



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

FERNANDO CAETANO DE LIMA FILHO

**ESTUDO DE FÁCIES (LITOFÁCIES E ARQUITETURA DEPOSICIONAL) DA
FORMAÇÃO TACARATU NA REGIÃO DA VILA DO CATIMBAU (PE), BACIA
DO JATOBÁ**

Recife

2023

FERNANDO CAETANO DE LIMA FILHO

**ESTUDO DE FÁCIES (LITOFÁCIES E ARQUITETURA DEPOSICIONAL) DA
FORMAÇÃO TACARATU NA REGIÃO DA VILA DO CATIMBAU (PE), BACIA
DO JATOBÁ**

Dissertação apresentada ao
programa de Pós-Graduação em
Geociências do Centro de Tecnologia
e Geociências da Universidade
Federal de Pernambuco, como
requisito para obtenção do grau de
Mestre em Geociências. Área de
concentração: Geologia Sedimentar
e Ambiental.

Orientador (a): Prof. Dr. Gelson Luís Fambrini

Recife

2023

.Catalogação de Publicação na Fonte. UFPE - Biblioteca Central

Filho, Fernando Caetano de Lima.

Estudo de fácies (litofácies e arquitetura deposicional) da Formação Tacaratu na região da Vila do Catimbau (PE), Bacia do Jatobá / Fernando Caetano de Lima Filho. - Recife, 2023.
104f.: il.

Dissertação (Mestrado) - Centro de Tecnologia e Geociências , Programa de Pós Graduação em Geociências, 2023.

Orientação: Gelson Luís Fambrini.

1. Fácies; 2. Análise arquitetural; 3. Formação Tacaratu; 4. Bacia do Jatobá. I. Fambrini, Gelson Luís. II. Título.

UFPE-Biblioteca Central

FERNANDO CAETANO DE LIMA FILHO

**ESTUDO DE FÁCIES (LITOFÁCIES E ARQUITETURA DEPOSICIONAL) DA
FORMAÇÃO TACARATU NA REGIÃO DA VILA DO CATIMBAU (PE), BACIA
DO JATOBÁ**

Dissertação apresentada ao Programa
de Pós Graduação em Geociências da
Universidade Federal de Pernambuco,
Centro Acadêmico Recife, como
requisito para a obtenção do título de
Mestre em Geociências. Área de
concentração: GEOLOGIA
SEDIMENTAR E AMBIENTAL

.

Aprovado em: 27/11/2023.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Gelson Luís Fambrini (Orientador)
Universidade Federal de Pernambuco - UFPE

Prof. Dr. Virginio Henrique de Miranda Lopes Neumann (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco - UFPE

Prof. Dr. Felipe Torres Figueiredo (UFS) (Examinador Externo)
Universidade Federal de Sergipe (UFS)

Prof. Dr. Wellington Ferreira da Silva Filho (Examinador Externo)
Universidade Federal do Ceará (UFC)

AGRADECIMENTOS

Dedico este espaço para, de alguma forma, mostrar gratidão a todas as pessoas e órgãos, que de forma direta e indireta, me fizeram chegar até aqui.

Primeiramente agradeço à minha família. Minha mãe Aldilene, meu pai Fernando que me proporcionaram uma boa educação dentro dos seus limites. Minhas irmãs Luciana e principalmente Fernanda (que entende as dificuldades deste período acadêmico) se preocupando comigo em tudo. E também à minha prima Maria Heloisa (Lolô), que nos seus 12 anos, mesmo sem entender direito todo esse processo, sempre pergunta se estou estudando e se está tudo bem.

Agradeço ao Programa de Graduação em Geociências (PPGEOC – UFPE), que através dos seus professores, ampliam e dividem seus conhecimentos com os alunos.

Aos Professores Dr. Wellington Ferreira da Silva Filho (UFC), Dr. Felipe Torres Figueiredo (UFS) e Dr. Virginio Henrique de Miranda Lopes Neumann (UFPE) que gentil e pacientemente aceitaram participar da banca examinadora.

Quero agradecer em especial ao meu orientador, Professor Dr. Gelson Luís Fambrini pelos ensinamentos, pelo companheirismo, pelo incentivo, e principalmente, pela paciência. Sou muito grato, Professor!

Aos amigos de estudo: Leonardo Marinho, Pamela Souza e Renan Queiroz; Além de Daniele Melo pela ajuda em alguns momentos difíceis dentro do mestrado. Vocês não sabem o quanto me ajudaram!

Também agradeço a Ruhama e Ana no auxílio com a descrição das lâminas petrográficas.

Por fim, agradeço ao CNPq pela concessão da bolsa de estudos.

Talvez eu não tivesse chegado neste último parágrafo sem um pouquinho de cada um de vocês.

Obrigado!

“Aprendendo a ter orgulho dos meus dentes amarelos...

Que rangem quando falo, mas se calo, esfarelam.

Ainda servindo para devorar...

O mundo em pedaços que uma hora eu engulo.

E mesmo com sorrisos mais escassos...

Vou digerindo vitórias e fracassos.”

(Trecho da música “Dentes Amarelos” da banda Dead Fish).

RESUMO

Esta dissertação teve como objetivo principal a análise sedimentológica de sistemas fluviais da Formação Tacaratu na Bacia do Jatobá. Em campo, foram coletadas 11 (onze) amostras para confecção de 7 (sete) lâminas petrográficas, sendo todas vindas de afloramentos nas proximidades da Vila do Catimbau, município de Buíque-PE. Todas as amostras coletadas em campo são de arenitos. O estudo de campo mostrou que a maioria dos afloramentos correspondem a arenitos finos a médios, mal selecionados, com grãos subangulosos a subarredondados; e conglomerados finos a médios em menor ocorrência. Litofácies areníticas ocorrem em predominância. As litofácies conglomeráticas ocorrem em menor número, por vezes intercalando num nível centimétrico a métrico com as litofácies areníticas. A identificação de 4 (quatro) associações de fácies e suas respectivas feições e estruturas apontam de maneira geral para um ambiente de deposição fluvial entrelaçado. A identificação de 6 (seis) elementos arquiteturais permitiu caracterizar porções proximais e distais de sistemas de leques aluviais; porções mediano-distais a distais de sistemas fluviais entrelaçados de alta energia; como também formação de barras a partir da migração de formas de leito de canal a jusante, ou ao topo de barras formadas por fluxos em lençol de depósitos de *crevasse splays*. Ao microscópio petrográfico, todos os arenitos são subarcóseos, moderadamente selecionados a mal selecionados, com textura laminada e compacta, grãos majoritariamente subarredondados a subangulosos, empacotamento fechado, com cimento majoritariamente silicático. A proveniência das rochas da Formação Tacaratu corresponde ao ambiente tectônico de um cráton estável. As características mineralógicas da Formação Tacaratu indicam uma fonte sedimentar de rochas ígneas e metamórficas de alto grau e rochas ígneas do Terreno Pernambuco-Alagoas e Cráton São Francisco.

Palavras-Chave: Fácies, Análise arquitetural, Formação Tacaratu, Bacia do Jatobá.

ABSTRACT

This dissertation had as its main objective the sedimentological analysis of fluvial systems of the Tacaratu Formation in the Jatobá Basin. In the field, 11 (eleven) samples were collected to make 7 (seven) petrographic slides, all of which came from outcrops near Vila do Catimbau, municipality of Buíque-PE. All samples collected in the field are from sandstones. The field study showed that the majority of outcrops correspond to fine to medium sandstones, poorly sorted, with subangular to subrounded grains; and fine to medium conglomerates in lesser occurrence. Sandstone lithofacies occur predominantly. Conglomeratic lithofacies occur in smaller numbers, sometimes interspersed at a centimeter to meter level with sandstone lithofacies. The identification of 4 (four) facies associations and their respective features and structures generally point to an interlaced fluvial deposition environment. The identification of 6 (six) architectural elements allowed us to characterize proximal and distal portions of alluvial fan systems; medial-distal to distal portions of high-energy braided river systems; as well as the formation of bars from the migration of channel bedforms downstream, or at the top of bars formed by sheet flows from crevasse splay deposits. Under the petrographic microscope, all sandstones are subarkose, moderately sorted to poorly sorted, with a laminated and compact texture, mostly subrounded to subangular grains, close packing, with mostly silicate cement. The provenance of the Tacaratu Formation rocks corresponds to the tectonic environment of a stable craton. The mineralogical characteristics of the Tacaratu Formation indicate a sedimentary source of high-grade igneous and metamorphic rocks and igneous rocks of the Pernambuco-Alagoas Terrane and São Francisco Craton.

Keywords: Fácies. Sandstones. Catimbau.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 –	Mapa com a localização da área de estudo dentro da Bacia de Jatobá e suas principais vias de acesso.	18
Figura 2 –	Vista de parte do Vale do Catimbau (PE).	20
Figura 3 –	Vista do local denominado de Chapadão no Vale do Catimbau (PE).	21
Figura 4 –	Trabalhos de campo nas proximidades da Vila de Catimbau (PE).	22
Figura 5 –	Trabalhos de campo nas proximidades da Vila de Catimbau (PE).	22
Figura 6 –	Classificação dos arenitos baseado no diagrama proposto por Folk (1968).	24
Figura 7 –	Mapa do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá com os seus embasamentos.	27
Figura 8 –	Domínios tectônicos e principais estruturas da Província Borborema, com destaque para Bacia de Jatobá.	31
Figura 9 –	Ilustração dos limites e arcabouço da Bacia de Jatobá com destaque para as feições estruturais (falhas).	32
Figura 10 –	Arcabouço estrutural da Bacia de Jatobá ilustrando as falhas, horsts e grabens.	33
Figura 11 –	Carta estratigráfica da Bacia de Jatobá.	34
Figura 12 –	Fácies da Formação Tacaratu. (A) Aspecto dos arenitos grossos com estratificação cruzada tabular da fácies Sh, semelhante ao de arenito grosso a conglomerático com estratificação cruzada tabular das fácies Sp; (B) arenito silicificado grosso das fácies Sp; (C) arenitos conglomeráticos a grossos da fácies Scg; (D) aspecto geral dos arenitos da fácies Sh, que mostram formas de intemperidade características; (E): arenito médio bem estratificado da fácies Sp; (F) vista do Vale do Catimbau,	37

Pernambuco, mostrando as formas erosivos da Formação Tacaratu.

- Figura 13 – Fácies da Formação Tacaratu no Vale do Catimbau. A: 49
Fácies Ca de Conglomerados Médios a Grossos com Estratificação Acanalada (Gt); B a D: Fácies Agc de arenitos grossos conglomeráticos de seixos e grânulos (Scg); B a G: Fácies At de arenitos com Estratificação Cruzada Tabular (Sp), sendo que no item G as estratificações cruzadas tabulares são múltiplas (multistorey); H: Fácies Ap de areentos com estratificação plano-paralela (Sh) e I: Fácies Ac Sr de arenitos finos com laminações cruzadas cavalgantes (Sr).
- Figura 14 – Fácies Cm mostrando conglomerados maciços, suportados 50
pela matriz arenosa (areia média), com grânulos e seixos variando entre 0,5 a 2 cm.
- Figura 15 (A e B) Fácies Ca mostrando conglomerados finos a médios que 51
apresentam estratificações acanaladas de pequeno porte.
- Figura 16 – Fácies Ce exibindo corpos de arenitos grossos 53
conglomeráticos de seixos e grânulos variando entre 2,8 a 0,5 cm, suportados pela matriz arenosa.
- Figura 17 (A e B) Fácies Aa mostrando arenitos médios a grossos com 54
- estratificação cruzada acanalada de grande porte, dispostos de forma lenticular. Observar feição de canal acima da pessoa de escala.
- Figura 18 – Fácies At mostrando por arenitos médios, com estratificação 55
cruzada tabular, que variam de pequena a grande porte.
- Figura 19 – Fácies At mostrando por arenitos médios, com estratificação 56
cruzada tabular, que variam de pequena a grande porte.
- Figura 20 – Fácies Ap mostrando arenitos médios, localmente 57
conglomeráticos, bem estratificados, mal selecionados com estratificação plano-paralela evidente.
- Figura 21 (A e B) Fácies Ac mostrando arenitos finos a muito finos, com 58
- laminações cruzadas cavalgantes (climbing-ripples).

Figura 22 –	Associação de fácies (1) Arenitos e Conglomerados Estratificados e Amalgamados (fácies Ca, Aa e At).	60
Figura 23 A	Associação de fácies (2) de Arenitos em Lençóis Amalgamados (fácies Aa, At e Ac). Predomínio de camadas com fácies Aa.	61
Figura 23 B	Associação de fácies (2) de Arenitos em Lençóis Amalgamados (fácies Aa, At e Ac). Predomínio de camadas com fácies At.	62
Figura 24 –	Associação de fácies (2) de Arenitos em Lençóis Amalgamados (multistorey) contém o elemento arquitetônico acreção lateral (Lateral - accretion macroformas - elemento LA).	62
Figura 25 –	Associação de fácies (3) de Arenitos Tabulares Sobrepostos contém o elemento arquitetônico lençóis de areia laminada (elemento LS).	63
Figura 26 –	Associação de fácies (4) de Arenitos Lenticulares Sobrepostos (fácies Aa, At e Ac).	64
Figura 27 –	Principais elementos arquiteturais fluviais da Formação Tacaratu na área estudada. Elementos BA (formas de leito arenosas) e BC (formas de leito cascalhosas).	66
Figura 28 –	Principais elementos arquiteturais fluviais da Formação Tacaratu na área estudada. Elementos CN (canais), AL (acreção lateral) e LL (lençóis de areia laminada).	67
Figura 29 –	Principais elementos arquiteturais fluviais da Formação Tacaratu na área estudada. Elementos CN (canais), AL (acreção lateral) e LL (lençóis de areia laminada).	68
Figura 30 A –	Grãos de quartzo subangulosos a subarredondados em um arenito subarcóseo, mal selecionado; Nicóis paralelos; Objetiva de 2,5x.	72
Figura 30 B -	Grãos de quartzo subangulosos a subarredondados em um arenito subarcóseo, mal selecionado; Nicóis cruzados; Objetiva de 2,5x.	73

Figura 31 (A e B)	Grão de quartzo monocristalino subanguloso a subarredondado em um arenito subarcóseo, mal selecionado; (A) Nicóis paralelos e (B) Nicóis cruzados; Objetiva de 2,5x.	74
Figura 32 (A e B)	Grão de quartzo policristalino subarredondado a arredondado em um arenito subarcóseo, mal selecionado; (A) Nicóis paralelos e (B) Nicóis cruzados; Objetiva de 2,5x.	75
Figura 33 (A e B)	Grão de feldspato (ortoclásio) subanguloso que apresenta textura subédrica em um arenito subarcóseo, mal selecionado; (A) Nicóis paralelos e (B) Nicóis cruzados; Objetiva de 2,5x.	76
Figura 34 (A e B)	Grão de feldspato (plagioclásio) subanguloso que apresenta geminação polissintética e textura subédrica em um arenito subarcóseo, mal selecionado; (A) Nicóis paralelos e (B) Nicóis cruzados; Objetiva de 10x.	77
Figura 35 A –	Grão de biotita em processo de cloritização em um arenito subarcóseo, mal selecionado. Nicóis paralelos, objetiva de 5x.	78
Figura 35 B –	Grão de biotita em processo de cloritização em um arenito subarcóseo, mal selecionado. Nicóis cruzados, objetiva de 5x.	79
Figura 36 –	Cimento silicático gerado pela dissolução parcial ao longo dos contatos entre os grãos de quartzo. Nicóis cruzados; Objetiva de 2,5x.	80
Figura 37 –	Cimento ferruginoso observado ao redor dos grãos na forma de revestimentos e franjas de hematita. Nicóis paralelos; Objetiva de 5x.	80
Figura 38 –	Composições estruturais de seis amostras de arenito da Formação Tacaratu. Modificada de Folk, 1968.	81
Figura 39 –	Diagrama de proveniência (Dickinson, 1985), mostrando que a contribuição corresponde ao ambiente tectônico de um interior de cráton interior (estável) para as amostras de	82

arenito da Formação Tacaratu na Bacia de Jatobá, região da Vila do Catimbau.

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 –	Resumo das fácies identificadas na Formação Tacaratu, Bacia Jatobá, região da Vila do Catimbau.	47 a 48
Tabela 2 –	Associações de fácies e respectivos elementos arquiteturais da Formação Tacaratu na região na Região da Vila do Catimbau, Bacia de Jatobá.	59 a 60
Tabela 3 –	Principais elementos arquiteturais fluviais da Formação Tacaratu na área estudada.	64 a 65
Tabela 4 –	Análise microscópica dos arenitos da Formação Tacaratu, Bacia do Jatobá, na região da Vila do Catimbau	70 a 71

SUMARIO

1	INTRODUÇÃO	16
1.1	APRESENTAÇÃO	16
1.2	TRABALHOS INTRODUTÓRIOS	16
1.3	OBJETIVO GERAL	17
1.4	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	17
1.5	LOCALIZAÇÃO E ACESSO	18
2	MATERIAL E MÉTODOS	19
2.1	LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO	19
2.2	TRABALHOS DE CAMPO E COLETA DE AMOSTRAS	19
2.2.1	DESCRIÇÃO DE FÁCIES E ELEMENTOS ARQUITETURAIS	23
2.3	ESTUDOS PETROGRÁFICOS	23
3	GEOLOGIA REGIONAL	25
3.1	INTRODUÇÃO	25
3.2	SISTEMA RIFTE RECÔNCAVO-TUCANO-JATOBÁ	26
3.3	EMBASAMENTO	28
3.4	BACIA DO JATOBÁ	30
3.5	LITOESTRATIGRAFIA	33
3.5.1	GRUPO JATOBÁ	35
3.5.1.1	FORMAÇÃO TACARATU	35
3.5.1.2	FORMAÇÃO INAJÁ	38
3.5.2	GRUPO BROTAS	39
3.5.2.1	FORMAÇÃO ALIANÇA	40
3.5.2.2	FORMAÇÃO SERGI	41
3.5.3	GRUPO SANTO AMARO	41
3.5.3.1	FORMAÇÃO CANDEIAS	41
3.5.4	GRUPO ILHAS	42
3.5.5	GRUPO MASSACARÁ	43
3.5.5.1	FORMAÇÃO SÃO SEBASTIÃO	43
3.5.6	FORMAÇÃO MARIZAL	44
3.5.7	GRUPO SANTANA	44

3.5.7.1	FORMAÇÃO CRATO	45
3.5.7.2	FORMAÇÃO ROMUALDO	45
3.5.8	FORMAÇÃO EXU	48
3.5.9	COBERTURAS CENOZOICAS.	46
4	RESULTADOS	47
4.1	ANÁLISE DE FÁCIES SEDIMENTARES	47
4.1.1	FÁCIES CM - CONGLOMERADOS MACIÇOS (GM)	50
4.1.2	FÁCIES CA - CONGLOMERADOS FINOS A MÉDIOS COM ESTRATIFICAÇÃO ACANALADA (GT)	51
4.1.3	FÁCIES CE - CONGLOMERADOS COM ESTRATIFICAÇÃO PLANO-PARALELO (GS)	52
4.1.4	FÁCIES AA - ARENITOS COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA ACANALADA (ST)	53
4.1.5	FÁCIES AT - ARENITOS COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA TABULAR (SP)	55
4.1.6	FÁCIES AP – ARENITOS COM ESTRATIFICAÇÃO PLANO-PARALELA (SH)	56
4.1.7	FÁCIES AC – ARENITOS FINOS COM LAMINAÇÕES CRUZADAS CAVALGANTES (SR)	57
4.2	ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES	59
4.3	ANÁLISE DE ELEMENTOS ARQUITETURAIS	64
4.4	ESTUDO PETROGRÁFICO	69
4.4.1	DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA DAS ROCHAS SILICICLÁSTICAS	69
4.4.1.1	TEXTURA E COMPOSIÇÃO DOS GRÃOS DETRÍTICOS	72
4.4.2	ANÁLISE COMPOSICIONAL	81
4.4.3	PROVENIÊNCIA E AMBIENTE TECTÔNICO	82
5	DISCUSSÃO	83
6	CONCLUSÕES	85
7	REFERÊNCIAS	87
	APÊNDICE	102

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

A realização deste trabalho tem como finalidade a obtenção do título de mestre em Geociências, pelo Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFPE (PPGEOC). Com a orientação do Prof. Dr. Gelson Luís Fambrini, esta dissertação foi construída através dos trabalhos de campo e laboratório, tendo como objeto de estudo as rochas da Formação Tacaratu na Bacia Sedimentar de Jatobá. Com base nas amostras coletadas em campo, foram confeccionadas lâminas petrográficas para melhor entendimento das referidas rochas.

1.2 TRABALHOS INTRODUTÓRIOS

Tendo em vista os trabalhos realizados abordando a geologia da Bacia de Jatobá, majoritariamente, estes trabalhos foram feitos nas porções mais baixas, preterindo as serras Negra e do Periquito, que correspondem as Formações Crato, Romualdo e Exu, representando as serras da bacia. Logo, muitos estudos são de caráter regional com informações sedimentológicas, estratigráficas, hidrogeológicas e tectônicas das unidades que ocorrem na porção basal da bacia.

Tendo em vista trabalhos mais relevantes de caráter regional, é importante citar: O Paleozoico da Bacia do Jatobá (Barreto, 1968), que aborda sobre aspectos estratigráficos; e o estudo de Braun (1966), que analisou a estratigrafia dos sedimentos das Bacias do Tucano-Jatobá, Mirandiba e Araripe. No que se trata de trabalhos desenvolvidos especificamente na Formação Tacaratu na Bacia do Jatobá, um dos trabalhos de maior relevância é o de Carvalho (2018), no qual aborda a sequência siliciclástica basal da Bacia do Jatobá.

Outros trabalhos também possuem a sua relevância, dentre os quais se destacam Caixeta *et al.* (1994), no qual faz uma abordagem geral das Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá; O Projeto Jatobá I e II (CPRM/CNEN, 1972 e 1973), que objetivava a pesquisa de urânio; Hidrogeologia das Bacias Sedimentares de Tucano e Jatobá (Ferreira, 1965), O Inventário Hidrogeológico Básico do Nordeste, Folha 20 (Leal, 1971) e a Hidrogeologia da Bacia do Jatobá (De Melo, 1980), baseados no estudo hídrico da bacia; Já os aspectos estruturais, sísmicos e geotectônicos da Bacia do Jatobá são abordados nos trabalhos de Magnavita &

Cupertino (1987), Magnavita *et al.* (1994). Os trabalhos de abrangência regionais recentes, destacam-se Geologia da Bacia do Jatobá (Rocha & Leite, 1999), Estudo Hidrogeológico da Bacia do Jatobá (Leite *et al.*, 2001), Carta Estratigráfica da Sub-bacia Tucano Norte e Bacia do Jatobá (Costa *et al.*, 2007), Geologia de parte da Folha Airi (Lima, 2011), Folha Poço da Cruz (Neumann *et al.*, 2011); Rocha (2011) que caracterizou o intervalo carbonático aptiano da Bacia do Jatobá e Rocha & Amaral (2007) que subdividiu a Bacia de Jatobá em tectono-sequências.

1.3 OBJETIVO GERAL

Devido ao número pequeno de informações sobre a Bacia de Jatobá, em especial, as suas unidades Paleozóicas, não condizentes com à sua grande importância no cenário das bacias interiores do Nordeste brasileiro, pois a mesma marca a inflexão da orientação geral da ruptura intracontinental abortada no Sistema Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, de N-S para N70E (Magnavita & Cupertino 1987, Magnavita *et al.*, 2012).

. No entanto, universidades e órgãos de pesquisa vêm nos últimos anos, possibilitando um maior entendimento através de alguns trabalhos relevantes na área em questão, como por exemplo o trabalho de Carvalho *et al.* (2018). Com isso, essa publicação tem como objetivo geral fazer análise estratigráfica de sistemas fluviais e tectônica da Formação Tacaratu na Bacia do Jatobá.

1.4 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

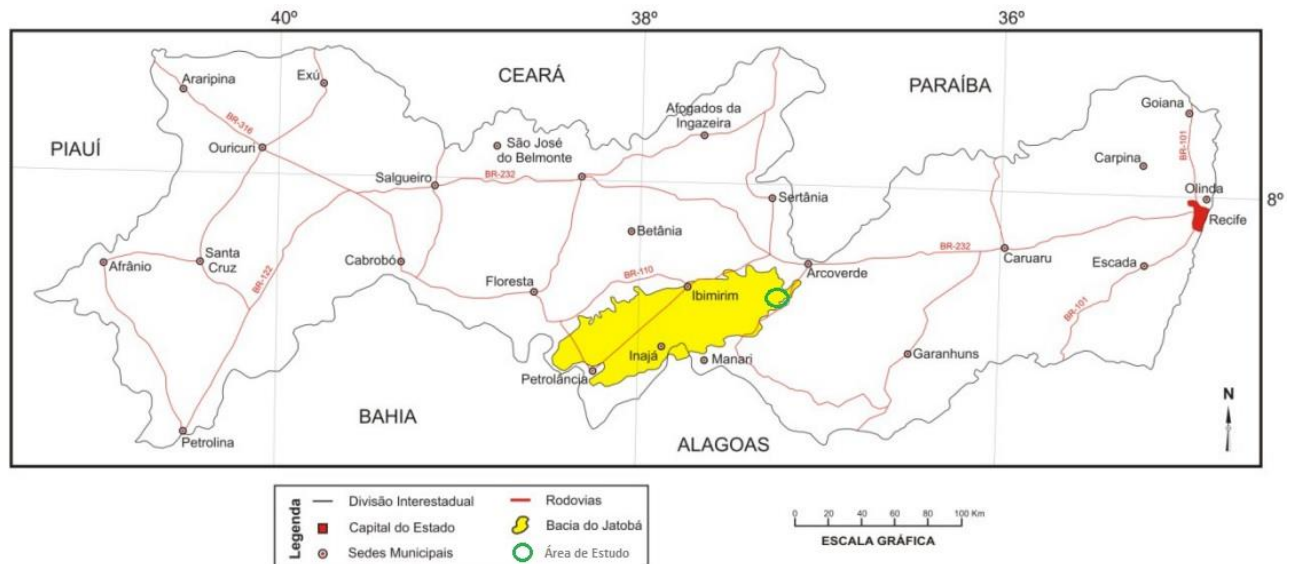
- (i) Análise estratigráfica de fácies e sistemas deposicionais aluviais;
- (ii) Análise de elementos arquiteturais fluviais;
- (iii) Levantamento de perfis estratigráficos de detalhe e correlação entre as exposições estudadas;
- (iv) Caracterizar petrograficamente os arenitos e conglomerados, por meio de seções delgadas;
- (v) Análise de proveniência.

1.5 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A Bacia Sedimentar de Jatobá está inserida, quase que por inteira, na porção Centro-Sul do Estado de Pernambuco, na região denominada de Sertão do Moxotó, com uma área sedimentar de aproximadamente 5.600 Km² tendo direção NE-SW.

A área onde se concentram os pontos estudados neste trabalho encontra-se no entorno da localidade Vila do Catimbau, pertencente ao município de Buíque. Partindo de Recife, o acesso à Vila do Catimbau é feito pelas rodovias BR-232 (até o município de Arcoverde), PE-270 (Até o município de Buíque) e Estrada do Catimbau; numa distância de aproximadamente 293km (Figura 1).

Figura 1 - Mapa com a localização da área de estudo dentro da Bacia de Jatobá e suas principais vias de acesso



Fonte: O autor.

2 MATERIAL E MÉTODOS

A metodologia utilizada para o desenvolvimento da presente pesquisa incluiu as seguintes etapas:

2.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

Aquisição de informações a respeito de dados disponíveis na literatura sobre a geologia da área estudada com ênfase nas rochas das unidades estratigráficas paleozoicas da Bacia de Jatobá nas proximidades da Vila do Catimbau (PE).

2.2 TRABALHOS DE CAMPO E COLETA DE AMOSTRAS

As principais informações para a realização deste trabalho foram obtidas nesta etapa do estudo.

Os trabalhos de campo nas proximidades da Vila de Catimbau-PE (Figuras 2, 3, 4 e 5) foram realizados em dois dias, visando a identificação e a caracterização das litofácies siliciclásticas e suas associações (foco do estudo) das unidades estratigráficas da área de estudo. Amostras representativas das rochas de interesse desta área foram coletadas e devidamente descritas macroscopicamente.

Ao todo, os estudos de campo e coleta de amostras foram realizados em 12 (doze) pontos, que tiveram suas coordenadas obtidas por meio de aparelho GPS. Os pontos de estudos estão contidos na Tabela (consultar apêndice).

Figura 2 – Vista de parte do Vale de Catimbau (PE).



Fonte: O autor

Figura 3 – Vista do local denominado de Chapadão no Vale do Catimbau (PE)



Fonte: O autor

Figura 4 – Trabalhos de campo nas proximidades da Vila de Catimbau (PE)



Fonte: O autor.

Figura 5 – Trabalhos de campo nas proximidades da Vila de Catimbau (PE)



Fonte: O autor.

2.2.1 DESCRIÇÃO DE FÁCIES E ELEMENTOS ARQUITETURAIS

Para a análise de fácies ocorreu a identificação e interpretação de parâmetros importantes tais como texturas (tamanho dos grãos, seleção granulométrica, arredondamento e esfericidade dos grãos) e estruturas sedimentares em escala de afloramento (Miall, 2000). O método de descrição seguiu o esquema de fácies a proposto por Miall (1978, 1996).

Essa metodologia foi aplicada em campo através do levantamento de perfis verticais. As fácies foram descritas levando em conta as litologias e as suas estruturas, sendo de fundamental importância para uma discussão sobre o ambiente deposicional.

As associações de fácies, quando delimitadas por superfícies de deposição na base e no topo, constituem um elemento arquitetural, de importância vital para a interpretação do paleoambiente.

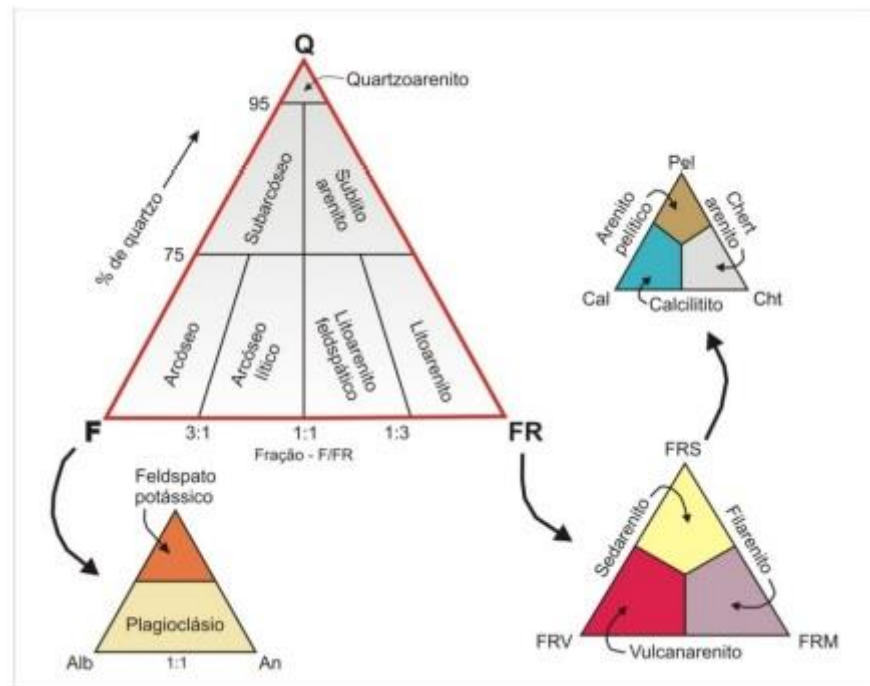
A análise conjunta das descrições e associações de fácies permite interpretar o elemento arquitetural, que representa uma dada geometria em perfil ou em planta diagnóstica de uma pequena parte do sistema deposicional. O conjunto de elementos arquiteturais pode servir de base para a interpretação de um ambiente deposicional.

2.3 ESTUDOS PETROGRÁFICOS

A descrição mineralógica e textural em lâminas de rochas sedimentares, possibilita classificar a origem das partículas detríticas e no local de deposição as condições diagenéticas e de soterramento dos sedimentos.

Onze (11) amostras foram selecionadas dos afloramentos observados/estudados, e a partir delas foram confeccionadas seis (06) lâminas petrográficas. As lâminas petrográficas foram utilizadas para auxiliar na caracterização das litofácies siliciclásticas, seguindo os estudos propostos por Folk (1968), o qual é baseado nas proporções de quartzo, feldspato e fragmentos de rochas (Figura 6); como também, na procedência correta da classificação das rochas e propiciar elementos para inferências de área fonte, processos diagenéticos e de ambientes geradores.

Figura 6 – Classificação dos arenitos baseado no diagrama proposto por Folk (1968).



Fonte: O autor

O método da descrição petrográfica foi definido segundo os itens: Composição (Minerais essenciais e minerais acessórios), Matriz/Cimento, Maturidade textural, Textura da rocha (determinada pelo tamanho das partículas, seleção dos grãos, arredondamento, esfericidade e maturidade textural) e Petrofábrica (representada pela organização e empacotamento das rochas).

3. GEOLOGIA REGIONAL

3.1 INTRODUÇÃO

A Bacia do Jatobá está localizada na parte central do Estado de Pernambuco e ocupa uma área de quase 5.000 km². O contexto geológico em que a Bacia do Jatobá se enquadra está relacionado a história geológica da região Nordeste do Brasil e respectiva origem do Oceano Atlântico sul.

Geologicamente, no nordeste brasileiro, ocorre a Província Borborema (Almeida *et al.* 1977), na qual é definida como uma grande área de dobramentos ocorridos no embasamento, que marca a atividade geológica do continente Gondwana (Brito Neves *et al.*, 1995 e 2000; Magnavita *et al.*, 2012). Marca também a evolução da posterior ruptura que separou os continentes África e América do Sul nas suas bacias sedimentares.

A Província Borborema possui área de aproximadamente 450.000 km², tendo como limites definidos, a oeste, pelas rochas sedimentares paleozóicas da Bacia do Parnaíba; a sul, pelo Cráton São Francisco; e a norte e leste pela Margem Continental Atlântica, sendo esta recoberta pelos sedimentos costeiros de idade meso-cenozóica. De acordo com Jardim de Sá (1994), a província Borborema representa um segmento crustal de uma extensa faixa denominada Trans-Saara, originada pela colisão entre os Crátons do Oeste Africano/São Luís e São Francisco/Congo-Kasai, que viriam a se tornar os blocos continentais consolidados no evento orogênico Brasileiro/Pan-Africano.

De acordo com Brito Neves *et al.* (2000), a bacia do Jatobá situa-se entre as Zonas Transversal e Meridional da Província da Borborema (Brito Neves, 1995; Gomes, 2001), estando plenamente inserida no Terreno Pernambuco-Alagoas da Província Borborema. A Zona transversal compreende os terrenos do Alto Moxotó e Rio Capibaribe, enquanto a Zona Meridional compreende os terrenos Pernambuco-Alagoas.

Esta bacia, assim como a Sub-bacia de Tucano Norte, faz parte da extremidade setentrional do ramo abortado do Sistema Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, o qual teve a origem relacionada à extensão crustal que fragmentou o Supercontinente Gondwana, em que teve origem o Oceano Atlântico Sul no Eoaptiano (Costa *et al.*, 2007).

Segundo Magnavita & Cupertino (1987), a Bacia do Jatobá representa um marco da inflexão da direção geral do rifte intracontinental abortado do Sistema Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, tendo modificado a sua direção de N-S para N70E, cuja estruturação está nitidamente controlada pelo Lineamento de Pernambuco e zonas de cisalhamento associadas, de idades neoproterozóicas, que foram reativadas na Era Mesozóica.

3.2 SISTEMA RIFTE RECÔNCAVO-TUCANO-JATOBÁ

O Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (Figura 7) corresponde a um sistema de rifte abortado constituído pelas bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. Sua gênese é relacionada ao processo de ruptura do Supercontinente Gondwana, de idade cretácea (Milani & Davison, 1988). A sua área abrange aproximadamente 45000km², alongando-se na direção N–S entre a cidade de Salvador até próximo ao lineamento de Pernambuco, quando as falhas da borda norte da Bacia do Jatobá infletem para a direção NE (Milani, 1987; Magnavita & Cupertino, 1987; Magnavita & Cupertino, 1988; Milani & Davison, 1988; Santos & Braga, 1990; Santos *et al.*, 1990).

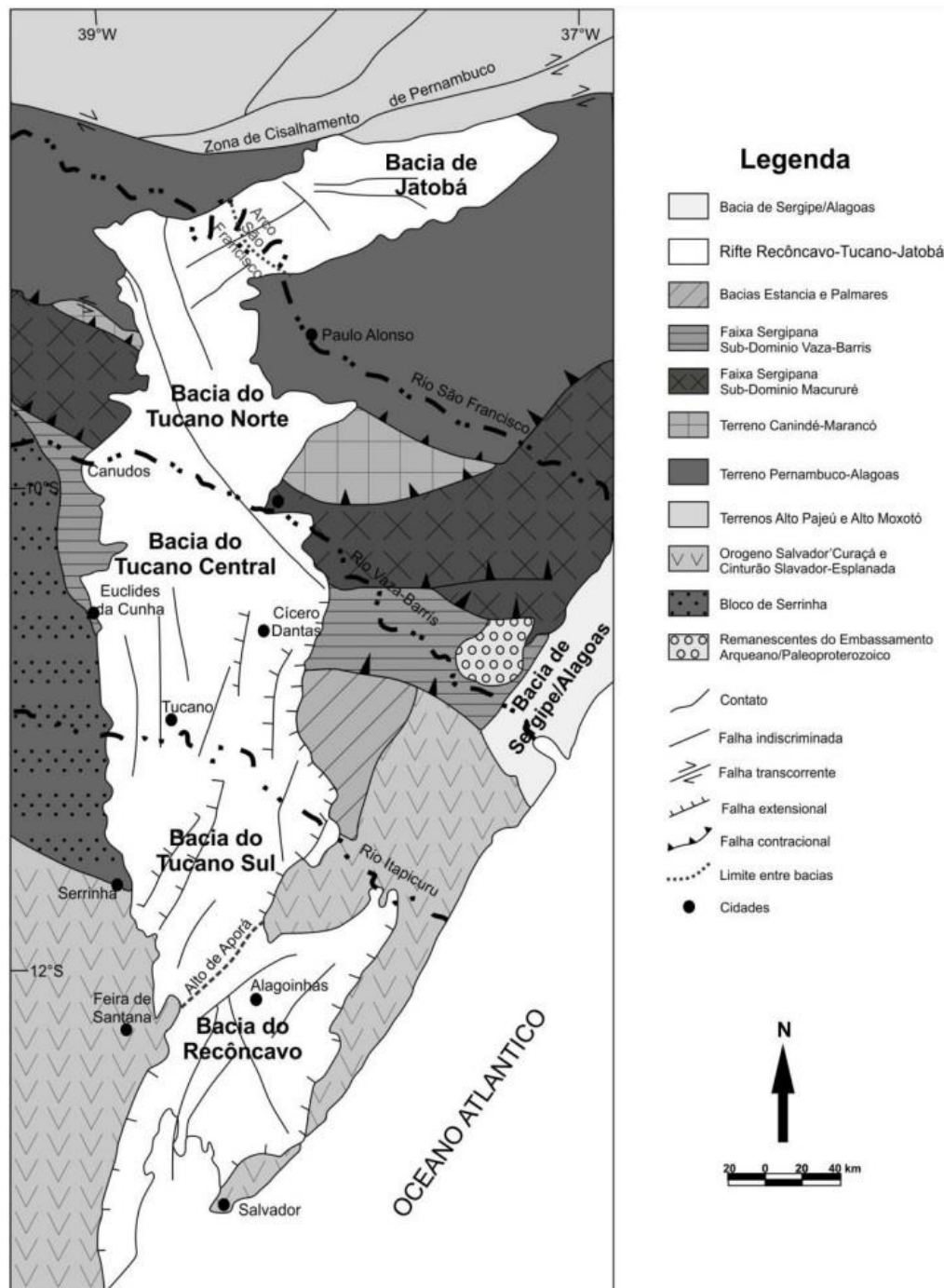
Para Magnavita (1992), a evolução tectônica do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá ocorreu dentro do contexto de separação das placas Sul Americana e Africana. Essa evolução ocorreu em duas fases distintas:

- Primeira Fase: Berriasiano [145 a 138,9 Ma (ICS, 2022)], onde os processos de rifteamento atuaram como tensores de esforços distensivos segundo a orientação E-W.
- Segunda Fase: Início no Albiano [~ 107 Ma (ICS, 2022)], quando Rifte se tornou aulacógeno, caracterizado pela formação de um polo de rotação na região de São Luiz do Maranhão e a mudança na direção de deformação para NW-SE.

A Bacia do Jatobá pode ser correlacionada com a Bacia do Araripe, isto com base na estratigrafia, obtendo como parâmetro a análise de sequências de Ponte *et al.* (1997), excetuando as sequências Gama e Delta (estas não ocorrem na Bacia do Araripe). Desta maneira, as bacias do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, podem ser divididas em sete tectono-sequências: tectono-sequencia Beta, siluro-devoniana (não

ocorre no rifte); tectono-sequencia Gama, devoniana a eocarbonífera; a tectono-sequência Delta, neocarbonífera a permiana; a tectono-sequência pré-rifte, neojurassica; a tectono-sequência sin-rifte, eocretácea, a tectono-sequência pós-rifte, mesocretácea e a tectono-sequência Zeta, cenozoica.

Figura 7 - Mapa do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá com os seus embasamentos



Fonte: Guzmán, J. *et al.* (2015a).

As tectono-sequências Beta, Gama e Delta englobam o segundo, terceiro e quarto ciclo deposicional, respectivamente, nas bacias intracratônicas em condições ortoplateformais, quando a plataforma brasileira se encontrava consolidada e estabilizada. As tectono-sequências mencionadas evidenciam um ciclo completo de transgressão-regressão, e são representados pelas formações Tacaratu, Inajá, Curitiba, Santa Brígida e Afligidos.

De acordo com Ponte *et. al.*, (1997), a tectono-sequência pré-rifte marca o registro sedimentar da fase inicial, sendo precursora do episódio de rifteamento que deu origem a margem continental brasileira. Essa tectono-sequência mostra um ciclo sedimentar continental, caracterizado por sistemas lacustres e flúvio-eólicos. Está representada pelos sedimentos do Grupo Brotas, que engloba as formações Aliança e Sergi.

Já a tectono-sequência sin-rifte marca o registro estratigráfico do estágio tectônico de ruptura crustal que originou o processo de formação do Atlântico Sul. Esta sequência também representa um ciclo continental marcado por sistemas lacustres, fluviais e eólicos, que caracterizam os litotipos do Grupo Santo Amaro, do Grupo Ilhas e do Grupo Massacará.

A tectono-sequência pós-rifte corresponde um estágio de subsidência crustal regional (Medeiros & Ponte, 1981) e representa um ciclo sedimentar predominantemente continental, contemporâneo das supersequências Transicional e Marinha, das bacias pericratônicas brasileiras (Ponte *et. al.*, 1997). Está caracterizada por sistemas de leques aluviais, flúvio eólicos e lacustrino, com influência marinha. Engloba as formações Marizal, Santana e Exu.

Por fim, a tectono-sequência Zeta corresponde as coberturas terrígenas continentais, depositadas sobre a superfície peneplanizada do ciclo erosional Sul-Americano, representadas pelos depósitos eluviais/colúviais e aluvionares.

3.3 EMBASAMENTO

O embasamento dessas bacias é composto por rochas que apresentam idades pré-cambrianas. Essas rochas possuem características de diferentes ambientes tectônicos: Dentre os diferentes ambientes tectônicos estão os terrenos granito-

greenstone, cinturões móveis, faixas de dobramento e cavalgamentos, além outros terrenos tectônico-estratigráficos descritos a seguir.

Os terrenos mais antigos pertencem ao Bloco Serrinha (Neves *et al.*, 1978), anteriormente denominado de Núcleo Arqueano de Serrinha (Mascarenhas, 1979) localizado a oeste da bacia de Tucano Central. O Bloco de Serrinha é constituído por terrenos gnáissico-migmatíticos meso a neoarqueanos dos complexos Santa Luz e Uauá e pelas sequências supracrustais paleoproterozóicas dos greenstonebelts do Rio Itapicuru e do Rio Capim.

A porção oeste e a porção sul do bloco Serrinha estão limitadas pelo Cinturão Móvel Salvador-Curaçá. (Santos & Souza, 1983), de idade Neoarqueana (2,7 Ga; Silva *et al.*, 1997), que configura o segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, cujo domínio sul é designado pelo Cinturão Itabuna (Figueiredo, 1989).

A leste do Bloco de Serrinha e das bacias do Recôncavo e Tucano Sul encontra-se o cinturão Salvador-Esplanada (Barbosa & Dominguez, 1996). Este cinturão é constituído por duas faixas: Uma faixa sendo ocidental, na fácies granulito, e a outra na fácies anfibolito alto. A zona de cisalhamento Alto de Aporá marca o limite noroeste deste cinturão, assim como o limite entre as referidas bacias.

Ainda como embasamento do rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, ocorre o terreno Pernambuco-Alagoas (Delgado *et al.*, 2003), que faz parte da Província Borborema. Esse terreno tem como limite norte o Lineamento de Pernambuco, pelos terrenos Alto Pajeú e Alto Moxotó, e sul por zonas de cisalhamento contracionais, com o terreno Canindé-Marancó.

O Terreno Pernambuco-Alagoas é constituído por rochas metassedimentares e ortognaisses paleoproterozóicas. As idades destas foram determinadas através de datação por U-Pb SHRIMP (Silva *et al.*, 2002), limitando a Bacia de Jatobá a oeste, noroeste e sudeste, e a Bacia do Tucano Norte, a leste.

Os terrenos Alto Pajeú e Alto Moxotó, situados a norte do Lineamento Pernambuco (Delgado *et al.*, 2003), formam o limite norte da Bacia de Jatobá, separados dela pela falha de Ibimirim (Magnavita *et al.*, 2003). Esses terrenos são denominações recentes para a Faixa Dobrada Brasileira Pajeú-Paraíba. Litologicamente, os terrenos consistem em xistos, filitos, rochas metavulcânicas e metaultramáficas, além de metapelitos carbonáticos com idades que variam entre 2,12 e 1,05 Ga, (Paleo a Mesoproterozóica).

A Faixa Sergipana é uma das faixas de dobramentos que ocorrem às margens do Cráton de São Francisco, localizada entre os terrenos Canindé-Marancó e Pernambuco-Alagoas a norte, e ao Cráton de São Francisco a sul, com vergência para este último. Tem como origem uma bacia de margem passiva, que foi gerada e deformada no Neoproterozóico e está dividida em dois subdomínios (Delgado *et al.*, 2003): 1) Subdomínio Macururé, que consiste em depósitos pelítico-psamíticos de natureza turbidítica; 2) Subdomínio Vaza-Barrís, formado por depósitos carbonático-pelíticos. A faixa sergipana é seccionada em dois segmentos pelo rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá e seu segmento oriental correspondem ao limite leste da Bacia do Tucano Central.

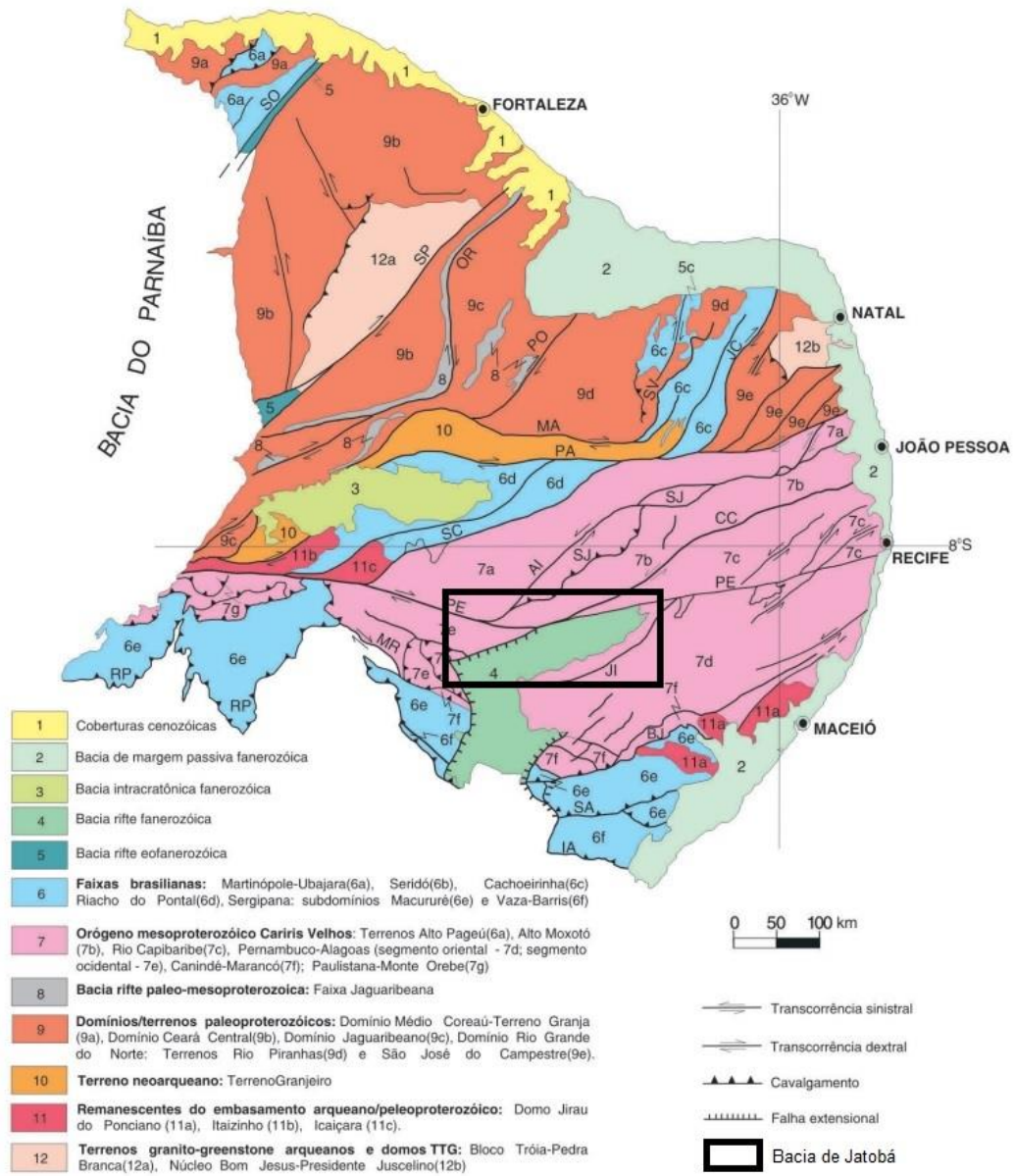
3.4 BACIA DO JATOBÁ

O enquadramento geológico regional da Bacia de Jatobá não pode ser entendido sem fazer referência à evolução geológica do NE do Brasil, e sua relação com a origem do Oceano Atlântico Sul. No nordeste brasileiro ocorre a denominada Província Borborema (Almeida *et al.*, 1977), uma ampla região de dobramentos arranjados em frações do embasamento, que registra a articulação do continente Gondwana (Brito Neves *et al.*, 1995 e 2000; Magnavita *et al.*, 2012), e nas suas bacias a evolução da posterior ruptura que separou os continentes África e América do Sul. A Bacia de Jatobá é a extremidade setentrional do Sistema Recôncavo-Tucano-Jatobá (Santos *et al.*, 1990; Costa *et al.*, 2007), e marca a inflexão da orientação geral da ruptura intracontinental abortada no citado sistema, de N-S para N70E (Magnavita & Cupertino 1987, Magnavita *et al.*, 2012).

Os seus limites são constituídos pela Falha de Ibimirim a Norte, pela falha de São Francisco, que tem contato com a Sub-bacia de Tucano Norte a oeste e as bordas flexurais nas outras direções restantes, com associações de pequenas falhas (Figuras 9 e 10).

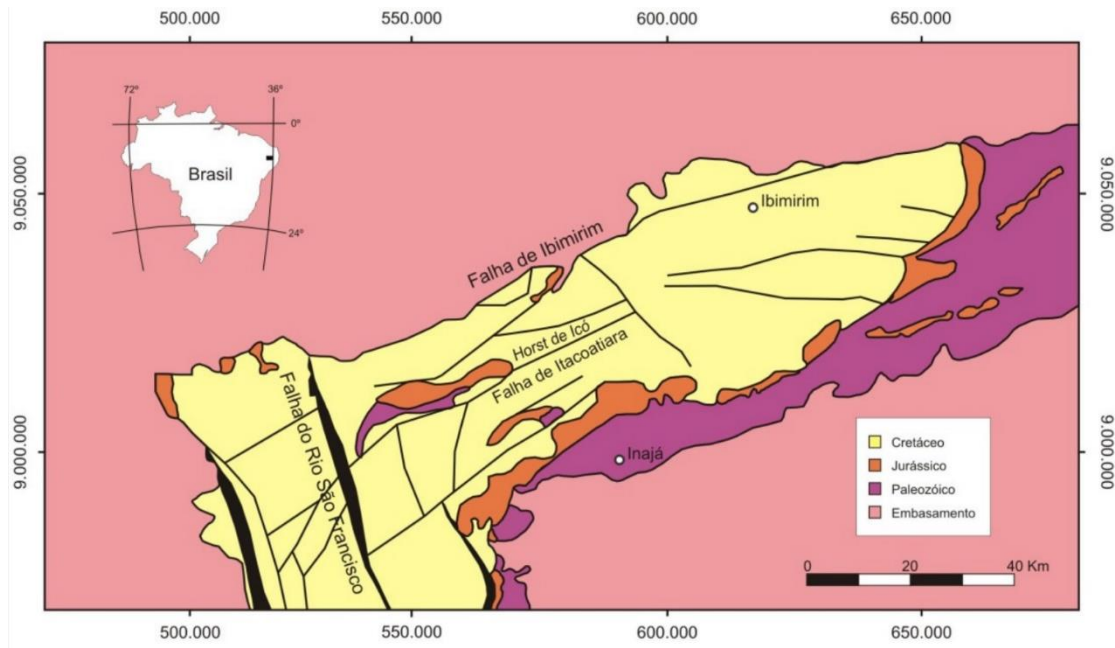
De acordo com Brito Neves *et al.* (2000), a Bacia do Jatobá (Figura 8) situa-se entre as Zonas Transversal e Meridional (Figura 8) da Província da Borborema (Brito Neves, 1995; Gomes, 2001), estando plenamente inserida no Terreno Pernambuco-Alagoas da Província Borborema.

Figura 8 – Domínios tectônicos e principais estruturas da Província Borborema, com destaque para Bacia de Jatobá.



Fonte: O autor, adaptado de Delgado *et al.*, 2003.

Figura 9 - Ilustração dos limites e arcabouço da Bacia de Jatobá com destaque para as feições estruturais (falhas)

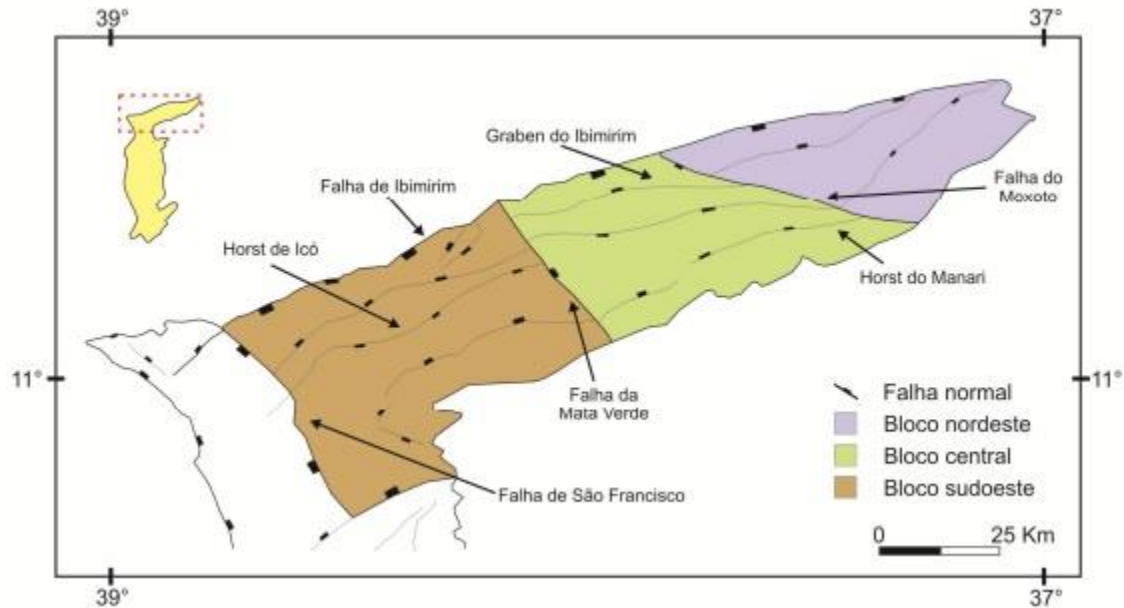


Fonte: O autor, modificado de Costa *et al.*, 2003.

Esta bacia, assim como a Sub-bacia de Tucano Norte, faz parte da extremidade setentrional do ramo abortado do Sistema Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá.

A Zona de Cisalhamento de Pernambuco tem forte influência no arcabouço estrutural da Bacia de Jatobá através de suas falhas associadas, como a Falha de Ibimirim. Essa falha representa o limite N-NE da bacia e controla seu depocentro (Magnavita & Cupertino 1987, Magnavita 1992). A geração e a evolução da bacia estão associadas a esforços transtrativos de uma tectônica transcorrente (Peraro 1995); caracterizada pela presença de um hemi-graben constituído predominantemente por blocos rotacionados e progressivamente mais baixos em direção a NW (Rocha & Leite 2001; Rocha 2011), junto à Falha de Ibimirim. De acordo com Costa *et al.* (2007), falhas normais planares de direção N70E, sintéticas em relação à falha de borda, acomodam o mergulho das camadas a partir da margem flexural em direção ao depocentro. As principais feições estruturais da bacia (figuras 9 e 10) são: Falha de Ibimirim (Falha de borda), Graben de Ibimirim (depocentro principal da bacia), Horst do Icó, e as falhas de Mata Verde e Moxotó (Aragão & Peraro 1994, Peraro 1995, Lima-Filho *et al.* (2009), Rocha 2011).

Figura 10 – Arcabouço estrutural da Bacia de Jatobá ilustrando as falhas, horsts e grabens.



Fonte: O autor, modificado de Magnavita (1992).

3.5 LITOESTRATIGRAFIA

A nomenclatura litoestratigráfica adotada obedece à precedência da definição das revisões estratigráficas feitas por:

- Braun (1966) e Viana *et al.* (1971), de Bacia Recôncavo/Tucano;
- Caixeta *et al.* (1994), de todo o sistema Recôncavo-Tucano-Jatobá;
- Costa *et al.* (2007) da Sub-Bacia de Tucano Norte e Bacia de Jatobá e;
- Guzmán *et al.* (2015a) da Bacia de Jatobá.

Estudos realizados na Bacia de Jatobá por por Rocha & Leite (1999), Neumann *et al.* (2010) e Neumann & Rocha (2014) propuseram que a Bacia de Jatobá apresenta estágios deposicionais e estruturais diferentes das bacias de Recôncavo e Tucano, com as quais compõe o abortado sistema rifte. A descrição litológica de cada unidade segue as observações realizadas na sua área de ocorrência dentro da Bacia de Jatobá por Rocha & Amaral (2007) e Rocha (2011).

Rocha & Amaral (2007) subdividiu a Bacia de Jatobá nas tectono-sequências Beta, Pre-Rifte, Rifte, Pós-Rifte e Zeta com base na correlação estratigráfica com a Bacia do Araripe. O empilhamento sedimentar da bacia denominado nesta dissertação tem como referência a proposta feita por Fambrini *et al.* (2010, 2011) em base ao modelo de Prosser (1993) para a Bacia do Araripe e a modificação de Kuchle (2010)

3.5.1 GRUPO JATOBÁ

Foi definido por Barreto (1968) como sendo a sequência sinéclise basal paleozoica da Bacia de Jatobá, subdividida nas formações Manari, Inajá, Ibimirim e Moxotó. É utilizada neste estudo a nomenclatura modificada por Caixeta *et al.* (1994), agrupando as formações Tacaratu e Inajá presentes na porção sul da Bacia de Jatobá e no Graben de Santa Brígida na borda leste da Sub-Bacia de Tucano Norte.

3.5.1.1 FORMAÇÃO TACARATU

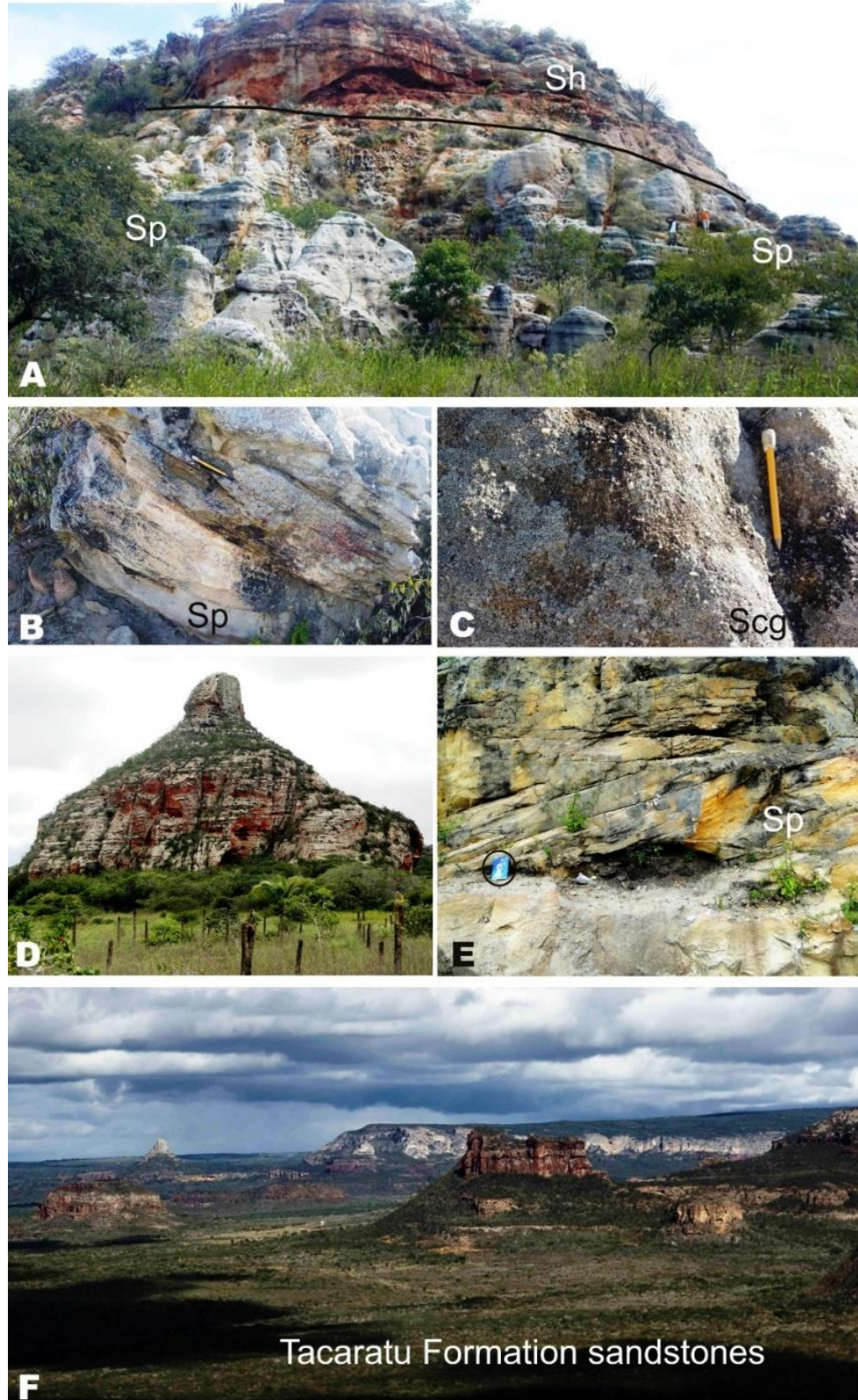
O termo Tacaratu, como formação, foi sugerido por Braun (1966). Em seguida, Barreto (1968) propôs a esta unidade a denominação de Formação Manari em relação à Serra do Manari, onde relevante seção vertical ocorre. Foi finalmente demonstrado por Braun (1970) a prioridade do termo Tacaratu para designar a unidade.

A Formação Tacaratu aflora de forma contínua na borda leste e sul da Bacia de Jatobá, ocorrendo desde a porção sul da cidade de Inajá até as proximidades da cidade de Arcoverde. Apresenta relevo bastante acidentado, com encostas abruptas, em função da sua composição constituída por arenito conglomerático, com forte diagênese que localmente apresenta forte silicificação, principalmente em zonas de falha, onde a ação do intemperismo esculpe formas de aspecto ruiforme. Esta característica marcante pode ser bem observada na região do Parque Nacional do Catimbau e nas proximidades do povoado de Moxotó, porções leste e sudeste da bacia, respectivamente (Rocha & Amaral, 2007).

Segundo Barreto (1968), a Formação Tacaratu se inicia com conglomerado basal grosso com seixos que não superam 2cm em diâmetro, subarredondados a arredondados, bem compactado, de espessura em torno de 1m, excepcionalmente atingindo 2m. Acima do conglomerado basal, de acordo com Barreto (1968), Carvalho (2010), Carvalho *et al.* (2010) e Carvalho *et al.* (2018) ocorrem arenitos conglomeráticos grossos a médios, localmente conglomerados médios, constituídos por seixos de quartzo, e arenitos grossos a médios, variegados (cores que variam de vermelho-ferruginosa, róseo-avermelhada a amarelada, cinza até esbranquiçada) (Figura 12). Existem duas associações de fácies sedimentares principais para estes arenitos e conglomerados: a) arenito róseo a avermelhado, de pequena espessura, a

granulação varia de média a grossa, texturalmente imatura a submatura, e moderadamente selecionado, as estruturas presentes são estratificação plano-paralela e estratificação cruzada acanalada de médio a pequeno porte; as direções das paleocorrentes são em sua maioria de SSE para NNW; b) arenitos de cor variando de cinza a creme, granulação média a grossa com níveis conglomeráticos e granodecrescência ascendente, nos quais se verifica níveis de seixos representados por depósitos de paleopavimentos. Estratificações cruzadas acanaladas de médio a grande porte e estratificações cruzadas tabulares com sentidos de paleocorrentes variando de 340° Az a 350° Az são as estruturas dominantes nesses arenitos.

Figura 12 – Fácies da Formação Tacaratu. (A) Aspecto dos arenitos grossos com estratificação curuzada tabular da fácies Sh, semelhante ao de arenito grosso a conglomerático com estratificação curuzada tabular das fácies Sp; (B) arenito silicificado grosso das fácies Sp; (C) arenitos conglomeráticos a grossos da fácies Scg; (D) aspecto geral dos arenitos da fácies Sh, que mostram formas de intemperidade características; (E): arenito médio bem estratificado da fácies Sp; (F) vista do Vale do Catimbau, Pernambuco, mostrando as formas erosivas da Formação Tacaratu.



Fonte: Carvalho *et al.* (2018).

Os sistemas deposicionais da Formação Tacaratu foram interpretados por Rocha & Leite (1999) e Rocha & Amaral (2007) como fluvial entrelaçado associado, inicialmente, a leques aluviais, que evoluíram para fácies mediana a distal, com características de planície de inundação e posterior retrabalhamento eólico. Os trabalhos de Mabesoone (1977, 1994) sugerem que a unidade apresenta tanto sistemas aluviais quanto litorâneos. A provável idade siluriana da Formação Tacaratu obtida por Barbosa (1964), é sugerida por Ghignone (1979) com extensão ao devoniano, tendo por base dados palinológicos obtidos por Regali (1964). O contato entre a Formação Tacaratu e embasamento cristalino subjacente é marcada por falhas extensionais ou discordâncias angulares e erosivas; já com Formação Inajá sobreposta, o contato é concordante e gradativo com a Formação Inajá (Rocha & Amaral 2007).

Braun (1966) correlacionou a Formação Cariri da Bacia do Araripe com a Formação Tacaratu com base na similaridade litológica. Tanto a Formação Cariri, quanto a Formação Tacaratu são consideradas unidades correlatas ao Grupo Serra Grande da Bacia de Parnaíba, Caputo & Crowell (1985), Ghignone (1972), Assine (1992 e 2007), Caixeta *et al.* (1994). Já Souza-Lima *et al.* (2011) individualizaram da Formação Batinga e denominaram a Formação Karapotó como unidade basal da Bacia Sergipe-Alagoas; que é correlata textural, faciológica e estratigraficamente à Formação Tacaratu.

3.5.1.2 FORMAÇÃO INAJÁ

Foi atribuída à sequência de folhelhos, siltitos e arenitos finos expostos no Vale do Rio Moxotó ao lado da cidade de Inajá, Pernambuco (Barreto, 1968). Aflora na Bacia de Jatobá estendendo-se desde a região a SW do povoado de Moderna, extremo N da bacia, até o S de Inajá; tendo seus afloramentos mais característicos localizados na região do Sítio Trocado a ESE do Frutuoso, nas proximidades do povoado de Moxotó e a Sul da Serra do Manará (Rocha & Amaral 2007).

Sua litologia é constituída por arenitos finos, siltitos e folhelhos. Os arenitos, que apresentam cor cinza a rósea, violácea, creme amarelada e vermelho ferruginosa; são micáceos e algumas vezes arcósicos, exibindo estratificação cruzada, intercalações de arenitos grossos a conglomeráticos, além de folhelhos, margas e

lâminas de calcário. Os siltitos são amarelos, róseos ou esverdeados e contêm concreções limoníticas e intercalações de argilitos. Os folhelhos cinza esverdeados são micáceos e mostram fraturas preenchidas por finos leitos de aragonita. Ocorrem níveis calcíferos e bolsões de argila de forma subordinada (Dantas & Lima-Filho 2007).

A Formação Inajá documenta o primeiro ciclo deposicional sob condições ortoplateformais no devoniano da bacia, com a predominância de ambiente deposicional marinho de plataforma rasa de águas moderadamente quentes de salinidade normal, baseado em sua fauna fóssil de bivalves e braquiopódes (Pereira *et al.*, 2012). Apresenta contato com a Formação Tacaratu (inferior) do tipo gradativo e concordante; e discordante no seu contato com a Formação Aliança (Rocha & Amaral, 2007). Segundo Caixeta *et al.* (1994), Rocha & Amaral (2007), a Formação Inajá se correlaciona com parte do Grupo Canindé da Bacia do Parnaíba.

3.5.2 GRUPO BROTAS

O Grupo Brotas foi denominado inicialmente como formação por Shearer e Barnes (1942, 1949, segundo Viana *et al.*, 1971) tendo sido elevado à categoria de grupo pelo “Estudo da Bacia” da Petrobras (1958, segundo Viana *et al.*, 1971), constituindo-se pelas formações Aliança e Sergi. Posteriormente, o grupo foi reformulado por Caixeta *et al.* (1994) que excluíram o membro Afligidos da Formação Aliança, formalizando-o na categoria de formação nas bacias de Recôncavo, Tucano Sul e Camamu. Sendo assim, o Grupo Brotas ficou constituído unicamente pelas formações Aliança e Sergi, unidades estratigráficas que se acham presentes em todo o sistema rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá.

O conjunto de bacias que caracterizaram o Neojurássico no início da fragmentação do Supercontinente Gondwana é denominado Depressão Afro-Brasileira por autores como Ponte & Asmus (1978) e Ponte (1992). O registro deste evento é encontrado em várias bacias do Nordeste do Brasil (Ponte 1992), como as Bacias do Recôncavo-Tucano-Jatobá, do Araripe e de Sergipe-Alagoas. Segundo os autores citados, o Grupo Brotas representaria a fase pré-rifte na evolução tectono-sedimentar das bacias da Depressão Afro-Brasileira.

O grupo Brotas registra o preenchimento litoestratigráfico da sequência no estágio de início de rifte, estando associado à Depressão Afro-Brasileira desenvolvida no andar Dom João nas regiões central e norte de Gondwana, de forma que ocorre numa ampla área que se estende entre Brasil e África (Fambrini *et al.*, 2010 e 2011; Kuchle *et al.*, 2011). O andar local Dom João foi definido pela Biozona RT001 da Petrobrás (Vianna *et al.*, 1971), que constitui o Neojurássico (Oxfordiano/Kimmeridgiano?- Tithoniano) (Coimbra *et al.*, 2002; Fambrini *et al.*, 2011).

3.5.2.1 FORMAÇÃO ALIANÇA

Unidade basal do grupo Brotas, foi primeiramente denominada como Folhelho Aliança em virtude da localidade Mata da Aliança, Bahia (Shearer 1942, segundo Viana *et al.*, 1971); formalizada pelo “Estudo da Bacia” (1958, segundo Viana *et al.*, 1971) e subdividida informalmente pela Petrobras em três subunidades: Aliança Superior, Aliança Médio e Aliança Inferior. Viana *et al.* (1971) dividiu a Formação Aliança em três membros: Afligidos, Boipeba e Capianga. Posteriormente, o Membro Afligidos passou a ser classificado como formação de idade permiana nas bacias do Recôncavo, Tucano Sul e Camamu, de acordo com Aguiar & Mato (1990); não sendo mais uma unidade contida na Formação Aliança (Caixeta *et al.*, 1994).

A Formação Aliança aflora por toda porção oriental interna da bacia de Jatobá, de NNE até o extremo WSW; caracterizada predominantemente por folhelhos e argilitos com 150 metros de espessura aproximada. Rocha & Amaral (2007) inferiram que os afloramentos existentes na bacia representariam os litótipos do Membro Capianga que, segundo Costa *et al.* (2007), atingem suas maiores espessuras na Sub-Bacia de Tucano Norte e na Bacia de Jatobá.

Litologicamente constitui-se de folhelhos, argilitos e siltitos vermelhos a roxo, localmente esverdeados com intercalações de arenitos calcíferos finos, além de calcarenitos, calcissiltitos e calcários esbranquiçados a marrom claro, abundantemente fossilíferos, lenticularizados e, mais raramente, níveis centimétricos de evaporitos (Rocha & Amaral, 2007; Guzmán *et al.*, 2015a, b, 2016, 2020).

3.5.2.2 FORMAÇÃO SERGI

O primeiro estudo nesta unidade foi realizado por Taylor (1947) no vale do Rio Sergi a oeste de Santo Amaro da Purificação na Bacia do Recôncavo. Antes, o Arenito Sergi, estudado como membro da Formação Brotas por Taylor (1948) e Barnes (1950) foi elevado à categoria de formação do Grupo Brotas no “Estudo da Bacia” (1958) (Viana *et al.*, 1971).

Corresponde à unidade estratigráfica superior do Grupo Brotas de Viana *et al.* (1971). Rocha (2011) descreve-a como arenitos, de granulação grossa a fina, por vezes conglomeráticos, com algumas intercalações de siltitos de coloração creme com tons avermelhados, apresentando estratificação cruzada acanalada, uma característica importante desta formação é o seu conteúdo de troncos fósseis silicificados e concreções de silexito. No município de Petrolândia (Pernambuco), nas margens do rio São Francisco, próximo à chapada de Tacaratu, há registro de abundantes lenhos silicificados, alguns de grande porte (Braun, 1966; Silva, 2003; Fambrini *et al.*, 2016, 2023b).

3.5.3 GRUPO SANTO AMARO

O nome se origina da cidade de Santo Amaro da Purificação, Bahia, e designa os folhelhos cinza-esverdeados a pretos, siltitos e arenitos lenticulares, englobando os sedimentos Folhelhos Candeias e Folhelhos Itaparica de Taylor (1948); em 1958 o “Estudo da Bacia” formalizou a unidade como Grupo Santo Amaro contendo as formações Candeias e Itaparica (segundo Viana *et al.*, 1971). Caixeta *et al.* (1994) caracteriza o Grupo Santo Amaro, de idade berriasiana a eobarremiana, com as formações Itaparica, Água Grande, Candeias e Marancangalha na Bacia do Recôncavo, e unicamente com a Formação Candeias na Bacia de Jatobá.

3.5.3.1 FORMAÇÃO CANDEIAS

O termo Formação Candeias foi utilizado pela primeira vez pelo Conselho Nacional do Petróleo (1944, 1945, segundo Viana *et al.*, 1971) no município Candeias, Bahia, para nomear o folhelho quebradiço cinza-escuro sobreposto ao Folhelho Itaparica. Foi rebaixada à categoria de membro da então Formação Santo Amaro por

Taylor (1948), mas foi reconduzida pelo “Estudo da Bacia” (1958, segundo Viana *et al.*, 1971) ao nível de formação.

A Formação Candeias corresponde à unidade superior, do Grupo Santo Amaro de Caixeta *et al.* (1994), representando a segunda fase lacustre que incursionou na Bacia de Jatobá (Rocha 2011) durante a fase do clímax de rifte.

Litologicamente, a Formação Candeias foi descrita por Rocha & Leite, (1999) e Rocha & Amaral, (2007) como uma sequência predominantemente pelítica, de folhelhos e siltitos argilosos de coloração marrom a cinza esverdeados, finamente laminados, intercalados com arenitos finos a médios, contendo níveis de arenitos calcíferos, calcareintos e calcissiltitos silicificados, fossilíferos (fósseis de peixes, ostracodes e plantas carbonizadas ou silicificadas (Sousa *et al.*, 2013) e, localmente, níveis de gipsita.

3.5.4 GRUPO ILHAS

A classificação “Formação das Ilhas” foi feita por Moura (segundo Oliveira & Leonardos, 1943) para os afloramentos das Ilhas de Maré, Frades e outras situadas na Baía de Todos os Santos, substituiu a designação “Arenito Boca do Rio” de Paiva de Amaral (1936, segundo Viana *et al.*, 1971). No Estudo da Bacia (1958, segundo Viana *et al.*, 1971) a Formação Ilhas foi dividida nos membros Inferior e Superior, posteriormente caracterizados por Viana *et al.* (1971) como formações Pojuca (Membro Superior) e Marfim (Membro Inferior); e consequentemente o Grupo Ilhas foi elevado da sua categoria de formação.

O Grupo Ilhas é formado por ritmitos arenosos cinza avermelhados, siltitos e folhelhos cinza azulados (Barbosa, 2006), descritos litologicamente por Rocha & Amaral (2007) como duas camadas em alternância repetitiva: a) arenitos médios com níveis grossos, em lentes amalgamadas, apresentando estratificação tangencial, cruzada sigmoidal, cruzada acanalada de pequeno porte, estruturas convolutas e ondulações cavalgantes, características que sugerem uma sequência turbidítica tipo Tb-c de Bouma; b) argilitos e siltitos creme com porções avermelhadas, apresentando delgadas intercalações de arenito fino, contendo marcas onduladas e laminações plano-paralelas.

3.5.5 GRUPO MASSACARÁ

A designação formal Grupo Massacará, em virtude da vila de Massacará, situada no município de Euclides da Cunha, Bahia, engloba uma seqüência arenosa com intercalações de argilas sílticas, folhelhos e raros calcários, que se sobrepõem ao Grupo Ilhas. Abrange, assim, parte da antiga Formação Ilhas e toda a Formação São Sebastião (Viana *et al.*, 1971). Segundo Caixeta *et al.* (1994), os sedimentos do Grupo Massacará equivalem unicamente a Formação São Sebastião com presença crescente no sistema rifte do Recôncavo para Tucano e Jatobá.

3.5.5.1 FORMAÇÃO SÃO SEBASTIÃO

Introduzido por Taylor (1948), o termo Formação São Sebastião foi dado em nome da cidade de São Sebastião do Passé, Bahia. Barnes (1950) lhe atribuiu idade cretácea colocando-a na Série Bahia. A formação foi dividida informalmente em São Sebastião Inferior, São Sebastião Médio e São Sebastião Superior (Pontes & Ribeiro 1964, segundo Viana *et al.*, 1971), posteriormente Viana *et al.* (1971) formalizaram a subdivisão nos membros Paciência, Passagem dos Teixeiras e Rio Joanes, respectivamente. Na Bacia de Jatobá, a Formação São Sebastião é mantida indivisa nos trabalhos mais recentes (exemplo: Rocha e Amaral 2007; Rocha 2011), geralmente seus afloramentos constituem serras arredondadas ou morrotes ondulados, e mais raramente, serras escarpadas, distribuídas ao longo de uma faixa NE-SW, principalmente na região do povoado de Campos, Ibimirim.

De acordo com Rocha (2011) e Fambrini *et al.* (2013, 2019a), arenitos avermelhados, com raros níveis grossos na base, variando de grossos a finos, de seleção regular, por vezes oxidados constituem a base da Formação São Sebastião. Acima, no topo, a seqüência está caracterizada por arenitos róseo-avermelhados com manchas de coloração creme, de granulação variando de finos a muito finos, bem selecionados, bimodais, dispostos em estratos bandados, de aspecto rítmico, devido à pigmentação ferruginosa em alguns estratos; são comuns as estratificações cruzadas acanaladas de grande porte nesses arenitos mais finos com paleocorrentes indicando diversos sentidos do fluxo sedimentar.

3.5.6 FORMAÇÃO MARIZAL

A Formação Marizal, juntamente com a Formação Cícero Dantas, foi definida através do mapeamento feito por Brazil (1947, segundo Viana *et al.* 1971) na Serra do Marizal e nos arredores da cidade de Cícero Dantas (Bacia de Tucano). Posteriormente alguns geólogos reuniram essas unidades em uma única unidade, na Formação Marizal à qual Viana *et al.* (1971) na Revisão Estratigráfica da Bacia Recôncavo - Tucano formalizaram com seção-tipo na Serra do Marizal ao leste da cidade de Tucano na Bahia. A área de afloramento da Formação Marizal na Bacia de Jatobá é ampla, ocupando a porção norte central ao oeste do município de Ibimirim.

Segundo Rocha (2011), na Bacia de Jatobá a unidade é litologicamente constituída essencialmente por arenitos esbranquiçados de granulação variando de média a grossa, por vezes fina, associados de forma subordinada, a siltitos e argilitos. Ademais desta litologia destacam-se arenitos conglomeráticos com estruturas do tipo estratificações cruzadas acanaladas de pequeno a médio porte e estruturas de sobrecarga e fluidificação (Costa *et al.*, 2003).

3.5.7 GRUPO SANTANA

A denominação desta unidade como grupo é proposta com base na definição reformulada por Neumann (1999) e Neumann & Cabrera (1999) para a Bacia do Araripe. Recentemente, os estudos de Neumann *et al.* (2009 e 2010); Neumann *et al.* (2013); Santos *et al.* (2011); Tomé *et al.* (2014) e a tese de doutorado de Rocha (2011) identificaram o Grupo Santana na Bacia de Jatobá, constituído por rochas carbonáticas e silicilásticas sobrepostas estratigraficamente à Formação Marizal.

Com isso, Neumann & Cabrera (1999) sugeriram a denominação Grupo Santana na Bacia do Araripe, sendo este, dividido nas formações Crato, Ipubi e Romualdo. Já para a Bacia de Jatobá, o grupo é dividido nas formações Crato e Romualdo por Neumann *et al.* (2009, 2010), Rocha (2011), Santos *et al.* (2011), Neumann *et al.* (2013 e 2014) e Tomé *et al.* (2014); e posicionado no andar Alagoas (Tomé *et al.*, 2014). Na Bacia de Jatobá O grupo Santana corresponde um paleolago que se desenvolveu durante a fase pós-rifte na Bacia de jatobá. Neste contexto, hidrologicamente, predominavam águas doces a salobras, com alto teor de matéria

orgânica, intensa atividade bacteriana, grande diversidade de espécies de ostracodes que confirmam sua idade aptiana (Rocha, 2011).

3.5.7.1 FORMAÇÃO CRATO

Juntamente aos membros Ipubi e Romualdo, constituía a Formação Santana do Grupo Araripe segundo Beurlen (1971), sendo classificada e denominada membro Crato. Foi elevada à categoria de formação por Neumann & Cabrera (1999).

Esta formação é caracterizada litologicamente por calcários laminados fossilíferos de coloração creme a cinza claro, intercalados por siltitos, folhelhos e arenitos finos (Rocha 2011).

3.5.7.2 FORMAÇÃO ROMUALDO

Da mesma maneira que a Formação Crato, foi definida inicialmente como membro Romualdo na Bacia do Araripe, por Beurlen (1971), e elevada por Neumann & Cabrera (1999) à categoria de formação. Semelhante à Formação Crato, sua área de afloramento na Bacia do Jatobá é restrita às serras Negra e do Periquito apresentando uma espessura média de aproximadamente 30 metros (Rocha, 2011).

De acordo com Rocha (2011), A formação Romualdo é constituída por siltitos e folhelhos na base; caracterizando uma associação de fácies terrígena lacustre. Já o topo é composto por calcários. Esses calcários se alternam com níveis de folhelhos pouco espessos e raramente pirobetuminosos.

3.5.8 FORMAÇÃO EXU

Estudada e descrita Inicialmente na Bacia do Araripe por Beurlen (1966), anteriormente aos trabalhos de Neumann *et al.* (2009, 2010) e Rocha (2011) realizados na Bacia de Jatobá, que não consideram na sua concepção estratigráfica a Formação Exu, que a exemplo das formações Crato e Romualdo, aflora de maneira restrita nas serras Negra e do Periquito.

A Formação Exu é composta predominantemente por arenitos grossos a conglomeráticos de coloração creme a lilás, com níveis conglomeráticos e intercalações de pelitos de planície de inundação, apresentando estruturas tais quais

estratificações cruzadas planar e acanaladas, caracterizando uma associação de fácies de sistemas fluviais entrelaçados.

3.5.9 COBERTURAS CENOZOICAS

De acordo com Rocha & Amaral (2007), as coberturas cenozóicas ocupam faixas expressivas, representadas por extensas áreas irregulares que se distribuem por toda a bacia, sendo em parte, responsáveis pela dificuldade de caracterização das relações de contato entre algumas unidades, como também pela impossibilidade de identificação de falhamentos importantes, que favoreceriam um melhor entendimento da tectônica de implantação e evolução do rifte.

Neste conjunto sedimentar predominam as coberturas detríticas residuais representadas por sedimentos elúvio/coluviais, de caráter essencialmente arenoso, com rara contribuição pelítica, que formam extensos areais, provenientes do retrabalhamento dos sedimentos arenosos das formações Tacaratu, Sergi, Candeias, São Sebastião e Marizal; são comuns também depósitos de tálus nas cercanias das serras Negra e do Periquito, constituídos por blocos de tamanhos diversos, produto da desagregação dos arenitos silicificados da Formação Exu, que capeiam as formações Crato e Romualdo na bacia (Rocha, 2011).

4. RESULTADOS

4.1 ANÁLISE DE FÁCIES SEDIMENTARES

A análise dos depósitos sedimentares estudados da Formação Tacaratu resultou na identificação de 3 (três) fácies conglomeráticas e 4 (quatro) fácies areníticas mostradas na figura 13. As fácies distinguidas estão abordadas de forma resumida na Tabela 1 e estão descritas de forma mais ampla a seguir.

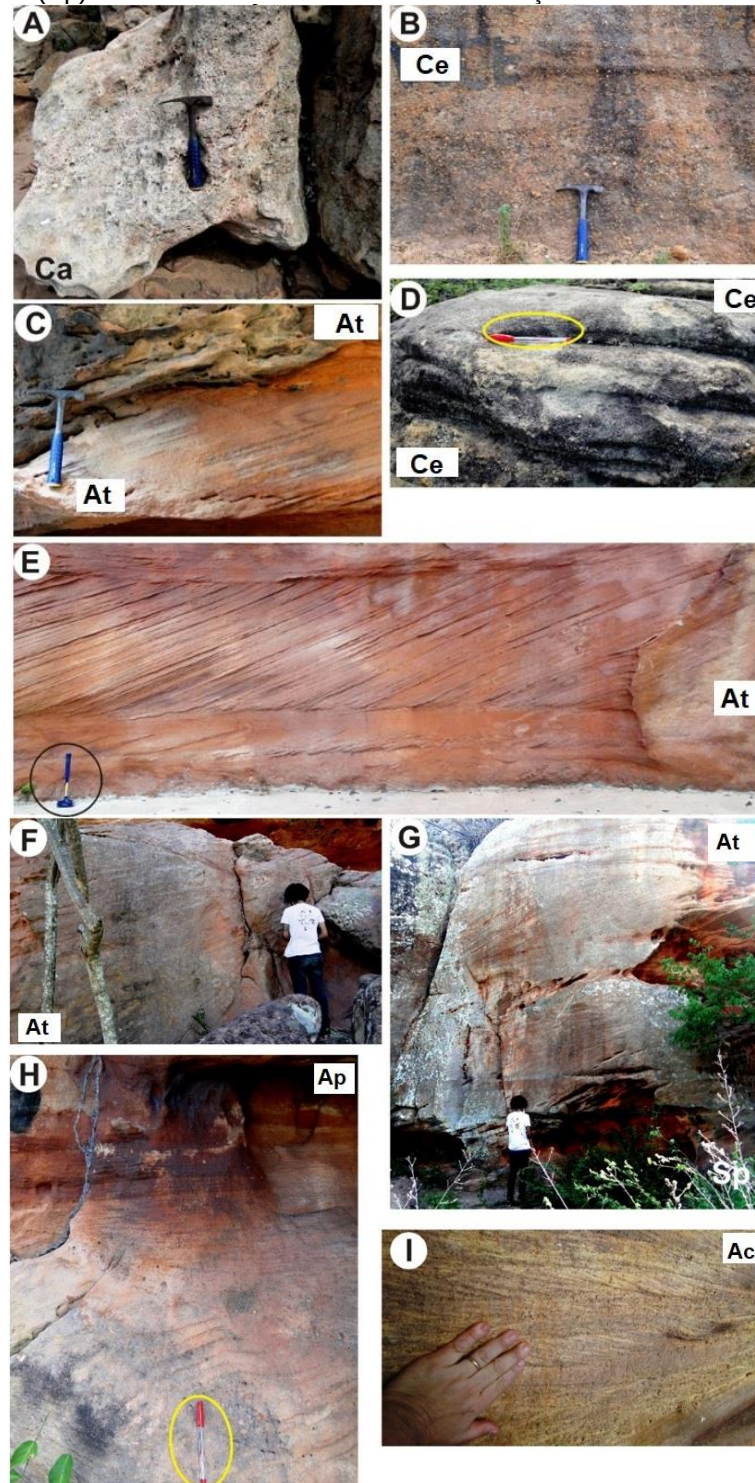
Tabela 1 – Resumo das fácies identificadas na Formação Tacaratu, Bacia Jatobá, região da Vila do Catimbau.

Código	Litofácies	Descrição	Interpretação
Cm (Gm)	Conglomerados maciços	Conglomerados maciços, suportados pela matriz arenosa (areia média), com clastos (grânulos e seixos) que variam de 0,5 a 2 cm, de natureza quartzosa	Sedimentação por processos de fluxos gravitacionais, provavelmente fluxo de detritos
Ca (Gt)	Conglomerados finos a médios com estratificação acanalada	Conglomerados finos a médios, com estratificação acanalada de médio porte, sustentados pelos clastos subangulosos a subarredondados de quartzo, depositados em camadas lenticulares extensas a tabulares com 20 a 70cm de espessura.	Depósitos de corrente aquosas em barras longitudinais fluviais.
Ce (Gs)	Conglomerados com Estratificação Plano-paralelo	Conglomerados com base erosiva, compostos por grãos que variam de seixos a areia média (2,8 a 0,5 cm), com minerais esverdeados e suportada por matriz areno-argilosa.	Depósitos de corrente aquosas em barras longitudinais fluviais.
Aa (St)	Arenitos com Estratificação Cruzada Acanalada	Arenitos médios a grossos com estratificação cruzada acanalada de grande porte. Geralmente, a estratificação cruzada acanalada ocorre na forma de grandes cunhas, caracterizada por sets	A migração de formas de leito em fluxo unidirecional, num regime de fluxo inferior

centimétricos a decimétricos e por grânulos de quartzo distribuídos ao longo dos foresets.			
At (Sp)	Arenitos com Estratificação Cruzada Tabular	Arenitos médios, apresentando estratificação cruzada tabular, dispostos em camadas centimétricas a decimétricas que variam de pequena a grande porte	Depósitos de migração de barras longitudinais de correntes fluviais de canais entrelaçados.
Ap (Sh)	Arenitos com estratificação plano-paralela	Arenitos médios, localmente conglomeráticos, bem estratificados, mal selecionados, com estratificação plano-paralela evidente	. Depósitos de fluxo laminar superior em barras transversais ou linguoides de sistemas fluviais de rios entrelaçados.
Ac (Sr)	Arenitos Finos com laminação cruzada	Arenitos finos a muito finos, com evidente laminação cruzada, dispostos em camadas centimétricas (1 a 2cm).	Deposição produzida por canais de “crevasse” gerados por canais secundários formados pelo rompimento de diques marginais.

Fonte: O autor

Figura 13 – Fácies da Formação Tacaratu no Vale do Catimbau. A: Fácies Conglomerados Médios a Grossos com Estratificação Acanalada (Ca); B a D: Conglomerados com Estratificação Plano-paralelo (Ce); B a G: Fácies Arenitos com Estratificação Cruzada Tabular (At), sendo que no item G as estratificações cruzadas tabulares são múltiplas (*multistorey*); H: Fácies Arenitos com estratificação plano-paralela (Ap) e I: Fácies Arenitos finos com laminações cruzadas cavalgantes (Ac).



Fonte: O autor

4.1.1 FÁCIES CM - CONGLOMERADOS MACIÇOS (GM)

Fácies composta por conglomerados maciços, suportados pela matriz arenosa (areia média), com clastos (grânulos e seixos) que variam de 0,5 a 2 cm, de natureza quartzosa.

Apresenta-se mal selecionada, com composição oligomítica e grãos subangulosos a subarredondados. A matriz é constituída predominantemente por arenito médio mal selecionado a conglomerados finos (Figura 14).

Como se trata de conglomerados sem maciços e com má seleção granulométrica, sugere-se aqui que a sedimentação da Fácies Cm ocorreu por processos de fluxos gravitacionais, provavelmente fluxo de detritos.

Figura 14 - Fácies Cm mostrando conglomerados maciços, suportados pela matriz arenosa (areia média), com grânulos e seixos variando entre 0,5 a 2 cm.

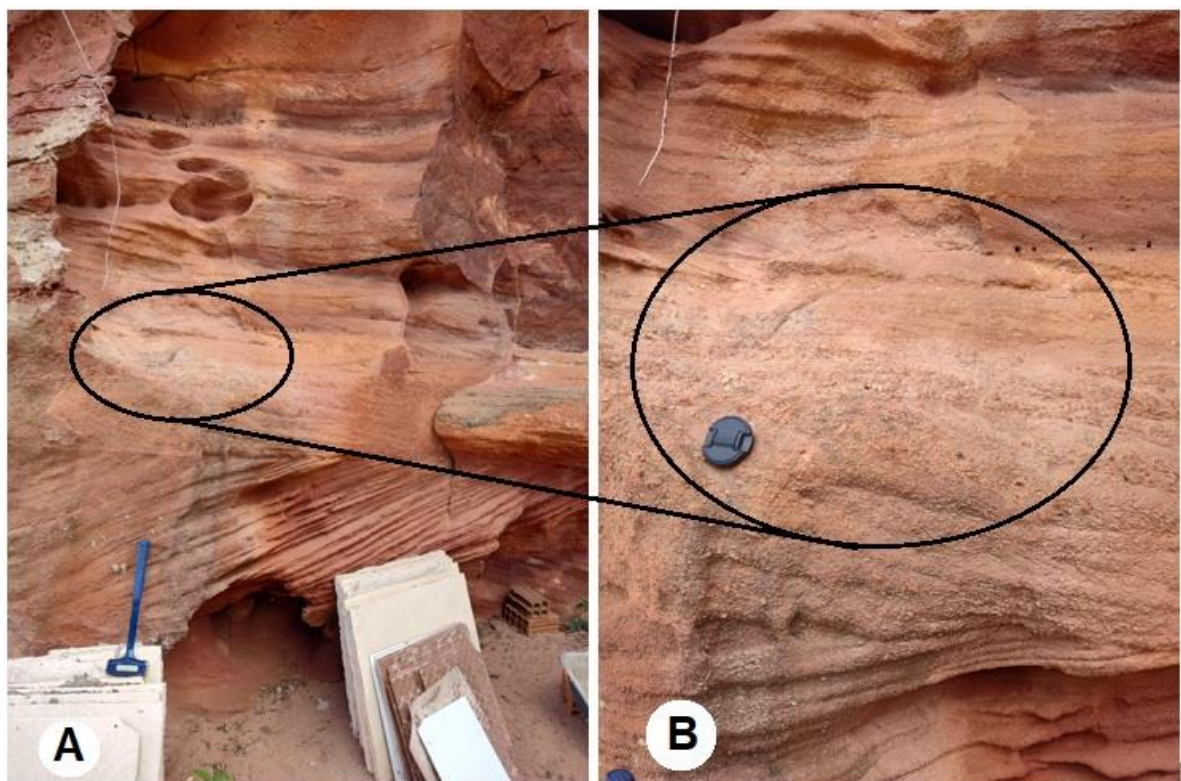


Fonte: O autor.

4.1.2 FÁCIES CA – CONGLOMERADOS MÉDIOS A GROSSOS COM ESTRATIFICAÇÃO ACANALADA (GT)

Corresponde a esta litofácies conglomerados médios a grossos, com grânulos e seixos de quartzo, que apresentam estratificações acanaladas de pequeno porte; de coloração cinza, branca a laranja. Estes conglomerados são sustentados pelos clastos; sendo estes, mal a moderadamente selecionados, com clastos subangulosos a subarredondados de quartzo, depositados em camadas lenticulares extensas a tabulares com 20 a 70cm de espessura (Figura 15). São conglomerados que apresentam arenito médio a grosso de composição quartzosa. Pode-se observar em algumas camadas mais espessas (entre 40 e 70 cm) uma diminuição progressiva dos clastos da base para o topo (granodecrescência ascendente).

Figura 15 (A e B) – Fácies Ca mostrando conglomerados finos a médios que apresentam estratificações acanaladas de pequeno porte.



Fonte: O autor.

As estratificações cruzadas acanaladas apresentam clastos imbricados e granodecrescência ascendente o que pode sugerir uma litofácies com depósitos a partir de migração/crescimento deltaico a partir de antigas barras remanescentes; migração de barras longitudinais de correntes de natureza fluvial entrelaçada. Os conglomerados destas fácies foram depositados por tração através de corrente unidirecional. Estratificações cruzadas acanaladas médio a grande porte indicam alta descarga de deposição em ambiente de alta energia, ocasionando a migração de dunas subaquosas e barras.

4.1.3 FÁCIES CE - CONGLOMERADOS COM ESTRATIFICAÇÃO PLANO-PARALELO (GS)

Ocorre disposta em camadas tabuladas de espessura média a grande (em torno de 50 a 60 cm), com base plana ou irregular. A fácies Agc é constituída por corpos de conglomerados com base erosiva, compostos por grãos que variam de seixos a areia média (2,8 a 0,5 cm), com minerais esverdeados e suportada por matriz areno-argilosa. Apresenta alternância de níveis conglomeráticos (ricos em seixos e grânulos) e níveis arenosos.

Os grãos são angulosos a subarredondados, mal selecionados, compostos predominantemente por quartzo e subordinadamente por feldspatos, com maturidade mineralógica média. Estes depósitos possuem cor variando de branco-acinzentada, acinzentada-esverdeada e esverdeada, com estratificações cruzadas planares de médio a pequeno porte, com baixo ângulo de mergulho, em geometria tabular. Em direção ao topo, ocorrem arenitos grossos, em ciclos granodecrescente ascendentes, predominantemente quartzosos (Figura 16). Estes arenitos contêm internamente níveis argilosos esverdeados, provavelmente relacionados a variações de níveis freáticos.

Esta fácies corresponde a depósitos de preenchimento de canal gerados pela migração de barras longitudinais, onde as estratificações cruzadas planares podem representar barras de acreção frontal e lateral.

A fácies (Ce) pode estar associada à fácies Ca, gerando juntamente com ela, ciclos com granodecrescência ascendente, com os conglomerados da fácies Ca na base, iniciando os ciclos, e a fácies (Ce) terminando o ciclo com as estratificações cruzadas planares.

Figura 16 – Fácies Ce exibindo corpos de arenitos grossos conglomeráticos de seixos e grânulos variando entre 2,8 a 0,5 cm, suportados pela matriz arenosa.



Fonte: O autor.

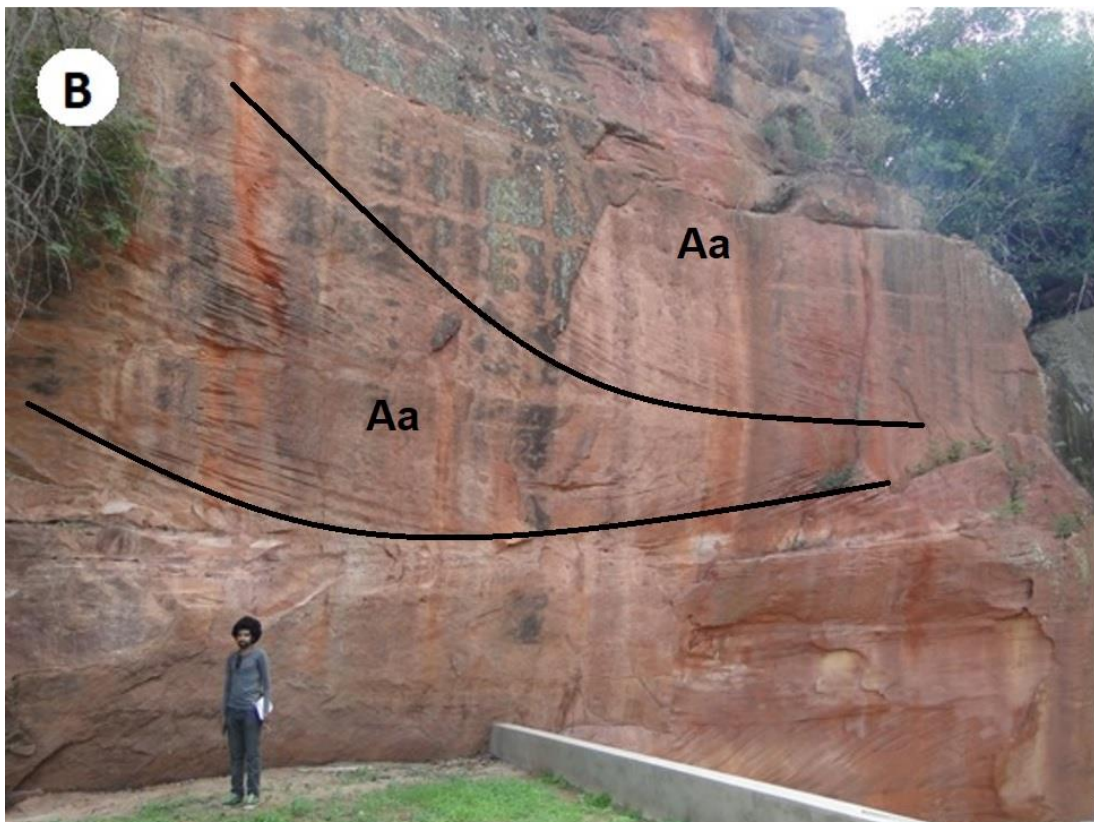
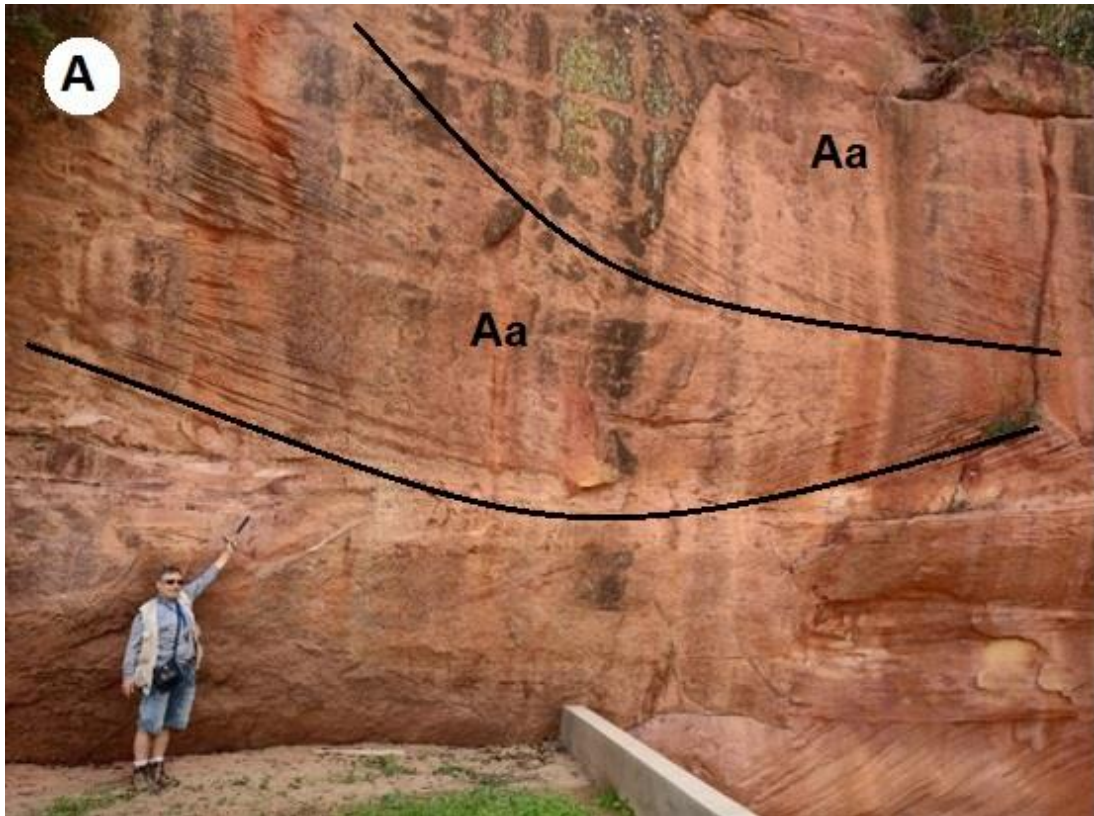
4.1.4 FÁCIES AA - ARENITOS COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA ACANALADA (ST)

A fácies Aa é constituída por arenitos médios a grossos com estratificação cruzada acanalada de grande porte, de coloração alaranjada, moderada a má selecionada, com grão subangulosos a subarredondados de natureza quartzosa, dispostas de forma tabular a lenticular.

Geralmente, a estratificação cruzada acanalada ocorre na forma de grandes cunhas, caracterizada por sets centimétricos a decimétricos e por grânulos de quartzo distribuídos ao longo dos forests (Figura 17 A e B).

A migração de formas de leito em fluxo unidirecional, num regime de fluxo inferior, pode explicar o surgimento da fácies Aa. Essas formas de leito migram devido ao transporte de areia por arrasto e rolamento (grãos maiores) e saltação (grãos menores). A velocidade de fluxo neste processo resulta na formação de dunas tridimensionais ou de crista sinuosa.

Figura 17 (A e B) – Fácies Aa mostrando arenitos médios a grossos com estratificação cruzada acanalada de grande porte, dispostos de forma lenticular. Observar feição de canal acima da pessoa de escala.



Fonte: O autor.

4.1.5 FÁCIES AT - ARENITOS COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA TABULAR (SP)

Esta fácies é composta por arenitos médios, com seleção granulométrica moderada, de coloração rósea a laranja, apresentando estratificação cruzada tabular, dispostos em camadas centimétricas a decimétricas que variam de pequena a grande porte (Figuras 18 a 19), com geometria tabular. São interpretados como depósitos de migração de barras longitudinais de correntes fluviais de canais entrelaçados de acordo com os estudos de Miall (1977, 1981, 1996).

Figura 18 – Fácies At mostrando por arenitos médios, com estratificação cruzada tabular, que variam de pequena a grande porte. Acima desta, ocorre a Fácies Aa de forma incipiente.



Fonte: O autor.

Figura 19 – Fácies At mostrando por arenitos médios, com estratificação cruzada tabular, que variam de pequena a grande porte.

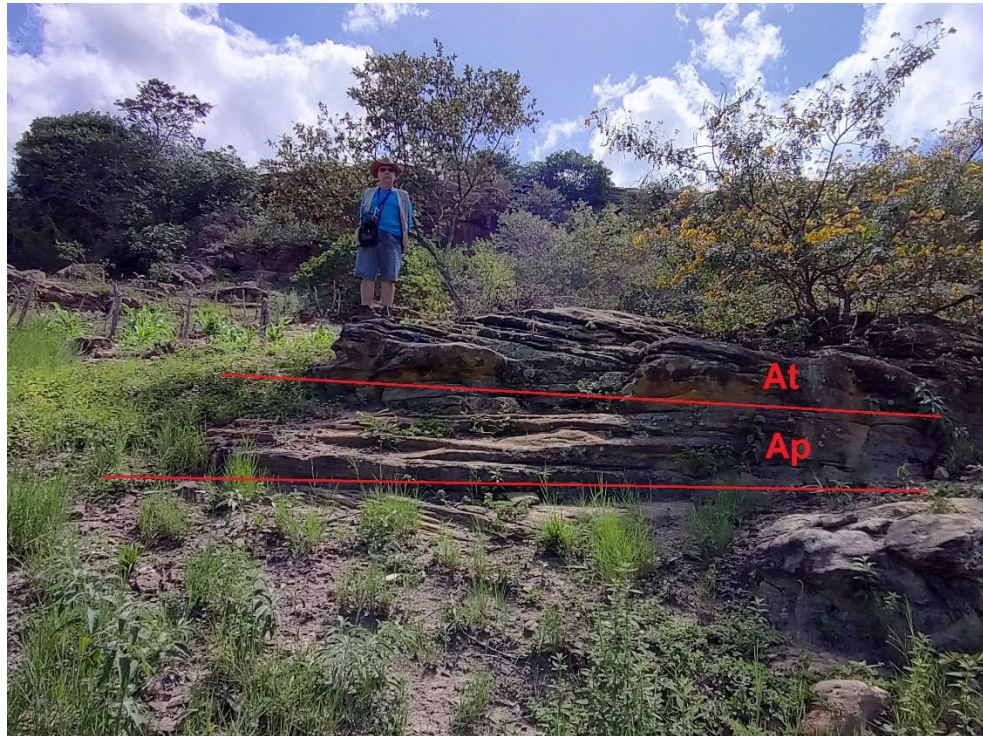


Fonte: O autor.

4.1.6 FÁCIES AP – ARENITOS COM ESTRATIFICAÇÃO PLANO-PARALELA (SH)

Esta fácies é formada de arenitos médios, localmente conglomeráticos, bem estratificados, mal selecionados, constituídos por camadas centimétricas de geometria tabular de grande persistência lateral, com estratificação plano-paralela evidente (Figura 20). A fácies Ap Representa depósitos de fluxo laminar superior em barras transversais ou linguoides de sistemas fluviais de rios entrelaçados.

Figura 20 – Fácies Ap mostrando arenitos médios, localmente conglomeráticos, bem estratificados, mal selecionados com estratificação plano-paralela evidente. Encontra-se sotoposta à Fácies At.



Fonte: O autor.

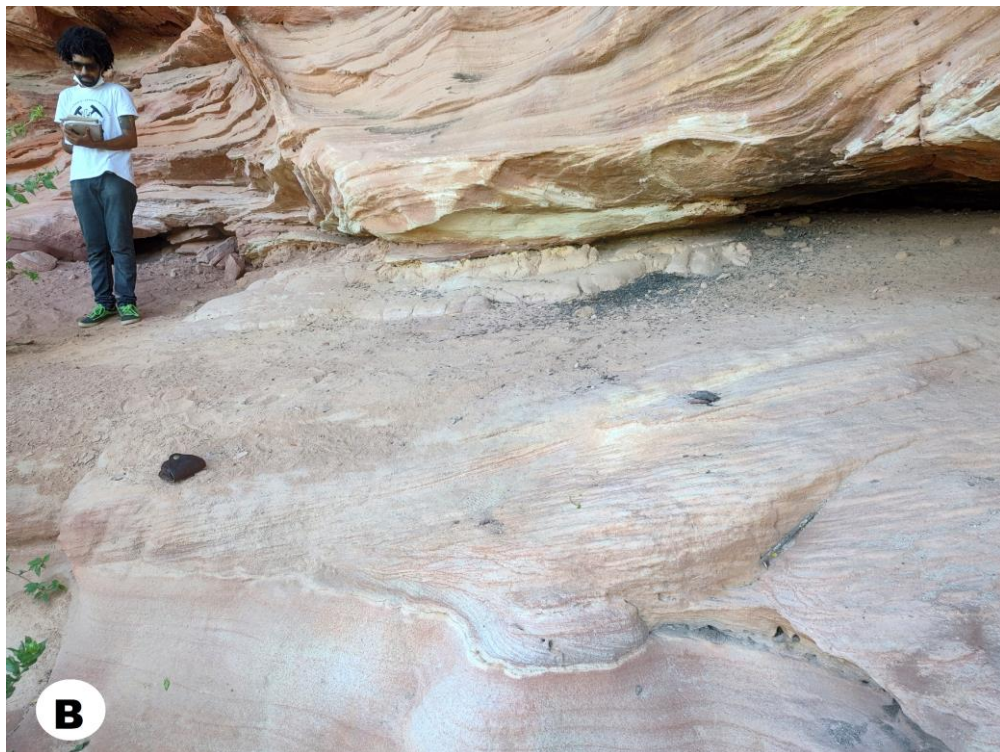
4.1.7 FÁCIES AC – ARENITOS FINOS COM LAMINAÇÕES CRUZADAS CAVALGANTES (SR)

Esta fácies compreende níveis recorrentes de arenitos finos a muito finos, com evidente laminação cruzada, dispostos em camadas centimétricas (1 a 2cm), apresentando boa seleção granulométrica, estando dispostos tanto na forma lenticular quanto tabular. Ocorrem laminações cruzadas cavalgantes (climbing-ripples) de porte centimétrico nesses arenitos (Figura 21 A e B). Esta fácies é interpretada como produzida por canais de “crevasse” gerados por canais secundários formados pelo rompimento de diques marginais.

Figura 21 (A e B) – Fácies Ac mostrando arenitos finos a muito finos, com laminações cruzadas cavalgantes (climbing-ripples)



Fonte: O autor.



Fonte: O autor

4.2 ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES

A análise de fácies da Formação Tacaratu permitiu fazer as associações das mesmas e seus elementos arquiteturais. As associações de fácies e os elementos arquiteturais relacionados encontrados são discutidos na Tabela 2.

Tabela 2 - Associações de fácies e respectivos elementos arquiteturais da Formação Tacaratu na região na Região da Vila do Catimbau, Bacia de Jatobá.

Associações de fácies	Assembléia principal de Litofácies	Elementos arquiteturais	Geometria, Relações e natureza dos contatos	Interpretação
Arenitos e Conglomerados Estratificados e Amalgamados (1)	Ca, Aa e At	Canais (elemento CN), barras de natureza cascalhosa (elemento BC) e lençóis de areia laminada (elemento LL)	Corpos amalgamados; tabulares a lenticulares, topo erodido e plano; formas variáveis	Depósitos de canais fluviais entrelaçados em diversos episódios; deposição com lâmina d'água variável
Arenitos em Lençóis Amalgamados (2)	Aa, Ap, At, e Ac	Barras e formas de leitos arenosas (elemento BA) e lençóis de areia laminados (elemento LL)	Corpos de geometria tabular a lenticular, em forma de lente, cunha e lençol; base erosiva, plana e côncava para cima, topo plano e abrupto; preenchimento e rompimento de canais, topo de barras	Depósitos de sistema fluvial entrelaçado de baixo confinamento, canais instáveis pouco definidos e raros depósitos de planície de inundação
Arenitos Tabulares Sobrepostos (3)	At, Ap e Ac	Lençóis de areia laminada (elemento LL)	Corpos de geometria tabular, contato basal plano, topo plano e contato abrupto a gradacional	Depósitos formados por regime de fluxo superior através de rápidas inundações em planície aluvial de natureza arenosa.
Arenitos Lenticulares Sobrepostos (4)	Aa, At e Ac	Depósitos de Transbordamento ou Overbank (elemento DT)	Corpos de geometria lenticular a sigmoidal, contato basal	Diques marginais de um canal transbordados durante

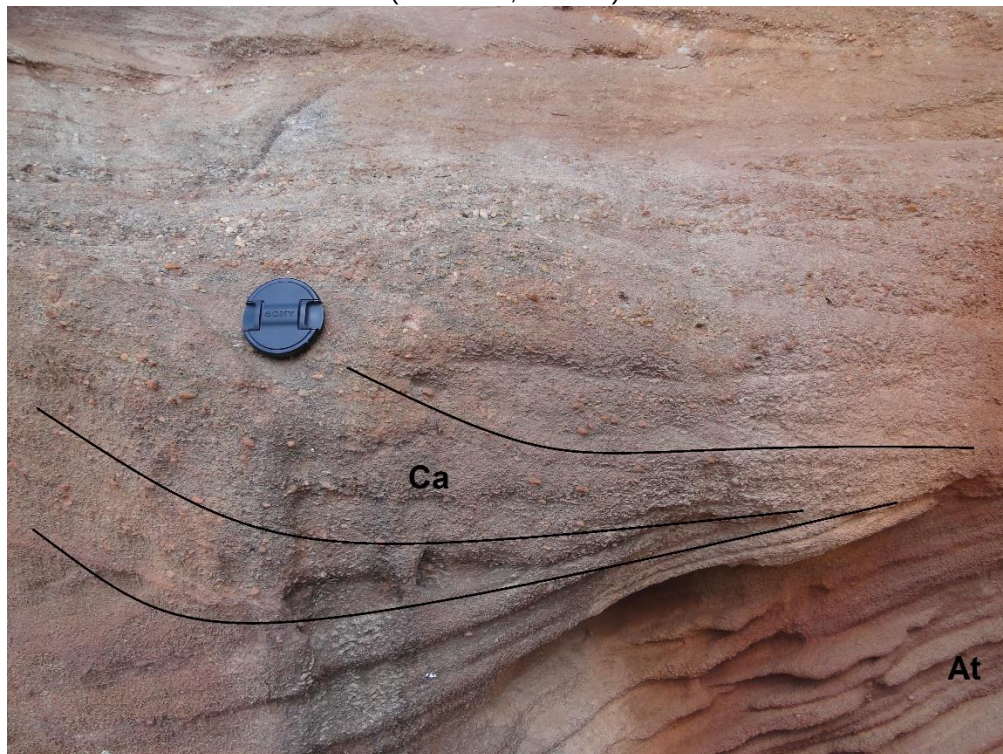
	plano a côncavo, de topo plano e contato abrupto a gradacional	episódios de cheia
Fonte: O autor		

A associação de fácies (1) de Arenitos e Conglomerados Estratificados e Amalgamados (fácies Ca, Aa e At) aponta deposição em forma de canais (elemento CH), barras de natureza cascalhosa (elemento BC) e lençóis de areia laminada (elemento LL) em diversos episódios de deposição fluvial entrelaçado (Figura 22).

A associação de fácies (2) de Arenitos em Lençóis Amalgamados (fácies Aa, At, Ap e Ac) indica formas de leitos arenosas (elemento BA) e deposição em lençóis de areia laminada (elemento LL) em sistema fluvial entrelaçado de baixa energia e escassos depósitos de várzea (Figura 23 A e B; Figura 24).

A associação de fácies (3) de Arenitos Tabulares Sobrepostos contém o elemento arquitetural lençóis de areia laminada (elemento LL) que reflete em depósitos formados por regime de fluxo superior através de rápidas inundações em planície aluvial de natureza arenosa (Figura 25).

Figura 22 – Associação de fácies (1) Arenitos e Conglomerados Estratificados e Amalgamados (fácies Ca, Aa e At).



Fonte: O autor.

A associação de fácies (4) de Arenitos Tabulares Sobrepostos engloba o elemento arquitetural Depósitos de Transbordamento ou Overbank (elemento DT), onde diques marginais de um canal são transbordados durante episódios de cheia (Figura 26).

De forma geral os arenitos inseridos nesta sucessão apresentam feições e estruturas sedimentares indicadora de ambiente fluvial entrelaçado, por exemplo: camadas amalgamadas sem interface pelítica, má seleção dos grãos, camadas granodecrescentes, presença de seixos esparsos e truncamento entre as camadas.

Figura 23 A – Associação de fácies (2) de Arenitos em Lençóis Amalgamados (fácies Aa, At e Ac). Predomínio de camadas com fácies Aa.



Fonte: O autor.

Figura 23 B – Associação de fácies (2) de Arenitos em Lençóis Amalgamados (fácies Aa, At e Ac). Predomínio de camadas com fácies At.



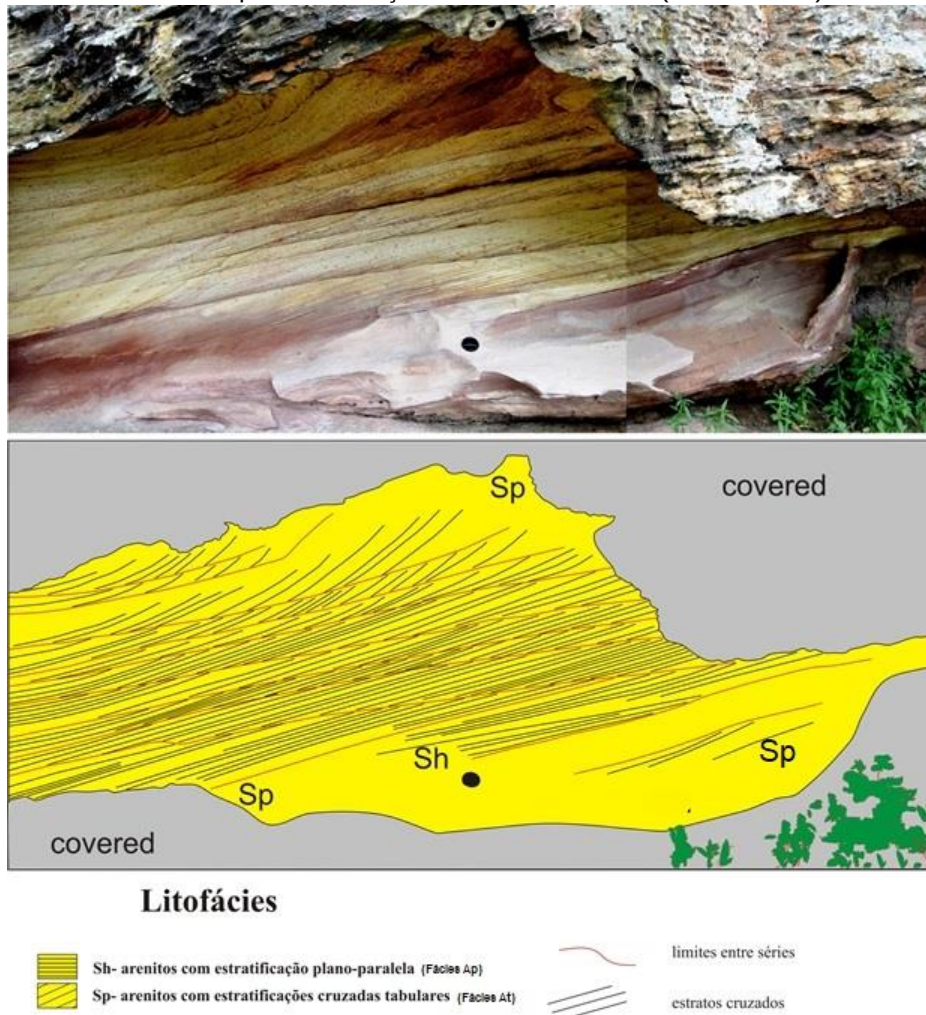
Fonte: O autor.

Figura 24 – Associação de fácies (2) de Arenitos em Lençóis Amalgamados (*multistorey*) contém o elemento arquitetural acreção lateral (elemento LA).



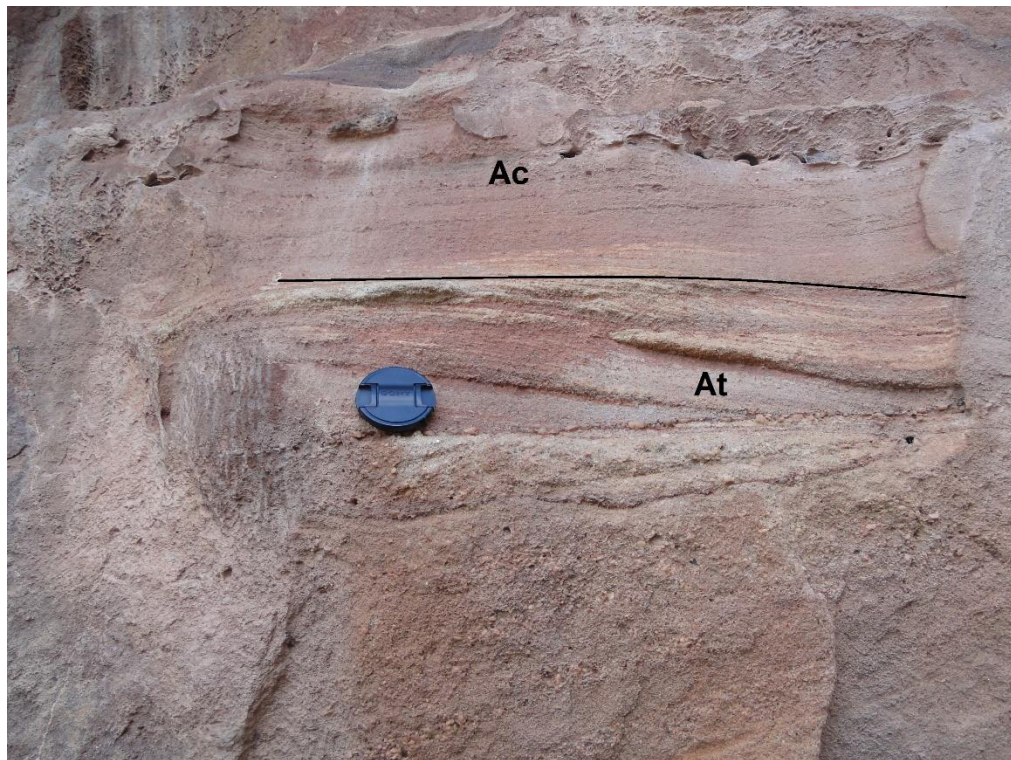
Fonte: O autor.

Figura 25 – Associação de fácies (3) de Arenitos Tabulares Sobrepostos contém o elemento arquitetura Lençóis de areia laminada (elemento LL).



Fonte: O autor.

Figura 26 – Associação de fácies (4) de Arenitos Lenticulares Sobrepostos (fácies At e Ac)



Fonte: O autor.

4.3 ANÁLISE DE ELEMENTOS ARQUITETURAIS

Os estudos estratigráficos desenvolvidos permitiram o reconhecimento de cinco elementos arquiteturais para a Formação Tacaratu na área estudada, ou seja, a região do Vale do Catimbau em Pernambuco. Os elementos arquiteturais interpretados para a Formação Tacaratu na Bacia de Jatobá na região estudada são descritos na Tabela 3, abaixo. O conhecimento dos elementos arquiteturais é de suma importância na interpretação dos ambientes de deposição

Tabela 3 – Principais elementos arquiteturais fluviais da Formação Tacaratu na área estudada.

CN - Canal

BC - Formas de leitos cascalhosas (barras)

BA - Formas de leitos arenosos (barras)

FG - Fluxos gravitacionais

AL - Depósitos de acreção lateral

LL - Depósitos de lençóis de areia laminada

DT – Depósitos de transbordamento ou overbank

Fonte: O autor

Os elementos BA (barras arenosas) e BC (formas de leito cascalhosas), identificados nas fácies Ca e Cm, caracterizam porções proximais e distais de sistemas de leques aluviais (figura 27). Já os elementos arquiteturais BA (formas de leitos arenosos), LL (lençóis de areia laminada), além do elemento CN (canais) de forma mais discreta; presentes nas fácies Aa, At e Ac, ajudam na caracterização de porções mediano-distais a distais de sistemas fluviais entrelaçados de alta energia.

O elemento BA apresenta escassas porções de marcas onduladas (fácies At) no qual, sua origem está relacionada a formação de barras a partir da migração de formas de leito de canal a jusante, ou ao topo de barras formadas por fluxos em lençol de depósitos de *crevasse splays*.

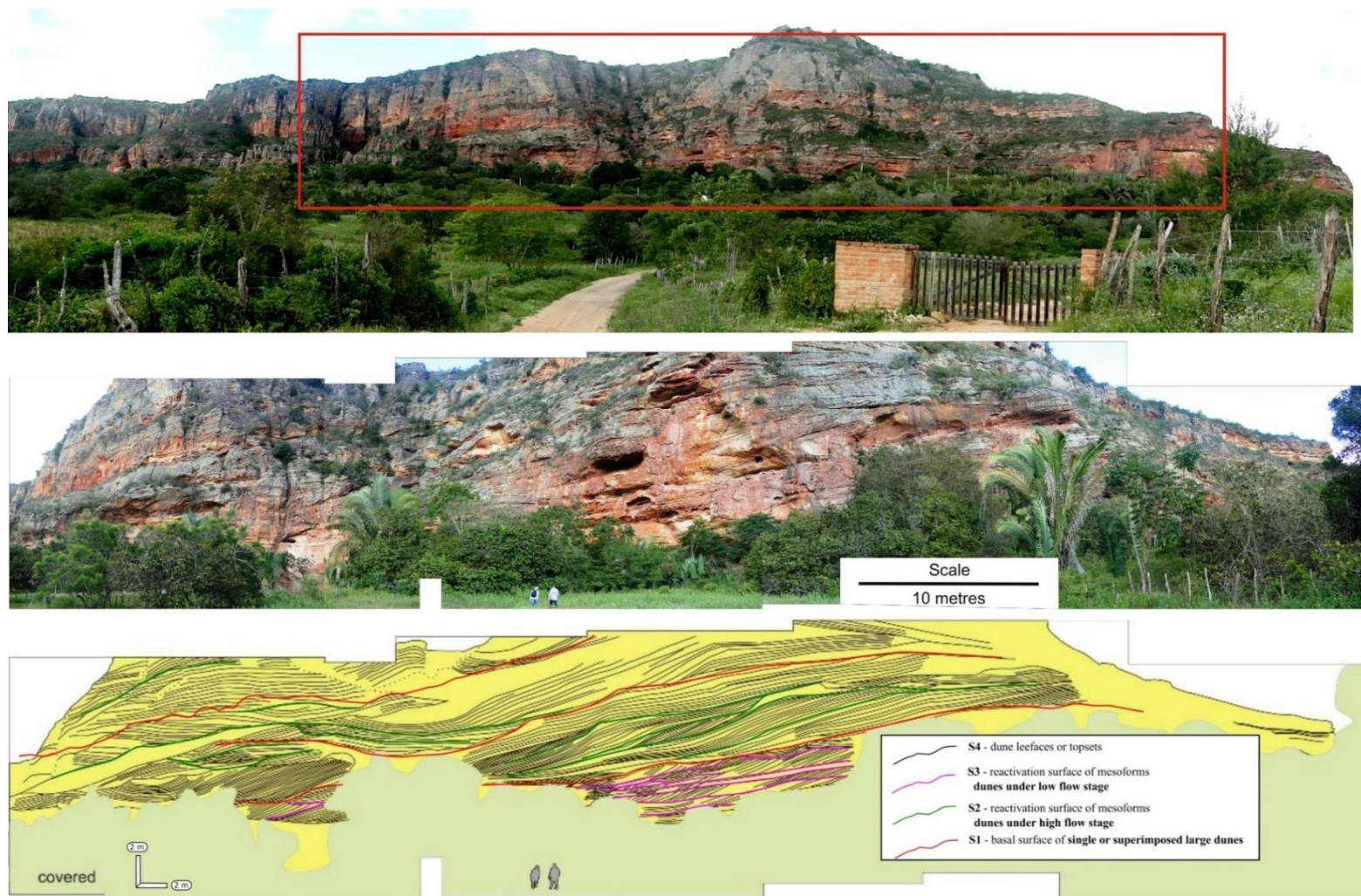
O elemento LL, constituído pelas fácies Ap e At, representa depósitos extra de canais gerados em períodos de enchente. Compõem abas (faldas) de areia laminadas que podem estar associadas a depósitos de transbordamento ou overbank (elemento DT).

O elemento DT é formado em planícies de inundação ou em canais abandonados por fluxos esporádicos. Em depósitos de enchentes torrenciais fluviais esse elemento associa-se ao elemento BC (formas de leito cascalhoso) (Miall, 1985, 1988, 1996).

A ocorrência do elemento Canal (elemento CN) está associados às barras arenosas (elemento BA), em escalas que variam de escalas centimétricas a métricas.

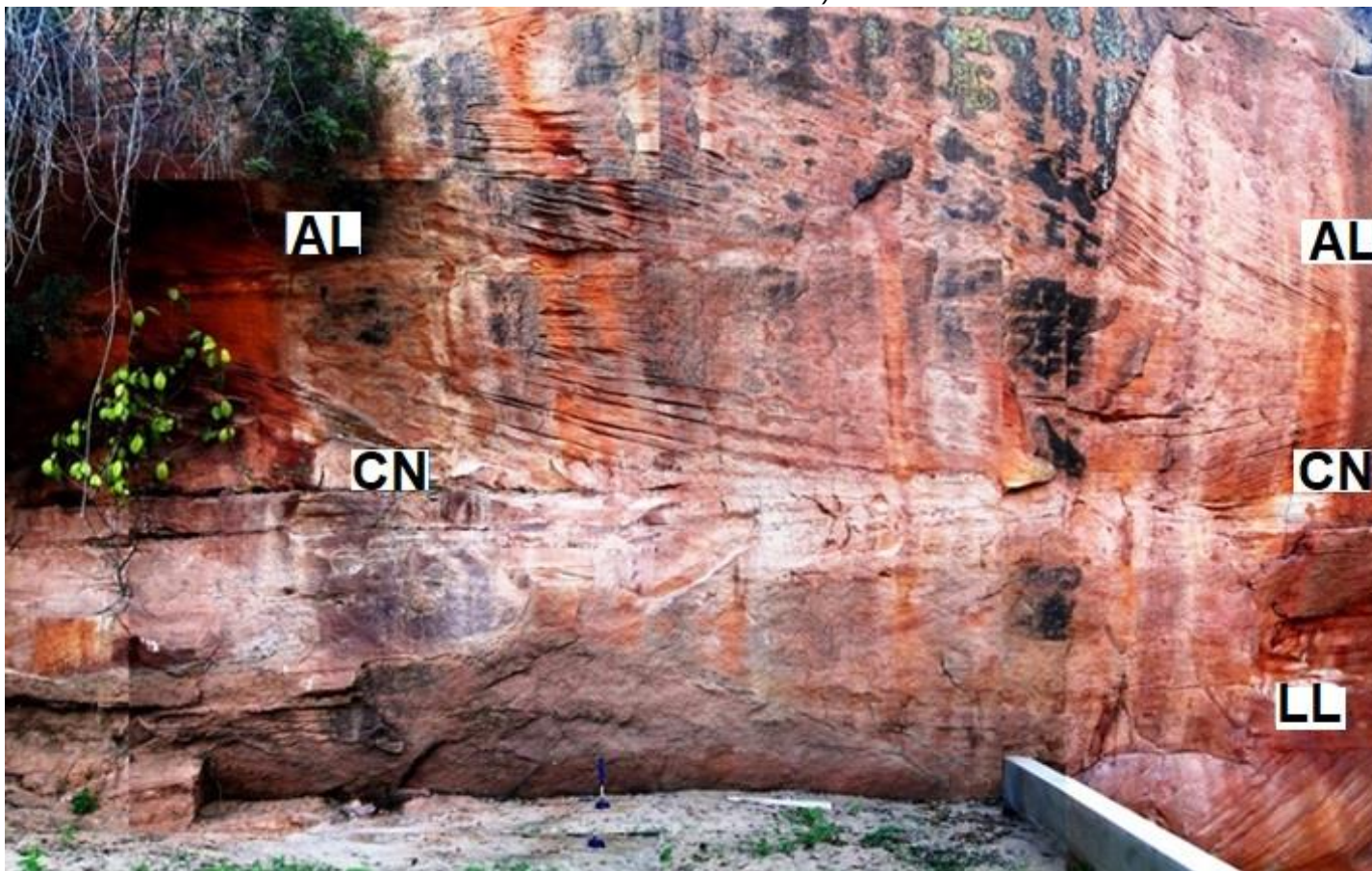
O elemento Acreção Lateral (elemento AL) relaciona-se a porções do canal fluvial onde os fluxos principais apontam para depósitos em uma curva do rio. Em decorrência da redução do fluxo, a porção do canal torna-se local favorável à deposição de sedimentos proporcionando o acréscimo lateral do depósito em direção perpendicular ao fluxo principal do canal (Miall, 1985, 1988, 1996).

Figura 27 – Principais elementos arquiteturais fluviais da Formação Tacaratu na área estudada. Elementos BA (formas de leito arenosas) e BC (formas de leito cascalhosas).



Fonte: O autor.

Figura 28 – Principais elementos arquiteturais fluviais da Formação Tacaratu na área estudada. Elementos CN (canais), AL (acrecção lateral) e LL (lençóis de areia laminada).



Fonte: O autor.

Figura 29 – Principais elementos arquiteturais fluviais da Formação Tacaratu na área estudada. Elementos CN (canais), AL (acrecção lateral) e LL (lençóis de areia laminada).



Fonte: O autor.

4.4 ESTUDO PETROGRÁFICO

4.4.1 DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA DAS ROCHAS SILICICLÁSTICAS

Neste trabalho, foram analisadas 6 lâminas delgadas com ajuda do microscópio petrográfico, com o objetivo de ajudar na caracterização estratigráfica das rochas siliciclástica, determinando possíveis processos diagenéticos, proveniência dos materiais e estruturação do arcabouço mineral. A análise microscópica das lâminas delgadas estudadas é mostrada na tabela 4.

Tabela 4 - Análise microscópica dos arenitos da Formação Tacaratu, Bacia do Jatobá, na região da Vila do Catimbau

Lâmina	Visão Geral	Arcabouço	Empacotamento	Cimentação	Maturidade Mineral	Mat. Textural	Classif. Folk (1968)
ELO 01 AA	Arenito médio a fino, mal selecionados. Grãos de quartzo subangulosos a subarredondados	Predominância de quartzo monocrystalino e quartzo policristalino com extinção ondulante em menor quantidade	Fechado	Silicática (cresc. de quartzo secund) e ferruginosa (franjas de hematita)	Submaturo	Submaturo	Subrcoseo
ELO 01 CA	Arenito médio a fino, mal selecionados. Grãos de quartzo subangulosos a subarredondados	Predominância de quartzo monocrystalino e quartzo policristalino. Presença de biotita em processo de alteração em menor quantidade	Fechado	Silicática (crescimento de quartzo secundário)	Submaturo	Submaturo	Subrcoseo
ELO 01 GM	Arenito médio a fino, mal selecionados. Grãos de quartzo e ortoclásio subangulosos a subarredondados	Predominância de quartzo monocrystalino e quartzo policristalino com extinção ondulante; Ortoclásio	Fechado	Silicática (intercrescimento de quartzo secundário)	Submaturo	Submaturo	Subrcoseo

Tabela 4 - Análise microscópica dos arenitos da Formação Tacaratu, Bacia do Jatobá, na região da Vila do Catimbau
(Continuação)

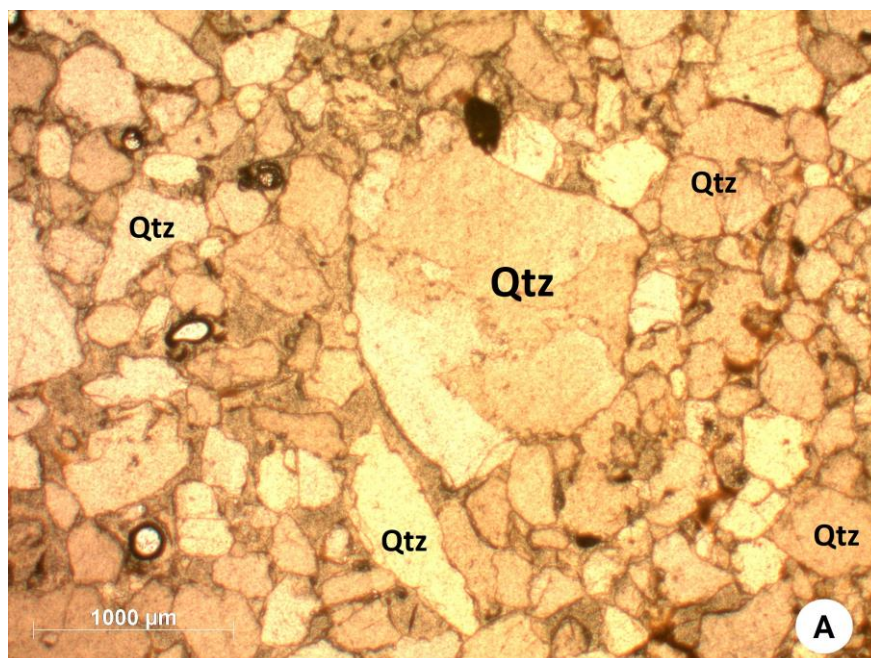
Lâmina	Visão Geral	Arcabouço	Empacotamento	Cimentação	Maturidade Mineral	Maturidade Textural	Classif. Folk (1968)
ELO 02 AF	Arenito fino, mal selecionados. Grãos de quartzo subangulosos	Predominância de quartzo monocristalino e quartzo policristalino com extinção ondulante	Fechado	Silicática (cresc. de quartzo secundário) e ferruginosa	Submaturo	Submaturo	Subrcoseo
ELO 06 AT	Arenito fino a médio, mal selecionados. Grãos de quartzo e Ortoclásio subangulosos a subarredondados	Predominância de quartzo monocristalino e quartzo policristalino com extinção ondulante; ortoclásio	Fechado	Silicática (crescimento de quartzo secundário)	Submaturo	Submaturo	Subrcoseo
ELO 07 GM	Arenito fino a médio, mal selecionados. Grãos de quartzo subangulosos a subarredondados	Predominância de quartzo monocristalino e quartzo policristalino. Presença de biotita em processo de alteração em menor quantidade	Fechado	Silicática (Dissoluções parciais de quartzo)	Submaturo	Submaturo	Subrcoseo

4.4.1.1 TEXTURA E COMPOSIÇÃO DOS GRÃOS DETRÍTICOS

Dentre os minerais clásticos, o quartzo representa o componente mineral clástico predominante, com extinção ondulante (maioria) e em menor quantidade com extinção imediata. O tamanho dos grãos de quartzo varia de areia muito fina (maioria) a média (menor proporção).

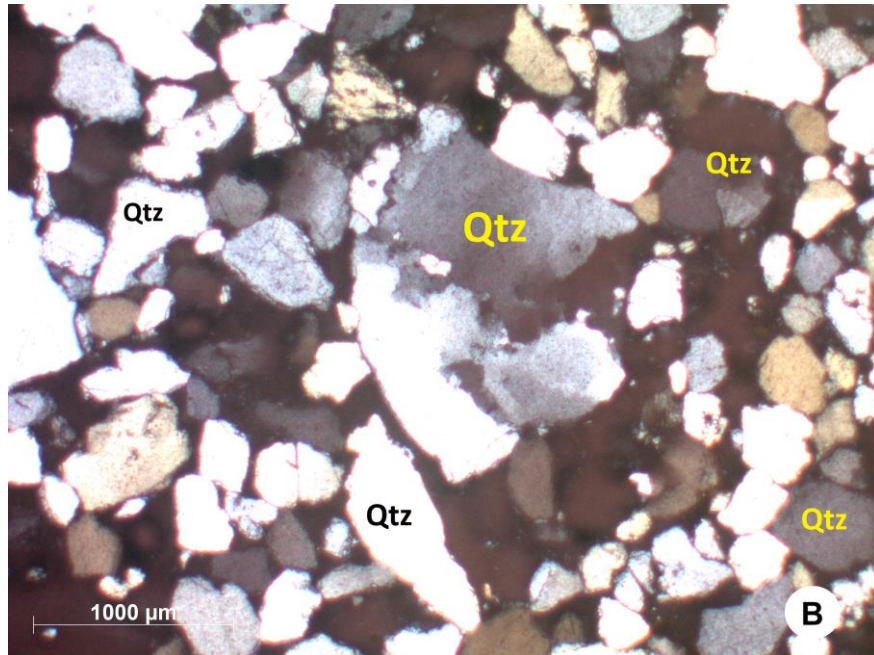
Os grãos são, na maioria, angulosos a subangulosos, porém, em algumas amostras se apresentam subangulosos a subarredondados (Figura 30 A e B).

Figura 30 A – Grãos de quartzo subangulosos a subarredondados em um arenito subarcóseo, mal selecionado; Nicóis paralelos; Objetiva de 2,5x.



Fonte: O autor

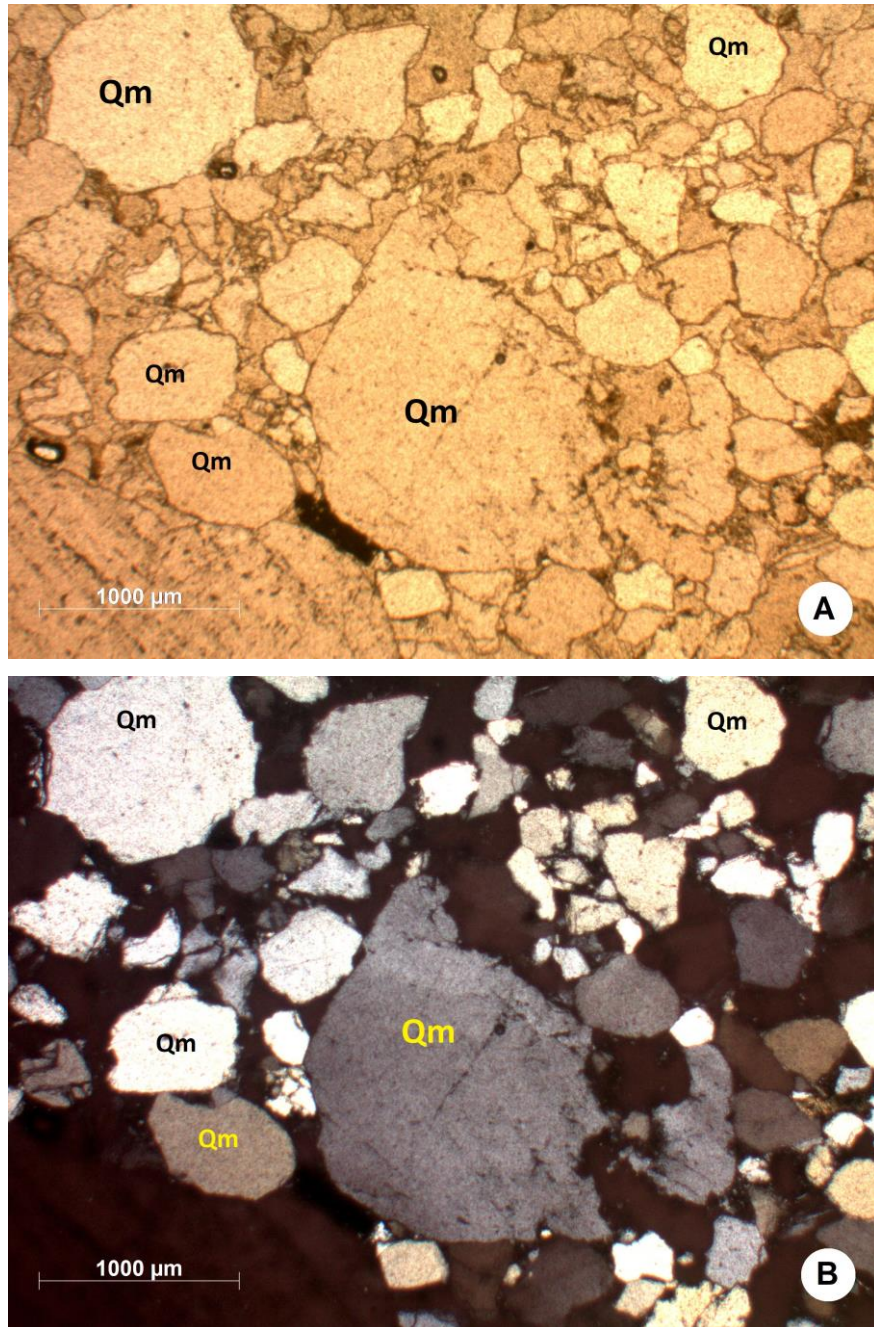
Figura 30 B – Grãos de quartzo subangulosos a subarredondados em um arenito subarcóseo, mal selecionado; Nicóis cruzados; Objetiva de 2,5x.



Fonte: O autor

O quartzo monocristalino (Qm) (Figura 31 A e B) representa cerca de 65% do total, predominando os do tipo plutônico, podendo ser originado de granitóides. Em menor quantidade, observa-se o quartzo policristalino (Qp) com cerca de 20%. Nos Qm, os grãos são na maioria, sem forma (xenomórfico) ocorrendo com cristais bastante fraturados.

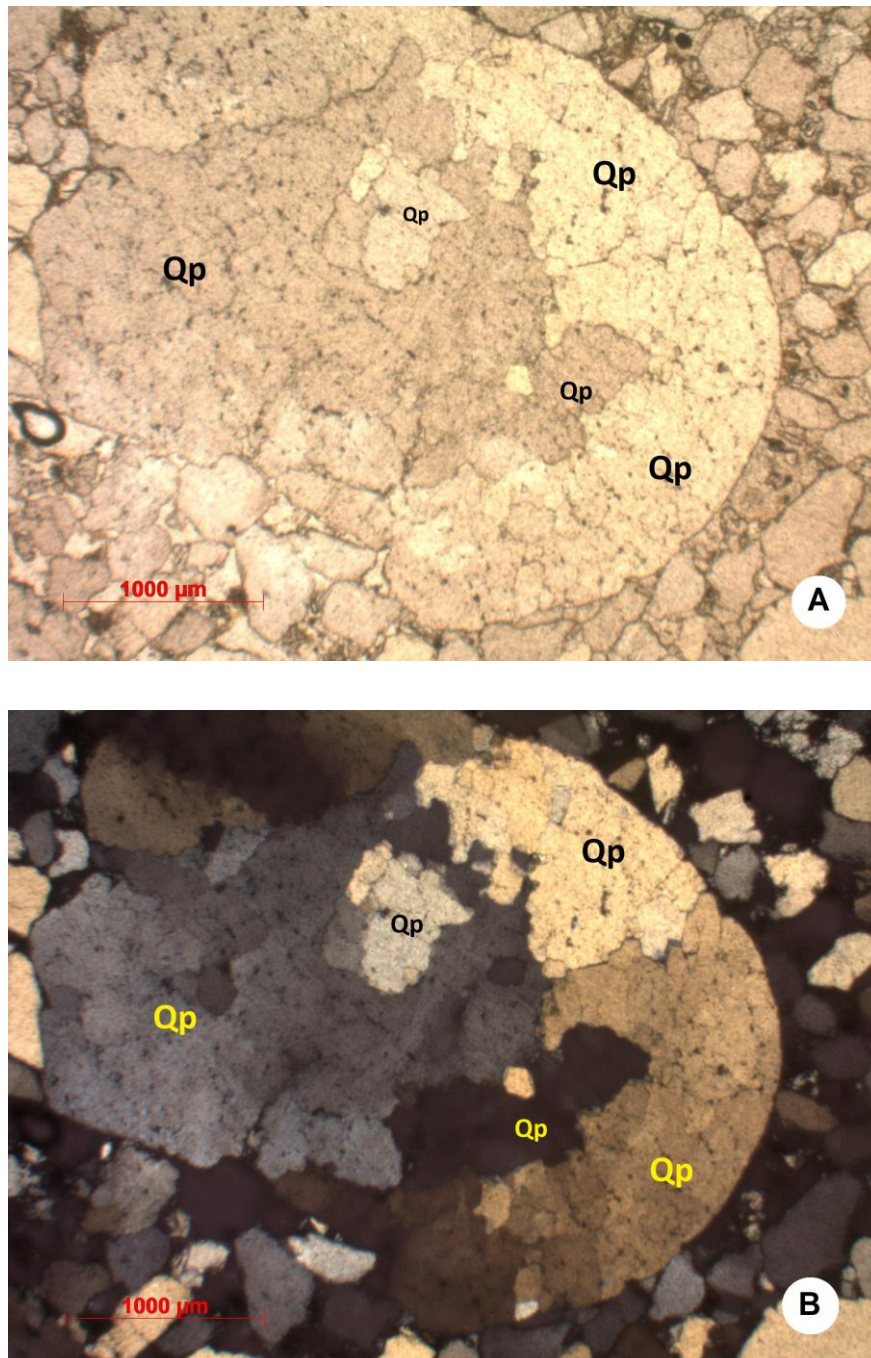
Figura 31 (A e B) – Grão de quartzo monocristalino subanguloso a subarredondado em um arenito subarcóseo, mal selecionado; (A) Nicóis paralelos e (B) Nicóis cruzados; Objetiva de 2,5x.



Fonte: O autor

Os QP's que ocorrem em todas as amostras (Figura 32 A e B) são do tipo metamórfico de alto grau de acordo com Krynine (1940) e Scholle (1979), apresentando um mosaico de vários cristais com bordas retas. Os contatos entre os cristais são suturados, sugerindo o tipo metamórfico de zona de falha de Krynine (1940).

Figura 32 (A e B) – Grão de quartzo Quartzo policristalino subarredondado a arredondado em um arenito subarcóseo, mal selecionado; (A) Nicóis paralelos e (B) Nicóis cruzados; Objetiva de 2,5x.



Fonte: O autor

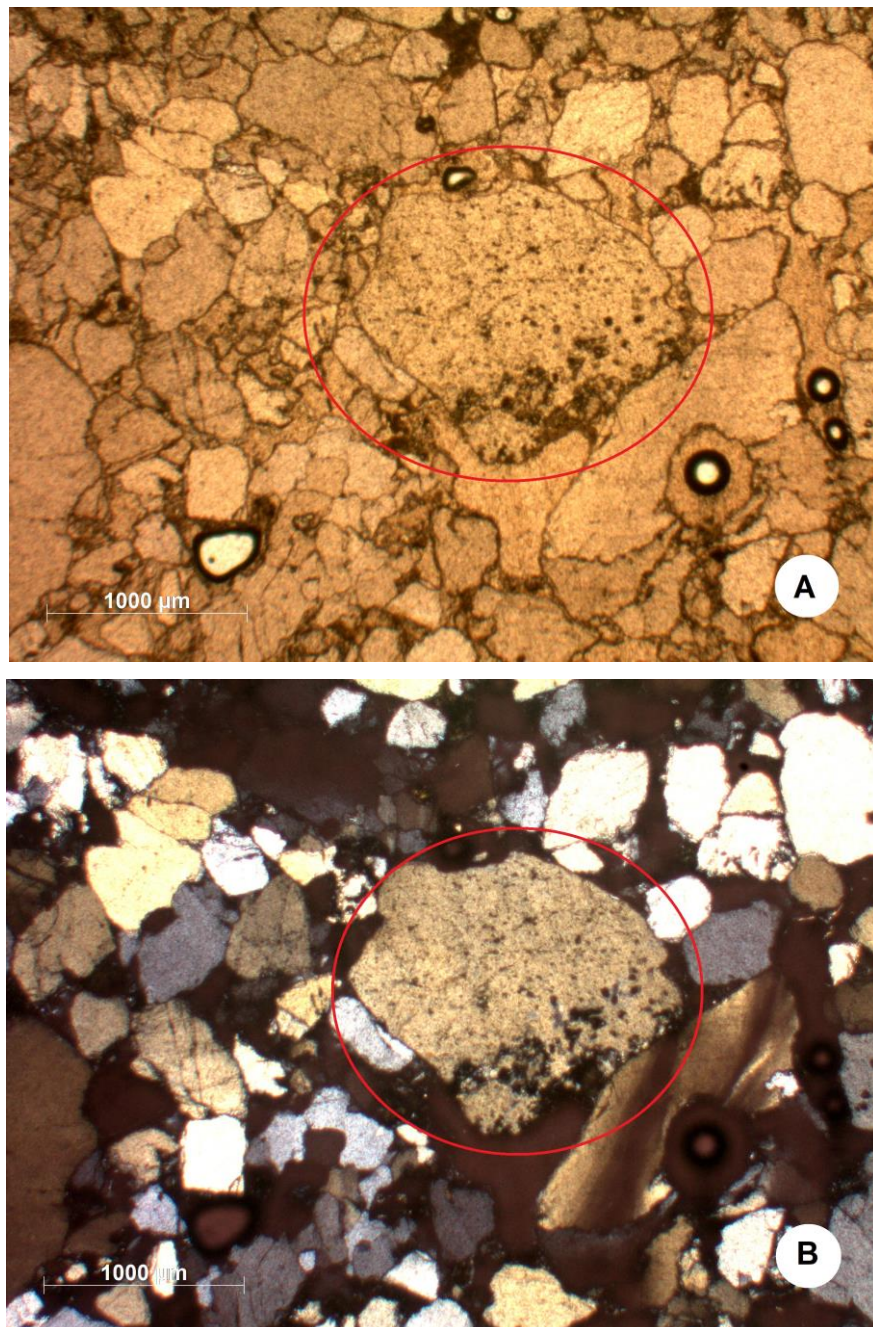
Os grãos de feldspato ocorrem numa proporção em torno de 8% nas amostras estudadas, sendo representados pelos ortoclásios e plagioclásios.

O tipo de feldspato mais comum é o ortoclásio (Figura 33 A e B), onde sua ocorrência gira em torno de 6% seguido do plagioclásio com 2%. Os ortoclásios, em

sua maioria, apresentam grãos subédricos, alguns bem intemperizados, confirmando caulinição.

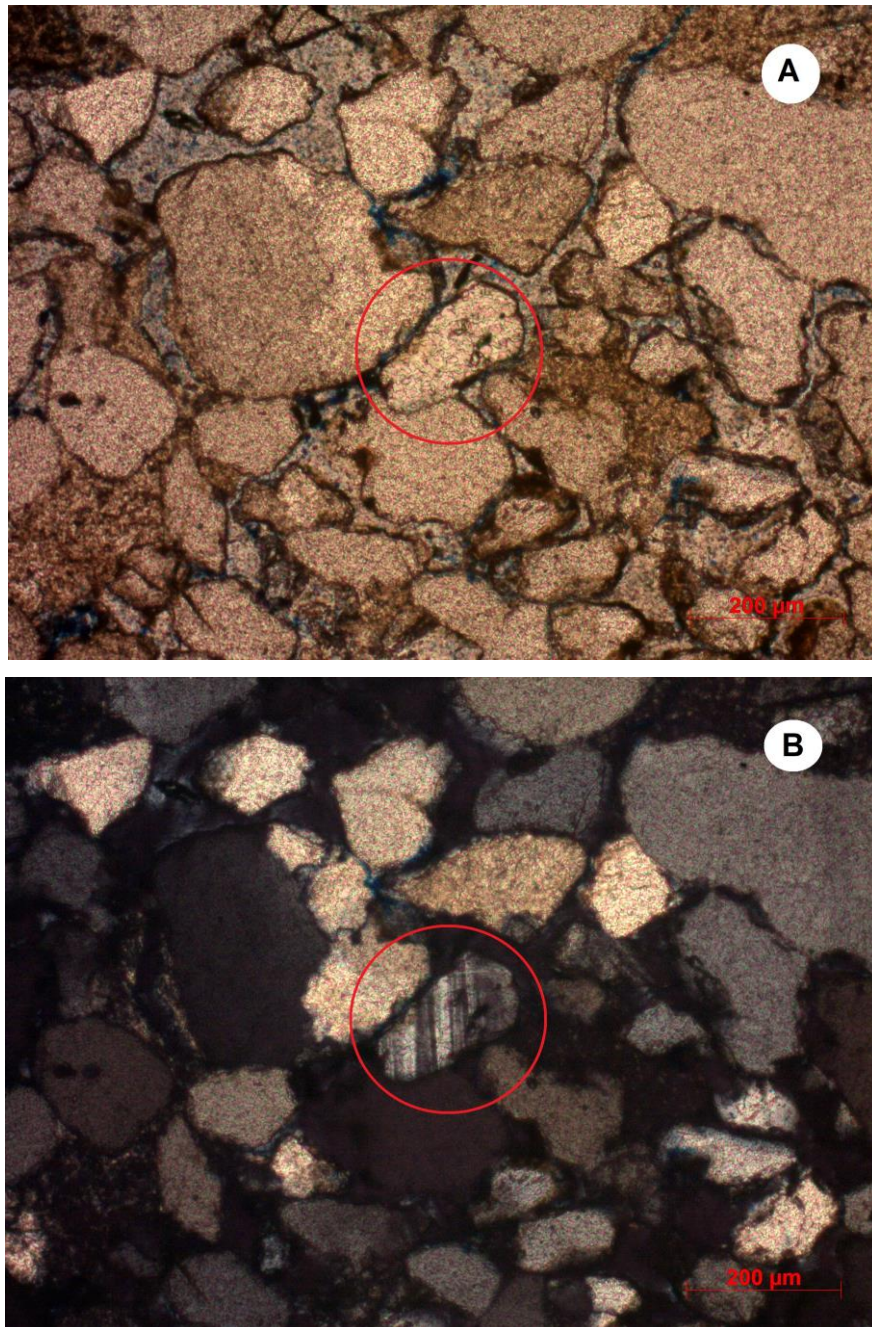
O plagioclásio ocorre como grãos subédricos a anédricos, às vezes bem intemperizados, porém de fácil identificação através da sua geminação polissintética (Figura 34 A e B).

Figura 33 (A e B) – Grão de feldspato (ortoclásio) subanguloso que apresenta textura subédrica em um arenito subarcóseo, mal selecionado; (A) Nicóis paralelos e (B) Nicóis cruzados; Objetiva de 2,5x.



Fonte: O autor.

Figura 34 (A e B) – Grão de feldspato (plagioclásio) subanguloso que apresenta geminação polissintética e textura subédrica em um arenito subarcóseo, mal selecionado; (A) Nicóis paralelos e (B) Nicóis cruzados; Objetiva de 10x.



Fonte: O autor.

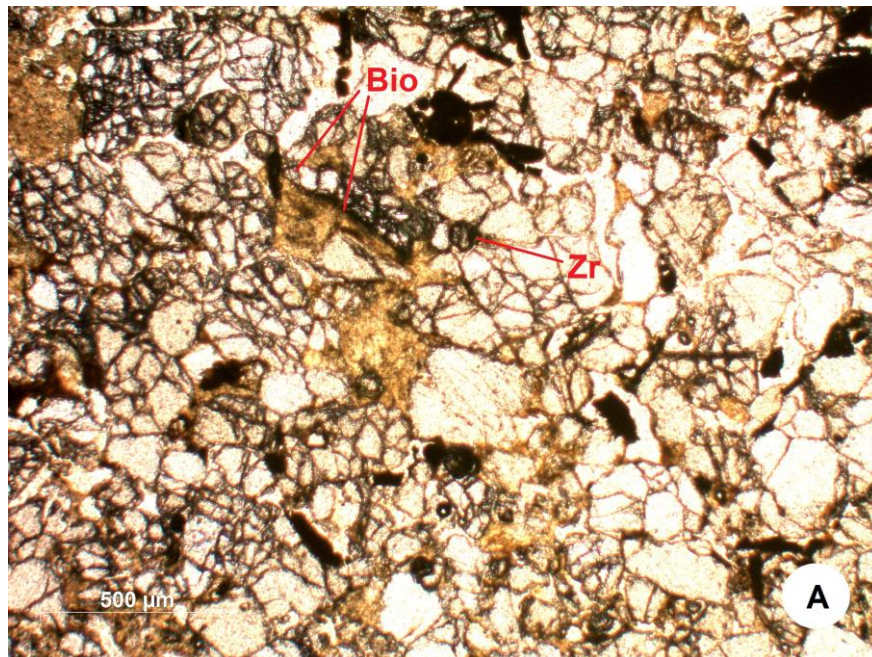
Os fragmentos rochosos nestes arenitos apresentam uma proporção que gira em torno dos 1,5% em média, que se encontram disseminados no arcabouço. Aparecem principalmente litoclastos metamórficos (quartzitos) e fragmentos de xistos, além de fragmentos de sílex. Estes fragmentos rochosos apresentam dimensões de

1mm (em geral) e estão em arenitos com estruturas de fluxo, podendo as vezes acompanhar a orientação da rocha.

As micas encontradas nas lâminas são representadas por biotitas, que se encontram bem alteradas, com um percentual menor que 5% em média. As biotitas ocorrem em formas lamelares, fibrosas (Figura 35 A e B) ou fitadas, às vezes tangenciando os grãos de quartzo e feldspato. Em algumas amostras, foi observado o processo de cloritização (quando a biotita altera para clorita) e inclusão de zircões.

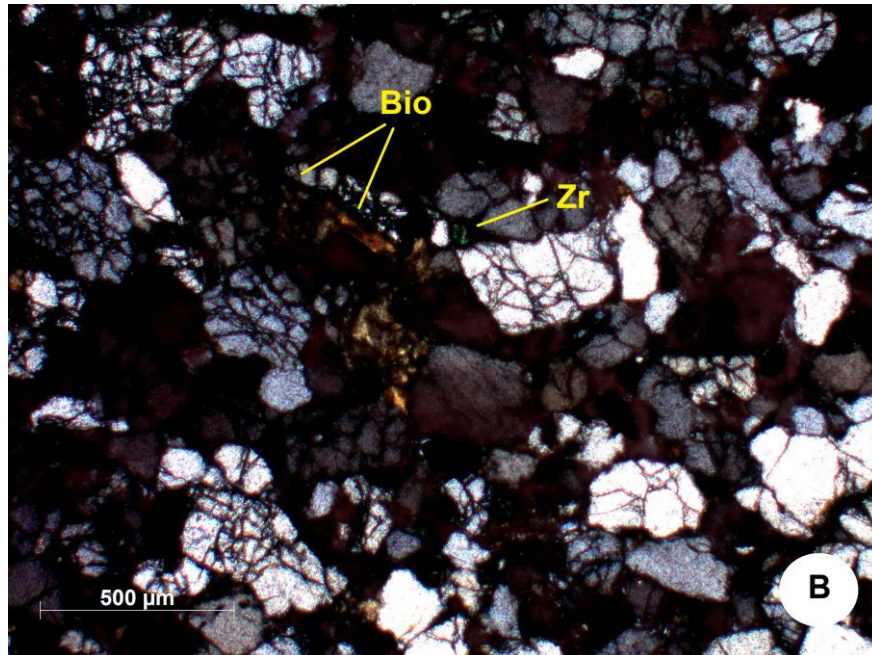
Minerais pesados e opacos constituem 1% da matriz. Eles incluem magnetita e hematita. Minerais ultraestáveis, incluindo zircão e turmalina, constituem menos de 1% da matriz.

Figura 35 A – Grão de biotita em processo de cloritização em um arenito subarcóseo, mal selecionado. Nicóis paralelos, objetiva de 5x.



Fonte: O autor.

Figura 35 B – Grão de biotita em processo de cloritização em um arenito subarcóseo, mal selecionado. Nicóis cruzados, objetiva de 5x.

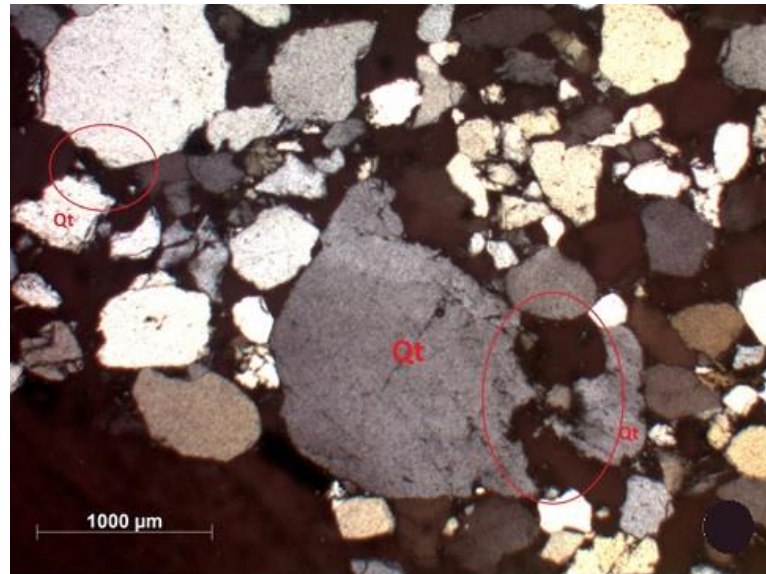


Fonte: O autor.

A cimentação presente é principalmente silicática e, em menor proporção, ferruginosa. O cimento silicático ocorre como crescimento excessivo de quartzo secundário no mosaico intergranular.

Dissoluções parciais ao longo de contatos intergranulares ocorrem como o principal cimento de quartzo nos arenitos Tacaratu. A pressão entre os grãos de quartzo em contatos intergranulares causou a dissolução parcial dos grãos de quartzo, culminando na colagem dos grãos (Figura 36).

Figura 36 – Cimento silicático gerado pela dissolução parcial ao longo dos contatos entre os grãos de quartzo. Nicóis cruzados; Objetiva de 2,5x.

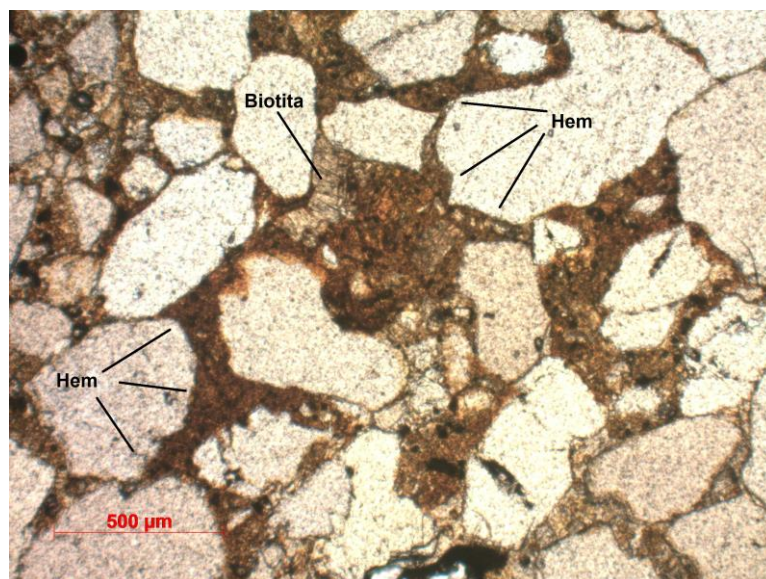


Fonte: O autor.

Crescimento excessivo de quartzo ocorrem em algumas amostras entre os grãos e antes de uma compactação considerável, enquanto em outras precipitam após intensa dissolução sob pressão.

O cimento ferruginoso é observado ao redor dos grãos na forma de revestimentos e franjas de hematita (Figura37) com fortes cores avermelhadas (óxido de ferro) e amareladas e, subordinadamente, ilita.

Figura 37 – Cimento ferruginoso observado ao redor dos grãos na forma de revestimentos e franjas de hematita. Nicóis paralelos; Objetiva de 5x.



Fonte: O autor.

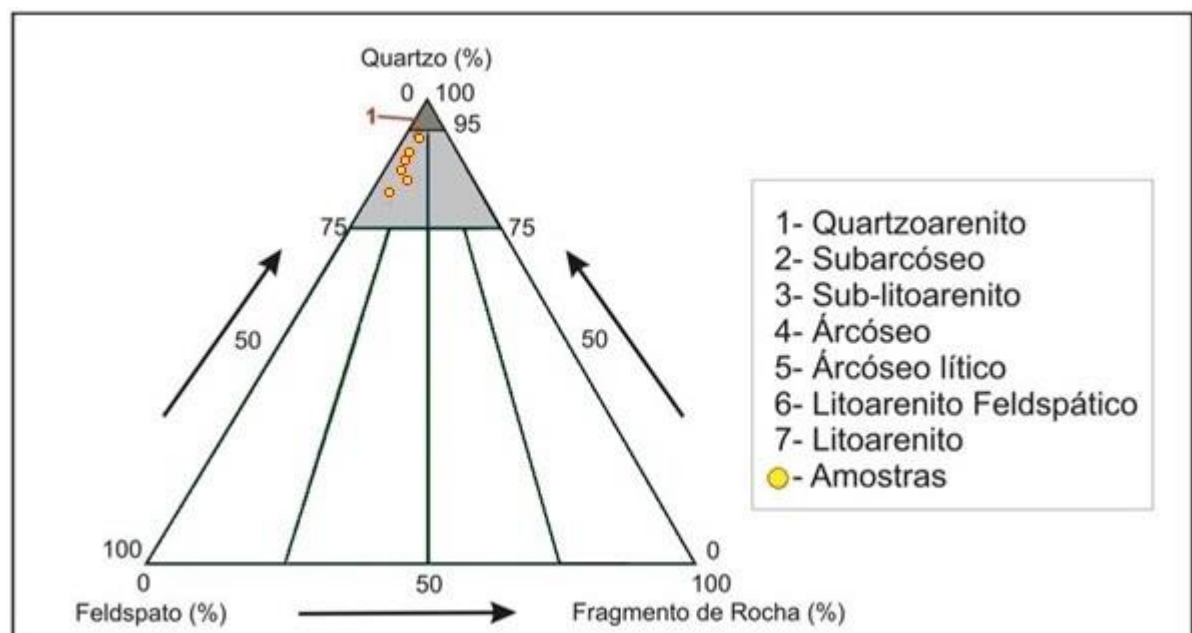
Quando se trata da maturidade mineralógica dos arenitos da Formação Tacaratu na área de estudo, a mesma foi inferida a partir da ocorrência de minerais pesados e da quantidade de quartzo na matriz, que era composta por $\geq 90\%$ de minerais estáveis. Com base nessa porcentagem, os resultados indicam que 100% dos arenitos são supermaturos.

Na maturidade textural foi observada a relação grão/matriz. O estudo mostrou que todas as amostras (100%) são texturalmente submaturas com baixo teor de argila ($<5\%$).

4.4.2 ANÁLISE COMPOSICIONAL

A classificação dos litotipos foi baseada no diagrama de Folk (1968), onde os seguintes resultados mostraram que 100% das amostras foram classificadas como arenito subarcóseo. (Figura 38).

Figura 38 – Composições estruturais de seis amostras de arenito da Formação Tacaratu. Modificada de Folk, 1968.

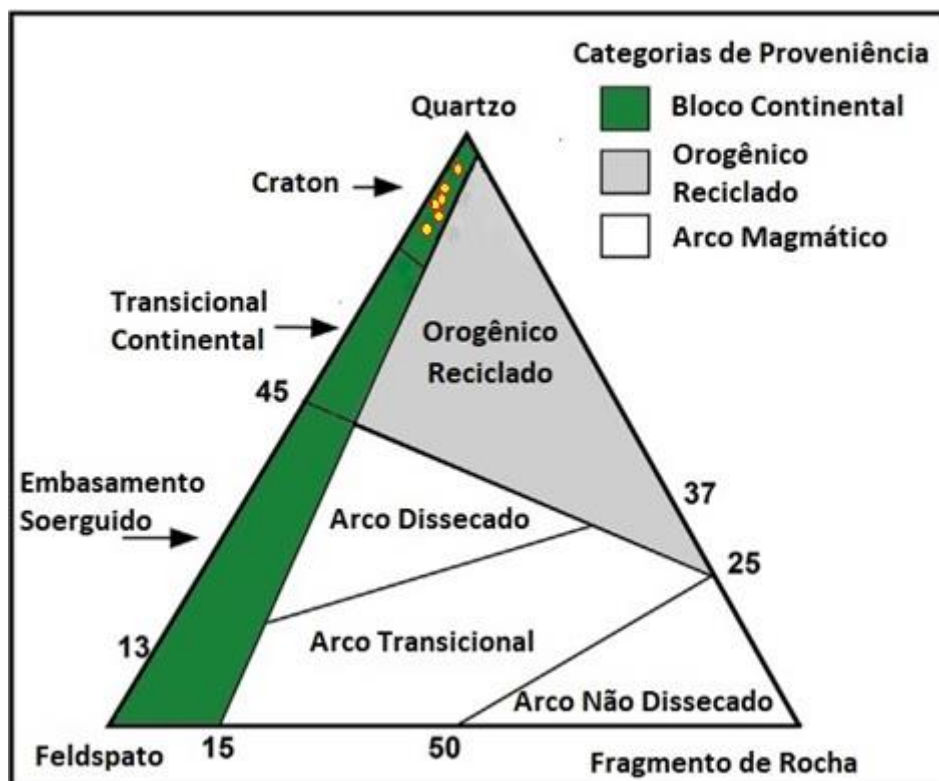


Fonte: O autor, modificado de Folk (1968).

4.4.3 PROVENIÊNCIA E AMBIENTE TECTÔNICO

Dos quatro tipos de proveniência propostos por Dickinson e Suczek (1979), Dickinson *et al.* (1983) e Dickinson (1985), o modelo que mais se assemelha à composição detrítica dos arenitos da Formação Tacaratu é o de proveniência de cráton estável (Figura 39).

Figura 39 – Diagrama de proveniência (Dickinson, 1985), mostrando que a contribuição corresponde ao ambiente tectônico de um interior de cráton interior (estável) para as amostras de arenito da Formação Tacaratu na Bacia de Jatobá, região da Vila do Catimbau.



Fonte: O autor, modificado de Dickinson (1985).

5 DISCUSSÃO

Os resultados permitiram a interpretação de uma associação de fácies diagnóstica de um ambiente de canal fluvial entrelaçado, compatível com os modelos deposicionais da Formação Serraria propostos anteriormente por Rocha e Leite, (1999) e Carvalho et al., (2018).

De acordo com a análise feita nas amostras estudadas, os arenitos da Formação Tacaratu apontam que 65% dos grãos são de quartzo monocristalino (Qm) e que 15% são de quartzo policristalino (Qp) em sua composição. Essa abundância de quartzo apresenta um elevado valor na relação Qm/Qp. Grãos de quartzo policristalino metamórfico de alto grau compõem um tipo de quartzo policristalino (Qp), o que aponta uma origem/fonte metamórfica.

Os fragmentos rochosos são escassos e representam 3% dos grãos. Os fragmentos rochosos são litoclastos metamórficos (quartzitos) e fragmentos de xistos, além de fragmentos de sílex em menores quantidades. Segundo De Ros (1985), a escassez de fragmentos rochosos em arenitos se deve ao constante retrabalho e à diminuição granular ocorrida distante da principal área-fonte de sedimentos.

A composição destes arenitos não é condicionada apenas pelas rochas matrizes, mas também pelo ambiente tectônico, clima, relevo da área de origem, condições de transporte, ambiente deposicional e diagénese.

As características mineralógicas da Formação Tacaratu indicam uma fonte sedimentar de rochas ígneas e metamórficas de alto grau e rochas ígneas do embasamento cristalino situadas na porção central do terreno Pernambuco-Alagoas e na porção leste do Cráton São Francisco, embasamento este, localizado na porção sul da bacia. O clima quente e úmido e o baixo relevo da área fonte são inferidos a partir da alteração dos feldspatos e da biotita, que são quimicamente instáveis.

A presença de cimentos predominantemente silicáticos e subordinadamente ferruginosos indica condições climáticas diagenéticas secas ou semiáridas.

A composição destes arenitos não é condicionada apenas pelas rochas matrizes, mas também pelo ambiente tectônico, clima, relevo da área de origem, condições de transporte, ambiente deposicional e diagénese.

O empacotamento de todas as amostras analisadas é fechado, sendo expresso por contatos entre os grãos dos tipos côncavo-convexo, plano e suturado.

Com base nestes resultados, conclui-se que tal disposição da estrutura (apertada), significa um maior efeito de compactação da rocha, provavelmente relacionado com a espessura muito maior do enterramento.

A classificação dos litotipos, baseada no diagrama de Folk (1968), mostrou que 100% das amostras foram classificadas como arenito subarcóseo. Isso é compatível com o estudo de Carvalho et al. (2018).

6 CONCLUSÕES

A análise dos depósitos sedimentares estudados da Formação Tacaratu resultou na identificação de 3 (três) fácies conglomeráticas e 4 (quatro) fácies areníticas: Ca (Conglomerados finos a médios com estratificação acanalada), Cm (Conglomerados maciços), Aa (Arenitos com Estratificação Cruzada Acanalada), Agc (Arenitos Grossos Conglomeráticos), At (Arenitos com Estratificação Cruzada Tabular), Ap (Arenitos com estratificação plano-paralela) e Af (Arenitos Finos com laminação cruzada).

A análise de fácies da Formação Tacaratu permitiu fazer as associações das mesmas e seus elementos arquiteturais. Ao todo, foram formata 4 (quatro) associações de fácies, sendo elas: Arenitos e Conglomerados Estratificados e Amalgamados (Ca, Aa e At), Arenitos em Lençóis Amalgamados (Aa, At, Ap e Ac), Arenitos Tabulares Sobrepostos (At, Ap e Ac) e Arenitos Lenticulares Sobrepostos (Aa, At e Ac).

A partir desses dados, se tornou possive o reconhecimento de sete elementos arquiteturais para a Formação Tacaratu na área estudada, ou seja, a região do Vale do Catimbau em Pernambuco: CN (Canal), BC (Formas de leito cascalhosas/barras cascahosas), BA (Formas de leitos arenosos/barras arenosas), FG (Fluxos gravitacionais), AL (Depósitos de Acreção Lateral), LL (Lençóis de areia laminada) e DT (Depósitos de transbordamento ou overbank).

Os estudos petrograficos mostraram que os arenitos da Formação Tacaratu na área de estudo quanto à maturidade mineralógica, foram classificados como supermaturos. Quando se trata de maturidade textural, o estudo mostrou que todas as amostras (100%) são texturalmente submaturas. Todas os arenitos foram classificadas como arenitos subarcóseos, tendo eles, proveniência corresponde ao ambiente tectônico de um cráton estável.

Trabalhos futuros podem aplicar a metodologia deste estudo em outros afloramentos/amostras correlatos da própria Formação Tacaratu, gerando uma maior confiabilidade à sua reconstrução paleoambiental. Outro fator importante, é que devido à quantidade limitada de lâminas delgadas, trabalhos futuros podem realizar uma caracterização petrográfica maior e mais detalhada desses sedimentos. Dados petrofísicos também ser incorporados aos resultados obtidos aqui, com intuito de obter

análises de permeabilidade, contribuindo melhor para a caracterização permoporosa da Formação Tacaratu na Bacia de Jatobá.

7 REFERÊNCIAS

- AGUIAR, G.A. & MATO, L.F. 1990. Definição e relações estratigráficas da Formação Afligidos nas Bacias do Recôncavo, Tucano Sul e Camamu, Bahia, Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36. Sociedade Brasileira de Geologia. Anais... v. 1, p.157–170.
- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y, BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8: 1977, Campina Grande. Atas... Campina Grande: SBG, 1977. p. 363-391.
- ARAGÃO, M.A.N.F. & PERARO, A.A. 1994. Elementos estruturais do rifte Tucano/Jatobá. In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 3, Rio Claro. UNESP, Boletim, pp. 161-165.
- ASSINE, M. L. 1992. Análise estratigráfica da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. Revista Brasileira de Geociências, v. 22, n. 3, p. 289–300.
- ASSINE, M. L. 2007. Bacia do Araripe. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 15, n. 2, p. 371–389.
- BARBOSA J.S.F. & DOMINGUEZ J.M.L. (Coords.) 1996. Geologia da Bahia: texto explicativo. Salvador, SGM, Convênio SICT/UFBA/SGM/ FAPEX. Anexo 1 Mapa Geológico do Estado da Bahia, escala 1:1000.000, 382 p. Bizzì.
- BARBOSA, O. 1964 Geologia de Parte da região do Médio São Francisco, Nordeste do Brasil. Petrópolis: PROSPEC, 69 p. il.
- BARBOSA, P.D.A. 2006. Análise da deformação frágil da porção E da Bacia do Jatobá e do seu embasamento circundante. Relatório de graduação em geologia - Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 79 p.
- BARNES, B. E. 1950. Estado da Bahia - Geologia. Conselho Nacional de Petróleo.

- BARRETO, P.M.C. 1968. Paleozoico da Bacia do Jatobá, Pernambuco. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, v. 17, n. 1, p. 29–45.
- BEURLIN, K. 1966. Novos equinóides no Cretáceo do Nordeste do Brasil. Anais da Academia de Ciências, v. 38, n. 3/4, p. 455-464.
- BEURLIN, K. 1971. As condições ecológicas e faciológicas da Formação Santana na Chapada do araripe (Nordeste do Brasil). Anais da Academia de Ciências, v. 43, n. supl, p. 411-415.
- BRAUN, O.P.G. 1966. Estratigrafia dos Sedimentos da Parte Inferior da Região Nordeste do Brasil (Bacias do Tucano-Jatobá, Mirandiba e Araripe). Rio de Janeiro: DNPM/DGM, Boletim 236, 75p.
- BRAUN, O.P.G. 1970. A respeito do “Paleozóico da Bacia de Jatobá, Pernambuco”. Rio de Janeiro: Revista Mineração e Metalurgia, v. 53, n. 309-312, p. 100–9, 240.
- BRITO NEVES, B. B. ; SANTOS, E. J. ; SCHMUS, W. R. V. . Tectonic History of the Borborema Province. In: Umberto Cordani; Edson José Milani; Antonio Thomaz Filho; Diogenes de Almeida Campos. (Org.). Tectonic Evolution of south america. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000, v. unico, p. 151-182.
- BRITO NEVES, B. DE, SCHUMUS, W.R. VAN, SANTOS, E. DOS, NETO, M., KOZUCH, M., 1995. O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. Revista Brasileira de Geociências, 25:279-296.
- BRITO NEVES, B.B., 1995. Cratons e Faixas Móveis. Boletim IG-USP. Série Didática 7, 187.
- CAIXETA, J. M.; BUENO, G.V.; MAGNAVITA, L.P.; FEIJÓ, F.J. 1994. Bacias de Recôncavo, Tucano e Jatobá. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 8, n. 1, p. 163–172.

- CAPUTO, M. V; CROWELL, J. C. 1985. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 96, p. 1020-1036.
- CARVALHO, R. R. Origem e proveniência da sequência siliciclástica inferior da Bacia de Jatobá. 2010. 101 f. Dissertação (Mestrado) - PPGEOC, Universidade Federal de Pernambuco. Pernambuco, 2010.
- CARVALHO, R.R.; NEUMANN, V.H.M.L.; FAMBRINI, G.L.; ASSINE, M. L.; VIEIRA, M.M.; ROCHA, D.E.G.G.; RAMOS, G. M. S. 2018. The basal siliciclastic Silurian-Devonian Tacaratu formation of the Jatobá. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 88, p. 94-106.
- CARVALHO, R.R.; NEUMANN, V.H.M.L.; FAMBRINI, G.L.; VIEIRA, M.M.; ROCHA, D.E.G.G. 2010. Origem e Proveniência das Sequência Siliciclástica Inferior da Bacia do Jatobá. *Estudos Geológicos*, v. 20, n. 2, p. 113-127.
- COIMBRA, J.C.; ARAI, M.; CARREÑO, A.L. 2002. Biostratigraphy of Lower Cretaceous microfossils from the Araripe Basin, northeastern Brazil. *Geobios*, v. 35, p. 687-698.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. Projeto Jatobá. 1972. Recife : CNEM/CPRM. 76p.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. Projeto Jatobá. 1973. Recife : CNEM/CPRM. 41p.
- COSTA, I. P.; BUENO, G. V.; MILHOMEM, P. S.; ROCHA LIMA, H. S.; DIETZSCH KOSIN, M. 2007. SubBacia de Tucano Norte e Bacia do Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, V. 15, n. 2, mai./nov., p. 445-453.
- COSTA, I. P.; MILHOMEM, P.S.; CARVALHO, M.S. 2003. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia de Jatobá. Aracaju: Fundação Paleontológica Phoenix, 2003.

Disponível em: http://www.phoenix.org.br/Phoenix53_Mai03.htm Acesso em: 26/6/2014.

DANTAS, J.R.A. & LIMA-FILHO, C.A. 2007. Síntese da Geologia de Pernambuco. Disponível em: http://www.dnpm.gov.br/dstpe/trabalhos/Sint_PE/SintesePE_03.htm Acesso em: 26/6/2014.

DE MELO, J. G. 1980. HIDROGEOLOGIA DA BACIA SEDIMENTAR DO JATOBÁ - RECURSOS EXPLORÁVEIS E DISPOSITIVOS DE CAPTAÇÃO. Águas Subterrâneas. Recuperado de <https://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/view/23951>

DELGADO, I.M., SOUZA, J.D., SILVA, L.C., SILVEIRA FILHO, N.C., SANTOS, R.A., PEDREIRA, A.J., GUIMARÃES, J.T., ANGELIN, L.A.A., VASCONCELOS, A.M., GOMES, I.P., LACERDA FILHO, J.V., VALENTE, C.R., PERROTA, M.M., HEINECK, C.A. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico: In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (eds). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. CPRM, 227-234.

FAMBRINI, G.L., BARRETO JUNIOR, A.M., OLIVEIRA, E.V., SILVA-FILHO, W.F., NEUMANN, V.H.M.L. 2023a. Sedimentology and stratigraphy of silicified fossil trunks bearing Missão Velha Formation (late Jurassic-early Cretaceous), Araripe Basin, Northeastern Brazil: paleoclimatic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 131 104624 <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104624>.

FAMBRINI, G.L., LIMA-FILHO, M., TESSER JR., S., COSTA, B.H., JESUÍNO, P.C.L., VALENÇA, L.M.M., NEUMANN, V.H., 2007. Paleocorrentes fluviais da Formação São Sebastião, Bacia de Jatobá, NE do Brasil. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 22, 2007, Natal, Atas..., SBG, p. 45.

FAMBRINI, G.L., LIMA-FILHO, M.F., COSTA, B.H., JESUÍNO, P.C.L., TESSER JR., S., 2006. Sistemas fluviais entrelaçados de alta energia da Formação São

Sebastião na Bacia de Jatobá, Nordeste do Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 43, 2006. Anais, Aracaju, SBG, p. 289.

FAMBRINI, G.L., NEUMANN V.H.M.L., LEMOS D.R., ARAÚJO J.T., LIMA-FILHO, M.F., TESSER JR., S., 2010. Stratigraphy and sedimentology of Rift Initiation to Rift Climax stages of the Araripe Basin, Northeastern Brazil: new considerations. In: XVIII International Sedimentological Congress, 2010, Mendoza, Argentina, Abstracts Volume... Mendoza: IAS/PETROBRAS, v. único, p.104.

FAMBRINI, G.L., NEUMANN, V.H., MENEZES-FILHO, J.A.B., ROCHA, D.E.G.A., DURVAL, L.G., JESUÍNO, P.C.L., 2013. Fácies e sistemas deposicionais da Formação São Sebastião (Eocretáceo), Bacia de Jatobá, PE: contribuição à evolução geológica do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, Nordeste do Brasil. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 25, 2013, Gravatá, PE. *Conferências e resumos, Boletim 23*, p. 176–177.

FAMBRINI, G.L., NEUMANN, V.H.M.L., GUZMÁN, J., OLIVEIRA, E.V., PIOVESAN, E.K., SIAL, A.N., 2016. Sequência de Início de Rifte (Grupo Brotas) da Bacia de Jatobá: resultados preliminares. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 48, 2016, Porto Alegre - RS. *Anais*, v. único. Meio digital.

FAMBRINI, G.L., NEUMANN, V.H.M.L., MENEZES-FILHO, J.A.B, SILVA FILHO, W.F., OLIVEIRA, E.V., 2017. Fácies architecture of fluvial Missão Velha Formation (Neojurassic-Eocretaceous), Araripe Basin, Northeast Brazil: paleogeographic and tectonic implications. *Acta Geologica Polonica*, 67(4), 515-545. <https://doi.org/10.1515/agp-2017-0029>

FAMBRINI, G.L., OLIVEIRA, E.V., SOUSA, P.C.S., OLIVEIRA, L.M., QUEIROZ, R.G.B., ESPÍNDOLA, M.S.; NEUMANN, V.H.M.L.; BARRETO, A.M.F. 2023b. O Grupo Brotas da Bacia de Jatobá: sequência de Início de Rifte do Sistema Recôncavo-Tucano-Jatobá. *Geologia USP. Série Científica*, v. 23, n.4 (no prelo).

FAMBRINI, G.L., ROCHA, D.E.G.A.; OLIVEIRA, E.V; JESUINO, P.C.L.; MENEZES-FILHO, J.A.B.; QUEIROZ, R.G.B.; NEUMANN, V.H., 2019a. Análise faciológica e

deposicional dos depósitos flúvio-eólicos da Formação São Sebastião (Eocretáceo), região de Campos-Ibimirim, Bacia de Jatobá, PE, Nordeste do Brasil. *Geociências*, 38, 1-31.

FAMBRINI, G.L.; LEMOS, D.R.; TESSER JUNIOR, S.; ARAÚJO, J.T.; SILVA-FILHO, W.F.; SOUZA, B.Y.C.; NEUMANN, V.H.M.L. 2011. Estratigrafia, Arquitetura Depositional e Faciologia da Formação Missão Velha (Neojurássico-Eocretáceo) na Área-Tipo, Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil: Exemplo de Sedimentação de Estágio de Início de Rifte a Clímax de Rifte. *Geologia USP, Série Científica*, v. 11, n. 2, p. 55-87.

FERREIRA, J. C. 1965. Análise hidrodinâmica preliminar das bacias sedimentares do Recôncavo e Tucano. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 19, rio de Janeiro (RJ).

FIGUEIREDO, M. C. H. 1989. Geochemical evolution of eastern Bahia, Brazil: A probably Early-Proterozoic subduction-related magmatic arc. *J. South Am. Ear. Sci.*, 2:131-145.

FOLK, R.L.1968. *Petrology of Sedimentary Rocks*. The Univ. of Texas, Austin, Hemphil's. 172p.

GHIGNONE, 1979. Geologia dos sedimentos fanerozóicos do Estado da Bahia, in: Inda, H.A. V (Ed.), *Geologia e Recursos Minerais Do Estado Da Bahia*. Salvador, pp. 24–117.

GHIGNONE, J.I., 1972. Ensaio de paleogeografia do Nordeste e as sequências sedimentares. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 26. Belém: *Anais Sociedade Brasileira de Geologia*. v. 3. p. 21–28.

GOMES, H. A. 2001. (org.). *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Pernambuco*. Brasília, CPRM/DIEDIG/DEPAT, 198 p. Mapa escala 1/500.000, CPRM (Serviço Geológico do Brasil-SUREG RECIFE).

- GUZMÁN, J., 2015. *Ostracodes e geoquímica das camadas carbonáticas da Formação Aliança da Bacia de Jatobá na localidade de Campos, Ibimirim-PE, Nordeste do Brasil*. M. Sci. Thesis, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 105p.
- GUZMÁN, J., FAMBRINI, G.L., USMA, C.C., OLIVEIRA, E.V., 2015a. Estratigrafia da Bacia de Jatobá: Estado da Arte. *Estudos Geológicos*, 25, 53–76.
- GUZMÁN, J., PIOVESAN, E.K., FAMBRINI, G.L., OLIVEIRA, E.V., 2016. Non-marine ostracoda from Aliança Formation in the north-central portion of the Jatobá Basin, northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 19, 15–24.
- GUZMÁN, J., PIOVESAN, E.K., OLIVEIRA, E.V., SIAL, A.N., FAMBRINI, G.L., 2015b. O Andar local Dom João na Bacia de Jatobá: ostracodes, quimioestratigrafia e petrografia. In: Congresso Brasileiro de Paleontologia, 24, 2015, Crato, CE. *Boletim de resumos - Paleontologia em Destaque*, v. Ed. Esp., SBP, p. 103.
- GUZMÁN, J., SIAL, A.N., PIOVESAN, E.K., OLIVEIRA, E.V., FAMBRINI, G.L., 2020. Paleolimnological reconstruction of a marginal area of the Jurassic Capianga Lake, Jatobá Basin, northeastern Brazil. *Journal of Paleolimnology*, 63, 113–128.
- INTERNATIONAL COMMISSION ON STRATIGRAPHY [ICS]. 2022. International chronostratigraphic chart, version 2022/10: International Commission on Stratigraphy chart, accessed January 24, 2023, at <https://stratigraphy.org/ICSchart/> ChronostratChart2022-10.pdf.
- JARDIM DE SA EF. 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinamico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 803 p.
- KRYNINE, P. D. Petrology and genesis of the third bradford sand bull - Pennsylvania State College, n. 29, p. 134, 1940.

- KUCHLE, J. Análise tectono-estratigráfica de bacias rifte. Porto Alegre, 2010. Tese de Doutorado em Geociências - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- KUCHLE, J.; Scherer, C.M.D.S.; Born, C.C.; Alvarenga, R.D.S.; Adegas, F.A 2011. Contribution to regional stratigraphic correlations of the Afro-Brazilian depression – The Dom João Stage (Brotas Group and equivalent units – Late Jurassic) in Northeastern Brazilian sedimentary basins. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 31, n. 4, p. 358-371.
- LEAL, J. M. 1971. Inventário hidrogeológico básico do Nordeste, folha nº 20 – Aracaju – NE. Recie, SUDENE –Divisão de Documentação, 150p (Brasil). SUDENE – Série hidrogeologia, 34.
- LEITE, J.F.; PIRES S. de T.M.; ROCHA, D.E.G.A.da. 2001. Estudo Hidrogeológico da Bacia do Jatobá-PE. Série Hidrogeologia. Estudos e Projetos. v.7. 55p.
- LIMA, R.P. 2011. Mapeamento Geológico da Porcao Sudoeste da Folha Airi bacia de Jatoba Nordeste do Brasil - <https://www.researchgate.net/publication/319867170>
- LIMA, R.P.; NEUMANN V.H.M.L.; ROCHA, D.E.G.A.; MIRANDA, T.S. ; GONÇALVES, L.R.L. ; BARBOSA, J. A. ; SANTOS, C.A. ; LIMA FILHO, M. F. ; FAMBRINI, G. L.; MENEZES FILHO, J.A.B. 2011. Sedimentologia e estratigrafia do paleolagoaptiano da Bacia de Jatobá. In: 6o. Congresso Brasileiro de Pesquisa e Desenvolvimento em Petróleo e Gás- 6 PDPETRO, Florianópolis - SC. Anais do 6o. Congresso Brasileiro de Pesquisa e Desenvolvimento em Petróleo e Gás, 2011. v. único. p. 33-40.
- LIMA-FILHO, M.F.; SOUZA, G.M.; SILVA JUNIOR, R.P. 2009. Evolução do Graben do Puiú e o início do rifteamento na Bacia do Jatobá. In: XXII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos / VI International Symposium on Tectonics. Buzios: Anais... p.CD-ROM, resumo 0069–1–A–01.

- MABESOONE, J.M. 1977. Paleozoic-Mesozoic deposits of the Piauí-Maranhão Syncline (Brazil): geological history of a sedimentary basin. *Sedimentary Geology*, v. 19, p. 7-38.
- MABESOONE, J.M. 1994. Sedimentary basins of Northeast Brazil. 1st ed. Recife: Editoria Universitária - Universidade Federal de Pernambuco, 308 p.
- MAGNAVITA, L. P. & CUPERTINO, J. A. 1987. Concepção atual sobre as bacias de Tucano e Jatobá, Nordeste do Brasil. *Bol. De Geoc. Petrobras*, v. 1, n. 2, p. 119–134.
- MAGNAVITA, L. P. 1992. Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, NE Brazil. University of Oxford, Earth Sciences Department, Wolfson College, Oxford, Tese de doutoramento, 493 pp.
- MAGNAVITA, L. P., CUPERTINO, J. A. 1988. A new approach to the geological configuration of the Lower Cretaceous Tucano and Jatobá basins, Northeastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 18, n. 2, p. 222-230.
- MAGNAVITA, L.; DESTRO, N.; CARVALHO, M. S. S.; MILHOMEN, P. S.; SOUZA-LIMA, W. 2003. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia de Tucano. *Fundação paleontológica Phoenix*. Ano 5. n 52.
- MAGNAVITA, L.P., DAVISON, I., KUSZNIR, N.J., 1994. Rifting, erosion, and uplift history of the Recôncavo-Tucano-Jatoba Rift, northeast Brazil. *Tectonics* 13, 367e388.
- MAGNAVITA, L.P.; SZATMARI, P.; CUPERTINO, J.A., DESTRO, N., D.G., R. 2012. The Recôncavo Basin. In: Roberts, D.G. & Bally, A.W. *Regional Geology and Tectonics: Phanerozoic Rift Systems and Sedimentary Basins*. Amsterdam: Elsevier Science, p. 383-420.
- MASCARENHAS, J. F. 1979. Evolução geotectônica do Precambriano do Estado da Bahia. In: Inda, H. A. V. (Ed.) *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*. Salvador: SME/COM. p. 57-165. (Textos Básicos, 2).

- MEDEIROS, R. A.; PONTE, F. C. 1981. Roteiro geológico da Bacia do Recôncavo (Bahia). PETROBRÁS/SEN- BA, 63p.
- MENDES, DANIELE DE MELO; GONZALEZ, JULIANA GUZMÁN; NEUMANN, VIRGÍNIO HENRIQUE DE MIRANDA LOPES; PIOVESAN, ENELISE KATIA. 2020. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E ESTRATIGRÁFICA DA REGIÃO A NORTE DE INAJÁ (PE), BACIA DE JATOBÁ, NORDESTE DO BRASIL. REVISTA DE GEOCIÊNCIAS DO NORDESTE, v. 6, p. 32-44.
- Miall, A. D. 1977. A review of the braided riverdepositional environment. *Earth-Sci.Rev.*, 13:1-62.
- MIALL, A. D. 1978. Lithofacies types and vertical profiles models in braided river deposits: a summary. In: MIALL, A. D. 1978. *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petrology and Geology Memoir, v. 5, p. 597-604.
- MIALL, A. D. 1981. Analysis of fluvial depositional systems. Education Course Note Series. American Association of Petroleum Geologists, 20:1-75.
- MIALL, A. D. 1985. Architectural-elements analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sciences Review*, n. 2, p. 261-208.
- MIALL, A. D. 1988. Architectural element and bounding surfaces in fluvial deposits: Anatomy of the Kayenta Formation (Lower Jurassic), Southwest Colorado. *Sediment. Geol.*, 55:233-262.
- MIALL, A. D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. New York: Springer-Verlag. 582 p.
- MIALL, A. D. 2000. *Principles of sedimentary basin analysis*. Heidelberg, Germany. Springer-Verlag. 616 p.

- MILANI, E. J. e DAVISON, I. 1988. Basement control and transfer tectonics in the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, Northeast Brazil. *Tectonophysics*, Amsterdam, 154, (1/2): 41-70.
- MILANI, E. J. 1987. Aspectos da evolução tectônica das bacias do Recôncavo e Tucano Sul, Bahia, Brasil. *Ciência-Técnica-Petróleo*, Seção: Exploração de Petróleo 18, 61 p.
- NEUMANN, V. H.; MIRANDA, T. S.; LIMA, R. P.; MENEZES FILHO, J. A.; GONÇALVES, L. R. 2011. Mapeamento Geológico da Folha Poço da Cruz (SB.24-X-A-VI). Relatório Técnico. CPRM/UFPE/FADE. Programa Geologia do Brasil.
- NEUMANN, V.H.M.L. & CABRERA, L. 1999. Una nueva propuesta estratigráfica para La tectonosecuencia post-rifte de La Cuenca de Araripe, Noreste de Brasil. In: *Simposio do Cretáceo Brasileiro*, 5. Serra Negra: UNESP, Boletim de Resumos, p.279–285, 1999.
- NEUMANN, V.H.M.L. 1999. Estratigrafia, Sedimentologia, Geoquímica y Diagénesis de los Sistemas Lacustres Aptiense-Albienses de La Cuenca de Araripe (Noreste de Brasil). Tese de Doutorado - Departament d'Estratigrafia i Paleontologia y Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica, Universitat de Barcelona, Barcelona, 250 p.
- NEUMANN, V.H.M.L.; ROCHA, D.E.G.A. 2014. Stratigraphy of the Post-Rift Sequences of the Jatobá Basin, Northeastern Brazil. In: Rocha, R.; Pais, J.; Kullberg, J.C.; Finney, S. (Eds.). *Strati* 2013. Cham: Springer International Publishing, p. 553-557.
- NEUMANN, V.H.M.L.; ROCHA, D.E.G.A.; LIMA, R.P.; CARVALHO, R.R. 2009. Microfácies e microestruturas dos calcários laminados das serras do Periquito e Negra, Bacia do Jatobá. In: *Congresso Brasileiro de Pesquisa e Desenvolvimento em Petróleo e Gás*, 5. Fortaleza. Anais... CD-ROM.

- NEUMANN, V.H.M.L.; ROCHA, D.E.G.A.; MORAES, A.S.; SIAL, A.N.; TABOADA-CASTRO, M.T.; BARBOSA, J.A.; FAMBRINI, G.L.; CARVALHO, R.R. 2010. Microfácies carbonáticas e comportamento isotópico de C e O nos calcários laminados aptianos lacustres da Serra Negra, Bacia do Jatobá, Nordeste do Brasil. *Estudos Geológicos*, v. 20, n. 1, p. 89-100.
- NEUMANN, V.H.M.L.; ROCHA, D.E.G.A.; VORTISCH, W.; GRATZER, R.; LIMA-FILHO, M.; BARBOSA, J.A.; FAMBRINI, G.L. 2013. Sedimentary Fácies and Palaeoenvironmental Records of an Intracratonic Basin Lake: Aptian Lacustrine Crato Formation, Jatobá Basin, NE Brazil. In: AAPG Annual Convention and Exhibition. Pittsburgh: AAPG©2013, v. 50882.
- NEVES, B. B. B.; SIAL, A. N.; BEURLIN, H. 1978. O Sistema de Dobramentos Sergipano: análise do conhecimento. In: Reuniao Preparatoria para o Simposio Sobre o Craton do Sao Francisco e suas faixas marginais, 1978, Salvador. Anais. Salvador: SBG, 1978. 466 p. Publicação Especial n. 3.
- OLIVEIRA, A.I. & LEONARDOS, O.H. 1943. Geologia do Brasil. Rio de Janeiro: Serv. Inf. Agric.
- PERARO, A.A. 1995. Caracterização sísmica do tectonismo transcorrente na Bacia do Jatobá. In: Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica. Rio de Janeiro: Anais... p.1-3.
- PEREIRA, P.A.; ALMEIDA, J.A.C.; BARRETO, A.M.F. 2012. Paleoecologia dos bivalves e braquiópodes da Formação Inajá (Devoniano), Bacia do Jatobá (PE), Brasil. *Estudos Geológicos*, v. 22, n. 1, p. 37- 53.
- PONTE, F. C. 1992. Sistemas deposicionais na Bacia do Araripe, nordeste do Brasil. In: Simpósio sobre as Bacias Cretácicas Brasileiras, 2. Rio Claro: Anais... p.81–84.
- PONTE, F. C.; MEDEIROS, R. A.; PONTE FILHO, F. C. 1997. Análise estratigráfica da Bacia do Araripe: Parte 1 – Análise de seqüências. In: SIMPÓSIO SOBRE A

BACIA DO ARARIPE E BACIAS INTERIORES DO NORDESTE, 2, 1997, Crato-Ceará. Atas. Crato; DNPM.

PONTE, F.C. & ASMUS, H.E. 1978. Geological framework of the Brazilian continental margin. *Geologische Rundschau*, v. 67, p. 201-235.

PROSSER, S. 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. In: G.D. Williams & A. Dobb (Eds.) *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy*. Geological Society Special Publication, v. 71 ed., p. 35-66.

QUEIROZ, R., FAMBRINI, G. L.; NEUMANN, V. H. M. L. 2017. Geologia da Área Centro-leste da Folha Airi, Bacia de Jatobá, Nordeste do Brasil. *Estudos Geológicos*, 27(2).

REGALI, M. S. P., 1964 Resultados Palinologicos de Amostras Paleozoicas da Bacia de Tucano-Jatobá. *Boletim Técnico da Petrobras*, 7 (2): 165-180.

ROCHA, D.E.G.A. & AMARAL, C.A. 2007. Caracterização Geológica e Geométrica dos Aquíferos (Meta B). In: Costa, W. D & Feitosa, F. A. C (Coordenadores). *Hidrogeologia da Bacia Sedimentar do Jatobá: Sistema Aquífero Tacaratu/Inajá*. Ministério de Minas e Energia - Ministério da Ciência e Tecnologia.

ROCHA, D.E.G.A. & LEITE, J.F. 1999. Estudo hidrogeológico da Bacia do Jatobá-Geologia. Recife: CPRM.

ROCHA, D.E.G.A. & Leite, J.F. 2001. Mapa geológico da Bacia do Jatobá - Geologia. Recife. CPRM.

ROCHA, D.E.G.A. 2011. Caracterização do intervalo carbonático aptiano da Bacia do Jatobá, NE do Brasil. Tese de Doutorado em Geociências - Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 124 p.

SANTOS, C. F.; CUPERTINO, J. A.; BRAGA, J. A. E. 1990. Síntese sobre a geologia das bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. In: RAJA GABAGLIA, G. P.; MILANI,

- E. J. (Coord.) Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. Rio de Janeiro: Petrobras, 1990. p. 235-266.
- SANTOS, C.A.; NEUMANN, V.; MENEZES, M.; ROCHA, D.; AGOSTINHO, S. 2011. Caracterização sedimentológica e micropaleontológica dos calcários bioclásticos da Serra do Periquito, Bacia de Jatoba-PE. Estudos Geológicos, v. 21, n. 1, p. 21-39.
- SANTOS, C.F., Braga, J.A.E. 1990. O “estado da arte” da Bacia do Recôncavo. Boletim de Geociências da PETROBRAS, 4(1):35-43.
- SANTOS, R.A.; SOUZA, J.D. Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais: Folha SC.24-Y-D Serrinha. Salvador: CPRM, 1983. 2 v. Convênio DNPM/CPRM.
- SCHOLLE, P. A. 1979. A color illustrated guide to constituents, textures, cements, and porosities of sandstones and associated rock. Memoir 28, 103p.
- SILVA L.C., MCNAUGHTON N.J., MELO R.C., FLETCHER I.R., 1997. U-Pb SHRIMP ages in the Itabuna-Caraíba TTG high-grade complex: the first window beyond the paleoproterozoic overprinting of the eastern Jequié Craton, NE Brazil. In: Intern. Simp. Granites and Assoc. Mineralizations, 2, Salvador, Extended Abstracts, pp.: 282-283.
- SILVA LC, ARMSTRONG R, PIMENTEL MM, SCANDOLARA J, RAMGRAB G, WILDNER W, ANGELIM LAA, VASCONCELOS AM, RIZZOTO G, QUADROS MLES, SANDER A AND ROSA ALZ. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos Pré-Cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte III: Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Juruena. Rev Bras Geocienc 32: 529-544.
- SILVA, J.C. 2003. Arqueologia no Médio São Francisco. Tese de doutorado - Universidade Federal de Pernambuco, Recife.

- SOUSA, K.; OLIVEIRA, E.V.; FRAN BARRETO, A. M. 2013. Uma nova fauna do cretáceo continental da Bacia de Jatobá, Estado de Pernambuco, Brasil. *Estudos Geológicos*, v. 23, n. 1, p. 87-109.
- SOUZA-LIMA, W.; BORBA, C.; RANCAN, C.C.; CANGUSSU, L.P.; COSTA, M.N.C.; MENEZES, M.R.F; RIBAS, N.; GALM, P.C.; SILVA, B.O.; BEZERRA, P.V. 2011. Formação Karapotó - Uma Nova Unidade Estratigráfica de Provável idade Siluro-Devoniana da Bacia Sergipe-Alagoas. In: *Simpósio de Geologia do Nordeste*, 24. Aracaju: Anais... p. 284.
- TAYLOR, E. F. 1947. Proposed Nomenclature for the Recôncavo. Salvador, CNP, Relatório Interno não Publicado n.18.
- TAYLOR, E. F. 1948. Estado Da Bahia. Conselho Nacional de Petróleo.
- TOMÉ, M.E.R.; LIMA-FILHO, M.F.; NEUMANN, V.H.M.L. 2014. Taxonomic studies of non-marine ostracods in the Lower Cretaceous (Aptian–lower Albian) of post-rift sequence from Jatobá and Araripe basins (Northeast Brazil): Stratigraphic implications. *Cretaceous Research*, v. 48, p. 153- 176.
- VIANA, C.F.; GAMA JUNIOR, E.G.; SIMÕES, I.A.; MOURA, J.A.; FONSECA, J.R.; ALVES, R.J. 1971. Revisão estratigráfica da Bacia Recôncavo/Tucano. *Boletim Técnico da Petrobras*, v. 14, n. 3-4, p. 157-192.

APÊNDICE

Tabela – Resumo da descrição dos pontos de estudo em campo e suas respectivas coordenadas.

Ponto	Coordenadas	Descrição Resumida
ELO – 001	24L 0694488 / 9049255	Afloramento com aproximadamente 15m de 50m de largura composto por arenito médio a grosso, com grãos subangulosos e mal selecionados que apresenta estratificações cruzadas tabulares acanaladas de médio a grande porte com nível (1m) de conglomerado médio.
ELO – 002	24L 0693750 / 9057303	Arenito fino bem selecionado que apresenta bandas de deformação entre 80° e 85° para NW.
ELO – 003	24L 0692342 / 9026423	Arenito médio mal selecionado com estratos mergulhando 18° para NW
ELO – 004	24L 0692727 / 9049255	Afloramento de pequeno porte Arenito com estratificação cruzada planar. (Não foi possível a medição das estruturas).

ELO – 005	24L 0693525 / 9050469	Paredão situado no sítio Paraíso Selvagem. Arenito Com Estratificações Cruzadas tabulares de grande porte. (Não foi possível a medição das estruturas).
ELO – 006	24L 0694179 / 9049340	Paredão com aproximadamente 10m de altura composto por arenito de cor bege, fino a médio, mal selecionado com grânulos de quartzo dispostos em camadas/estratos de 1 a 3cm mergulhando entre 11° e 34° para NW.
ELO – 007	24L 0694209 / 9049695	Arenito grosso, de coloração bege a rosa com estratificações cruzadas tabulares mergulhando entre 11° e 20° para NW.
ELO – 008	24L 0694366 / 9049589	Arenito grosso, de coloração alaranjada, mal selecionado, com mergulhos entre 15° e 26° para NW.
ELO – 009	24L 0697330 / 9049534	Arenito médio a grosso, mal selecionado

ELO – 010	24L 0697024 / 9053646	Arenito fino, de cor bege, bastante intemperizado que apresenta estratificação plano-paralelo.
ELO – 011	24L 0697561 / 9049818	Arenito maciço, de textura fina, bem selecionado, de cor bege a branca.
ELO – 012	24L 0697533 / 9049551	Arenito fino, mal selecionado, de cor rosa com estratificação cruzada tabular em 18°/NW