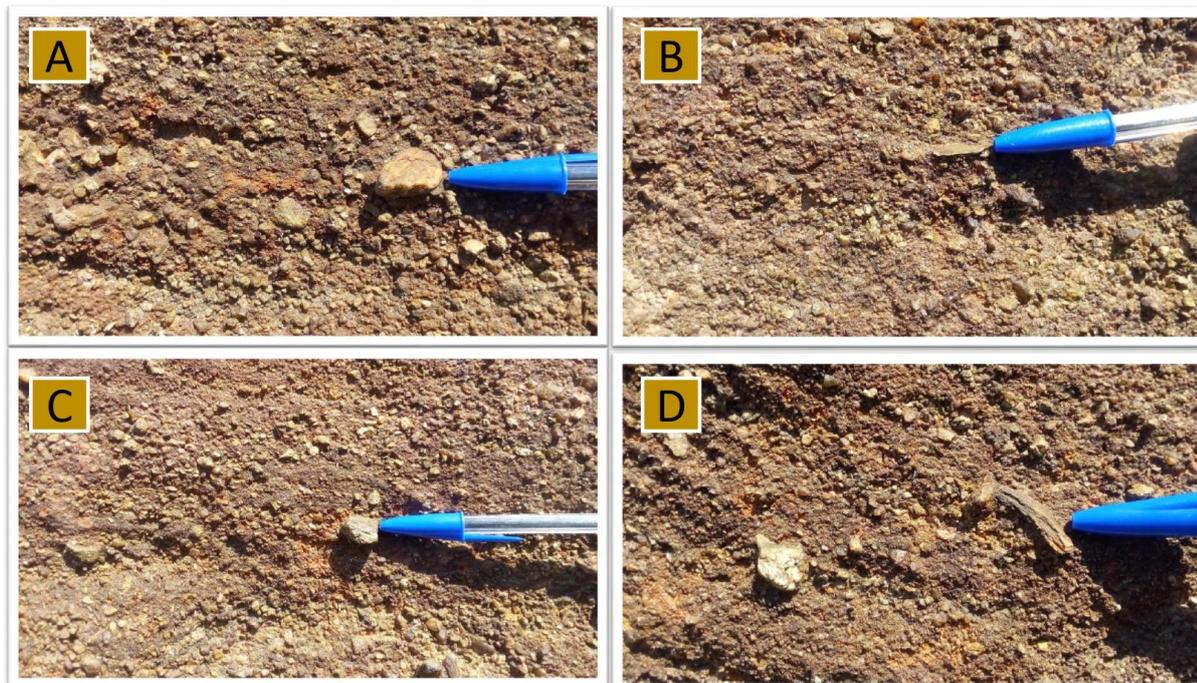


Figura 19: A e C: Clastos de quartzo B: Clasto de Milonito. D: Clasto de Xisto. Referentes ao ponto A. Fonte: Os Autores.

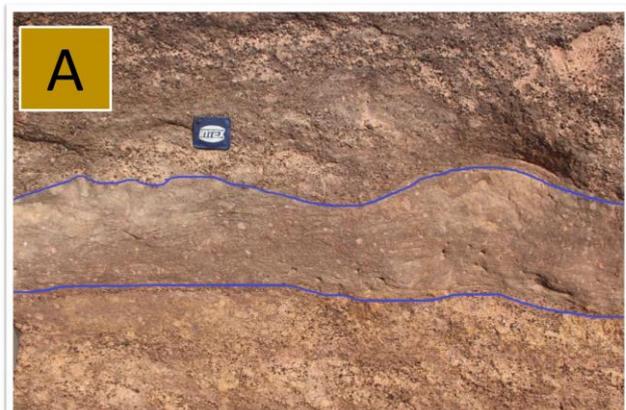


Figura 20: Visão camada tabular de areia fino em meio a arenitos mais grossos. Fonte: Os Autores.

PONTO C: (Zona 24S - 0547200 E/9268437 S)

Orientação do afloramento: 100 Az

Ocorrem camadas de arenito fino à médio com alguns grânulos nos sets e laminação cruzada festonada (Af), com geometria tabular à cuneiforme, de espessura métrica e extensão decamétrica. Ocorrem encerradas por arenitos tabulares grossos a muito grossos, com grânulos nos sets e estratificação festonada (Af). Esse arenito ocorre em séries decimétricas muito regulares marcados por concentração de O-OHFe, sempre granodecrescente.

PONTO D: (Zona 24S - 0546697 E/9268644 S)

Possível limite Oeste da área, nesta área as bandas de deformação afetam mais fortemente a litologia. O afloramento tem orientação 280 Az, e é constituído de arenitos grossos a muito grossos, tabulares, com estratificações tangenciais (Act) e festonadas (Af) em séries decimétricas. O arenito grosso apresenta espessura pelo menos métrica e extensão decamétrica. Os grânulos ocorrem nos sets e os sets são separados por concentrações de O-OHFe.

Ocorre intercalação com lente de arenito fino à médio com estratificação/laminação reta (Acr) em contatos abruptos e regulares. A lente de arenito fino possui espessura decimétrica e extensão métrica.



Figura 21: Mosaico afloramento D. Fonte: Os Autores.

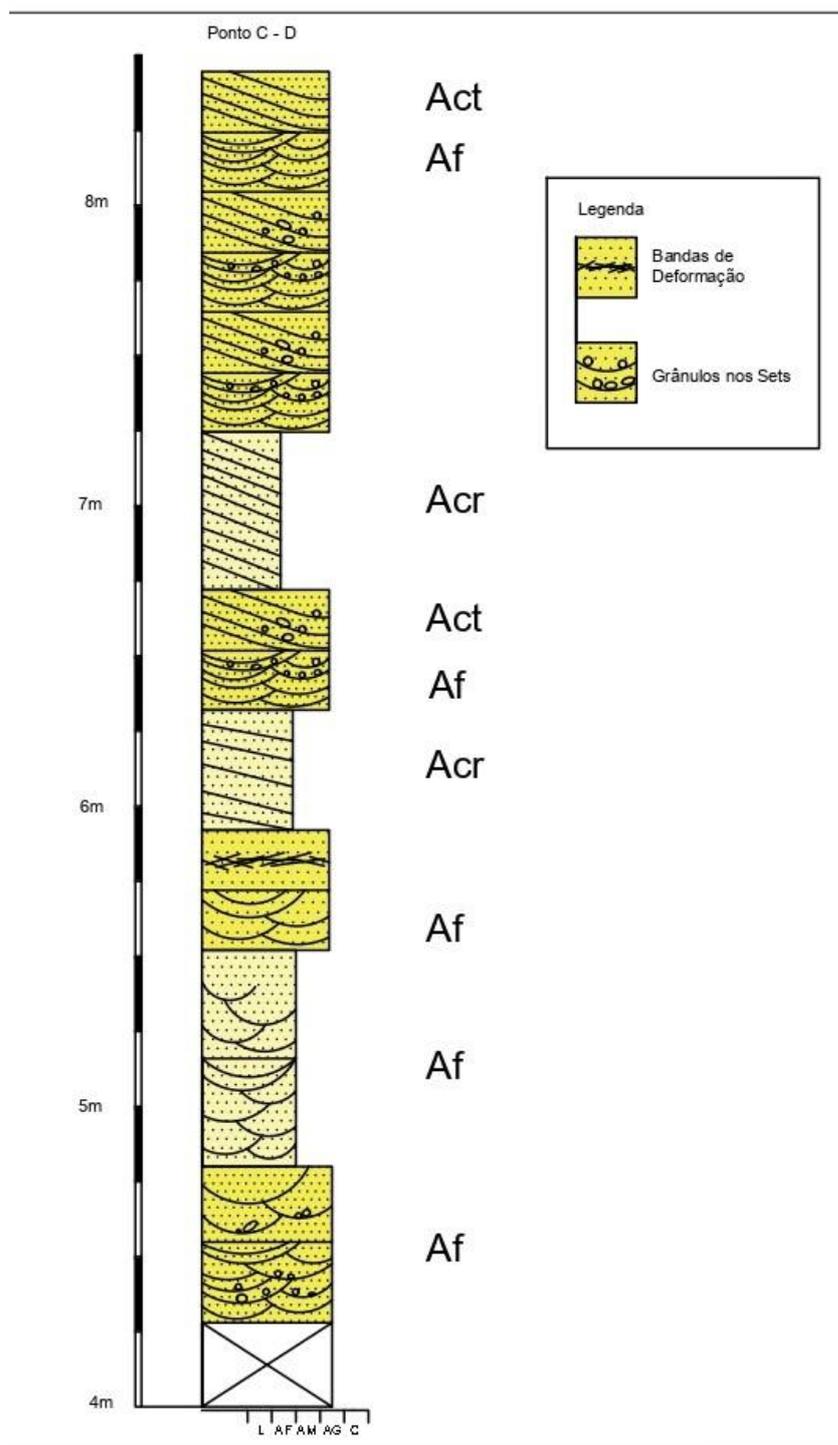


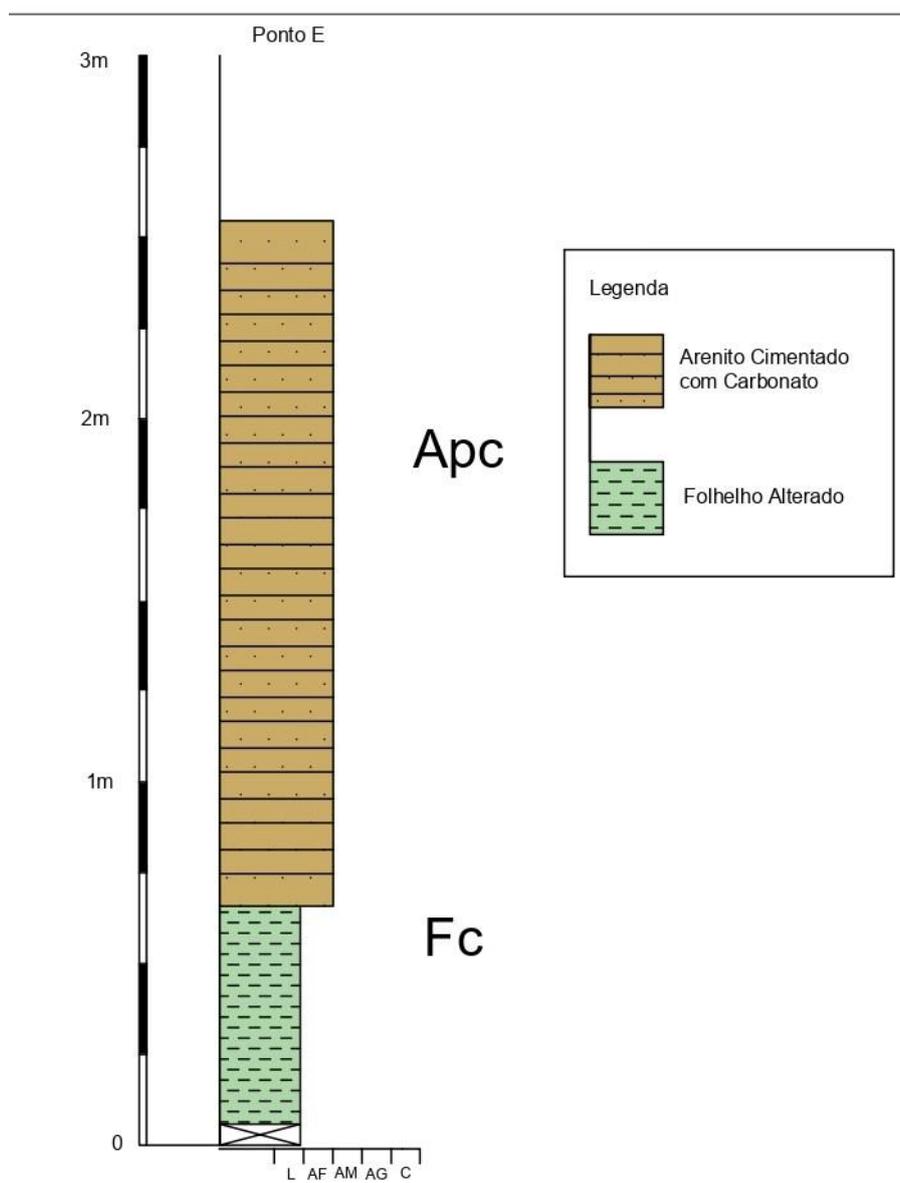


Figura 22: A: Estratificações Festonadas fácies Af. B e D: Estratificações tangenciais em seqüências de sets bem delimitadas. C: Festonadas e Cruzadas retas (Acr).Fonte: Os Autores.

PONTO E: (Zona 24S - 0546770 E/9268596 S)

Ocorrência de bloco de rocha tabular aflorante, orientado em 300 Az, feito de arenito fino com laminação plano-paralela (Apc), muito duro e cimentado, ao menos parcialmente, em calcita. Sua cor é amarelo claro ou creme, muito pouco ou nada laterizado por O-OHFe. A laminação plano-paralela foi confirmada tridimensionalmente, indicando condições de fluxo inferior de Froude de alta energia com granulação insuficiente, ou fluxo de transição. Não foi possível verificar gradação inversa em pequena escala. Ocorre na superfície uma possível lineação de partição primária (primary parting lineation).

Por baixo ocorre folhelho muito alterado (Fc), apenas levemente calcífero, extremamente friável, já na forma de solo local.



PONTO F: (Zona 24S - 0546853 E/9268623 S)

O afloramento tem orientação, 355 Az. Começa na base com um arenito médio a grosso com grânulos nos sets e, raramente, pequenos seixos. Séries e estratificação são mal definidas devido a intensa deformação pelas bandas de deformação (BD). Muitos resquícios de festonadas (Af) e limites de séries decimétricos. A espessura do corpo é pelo menos métrica. Alguns níveis decimétricos no meio da sessão ocorrem mais grossos, inclusive com pequenos seixos de intraclasto de lamito. Manchas cinzentas no arenito avermelhado aparentam dissolução recente de O-OHFe, possivelmente associado à cor original da rocha.

Ocorre lente de geometria indefinida de arenito muito fino com bandas de deformação em visão de planta espaçadas em escala de decímetros. Sua espessura é decimétrica e apresenta laminações festonadas (Af). Seus contatos na base e no topo são abruptos, mais ou menos irregulares na base.

Próximo ao topo ocorrem intercalações com areia grossa e grânulos em níveis lavados do O-OHFe, seguido de arenito muito fino com laminação cruzada tangencial (Act) recoberta nos sets por um filme mais ou menos contínuo de lama (drape), associada a uma possível superfície de reativação (Figura 15 e 16). Há pelo menos uma recorrência dessa combinação areia grossa com grânulos e laminação “drapeada”. O sentido da laminação, embora não medido por falta de uma superfície de foreset exposta, aponta para paleocorrente com sentido mais ou menos coincidente com a dos arenitos grossos (rumo sul). Se fosse canal extravasado (leque de crevassa), o sentido seria aproximadamente a 90 graus (Miall, 2006), então a melhor interpretação é a de um fluxo de maré vazante preservada em superfície de reativação. Nesse caso, os ciclos na verdade começam com a superfície de reativação que, com aumento de energia, culminam com material mais grosso incluindo cascalhos intra e extra-clásticos. Alguns drapes se encontram revirados junto com os extraclastos, principalmente os maiores. Embora persistentes, os clastos de lama não aparentam ciclicidade vertical. Ocorre aparente variação lateral na espessura das lâminas cruzadas tangenciais “drapeadas”, sugerindo também que se trate de um de um feixe de marés (tidal bundle) (Dalrymple, 1992).

Também próximo ao topo ocorre um nível decimétrico com laminações heterolíticas tipo linsen (Hl), formada por clastos angulosos de lama marrom, de dimensão milimétrica a centimétrica. Ocorrem lentes finas de arenito muito fino de espessura centimétrica e extensão decimétrica, com laminação interna muito pobre. Esse elemento é atribuído a planície de marés, mais provavelmente da zona intermarés, devido ao caráter alternado do fluxo e de seu rumo coincidente com o das estratificações maiores dos arenitos. Para o topo do afloramento, retornam os arenitos grossos a muito grossos em séries decimétricas na base.

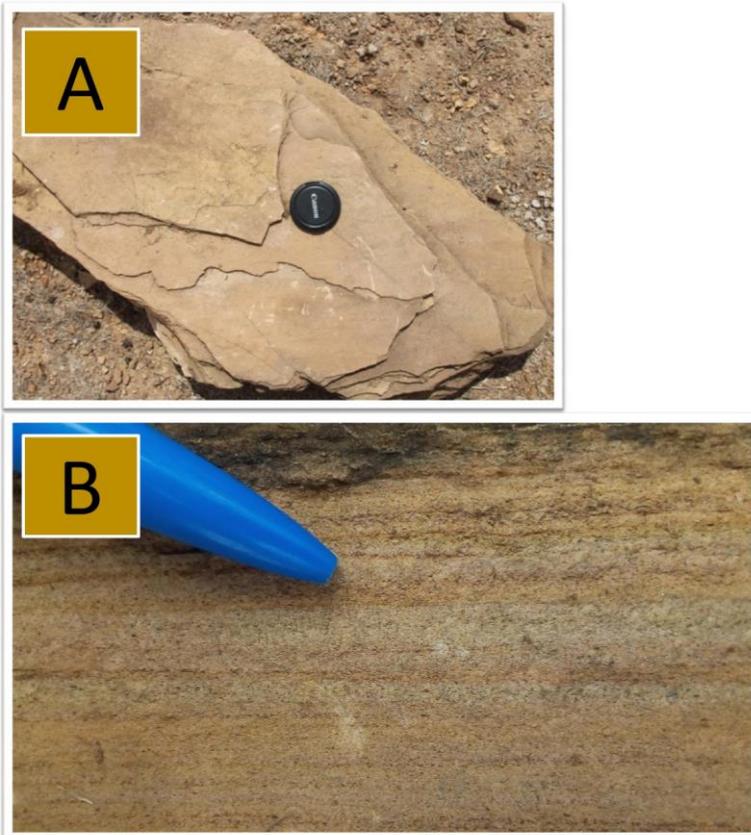
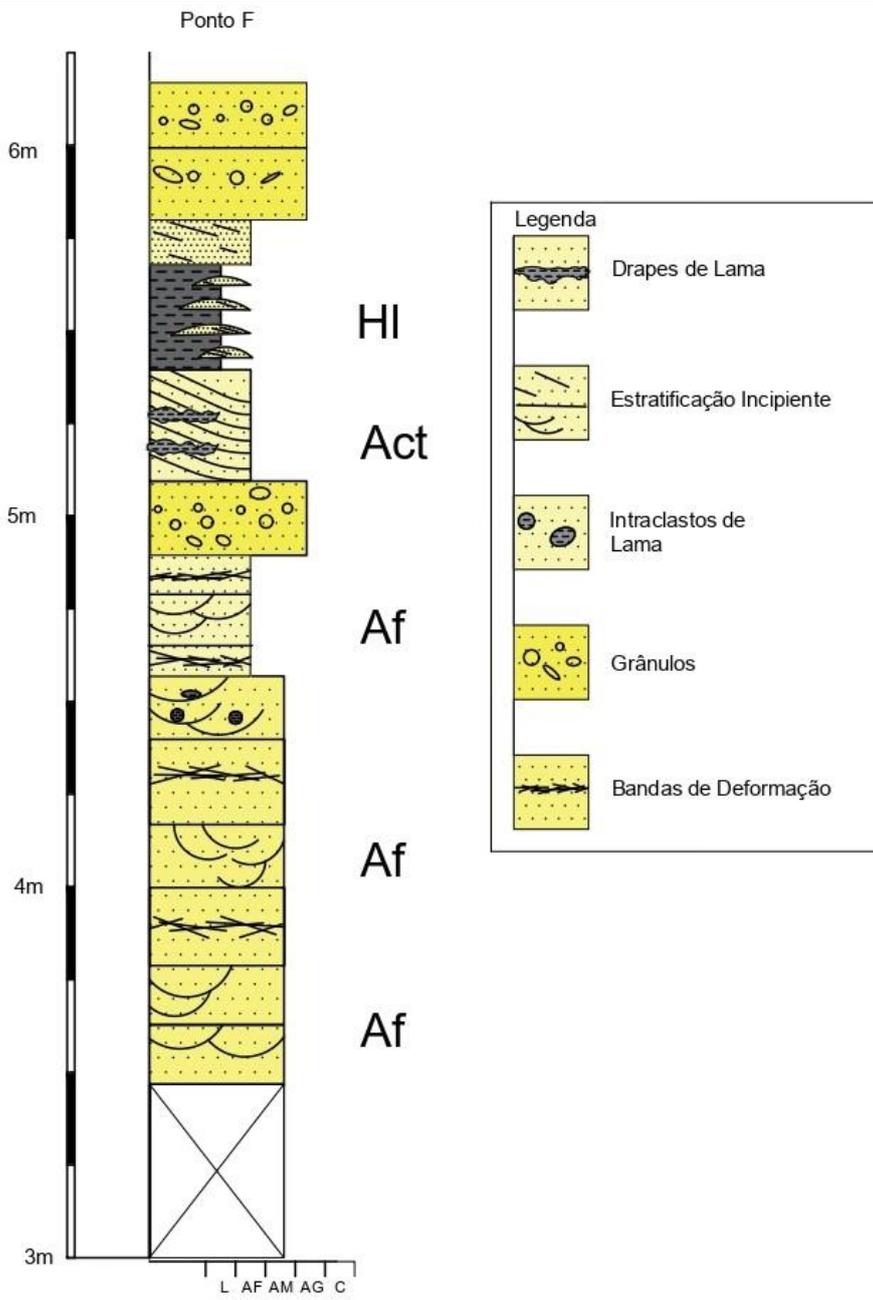


Figura 23: Aspecto do Arenito Apc, Cimentado em Carbonato e Drapes de Lama.
Fonte: Os Autores.



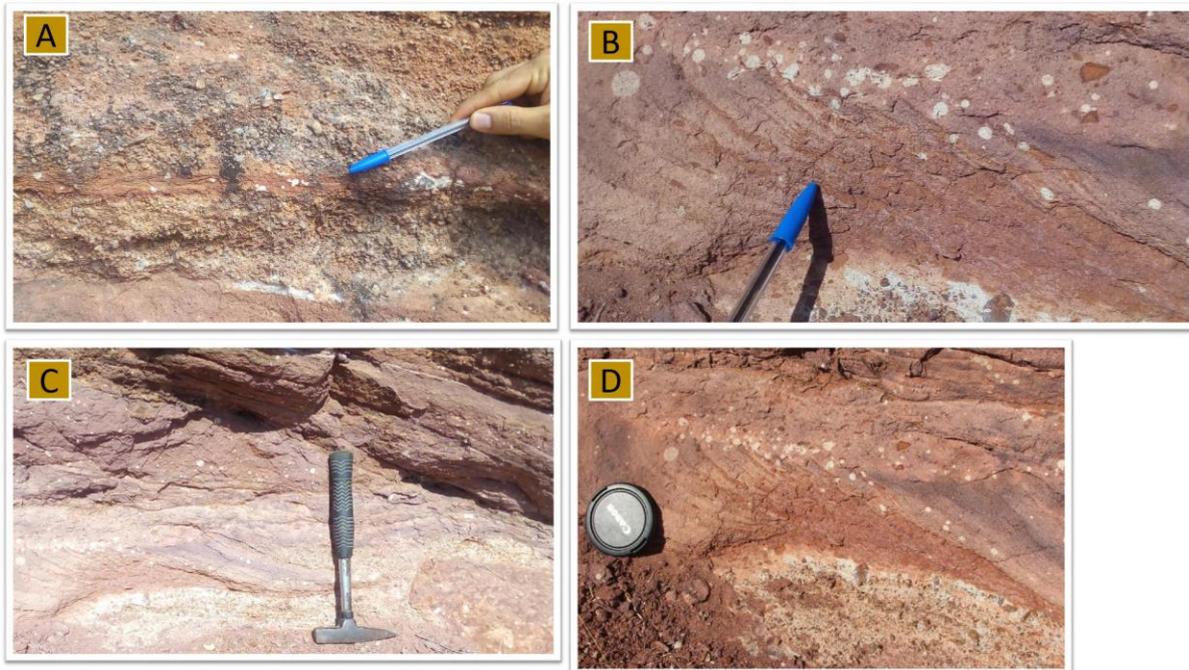


Figura 24: A: Heterolíticas (HI). B, C e D: Drapes de lama nos sets das estratificações tangenciais.



Figura 25: A: Clasto de quartzo exibindo a coloração cinza da litologia. B: Clasto de Quartzo tamanho seixo, bem arredondado C: Clasto anguloso de rocha metamórfica em Arenitos Grossos, D: H: Clasto de Sienogranito. Fonte: Os Autores.

Pontos G; H e I:

(Zona 24S - 0546918 E/ 9268590 S) (0547055 E/ 9268600 S) (0547167 E/ 9268575 S)

Bolsão isolado de geometria indefinida de arenito muito grosso com grânulos, pequenos seixos de sienogranito e várias aglomerações localizadas, em tamanho seixo, de arenito muito fino/siltito grosso (Av). Essas aglomerações de arenito com tamanho seixo não são interpretadas como clastos sindeposicionais, pois: 1. Se fossem extraclastos, ocorreriam de forma mais espalhada, e não isolados todos no mesmo bolsão. 2. Se fossem intraclastos, teriam uma composição mais lamosa para resistirem coesos ao transporte subaquoso. Dessa forma, e como a estrutura é verticalizada (o afloramento é planar), interpretam-se condutos de diques clásticos, vulcões de areia ou outras estruturas de origem liquefeita, com reologia fluida. Nesses locais, bem como naqueles de concentração elevada de grânulos e pequenos seixos, a porosidade recente da rocha parece relativamente elevada, pois apresentam frequentes porções acinzentadas, “lavadas” (lixiviadas) do O-OHFe laterítico, revelando uma provável coloração mais próxima à original (da época da deposição).
Orientação do afloramento: 170 Az/ 280 Az.

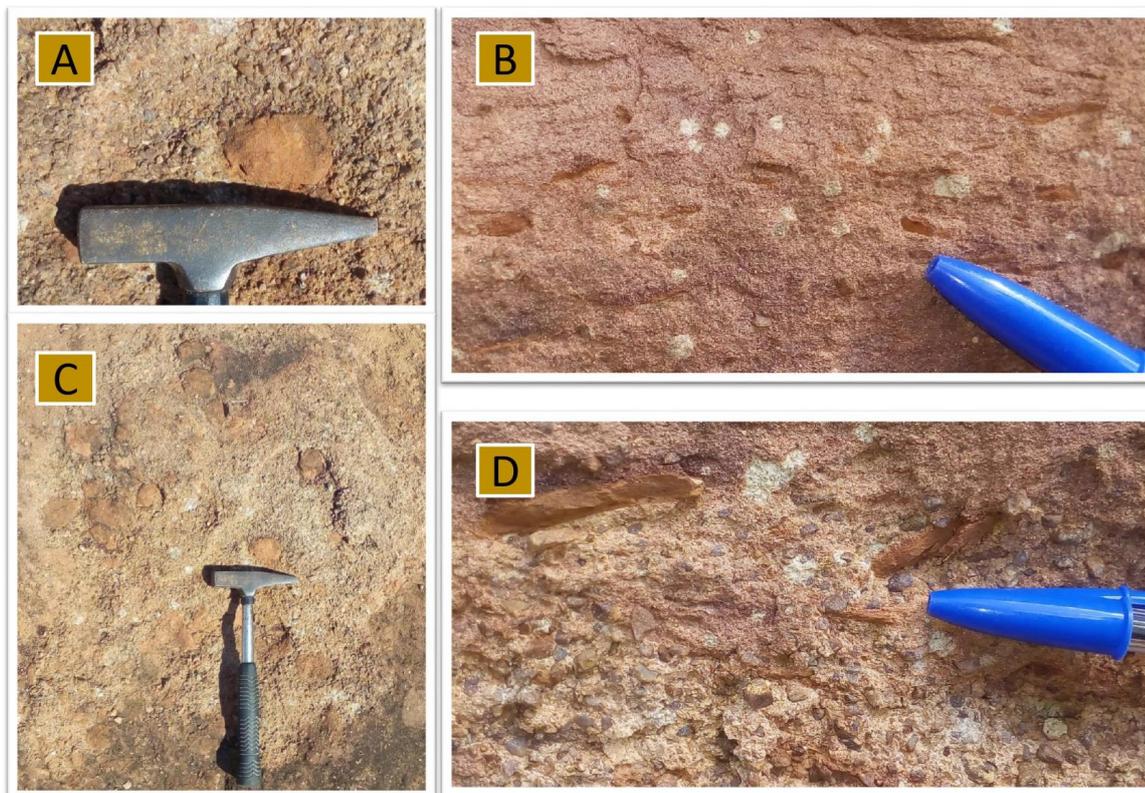
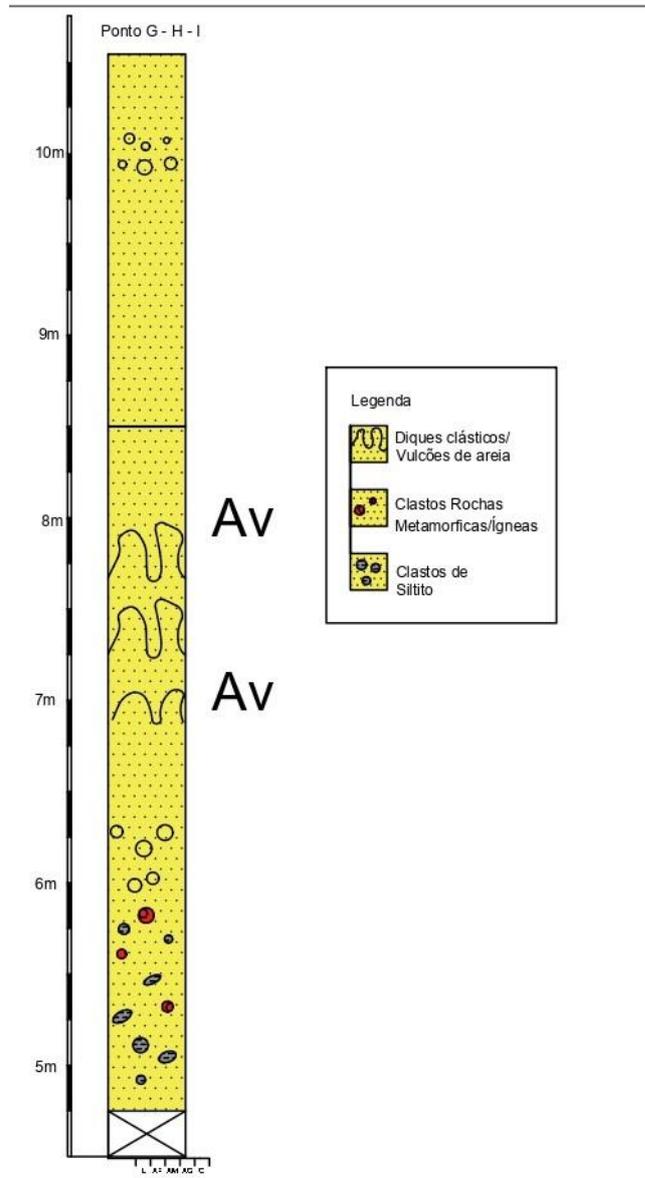
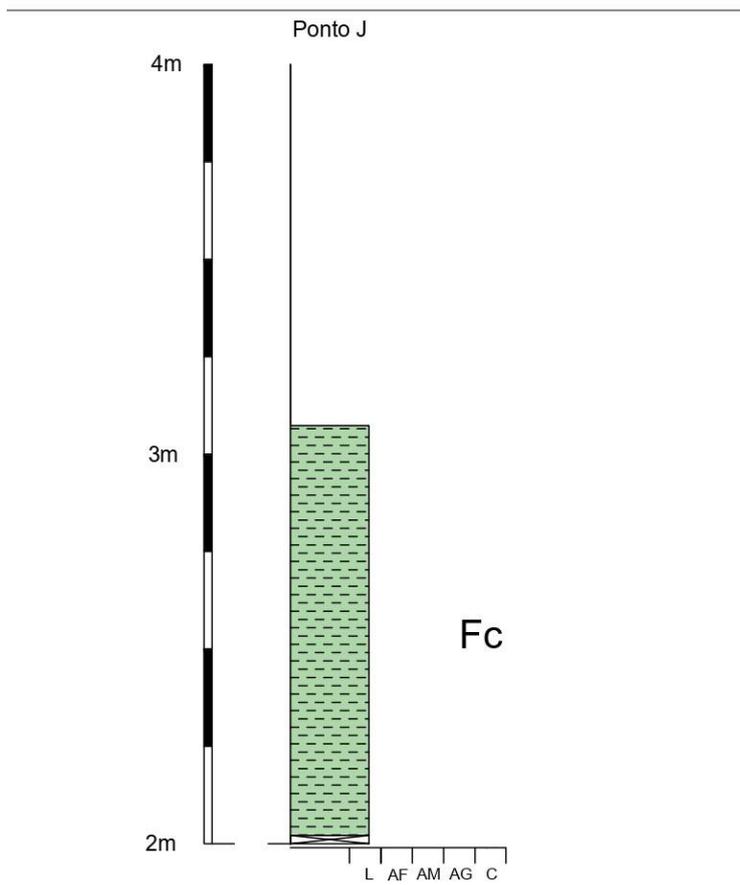


Figura 26: A e C: Visão em planta das estruturas interpretadas como Condutos de Diques Clásticos (Av). B e C: Intraclastos alongados de siltito. Fonte: Os Autores.



PONTO J:(Zona 24S - 0547130 E/9268521 S)

Folhelho verde claro calcífero de geometria indeterminada e espessura pelo menos decimétrica, com boa fissilidade (Fc).



PONTO K: (Zona 24S - 0547105 E/9268436 S)

Mesmas litologias recorrentes formadas por arenitos grossos, porém menos deformados (Af), orientadas a 260 Az. Presença de elemento de acreção lateral exibindo estratificação cruzada reta (Acr).



Figura 27: Mosaico Afloramento K. Fonte: Os Autores.

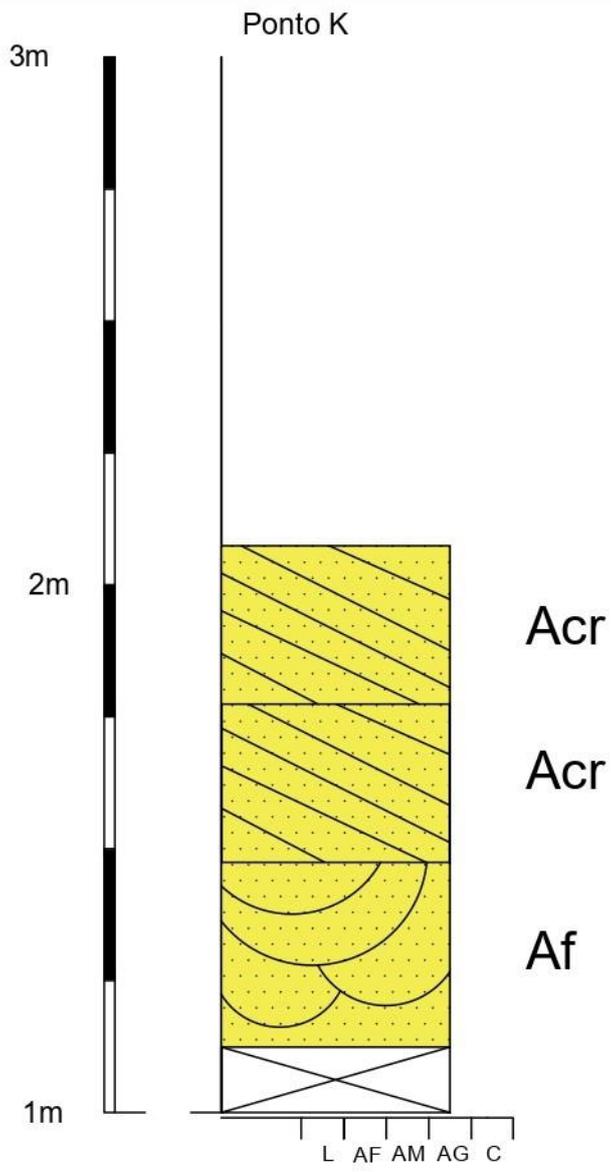




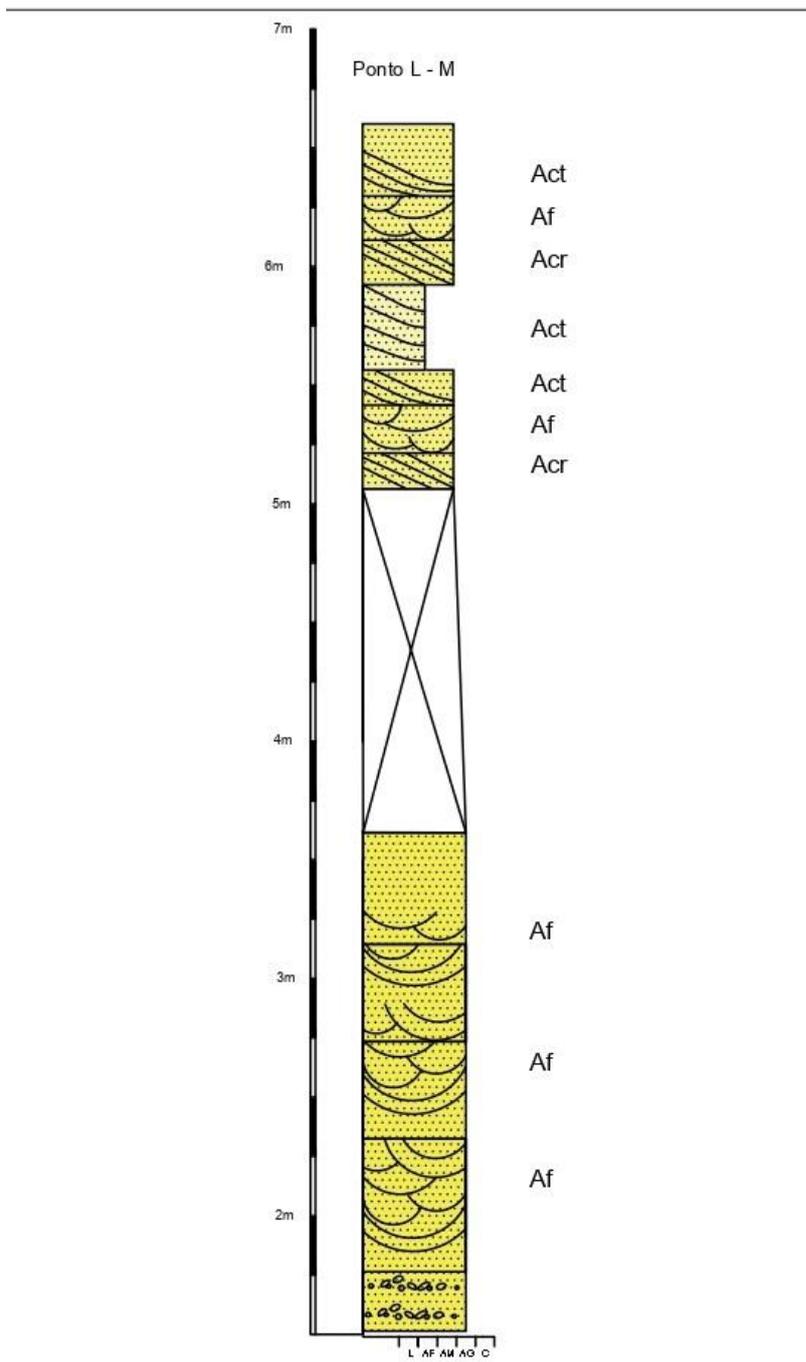
Figura 28: A e B: Sucessões Oxidadas e mosqueadas. C: Intraclastos de Siltito.
Fonte: Os Autores.

PONTO L: (Zona 24S - 0547151 E/ 9268392 S)

Mesmos arenitos grossos recorrentes, porém, com contato abrupto e irregular na base de séries decimétricas cheias de areia grossa, grânulos e seixos pequenos. Orientação 95 Az do afloramento. Presença de estratificação festonada (Af).

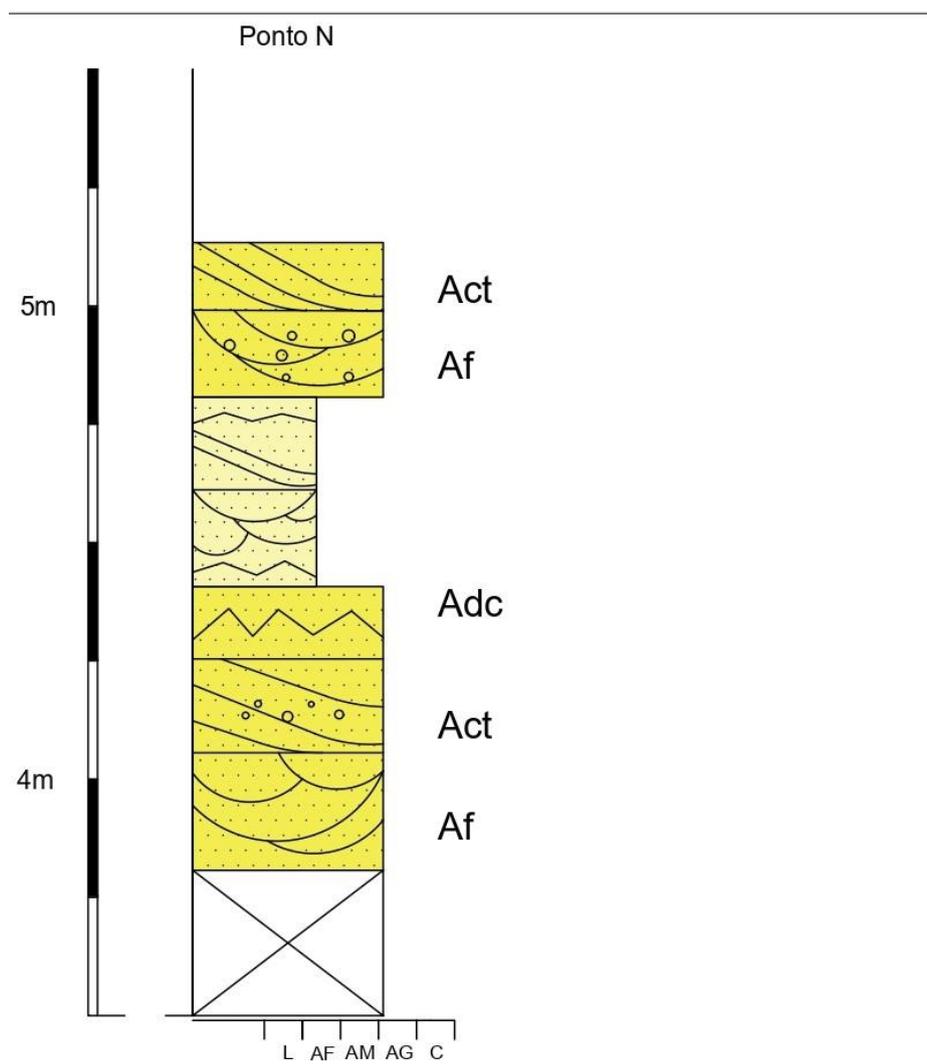
PONTO M: (Zona 24S - 0547219 E/ 9268425 S)

Ocorre uma camada tabular de arenito médio a grosso em sets decimétricos de laminação cruzada, festonada e tangencial (Acr, Af e Act), com alguns grânulos nos sets. Esse arenito tem espessura métrica e extensão pelo menos decamétrica. Limitada pelo arenito grosso, ocorrem lentes de arenito fino com laminação tangencial (Act) sem deformação e sem mosqueamento, com espessura decimétrica e extensão até métrica.



PONTO N: (Zona 24S - 0547222 E/ 9268470 S)

Arenito grosso com grânulos nos sets, de geometria indefinida, com extensão pelo menos decamétrica e espessura pelo menos decimétrica, intercalado com uma lente de arenito fino com grânulos esparsos nos sets. Os dois arenitos possuem estratificação festonada ou tangencial e encontram-se convolutos no contato. (Af, Act e Adc). Orientação do afloramento: 290 Az.

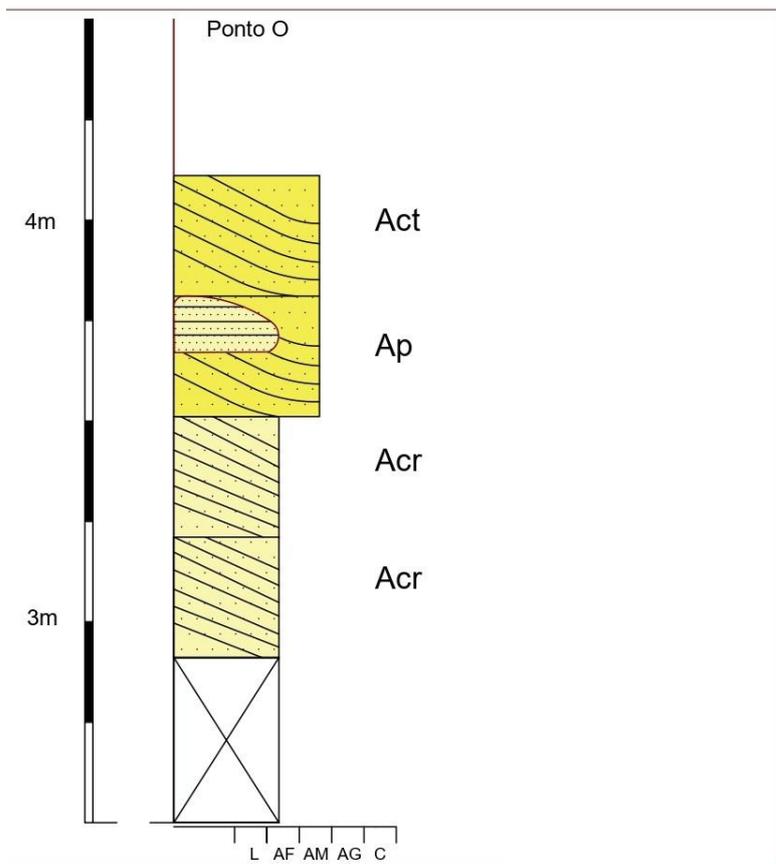


PONTO O: (Zona 24S - 547265 E/ 9268487 S)

Arenito fino a muito fino de espessura pelo menos métrica com geometria e base indefinida; este corpo aparenta ter unicamente estratificação reta (Acr) em sets decimétricos. O contato de topo é abrupto com outro arenito de geometria indefinida, espessura pelo menos métrica, médio a grosso, com sets decimétricos, com grânulos nos sets e estratificação tangencial (Act). Este último arenito é médio a grosso apresenta internamente algumas lentes de arenito muito fino com laminação plano-paralela (Ap) ligeiramente deformada, em séries centimétricas. Orientação do afloramento: 95 Az.



Figura: 29: Foto Afloramento O. Fonte: Os Autores.

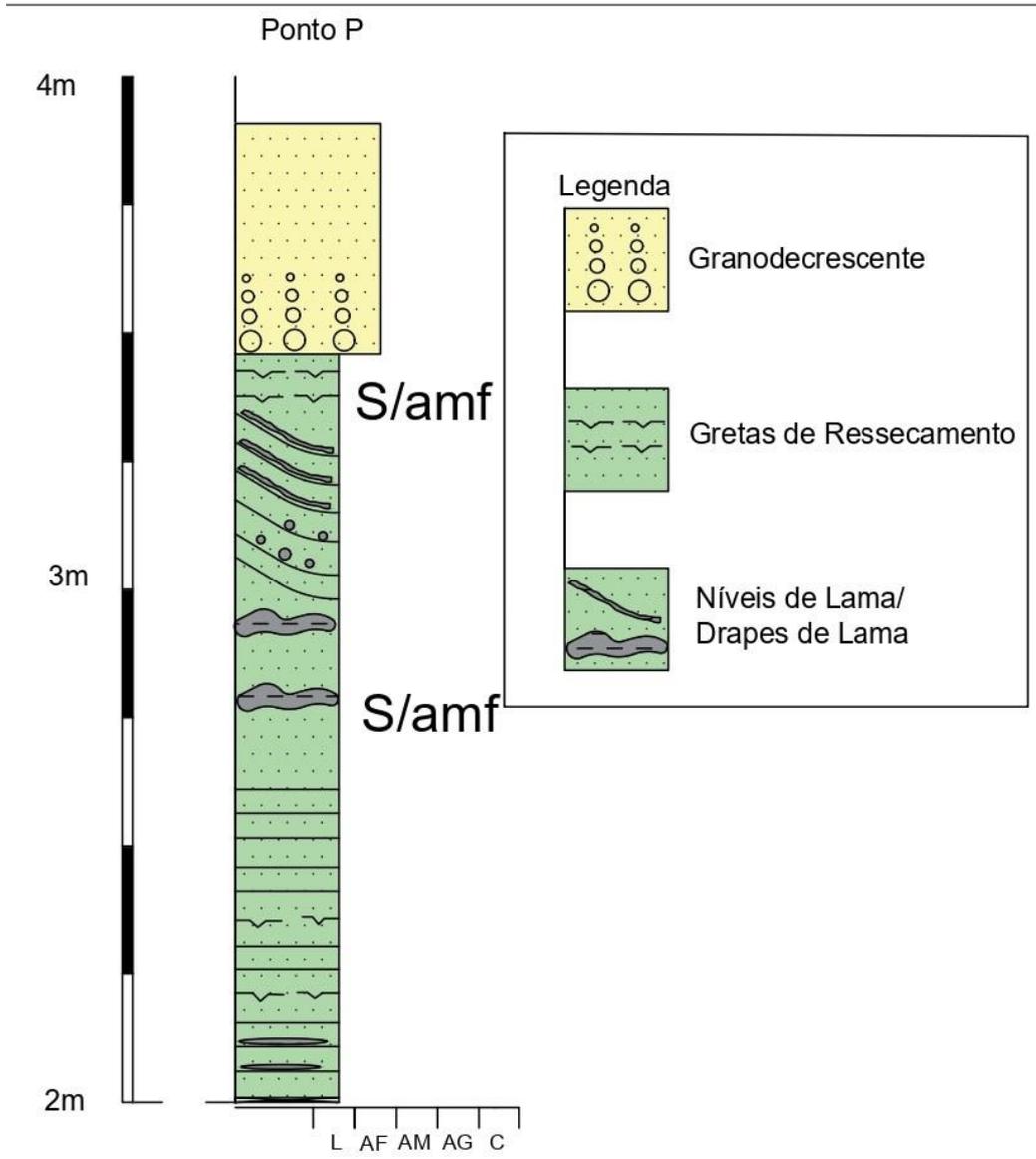


PONTO P: (Zona 24S - 0546799 E/ 9268673 S)

Camada possivelmente tabular de folhelho verde claro à ligeiramente arroxeadado, pouco físsil, granocrescente para siltito grosso até arenito muito fino no topo (S/Amf). A camada toda tem espessura pelo menos métrica e o siltito grosso/arenito muito fino possui espessura decimétrica. A camada S/Amf possui laminação paralela na base, com lama marrom entre as lâminas e algumas gretas de ressecamento, indicando eventual exposição subaérea à época da deposição, e laminação tangencial no topo com clastos de lama marrom e drapes de lama nos sets. No topo de S/Amf aparecem gretas poligonais de dimensão centimétrica a milimétrica. Toda a sucessão é ligeiramente carbonática.



Figura 30: A: Gretas de ressecamento em folhelho claro. B: Aspecto friável da litologia. C: Clastos de Lama revirados dentro dos folhelhos. D: Laminação Incipiente nos folhelhos (Fc). Fotos do Afloramento P. Fonte: Os Autores.



Mapa com pontos levantados da área de estudo

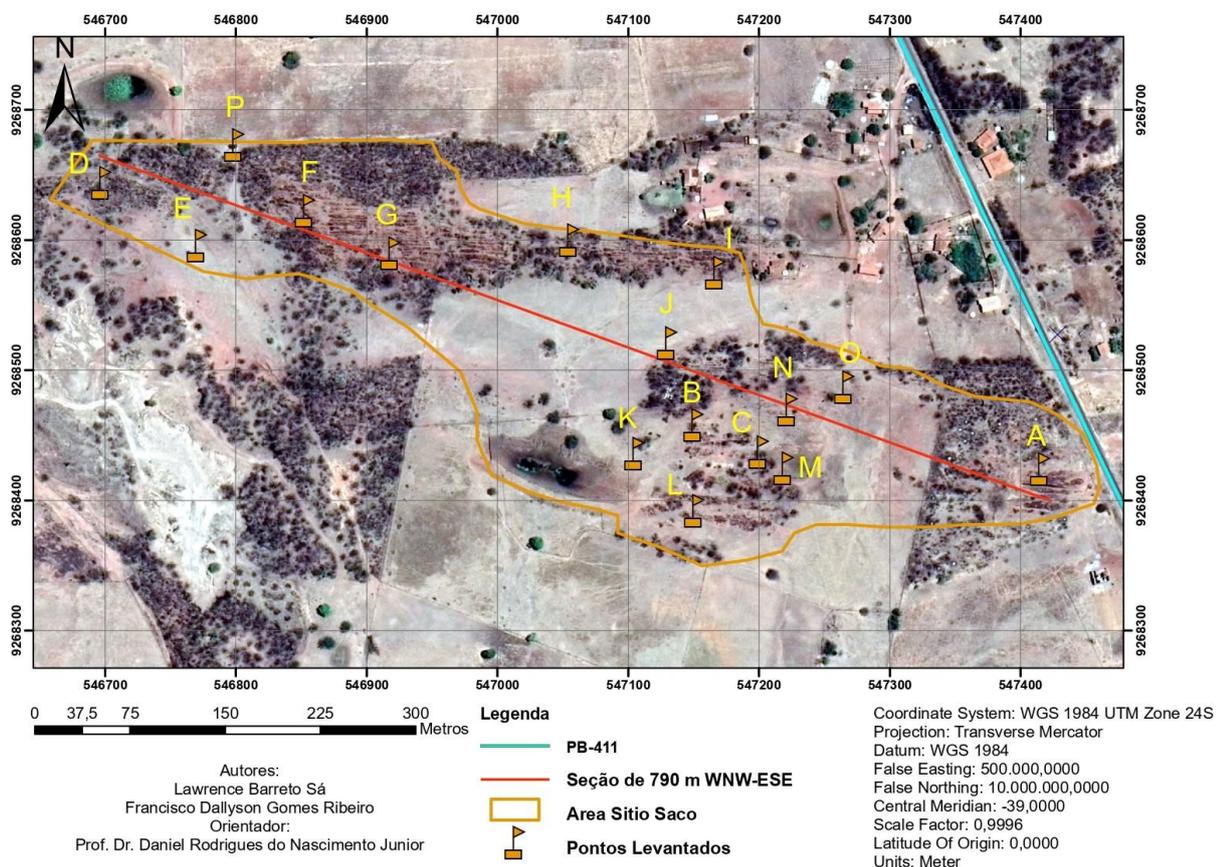
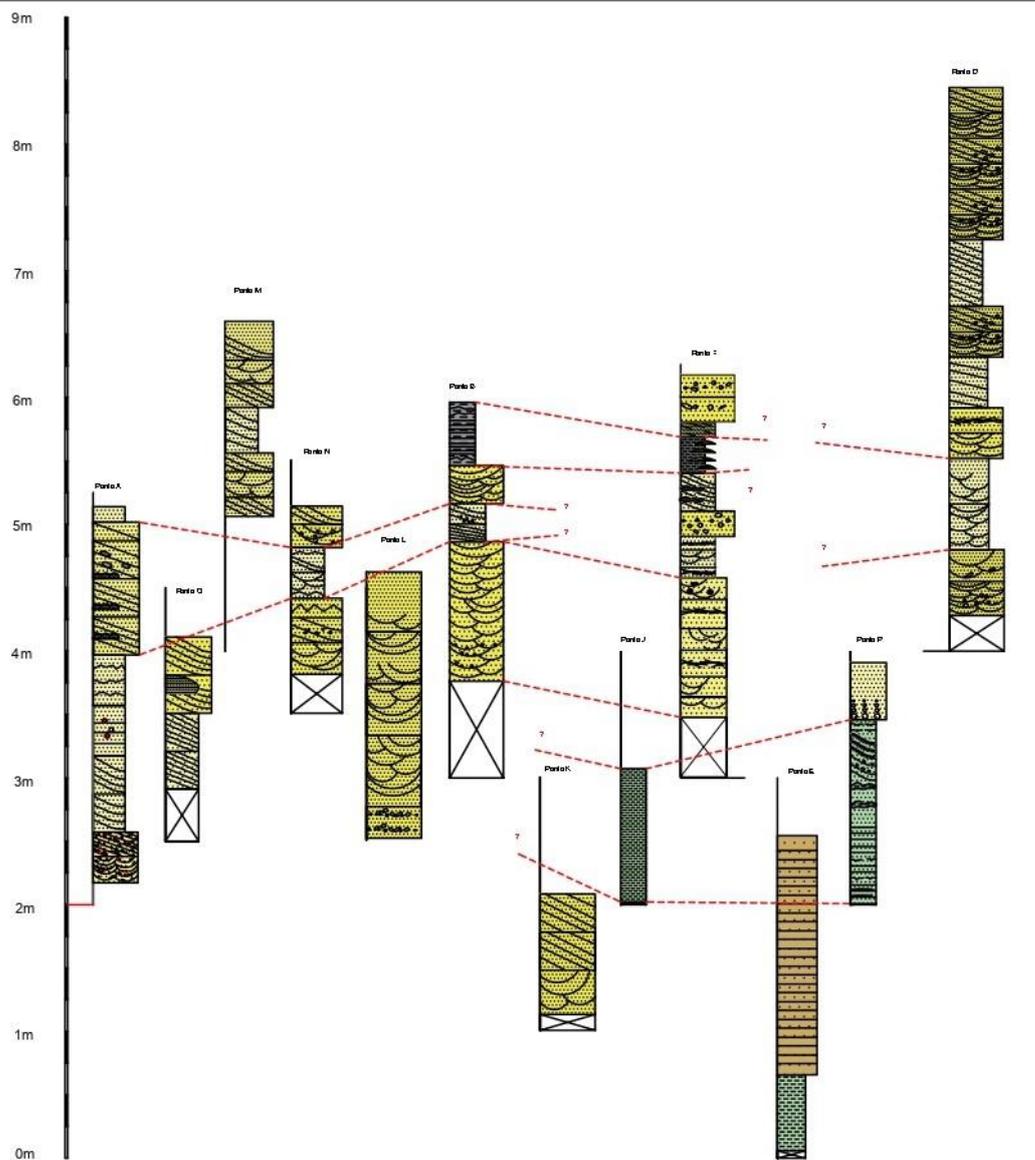


Figura 31: Mapa com pontos levantados plotados na área de estudo, confeccionado pelos autores. Os pontos foram rebatidos para a seção de 790 m no sentido WNW-ESE, a fim de se ter uma ordem para as correlações das colunas estratigráficas.



6.3 Paleocorrentes

Foram realizadas 42 medidas de paleocorrentes com base na direção e no ângulo de mergulho do acamamento frontal (foreset) das estratificações e laminações cruzadas nos arenitos da BSRP, quando acessível (Figura 23). O resultado indica um sentido médio de transporte para SSE, com valor de rumo médio geral em $150,9^\circ$ e desvio-padrão de $40,2^\circ$. O resultado é ainda unimodal, o que reforça a ideia de sistemas fluviais entrelaçados dominados por barras longitudinais, e não sistemas

meandranes, intercalando barras transversais (barra em pontal) e longitudinais, onde o caráter do rumo de transporte seria bimodal.

Já o ângulo de mergulho dos indicadores teve média geral em $21,3^\circ$ e desvio-padrão de $6,2^\circ$. Neste caso, como ângulos de repouso em um plano inclinado para grãos sob transporte subaquoso se situam entre 15 e 25° , esse contexto reforça os dados de transporte fluvial obtido da análise de fácies.

O rumo de transporte obtido é semelhante àquele mais frequentemente obtido em todas as unidades fluviais eocretáceas da Bacia do Araripe mais a SW, exceto na chamada fase pós-rifte II (Formação Exu) (Assine, 1994; Assine, 2007). Isso poderia significar uma tendência regional, embora não necessariamente uma conexão pretérita com a BSRP. Já dentro da BSRP, outro ponto interessante é que o desvio com tendência para leste coincide com a passagem para a justaposta Formação Sousa, reforçando não apenas a (relativamente) recente ideia de sua contemporaneidade com a FAN como também uma possível interação entre seus sistemas deposicionais.

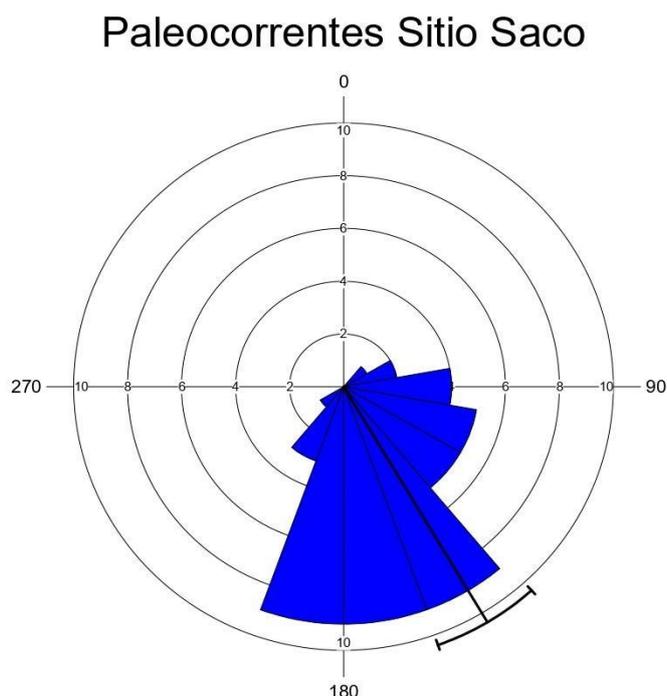


Figura 32: Roseta efetuada no Software Oriana. Notar Vigência S-SE.

6.4 Modelo paleogeográfico

]A FAN é tradicionalmente considerada como um sistema fluvial sucedido por depósitos lacustres da Fm. Sousa, que seria sobreposta a ela. Dados de poços e mapeamento mais detalhado tem mudado a visão do empilhamento, mostrando que a FAN é interdigitada com as demais unidades, especialmente com a Fm. Sousa, sugerindo não apenas uma contemporaneidade como também um empilhamento grosso modo agradacional para o intervalo eocretáceo aflorante. Em particular, os dados de poços somados a dados de imageamento geofísico tem revelado uma situação estratigráfica bem mais complexa do que a tradicional na BSRP, incluindo sucessões intrabaciais com margas e evaporitos (Silva *et al.* 2008), intervalos arenosos e vulcanossedimentares de afinidade complexa e indícios de intervalo com idade devoniana ímpar no contexto das bacias interiores (Roesner *et al.* 2011; Silva *et al.* 2014). No entanto, a interpretação fluvial para a FAN não mudou consideravelmente, sendo tida como fluvial anastomosada a leques aluviais (Lima Filho, 1991; Lima; Coelho, 1987; Silva, 2014).

Os resultados apresentados da análise de fácies combinada aos dados de paleocorrentes da FAN corroboram parcialmente com essas ideias. A abundância de fácies grossas sobre as finas, com forte registro de elementos de acreção frontal (canais e barras longitudinais), menor dos de acreção lateral (barras em pontal) e raros elementos de planície de inundação (leque de crevassa? Gretas), além de frequentes superfícies erosivas marcadas por extraclastos e intraclastos, atestam para um domínio predominantemente fluvial do tipo entrelaçado (braided) (Miall, 2018). As paleocorrentes também atestam para isso, dominadas por fluxo unidirecional e unimodal, e com ângulos de repouso em torno de 21°, tipicamente de transporte subaquoso.

Os sistemas anastomosados são um subtipo dentro dos sistemas entrelaçados, e por isso sua classificação como um sistema/estilo fluvial à parte seria inadequada (Bridge, 2006); ainda assim, neles as barras são mais amplas e mais estáveis, com vegetação, solos e planícies de inundação mais bem desenvolvidos, em muitos casos favorecidos por subsidência tectônica à montante, o que não parece ser o caso na seção-tipo do Sítio Saco. Contra a ideia de leques aluviais também pesa a maturidade textural relativamente alta dos depósitos, que possuem pouco cascalho. O cascalho ocorre concentrado apenas em camadas localmente conglomeráticas, sem formar

fácies típicas de conglomerados, e ainda assim são sustentados pela matriz arenosa e ocorrem mais abundantemente na forma de grânulos. Uma matriz lamosa seria esperada em combinação com cascalho na formação de depósitos típicos de fluxos de detritos, com sucessões conglomeráticas entrecortadas, gradação normal e inversa, imbricação etc., nenhum dos quais detectado nas fácies analisadas.

No entanto, a FAN também apresentou particularidades na seção-tipo do Sítio Saco. Estruturas heterolíticas e laminações cruzadas recobertas por filmes de lama (drapes), tanto intactos como revirados, ocorrem mais de uma vez, em alguns casos sucedidos por depósitos lamosos com gretas de ressecamento. E embora a erosão não tenha exposto foresets adequados para medidas diretas de paleocorrentes com bússola, seus planos se encontravam sempre claramente inclinados para os quadrantes meridionais, seguindo mais ou menos o mesmo sentido das estratificações cruzadas; em depósitos de rompimento de diques sobre a planície de inundação, geralmente as paleocorrentes são transversais, e apresentam laminações cavalgantes (climbing), o que não foi detectado. Por isso, o conjunto de ocorrências nas fácies descritas sugere que, ao invés de planície de inundação fluvial típica, os elementos de acreção frontal seriam ladeados por planície de marés (tidal plain) (Dalrymple, 1992).

Vale acrescentar que depósitos margosos ocorrem em ao menos dois locais: 1. Em um folhelho intercalado por um único arenito isolado fino e tabular, com laminação plano-paralela e cimentado em calcita, e; 2. Em um folhelho associado a estruturas heterolíticas e níveis com gretas de ressecamento. Fácies carbonáticas como essas são favorecidas por hipersalinidade e saturação sob clima árido, o que corrobora com sistemas fluviais entrelaçados, onde a aridez implica pouca vegetação e solos mal desenvolvidos, reduzindo a estabilidade das margens (banks) e evitando o fluxo sinuoso dos meandros; neles, as margas podem se desenvolver justamente nas planícies de inundação que podem permanecer com água estagnada por longos períodos. No entanto, o mesmo argumento vale para planícies de marés, especialmente nas zonas de supramaré, onde o alcance das águas de quadratura é limitado e seu quimismo pode ser incrementado não apenas pela evaporação como ainda pela própria salinidade natural das águas baciais. Ademais, fácies margosas também tem sido descritas entre os lamitos e folhelhos da Fm. Sousa (Lima; Coelho, 1987), reforçando a ideia de passagem transicional lateral entre ela e a FAN. O arenito cimentado em calcita registra um provável regime de fluxo de transição de Froude,

uma condição improvável em meio aos depósitos grossos dos elementos de acreção frontal, mas que é comum em corpos de água mais perenes sujeitos a eventos tempestuosos, como lagunas e estuários.

As fácies e estruturas de interpretação mais difícil são as camadas convolutas e diques clásticos associados a possíveis pequenos vulcões de areia. Há níveis aparentemente mosqueados em meio às camadas convolutas, o que poderia, em tese, ser devido à bioturbação por animais ou plantas em solos rasos. No entanto, nenhuma estrutura diagnóstica (marcas de raízes, peds etc.) foi encontrada. Já no caso dos diques clásticos, certamente produzidos por liquefação, seu processo seria relacionado a choques cíclicos causados por sismos atingindo camadas moles e encharcadas à época da deposição. Logo, sua formação talvez esteja associada à das Bandas de Deformação (BD) descritas recentemente e que ainda se encontram sob estudo na BSRP. Também, vale ressaltar que os mesmos sismos têm a capacidade de deformar e gerar camadas convolutas.

Com base nos argumentos apresentados, a sucessão descrita para a FAN na seção-tipo do Sítio Saco durante o Eocretáceo é interpretada como um sistema entrelaçado do tipo flúvio-estuarino, tendo a Formação Sousa como bacia receptora inundada, possivelmente lagunar. A geometria da FAN nesse contexto seria semelhante à da foz do Rio Mobile na baía de mesmo nome, costa do Alabama (Estados Unidos) (Yáñez-Arancibia, 1986).

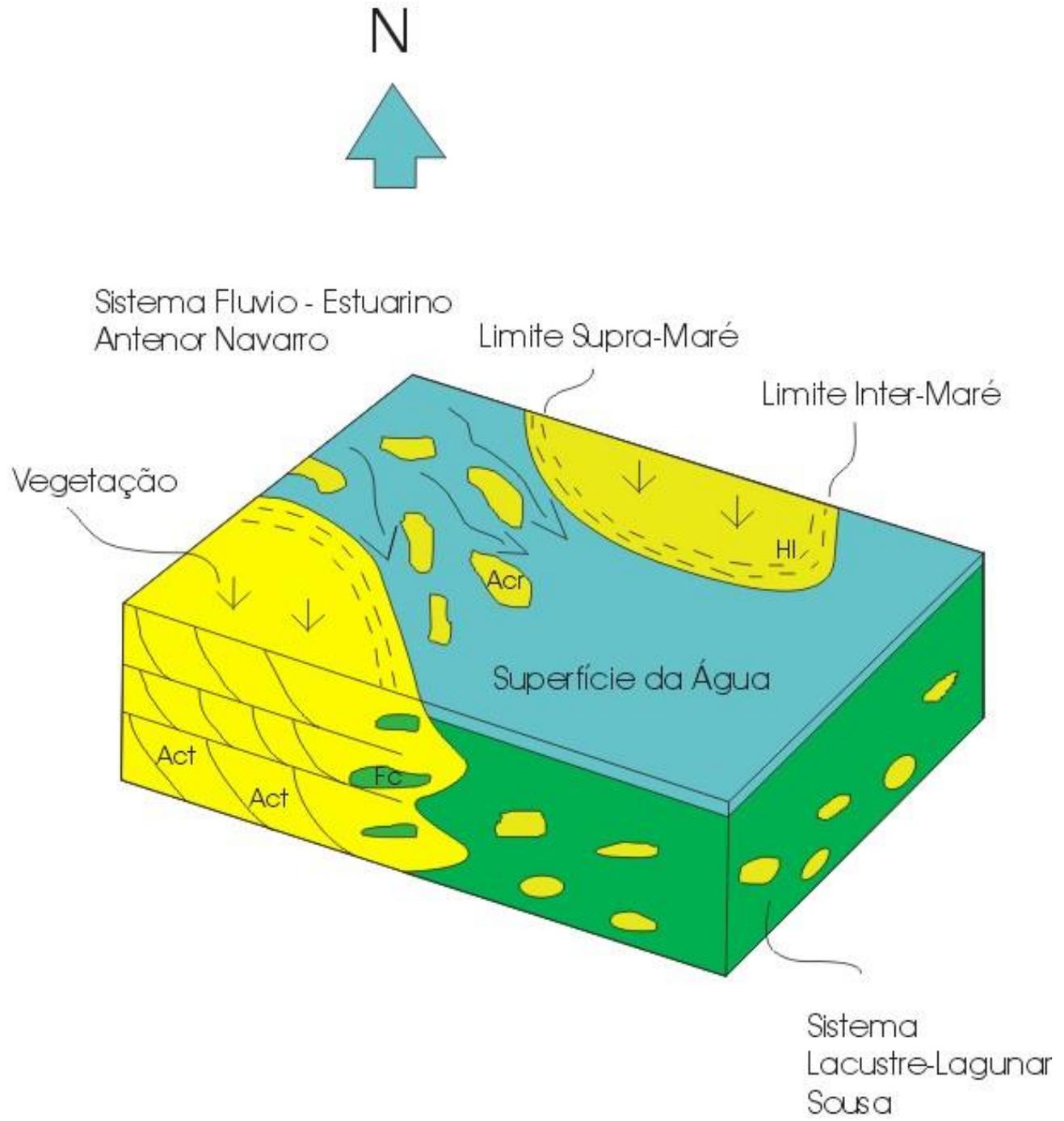


Figura 33: Modelo Paleogeográfico elaborado pelos autores.

7 CONCLUSÃO

As seções estratigráficas colunares, foram caracterizadas por 12 fácies distintas (Acr, Act, Af, Am, Adc, Ap, Apc, Av, Fc, Hl, S e S/amf), com presença majoritária de sucessões arenosas sobre as lamosas. A interpretação dos dados adquiridos, revelou a ocorrência de elementos de acreção frontal (canais e barras longitudinais), em menor frequência elementos de acreção lateral (barras em pontal) e raros elementos de planície de inundação (leque de crevassa? Gretas). A Análise de paleocorrentes revelaram um fluxo unimodal, com vigência S-SE, convergindo em direção a margem falhada da Sub-Bacia de Brejo das Freiras, e conseqüentemente em direção a região aflorante da sub-bacia de Sousa, onde a Formação Sousa aflora majoritariamente. A média dos ângulos de mergulhos medidos foi 21,3°, dentro do limite de 15° - 25° para fluxos subaquosos.

A presença de Fácies carbonáticas indica um contexto de hipersalinidade e saturação sob clima árido, o que corrobora com sistemas fluviais entrelaçados, onde a aridez implica pouca vegetação e solos mal desenvolvidos, reduzindo a estabilidade das margens (banks). Estruturas sedimentares Heterolíticas Tipo Linsen, com sentido de paleocorrente coincidente com sentido do canal, sugere que o sistema deposicional em questão estaria sujeito a atuação de marés.

O modelo Paleogeográfico criado é uma tentativa de compilar os dados deposicionais adquiridos no trabalho, com as interpretações efetuadas a partir do estudo bibliográfico. Idealizando um Modelo de deposição que se encaixe nas descrições da Seção-Tipo.

Com base nos resultados e discussões apresentados neste trabalho, os sistemas deposicionais da Formação Antenor Navarro - BSRP são aqui interpretados como parte de um sistema fluvial entrelaçado de baixa sinuosidade, do tipo flúvio-estuarino, tendo a Formação Sousa como bacia receptora inundada, possivelmente lagunar.

Entre os fatores pós diagenéticos, mencionam-se a ação do óxido - Hidróxido de Ferro nos depósitos conferindo o aspecto avermelhado da litologia, quando esta coloração não está presente, faz com que o arenito exibe coloração acinzentada. Já as camadas convolutas, por falta de feições diagnósticas levantam dúvidas acerca de sua origem telodiagénica (Pós-Deposicional) ou Penecontemporânea.

8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS:

Albuquerque, J. P. T. Inventário Hidrogeológico Básico do Nordeste: Folha nº 15 – Jaguaribe – Ceará. SUDENE, Recife, Ser. Hidrogeologia 32: 187p. 1970.

Allen J.R.L. Sedimentary structures: their character and physical basis. Elsevier, Amsterdam, 663 p (Developments in sedimentology, vol 30). 1984.

Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B. & Fuck H.A. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SBG-Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 8o, Campina Grande, Atas, Boletim 6, p. 363-391. 1977.

Anderton R. Clastic facies models and facies analysis. In: P.J. Brenchley & B.P.J. Williams, (eds.) Recent Developments and Applied Aspects. The Geol. Soc., Oxford, Blackwell Scientific Publ.: 31-47. 1985.

Antonellini MA, Aydin A, Pollard DD. Microstructure of deformation bands in porous sandstones at Arches National Park, Utah. J Struct Geol. 1994.

Araújo, Renata Emily Brito de. O papel das falhas na evolução de bandas de deformação na bacia do Rio do Peixe / Renata Emily Brito de Araújo. 76f.: il. 2018.

Araújo, Renata E.B., Francisco H.R. Bezerra, Francisco C.C. Nogueira, Fabrizio Bálsamo, Bruno R.B.M. Carvalho, Jorge A.B. Souza, Julio C.D. Sanglard, David L. de Castro, Alanny C.C. Melo, Basement control on fault formation and deformation band damage zone evolution in the Rio do Peixe Basin, Brazil. 2018.

Araújo, R.E.B. O papel das falhas na evolução de bandas de deformação na bacia do Rio do Peixe. Dissertação de Mestrado. 2008.

Assine, M. L. Paleocorrentes e paleogeografia na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 24, n. 4, p. 1- 10. 1994.

Assine, M. L. Bacia do Araripe. Boletim de Geociências da Petrobrás, 15(2), 371-389. 2007.

Aydin A, Johnson AM. Development of faults as zones of deformation bands and as slip surfaces in sandstone. Pure Appl Geophys. 1978.

Ballas G, Soliva R, Benedicto A, Sizun JP. Control of tectonic setting and large-scale faults on the basin-scale distribution of deformation bands in porous sandstone (Provence, France). *Mar Pet Geol.* 2014.

Ballas G, Fossen H, Soliva R. Factors controlling permeability of cataclastic deformation bands and faults in porous sandstone reservoirs. *J Struct Geol.* 2015.

Braun. O.P.G. Geologia da Bacia do Rio do Peixe, Nordeste do Brasil. Recife, DNPM/NGM. 23p. (Relatório Interno). 1969.

Bridge, J.S. Fluvial facies models: recent developments. In: Posamentier, H.W.; Walker, R.G. *Facies models revisited.* SEPM, Tulsa (EUA), 532p., 2006.

Brito Neves, B.B.de - Regionalização geotectônica do Pré-Cambriano Nordestino. Tese:Inst.Geociências, USP, São Paulo. 1975.

Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Santos, E.J., Campos Neto, M.C., and Kozuch, M. O evento Cariris-Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas: *Revista Brasileira de Geociências*, 25: 279-296. 1995.

Brito Neves B.B., Santos E.J., Van Schmus W.R. Tectonic history of the Borborema Province. In: Cordani U.G. Milani. E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.) *Tectonic evolution of the South America.* 3st International Geological Congress, p.151-182. 2000.

Brown, L.F., Jr. & FISHER, W.L. Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull-apart basins. In: PAYTON, V.C.E. ed. *Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration.* Tulsa, Am. Assoc. Petrol. Geol. p. 213-248. (Memoir 26). 1977.

Campelo, R.C. Análise de terrenos na porção setentrional da Província Borborema, NE do Brasil: Integração de dados geológicos e gravimétricos. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 130 p. 1999.

Carvalho, I.S., et al., Preservation of dinosaur tracks induced by microbial mats in the Sousa Basin (Lower Cretaceous), Brazil, *Cretaceous Research*. 2013

Carvalho, I. S. Huellas de Saurópodos Eocretácicas de la cuenca de Sousa (Serrote do Letreiro, Estado da Paraíba, Brasil). *Ameghiniana, Argentina*, v. 37, p. 353-362. 2000.

Castro, d.I. & Medeiros, w.e. Afinamento crustal associado à implantação das bacias intracratônicas do trend Cariri-Potiguar. XVII Simpósio de Geologia do Nordeste, Resumos Expandidos, 334-338, São Paulo - SP. 1997.

Castro, D. L., Oliveira, D. C., & Castelo Branco, R. M. G. On the tectonics of the Neocomian Rio do Peixe Rift Basin, NE Brazil: Lessons from gravity, magnetic and radiometric data. *Journal of South American Earth Sciences*, 24, 184–202. 2007.

Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M.F. New Concepts on the Development of East Brazilian Marginal Basins. *Episodes*. 1988.

Córdoba V.C., Antunes A.F., Jardim de Sá E.F., Nunes da Silva A., Sousa D.C., Lins F.A.P.L. Análise estratigráfica e estrutural da Bacia do Rio do Peixe Nordeste do Brasil: integração de dados a partir do levantamento sísmico pioneiro 0295 rio_do_peixe_2d. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 16(1):53-68. 2008.

Correia, Lyndemberg Campelo. Aspectos hidrogeológicos da bacia sedimentar do Rio do Peixe / Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2010.

Dalrymple, R.W. Tidal depositional systems. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, St. John's, pp. 195–218. 1992.

Dantas, E. L. Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão, NE do Brasil. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, São Paulo, Brasil, Tese de Doutorado, 208p. 1997.

Dino, Rodolfo. Palinologia, Bioestratigrafia e Paleoecologia Formação Alagamar-Cretáceo da Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil. CAP XVII: Paleogeografia Eocretácea da Província Borborema. 1992.

Fernandes da Silva, Jos Gedson; CORDOBA, Valeria Centurion; DE OLIVEIRA CALDAS, Luciano Henrique. Proposal of new lithostratigraphic units for the Devonian of the Rio do Peixe Basin, Northeast of Brazil. BRAZILIAN JOURNAL OF GEOLOGY, v. 44, n. 4, p. 561-578, 2014.

Fernandes, Yasmin Lira; Munis, Yasmin de Mello; Junior, Nonato J. Rei da C. Avaliação do potencial gerador da formação Sousa, Bacia do Rio do Peixe, utilizando dados de pirólise ROCK-EVAL e carbono orgânico total. 2017.

Fossen, H, Schultz RA, Shipton ZK, Mair K. Deformation bands in sandstone: a review. J Geol Soc Lond. 2007

Fossen, H. Structural Geology. Cambridge University Press, New York, USA. 2010.

Fossen, H., Soliva, R., Ballas, G., Trzaskos, B., Cavalcante, C., & Schultz, R. A. A review of deformation bands in reservoir sandstones: geometries, mechanisms and distribution. Geological Society, London, Special Publications, 459(1), 9–33. 2017.

Françolin, J.B.L.; Cobbold, P.R; Szatmari, P. Faulting in the Early Cretaceous Rio do Peixe Basin (NE Brazil) and its significance for the opening of the Atlantic. Journal Structural Geology, v.16, p.647-661. 1994.

Ghilardi, A.M., Aureliano, T., Duque, R.R.C., Fernandes, M.A., Barreto, A.M.F., Chinsamy, A., A new titanosaur from the lower cretaceous of Brazil, Cretaceous Research, doi: 10.1016/j.cretres.2016.07.001. 2016.

Guimarães, I. P., Brito, M. F. L., Lages, G. A., Silva Filho, A. F., Santos, L., Brasilino, R. G. Tonian granitic magmatism of the Borborema Province, NE Brazil: A review. *Journal of South American Earth Science*, 68, 97-112. 2016.

Guiraud, R. and Maurin, J.C. Le rifting en Afrique au Crétacé inférieur: synthèse structurale, mise en évidence de deux phases dans la genèse des bassins, relations avec les ouvertures océaniques peri-africaines. *Bull. Sot. Géol. Fr.* 162(5): 81-823. 1991.

Hackspacher, P.C., Van Schmus, W.R., and Dantas, E.L. Um embasamento Transamazônico na Província Borborema. In: *Congresso Brasileiro de Geologia 36*, Natal, Anais, S.B.G., 6.2683-2696. 1990.

Hollanda M. H. B. M., Archanjo C. J., Souza L. C., Liu D., Armstrong R. U/Pb SHRIMP geochronology of the augen gneisses from the Seridó Belt (Borborema Province): geodynamic significance. In: *SBG, Simp. Estudos Tectônicos*, 11, Natal, Anais, p.347. 2007.

Jardim de Sá, E.F. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 803 p. 1994.

Jardim de Sá, E.F., Medeiros W.E., Castro D.L. Contribuição da gravimetria aos modelos de estruturação crustal da Província Borborema, Nordeste do Brasil. In: *SBG, Simp. Geol. Nord.*, 17, Res. Expan., p. 352-357. 1997.

Jopling, AV, Walker R.G. Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. *J Sediment Petrol* 38:971-984. 1968.

Leonardi, Giuseppe; Carvalho, Ismar de Souza. *Geologia das Bacias de Pombal, Souza, Uiraúna-Brejo das Freiras e Vertentes (Nordeste do Brasil)*. 1992.

Leonardi, Giuseppe; Carvalho, Ismar de Souza. *Iconofósseis da Bacia do Rio do Peixe, PB – O mais marcante registro de pegadas de dinossauros do Brasil*. 2002.

Lima Filho, M. L. Evolução tectono-sedimentar da Bacia do Rio do Peixe - PB. Dissertação de Mestrado. UFPE. Recife. 1991.

Lima, M. R.; Coelho, M. P. C. A. Estudo palinológico da sondagem estratigráfica da Lagoa do Forno, Bacia do Rio do Peixe, Cretáceo do Nordeste do Brasil. Boletim do Instituto de Geociências - USP, Série Científica 18, p. 67-83. 1987.

Mabesoone, J. M. & Campanha, V. A. Caracterização estratigráfica dos grupos Rio do Peixe e Iguatu. Rev. Estudos Sediment., UFRN, Museu Câmara Cascudo, 3/4: 21-41. 1974.

Matos, R.M.D., The Northeast Brazilian Rift System. 1992.

Matos, R. M. D. History of the Northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break-up between Brazil and West Africa. In: Cameron, N. R.; Bate, R. H.; Clure, V. S. (eds.), The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic. Geol. Soc., London, Spec. Publ., 153: 55-73. 1999.

Medeiros, V.C., Amaral, C.A., Rocha, D.E.G.A., Santos, R.B. Programa Geologia do Brasil - PGB. Sousa. Folha SB.24-Z-A. Estados da Paraíba, Rio Grande do Norte e Ceará. Mapa Geológico. Recife: CPRM, 2005, 1 mapa, color., 66cm x108cm. Escala 1:250.000. Geologia e Recursos Minerais da Folha Sousa - SB.24-Z-A Escala 1:250.000: Nota explicativa. Sistema de Informações Geográficas - SIG. Brasília: CPRM - Serviço Geológico do Brasil. 1 CD ROM 1 mapa geológico. Programa de Geologia do Brasil - PGB. Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, p. 325. 2005.

Mendonça Filho, J. G.; Carvalho, I. S.; Azevedo, D. A. Aspectos geoquímicos do óleo da Bacia de Sousa (Cretáceo Inferior), Nordeste do Brasil: contexto geológico. São Paulo, Geociências, UNESP, 25: 91-98. 2006.

Miall A.D. A review of the braided river depositional environment. Earth Sci Rev 13: 1-62. 1977.

Miall A.D. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: Miall AD (ed). Fluvial sedimentology. Can Soc Petrol Geol Mem 5: 597-604. 1978.

Miall, A.D. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Sci. Rev.*, 22: 261-308. 1985.

Miall, Andrew D. Principles of Sedimentary Basin Analysis. 3rd ed. Berlin, Springer-Verlag, 616 p., 1990.

Miall, Andrew D. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. Berlin. Springer- Verlag. 852p., 1996.

Miall, A.D. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Analysis and Petroleum Geology. Spring-Verlag, New York, 582. 2006.

Miall, A.D. Fluvial depositional systems. Springer, 316p. 2014.

Neves, S. P., Bruguier, O., Bosh, D., Silva, J. M. R., Mariano, G. U-Pb ages of plutonic and metaplutonic rocks in southern Borborema Province (NE Brazil): timing of Brasiliano deformation and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, 25(3), 285-297. 2008.

Nicchio, M.A., Nogueira, F.C.C., Balsamo, F., Souza, J.A.B., Carvalho, B.R.B.M., Bezerra, F.H.R., Development of cataclastic foliation in deformation bands in feldspar-rich conglomerates of the Rio do Peixe Basin, NE Brazil, *Journal of Structural Geology*, doi: 10.1016/j.jsg.2017.12.013. 2018.

Nichols, G. Sedimentology and Stratigraphy. Blackwell Science Ltd., London, 335 p. 2009.

Nóbrega, M.A., Sá, J.M., Bezerra, F.H.R., Hadler Neto, J.C., Iunes, P.J., Guedes, S., Tello Saenz, C.A., Hackspacher, P.C., Lima-Filho, F.P., The use of apatite fission track thermochronology to constrain fault movements and sedimentary basin evolution in northeastern Brazil. *Radiat. Meas.* 39, 627–633. 2005.

Nogueira F.C.C., Marques F.O, Bezerra F.H.R, de Castro D.L, Fuck R.A. Cretaceous intracontinental rifting and post-rift inversion in NE Brazil: Insights from the Rio do Peixe Basin. *Tectonophysics*. 2015.

Oliveira, R. G. Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozóico da Província Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil). Tese de Doutorado. UFRN. Natal. 2008.

Ponte, F. C.; Hashimoto, A. T.; Dino, R., coords. Geologia das bacias sedimentares mesozóicas do interior do Nordeste do Brasil. PETROBRAS/CENPES/DIVEX/SEBIPE, relat. Inédito. 1991.

Pontes, C. C. Cortez. Propriedades físicas de arenitos afetados por bandas de deformação nos diferentes elementos arquiteturais de uma zona de falha. Universidade Federal de Campina Grande. 2017.

Pontes et al. Petrophysical properties of deformation bands in high porous sandstones across fault zones in the Rio do Peixe Basin, Brazil. 2018.

Popoff, M., Benkheilil, J., Simon, B., Motte, J.J. Approche géodynamique du fosse de la Bénoué (N.E. Nigéria) à partir des données de terrain et de télédétection. *Bull. Centres Rech. Expl. & Prod. Elf-Aquitaine* 323–337. 1983.

Posamentier, H. W. & Walker, R. G. *Facies Models Revisited*. Society for Sedimentary Geology. Tulsa, Oklahoma, U.S.A. 2006.

Rapozo, B. F. - Evolução tectono-estratigráfica da porção central da Bacia do Rio do Peixe, NE do Brasil. 2020.

Regali, M.S.P. Biocronoestratigrafia e Paleoambiente do Eocretáceo das bacias do Araripe (CE) e Rio do Peixe (PB), NE - Brasil, in: 1o Simpósio Sobre a Bacia do Araripe e as Bacias Interiores do Nordeste. *Crato*, pp. 163–171. 1990.

Ribeiro H. J. P.S. Fundamentos de estratigrafia de sequência. In: Ribeiro, H. J. P. S. (org.). *Estratigrafia de sequências: fundamentos e aplicações*. São Leopoldo, Editora da UNISINOS, p. 99-120. 2001.

Rocha, D.; Amaral C. Hidrogeologia da Bacia do Rio do Peixe - Geologia da Bacia do Rio do Peixe. Serviço Geológico do Brasil (CPRM), Recife-PE, 2006.

Roesner H. E., Lana C.C., Le Herissé A., Melo J.H.G. Bacia do Rio do Peixe (PB). Novos resultados biocronoestratigráficos e paleoambientais. In: Carvalho I.S., Srivastava N.K., Strohschoen Jr O., Lana C.C. (eds.) Paleontologia: Cenários de Vida, 3. Rio de Janeiro. Interciência, p. 135-141. 2011.

Rubinstein C., Melo J.H.G., Steemans P. Lochkovian (earliest Devonian) miospores from the Solimões Basin, northwestern Brazil. *Review of Paleobotany and Palinology*, 133:91-113. 2005.

Santos E.J. Contexto Tectônico Regional. In: Medeiros, V.C. (ed.) Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Aracaju NE, Folha SC.24-X. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM. 2, CD-ROM. 2000.

Santos, E.J.; Souza Neto, J.A.; Silva, M.R.R. ; Beurlen, H. ; Cavalcanti, J.A.D. ; Silva, M.G. ; Dias, V.M. ; Costa, A.F. ; Santos, L.C.M.L. ; Santos, R.B. Metalogênese das porções norte e central da Província Borborema. In: Maria da Glória da Silva; Manoel Barreto da Rocha Neto; Hardy Jost; Raul Minas Kuyumjian. (Org.). v. 1. p. 343-38. 2014.

Selley, Raymond C. *Ancient Sedimentary Environments*. Chapman & Hall, London. 237 p., 1970.

Sibson, R. H. Fault rocks and fault mechanisms. v. 133; p. 191-213 *Journal of the Geological Society*. Doi:10.1144/gsjgs.133.3.0191. 1977.

Silva, Ajosenildo Nunes da. *Arquitetura, Litofácies e Evolução Tectono-Estratigráfica da Bacia do Rio do Peixe, Nordeste do Brasil*. Dissertação de Mestrado, 2009.

Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Santos, L., Armstrong, R., Van Schmus, W. R. Geochemistry, U-Pb geochronology, Sm-Nd and O isotopes of ca. 50 Ma long Ediacaran High-K Syn-Collisional Magmatism in the Pernambuco Alagoas Domain,

Borborema Province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 68,134-154. 2016.

Silva, I.T. da. *Evolução diagenética e caracterização da seção Devoniana na Bacia do Rio do Peixe - Nordeste do Brasil*. Universidade Federal do Rio Grande do Norte. 2014.

Sousa, A.d.J., Carvalho, I.d.S., Ferreira, Elizabete.Pedrão., Non-marine ostracod biostratigraphy of cretaceous rift lake deposits (Sousa Basin, Brazil): Paleogeographical implications and correlation With Gondwanic Basins, *Journal of South American Earth Sciences*. 2019.

Tucker, M. E. *Sedimentary Rocks in the Field*, 3rd ed. The Geological Field Guide Series. ix 234 pp. ISBN 0 470 85123 6. *Geological Magazine*, 142(2), 226-226. 2003.

Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Hackspacher, P. C., Babinski, M. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeast Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(3-4),267-288. 1995.

Vasconcelos DL, Marques FO, Nogueira FCC, et al. Tectonic inversion assessed by integration of geological and geophysical data: The intracontinental Rio do Peixe Basin, NE Brazil. *Basin Res*. 2020.

Walker, R. G. (ed.) - *Facies Models*. Geosci. Canada Reprint Series, 1 (first edition), 305 p. 1979.

Walker, Roger G. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: WALKER Roger G.; JAMES Noel P. (Eds). *Facies models: responses to sea level change*. Geological Association of Canada, p.1-14, 1992.

Walker, R.G., and POSAMENTIER, H., eds., *Facies Models Revisited*: SEPM, Special Publication 84. 2006.

Yáñez-Arancibia, A. *Ecología de La Zona Costera*. AGT editor S.A., México, 1ª. Ed., 189 p. 1986.

9 ANEXO:

Pontos	Rumo de mergulho	Ângulo de mergulho	Pontos.	Rumo de mergulho.	Ângulo de mergulho.
A	110	20	H	162	30
A	121	13	H	198	20
A	141	9	H	200	17
MÉDIA A	124	14	H	142	17
B	140	20	H	137	24
B	117	21	H	186	23
B	153	24	MÉDIA H	170,8	21,8
B	92	17	K	100	19
B	141	22	K	91	17
B	170	23	MÉDIA K	95,5	18
B	135	24	L	75	16
MÉDIA B	135,4	21,6	L	111	21
C	160	23	MÉDIA L	93	18,5
C	108	8	N	171	19
C	159	25	N	193	19
MÉDIA C	142,3	18,7	N	75	13
F	163	24	N	169	28
F	192	26	N	182	14
F	183	16	N	140	17
F	170	29	MÉDIA N	155	18,3
F	180	29	P	57	8
F	227	30	MÁXIMO	227	34
F	201	27	MÍNIMO	57	8
F	213	29	TOTAL DE MEDIDAS:	42	
MÉDIA F	191,1	26,3	MÉDIA GERAL	150,9	21,3
G	190	30			
G	177	24	Sul do Sudeste (SSE)	Subaquoso	
G	125	24			
G	180	34			
MÉDIA G	168	28			

Anexo 1: Medidas de Paleocorrentes do Trabalho.



Anexo 2: Coruja-Buraqueira sob arenitos da formação Antenor Navarro.