



UFRR

UNIVERSIDADE FEDERAL DE RORAIMA
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM RECURSOS NATURAIS

CAMILA SOUZA CRUZ

**INTERPRETAÇÕES PALEOAMBIENTAIS SOBRE A MACROFLORA CRETÁCEA
DA FORMAÇÃO SERRA DO TUCANO, BACIA DO TACUTU - RR**

BOA VISTA, RR
2019

CAMILA SOUZA CRUZ

**INTERPRETAÇÕES PALEOAMBIENTAIS SOBRE A MACROFLORA CRETÁCEA
DA FORMAÇÃO SERRA DO TUCANO, BACIA DO TACUTU - RR**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Recursos Naturais da Universidade Federal de Roraima, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Recursos Naturais, na área de concentração: Bioprospecção

Orientadora: Profa. Dra. Elizete Celestino Holanda

BOA VISTA, RR
2019

DEDICATÓRIA

A toda a comunidade acadêmica por produzir ciência nesse País.

AGRADECIMENTOS

Ao Programa de Pós-graduação em Recursos Naturais da Universidade Federal de Roraima por me mostrar uma nova visão do mundo da geologia e pelo crescimento acadêmico e profissional.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES, pela bolsa de estudo.

À Pró-reitoria de Pesquisa e Pós-graduação, PRPPG, pelo auxílio financeiro por meio do Edital Nº 01/2018/PRPPG/PRÓ-PESQUISA-AGP ao projeto de pesquisa “Paleobotânica do Cretáceo da Bacia do Tacutu, Estado de Roraima” que possibilitou parte desta pesquisa.

Aos meus pais por terem me dado a oportunidade de sonhar, de estudar em tempo integral e de realizar meus sonhos.

A minha orientadora Prof.^a Dr.^a Elizete Celestino Holanda por ter me mostrando o quão maravilhoso é o mundo da Paleobotânica, pela dedicação, pelos valores éticos e profissionais transmitidos. Obrigada pelos ensinamentos dados desde a graduação.

A professora Dra. Margot Guerra-Sommer pela disponibilidade e ajuda na realização de análises e por ter me recebido em seu laboratório.

A professora Dra. Mary Elizabeth C. B. de Oliveira pela atenção, contribuição e disponibilidade em esclarecer dúvidas sobre a paleobotânica.

As minhas amigas Alice, Raissa, Ângela e Nazaré por terem disponibilizado tempo para a realização das minhas análises.

Ao Júlio César por todo o apoio emocional, companheirismo de sempre, incentivo e por ser minha plateia de treinos de apresentação de trabalhos ao longo desses dois últimos anos.

Aos meus amigos de geologia Thiago Evangelista e Caio Rodrigues pela colaboração nas atividades.

Aos meus amigos de jornada acadêmica – Andressa, Danielle, Freddie, Jefferson, Poliana, Raphael, Rodrigo (em memória), Tamires e Wenderson.

EPÍGRAFE

“De tudo, ficaram três coisas: a certeza de que ele estava sempre começando, a certeza de que era preciso continuar e a certeza de que seria interrompido antes de terminar. Fazer da interrupção um caminho novo. Fazer da queda um passo de dança, do medo uma escada, do sono uma ponte, da procura um encontro.”

Fernando Sabino

RESUMO

A Bacia do Tacutu, de idade jurocretácea, localizada na porção nordeste do estado de Roraima, Brasil, com extensão para a Guiana, compreende uma sequência cretácea de depósitos fluviais que compõem a Formação Serra do Tucano. Recentes estudos levaram a descoberta de novos registros fossilíferos para a Formação Serra do Tucano. Este material, constituído por fragmentos de restos vegetais, ocorre nos afloramentos Murici II, Arizona e Morro da Frente localizados no município de Bonfim, estado de Roraima. No momento estão catalogadas 139 amostras de arenito com restos vegetais na subcoleção de Paleobotânica do Laboratório de Paleontologia da Amazônia – LaPA, no Instituto de Geociências da Universidade Federal de Roraima. O objetivo dessa pesquisa foi interpretar as condições que contribuíram para a preservação da macroflora da Formação Serra do Tucano. A metodologia fundamentou-se na realização de expedições de campo para a descrição das características sedimentológicas e análises laboratoriais, como: análises petrográficas, difração de raios-x, microscopia eletrônica de varredura com espectroscopia de energia dispersiva (MEV/EDS) e estudo faciológico. Com base no estudo petrográfico, as rochas da área de estudo foram classificadas como quartzarenitos, com arcabouço rico em grãos de quartzo e muscovita, e de forma subordinada, por grãos de hematita, goethita e feldspatos alcalinos alterados para argilominerais. Os eventos diagenéticos identificados foram: dissolução do feldspato para o argilomineral caulinita; presença de óxido/hidróxido de ferro no ambiente deposicional; compactação mecânica incipiente; processos de oxidação, intemperismo e lixiviação. O estudo faciológico identificou 10 fácies, sendo três delas fossilíferas, com características de depósitos de transbordamento de canal. O nível fossilífero I possui a maior concentração de fragmentos vegetais, sendo composto por espécimes de pteridófitas e gimnospermas. As feições tafonômicas mostram que o material vegetal foi transportado e selecionado antes do soterramento, e que a presença de ferro no ambiente deposicional contribuiu para a preservação. A presença dessa macroflora na Formação Serra do Tucano permitiu atribuir idade mais jovem possível para a unidade no Aptiano, além de registrar condições ambientais favoráveis a presença de vegetação de ambiente ripário e de planície de inundação.

Palavras-chave: Fósseis vegetais. Cretáceo Inferior. Ambiente fluvial.

ABSTRACT

The Tacutu Basin, of Juro-Cretaceous age, located in the northeastern portion of the state of Roraima, Brazil, with extension to Guyana, comprises a sequence cretaceous of fluvial deposits that compose the Serra do Tucano Formation. Recent studies provided to the discovery of new fossiliferous records for the Serra do Tucano Formation. This material consists of fragments of vegetal remains and occurs in the Murici II, Arizona and Morro da Frente outcrops, all located in the municipality of Bonfim, state of Roraima. At present, 139 samples of sandstone are cataloged in the sub-collection of Paleobotany of the Laboratório de Paleontologia da Amazônia - LaPA, at the Instituto de Geociências of the Universidade Federal de Roraima. Aim of this research is to interpret the conditions that contributed to the preservation of macroflora from Serra do Tucano Formation. The methodology was based on field expeditions to describe the sedimentological characteristics and laboratory analyzes, such as: petrographic analyzes, X-ray diffraction, scanning electron microscopy with dispersive energy spectroscopy (SEM / EDS) and faciological study. Based on the petrographic study, the rocks were classified as quartzarenites, with a framework rich in quartz and muscovite grains, and in a subordinate form, with hematite, goethite and alkaline feldspars changed to clay minerals. The identified diagenetic events were: dissolution of the feldspar to the argilomineral kaolinite; presence of iron oxide / hydroxide in the depositional environment; incipient mechanical compaction; processes of oxidation, weathering and leaching. The faciological study identified 10 facies, three of them fossiliferous, with characteristics of deposits of channel overflow. The fossiliferous *level I* has the highest concentration of plant fragments, being composed of pteridophyte and gymnosperms. The taphonomic features show that the plant material was transported and selected before burial, and that the presence of iron in the depositional environment contributed to the preservation. The presence of this macroflora in the Serra do Tucano Formation allowed us to assign the youngest possible age to the Aptian unit, besides recording favorable environmental conditions the presence of riparian and floodplain vegetation.

Keywords: Plant fossils. Early Cretaceous. Fluvial environment.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 – Aulacógenos resultantes da formação do oceano Atlântico e ruptura do Gondwana. T: Tacutu; M: Marajó; R: Recôncavo; B: Benue. 15
- Figura 2 - Mapa do Cráton do Escudo das Guianas com a localização da Bacia Sedimentar do Tacutu 16
- Figura 3 - Localização da Bacia Sedimentar do Tacutu na porção nordeste do Estado de Roraima (municípios de Boa Vista e Bonfim) com extensão para a Guiana. 17
- Figura 4 - Carta Estratigráfica da Bacia do Tacutu. 19
- Figura 5 - Etapas para o processo de fossilização de restos vegetais. 27
- Figura 6 - Subambientes que compõem o sistema fluvial e a ocorrência preferencial dos tipos de fósseis vegetais. 29
- Figura 7 - Mapa paleoclimático corresponde a idade Aptiano (Cretáceo Inferior) mostrando que a Bacia do Tacutu se situava em uma zona árida. 32
- Figura 8 – Mapa paleoclimático do Período Cretáceo com os registros paleobotânicos no continente Gondwana (em cinza no mapa). 34
- Figura 9 - Mapa geológico da área de estudo com a localização dos afloramentos Arizona, Morro da Frente e Murici II na Formação Serra do Tucano, Bacia do Tacutu. 40
- Figura 10 – Afloramento Murici II mostrando a disposição das camadas (lado esquerdo) e o perfil 1 (lado direito). A camada E' representa as camadas E, F e G do perfil. Escala: 28 cm. 46
- Figura 11 - Afloramento Murici II mostrando a disposição das camadas (à esquerda) e o perfil 2 (à direita). Escala: 170 cm. 47
- Figura 12 – Afloramento Morro da Frente mostrando o contato (linha branca) entre as camadas (à esquerda) e o perfil 3 (à direita). Escala: 28 cm. 49

Figura 13 – Afloramento Arizona mostrando a disposição das camadas (à esquerda) e o perfil 4 (à direita). Camada B é nível fossilífero I, a camada C o nível fossilífero II e a D é o nível fossilífero III. Escalas: 20 cm.50

Figura 14 – Fotomicrografia ilustrando grãos de quartzo angulosos, de baixa esfericidade e moderadamente selecionados, com matriz preenchida por óxido/hidróxido de ferro (Ox) em vermelho. A) Fotomicrografia em luz natural. B) Fotomicrografia em luz polarizada. Lente de aumento: 10x. Escalas: 5mm.51

Figura 15 – Fotomicrografia. A) Quartzos monocristalino ondulante (Qmu) e policristalino com até três cristais (Qp₂₋₃) com contato do tipo grão-matriz preenchido por óxido/hidróxido de ferro (Ox) e contato pontual (setas verdes); B) Grãos de quartzo monocristalino não ondulante (Qmnu) com contato reto (setas verdes), e no centro da imagem, quartzo policristalino com mais de três cristais (Qp_{>3}, seta branca); C) e D) Quartzos policristalinos com mais de três cristais (Qp_{>3}) fraturados (setas verdes); E) Muscovita (Mu) entre grãos de quartzo; F) Muscovita (Mu) em meio ao processo de óxido de ferro. Lente de aumento: 10x. Escalas: 5 mm.52

Figura 16 – Nível fossilífero I. A-B) Afloramento Murici II; A) Fotomicrografia com grãos de muscovita (setas verdes) orientados; B) Análise de EDS mostrando alta concentração dos elementos oxigênio (O) e ferro (Fe). C) Difrátograma referente ao afloramento Murici II. D) DRX do afloramento Morro da Frente; E-H) Afloramento Arizona; E) Nível fossilífero II: quartzo policristalino com mais de três cristais (Qp_{>3}) em meio aos quartzos monocristalinos; F) Nível fossilífero III: muscovita (setas verdes) no arcabouço da rocha; G) e H) Difrátograma mostrando os principais minerais que compõem os níveis II e III, respectivamente. Lente de aumento: 10x. Escala: 5 mm.54

Figura 17 – Fotos das fácies identificadas. A) Foto de campo mostrando os contatos entre as fácies *Sn*, *Smm* e *St*. B) Rocha com o contato gradual (linha branca) entre as fácies *Smm* e *Shf₁*. A fácies *Shf₁* com fragmento vegetal no topo (seta branca). C) Arenito maciço com fósseis (seta branca), fácies *Smf*. D) Arenito com intraclasto da fácies *Smi* em contato erosivo (linha branca) com o arenito com marcas de ondas (linhas pretas) da fácies *Sr*. E) Arenito com laminações plano-paralelas, fácies *Sh*. F) Arenito com laminações plano-paralelas, fácies *Sh*. F) Arenito com laminações e fragmento de caule no topo (seta branca) da fácies *Shf₂*. G) Argilito com laminações plano-paralelas deformadas, fácies *Fl*.58

Figura 18 - Afloramento Murici II: A) Fotomontagem e croqui do afloramento com a disposição das camadas e localização dos perfis 1 e 2. B) Perfil vertical 1 e 2 com a identificação das fácies e localização do nível fossilífero I.60

Figura 19 – Afloramento Morro da Frente: A) Fotomontagem do afloramento com a localização do perfil 3 (retângulo amarelo). B) Foto em detalhe do afloramento e o perfil vertical 3 com a identificação da fácies *Smm* e do nível fossilífero I dentro do conglomerado retrabalhado....61

Figura 20 – Afloramento Arizona: A) Fotomontagem e croqui do afloramento com a disposição das camadas e localização do perfil 4. B) Perfil vertical 4 com a identificação das fácies e dos níveis fossilíferos I, II e III.	62
Figura 21 - Modelo do ambiente deposicional da Formação Serra do Tucano baseado na proposta de Gawthorpe e Leeder (2000) para bacias riftes com drenagem axial.....	64
Figura 22 – Fragmentos de pinas de <i>Cladophlebis</i> preservados como impressão nas rochas (esquerda) e seu desenho esquemático (direita). A) IGEOPB435; B) IGEOPB 515; C) IGEOPB 396; D) IGEOPB 522; E) IGEOPB 535. Escalas: A-C) 2 mm e D-E) 5 mm.	66
Figura 23 - Fragmento de fronde de samambaia do gênero <i>Sphenopteris</i> preservado como impressão na rocha (esquerda) e seu desenho esquemático (direita). Escala: 2 mm.....	68
Figura 24 - Folhas fragmentadas e destacadas do morfogênero <i>Desmiophyllum</i> preservadas na forma de impressão e compressão na rocha (à esquerda) e seu desenho esquemático em escala (à direita). A) IGEOPB 386; B) IGEOPB 532; C) IGEOPB 438. Escalas: 10 mm.	70
Figura 25 – Pinas destacadas preservados como impressão nas rochas (esquerda) e seu desenho esquemático (direita). A) IGEOPB528; B) IGEOPB530; C) IGEOPB438. Escalas: 10 mm. .	72
Figura 26 – Fragmentos de ramos foliares do gênero <i>Brachyphyllum</i> preservados como impressão nas rochas (esquerda) e seu desenho esquemático (direita). A) IGEOPB465; B) IGEOPB443; C) IGEOPB531; D-E) IGEOPB438; F) IGEOPB516; G) IGEOPB534. Escalas: A-E) 2 mm; F) 10 mm; G) 5mm.	76
Figura 27 - Fragmentos de ramos foliares do gênero <i>Cupressinocladus</i> preservados como impressão nas rochas (esquerda) e seu desenho esquemático (direita). A-B) IGEOPB390; C) IGEOPB510; D) IGEOPB438. Escalas: 2 mm.....	78
Figura 28 -Fósseis vegetais. A-A1) fácies Shf ₁ : IGEOPB 438 com impressão e compressão de folhas e caules; B-B1) fácies Smf: IGEOPB538 com compressão de caules (setas brancas); C-C1) fácies Shf ₂ : IGEOPB 539 com compressão de caules (setas brancas); Escala: A-C = 2 cm.	80
Figura 29 -Fossilização: A-B) Análise em MEV: A) IGEOPB 438 com caule; B) Detalhe da amostra evidenciando o processo de substituição da matéria orgânica por óxido/hidróxido de ferro, na forma botrioidal; C) análise em EDS do IGEOPB 401 com altos picos de oxigênio e ferro.	81

Figura 30 - Fragmentos de caules em análise MEV. A-B) nível fossilífero I: A) espécime IGEOBPB 384 na rocha; B) imagem do MEV mostrando traqueídeos com pontoações areoladas (setas vermelhas); C-D) nível fossilífero II: C) espécime IGEOBPB 538; D) imagem do MEV mostrando vasos de tecido lenhoso preenchidos por sedimentos. E-F) nível fossilífero III: E) espécime IGEOBPB 539; F) imagem do MEV mostrando vasos de tecido lenhoso preenchidos por sedimentos. 82

Figura 31 – Desenho esquemático da vegetação da Formação Serra do Tucano. A) modelo do ambiente deposicional por Gawthorpe e Leeder (2000) com o transecto AB (em vermelho); B) Proposta da disposição da vegetação no ambiente de planície de inundação proximal e distal. 84

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	13
1.1	BACIA SEDIMENTAR DO TACUTU	14
1.1.1	Estratigrafia da bacia do Tacutu	18
1.1.1.1	Formação Serra do Tucano: geologia e paleontologia.....	23
1.2	PALEOBOTÂNICA	25
1.2.1	Processos Tafonômicos	26
1.2.2	Paleoclima do Cretáceo	30
1.2.3	Paleoflora do Cretáceo: continente Gondwana	33
2	OBJETIVOS	38
2.1	OBJETIVO GERAL	38
2.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	38
3	MATERIAL E MÉTODOS	39
3.1	ÁREA DE ESTUDO.....	39
3.2	MATERIAL.....	41
3.3	MÉTODOS	41
3.3.1	Etapa Campo	42
3.3.2	Etapa Laboratorial	43
3.3.2.1	Caracterização Geológica	43
3.3.2.2.	Identificação Taxonômica e Tafonômica.....	44
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO	45
4.1	CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA.....	45
4.1.1	Análises Petrográfica e de Difração de Raios-X	50
4.1.2	Identificação das Fácies	55
4.2	IDENTIFICAÇÃO TAXONÔMICA	64
4.3	PROCESSOS TAFONÔMICOS	79
4.4	CONTEXTO PALEOAMBIENTAL.....	85
5	CONSIDERAÇÕES FINAIS	87
	REFERÊNCIAS	90
	ANEXOS	105

1 INTRODUÇÃO

A paleontologia é a ciência que estuda o passado da Terra por meio de restos ou vestígios de organismos que se preservaram nas rochas há milhões de anos, bem como os processos biológicos e geológicos que contribuíram na formação dos fósseis. Os fósseis vegetais constituem um dos objetos de estudo da paleobotânica, um ramo da paleontologia (TAYLOR; TAYLOR; KRINGS, 2009).

O estudo paleobotânico fornece informações sobre a evolução da paisagem e da biodiversidade num determinado tempo geológico. Assim como, contribui na interpretação dos processos diagenéticos atuantes desde a deposição do fragmento de planta até a sua formação em fóssil propriamente dito. Sendo assim, por meio da identificação taxonômica e dos processos tafonômicos, a paleobotânica tornou-se uma ferramenta importante para as interpretações paleoclimáticas e paleoambientais (GUERRA-SOMMER; PIRES, 2011; TAYLOR; TAYLOR; KRINGS, 2009).

Durante a Era Mesozoica foi registrado um período de aridização associado, principalmente, a fragmentação do supercontinente Pangea. Essa condição climática fez com que os ambientes deposicionais propícios à preservação de restos vegetais fossem reduzidos, resultando na escassez de registro da macroflora, especialmente durante o Cretáceo, a nível global (HAY, 2008; RICARDI-BRANCO, 2010).

Na América do Sul, a macroflora cretácea foi descrita em bacias sedimentares do Brasil, da Colômbia e da Argentina (BERNARDES-DE-OLIVEIRA et al., 2014; DUSSÁN et al., 2016; SEOANE, 2005;). Dentre as bacias brasileiras, temos a Bacia do Tacutu, de idade Jurássico Superior – Cretáceo Inferior, localizada na porção centro-nordeste do Estado de Roraima, Brasil, com extensão para a Guiana (McCONNELL, 1969; VAZ; WANDERLEY FILHO; BUENO, 2007).

A porção brasileira da Bacia do Tacutu apresenta registro paleobotânico composto por fragmentos de lenhos silicificados e impressões carbonosas roladas (LOPES; SOUZA; HOLANDA, 2011; SANTOS; 2015). Nova ocorrência fóssil de caules, folhas, estruturas reprodutivas e sementes foi coletada em níveis de arenito da Formação Serra do Tucano. A descrição e análise desse material fóssil tem um grande potencial para elucidar questões sobre o contexto geológico da Formação Serra do Tucano, além de contribuir com interpretações paleoambientais que favoreceram a preservação dos fósseis na porção noroeste do Gondwana durante o período Cretáceo.

Esta pesquisa está estruturada em capítulos. O capítulo 1 compreende a introdução e uma revisão bibliográfica sobre a origem, estratigrafia e paleontologia da bacia do Tacutu, assim como, uma abordagem sobre o estudo da paleobotânica, dos processos tafonômicos relacionados aos fósseis vegetais e as condições paleoclimáticas e a paleoflora do período Cretáceo. O capítulo 2 apresenta os objetivos da pesquisa. O capítulo 3 compreende o material de estudo e a descrição da metodologia utilizada no desenvolvimento das etapas de campo, laboratorial e de análise dos dados. O capítulo 4 abrange os resultados e discussão, apresentados de acordo com a ordem dos objetivos específicos, em função do qual, foram subdivididos em 4 seções: *i*) descrição dos afloramentos em campo e as análises petrográficas, difração de raios-x e identificação faciológica; *ii*) identificação taxonômica dos fósseis e sua distribuição global; *iii*) processos tafonômicos identificados nos fósseis; *iv*) comparação entre a macroflora flora identificada com os registros na América do Sul. Por fim, o capítulo 5 corresponde as considerações finais da pesquisa e o capítulo 6 as referências utilizadas.

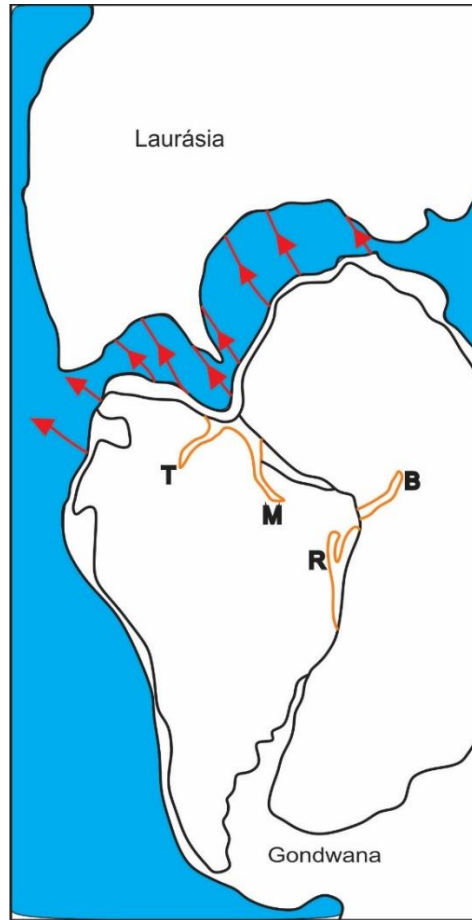
1.1 BACIA SEDIMENTAR DO TACUTU

Quando a fragmentação de um continente ocorre pela concatenação de uma série de junções triplas tipo rifte-rifte-rifte, o ramo não utilizado na ruptura fica preservado dentro do continente como um rifte abortado ou aulacógeno (KEAREY; VINE, 1996). Os aulacógenos do Tacutu, Marajó, Recôncavo no Brasil e o aulacógeno Benue na África estão relacionados à formação do oceano Atlântico e consequente separação do continente Gondwana, no final do Jurássico Superior e início do Cretáceo Inferior, como mostra a Figura 1 (McCONNELL, 1969; SILVA et al., 2003).

Dentro desse contexto, a Bacia Sedimentar do Tacutu (Figura 2), configura-se como uma extensão sudoeste do Rifte Norte Atlântico, sendo implantada em uma zona de reativação do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central, no âmbito do Escudo das Guianas, com orientação NE-SW (COSTA et al., 1991).

A Bacia Sedimentar do Tacutu apresenta uma estrutura denominada de graben. Grabens são vales extensos que produzem duas ou mais falhas geológicas, no entanto, existem casos em que apenas uma falha é formada, quando isso ocorre, são chamados de hemigraben, como é o caso da Bacia do Tacutu, também chamada de Hemigraben do Tacutu (OLIVEIRA; SOUZA, 1980).

Figura 1 – Aulacógenos resultantes da formação do oceano Atlântico e ruptura do Gondwana. T: Tacutu; M: Marajó; R: Recôncavo; B: Benue.



Fonte: Modificado de Zalán (2016).

Geograficamente, a Bacia situa-se na fronteira entre o extremo norte do Brasil, estado de Roraima, e o país vizinho, Guiana (VAZ; WANDERLEY FILHO; BUENO, 2007). Corresponde a uma área aproximada de 11.200 km², com cerca de 300 km de comprimento e 30 a 50 km de largura, com os limites nordeste e sudoeste delimitados pelos basaltos das Colinas Toucan, na Guiana, e da Serra de Nova Olinda, no Brasil, limite sudeste pelas falhas normais de Lethem e do Kanuku, e o limite noroeste pelas falhas normais do Surumu e do Maú (Figura 3). Apresenta um preenchimento sedimentar e vulcano-sedimentar em torno de 7.000 m de espessura (EIRAS; KINOSHITA, 1988).

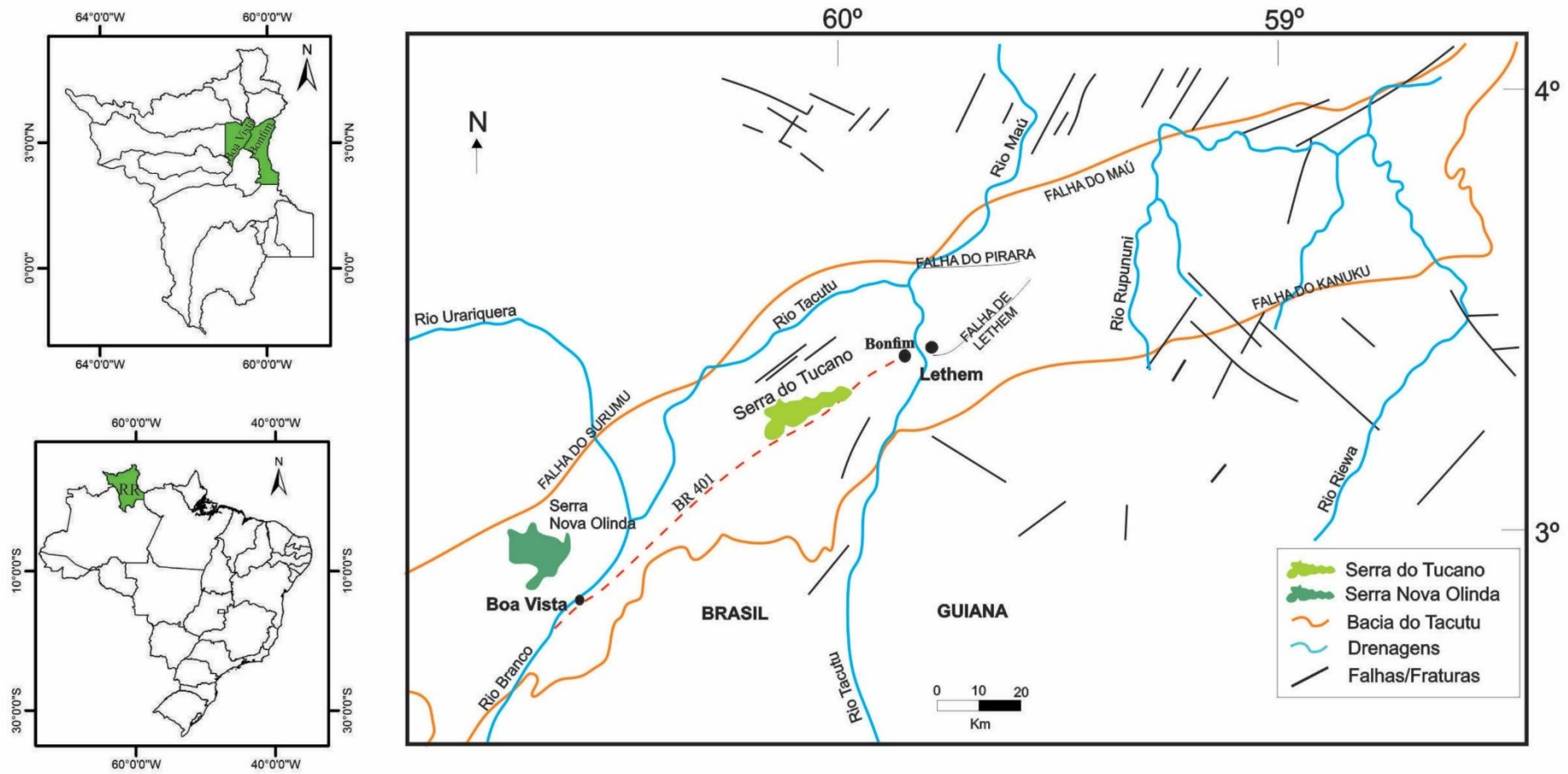
Figura 2 - Mapa do Cráton do Escudo das Guianas com a localização da Bacia Sedimentar do Tacutu



Fonte: Silva e Porsani (2006).

O preenchimento sedimentar da Bacia do Tacutu pode ser exemplificado nas Supersequência Pré-rifte e Rifte e, na Sequência Neógena de acordo com Vaz, Wanderley Filho e Bueno (2007). A Supersequência Pré-rifte corresponde a fase efusiva sob forma de fissuras, que serviram de condutos para sucessivos derrames basálticos da Formação Apoteri (EIRAS; KINOSHITA; FEIJÓ, 1994). Em alguns afloramentos foram observadas intercalações de basalto e rochas sedimentares (siltitos, arenitos e conglomerados), indicativos de um magmatismo pulsátil intercalado à atividade de uma sedimentação clástica em ambiente de lagos rasos (VAZ; WANDERLEY FILHO; BUENO, 2007). Com o resfriamento e subsidência do pacote basáltico, ocorreu a geração de espaço suficiente para acomodar os clásticos finos da Formação Manari (EIRAS; KINOSHITA, 1990).

Figura 3 - Localização da Bacia Sedimentar do Tacutu na porção nordeste do Estado de Roraima (municípios de Boa Vista e Bonfim) com extensão para a Guiana.



Fonte: Adaptado de Silva e Porsani (2006).

Durante a Supersequência Rife ocorreu o afinamento crustal causado por estiramento crustal e a deposição de folhelhos, carbonatos e halitas da Formação Pirara durante o maior tectonismo distensivo. Com o decréscimo do tectonismo foram depositadas as Formações Tacutu e Serra do Tucano (EIRAS; KINOSHITA, 1990). Na Sequência Neógeno, houve a deposição de sedimentos clásticos da Formação Boa Vista, após erosão do cráton no Plioceno, devido a eventos transcorrentes, resultante das colisões entre a placa continental da América do Sul e as placas de Nazca e do Caribe, que reestruturaram todo o graben (SANTOS, 1986).

Uma subdivisão dos depósitos neógenos foi proposta por Reis, Faria e Maia (2001). Para os autores, o intervalo inferior apresenta uma sedimentação restrita aos limites do graben, enquanto que o intervalo superior contém depósitos que ultrapassam os limites do graben e recobre as rochas pré-cambrianas circunvizinhas. Nesse contexto, os referidos autores mantiveram a denominação de Formação Boa Vista para o intervalo inferior, e para o intervalo superior de Formação Areias Brancas.

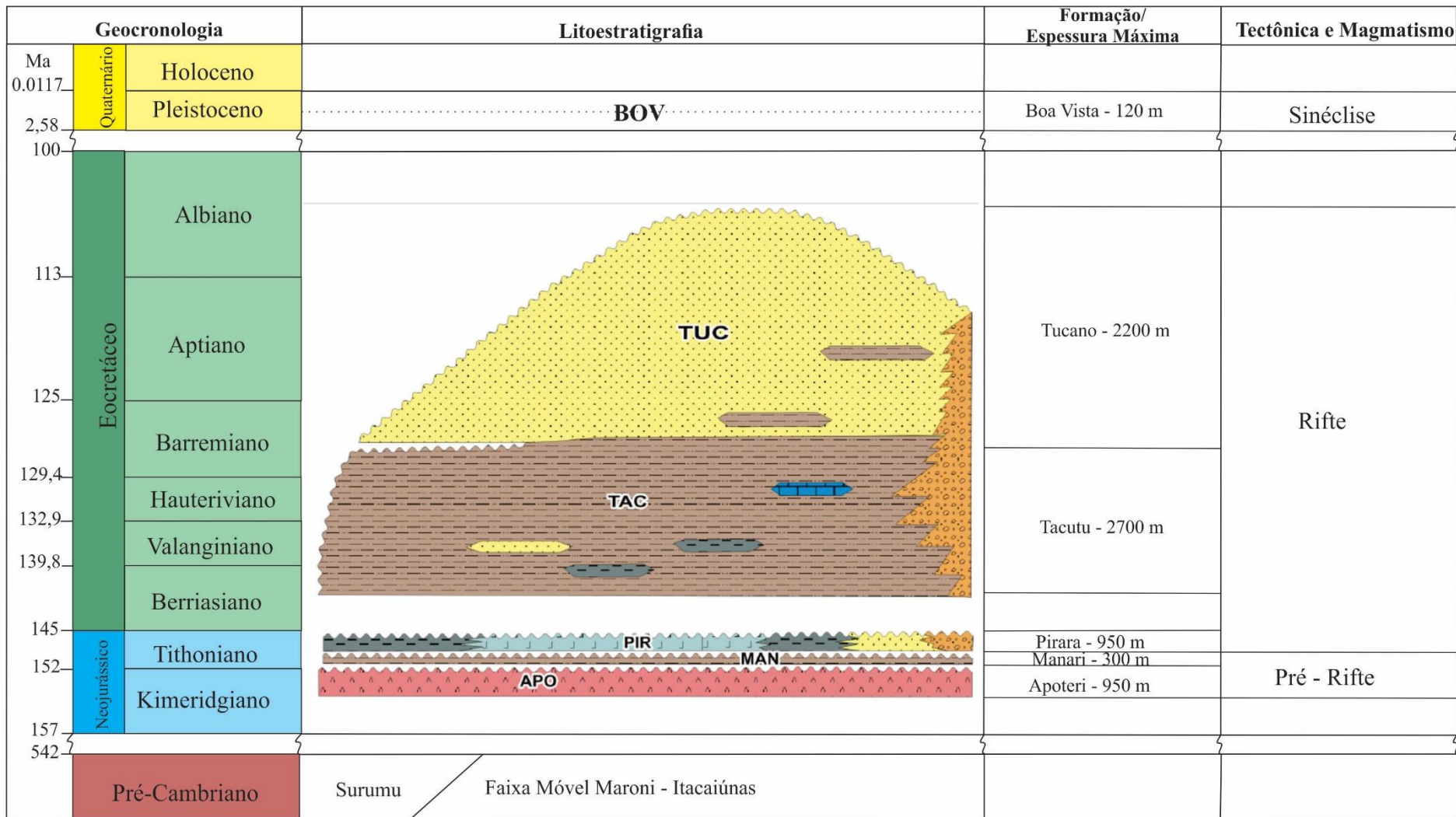
1.1.1 Estratigrafia da bacia do Tacutu

A estratigrafia completa da bacia e seu arcabouço estrutural são conhecidos por meio de testemunhos perfurados e levantamentos geofísicos realizados nas décadas de 1980 e 1990, pela PETROBRAS na porção brasileira e pela companhia canadense Home Oil Ltd. na porção guianense. Com base nesses estudos, observou-se a ocorrência de óleo na Bacia, como também, a presença de rochas geradora e reservatório de petróleo (CRAWFORD; SZELEWSKI; ALVEY, 1985).

O embasamento da bacia apresenta uma história geológica complexa, tendo sido implantada na Faixa Móvel Manori-Itacaiúnas de idade 2.1-1.8 Ma, com predomínio de rochas metavulcânicas e metassedimentares deformadas e metamorfozadas, e terrenos gnáissico-migmatíticos e granulíticos. A porção norte do graben consiste de rochas efusivas do Surumu (VAZ; WANDERLEY FILHO; BUENO, 2007). Em estudo realizado por Bispo-Santos et al. (2014), novos dados paleomagnéticos foram obtidos para rochas vulcânicas do Grupo Surumu por meio do método U-Pb, apresentando idade de 1960-1980 Ma (Figura 4 e Quadro 1).

A Formação Apoteri, primeira unidade estratigráfica, é constituída predominantemente por basaltos, com intercalações de rochas sedimentares em alguns afloramentos (siltitos, arenitos e conglomerados), indicativos de um magmatismo intercalado à atividade de sedimentação clástica em ambiente de lagos rasos (VAZ; WANDERLEY FILHO; BUENO, 2007). No Brasil ocorre, em superfície, na Serra de Nova Olinda (ao norte de Boa

Figura 4 - Carta Estratigráfica da Bacia do Tacutu.



Fonte: Modificado de Vaz, Wanderley Filho e Bueno (2007).

Quadro 1 - As principais características das unidades estratigráficas da bacia do Tacutu.

Formação	Litologia	Registro Fóssil	Ambiente	Idade	Referências
Areias Brancas	campos de dunas e de areias	Sem registro	Eólico	Holoceno	Latrubesse e Nelson (2001); Teeuw e Rhodes (2004).
Boa Vista	arenitos, lateritos, argilitos e níveis conglomeráticos	Fragmentos de lenhos	Flúvio-lacustre	Pleistoceno	Vaz, Wanderley Filho e Bueno (2007); Reis, Faria e Maia (2001); Santos (2015)
Serra do Tucano	Arenitos, siltitos, pelito e conglomerados	Iconofósseis de moluscos bivalves, gastrópodes, insetos holometábolos, lenhos, impressão de plantas e <i>charcoal</i>	Fluvial	Cretáceo Inferior	Reis, Nunes e Pinheiro (1994); Lopes, Souza e Holanda (2011); Abreu-Ioris (2015); Santos et al. (2016)
Tacutu	folhelhos, siltitos e arenitos finos	Palinomorfos, ostracodes de água doce, diatomácea, tocas, megasporos piritizados e lenhos de coníferas	Lacustre raso	Cretáceo Inferior	Crawford, Szelewski e Alvey (1985); Gibbs e Barron (1993)
Pirara	folhelhos, siltitos carbonatos e halita lacustre	Palinomorfos e diatomáceas	Leques deltaicos interdigitados à depósitos lacustres	Jurássico Superior	Eiras e Kinoshita (1988); Crawford, Szelewski e Alvey (1985)
Manari	siltitos, folhelhos e, localmente, calcissiltitos e dolomitos	Palinomorfos	Lacustre	Jurássico Superior	Eiras, Kinoshita e Feijó (1994); Crawford, Szelewski e Alvey (1985)
Apoteri	Basaltos intercalado a sedimentação clástica	Sem registro	Magmatismo fissural associado a lagos rasos	Jurássico Inferior - Médio	Dietz e Holden (1970); Eiras e Kinoshita (1990); Reis et al. (2006).
Embasamento	Grupo Surumu			Pré-Cambriano (1960-1980 Ma)	Bispo-Santos et al. (2014)

Vista), no Morro do Redondo (margem da BR-401) e nos leitos dos rios Arraia e Tacutu (próximo a Bonfim). Na Guiana, ocorre ao longo da Falha Kanuku, nos leitos dos rios Rupununi e Rewa, nas Colinas Toucan e no rio Essequibo (EIRAS; KINOSHITA, 1990). Dados geocronológicos obtidos a partir do método K-Ar apontam uma idade entre 180 e 150 Ma (Jurássico Inferior - Médio), evidenciando o sincronismo com o início da formação do Oceano Atlântico (DIETZ; HOLDEN, 1970). Estudos mais recentes realizados em andesitos do Morro do Redondo (Roraima) por meio do método Ar/Ar, apresentaram uma idade de 149,5 Ma, permitindo melhor posicionamento geológico para a unidade (REIS et al., 2006).

A Formação Manari, segunda unidade estratigráfica, assenta-se discordantemente sobre a Formação Apoteri e distribui-se de forma uniforme por quase toda a extensão do graben. Composta por siltitos, folhelhos e, localmente, calcissiltitos e dolomitos; é interpretada como ambiente sedimentar lacustre, apresentando as melhores rochas com potencial para a geração de petróleo (EIRAS; KINOSHITA; FEIJÓ, 1994). Segundo Eiras e Kinoshita (1990), a Formação Manari ocorre em superfície e está preservada em degraus de falhas escalonadas na borda sudeste e exposta ao longo do rio Tacutu por cerca de 20 km a montante de Lethem. Com base em estudos paleontológicos, Crawford, Szelewski e Alvey (1985), atribuíram a esta formação origem em condições continentais, especialmente pela microflora encontrada e que representam uma idade Jurássico Superior.

A Formação Pirara, terceira unidade estratigráfica, tem sua definição baseada em dados de perfurações, onde foi possível observar folhelhos, siltitos carbonatos e halita lacustre (EIRAS; KINOSHITA, 1988). Os fanglomerados da borda sudeste identificam esta como a borda falhada do graben, onde a movimentação de blocos criou relevos proeminentes, que posteriormente foram expostos à erosão. Interpreta-se que as partes distais das cunhas alcançaram os lagos e formaram leques deltaicos interdigitados com os depósitos lacustres (VAZ; WANDERLEY FILHO; BUENO, 2007).

A deposição dos sedimentos se deu sob condições de clima árido, em ambientes de circulação restrita, semelhantes às planícies de *sabkhas* ou mesmo marinho (EIRAS; KINOSHITA; FEIJÓ, 1994). Segundo alguns autores, os evaporitos podem ser contemporâneos aos sais depositados no mar do Caribe e no Atlântico Central, sugerindo que o graben esteve temporariamente conectado ao mar Jurássico, situado a nordeste. No entanto, estudos de cunho paleontológico, atribuíram condições continentais para a sua formação, com a ocorrência de microflora semelhante à descrita para a Formação Manari, além da ocorrência de diatomáceas (CRAWFORD; SZELEWSKI; ALVEY, 1985).

A Formação Tacutu, quarta unidade estratigráfica, é composta por folhelhos, siltitos e arenitos finos nos rios Tacutu e Maú na Guiana; enquanto que no Brasil, foi descrito por Oliveira (1929) na confluência dos rios Tacutu e Urariquera. Interpreta-se para esta unidade um ambiente lacustre raso (VAZ; WANDERLEY FILHO; BUENO, 2007). Segundo Crawford, Szelewski e Alvey (1985), a Formação contém duas assembleias de microfauna e microflora não marinhas separadas pela inconformidade regional intra-tacutu. O intervalo inferior é rico em pólen *Classopollis* spp. Pflug (1953), idade Cretáceo Inferior, enquanto o intervalo sobreposto contém abundantes ostracodes de água doce caracterizado pelo gênero *Darwinula* Brady e Robertson (1885) in Jones (1885), diatomácea, tocas e megasporos piritizados. Além desses registros, Gibbs e Barron (1993) confirmam a ocorrência de troncos fossilizados de coníferas do gênero *Pagiophyllum* Heer (1881).

A Formação Serra do Tucano, quinta unidade estratigráfica, ocorreu em condições climáticas áridas, em ambiente francamente continental. O grande predomínio de rochas areníticas providas de registros de estratificações cruzadas acanaladas e tabulares, bem como a presença de níveis métricos pelíticos oxidados, laminados e com abundância em fendas de ressecamento, levam a identificação da implantação de um sistema fluvial meandrante integrado a depósitos de planície de inundação em águas rasas e esporádicas (REIS; NUNES; PINHEIRO, 1994). A ocorrência de icnofósseis próximo ao afloramento Morro da Antena (ABREU-IORIS, 2015; SOUZA; SAMPAIO, 2007), assim como, a ocorrência de impressões de plantas (LOPES; SOUZA; HOLANDA, 2011), lenhos silicificados e carvão vegetal (SANTOS, 2015; SANTOS et al., 2016) compõem o registro fossilífero da Formação.

A Formação Boa Vista, sexta unidade estratigráfica, é composta por arenitos, lateritos, argilitos e níveis conglomeráticos. A cobertura Cenozoica recobre discordantemente o conjunto vulcano-sedimentar Mesozoico da Bacia do Tacutu. As maiores espessuras são encontradas nos blocos rebaixados das grandes falhas das bordas, onde dados sísmicos indicam espessuras de até 120 m (EIRAS; KINOSHITA; FEIJÓ, 1994).

Duas características de sucessões sedimentares são propostas para a Formação Boa Vista, separadas, presumidamente, por uma discordância angular ao longo da estruturação da borda norte da Bacia do Tacutu. A Sucessão Sedimentar Inferior ocorre a sudoeste e nordeste da capital Boa Vista, estando fortemente controlada pela estruturação da Bacia do Tacutu, no Domínio Guiana Central, enquanto que a Sucessão Sedimentar Superior, no domínio Urariquera, com ocorrência de *inselbergs* vulcânicos ou granitoides, apresenta depósitos de leques aluviais e uma planície aluvial com incipiente desenvolvimento de canais fluviais. Ambas sucessões desenvolvem localmente perfis lateríticos imaturos, com desenvolvimento de

solos podzólico e hidromórfico. A deposição da Formação Boa Vista efetivada em uma bacia rasa, com profundidade variável em função da conformação de seu embasamento, cujas exposições rochosas na forma de *inselbergs* constitui uma feição característica ao norte da Bacia do Tacutu (REIS; FARIA; MAIA, 2001).

Eiras e Kinoshita (1990), descreveram um nível conglomerático para a Formação Boa Vista. Entretanto, Souza et al. (2009), observaram a ocorrência de lenhos fósseis nesse nível conglomerático, na margem do rio Tacutu. Devido a esse registro fóssil, os autores sugeriram que o nível conglomerático pertenceria a uma unidade mais antiga – Formação Tacutu. No entanto, Santos (2015) concluiu que os lenhos são do grupo Gimnosperma, ordem Coniferales, sendo um espécime da família Cheirolepidiaceae, a qual apresenta distribuição do Jurássico ao Cretáceo Superior. Sendo assim, Santos (2015) propôs que os lenhos foram transportados e depositados no nível conglomerático da Formação Boa Vista. Estudo de cunho fossildiagnóstico realizado nesses mesmos espécimes por Oliveira (2017), corroborou com os dados expostos por Santos (2015), que os lenhos correspondem a idade jurocretacea.

A Formação Areias Brancas completa a estratigrafia da bacia, sendo a sétima unidade estratigráfica, composta por campos de dunas e de areias expostos em várias porções do domínio da sedimentação Boa Vista (LATRUBESSE; NELSON, 2001). Os autores citados descreveram dois campos de dunas fósseis (Tacutu e Cauamé) na bacia do rio Branco, tanto no estado de Roraima como nas planícies da Guiana. O campo das dunas de Tacutu é descrito como consistindo de dunas paralelas altamente erodidas. O campo de dunas de Cauamé é composto de dunas parabólicas alongadas com espaçamento de 500 e 800 m, flancos orientados NE.

Os campos de dunas são uma das evidências de que algumas regiões da Amazônia teriam sido mais secas nos períodos glaciais (Pleistoceno Superior – Holoceno), do que nos períodos interglaciais. Perfis de solos revelam que essa superfície arenosa perdeu seu revestimento florestal por cobertura do tipo campina, a qual foi esculpida por ventos alísios, originando as superfícies compostas por dunas (CARNEIRO FILHO; TATUMI; YEE, 2003). Dados de luminescência indicam que a formação das dunas ocorreu entre 17 e 15 mil anos atrás, logo após o último máximo glacial (TEEUW; RHODES, 2004).

1.1.1.1 Formação Serra do Tucano: geologia e paleontologia

Esta Formação foi, inicialmente, denominada de Arenito Tucano por Carneiro, Andrade e Silva (1968, apud EIRAS; KINOSHITA, 1988). Entretanto, essa denominação

Tucano já estava consagrada na estratigrafia da bacia do Recôncavo – Tucano no nordeste brasileiro, e para não gerar conflitos, Reis, Nunes e Pinheiro (1994), intitularam-na de Formação Serra do Tucano.

A Formação Serra do Tucano está restrita ao sinclinal homônimo. Em superfície apresenta-se em forma de morros suaves de até 200 m de altura, compondo a Serra do Tucano, uma feição fisiográfica que contrasta com a planura do interior do gráben. Em subsuperfície, com base em interpretação sísmica feita pela PETROBRAS, a unidade pode atingir cerca de 2.200 m de espessura (EIRAS; KINOSHITA, 1988). Nos estudos realizados na porção guianense, observou-se que os depósitos desta Formação são restritos a porção brasileira (CRAWFORD; SZELEWSKI; ALVEY, 1985).

Na base da serra foi descrita a ocorrência de arenitos castanhos, médio a grossos, com seixos gradando para o topo, arenito róseo-esbranquiçado, caulínicos e friáveis, com estratificação cruzada e raras intercalações de siltitos (VAZ; WANDERLEY FILHO; BUENO, 2007). Além dos arenitos, também ocorrem pelitos e conglomerados (WANKLER, 2016). A Formação encontra-se recoberta tanto a norte como a sul pela extensa sedimentação cenozoica da Formação Boa Vista, sendo que nas adjacências do Morro Redondo, o contato se faz tectonicamente com os basaltos Apoteri por meio da falha de Lethem. Mais a sul, algumas litologias metamórficas de médio a alto grau relacionadas ao Complexo Kanuku (Proterozoico Inferior), afloram na forma de serranias - Veado, Pau-Rainha e Barro (REIS; NUNES; PINHEIRO, 1994).

Em relação ao ambiente de sedimentação, existe na literatura três propostas diferentes ao tipo de sistema implantado. Reis, Nunes e Pinheiro (1994), com base nas características sedimentológicas, interpretaram um sistema fluvial meandrante integrado à planície de inundação. Os autores descreveram duas fácies sedimentares inter-relacionadas descritas para a Formação Serra do Tucano: fácies de canal e fácies de *overbank* (planície de inundação). A fácies de canal representada por quartzarenitos maciços, geometria tabular; arenitos arcoseanos róseos, friáveis, e subordinados arenitos conglomeráticos com fragmentos caulínicos e quartzosos. As principais feições sedimentares são estratificações cruzadas acanaladas, ciclos granodecrescentes ascendentes e boa seleção de grãos. A fácies *overbank* apresenta uma sequência de arenitos finos e siltitos avermelhados oxidados, com estruturas de grandes fendas de ressecamento, laminação plano paralela, tímidas marcas onduladas assimétricas e *flaser*.

Para Vaz, Wanderley Filho e Bueno (2007), a Formação Serra do Tucano representa a fase final do rifte, quando ocorreu a diminuição da subsidência e aumento do influxo de

clásticos, contribuindo para a implantação dos sistemas flúvio-deltaicos. No entanto, Figueiredo e Wankler (2012) propuseram com base em estudo de análises faciológicas que a porção oeste da Formação era composta por rios do tipo entrelaçado, arenoso e profundo, de baixa sinuosidade, associados a um sistema de leques aluviais. Por fim, Wankler (2016) concluiu que a associação de litotipos é resultado da sedimentação de dois sistemas fluviais, ambos entrelaçados, possivelmente associados a leques aluviais localizados nas bordas flexural e lítrica do graben, e que convergiam para um corpo lacustre. Estudo recente, realizado por Menezes (2018), identificou o registro de depósitos de extravamento de canal (canal de *crevasse*, *crevasse splay* e planície de inundação) na Formação.

O primeiro registro de fósseis para esta unidade foi feito por Souza e Sampaio (2007), próximo ao Morro da Antena. Para os referidos autores, os icnofósseis (rastros de locomoção e galerias de habitação), possivelmente produzido por organismos artrópodes, ocorrem no topo do afloramento. Um estudo mais detalhado sobre os icnofósseis foi realizado por Abreu-Ioris (2015), a qual os descreveu e os atribuiu a produtores como moluscos bivalves e gastrópodes, além de insetos holometábolos. Além de icnofósseis, a Formação Serra do Tucano também é composta por impressões de plantas (LOPES; SOUZA; HOLANDA, 2011). Santos (2015), descreve a ocorrência de lenhos silicificados no afloramento Morro do Tiro. Esses lenhos, segundo a autora, apresentam características taxonômicas semelhantes aos lenhos descritos no nível conglomerático da Formação Boa Vista, sendo, portanto, atribuídos ao grupo Gimnosperma, ordem Coniferales. Por fim, a ocorrência de carvão vegetal como evidência de incêndios foi relatada por Santos et al. (2016), e com base em suas características anatômicas, apresentam uma afinidade gimnospérmica.

1.2 PALEOBOTÂNICA

A paleobotânica (do grego *palaios* = antigo + *botaniché* = botânica) é um ramo da paleontologia que estuda os fósseis de plantas e organismos fósseis que antigamente faziam parte do reino Plantae, como as bactérias e cianobactérias (reinos Archea e Bacteria), fungos e afins (reino Fungi) e algas (reino Protista) (TAYLOR; TAYLOR; KRINGS, 2009).

Para Guerra-Sommer e Pires (2011), além do estudo dos fósseis, é uma ciência interdisciplinar que proporciona subsídios à compreensão da origem, evolução e diversificação das plantas ao longo do tempo geológico e apresenta uma visão integrativa com os ramos da paleobiologia, paleoecologia, paleobiogeografia, paleoclimatologia, geoquímica orgânica e estudos de recursos energéticos.

1.2.1 Processos Tafonômicos

A tafonomia (do grego: *tafos* = sepultamento; *nomos* = leis), termo originalmente descrito por Efremov (1940), significa “estudo da transição dos restos orgânicos da biosfera para a litosfera”. Sendo assim, a tafonomia das plantas compreende desde o processo de abscisão ou dispersão das partes da planta, transporte, deposição, soterramento e litificação (GREENWOOD, 1991). Além disso, Behrensmeyer, Kidwell e Gastaldo (2000) ressaltam que a tafonomia também estuda como os processos de preservação podem afetar a qualidade do fóssil no registro sedimentar, já que refletem as condições ambientais e evidenciam aspectos importantes da evolução biológica.

As plantas raramente são compostas por tecidos mineralizados em vida e, por ocorrerem, em sua maioria, em terras sujeitas à erosão, seu registro fóssil é menor em comparação com animais de esqueleto carbonático, fosfático ou silicoso. Outra característica que interfere na qualidade e abundância do seu registro fóssil diz respeito aos fatores intrínsecos às plantas, como a dispersão de esporos, grãos de pólen, sementes e frutos, ou a perda espontânea de folhas, pequenos ramos, cones e esporângio; e aos fatores extrínsecos, que estão relacionados à energia do meio, a frequência dos eventos deposicionais, a quantidade de sedimentos acumulados e, também, a ação dos herbívoros (SCOTT; COLLINSON, 1983; WING, 1988).

Em relação a resistência à degradação, as folhas têm um bom potencial de preservação, entretanto, não têm muita capacidade de resistir ao retrabalhamento, sendo facilmente destruídas por qualquer remobilização do depósito sedimentar. As sementes, assim como as folhas, mostram um bom potencial de preservação, e têm a possibilidade de resistir a algum retrabalhamento. Frutificações (estróbilos, pinhas, flores e frutos) apresentam baixo potencial de preservação, por isso, são raros no registro fóssil (SPICER, 1991). Essas diferenças de resistência à degradação estão relacionadas a composição química que constituem os fragmentos vegetais, conforme ilustra o Quadro 2 (SCOTT; COLLINSON, 1983).

Para a preservação dos restos vegetais é necessário que os mesmos ocorram dentro do ambiente deposicional ou que sejam transportados até o referido ambiente. Além disso, a geoquímica do ambiente deve retardar ou impedir o processo de degradação do material, ou seja, um ambiente sem a presença de oxigênio (ambiente anóxico). Com a deposição, os restos vegetais devem ser rapidamente soterrados por sedimentos com acidez suficiente para retardar ou reduzir o processo de decomposição anaeróbica. E uma vez soterrados, devem permanecer em um nível estratigráfico abaixo do limite máximo da capacidade de água existente para evitar

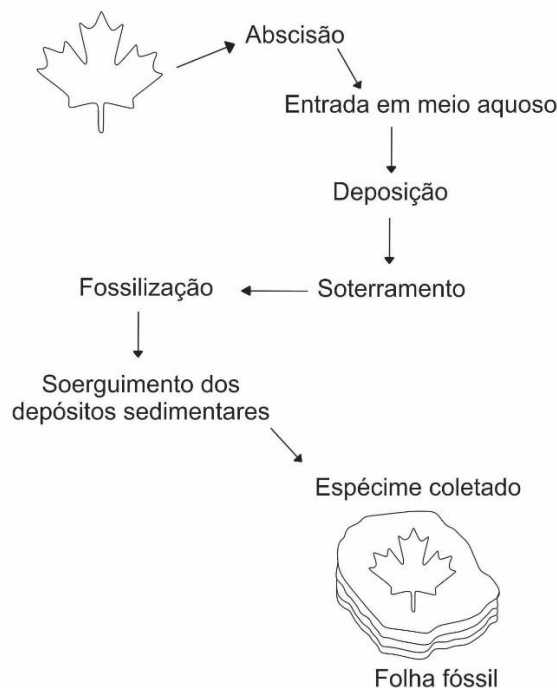
a subsequente decomposição, deterioração e perda da sucessão sedimentar. Em seguida, deverá ocorrer o soerguimento desse depósito sedimentar para que o mesmo seja coletado (Figura 5) (GASTALDO; DEMKO, 2011; THOMAS; SPICER, 1987).

Quadro 2 - Potencial de preservação de alguns compostos vegetais.

Tecido/Estrutura	Composto orgânico resistente	Partes da planta
Cutícula	Cutina	Camada cerosa externa que recobre a superfície de várias porções aéreas da planta (caule jovem, folhas e estruturas reprodutivas)
Xilema	Lignina e Celulose	Porção lenhosa de sistema condutor (lignina reforça as paredes celulósicas)

Fonte: Scott e Collinson (1983).

Figura 5 - Etapas para o processo de fossilização de restos vegetais.



Fonte: Thomas e Spicer (1987).

Os principais fatores que interferem no processo de preservação dos restos vegetais estão relacionados às condições ambientais a que foram submetidos, a sua resistência à degradação e a intensidade do transporte (GASTALDO; DEMKO, 2011; TAYLOR; TAYLOR; KRINGS, 2009). Dentre as condições ambientais, o transporte dos restos vegetais constitui um

importante indicador, podendo distinguir as assembleias fósseis em três tipos: autóctones, para-autóctones e alóctones. Assembleias autóctones são formadas por soterramento catastrófico e rápido ou por sedimentação lenta e regular, onde os restos vegetais foram preservados no seu local de vida, ou seja, sem transporte. Assembleias para-autóctones contêm restos vegetais transportados do seu ambiente de vida, mas ainda ocorrem dentro do seu habitat de origem. São fragmentos angulosos com alguma orientação de transporte. As assembleias alóctones são aquelas que sofreram transporte do seu local de vida, apresentando fragmentos isolados e quebrados (MARTIN-CLOSAS; GOMEZ, 2004; NEREGATO; IANNUZZI, 2017).

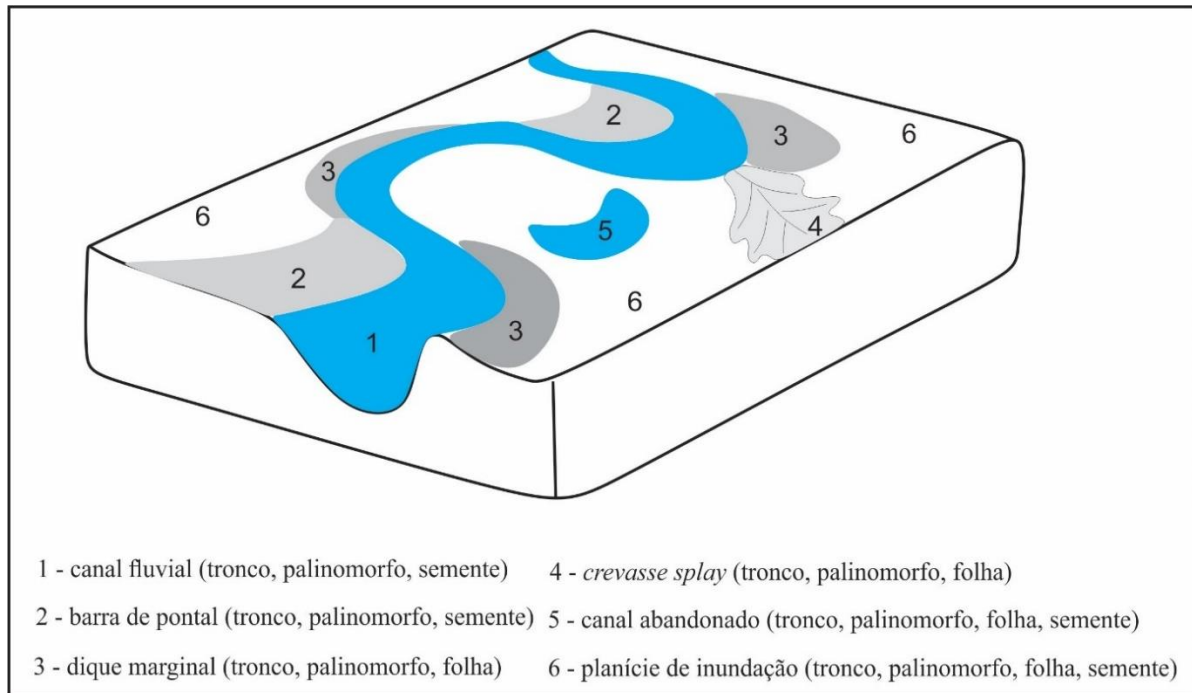
Segundo Remy (1975), as assembleias fósseis também podem ser interpretadas de acordo com a sua disposição espacial em relação ao corpo da água, denominando-as em: hidrófilas, higrófilas, mesófilas e xerófilas. As hidrófilas são as plantas aquáticas ou semiaquáticas ocorrendo dentro do corpo da água. As higrófilas representam as plantas das margens do corpo da água ou onde o lençol freático aflora. As mesófilas ocorrem em terrenos baixios e drenados, em torno do corpo da água. As xerófilas são de terrenos mais elevados, onde as plantas sofrem estresse hídrico.

Assembleias de macroflora frequentemente são formadas em ambientes fluviais, deltaicos e lacustres. Assembleias de ambiente fluvial são tipicamente pequenas em tamanho e podem ocorrer dentro de sedimentos finos incluídos em sedimentos fluviais mais grosseiros (GREENWOOD, 1991). A ocorrência de fósseis vegetais no sistema fluvial, a abundância e diversidade dos fósseis está relacionada ao ecossistema original, natureza do transporte e soterramento, modificações pós-deposicional e ao subambiente fluvial. O transporte de material orgânico depende do grau de saturação. Material saturado/encharcado é transportado próximo ao leito, enquanto que material aerado flutua (BRIDGE, 2003).

Em canais ativos, sedimentos facilmente transportáveis se acumulam como barras ao longo do canal, geralmente em rios meandrantos. Folhas e flores podem ocorrer lateralmente nas calhas dos rios, enquanto que nas barras de canal ocorrem caules, frutos, sementes e esporomorfos. Os canais abandonados apresentam alto potencial de preservação da vegetação que ocorre ao longo do canal, em particular na forma de impressão de folhas, frutos, sementes e esporomorfos. Os diques, formados ao longo dos canais por sucessivas inundações, podem preservar a vegetação autóctone (folhas, raízes *in situ* e caules fragmentos). Os depósitos de *crevasse splays* podem soterrar a vegetação autóctone e introduzir elementos alóctones provenientes do dique e do canal. Quanto a planície de inundação, se for pobremente drenada, preservará assembleias autóctone a hipó-autóctone, enquanto que em planície bem drenada,

caules e sementes podem ocorrer na forma de impressão (Figura 6) (BEHRENSMEYER; HOOK, 1992; WING, 1988).

Figura 6 - Subambientes que compõem o sistema fluvial e a ocorrência preferencial dos tipos de fósseis vegetais.



Fonte: Wing (1988).

Segundo Schopf (1975), quatro tipos de fossilização podem ocorrer em restos vegetais, resultando em diferentes tipos de fósseis: a) permineralização celular – petrificação, b) compressão carbonificada, c) preservação autigênica e d) preservação durapártica.

A *permineralização celular – petrificação* compreende duas fases: permineralização e petrificação. A primeira envolve a infiltração e permeação inicial das células e interstícios por matriz mineral logo após a deposição, permitindo a preservação de detalhes anatômicos dos tecidos vegetais. Na fase petrificação, a matéria orgânica é lixiviada e substituída por compostos de minerais (SCHOPF, 1975). As bactérias podem contribuir com muitos processos de mineralização, como na biomineralização, onde podem servir como catalisadores de reações químicas e também como locais de nucleação para mineralização (TAYLOR; TAYLOR; KRINGS, 2009).

A *compressão carbonificada* ocorre em restos vegetais não mineralizados em um ambiente anóxico. Essas condições são mais comumente encontradas no fundo de lagos, (geralmente abandonados), canais de corrente, pântanos ou deltas de rios (GREENWOOD, 1991). Primeiro ocorre a perda de elementos voláteis (H, N e O) e a concentração de carbono.

Em seguida, concomitante com a diagênese dos sedimentos, ocorre o rearranjo dos compostos de carbono, formando uma fina película de matéria orgânica carbonificada. Se a matéria orgânica for lixiviada posteriormente, restará apenas a *impressão* sobre a rocha. Portanto, nesse processo pode ocorrer a compressão/impressão dos restos vegetais (SCHOPF, 1975).

Os ramos distais, caules, folhas e estruturas reprodutivas são comumente preservados nesta forma (SCHOPF, 1975). Apesar da maioria das compressões mostrar somente detalhes superficiais, em alguns casos é possível analisar detalhes celulares da epiderme a partir da preservação de cutículas, as quais ocorrem em todas as plantas terrestres vasculares (TAYLOR; TAYLOR; KRINGS, 2009). A cutícula das folhas fósseis e sua microflora fúngica associada fornecem informações bioestratigráficas e paleoclimáticas (GREENWOOD, 1991). Além disso, a cutícula permite a preservação de estômatos, papilas e glândulas (WILLIS; MCELWAIN, 2002).

A *preservação autigênica* envolve a formação de réplicas no momento da deposição ou durante a diagênese precoce, produzindo moldes externos, internos e contramoldes. Primeiro ocorre uma cimentação externa precoce dos restos por compostos de ferro ou carbonatos, formando o molde externo. À medida que a porção interna é degradada, o espaço vazio é preenchido por material da matriz da rocha, dando origem a molde interno e contramolde (SCHOPF, 1975).

A *preservação durapártica* envolve a preservação de partes inorgânicas dos vegetais resistentes à oxidação e alterações físico-químicas que ocorrem durante a diagênese. Com o tempo, pode ocorrer a permineralização dessas partes através da deposição de matéria mineral nos interstícios (SCHOPF, 1975).

1.2.2 Paleoclima do Cretáceo

Durante a Era Mesozoica, a tectônica de placas foi responsável por mudanças paleoclimáticas significativas, influenciando o clima durante o Cretáceo. O limite entre o Jurássico Superior e Cretáceo Inferior registrou o avanço na ruptura entre os continentes Gondwana e Laurásia (COFFIN; ELDHOLM, 1994; SCOTESE, 2003). Enquanto no Gondwana sistemas de riftes se desenvolviam, contribuindo para a formação do oceano Atlântico Sul, extensas áreas na Laurásia eram inundadas, devido ao aumento do nível eustático, proporcionando a ocorrência de mares epicontinentais (GUERRA-SOMMER; PIRES, 2014).

No geral, o Cretáceo é interpretado como um estado de *greenhouse* (efeito estufa), ou seja, clima predominantemente quente (BARRON, 1983; HAY, 2008). Segundo Barnard

(1973), o clima quente persistiu na maior parte do Cretáceo entre as latitudes 60° N e 60° S. Isso se deve ao maior conteúdo atmosférico de gases primários de efeito estufa, o gás carbônico (CO₂) e, possivelmente o metano (CH₄), associados ao maior conteúdo de vapor de água (H₂O) na atmosfera (HAY, 2008). A atividade vulcânica ao longo das áreas de rifte é considerada como a principal causa dos níveis elevados de CO₂ na atmosfera (RABASSA, 2010). Segundo Berner (1990), a concentração de CO₂ atmosférico era de 2 a 9 vezes maior do que no período geológico atual.

Apesar do Cretáceo ser caracterizado pelo clima quente, também foram registrados intervalos mais frios durante o Cretáceo Inferior (145 – 100 milhões de anos). Esses eventos foram episódicos com ocorrência de gelo polar em curtos intervalos de tempo (HAY, 2008). Nesses intervalos mais frios, chamados de *icehouse*, havia neve e gelo durante o inverno e floresta temperada nas regiões polares (SCOTESE, 2003). Evidências dessas condições climáticas são os depósitos de carvão na zona temperada, representando um clima frio e úmido, e os depósitos de evaporitos e calcretes na zona subtropical, clima quente e seco (SCOTESE, 2003; ZIEGLER et al., 1987).

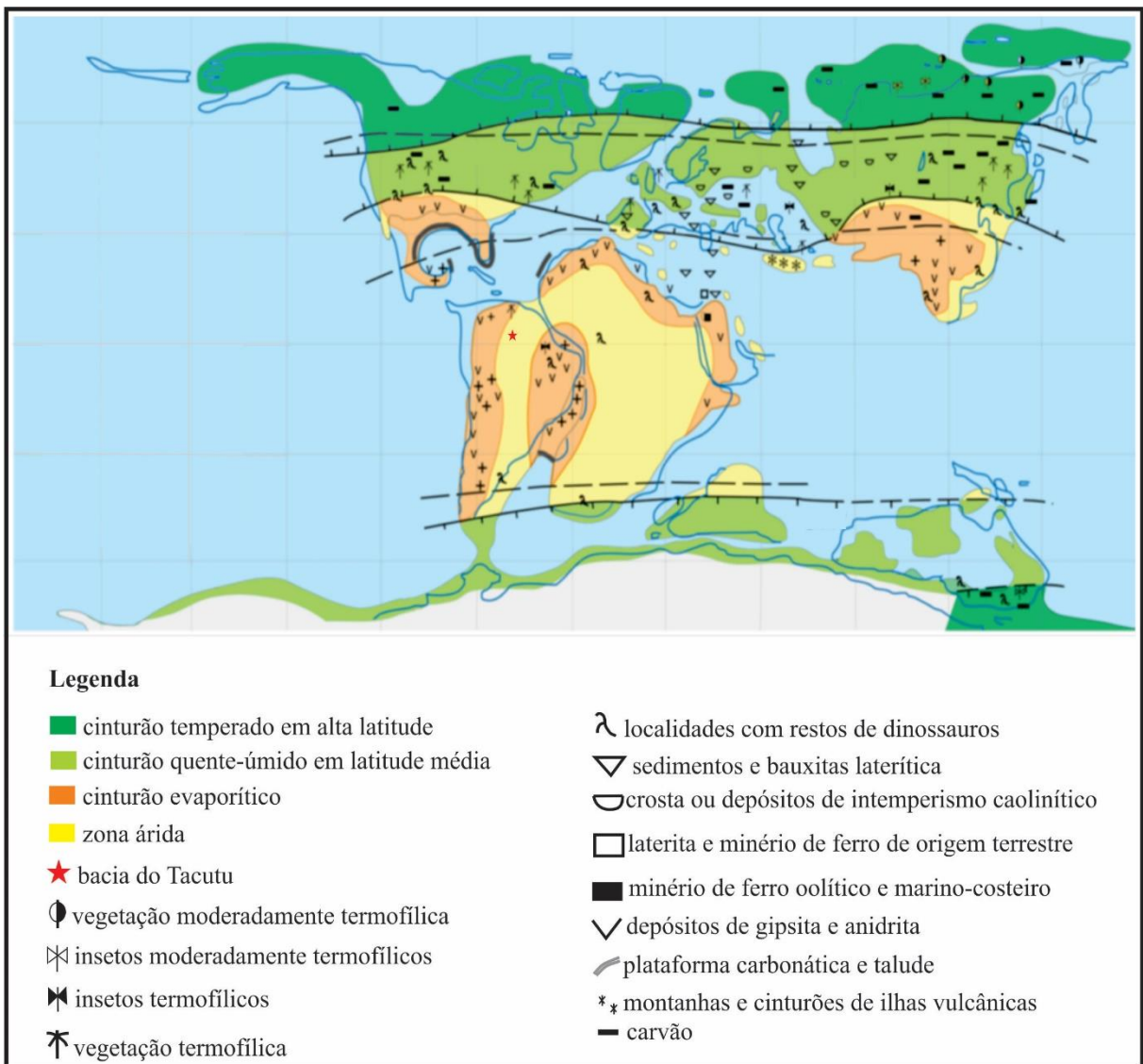
Em relação a composição florística do Gondwana, durante o Cretáceo Inferior, o cinturão árido era dominado por Cheirolepidiaceae e Bennettitales formando uma vegetação tipo savana com samambaias e arbustos de cicadófitas ocorrendo em locais perturbados. As planícies de inundação eram ocupadas por esfenófitas, licopódios e samambaias, enquanto que os pântanos eram dominados por coníferas (SAWARD, 1992). A maior parte da América do Sul e da África estava localizada no cinturão tropical na região norte do Gondwana, enquanto o clima das províncias da região sul oscilava de subtropical a moderado (COX; MOORE, 2009).

No Cretáceo Superior (100 – 66 milhões de anos), a América do Sul e África estavam totalmente separadas, tornando o clima mais tropical e árido para a América do Sul (SCOTESE, 2003). Outra característica desse período é que a taxa de precipitação era maior do que a atual, permitindo a ocupação de regiões de altas latitudes por florestas de coníferas decíduas e semidecíduas e ginkgofitas. Essas paleoflorestas apresentavam anéis de crescimento robustos e bem desenvolvidos, corroborando para o entendimento de condições favoráveis ao crescimento vegetal (SAWARD, 1992; VAKHRAMEEV, 1961). Com a expansão e gradual domínio das angiospermas no Cretáceo Superior, os taxa de samambaia e gimnosperma, característicos da flora mesozoica média, entraram em declínio (BARNARD, 1973).

De acordo com os mapas paleoclimáticas propostos para o período Cretáceo, a bacia do Tacutu situava-se em uma região árida, com a formação de depósito de gipsita e anidrita durante o Cretáceo Inferior, enquanto que no Cretáceo Superior correspondia a uma zona úmida

com clima tropical (SCOTESE, 2003; SPICER et al., 2013). Segundo a carta estratigráfica da bacia, a Formação Serra do Tucano, área de estudo dessa pesquisa, corresponde à época Eocretáceo, idade Barremiano ao Albiano (130 – 100 Ma) (VAZ; WANDERLEY FILHO; BUENO, 2007). Nesse momento, de acordo com o mapa paleoclimático proposto por Chumakov et al. (1995), a bacia do Tacutu estaria em uma faixa árida (Figura 7).

Figura 7 -Mapa paleoclimático corresponde a idade Aptiano (Cretáceo Inferior) mostrando que a Bacia do Tacutu se situava em uma zona árida.



Fonte: Chumakov et al. (1995).

Os primeiros registros das angiospermas foram na Província Florística do Sul da Laurásia (América do Norte, sul da Europa e Ásia Ocidental) e na Província do Norte do Gondwana (norte da América do Sul e África) (ARCHANGELSKY et al., 2004). As primeiras formas eram ervas ou arbustos pioneiros em áreas recém-perturbadas pela erosão, sendo depois

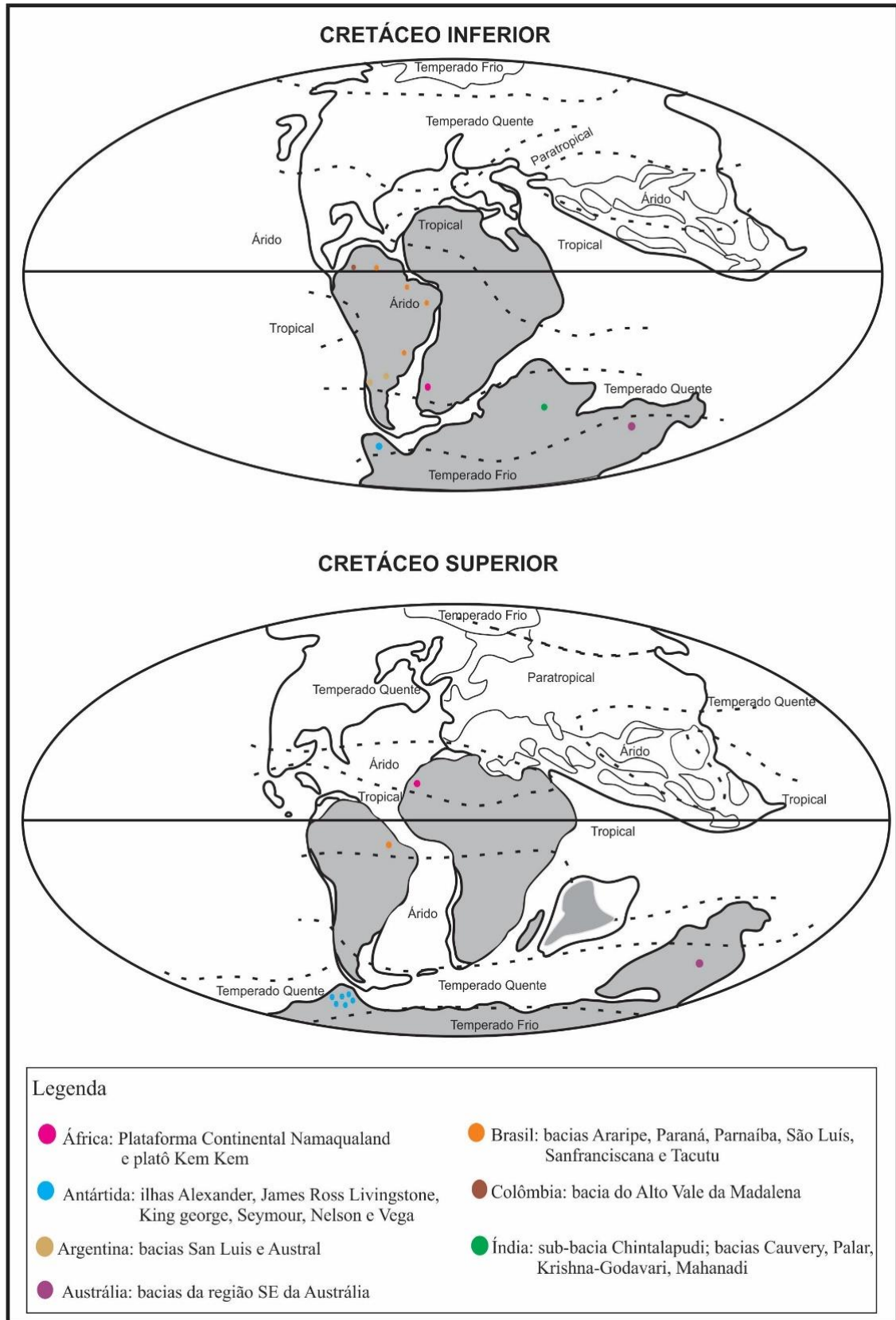
diversificadas ecologicamente, ocupando habitats aquáticos ou ao longo de cursos de água (COX; MOORE, 2009). No Cenomaniano (100 – 94 milhões de anos), as angiospermas atingiram 50% de domínio em assembleias de altitudes altas, como na Austrália. Essa fase explosiva de irradiação corresponde a alta produtividade vegetal do Gondwana (BERNARDES-DE-OLIVEIRA; MUNE, 2011).

A evolução das angiospermas influenciou o clima e a composição de gás atmosférico alterando as quantidades de vapor de água e carbono na atmosfera, por meio da evolução na absorção de CO₂ (processo fotossintético) e da transpiração por folhas. Por isso, as angiospermas foram consideradas responsáveis pela expansão dos ecossistemas durante o Cretáceo, pois dentre suas características, destacam-se: i) a intensificação da erosão mineral resultou na redução de CO₂ atmosférico; (ii) o aumento no processo de transpiração das plantas para a atmosfera contribuiu com o aumento da precipitação regional, favorecendo a disseminação e diversidade de vegetação da floresta tropical; (iii) a exclusão competitiva quase completa por angiospermas de diversas gimnospermas e samambaias de locais de alta produtividade em todo o mundo (FEILD et al., 2011).

1.2.3 Paleoflora do Cretáceo: continente Gondwana

A Era Mesozoica é marcada pelo desenvolvimento da aridez em nível global iniciada desde o período Permiano. Essa característica fez com que os registros de fósseis vegetais fossem reduzidos, pois os ambientes continentais propícios à ocorrência do processo de fossilização foram escassos. No entanto, alguns estudos evidenciam o registro dessa macroflora no continente Gondwana durante o período Cretáceo (RICARDI-BRANCO, 2010). O Gondwana era formado pelos continentes América do Sul, África, Antártida, Austrália, Índia e Madagascar (SCOTese, 2003). Os registros da flora cretácea do Gondwana estão ilustrados na Figura 8 e Quadro 3 a seguir.

Figura 8 – Mapa paleoclimático do Período Cretáceo com os registros paleobotânicos no continente Gondwana (em cinza no mapa).



Fonte: Adaptado de Scotese (2003).

Quadro 3 -Registros da Paleoflora no continente Gondwana.

Idade	Local	Paleoflora	Referência
Cretáceo Superior	Platô Kem Kem (África)	Fronde de samambaias	Martill et al. (2011)
	Ilha James Ross (Antártida)	Musgos, samambaias, Bennettitales ou Cycadales, coníferas e angiospermas	Kvacek e Vadrázka (2016)
	Ilha Livingstone (Antártida)	Podocarpo-araucariana-samambaia e angiosperma	
	Ilha King George (Antártida)	Angiospermas e pteridófitas	
	Ilha Seymour (Antártida)	Samambaias e briófitas, coníferas e angiospermas	
	Ilha Nelson (Antártida)	Angiosperma primitiva e pteridófitas	Dutra (2004)
	Ilha Veja (Antártida)	Cones e folhas de araucária e lenhos de Podocarpaceae	Césari, Marensi e Santillana (2001)
	Bacia de São Luís (Brasil)	Coníferas, pteridófitas e equisetáceas	Medeiros, Guerra-Sommer e Marcon (2014)
Cretáceo Inferior	Plataforma Continental Namaqualand (África)	Lenhos de Podocarpaceae e Cheirolepidiaceae	Bamford e Corbett (1994; 1995)
	Ilha Alexander (Antártida)	Samambaias, Lycopodiales, Equissetales, Cycadales, Ginkgoales, Coniferales, Bennettitales, Pentoxylales e primeira folha de angiosperma	Nagalingum e Cantrill (2015)
	Bacias da região Se da Austrália	Associação podocarpaceae-araucariaceae-ginkgo e floresta de Proteaceae e <i>Nothofagus</i> Blume (1851)	Dettmann et al. (1991)

Bacia Sanfranciscana (Brasil)	Coníferas dos gêneros <i>Brachyphyllum</i> Brongniart (1828) e <i>Podozamites</i> Braun (1843), ninféáceas aquáticas do gênero <i>Nymphaeites</i> Sternberg (1825) e poáceas endêmicas da espécie <i>Paraleptaspis varjensis</i> sp.n.	Duarte (1997)
Bacia do Araripe (Brasil)	Coníferas, licófitas, esfenófitas, filicófitas, Pteridospermales, Bennettitales, Coniferales, Gnetales, gimnospermas <i>incertae sedis</i> e angiospermas	Freitas, Hessel e Nogueira Neto (2008); Bernardes-De-Oliveira et al. (2014)
Bacia do Paraná (Brasil)	Coníferas	Pires et al. (2011)
Bacia do Parnaíba (Brasil)	Coníferas, gnetófitas, angiospermas primitivas, dicotiledôneas primitivas (Nymphaeaceae)	Lindoso et al. (2011); Duarte e Santos (1993)
Bacia do Tacutu (Brasil)	Lenhos de gimnosperma, da ordem Coniferales; ocorrência de <i>charcoal</i>	Santos (2015); Santos et al. (2016)
Bacia de San Luis (Argentina)	Espécies da família Ephedraceae	Puebla et al. (2017)
Bacia Austral (Patagônia – Argentina)	Pteridophyta, Pteridosperma, Cycadales, Bennettitales, Ginkgoales e Coniferales	Carrizo e Del Fueyo (2015)
Bacia do Alto Vale da Madalena (Colômbia)	Pteridófitas dos gêneros <i>Weichselia</i> Stiehler e <i>Cladophlebis</i> Brongniart (1849); cicadófitas com afinidade ao gênero <i>Pseudoctenis</i> Seward (1911) e coníferas com afinidade aos gêneros <i>Podozamites</i> ,	Dussán et al. (2016); Moreno (1994).

		<i>Cupressinocladus</i> Seward (1919) e <i>Brachyphyllum</i>	
sub-bacia Chintalapudi (Índia)		Equissetales, Pteridospermales, Bennettitales, coníferas araucária e podocarpos	Jha, Prakash e Joshi (2017)
bacias Cauvery, Palar e Krishna-Godavari (Índia)		Pteridófitas, pteridospermas, cicadófitas, Taxales, Ginkgoales e Coniferales	Rajanikanth (1996)
bacia Mahanadi (Índia)		Dominada por pteridófitas	Rajanikanth (1996)

2 OBJETIVOS

Nesta seção serão apresentados o objetivo geral e os objetivos específicos desta pesquisa.

2.1 OBJETIVO GERAL

Analisar as condições paleoambientais que contribuíram para a preservação da macroflora cretácea da Formação Serra do Tucano, Bacia do Tacutu.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Caracterizar faciológica, petrográfica e estratigraficamente os níveis associados as ocorrências fósseis;
- Identificar taxonomicamente os espécimes vegetais;
- Avaliar as condições tafonômicas atuantes nos espécimes vegetais;
- Comparar a macroflora identificada com os registros florísticos na América do Sul.

3 MATERIAL E MÉTODOS

Nesta seção serão apresentados a localização e características da área de estudo, o material de estudo e os métodos utilizados na pesquisa.

3.1 ÁREA DE ESTUDO

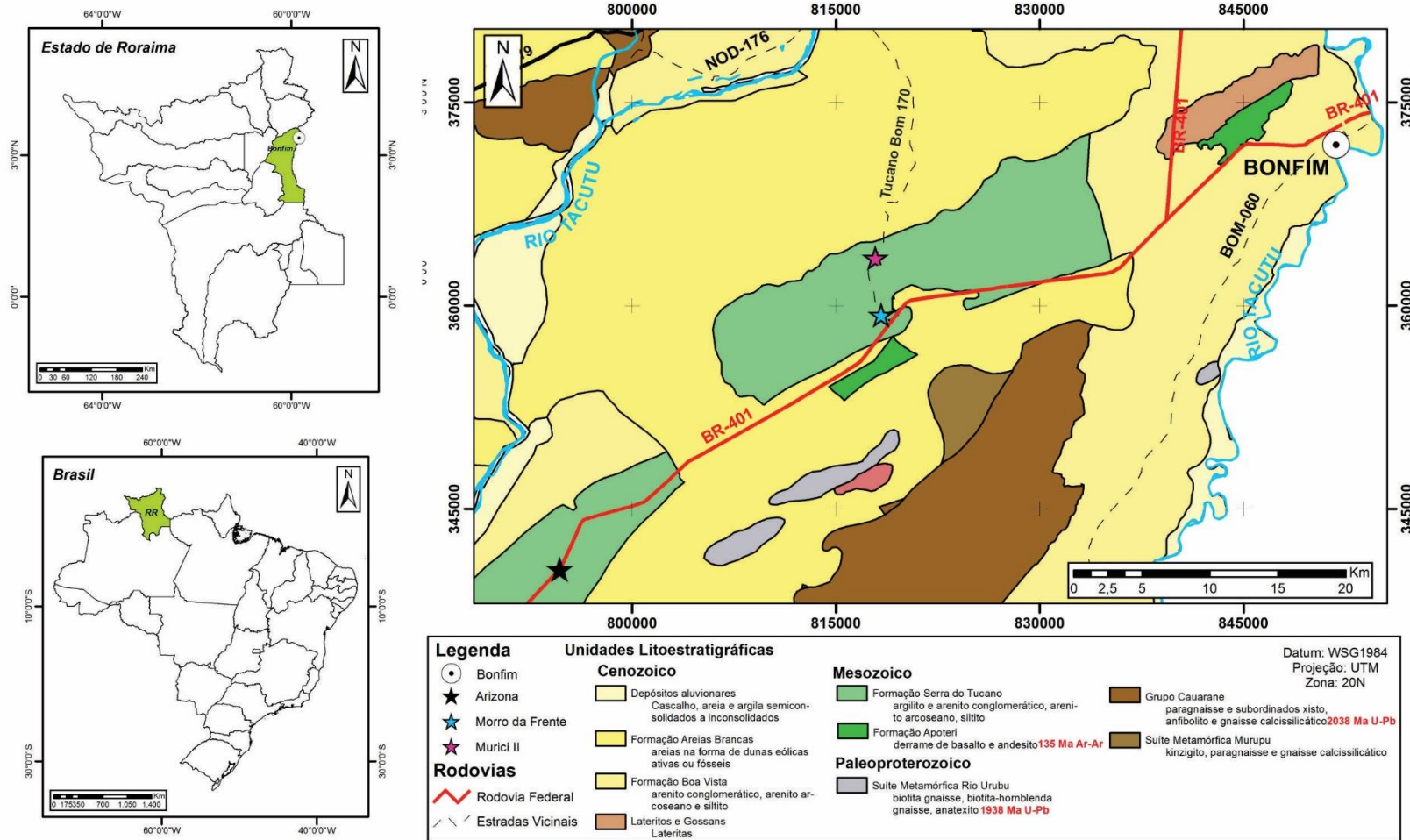
O acesso a área de estudo se faz pela BR-401, sentido Boa Vista – Bonfim. No km 52, na margem direita da rodovia está localizado o afloramento Arizona. No km 82, na margem esquerda da rodovia, a vicinal Tucano Bom 170 dá acesso aos afloramentos Morro da Frente e Murici II (Figura 8).

De acordo com a classificação climática de Köppen, a região apresenta classificação Aw, Tropical com chuvas de verão e temperaturas médias anuais de aproximadamente 26 °C, com período seco por cerca de 4 meses do ano, predominante no nordeste do Estado de Roraima (BARBOSA, 1997; MENDONÇA; DANNI-OLIVEIRA, 2007). Dentre as unidades morfoestruturais do Estado, a Bacia do Tacutu está inserida no Pediplano Rio Branco – Rio Negro e Planaltos Dissecados Norte da Amazônia (TAVARES JÚNIOR et al., 2013). As formas de relevo são representadas por sequências de morros e serras, com altitudes que variam entre 100 e 300 metros (BESERRA NETA; TAVARES JÚNIOR, 2008). A topografia da região é monótona, exceto pela Serra do Tucano, perfazendo um conjunto de morros suaves formados pela erosão diferencial de remanescentes arenosos da Formação Serra do Tucano (EIRAS; KINOSHITA, 1990).

Os solos da região são Latossolos Vermelhos Eutróficos nas áreas de savanas e ao longo dos afluentes próximos ao rio Tacutu ocorrem Gleissolos e Neossolos Quartzarênicos (EPE, 2010). O rio Tacutu, que se destaca na região, nasce na serra Acari na Guiana e tem como afluentes os rios Jacamim, Arraia e Urubu (ALVES, 2016). A vegetação na região é a savana do tipo estépica e de árvores isoladas com lagoas temporárias e igarapés ocupados por buritis (SILVA, 1997).

Quanto à geologia, a região é composta por unidades paleoproterozoicas (Suítes Metamórficas Murupu e Rio Urubu, e Grupo Cauarane), mesozoicas (Formações Apoteri e Formação Serra do Tucano), e cenozoicas (lateritos, Formações Boa Vista e Areias Brancas, e depósitos aluvionares) (BRASIL, 2004).

Figura 9 - Mapa geológico da área de estudo com a localização dos afloramentos Arizona, Morro da Frente e Murici II na Formação Serra do Tucano, Bacia do Tacutu.



Fonte: Adaptado de Brasil (2004).

3.2 MATERIAL

O material de estudo faz parte da coleção de Paleobotânica do Laboratório de Paleontologia da Amazônia – LaPA, do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Roraima (IGEO/UFRR), sob a sigla IGEO PB. No total, estão catalogadas 261 amostras da Formação Serra do Tucano, incluindo fragmentos de lenhos e caules, folhas, sementes e estruturas reprodutivas. Destas, 99 são provenientes do afloramento Murici II, 20 do afloramento Morro da Frente e 20 do afloramento Arizona, as quais são objeto de estudo desta pesquisa.

3.3 MÉTODOS

O desenvolvido desta pesquisa é composto por etapa campo e etapa laboratorial. A etapa campo consistiu no reconhecimento da área de estudo, coleta de material e preliminar descrição das características sedimentológicas. Na etapa laboratorial foi feita a catalogação das rochas que apresentavam fósseis, a preparação do material para as análises e a interpretação dos dados.

Para o contexto estratigráfico foram feitas descrições macroscópicas das rochas com a utilização do microscópio estereoscópio NOVA ZTX-E e análise textural dos sedimentos coletados após o processo de peneiramento de 100 g do material em jogo de peneiras de 250, 125, 63, 32 e 20 μ no Laboratório LaPA/UFRR. Nessa etapa de análises foi descrito a granulometria, grau de esfericidade, arredondamento e seleção dos grãos e composição mineralógica, conforme Pettijohn, Potter e Siever (1987) e Tucker (2001) (ANEXO A). Após isso, as rochas foram selecionadas para a confecção de lâminas petrográficas e análise de difração de raios-x (DRX). A análise petrográfica visou detalhar os tipos de minerais que ocorrem no arcabouço e na matriz da rocha, assim como, o tipo de contato entre grãos, tipo de empacotamento, matriz e/ou cimento e evento diagenético, segundo Boggs Jr. (2009), Morad, Ketzer e De Ros (2000) e Tucker (2001).

Para a elaboração das lâminas petrográficas foi necessária uma amostra de cada nível fossilífero e, dentro do possível, das demais fácies que compõem cada perfil estratigráfico elaborado, totalizando 13 lâminas petrográficas. A confecção dessas lâminas foi desenvolvida no Laboratório de Laminação e analisadas no Laboratório de Petrologia, ambos do IGEO/UFRR.

Para a análise de DRX, cerca de 30 g de amostra dos níveis fossilíferos foram pulverizadas utilizando o gral de ágata e pistilo, e em seguida, foram reservadas em tubos de

ensaio e enviadas ao Laboratório de Difração de Raios-X (DRX) da Geoanalítica da Universidade de São Paulo (USP). As análises de DRX foram feitas para amostra total. Com base na relação entre comprimento de onda, ângulo de incidência e espaçamento entre os planos dos átomos que causam a difração, foi obtida a composição mineralógica qualitativa da amostra, a qual é representada em forma de picos de comprimento de onda discreto, característicos do material atingido pela radiação, conforme Moore e Reynolds (1989).

Para a identificação taxonômica e tafonômica, o material contendo fragmentos vegetais foi selecionado para as fotografias macroscópicas nos laboratórios LaPA/UFRR e de Paleobotânica da Universidade Federação do Rio Grande do Sul (UFRGS) com a utilização do microscópio estereoscópio Leica S8 APO e máquina fotográfica digital. Em seguida, os fragmentos vegetais em melhor estado de preservação foram retirados da rocha com a utilização de formões (ferramentas de escultura) e preparados em *stubs* com fita dupla-face com posterior metalização em ouro para as fotomicrografias em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) com análise em Espectroscopia de Energia Dispersiva (EDS). As análises MEV/EDS foram realizadas nos Centros de Microscopia e Microanálise da UFRGS e da Pontifícia Universidade Católica do Rio Grande do Sul (PUCRS).

3.3.1 Etapa Campo

Foram realizadas cinco expedições de campo entre dezembro 2017 e janeiro de 2019 aos afloramentos Murici II, Morro da Frente e Arizona para a descrição das características sedimentológicas necessárias ao estudo do contexto estratigráfico da Formação Serra do Tucano. Sendo assim, foram elaborados quatro perfis estratigráficos com base na composição textural (tamanho e morfologia dos grãos, grau de seleção, maturidade textural, cor da rocha), composição mineralógica, estruturas sedimentares e evidências de alterações das rochas. Esses aspectos descritivos foram baseados no guia geológico de campo de Tucker (2014).

Além disso, foram coletadas amostras de rocha para o refinamento do estudo petrográfico em laboratório, rochas dos níveis fossilíferos e sedimentos das rochas alteradas para a análise textural; elaboração de croquis dos afloramentos; fotografias das estruturas e vista geral dos afloramentos para posterior confecção de fotomontagens com a delimitação das camadas.

3.3.2 Etapa Laboratorial

Nesta subseção serão apresentados os métodos utilizados para a caracterização geológica da área de estudo, assim como, para a identificação taxonômica e tafonômica dos fósseis.

3.3.2.1 Caracterização Geológica

O objetivo desta etapa laboratorial foi caracterizar faciológica, petrográfica e estratigraficamente os níveis associados as ocorrências fósseis da Formação Serra do Tucano. Para isso, a metodologia aplicada baseou-se na análise de fácies associada ao estudo petrográfico, EDS e DRX.

Segundo Tucker (2014), fácies pode ser definida por um conjunto particular de atributos sedimentares característicos (litologia, textura, estruturas sedimentares, conteúdo fossilífero, cor, geometria, entre outros), produzida por um ou vários processos dentro de um ambiente deposicional. Assim sendo, cada fácies representa um evento deposicional individual, e seu agrupamento em associações de fácies caracteriza um ambiente deposicional.

Dentre as técnicas de análise e interpretação dos depósitos fluviais, a classificação de fácies desenvolvida por Miall (1996), tem sido amplamente empregada. O autor propôs um sistema de código composto por letras para representar as fácies mais comuns que ocorrem nos depósitos fluviais, dando ênfase a granulometria dominante do material, as principais estruturas sedimentares presentes e uma breve interpretação do ambiente.

A utilização desse sistema de código segue a seguinte regra: a primeira letra, escrita em maiúsculo, representa a granulometria da rocha, onde: G = cascalho, S = areia e F = grãos finos (areia muito fina, silte ou argila); seguida por uma ou duas letras, escritas em minúsculo, referentes às estruturas sedimentares, conforme ilustra o anexo B. Deste modo, o reconhecimento das fácies resultou da identificação do tipo de rocha e seu ambiente deposicional por meio da descrição macro e microscópica das rochas e, a determinação da composição mineralógica dos argilominerais com a análise de DRX.

Com a integração dos dados obtidos nas análises de petrografia microscópica e difração de raios – x foi possível identificar os processos diagenéticos que ocorreram na área de estudo. Por fim, foram feitas as fotomontagens dos afloramentos com a disposição e delimitação das camadas, como também, das estruturas sedimentares em detalhe.

3.3.2.2. Identificação Taxonômica e Tafonômica

A identificação taxonômica e dos processos tafonômicos consistiram, primeiramente, na retirada de fragmentos da rocha para visualizar os espécimes fósseis por completo. Em seguida, com o auxílio do microscópio estereoscópio foi feita uma análise preliminar de todos os fragmentos vegetais, para ter uma visão geral dos tipos de fragmentos vegetais em cada nível fossilífero e uma identificação prévia do tipo de fossilização. A partir daí, foram feitos registros fotográficos macroscópicos dos espécimes com o auxílio do microscópio estereoscópio. Posteriormente, cada tipo de fragmento vegetal foi analisado da seguinte forma:

a) Fragmentos de folhas: primeiro foi elaborado um desenho esquemático em escala das feições morfológicas das folhas. Depois, com o auxílio do programa tpsDig2 versão 2.30 foi feita a mensuração do comprimento e largura das folhas/pínulas, ráquis e ráquila, assim como o ângulo de inserção das pinas/pínulas na ráquila/ráquis. Em seguida, foi feita a descrição morfológica da seguinte forma: i) fronde, pina e pínula: tipo de filotaxia, descrição da ráquis/ráquila, forma das folhas/pínulas, forma do ápice e base das folhas/pínulas e o tipo de margem das folhas/pínulas; ii) padrão da venação: venação central presente ou ausente, descrição da venação central, ordens de venação, número de bifurcações e terminação das venações. A descrição macroscópica baseou-se em Miller e Hickey (2008; 2010). Alguns fragmentos de folhas foram analisados no MEV/EDS para a identificação de estruturas anatômicas preservadas e determinar o grau e o tipo de fossilização.

b) Fragmentos de caules: esses fragmentos vegetais foram retirados da rocha e preparados para a análise em MEV/EDS, onde foi feita a mensuração, identificação de estruturas anatômicas preservadas e o tipo de preservação.

Para a identificação dos processos tafonômicos foram analisados o tipo de composição das assembleias, as características de transporte dos restos vegetais, a ocorrência de direção preferencial, tipo de fossilização e as condições do ambiente deposicional para cada nível fossilífero.

Após essa etapa, foi feita a identificação taxonômica dos fragmentos vegetais com base em chaves de identificação de Miller e Hickey (2008; 2010), além de comparação com trabalhos já realizados sobre a paleoflora cretácea, como, Batista et al. (2017), Bernardes-de-Oliveira et al. (2014), Harris (1979), Lemoigne (1984), Nagalingum e Cantrill (2015). Por fim, foram confeccionadas *plates* para cada grupo identificado.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Nesta seção serão apresentados os resultados e discussão de acordo com a ordem dos objetivos específicos, sendo, portanto, subdividida em: caracterização geológica, identificação taxonômica, processos tafonômicos e contexto paleoambiental.

4.1 CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA

Estudos de caráter geológico realizados na Formação Serra do Tucano pelo grupo de pesquisa do LaPA possibilitaram o registro de fósseis vegetais nos afloramentos Murici II e Morro da Frente. Durante as expedições de campo na área de estudo foi identificado que o afloramento Arizona também apresenta fósseis vegetais. Sendo assim, o referido afloramento foi incluído nesta pesquisa. No geral, os afloramentos ocorrem em forma de corte de estrada, em meio a uma vegetação típica de savana. Apresentam processo de alteração intempérica, como a formação de argilominerais e padrão mosqueado observados em algumas camadas. O topo dos afloramentos é marcado por um nível conglomerático com características de retrabalhamento.

a) Murici II – Perfil 1

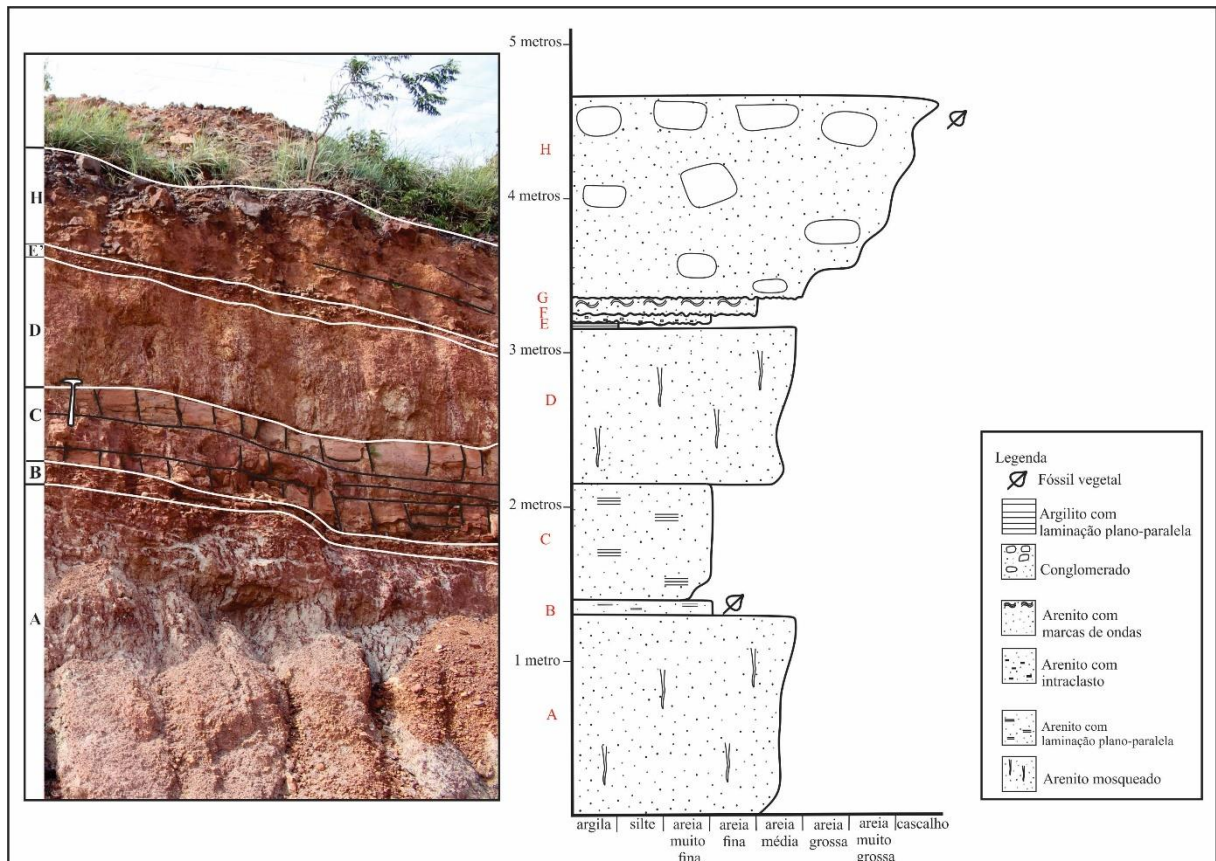
O perfil 1 é constituído por 8 camadas, sendo a camada (A) a base e a camada (H) o topo, totalizando 4,65 m de espessura. A camada (A) com 1,30 m de espessura, apresenta uma coloração amarela clara com porções vermelhas esbranquiçadas devido a alteração intempérica. Possui granulometria areia fina a média, com grãos angulosos a subangulosos, baixa esfericidade e pobremente selecionados. Dentre os minerais identificados, predomina os grãos de quartzo, seguido por muscovita e hematita. Esta camada apresenta intenso processo de alteração com a formação de argilominerais e padrão mosqueado, tornando-a friável. Seu contato superior é gradual com granodecrescência para o topo (Figura 10).

A camada (B) tem 0,10 m de espessura e coloração marrom acobreada. Apresenta uma granulometria de areia muito fina, composta por grãos de quartzo, muscovita, hematita e goethita, angulosos a subangulosos, baixa esfericidade e seleção moderada. A camada contém um aspecto tabular, laminada, com fragmentos de restos vegetais (folhas, caules, sementes e estruturas reprodutivas) formando níveis milimétricos. Essa camada contém o *nível fóssilífero I*. O contato superior é plano (Figura 10).

A camada (C) possui 0,75 m de espessura e coloração marrom amarelada. Apresenta granulometria de silte grosso a areia muito fina, constituída por grãos de quartzo e feldspato alcalino alterado, angulosos a subangulosos e seleção moderada. A camada apresenta uma

forma tabular e laminações plano-paralelas com evidência de fraturas ocasionada pelo soerguimento do pacote sedimentar. Essa atividade tectônica resultou no padrão em blocos da camada e contribuiu no processo de alteração da rocha em argilominerais. O contato superior é gradual com granocrescência para o topo (Figura 10).

Figura 10 – Afloramento Murici II mostrando a disposição das camadas (lado esquerdo) e o perfil 1 (lado direito). A camada E' representa as camadas E, F e G do perfil. Escala: 28 cm.



A camada (D) apresenta 1,0 m de espessura e coloração vermelha esbranquiçada. Esta camada encontra-se inconsolidada, devido ao intenso processo alteração, e, por apresentar aspecto textural semelhante à camada (A), foi coletado 100 g de sedimento de cada camada para comparação das características sedimentares. Com isso, observou-se uma granulometria areia fina a média, com grãos de quartzo angulosos a subangulosos, semelhante a descrição da camada (A). O contato superior é abrupto (Figura 10).

A camada (E) tem 0,5 m de espessura e coloração vermelha escura. É composta por grãos finos, tamanho argila, com estrutura de laminações plano-paralelas deformadas pela sobrecarga da camada sobrejacente e contato superior erosivo (Figura 10).

A camada (F) possui 0,10 m de espessura e coloração cinza. Apresenta granulometria de areia muito fina com intraclastos da camada subjacente. É composta predominantemente por grãos de quartzo, angulosos a subangulosos, com seleção moderada, estrutura maciça e contato superior erosivo (Figura 10).

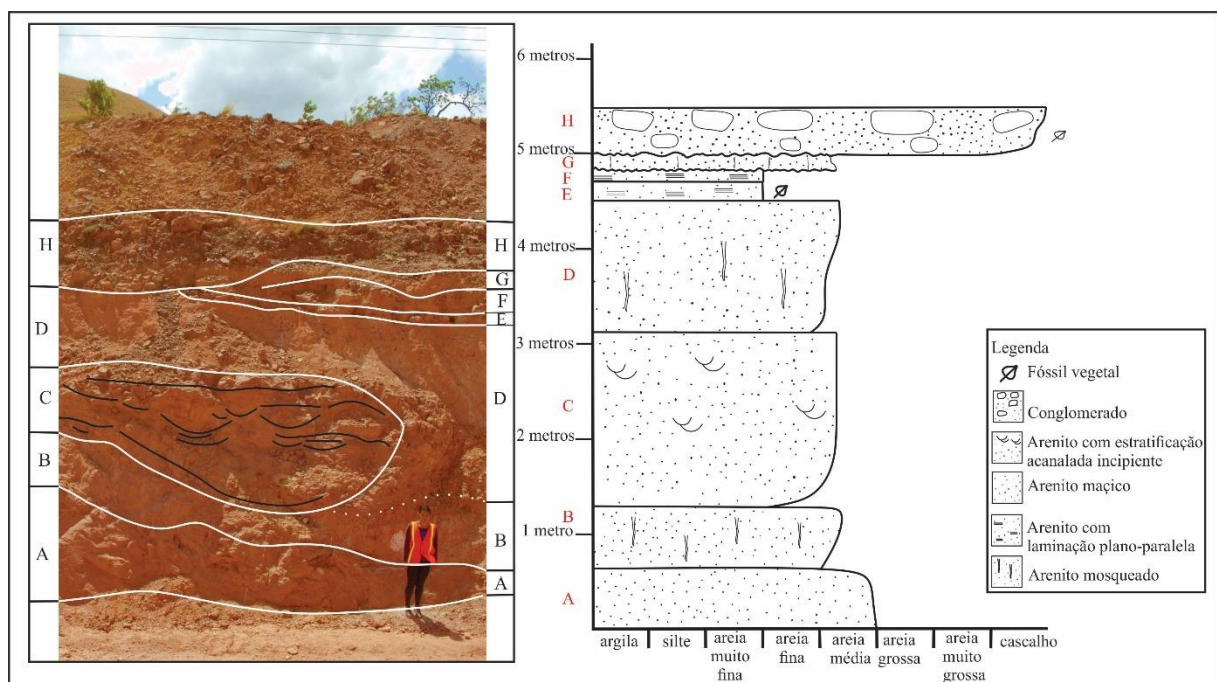
A camada (G) com, 0,5 m de espessura e coloração amarela clara, apresenta granulometria areia fina, com grãos de quartzo, feldspato alcalino alterado e goethita com aspecto anguloso a subanguloso e moderadamente selecionado. A camada apresenta laminação de marcas onduladas e contato superior erosivo (Figura 10).

A camada (H) tem 1,30 m de espessura e coloração amarela avermelhada. Representa um nível conglomerático, inconsolidado, com gradação inversa e fragmentos de rochas retrabalhadas, inclusive do *nível fossilífero I* (Figura 10).

b) Murici II – Perfil 2

O perfil 2 também é composto por 8 camadas, apresentando 5,52 m de espessura. A camada (A) tem 0,62 m de espessura e coloração vermelha amarelada. Apresenta uma granulometria areia fina a média, com grãos de quartzo angulosos a subangulosos e pobremente selecionado. Observou-se uma orientação dos grãos e uma gradação normal na camada, ou seja, areia grossa na base e areia média no topo. A camada apresenta uma geometria lenticular e seu contato superior é truncado pela camada sobrejacente (Figura 11).

Figura 11 - Afloramento Murici II mostrando a disposição das camadas (à esquerda) e o perfil 2 (à direita). Escala: 170 cm.



A camada (B) tem 0,70 m de espessura e coloração branca. Esta camada encontra-se inconsolidada, com padrão mosqueado e, com base na análise textural do material coletado, apresenta granulometria areia fina a média com grãos angulosos a subangulosos, pobremente selecionados (Figura 11).

A camada (C) tem 1,80 m de espessura e coloração amarela clara. Possui uma granulometria areia fina, com grãos de quartzo, feldspato alcalino alterado e muscovita com aspecto anguloso a subanguloso, moderadamente selecionado e orientação dos grãos. A camada exibe uma base côncava para cima e topo reto com estrutura de estratificação acanalada incipiente. Seu contato superior é reto (Figura 11).

A camada (D) tem 1,4 m de espessura e coloração amarela clara com porções vermelhas esbranquiçadas. Esta camada apresenta características texturais semelhantes a camada (A) do perfil 1, configurando assim, uma extensão lateral da mesma. Seu contato é gradual com granodecrescência para o topo (Figura 11).

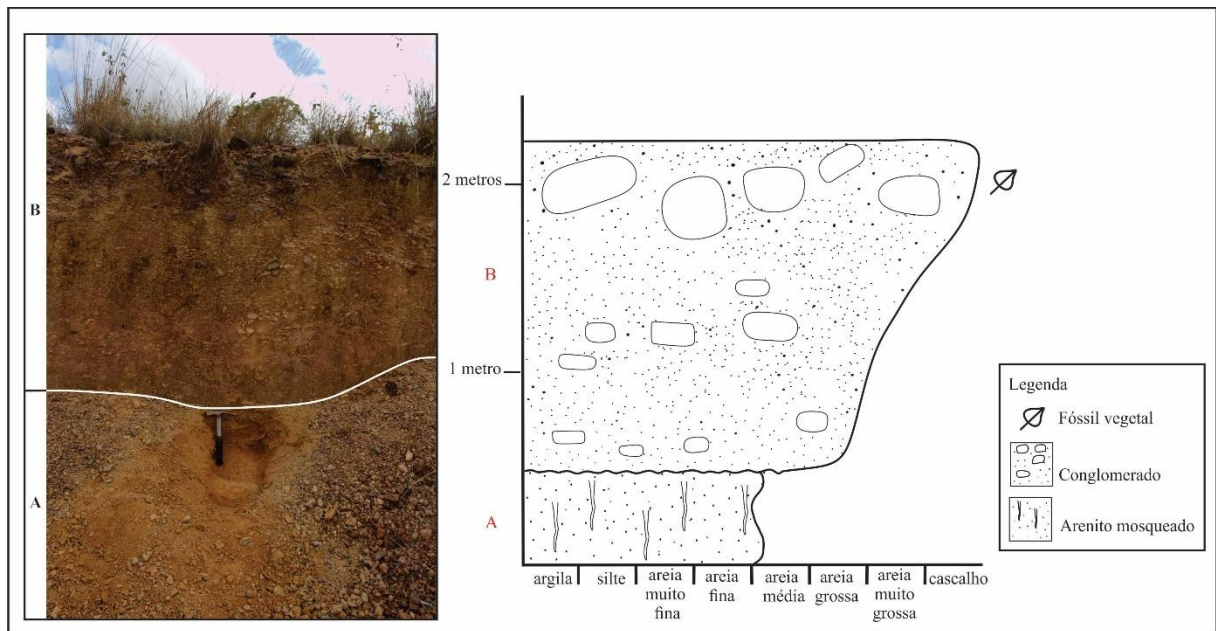
A camada (E) tem 0,20 m de espessura e coloração marrom acobreada. Esta camada é a continuação lateral do *nível fossilífero I*. Apresenta um contato gradual, granocrescente para o topo (Figura 11).

A camada (F) tem 0,15 m de espessura e representa a continuação lateral da camada (C) do perfil 1. O contato superior é irregular. A camada (G) tem 0,15 m de espessura e representa a camada (D) do perfil 1, com um contato superior erosivo. A camada (H) tem 0,35 m de espessura, representando o nível conglomerático no topo do afloramento (Figura 11).

c) Morro da Frente – Perfil 3

O perfil 3 é composto por duas camadas, totalizando em 2,20 m de espessura. A camada (A) possui 0,5 m de espessura e coloração marrom avermelhada. Como esta camada encontra-se inconsolidada, foi feita a análise textural e mineralógica após o peneiramento de 100 g de sedimentos. Com isso, observou-se que os grãos são angulosos a subangulosos, apresentando granulometria areia fina a média, semelhante ao sedimento coletado da camada (A) do perfil 1. O contato superior é erosivo (Figuras 11). A camada (B) tem, 1,7 m de espessura. Representa o nível conglomerático inconsolidado que ocorre no topo dos demais afloramentos estudados (Figura 12).

Figura 12 – Afloramento Morro da Frente mostrando o contato (linha branca) entre as camadas (à esquerda) e o perfil 3 (à direita). Escala: 28 cm.



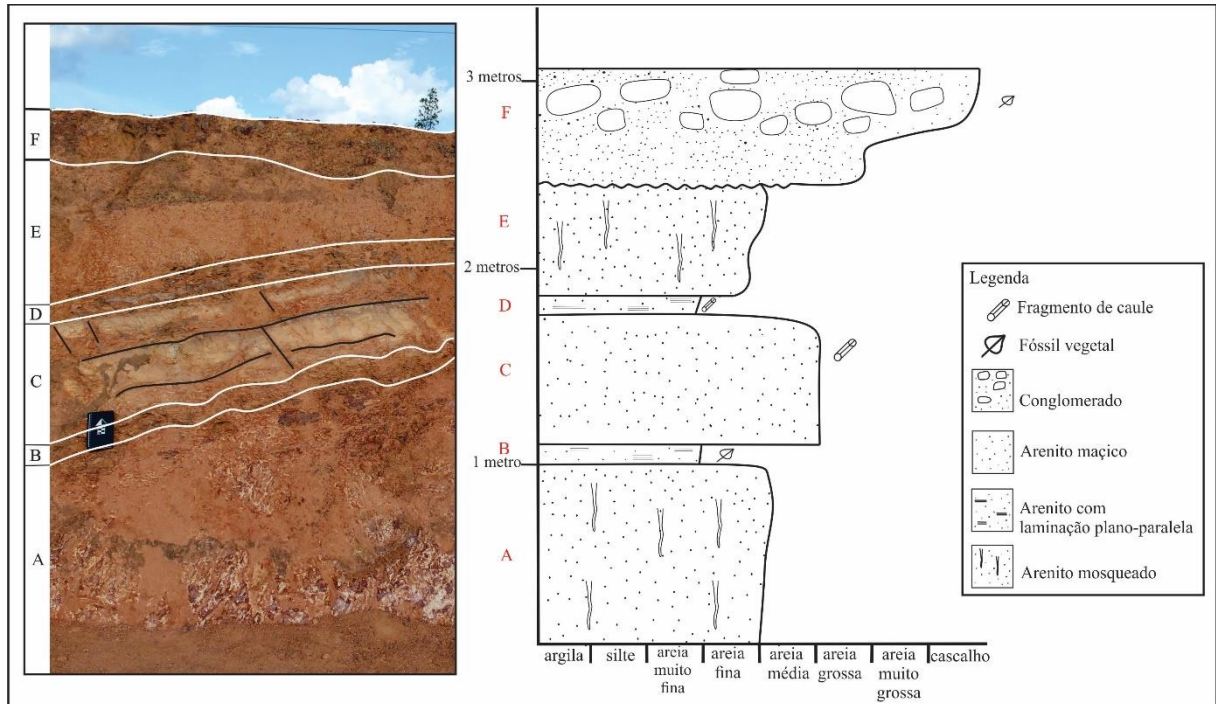
d) Arizona – Perfil 4

O perfil 4 apresenta 3,10 m de espessura. É composto por 6 camadas, sendo três delas fossilíferas. A camada (A) tem 1,0 m de espessura e coloração amarela creme. Composta por uma granulometria areia fina a média, constituída basicamente por grãos de quartzo angulosos a subangulosos, pobremente selecionados. Esta camada apresenta-se bastante alterada, com a formação de argilominerais e padrão mosqueado. Seu contato superior é gradual, granodecrescente para o topo (Figura 13).

A camada (B) tem, 0,10 m de espessura e coloração amarela avermelhada. Apresenta uma granulometria de areia muito fina, com grãos de quartzo subangulosos, moderadamente selecionados. É composta por fragmentos vegetais preservados de forma dispersa na camada, como o observado no *nível fossilífero I* do afloramento Murici II. A camada exibe uma estrutura de laminação plano-paralela, sendo que, na porção superior da camada, essa laminação apresenta um padrão ondulante, possivelmente causado pelo transporte de clasto por processo de rolamento. Seu contato superior é gradual, granocrescente para o topo (Figura 13).

A camada (C) apresenta 0,70 m de espessura e coloração cinza roxeada. Consiste em uma granulometria areia média, composta por grãos de quartzo, angulosos a subangulosos e pobremente selecionados. Apresenta uma estrutura maciça e há a ocorrência de fragmentos de caules dispersos na camada, sendo, portanto, o *nível fossilífero II*. Seu contato superior é gradual, granodecrescente para o topo (Figura 13).

Figura 13 – Afloramento Arizona mostrando a disposição das camadas (à esquerda) e o perfil 4 (à direita). Camada B é nível fossilífero I, a camada C o nível fossilífero II e a D é o nível fossilífero III. Escalas: 20 cm.



A camada (D), com 0,10 m de espessura e coloração amarela avermelhada, é composta por uma granulometria areia muito fina, com grãos de quartzo subangulosos, moderadamente selecionados. Apresenta laminação plano-paralela incipiente e fragmentos de caules dispersos na camada, constituindo o *nível fossilífero III*. Seu contato superior é gradual, granocrescente para o topo (Figura 13).

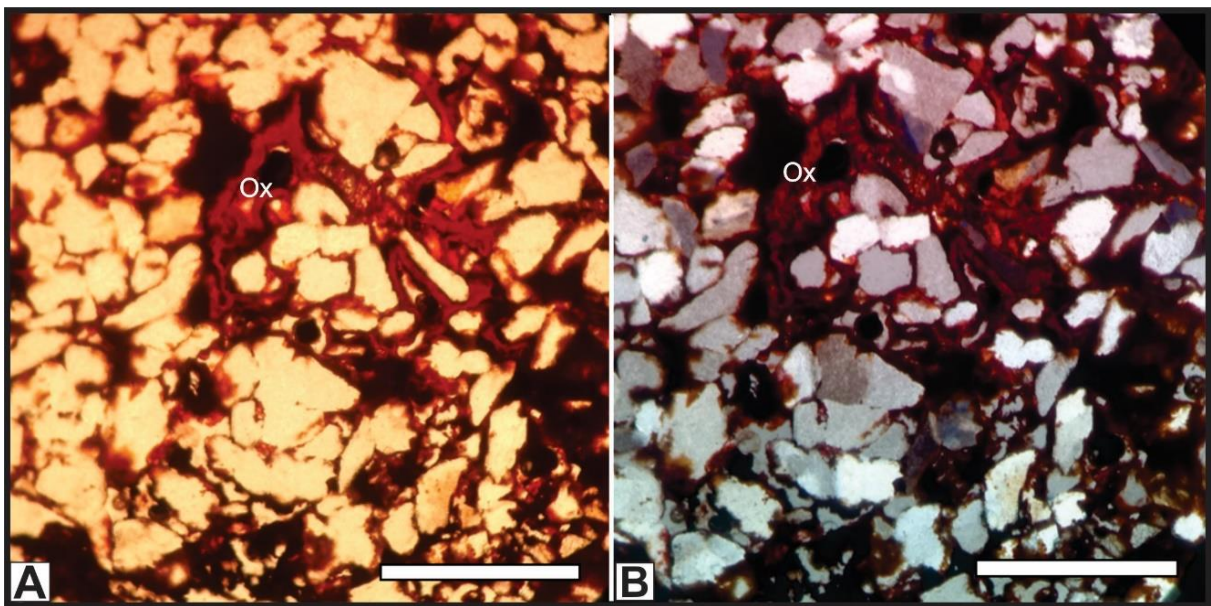
A camada (E) tem 0,6 m de espessura e coloração amarela mosqueada. Esta camada apresenta características texturais semelhantes a camada (A) desse perfil. O contato superior é erosivo. A camada (F) tem 0,6 m de espessura e representa o nível conglomerático retrabalhado (Figura 13).

4.1.1 Análises Petrográfica e de Difração de Raios-X

Com base na petrografia macroscópica, a área de estudo é composta predominantemente por rochas de granulometria areia, variando de muito fina a média. No geral, as rochas possuem grãos angulosos a subangulosos de baixa esfericidade, moderadamente a pobremente selecionados, sendo compostas predominantemente por quartzo e muscovita e, de forma subordinada, por hematita, goethita e feldspatos alcalinos alterados para argilominerais.

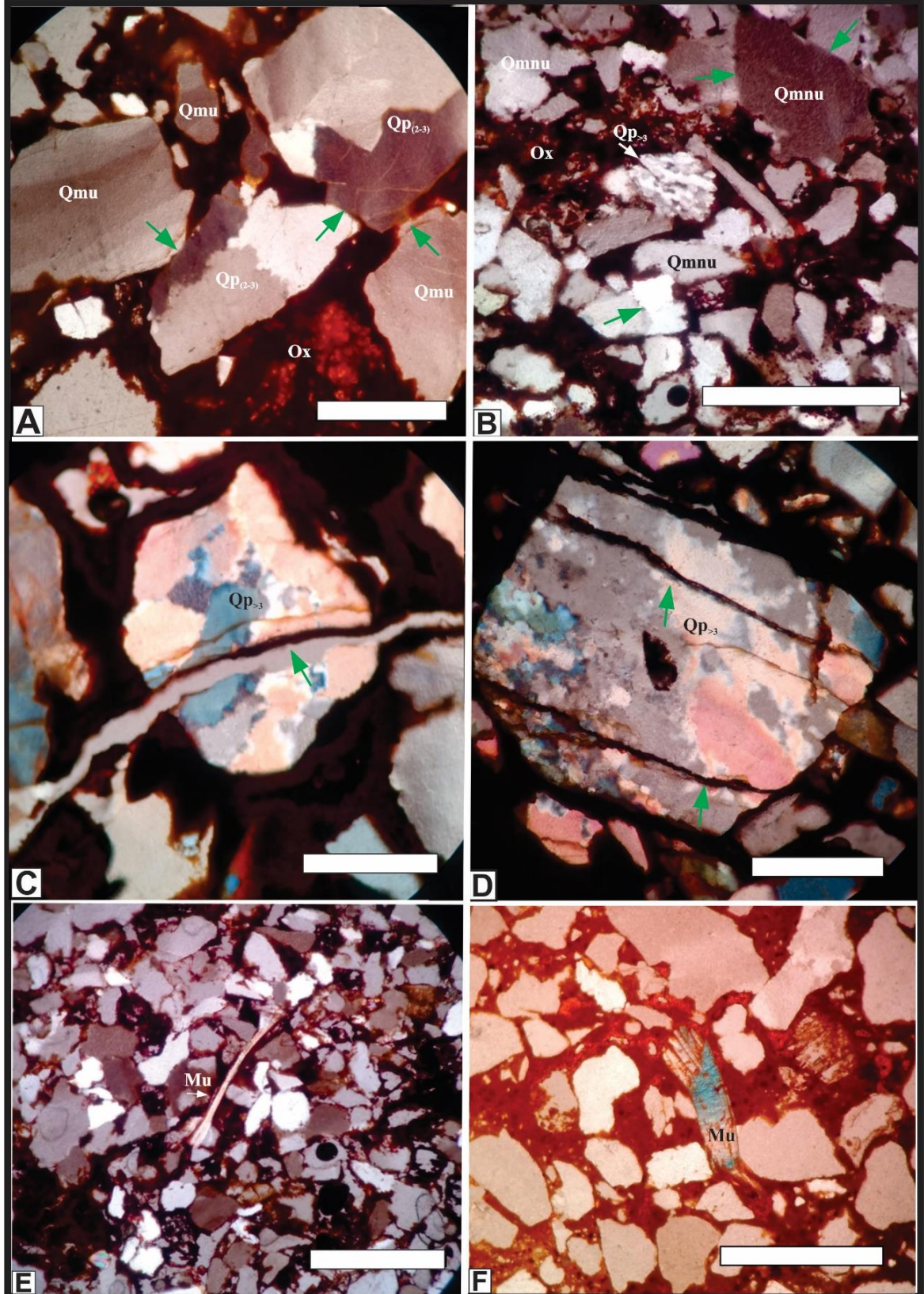
A petrografia microscópica confirmou que as rochas são compostas por grãos angulosos a subangulosos, de baixa esfericidade e moderadamente a pobremente selecionados. Em relação ao conteúdo mineralógico, o arcabouço é constituído por quartzo (mais de 95%), muscovita e minerais pesados (zircão e turmalina), enquanto que a matriz é composta por quartzo. Quanto ao tipo de contato entre os grãos, o contato grão-matriz predominou, seguido do contato reto e, raramente o contato pontual. Devido a essas características dos contatos, as rochas apresentam um empacotamento frouxo. Vale ressaltar que a matriz ocorre preenchida por precipitação de óxido/hidróxido de ferro, caracterizado pela cor vermelha escura (Figura 14).

Figura 14 – Fotomicrografia ilustrando grãos de quartzo angulosos, de baixa esfericidade e moderadamente selecionados, com matriz preenchida por óxido/hidróxido de ferro (Ox) em vermelho. A) Fotomicrografia em luz natural. B) Fotomicrografia em luz polarizada. Lente de aumento: 10x. Escalas: 5mm.



Em todas as lâminas estudadas, identificou-se que ocorrem mais grãos de quartzos monocristalinos que os policristalinos. Dentre os quartzos monocristalinos, há um predomínio daqueles com extinção ondulante (Qmu) em relação aos de extinção não ondulante (Qmnu). Os quartzos policristalinos compostos por mais de três cristais ($Q_{p>3}$) predominam em relação aos policristalinos de até três cristais (Q_{p2-3}), apresentando contatos irregulares e suturados e, às vezes, fraturados (Figuras 15A-D). Os grãos de muscovita ocorrem estirados entre os grãos de quartzo e/ou envolta ao processo de precipitação de ferro (Figuras 15E-F). Os grãos de feldspato alcalino alterados observados na petrografia macroscópica não foram identificados na análise microscópica.

Figura 15 – Fotomicrografia. A) Quartzos monocristalino ondulante (Qmu) e policristalino com até três cristais (Qp₍₂₋₃₎) com contato do tipo grão-matriz preenchido por óxido/hidróxido de ferro (Ox) e contato pontual (setas verdes); B) Grãos de quartzo monocristalino não ondulante (Qmnu) com contato reto (setas verdes), e no centro da imagem, quartzo policristalino com mais de três cristais (Qp_{>3}, seta branca); C) e D) Quartzos policristalinos com mais de três cristais (Qp_{>3}) fraturados (setas verdes); E) Muscovita (Mu) entre grãos de quartzo; F) Muscovita (Mu) em meio ao processo de óxido de ferro. Lente de aumento: 10x. Escalas: 5 mm.



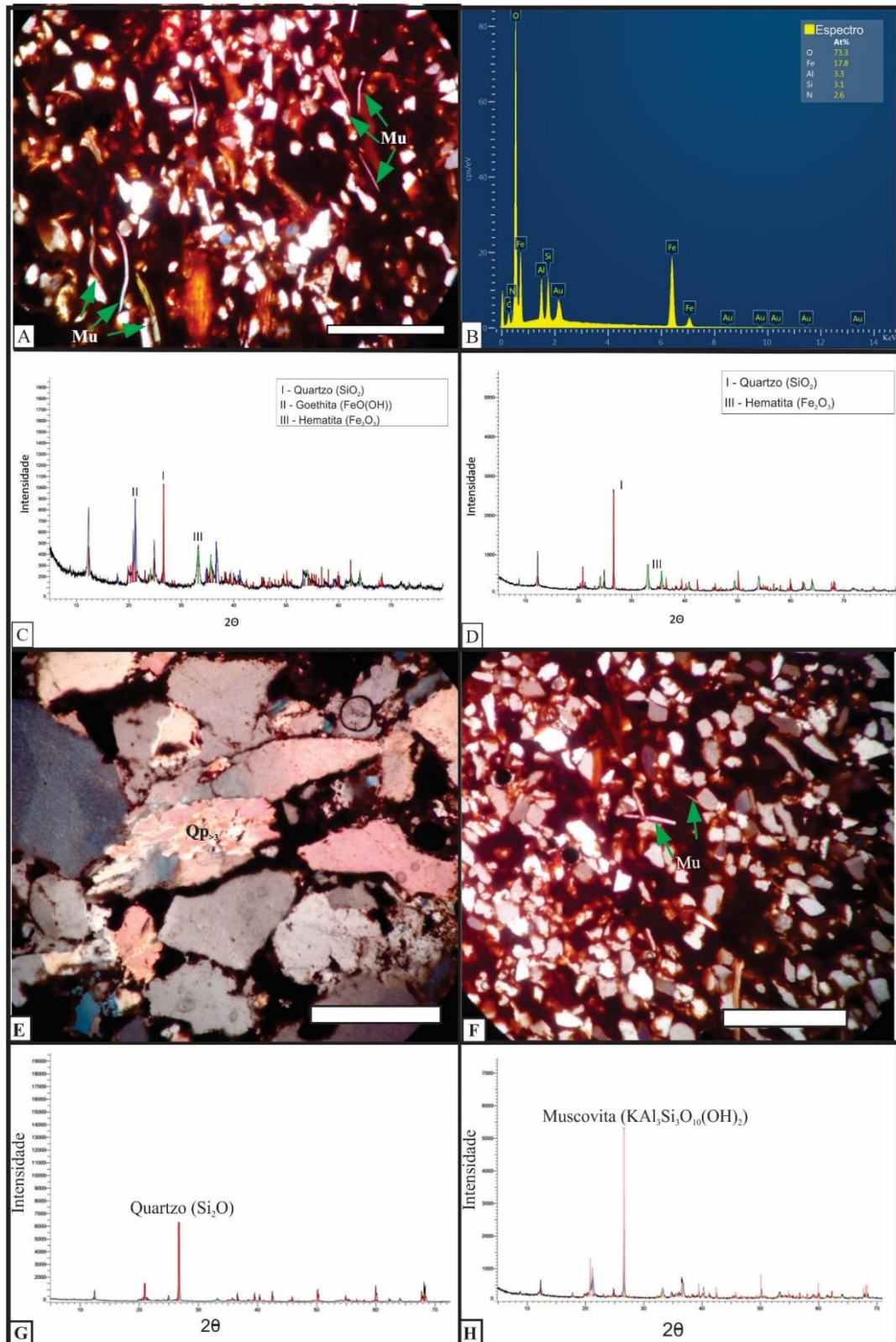
O *nível fossilífero I* registrado nos perfis 1, 2 e 4 apresenta uma composição mineralógica composta por quartzo e muscovita orientada, com um empacotamento matriz-suportado e intensa precipitação de óxido/hidróxido de ferro (Figura 16A). No perfil 3, fragmentos de rochas do *nível fossilífero I* foram observados no conglomerado retrabalhado. Devido ao intenso processo de precipitação/oxidação de ferro não foi possível identificar os minerais na petrografia microscópica. Esse processo de alteração também foi observado nas análises EDS das amostras do afloramento Murici II, as quais mostraram que o material é composto predominantemente por oxigênio e ferro (Figura 16B). As análises de DRX mostraram picos característicos dos minerais quartzo, goethita, hematita, muscovita e caulinita, sendo que os afloramentos Murici II e Arizona apresentam picos de quartzo e goethita mais elevados, enquanto que o afloramento Morro da Frente tem picos mais intensos de quartzo e hematita (Figuras 16C-D).

Os *níveis fossilíferos II e III* foram registrados apenas no perfil 4. O *nível II* apresenta uma granulometria areia média, estrutura maciça, com um empacotamento frouxo, ou seja, predomínio de contato grão-matriz, além do processo de precipitação de ferro (Figura 16E). O *nível III* apresenta textura, composição mineralógica e análise petrográfica semelhantes ao observado no nível fossilífero I, ou seja, grãos de quartzo e muscovita orientados em meio a uma matriz oxidada por ferro (Figura 16F). Nas análises de DRX, o *nível II* apresenta picos moderados de quartzo, enquanto que o *nível III* contém moderados picos de muscovita (Figuras 16G-H).

O estudo petrográfico mostrou que apesar das rochas apresentem maturidade composicional (formadas por minerais mais estáveis), texturalmente são classificadas como rochas imaturas (grãos angulosos a subangulosos, de baixa esfericidade e moderadamente a pobremente selecionados), e que, de acordo com o diagrama triangular de Folk (1974), rochas areníticas compostas por mais de 95% de quartzo, são denominadas de quartzarenito. Outra característica importante é quanto a presença de óxido e hidróxido de ferro. A petrografia mostrou que esse processo de precipitação que preenche todo o espaço grão-matriz da rocha, contudo, não ocorrem entre os contatos grão-grão.

Em relação as análises de DRX, observou-se a presença do argilomineral caulinita. A ocorrência desse argilomineral pode estar associada a alteração química dos grãos de feldspatos, por isso, os mesmos não foram identificados na petrografia microscópica, pois, encontram-se totalmente alterados. Esses dados contribuem para uma interpretação de que as rochas foram depositadas próximo à área-fonte. Sendo assim, a maturidade composicional pode ser um reflexo dos processos diagenéticos que ocorreram no ambiente deposicional e pós-deposicional.

Figura 16 – *Nível fossilífero I*. A-B) Afloramento Murici II; A) Fotomicrografia com grãos de muscovita (setas verdes) orientados; B) Análise de EDS mostrando alta concentração dos elementos oxigênio (O) e ferro (Fe). C) Difratoograma referente ao afloramento Murici II. D) DRX do afloramento Morro da Frente; E-H) Afloramento Arizona; E) *Nível fossilífero II*: quartzo policristalino com mais de três cristais ($Qp_{>3}$) em meio aos quartzos monocristalinos; F) *Nível fossilífero III*: muscovita (setas verdes) no arcabouço da rocha; G) e H) Difratograma mostrando os principais minerais que compõem os *níveis II* e *III*, respectivamente. Lente de aumento: 10x. Escala: 5 mm.



Segundo Morad, Ketzer e De Ros (2000), os processos diagenéticos podem ser divididos em regimes eodiagenético, mesodiagenético e telodiagenético.

O regime eodiagenético corresponde ao ambiente deposicional. No ambiente continental prevalece condições oxidantes que podem ocasionar dissolução parcial ou total de minerais pesados instáveis, feldspato e fragmentos de rochas (BOGGS Jr., 2009), assim como, intenso intemperismo químico pode lixiviar os grãos menos resistentes, contribuindo para a concentração dos grãos com maior estabilidade química (TUCKER, 2001). Além disso, a ausência de óxido e hidróxido de ferro nos espaços intergranulares da rocha indica que o ferro estava presente no ambiente deposicional, possivelmente por meio da dissolução de minerais silicatos, como hornblenda, augita, olivina, biotita e magnetita (TUCKER, 2001). Sendo assim, esses processos podem ter ocorrido durante o regime eodiagenético, resultando na concentração de quartzo, ausência/alteração de feldspatos e ausência de fragmentos de rochas, como descrito no estudo petrográfico.

O regime mesodiagenético corresponde ao ambiente de soterramento, o qual é influenciado pela temperatura, pressão e composição da água intersticial (MORAD; KETZER; DE ROS, 2000). O processo de compactação mecânica ocasiona o rearranjo dos minerais e, conseqüentemente, perda da porosidade da rocha (BOGGS Jr., 2009). O predomínio do empacotamento frouxo e o padrão dos grãos de muscovitas sugerem que as rochas não foram submetidas a grandes profundidades.

O regime telodiagenético se instala com a elevação e exposição do pacote sedimentar em um ambiente de baixa pressão e temperatura, geralmente oxidante e com água meteórica (BOGGS Jr., 2009). Dentre os processos observados para esse ambiente, identificou-se: processo de oxidação evidenciado pela cor vermelha das rochas e alteração do feldspato para o argilomineral caulinita devido ao processo de intemperismo e lixiviação.

4.1.2 Identificação das Fácies

A partir das análises petrográficas, das estruturas sedimentares e das ocorrências de fósseis vegetais identificadas nos afloramentos estudados, foram identificadas as fácies que ocorrem em cada perfil, conforme a classificação de Miall (1996). Em seguida foram feitas as fotomontagens de cada afloramento com as delimitações e disposição das camadas para uma preliminar interpretação do ambiente deposicional.

Com base na granulometria e estruturas sedimentares foram obtidos dois tipos de litotipos – arenito e argilito, os quais foram individualizados em 10 fácies (Quadro 4, Figura

17). Os arenitos finos a médios correspondem a 45% do total da sucessão sedimentar, exibindo grãos angulosos a subangulosos, pobremente selecionados. Apresentam estrutura maciça com padrão mosqueado (fácies *Smm*) e gradação normal (fácies *Sn*). Os arenitos muito finos representam 35%, sendo compostos por grãos angulosos a subangulosos, moderadamente selecionados. Apresentam estruturas de laminação plano-paralela com fragmentos vegetais (fácies *Shf₁*), laminação plano-paralela (fácies *Sh*), laminação plano-paralela com fragmentos de caules (fácies *Shf₂*) e maciça com intraclastos pelíticos (fácies *Smi*).

Os arenitos finos correspondem a 10% das litofácies, sendo compostos por grãos angulosos a subangulosos, moderadamente selecionados. As estruturas são de laminação de marca ondulada (fácies *Sr*) e acanalada incipiente (fácies *St*). O arenito médio corresponde a 5%, composto por grãos angulosos a subangulosos, pobremente selecionados e estrutura maciça com fragmentos de caules (fácies *Smf*). O argilito também representa 5%, apresentando estrutura de laminação plano-paralela deformada pela camada sobrejacente (fácies *Fl*). As fácies identificadas indicam que predominou um ambiente de sedimentação rápida intercalado a regime de fluxo superior e que, de forma esporádica, ocorreu a diminuição da energia do fluxo, ocasionando a deposição de partículas em suspensão e instalação de regime de fluxo inferior e fluxo unidirecional (MIALL, 1996).

Em relação as fácies fossilíferas, constatou-se que as mesmas representam momentos deposicionais distintos. A fácies *Shf₁*, constituída pelo *nível fossilífero I*, corresponde a deposição subaquática em fluxo de alta velocidade em regime superior, ou seja, deposição resultante de inundação com alta energia. Esse processo possibilitou a formação da laminações plano-paralelas e de vários níveis fossilíferos milimétricos.

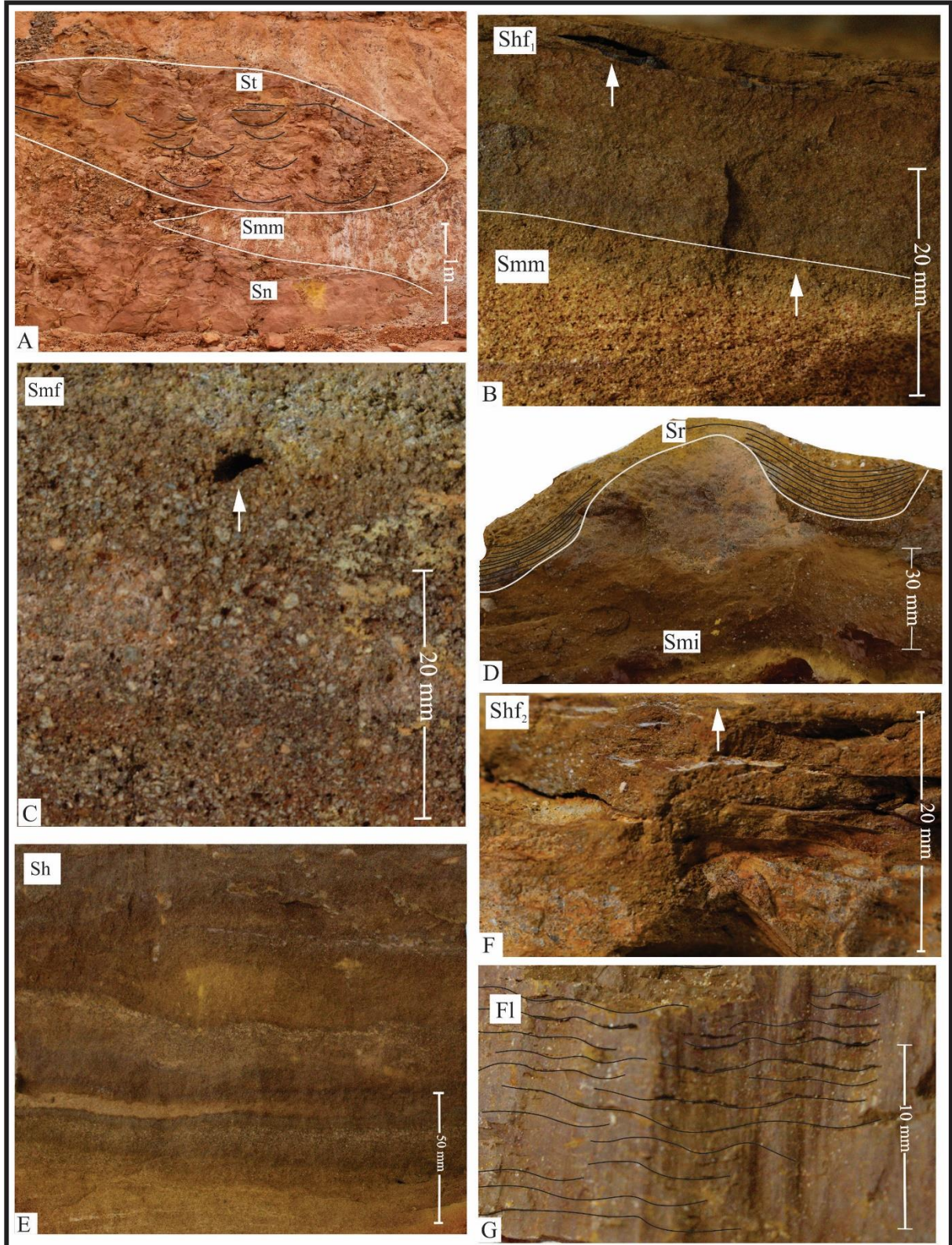
A fácies *Smf*, composta pelo *nível fossilífero II*, apresenta características de um ambiente de rápida sedimentação, podendo representar uma feição de corrente turbidítica ou de fluxo de grãos, resultando em uma camada com estrutura maciça. Esse ambiente de rápida deposição de sedimentos pode ter influenciado na concentração e no tipo de fósil vegetal, pois o nível é composto por baixa concentração de fragmentos de caules. A fácies *Shf₂*, constituída pelo *nível fossilífero III*, também apresenta somente fragmentos de caules. No entanto, os fragmentos são maiores e a camada é formada por laminação plano-paralela, mostrando que havia um regime de fluxo e energia semelhantes ao observado na fácies *Shf₁*.

Quadro 4 - Fácies identificadas nos afloramentos Murici II, Morro da Frente e Arizona utilizando a metodologia de Miall (1996).

Código	Fácies	Descrição	Interpretação
<i>Smm</i>	Arenito maciço com padrão mosqueado	Areia fina a média, pobremente selecionada	Produto de sedimentação muito rápida, fluxo de detritos
<i>Smf</i>	Arenito maciço com fósseis vegetais (<i>nível fossilífero II</i>)	Areia média, pobremente selecionada	Produto de sedimentação muito rápida, fluxo de detritos
<i>Smi</i>	Arenito maciço com intraclastos	Areia muito fina, moderadamente selecionada	Depósito de fluxo aquoso de regime superior sob lamito pouco consolidado
<i>Sh</i>	Arenito com laminação plano-paralela	Areia muito fina, moderadamente selecionada	Processo de tração por corrente de fundo em leito plano sob regime superior
<i>Shf₁</i>	Arenito com laminação plano-paralela e fósseis vegetais (<i>nível fossilífero I</i>)	Areia muito fina, matriz-suportado, moderadamente selecionada	Processo de tração por corrente de fundo em leito plano sob regime superior
<i>Shf₂</i>	Arenito com laminação plano-paralela e fósseis vegetais (<i>nível fossilífero III</i>)	Areia muito fina, moderadamente selecionada	Processo de tração por corrente de fundo em leito plano sob regime superior
<i>Sr</i>	Arenito com laminação de marca de ondas	Areia fina, moderadamente selecionada	Depósito de fluxo unidirecional, regime inferior
<i>Sn</i>	Arenito com gradação normal	Areia fina a média, pobremente selecionada	Deposição a partir da diminuição dos fluxos; depósitos de corrente turbidítica e de tempestade
<i>St</i>	Arenito com estratificação acanalada incipiente	Areia fina, moderadamente selecionada	Migração subaquosa de leito sinuoso, regime de fluxo inferior
<i>Fl</i>	Argilito com laminação plano-paralela	argila	Deposição a partir da suspensão ou de corrente turbidítica de baixa densidade

Fonte: Adaptado de Miall (1996).

Figura 17 – Fotos das fácies identificadas. A) Foto de campo mostrando os contatos entre as fácies *Sn*, *Smm* e *St*. B) Rocha com o contato gradual (linha branca) entre as fácies *Smm* e *Shf₁*. A fácies *Shf₁* com fragmento vegetal no topo (seta branca). C) Arenito maciço com fósseis (seta branca), fácies *Smf*. D) Arenito com intraclasto da fácies *Smi* em contato erosivo (linha branca) com o arenito com marcas de ondas (linhas pretas) da fácies *Sr*. E) Arenito com laminações plano-paralelas, fácies *Sh*. F) Arenito com laminações plano-paralelas, fácies *Sh*. F) Arenito com laminações e fragmento de caule no topo (seta branca) da fácies *Shf₂*. G) Argilito com laminações plano-paralelas deformadas, fácies *Fl*.



O nível conglomerático identificado no topo dos afloramentos é composto por fragmentos de rochas com fósseis vegetais. Com as análises, observou-se que essas rochas correspondem ao *nível fossilífero I*, pois apresentam as mesmas características petrográficas e tipos de fragmentos vegetais, embora sejam rochas com processo de oxidação mais intenso. Portanto, o nível conglomerático representa um evento mais recente de retrabalhamento de rochas, incluindo as do *nível fossilífero I*.

A partir da confecção das fotomontagens, foi possível analisar um padrão semelhante na disposição e continuidade lateral das camadas dos afloramentos Murici II e Arizona, sendo predominantemente tabulares e com evidências de basculamento, enquanto o afloramento Morro da Frente contém apenas a fácies *Smm* na base em contato erosivo com o conglomerado retrabalhado no topo (Figuras 18, 19 e 20). Vale ressaltar também que a área é escassa em estruturas sedimentares e superfícies limitantes diagnósticas dos subambientes que compõem o sistema fluvial. Essa escassez de informações pode estar relacionada a não preservação das estruturas e/ou ao processo intempérico que ocorre na região. Contudo, a fácies *St* identificada no perfil 2 pode representar um depósito de canal isolado ou abandonado devido ao processo de migração lateral do canal ativo. Segundo Nichols e Fisher (2007), canais isolados dentro da planície de inundação podem ser preenchidos por areia como resultado do extravasamento de outro canal ativo.

As sucessões de fácies em sistemas deposicionais de bacias interiores, aquelas que não possuem influência direta do nível relativo do mar, dependem da relação entre a taxa de sedimentação e a taxa de geração do espaço de acomodação. O espaço de acomodação é amplamente controlado pelos fatores locais e pelos ciclos tectônicos e climáticos (FACCINI; PAIM, 2001). A tectônica controla a geração e destruição do espaço de acomodação por meio de pulsos de subsidência e soerguimento da bacia, enquanto que o clima controla a pluviosidade, taxa de erosão, biomassa vegetal e o balanço hídrico, influenciando no tipo de preenchimento sedimentar e arquitetura estratigráfica (LEEDER, 2011).

Os ambientes fluviais, caracterizados como sistemas complexos de erosão, transporte e deposição de sedimentos, são compostos por depósitos de canais e de transbordamento de canais (TUCKER, 2001), os quais apresentam um padrão arquitetônico característico que variam em três zonas: zona proximal, zona média e zona distal (NICHOLS; FISHER, 2007). Os depósitos de transbordamento de canal correspondem a área próxima ao canal (depósitos de *levees* e *crevasse splays*) e a área distante do canal (depósitos de planície de inundação) (COLLINSON, 1996).

Figura 18 - Afloramento Murici II: A) Fotomontagem e croqui do afloramento com a disposição das camadas e localização dos perfis 1 e 2. B) Perfil vertical 1 e 2 com a identificação das fácies e localização do nível fossilífero I.

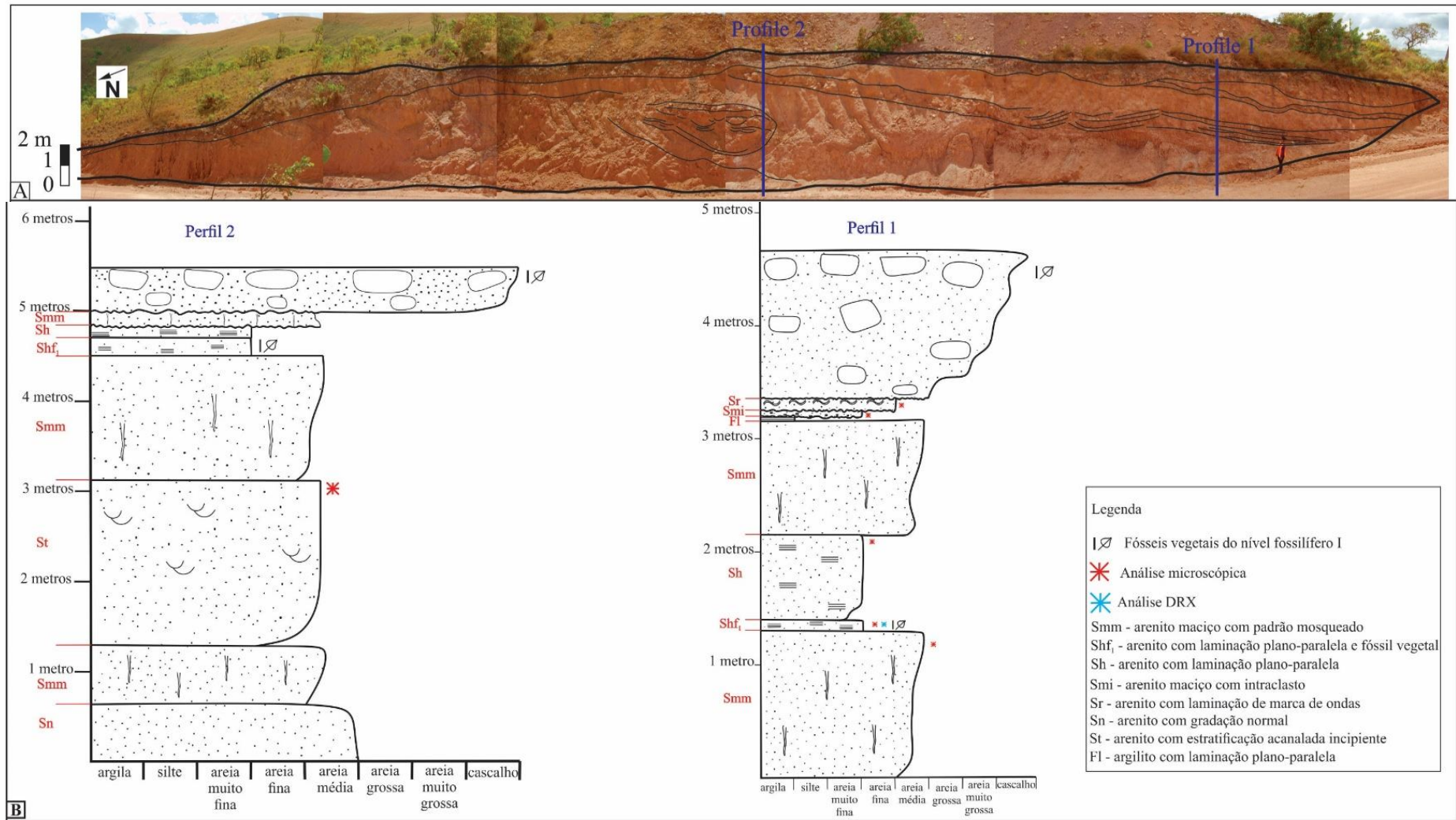


Figura 19 – Afloramento Morro da Frente: A) Fotomontagem do afloramento com a localização do perfil 3 (retângulo amarelo). B) Foto em detalhe do afloramento e o perfil vertical 3 com a identificação da fácies *Smm* e do nível fossilífero I dentro do conglomerado retrabalhado.

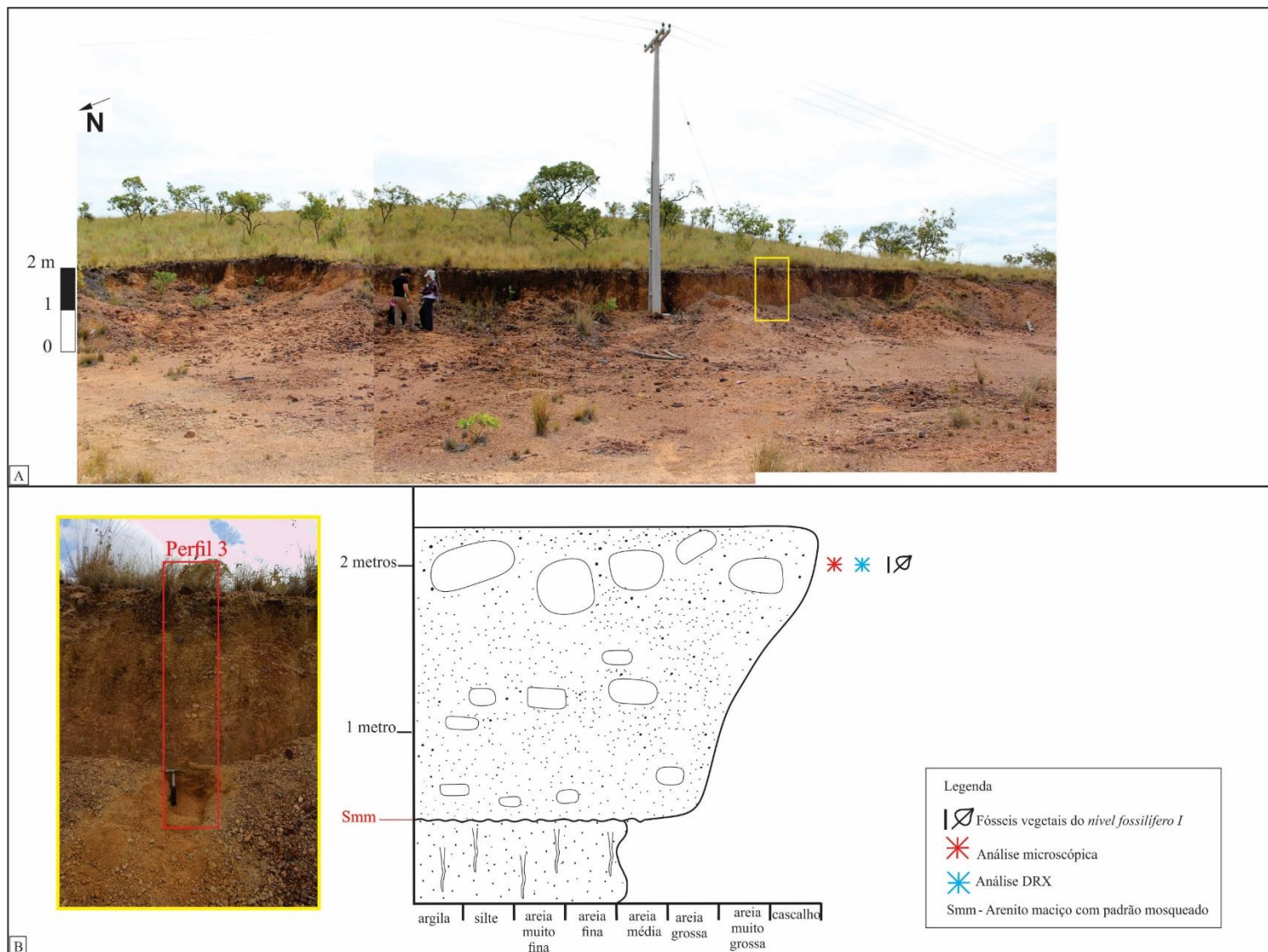
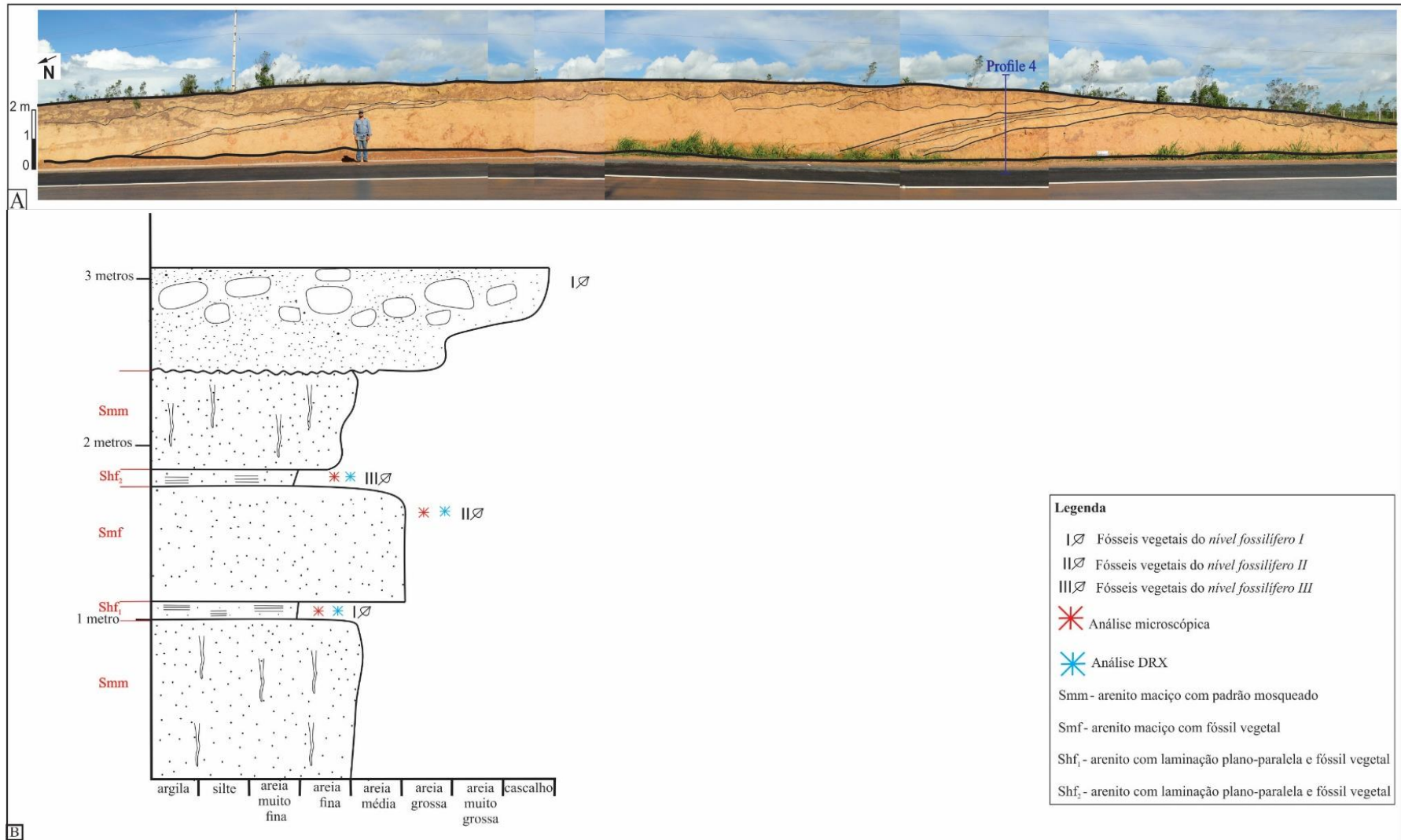


Figura 20 – Afloramento Arizona: A) Fotomontagem e croqui do afloramento com a disposição das camadas e localização do perfil 4. B) Perfil vertical 4 com a identificação das fácies e dos *níveis fossilíferos I, II e III*.

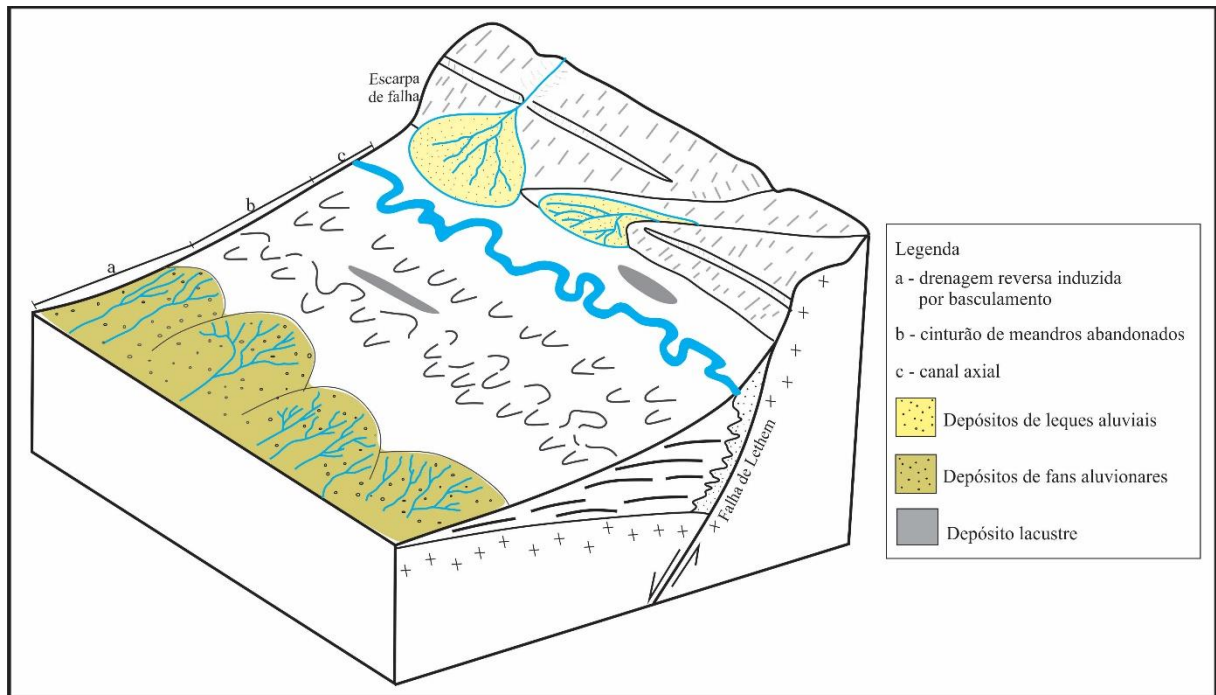


No modelo de Gawthorpe e Leeder (2000), o sistema de drenagem é fixado após o estabelecimento do meio-graben, contribuindo para o efetivo transporte de sedimentos para dentro da bacia. Sistemas de leques aluviais são instalados na escarpa da falha e, dependendo do padrão de drenagem estabelecido na bacia, um tipo de sistema fluvial será implantando. Sendo assim, bacia com drenagem endorreica contribui para a formação de sistema lacustre, enquanto que bacia com drenagem axial pode desenvolver canal meandrante. Além disso, os autores também ressaltam que na fase de estagnação tectônica, os sistemas lacustres inexistem ou recuam ao máximo.

Com as análises realizadas nessa pesquisa, conclui-se que a área de estudo corresponde a área proximal dos depósitos de planície de inundação. Por falta de estruturas sedimentares diagnósticas, não é possível determinar o tipo de canal fluvial. Contudo, o registro da fácies *St* pode indicar a ocorrência de um sistema meandrante, como propõe Reis, Nunes e Pinheiro (1994). Portanto, a proposta de um corpo lacustre, como cita Wankler (2016), não condiz com as características descritas aqui, pois, as análises mostram que a área de estudo é formada por depósitos predominantemente areníticos, com variação de arenito muito fino a médio, e apenas um registro pontual de sedimento fino, o qual é representado pela fácies *Fl* no perfil 1. Por outro lado, a implantação de leques aluviais na borda da falha lítrica é provável, assim como também é mencionado no modelo evolutivo de Gawthorpe e Leeder (2000). Dentro desse contexto, as interpretações corroboram com a proposta de Reis, Nunes e Pinheiro (1994), de que existia um sistema fluvial meandrante integrado a planície de inundação.

Desta forma, sugere-se que o ambiente deposicional da Formação Serra do Tucano era composto por canal fluvial axial meandrante integrado a planície de inundação que interagiu com os leques aluviais localizados na escarpa da falha lítrica (falha de Lethem), como ilustra o desenho esquemático da Figura 21.

Figura 21 - Modelo do ambiente deposicional da Formação Serra do Tucano baseado na proposta de Gawthorpe e Leeder (2000) para bacias riftes com drenagem axial.



4.2 IDENTIFICAÇÃO TAXONÔMICA

Dos três níveis fossilíferos descritos para a área de estudo, dado ao processo de preservação, só foi possível identificar espécimes foliares do *nível fossilífero I*. Das 278 folhas quantificadas para o referido nível, 121 foram identificadas e descritas por categorias taxonômicas.

Sistemática Paleobotânica

Pteridophyta

Ordem Filicales

Incertae sedis

Morfogênero *Cladophlebis* Brongniart (1849)

(Figura 22, Tabela 1)

Espécie-tipo: *Cladophlebis albertsii* (Dunker) (Brongniart, 1849).

Material: fragmentos de frondes de samambaia, IGEOPB 396, 435, 442, 515, 522 e 535.

Localidade: afloramentos Murici II e Morro da Frente, vicinal Tucano Bom 170, município de Bonfim, Roraima.

Horizonte e Idade: Formação Serra do Tucano, Cretáceo Inferior, Bacia do Tacutu.

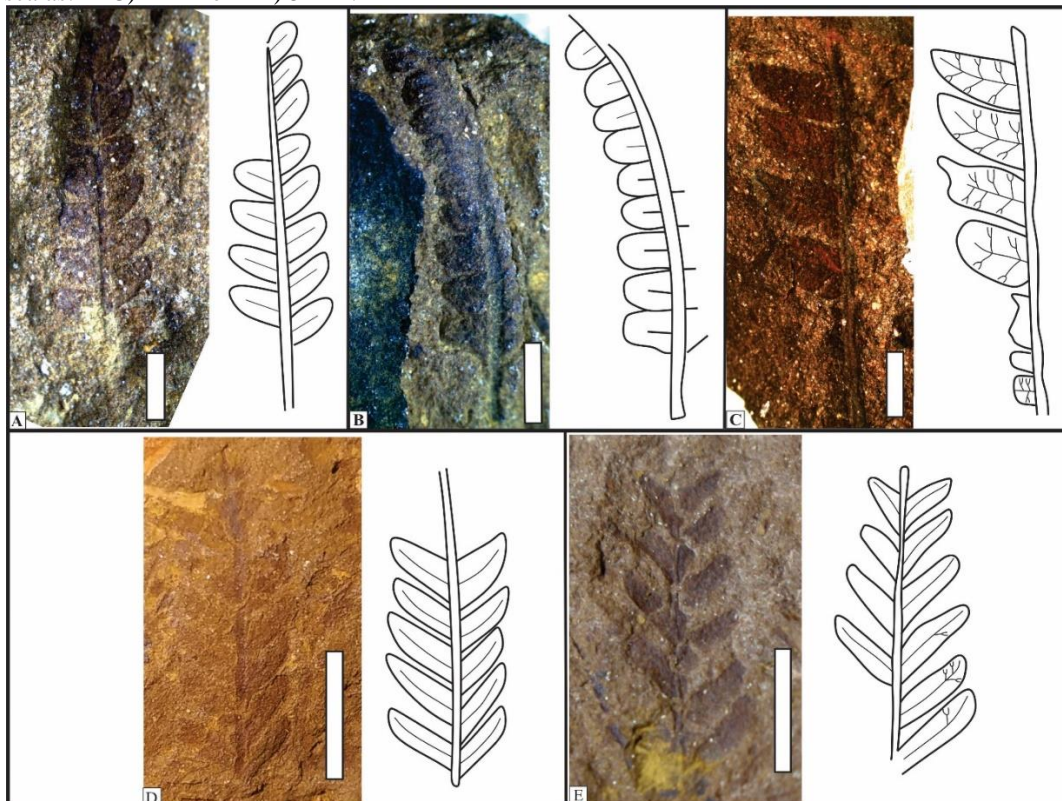
Descrição: Morfotipo 1 – IGEOPB435 e 515: Fragmentos isolados de pina estéril. A ráquis é lisa, reta a levemente curvada, variando de 0,3 – 0,34 mm de largura. As pínulas são sésseis, elípticas com ápice arredondado, anexadas de forma oposta a subalternada à ráquis e margens inteiras. Venação central é pinada, moderadamente preservada. O IGEOPB435 tem 10,80 mm de comprimento e 3,06 mm de largura e pínulas inseridas a ráquis com ângulo de 48 - 74°. O IGEOPB515 possui 10,25 mm de comprimento e 2,10 mm de largura e pínulas inseridas a ráquis com ângulo de 74,81 – 90, 40° (Tabela 1 e Figura 22A-B).

Morfotipo 2 – IGEOPB396, 522 e 535: Fragmentos isolados de pina estéril. Ráquis reta, lisa, com 0,45 mm de largura. As pínulas são sésseis, formato falcado com o ápice agudo, anexadas de forma oposta e subalternada e margens inteiras. A venação central é pinada, se estendendo até próximo ao ápice da pínula com veias secundárias dicotomizadas uma única vez. O IGEOPB396 tem 12,57 mm de comprimento e 3,12 mm de largura e pínulas inseridas a ráquis com ângulo de 69,9 – 78, 92°. O IGEOPB522 possui 12,43 mm de comprimento e 4,62 mm de largura. A ráquis tem 0,38 mm de largura e pínulas inseridas a ráquis com ângulo de inserção de 35,43 – 62,52 °. O espécime IGEOPB535 possui 14,01 mm de comprimento e 5,12 mm de largura e pínulas inseridas a ráquis com ângulo de inserção de 37,91 – 62, 87° (Tabela 1 e Figura 22C-E).

Tabela 1 - Resumo estatístico das mensurações (em milímetros) das pínulas dos espécimes de *Cladophlebis* identificados.

IGEOPB	Mensurações	Máximo	Mínimo	Média	Desvio padrão	N
435	Comprimento	1,62	1,04	1,649	0,2	12
	Largura	1,09	0,64	0,92	0,14	12
	Razão comprimento/largura	2,06	1,08	1,52	0,29	12
515	Comprimento	1,28	0,85	1,09	0,15	9
	Largura	0,97	0,8	0,89	0,05	9
	Razão comprimento/largura	1,49	0,93	1,22	0,19	9
396	Comprimento	3,17	0,56	1,93	1,22	7
	Largura	1,69	0,57	1,28	0,41	7
	Razão comprimento/largura	2,20	0,37	1,55	0,65	7
522	Comprimento	3,40	2,31	2,85	0,34	10
	Largura	1,69	0,83	1,15	0,26	10
	Razão comprimento/largura	3,68	1,52	2,60	0,65	10
535	Comprimento	2,15	1,00	1,53	0,35	10
	Largura	0,78	0,58	0,69	0,07	10
	Razão comprimento/largura	3,26	1,30	2,24	0,53	10

Figura 22 - - Fragmentos de pinas de *Cladophlebis* preservados como impressão nas rochas (esquerda) e seu desenho esquemático (direita). A) IGEOPB435; B) IGEOPB 515; C) IGEOPB 396; D) IGEOPB 522; E) IGEOPB 535. Escalas: A-C) 2 mm e D-E) 5 mm.



Discussão: O gênero *Cladophlebis*, instituído por Brongniart (1849), corresponde a um tipo de folha de samambaia muito comum durante o Mesozoico. Segundo Harris (1961), as folhas são geralmente bipinadas, com pinas anexadas a ráquis de forma oposta ou alternadamente, podendo apresentar pínulas com formato alongado, oblongo, falcado ou lanceolado; com margens inteiras, dentadas, lobadas, crenuladas ou serradas. Esse tipo de folha era produzido por samambaias Osmundaceae, sendo os gêneros *Osmundopsis* e *Todites* os mais comuns durante o Mesozoico. A identificação desses gêneros é baseada em pínulas férteis. Quando o registro fóssil é composto apenas por folha de samambaia sem esporângio e/ou estéril e, semelhante ao atual gênero *Todea* Willd. ex. Bernh, é classificado como morfogênero *Cladophlebis* (TAYLOR; TAYLOR; KRINGS, 2009).

Sendo assim, *Cladophlebis* é um morfogênero estéril do qual as folhas férteis pertencem frequentemente aos gêneros *Osmundopsis* ou *Todites* (HARRIS, 1961). Contudo, alguns autores argumentam que folha do tipo *Cladophlebis* também apresenta similaridade com as famílias Dicksoniaceae, Schizaeaceae e Dennstaedtiaceae (NAGALINGUM; CANTRILL, 2015).

O gênero *Cladophlebis* apresenta uma distribuição global do Permiano ao Cretáceo (279,5 – 70,06 Ma), sendo cosmopolita no Cretáceo Inferior (BERRY, 1911). Durante o Triássico, o gênero ocorria de forma complementar na flora da Bacia do Paraná, compondo uma comunidade de sub-bosque na planície de inundação, relativamente próximo ao canal fluvial (GUERRA-SOMMER; CAZZULO-KLEPZIG, 2000). No Cretáceo Inferior, comunidades de pântanos costeiros eram dominados por samambaias, dentre eles o gênero *Cladophlebis* (KRASSILOV, 1973), e no Cretáceo Médio do Alaska, *Cladophlebis* ocorria em ambiente ripário e *overbank* como comunidade de sub-bosque (SPICER, 1987). O gênero também ocorre na flora cretácea da Colômbia, Argentina, Nova Zelândia e Antártida (DUSSÁN et al., 2016; CARRIZO et al., 2011; McQUEEN, 1955; NAGALINGUM; CANTRILL, 2015).

As pinas observadas nas rochas do nível fossilífero I e no conglomerado retrabalhado correspondem, no geral, a fragmentos de samambaias estéreis, isoladas e preservadas como modo de impressão. Dentro deste contexto, os espécimes aqui identificados, por ocorrerem de forma muito fragmentada e apenas como impressão, estão sendo classificados como morfogênero *Cladophlebis* de afinidade *incertae sedis*. E, por apresentarem formato das pínulas distintos, os espécimes foram agrupados em dois morfotipos.

Morfogênero *Sphenopteris* Brongniart (Sternberg) 1825
(Figura 23, Tabela 2)

Espécie-tipo: *Sphenopteris elegans* Brongniart.

Material: fragmento de frondes de samambaia, IGEOBP384.

Localidade: afloramento Murici II, vicinal Tucano Bom 170, município de Bonfim, Roraima.

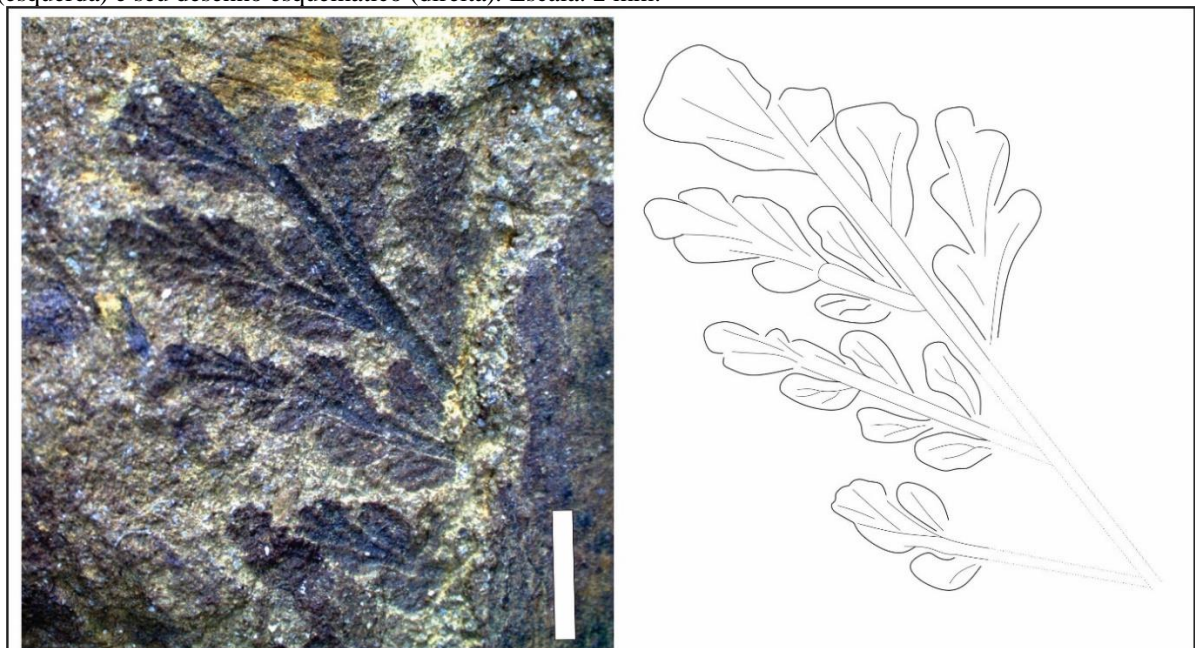
Horizonte e Idade: Formação Serra do Tucano, Cretáceo Inferior, Bacia do Tacutu.

Descrição: Fragmento de fronde estéril bipinado composto por pínulas inseridas na ráquis em um arranjo alternado. A fronde possui 10,85 mm de comprimento e 6,85 mm de largura, com pinas emergindo da ráquis em um ângulo de 31,07 – 41, 10°. A ráquis é reta e lisa, medindo 0,34 mm de largura. As pínulas são sésseis com formato lobado e margem inteira. As veias secundárias se bifurcam e se estendem em direção à margem das pínulas (Tabela 2 e Figura 23).

Tabela 2 - Resumo estatístico das mensurações (em milímetros) das pínulas do espécime de *Sphenopteris* identificado.

IGEOBP	Mensurações	Máximo	Mínimo	Média	Desvio padrão	N
384	Comprimento	2,18	0,69	1,35	0,41	22
	Largura	1,38	0,33	0,69	0,26	22
	Razão comprimento/largura	3,62	0,80	2,11	9,67	22

Figura 23 - Fragmento de fronde de samambaia do gênero *Sphenopteris* preservado como impressão na rocha (esquerda) e seu desenho esquemático (direita). Escala: 2 mm.



Discussão: O gênero *Sphenopteris* foi estabelecido por Brongniart em 1828, com a seguinte descrição: “frondes de samambaias compostas por pínulas contraídas na base, geralmente pequenas, ovais ou oblongas, com contorno lobado ou dentado, às vezes, cortados em lobos agudos ou obtuso. As venações laterais partem em ângulo agudo e dicotomizam algumas vezes e depois passam isoladamente ou em grupos para pontos ou lobos das pínulas”.

Samambaias atribuídas ao gênero *Sphenopteris* foram predominantes no Paleozoico Superior (TAYLOR; TAYOR; KRINGS, 2009). No Brasil possui registro na Formação Rio Bonito da bacia do Paraná, idade Permiano (GUERRA-SOMMER; CAZZULO-KLEPZIG, 1993). O gênero também apresenta distribuição global em floras mesozoicas, apresentando afinidade com Dicksoniaceae, Gleicheniaceae e algumas espécies de Pteridaceae e Dennstaedtiaceae (NAGALINGUM; CANTRIL, 2015). Na América do Sul, importantes registros do gênero ocorrem nas floras jurássica da Argentina e Colômbia (QUATTROCCHIO; MARTÍNEZ; VOLKHEIMER, 2007; LEMOIGNE, 1984), e na flora cretácea da Argentina (PASSALIA, 2007).

Fronde estéreis de *Sphenopteris* apresentam algumas semelhanças morfológicas com as frondes do gênero *Ruffordia* Seward 1894, a qual é descrita para a Formação Crato da bacia do Araripe por Mohr et al. (2015). Segundo os autores, as pinas estéreis *Sphenopteris* são lanceoladas com filotaxia oposta ou suboposta na extremidade proximal, tornando-se alternada na área distal. As pínulas são profundamente segmentadas e cada lobo tem uma forma linear-lanceolada, cunhada ou elíptica com um ápice agudo ou arredondado. Essas características morfológicas são semelhantes ao espécime descrito nesse estudo, porém, o espécime IGEOBP 384 não apresenta material fértil que lhe permita ser classificado como fronde do gênero *Ruffordia*. Portanto, devido ao material descrito nesse estudo ocorrer apenas na forma estéril, o mesmo está sendo interpretado como *Sphenopteris*.

Gimnosperma

Incertae sedis

Morfogênero *Desmiophyllum* Lesquereux (1878)

(Figura 24)

Espécie-tipo: *Desmiophyllum gracile* Lesquereux (1878).

Material: impressões e compressões de folhas destacadas, IGEOBP 386, 430, 438 e 532.

Localidade: afloramento Murici II, vicinal Tucano Bom 170, município de Bonfim, Roraima.

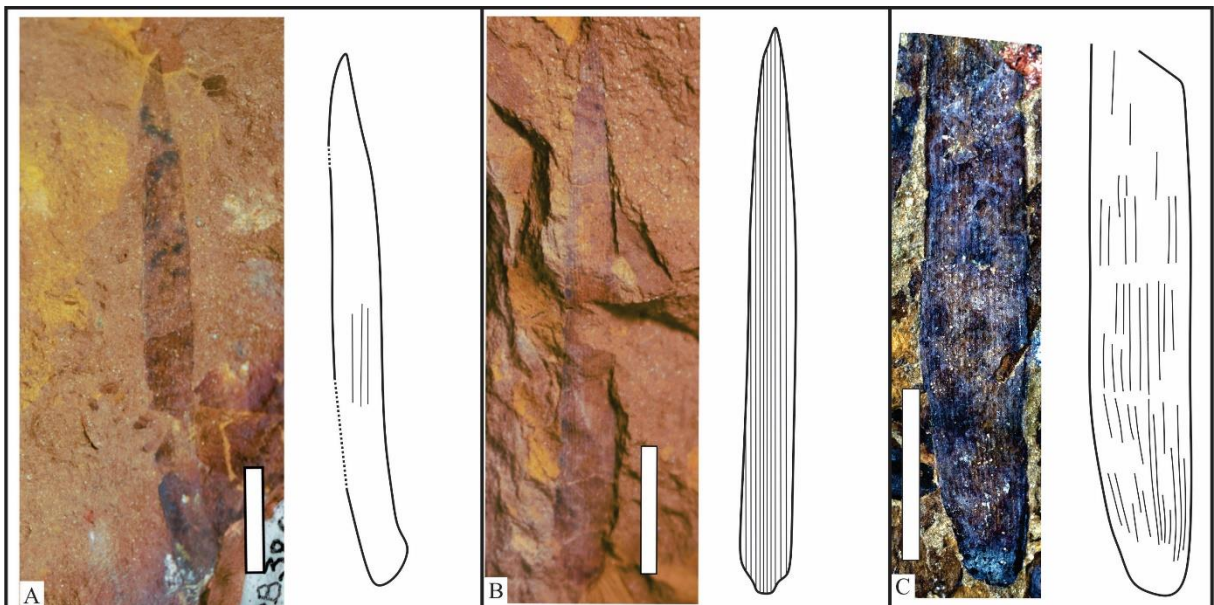
Horizonte e Idade: Formação Serra do Tucano, Cretáceo Inferior, Bacia do Tacutu.

Descrição: Morfotipo 1- IGEOBP 386: Impressão de folha destacada de contorno lanceolado-alongado medindo 5,15 cm de comprimento e 0,45 cm de largura. Apresenta um ápice agudo com largura máxima próxima da base, a qual ocorre ligeiramente contraída e margem inteira. Apresenta venações paralelas incipientes, sendo melhor observadas na porção mediana da lâmina (Figuras 24A).

Morfotipo 2 - IGEOBP 532: Impressão de folha destacada de contorno lanceolado-alongado medindo 4,33 cm de comprimento e 0,41 cm de largura. Apresenta uma base retraída e um ápice agudo com 10 venações paralelas a subparalelas, sendo que 6 venações saem da região contraída da base em direção ao ápice, sem apresentar convergência (Figura 24B).

Morfotipo 3 – IGEOBP 438: compressão de folha destacada e fragmentada medindo 3,18 cm de comprimento e 0,61 cm de largura. Apresenta, próximo à área basal, várias venações de padrão convergente que avançam para a área mediana da lâmina com padrão paralelo. Não apresenta ápice preservado (Figura 24C).

Figura 24 - Folhas fragmentadas e destacadas do morfogênero *Desmiophyllum* preservadas na forma de impressão e compressão na rocha (à esquerda) e seu desenho esquemático em escala (à direita). A) IGEOBP 386; B) IGEOBP 532; C) IGEOBP 438. Escalas: 10 mm.



Discussão: Folhas lanceoladas-alongadas, com várias venações paralelas na porção mediana, convergindo no ápice, com área basal torcida ou flexionada são algumas características diagnósticas do morfogênero *Podozamites*. Na ausência de base torcida ou flexionada em folhas

isoladas, Spicer e Herman (2001) sugerem que tais folhas sejam agrupadas no morfogênero *Desmiophyllum*.

O morfogênero *Desmiophyllum* foi estabelecido por Lesquereux (1878) para folhas gimnospermas destacadas, lineares, com venações paralelas, de afinidade incerta, do Paleozoico Superior ao Mesozoico (MILLER; HICKEY, 2010; SPICER; HERMAN, 2001). Seu diagnóstico emendado sugere que as folhas tenham comprimento entre 3 e 25 cm e largura entre 0,3 e 0,4 cm, com, geralmente, 10 a 20 venações (MILLER; HICKEY, 2010). No Gondwana, o registro ocorre nas floras mesozoicas da Nova Zelândia, Índia, África do Sul, Argentina, Colômbia (LEMOIGNE, 1984; TRONCOSO; GNAEDINGER; HERBST, 2000), e no Brasil ocorrem na Formação Crato, bacia do Araripe (CRANE, 1996).

Os espécimes IGEOPB 386 e 532 são os únicos que apresentam porção basal e ápice. Com base na morfologia das folhas, nas medidas de comprimento e largura, e nas venações paralelas, observa-se que os espécimes apresentam as características morfológicas macroscópicas do morfogênero *Desmiophyllum*. No geral, as impressões/compressões das folhas ocorrem fragmentadas, sem base e/ou ápice, com venações paralelas na porção mediana da lâmina. Devido à má preservação dos espécimes, não foi possível identificar se as venações paralelas se dicotomizam para formar maior número de nervuras na região mediana ou se convergem no ápice. Portanto, devido à ausência de características diagnósticas do morfogênero *Podozamites*, e levando em consideração a sugestão de Spicer e Herman (2001), os espécimes identificados nesse estudo estão sendo classificados dentro do morfogênero *Desmiophyllum*.

Divisão Cycadophyta

(Figura 25)

Material: impressões de pinas destacadas, IGEOPB 438, 528 e 530.

Localidade: afloramento Murici II, vicinal Tucano Bom 170, município de Bonfim, Roraima.

Horizonte e Idade: Formação Serra do Tucano, Cretáceo Inferior, Bacia do Tacutu.

Descrição: Morfotipo 1 – IGEOPB528: Impressão de pina destacada e incompleta. Apresenta um formato lanceolado-alongado com 2,18 cm de comprimento e 0,35 cm de largura. Possui uma área basal constricta de onde emergem 7 nervuras com padrão divergente, que ao atingirem a porção mediana, tornam-se paralelas. Não apresenta ápice (Figura 25A).

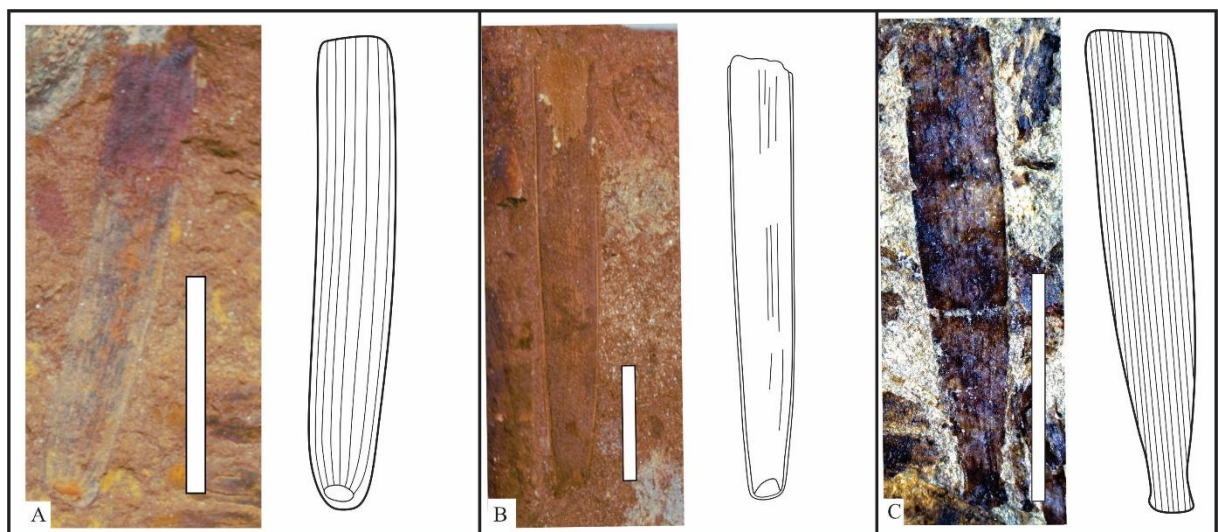
Morfotipo 2 – IGEOPB530: Impressão de pina destacada e incompleta. Apresenta um formato linear, com margens bem definidas, medindo 3,18 cm de comprimento e 0,53 cm de largura. A área basal possui uma ligeira expansão. As venações paralelas ao longo da lâmina são mal preservadas. Não apresenta ápice (Figura 25B).

Morfotipo 3 – IGEOPB438: Impressão de pina destacada e incompleta. Apresenta contorno oblanceolado-alongado, medindo 2,13 cm de comprimento e 0,4 cm de largura. A área basal é contraída, mas se alarga no ponto de inserção. Apresenta várias venações paralelas emergindo da área basal em direção a porção mediana sem apresentar convergência. Ápice não preservado (Figura 25C).

Discussão: Cycadales e Bennettitales constituem um grupo informal denominado de Cycadophytas. A ordem Cycadales inclui membros existentes e fósseis desde o Pensilvaniano (Paleozoico Superior), enquanto a ordem Bennettitales constitui um grupo extinto, com distribuição do Triássico ao Cretáceo (TAYLOR; TAYLOR; KRINGS, 2009).

A identificação taxonômica dos registros foliares das duas ordens necessitam de caracteres epidérmicos preservados, pois ambas apresentam morfologia foliar similares. Assim sendo, a presença de estômatos auxilia na identificação de cada ordem (MILLER; HICKEY, 2010; THOMAS; BANCROFT, 1913). Além disso, vários gêneros de Bennettitales são baseados na anatomia epidérmica e na morfologia em que as pinas estão inseridas a ráquis (TAYLOR; TAYLOR; KRINGS, 2009).

Figura 25 – Pinas destacadas preservados como impressão nas rochas (esquerda) e seu desenho esquemático (direita). A) IGEOPB528; B) IGEOPB530; C) IGEOPB438. Escalas: 10 mm.



Os espécimes IGEOBP 528, 530 e 438 apresentam base semelhante ao grupo das Bennettitales. O espécime IGEOBP 530 com sua ligeira expansão basal se assemelha ao gênero *Ptilophyllum* Morris 1840, enquanto IGEOBP 438 se assemelha as pinas dos gêneros *Encephalartos*, *Macrozamia* Miquel 1842 e *Dioon* Lindley 1843. Entretanto, devido as pinas não ocorrerem anexadas a ráquis, uma das características diagnósticas dos gêneros Bennettitales, e, por não apresentarem caracteres epidérmicos preservados, os espécimes estão sendo classificados dentro do grupo da Cycadophyta, como recomenda a literatura.

Ordem Coniferales

Incertae sedis

Gênero *Brachyphyllum* Brongniart (1828)

(Figura 26, Tabela 3)

Espécie-tipo: *Brachyphyllum mamillare* (Braun) Linder et Hutton.

Material: impressões de folhas dispersas, IGEOBP 383-387, 389-390, 429-430, 438, 443, 453, 457, 461-462, 465, 470-471, 505-507, 510, 514-520, 523, 530-532, 534-535, 540.

Localidade: afloramento Murici II, vicinal Tucano Bom 170, município de Bonfim, Roraima.

Horizonte e Idade: Formação Serra do Tucano, Cretáceo Inferior, Bacia do Tacutu.

Descrição: Fragmentos de ramos com folhas escamiformes, de contorno rômboide, com disposição helicoidal. Os fragmentos apresentam 6,03 – 33,27 mm de comprimento e 1,09 – 14,63 mm de largura. As folhas são ligeiramente estreitas na base e com ápice mais ou menos livres (Tabela 3 e Figura 26). Apenas os espécimes IGEOBP 438, 516 e 535 apresentam uma ramificação com ângulo de inserção de 35,07°, 44,32° e 21,41° respectivamente (Figuras 26E-G).

Tabela 3 - Resumo estatístico das mensurações (em milímetros) das folhas dos espécimes de *Brachyphyllum* identificados.

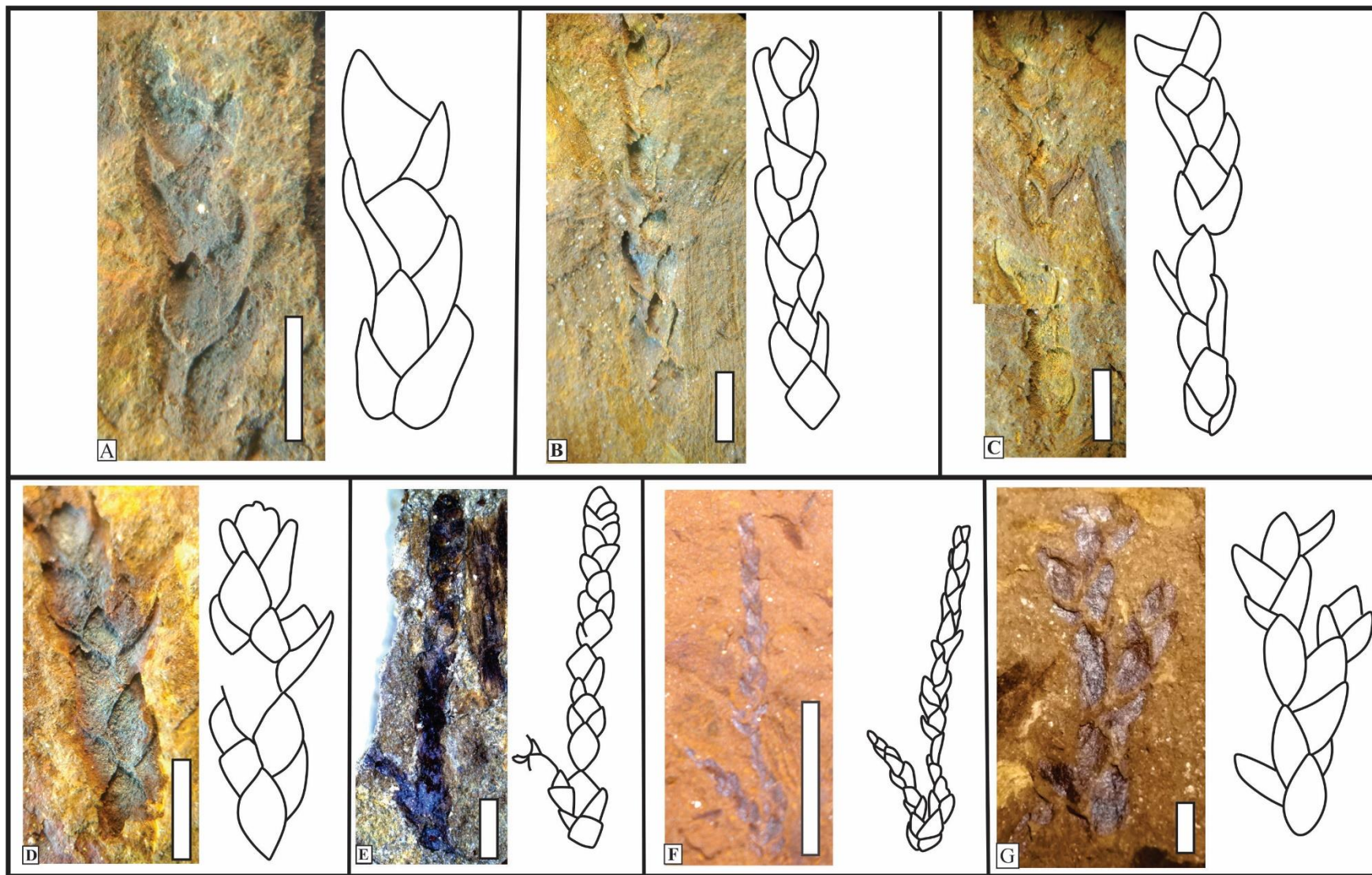
IGEOPB	Mensurações	Máximo	Mínimo	Média	desvio padrão	N
465	comprimento	2,23	1,34	1,85	0,33	8
	largura	1,36	0,49	0,86	0,32	8
	comprimento/largura	4,51	1,23	2,40	0,98	8
443	comprimento	2,74	0,34	1,81	0,39	15
	largura	1,5	0,34	0,87	0,33	15
	comprimento/largura	4,98	1,30	2,39	1,12	15
531	comprimento	2,8	1,3	1,84	0,35	16
	largura	1,32	0,39	0,84	0,30	16
	comprimento/largura	4,25	1,11	2,50	1,05	16
438.2	comprimento	1,66	0,53	1,00	0,28	25
	largura	1,31	0,38	0,73	0,24	25
	comprimento/largura	1,97	0,88	1,42	0,32	25
438.1	comprimento	1,7	0,6	1,03	0,27	25
	largura	1,25	0,34	0,72	0,24	25
	comprimento/largura	2,29	0,98	1,48	0,34	25
516	comprimento	2,18	0,76	1,49	0,38	37
	largura	1,14	0,37	0,75	0,21	37
	comprimento/largura	3,42	1,32	2,06	0,44	37
534	comprimento	9,1	2,71	6,08	1,94	15
	largura	4,14	1,58	3,12	0,94	15
	comprimento/largura	3,54	1,42	2,00	0,51	15

Discussão: Segundo Stewart e Rothwell (1993), os paleobotânicos têm dificuldade em atribuir fósseis foliares preservados como compressão-impressão com características de coníferas à táxons naturais, devido à ausência de preservação de feições epidérmicas e cuticulares, pouca quantidade de espécimes preservados e ao polimorfismo foliar que ocorre em muitas coníferas. Diante disso, um sistema artificial foi desenvolvido para a classificação de fósseis estéreis de coníferas, já que, esses fósseis também fornecem informações bioestratigráficas, paleogeográficas e peleocológicas importantes (MILLER; HICKEY, 2010). Sendo assim, Harris (1969) propôs um sistema que compreende oito gêneros – *Brachyphyllum*, *Pagiophyllum*, *Cyparissidium* O. Heer (1874), *Geinitzia* Endlicher (1847), *Elatocladus* Halle (1913), *Cupressinoclados*, *Pityocladus* Seward (1919) e *Podozamites*, baseados principalmente na morfologia externa de brotos e suas folhas.

O gênero *Brachyphyllum* corresponde a ramos com folhas escamiformes em arranjo helicoidal, folhas adpressas, com a parte livre ou a folha inteira de comprimento menor do que a largura total (STEWART; ROTHWELL, 1993). Possui uma distribuição do Permiano ao Cretáceo Superior (TAKHTAJAN; VAKHRAMEEV; RADCHENKO, 1963), e afinidade incerta, podendo ocorrer nas famílias Araucariaceae, Podocarpaceae, Taxodiaceae e Cheirolepidiaceae (HARRIS, 1979; VAN DER HAM et al., 2003).

No Cretáceo Inferior, um conjunto de coníferas, incluindo *Brachyphyllum*, se estenderam para o Gondwana, especificamente para a África Meridional e América do Sul (SAWARD, 1992). No Brasil, espécies do gênero ocorrem nas bacias Araripe, Sanfranciscana e Parnaíba (BATISTA et al., 2017; BITTENCOURT et al., 2015; LINDOSO, et al., 2018). Segundo Watson e Alvin (1996), o gênero *Brachyphyllum* tem características marcadamente xeromórficas, podendo estar relacionado ao clima ou a fisiologia da planta.

Figura 26 – Fragmentos de ramos foliares do gênero *Brachyphyllum* preservados como impressão nas rochas (esquerda) e seu desenho esquemático (direita). A) IGEOPB465; B) IGEOPB443; C) IGEOPB531; D-E) IGEOPB438; F) IGEOPB516; G) IGEOPB534. Escalas: A-E) 2 mm; F) 10 mm; G) 5mm.



Gênero *Cupressinocladus* Seward (1919)

(Figura 27, Tabela 4)

Espécie-tipo: *Cupressinocladus salicornoides* (Unger) Seward, 1919.**Material:** impressão de folhas dispersas, IGEOBP 387, 390, 397, 438, 484, 510, 530 e 535.**Localidade:** afloramento Murici II, vicinal Tucano Bom 170, município de Bonfim, Roraima.**Horizonte e Idade:** Formação Serra do Tucano, Cretáceo Inferior, Bacia do Tacutu.

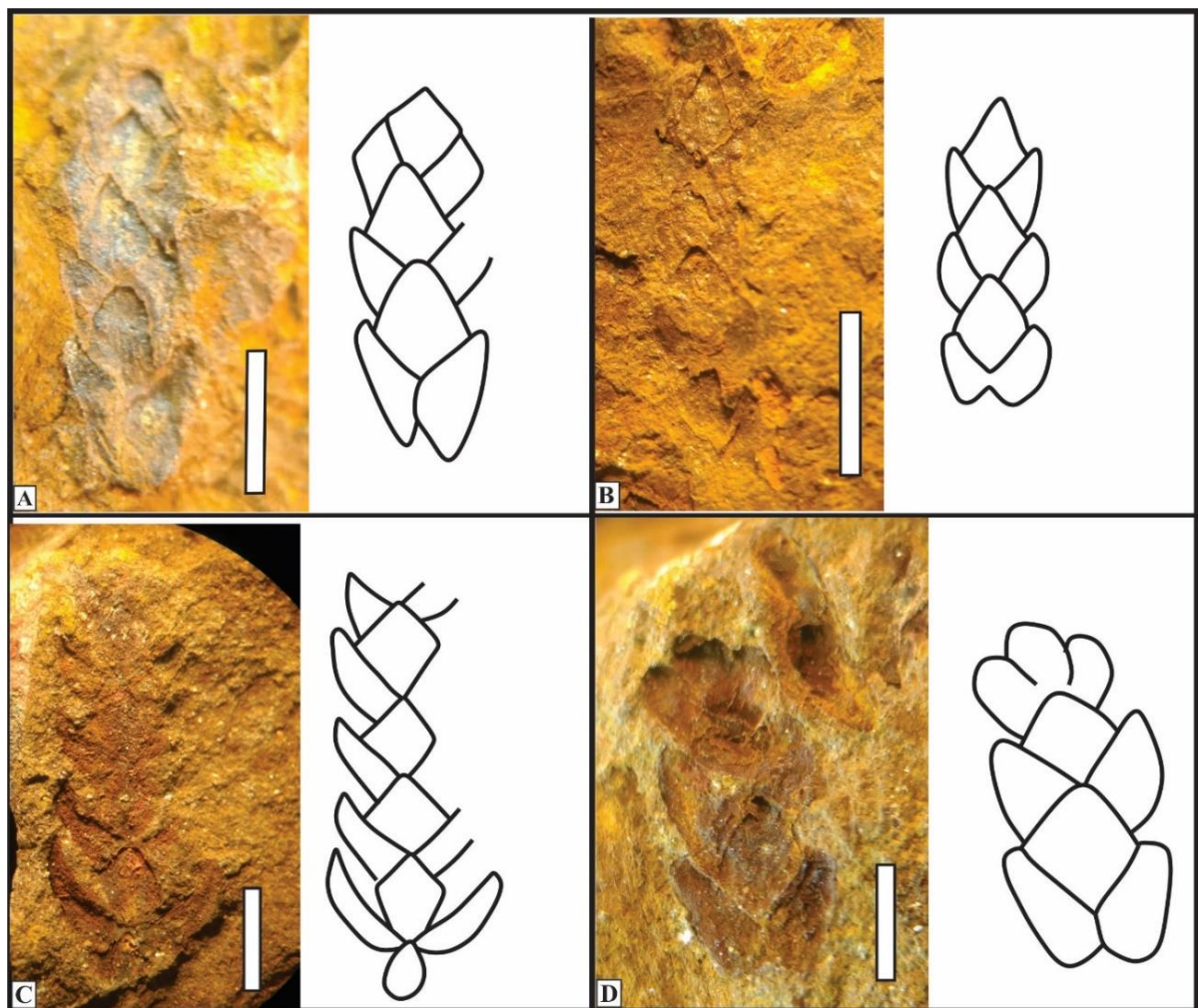
Descrição: fragmentos de ramos foliares escamiformes com arranjo foliar aos pares, medindo 3,76 – 8,55 mm de comprimento e 1,23 – 3,39 mm de largura. As folhas são sésseis, decussadas, escamiformes, diferenciadas em laterais e faciais. As folhas faciais apresentam formato rômbo, enquanto as folhas laterais são em pares, falcadas, com ápices adpressas e raramente livre. A base das folhas é decorrente larga, separadas por suturas estreitas (Tabela 4 e Figura 27).

Tabela 4 - Resumo estatístico das mensurações (em milímetros) das folhas dos espécimes de *Cupressinocladus* identificados no nível fossilífero I.

IGEOBP	Mensurações		Máximo	Mínimo	Média	Desvio padrão	N
390	Folhas	comprimento	1,14	1,05	1,10	0,05	3
	faciais	largura	0,77	0,92	0,84	0,08	3
	Folhas	comprimento	0,91	0,71	0,79	0,08	6
	laterais	largura	0,57	0,4	0,46	0,07	6
390	Folhas	comprimento	1,64	1,15	1,40	0,25	3
	faciais	largura	1,4	1,1	1,26	0,15	3
	Folhas	comprimento	2,18	1,02	1,45	0,46	6
	laterais	largura	0,91	0,62	0,74	0,11	6
438	Folhas	comprimento	2,19	1,59	1,89	0,42	2
	faciais	largura	2	1,66	1,83	0,24	2
	Folhas	comprimento	2,33	1,47	1,93	0,36	4
	laterais	largura	1,3	0,96	1,14	0,18	4
510	Folhas	comprimento	1,89	1,45	1,66	0,19	4
	faciais	largura	1,67	1,32	1,46	0,16	4
	Folhas	comprimento	1,85	1,01	1,72	0,40	6
	laterais	largura	0,81	0,56	0,68	0,09	6

Discussão: ramos de folhas escamiformes, decussadas em pares ou alternadas encontradas em rochas mesozoicas são, geralmente, atribuídas ao gênero fóssil *Cupressinocladus* (PEIHONG et al., 2017; STEWART; ROTHWELL, 1993). O gênero, definido primeiramente por Seward em 1919, corresponde a conífera fóssil apresentando folhas com arranjo decussado semelhante as atuais Cupressaceae. As folhas ocorrem em pares ou alternadas, escamiformes e se estendem para baixo em largas bases decorrentes que são separadas por suturas estreitas.

Figura 27 - Fragmentos de ramos foliares do gênero *Cupressinocladus* preservados como impressão nas rochas (esquerda) e seu desenho esquemático (direita). A-B) IGEOPB390; C) IGEOPB510; D) IGEOPB438. Escalas: 2 mm.



O gênero também foi definido por Harris (1969), como folhas pequenas, escamiformes, decussadas em pares ou alternadas; sendo um dos oito gêneros do sistema de classificação proposto pelo referido autor. Vale ressaltar que, além das características diagnósticas do gênero, folha ‘cupressoide’ sem estrutura reprodutiva ou cutícula preservadas

é comumente classificada como *Cupressinocladus* com uma relação familiar incerta (ARENS; ALLEN, 2014; WAVEREN et al., 2002).

O registro global do gênero era abundante e principalmente distribuído na Europa e Ásia durante o Jurássico Superior e Cretáceo Inferior (PEIHONG et al., 2017), sendo também comum no Cretáceo em áreas equatoriais da América do Sul, especialmente na Colômbia (WAVEREN et al., 2002). No Brasil, o registro corresponde à Formação Codó da bacia de Parnaíba, Cretáceo Inferior (LINDOSO et al., 2018). Para Arens e Allen (2014), *Cupressinocladus* é um gênero característico de áreas mais drenadas ao redor de rios ou deltas.

Portanto, devido aos espécimes identificados não apresentarem estrutura reprodutiva ou cutícula preservada estão sendo classificados dentro do gênero *Cupressinocladus* de afinidade incerta.

4.3 PROCESSOS TAFONÔMICOS

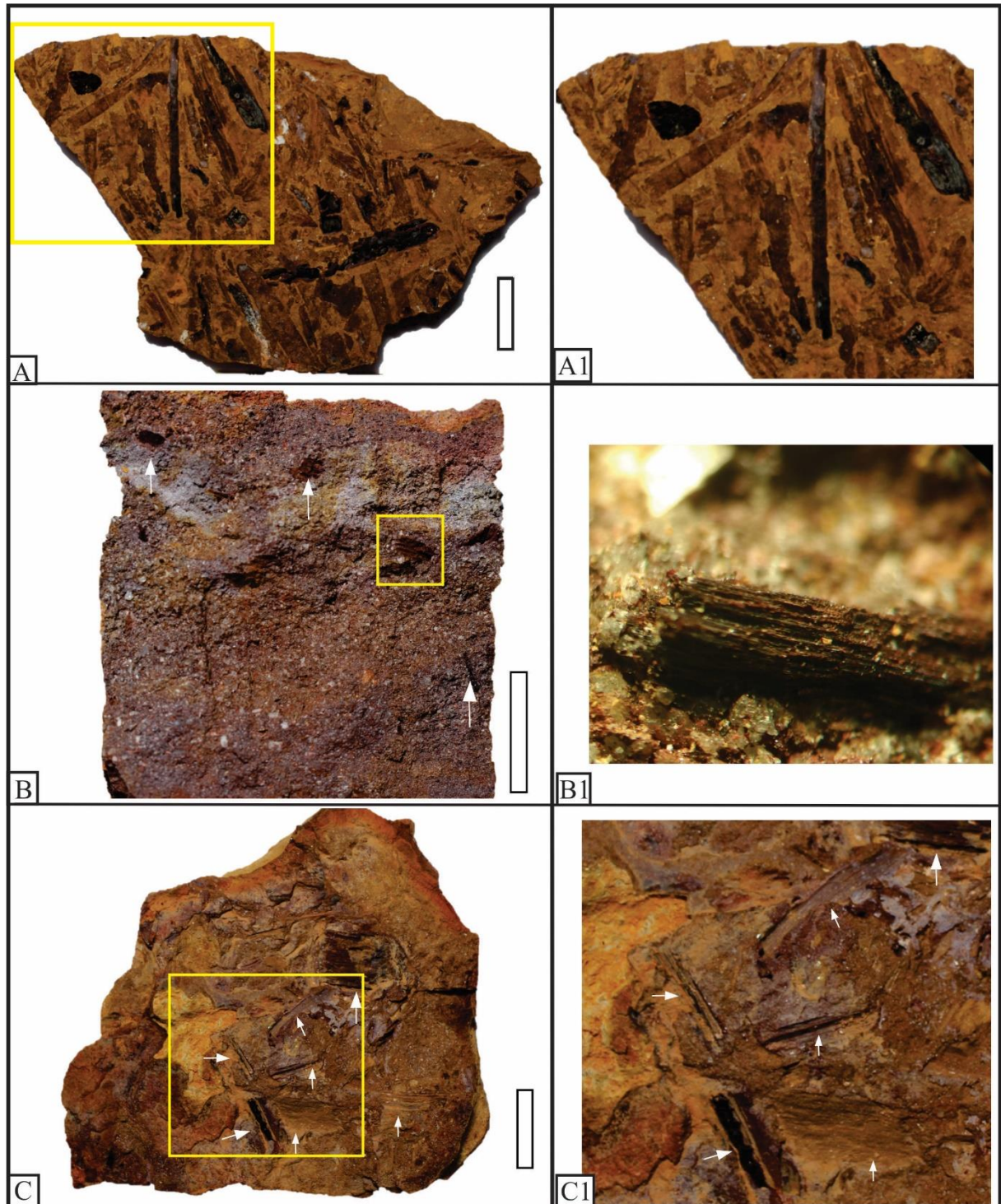
Para avaliar as condições e os processos que contribuíram para a preservação dos fósseis vegetais foram analisados o tipo de composição das assembleias, as características de transporte dos restos vegetais, a ocorrência de direção preferencial, o tipo de fossilização, assim como, as condições do ambiente deposicional.

No geral, de acordo com as feições tafonômicas observadas, os três níveis fossilíferos apresentam características de transporte, pois, são constituídos por restos vegetais fragmentados e dispersos na camada. Além disso, os fósseis apresentam um padrão de tamanho, sugerindo que os mesmos sofreram processo de seleção durante o transporte. Outra característica de seleção e transporte pode ser observada em relação a composição das assembleias das fácies *Shf₁* e *Shf₂*. Apesar de apresentarem características faciológicas similares, as assembleias são formadas por tipos de fósseis vegetais diferentes, sugerindo que os fósseis da fácies *Shf₂* sofreram um maior transporte, resultando em uma assembleia composta apenas por fragmentos de caules. Entretanto, a composição da fácies *Smf* deve ser um reflexo do próprio processo de soterramento, visto que foi identificado como um momento de rápida sedimentação e granulometria areia média.

A fácies *Shf₁* é composta por vários níveis fossilíferos milimétricos, com fósseis dispostos em uma direção preferencial. Dentre os restos vegetais que compõem a assembleia fossilífera, 57,93% correspondem a folhas e 41,67% a fragmentos de caules (Figura 28 A-A1). As impressões e compressões de folhas ocorrem, muitas das vezes, sem a preservação do ápice

e/ou base da lâmina, dificultando uma identificação ou mesmo uma relação de afinidade taxonômica.

Figura 28 -Fósseis vegetais. A-A1) fácies *Shf*₁: IGEOBPB 438 com impressão e compressão de folhas e caules; B-B1) fácies *Smf*: IGEOBPB538 com compressão de caules (setas brancas); C-C1) fácies *Shf*₂: IGEOBPB 539 com compressão de caules (setas brancas); Escala: A-C = 2 cm.

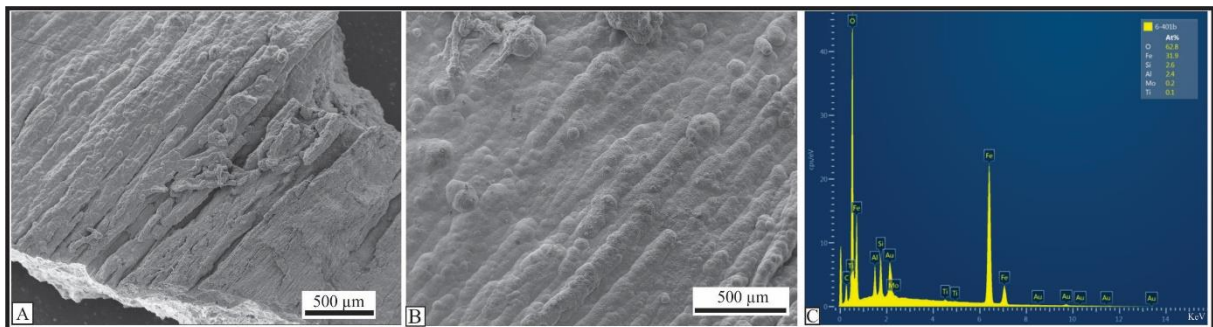


Dentre as folhas identificadas, observou-se um predomínio de gimnospermas em relação às pteridófitas. Das folhas classificadas como gimnospermas, 5 espécimes correspondem ao morfogênero *Desmiophyllum*; 5 espécimes ao grupo da Cycadophyta; 95 espécimes ao gênero *Brachyphyllum* e 9 espécimes ao gênero *Cupressinocladus*. Das folhas de pteridófitas, 6 espécimes correspondem ao morfogênero *Cladophlebis* e 1 espécime ao morfogênero *Sphenopteris*. Os caules ocorrem fragmentados e isolados, na forma de compressão, variando de 0,7 a 5 cm de comprimento.

A fácies *Smf* é constituída por fragmentos de caules variando de 0,3 a 1,2 cm de comprimento, dispersos na rocha, na forma de compressão (Figura 28B-B1). A fácies *Shf*₂ é constituída por níveisossilíferos milimétricos compostos por fragmentos de caules sem direção preferencial. Os caules possuem uma variação de 0,6 a 2 cm de comprimento (Figura 28C-C1).

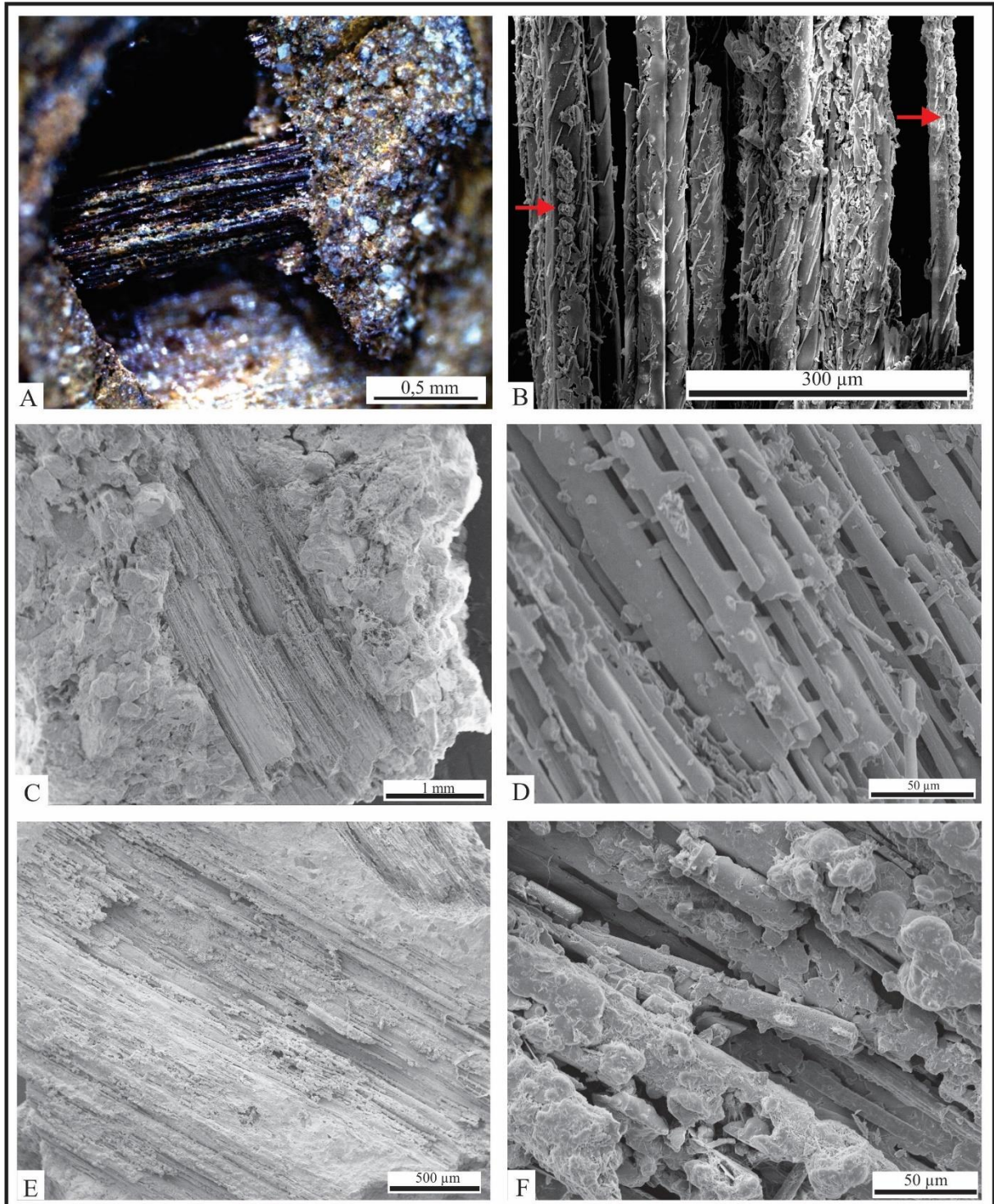
As análises de MEV/EDS, realizadas até o momento, mostraram que o processo de fossilização não favoreceu a preservação das estruturas anatômicas dos restos vegetais, e que a matéria orgânica se encontra substituída por óxido/hidróxido de ferro, apresentando forma botrioidal (Figura 29).

Figura 29 -Fossilização: A-B) Análise em MEV: A) IGEOPB 438 com caule; B) Detalhe da amostra evidenciando o processo de substituição da matéria orgânica por óxido/hidróxido de ferro, na forma botrioidal; C) análise em EDS do IGEOPB 401 com altos picos de oxigênio e ferro.



Os espécimes foliares IGEOPB 396 e 438 da fácies *Shf*₁ não apresentaram caracteres epidérmicos preservados. Das análises em espécimes de caules, apenas o espécime IGEOPB 384 apresentou a preservação de traqueídeos com pontoações areoladas (Figura 30A-B). O espécime IGEOPB 538 da fácies *Smf* corresponde a fragmento de caule apresentando maior grau de alteração, sendo observado apenas vasos de tecido lenhoso preenchidos por sedimentos (Figura 29C-D). O espécime IGEOPB 539 da fácies *Shf*₂ também não apresentou estruturas anatômicas preservadas (Figura 30E-F).

Figura 30 - Fragmentos de caules em análise MEV. A-B) nível fossilífero I: A) espécime IGEOBP 384 na rocha; B) imagem do MEV mostrando traqueídeos com pontoações areoladas (setas vermelhas); C-D) nível fossilífero II: C) espécime IGEOBP 538; D) imagem do MEV mostrando vasos de tecido lenhoso preenchidos por sedimentos. E-F) nível fossilífero III: E) espécime IGEOBP 539; F) imagem do MEV mostrando vasos de tecido lenhoso preenchidos por sedimentos.



Assembleia fóssil de plantas é uma acumulação de partes da planta, derivada de um ou vários indivíduos, soterradas em um volume de sedimentos com as mesmas condições

(SPICER, 1989). Sendo assim, para que um órgão vegetal se torne um fóssil, é necessário que o mesmo seja transportado, depositado, soterrado e que resista por tempo suficiente para que o sedimento circundante seja litificado (FERGUSON, 2005; REX; CHALONER, 1983). Para que isso ocorra, a taxa de sedimentação deve exceder a taxa de decaimento das plantas, assim como, as condições geoquímicas do ambiente de soterramento devem ser mantidas a curto e a longo prazo (GASTALDO; DEMKO, 2011).

A preservação de partes da planta no ambiente continental pode ocorrer em ambiente subaquoso, onde a taxa de acumulação de sedimentos deverá ser maior que a taxa de decomposição da matéria orgânica, como também, em ambiente subaéreo, desde que o material seja soterrado por depósitos *overbank* e que o lençol freático permaneça elevado para retardar os processos de decomposição (GASTALDO; DEMKO, 2011).

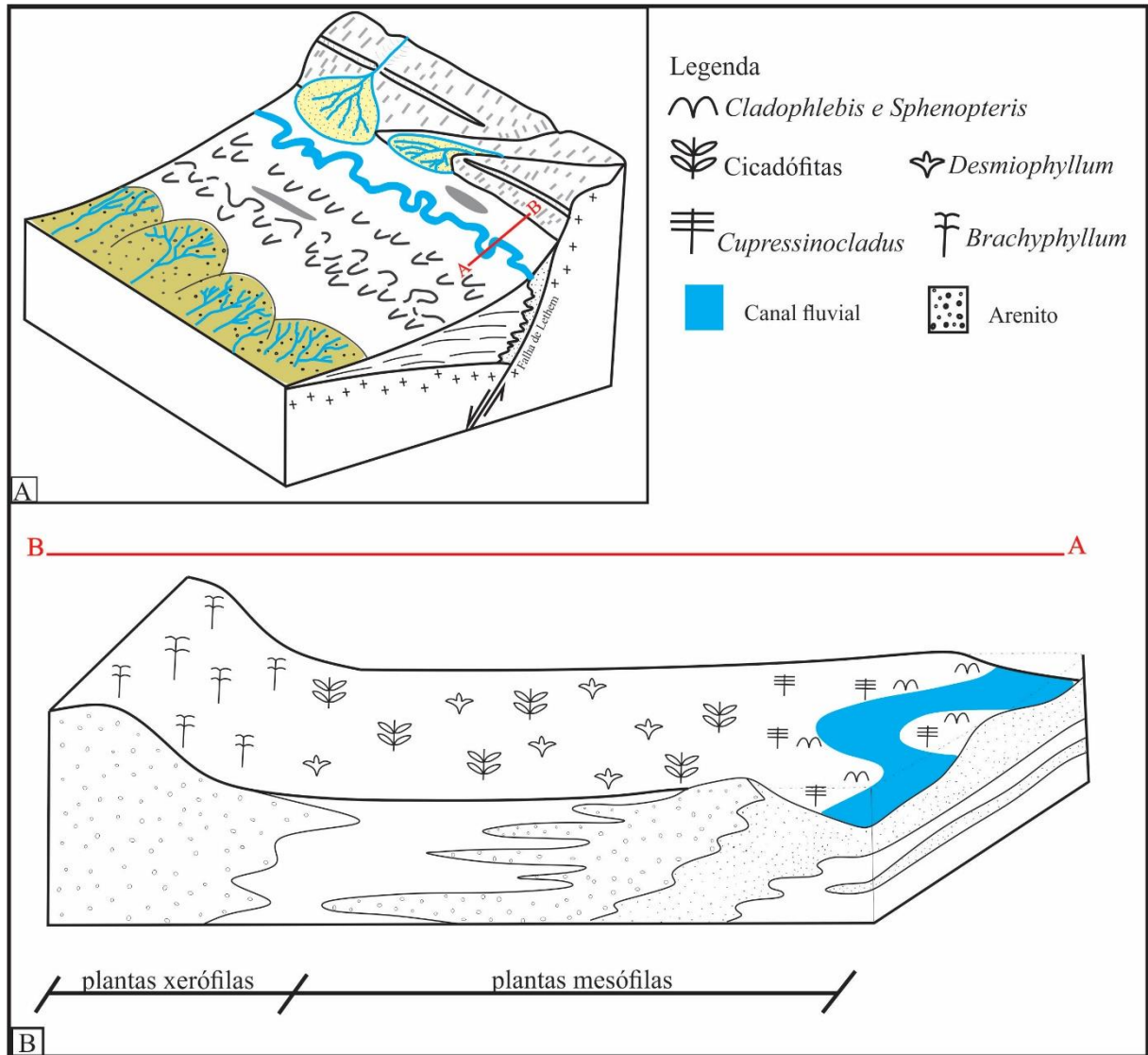
Em clima sazonal e semiárido, o vento é um importante agente de transporte de material vegetal, particularmente de folhas, pequenos caules e alguns tipos de sementes. Após a deposição, esse material pode ser soterrado por sedimentos transportados pelo vento, por sedimento fino depositado de escoamento e lagoa ou por sedimento transportado por evento de extravasamento de canal. A preservação desse tipo de depósito só é possível se o canal avulsar ou migrar para longe do meandro abandonado (ALEXANDER; FIELDING; JENKINS, 1999).

Dentre os tipos de fossilização descrito por Schopf (1975), os processos que ocorrem na área de estudo são do tipo compressão e impressão. Segundo Locatelli (2014), é comum a ocorrência de uma camada de óxido/hidróxido de ferro no processo de compressão. A formação dessa camada mineral pode estar relacionada a presença de ferro no ambiente deposicional (LOCATELLI, 2013), ou com a presença de bactérias em ambiente aquoso (DUNN; MCLEAN; UPCHURCH, 1997).

Portanto, dentro desse contexto e baseado nos resultados obtidos nessa pesquisa, observa-se que os fósseis vegetais identificados representam uma comunidade vegetacional de ambiente ripário e de planície de inundação. Sendo assim, os espécimes podem ser classificados em plantas mesófilas e xerófitas. As mesófilas correspondem aos espécimes de *Cladophlebis*, *Sphenopteris* e *Cupressinocladus* localizados nas margens do canal, enquanto os espécimes de *Desmiophyllum* e *Cycadophyta* na planície de inundação proximal com lençol freático próximo a superfície. As xerófitas correspondem aos espécimes de *Brachyphyllum*, localizados em áreas mais elevadas, na planície de inundação distal, com lençol freático profundo (Figura 31). Baseado nessa distribuição das plantas no ambiente, observa-se que os órgãos vegetais foram transportados dentro dos limites do ambiente deposicional. Portanto, após a deposição do

material vegetal na interface solo – ar, processos de extravasamento de canal e/ou eventos de inundação depositaram sedimentos sobre o material vegetal.

Figura 31 – Desenho esquemático da vegetação da Formação Serra do Tucano. A) modelo do ambiente deposicional por Gawthorpe e Leeder (2000) com o transecto AB (em vermelho); B) Proposta da disposição da vegetação no ambiente de planície de inundação proximal e distal.



Esses eventos de inundação possibilitaram dois momentos deposicionais: instalação de fluxo de alta energia possibilitando a formação de laminações plano-paralelas e níveis fossilíferos milimétricos (fácies *Shf₁* e *Shf₂*) e, em outro momento, um processo de fluxo de detrito com rápida sedimentação (fácies *Smf*), sendo ambos com alto teor de ferro. A presença do ferro, possivelmente devido ao intemperismo da área-fonte, em conjunto com a elevação do lençol freático, contribuiu para a preservação do material na forma de compressão e impressão, com a substituição da matéria orgânica por mineral de óxido/hidróxido de ferro. Deste modo,

os fósseis vegetais representam assembleias parautóctones formadas em um ambiente inicialmente subaéreo, com subsequente implantação de ambiente aquoso e oxidante.

4.4 CONTEXTO PALEOAMBIENTAL

Os registros da flora cretácea que se destacam no continente Gondwana são da Austrália, Antártida, Argentina, Colômbia e Brasil. Durante o período Cretáceo, o continente Gondwana era composto pelas zonas climáticas árida e temperada. A zona árida compreendia boa parte do continente, sendo constituída pelos cinturões árido equatorial-tropical e úmido equatorial. A zona temperada, região da Patagônia, Antártida e Austrália, correspondia ao cinturão quente-úmido de altas latitudes (CHUMAKOV et al., 1995). Com a fragmentação dos continentes Sul-americano e Africano, uma zona úmida se instalou na região equatorial a partir do Albiano (CHUMAKOV et al., 1995; HAY; FLOEGEL, 2018).

Os registros obtidos nessa pesquisa e sua comparação com as assembleias descritas na América do Sul (Quadro 5), mostram que, embora a identificação taxonômica compreenda clados de alto nível, os dados sugerem que o ambiente de planície de inundação proposto para a Formação Serra do Tucano era constituído por uma vegetação composta por gimnospermas e samambaias, assim como é descrito para os depósitos do Cretáceo Inferior.

Segundo Sucerquia (2013), ao se analisar a composição florística da Colômbia e da Bacia do Araripe, região oeste e leste da América do Sul respectivamente, é possível observar que há uma variação longitudinal de composição. As Pteridophyta e Bennettitales são mais abundantes na região oeste, enquanto que as Coniferales são mais dominantes na região leste. As angiospermas estão ausentes na região oeste, enquanto que na região leste estão presentes no Cretáceo Inferior. Muito embora ainda sejam necessários mais estudos sobre a composição florística da Formação Serra do Tucano, com a identificação feita até aqui, pode-se observar que a fácies *Shf1* apresenta uma composição florística mista entre as regiões oeste e leste, com ausência de angiospermas até o momento.

Quadro 5 - Registro dos morfogêneros na América do Sul durante o período Cretáceo.

Morfogênero	Localidade	Idade	Referência
<i>Cladophlebis</i>	Bacia do Tacutu (Brasil)	Barremiano – Aptiano	Autora (2019)
	Argentina	Barremiano - Albiano	Quattrocchio; Martínez; Volkheimer (2007)
	Colômbia	Aptiano	Dussán et al. (2016)
<i>Sphenopteris</i>	Bacia do Tacutu (Brasil)	Barremiano - Aptiano	Autora (2019)
	Argentina	Albiano-Cenomaniano	Passalia (2007)
<i>Desmiophyllum</i>	Bacia do Tacutu (Brasil)	Barremiano – Aptiano	Autora (2019)
	Bacia do Araripe (Brasil)	Aptiano	Crane (1996)
<i>Cupressinocladus</i>	Bacia do Tacutu (Brasil)	Barremiano – Aptiano	Autora (2019)
	Bacia de Parnaíba (Brasil)	Aptiano	Lindoso, et al. (2018)
	Colômbia	Cretáceo inferior	Lemoigne (1984)
<i>Brachyphyllum</i>	Bacia do Tacutu (Brasil)	Barremiano-Aptiano	Autora (2019)
	Bacias do Araripe (Brasil) Sanfranciscana (Brasil) Parnaíba (Brasil)	Aptiano – Albiano	Batista et al. (2017); Bittencourt et al. (2015); Lindoso et al. (2018); Duarte (1997)
	Colômbia	Barremiano – Albiano Inferior	Dussán et al. (2016); Van Waveren et al. (2002)
	Argentina	Albiano - Cenomaniano	Passalia (2007)

De acordo com Vaz, Wanderley Filho e Bueno (2007), a idade da Formação Serra do Tucano é inferida a partir da sua posição estratigráfica. Assim sendo, a carta estratigráfica da Bacia posiciona a referida Formação entre o Barremiano e o Albiano (130 – 100 Ma). No entanto, segundo Peihong et al. (2017), o gênero *Cupressinocladus* possui um limite de distribuição até o Aptiano. Sendo assim, baseado no registro fossilífero, sugere-se que a idade mais jovem possível para a Formação Serra do Tucano seja o Aptiano (113 Ma).

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os níveis fossilíferos da Formação Serra do Tucano representam um importante registro paleobotânico para o Cretáceo da bacia do Tacutu. A identificação das assembleias vegetais associada ao estudo geológico permitiu realizar interpretações paleoambientais para a referida Formação.

O estudo petrográfico mostrou que apesar das rochas apresentarem maturidade composicional, características texturais sugerem que tais rochas foram depositadas próximo à área-fonte. Essas evidências indicam que a maturidade composicional pode ser um reflexo do ambiente deposicional e pós-deposicional. Sendo assim, os eventos diagenéticos identificados foram: dissolução do feldspato para o argilomineral caulinita; presença de óxido/hidróxido de ferro no ambiente deposicional; compactação mecânica incipiente; processos de oxidação, intemperismo e lixiviação. Além disso, a petrografia constatou que o nível conglomerático identificado no topo dos afloramentos representa um evento mais recente de retrabalhamento de rochas, incluindo as do *nível fossilífero I*. Corroborando com os dados petrográficos, as análises de difração de raios-x confirmaram que os afloramentos estudados são constituídos, essencialmente, por quartzo, goethita, hematita, muscovita e caulinita.

O estudo faciológico permitiu a identificação de 10 fácies, sendo três delas compostas por fragmentos de plantas. Constatou-se que os níveis fossilíferos apresentam características deposicionais distintas, resultando em diferentes concentrações e composição das assembleias fósseis. Com base nas características faciológicas, a área de estudo é composta por depósitos de transbordamento de canal.

Quanto à análise taxonômica, identificou-se a presença de pteridófitas e de gimnospermas. Dentre as pteridófitas, ocorrem fragmentos de pinas e de frondes estéreis de *Cladophlebis* e *Sphenopteris*, respectivamente. As gimnospermas incluem folhas lanceoladas destacadas do morfogênero *Desmiophyllum*, fragmentos de pinas do grupo da Cycadophyta e ramos foliares escamiformes dos gêneros *Brachyphyllum* e *Cupressinocladus*. A presença desses grupos tem importância no contexto geológico e paleoambiental da Formação Serra do Tucano, pois posiciona estratigraficamente a formação até a idade mínima Aptiano, e que as condições ambientais eram favoráveis a presença de uma vegetação de ambiente ripário e de planície de inundação.

No que se refere aos processos tafonômicos, os níveis fossilíferos apresentam preservação na forma de compressão e impressão, constituindo assembleias parautóctones formadas em um ambiente inicialmente subaéreo, com subsequente implantação de ambiente

aquoso rico em ferro. A preservação no modo de compressão apresenta substituição por óxido/hidróxido de ferro, especialmente hematita e goethita.

A composição florística da Formação Serra do Tucano integrada as demais análises realizadas nessa pesquisa sugerem que a área de estudo corresponde a área proximal dos depósitos de planície de inundação, em um ambiente deposicional composto por canal fluvial axial meandrante interagindo com leques aluviais localizados na escarpa da falha lítrica.

A continuação dos estudos paleobotânicos, com a utilização de outras metodologias e a identificação dos demais restos vegetais, como das sementes e estruturas reprodutivas encontradas, possibilitará uma melhor compreensão das condições paleoclimáticas e paleoambientais para a região.

REFERÊNCIAS

- ABREU-IORIS, G. R. **Interpretações paleoambientais com base nos icnofósseis da Formação Serra do Tucano, Bacia do Tacutu**. 2015. 95p. Dissertação (Mestrado em Recursos Naturais) – Universidade Federal de Roraima, Boa Vista, 2015.
- ALEXANDER, J.; FIELDING, C. R.; JENKINS, G. Plant-material deposition in the tropical Burdekin river, Australia: implications for ancient fluvial sediments. **Elsevier**, Amsterdam, n. 153, p. 105-125, 1999.
- ALVES, R.A. **A paisagem na região leste de Roraima, município de Bonfim: aspectos fisiográficos, morfológicos, granulométricos e mineralógicos dos ambientes lacustres**. 2016. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Roraima, Boa Vista, 2016
- ARCHANGELSKY, S. B., et al. Early angiosperm diversification in the Cretaceous of Argentina: first approach. In: **SEVENTH INTERNATIONAL ORGANIZATION OF PALAEOBOTANY CONFERENCE**, 70, 2004, Bariloche – Argentina: 2004, p. 4-6.
- ARENS, N. C.; ALLEN, S. E. A florule from the base of the Hell Creek Formation in the type area of Eastern Montana: implications for vegetation and climate. **Geological Society of America**, New York, p. 173-207, 2014.
- BAMFORD, M. K.; CORBETT, I. B. Fossil wood of Cretaceous age from the Namaqualand Continental Shelf, South Africa. **Palaeontology Africa**, África, v. 31, p. 83-95, 1994.
- BAMFORD, M. K.; CORBETT, I. B. More fossil wood from the Namaqualand Coast, South Africa; onshore material. **Palaeontology Africa**, África, v. 32, p. 67-74, 1995.
- BARBOSA, R.I. Distribuição das chuvas em Roraima. In: BARBOSA, R.I.; FERREIRA, E.J.G.; CASTELLÓN, E.G. (Ed). **Homem, ambiente e ecologia no estado de Roraima**. Manaus: INPA, 1997, p. 325-334.
- BARNARD, P. D. W. Mesozoic Floras. **Special papers in palaeontology**, London, v. 12, p.175-187, 1973.
- BARRON, E. J. A warm, equable Cretaceous: the nature of the problem. **Earth Science Reviews**, Amsterdam, v. 19, n.4, p. 305-338, 1983.

BATISTA, M. E. P.; et al. New data on the stem and leaf anatomy of two conifers from the Lower Cretaceous of the Ararip Basin, Northeastern Brazil, and their taxonomic and paleoecological implications. **PLOS ONE**, [s.l.], p.1-18, 2017.

BEHRENSMEYER, A. K.; KIDWELL, M. S.; GASTALDO, R. Taphonomy and paleobiology. **Paleobiology**, Jacksonville, n.4, v.26, p.103-147, 2000.

BEHRENSMEYER, A. K.; HOOK, R. W. Paleoenvironmental contexto and taphonomic modes. In: B EHRENSMEYER, A. K.; ET AL. **Terrestrial ecosystems through time: Evolutionary palaeoecology of terrestrial plants and animals**. Chicago, University of Chicago Press, p. 15-138, 1992.

BERNARDES-DE-OLIVEIRA, M. E. C. et al. Indicadores paleoclimáticos na Paleoflora do Crato, final do Aptiano do Gondwana Ocidental. In: CARVALHO, I. S. et al. **Paleontologia: cenários de vida**. Rio de Janeiro: Interciência, 2014, v.5, p.101-119.

BERNARDES-DE-OLIVEIRA, M. E. C.; MUNE, S. E. A origem e a evolução das angiospermas. In: CARVALHO, I. S. **Paleontologia: paleovertebrados, paleobotânica**. Rio de Janeiro: Interciência, 2011, v. 3, p.347-383.

BERNER, R. A. Atmospheric carbono dioxide levels over Phanerozoic time. **American Association for the Advancement of Science**, Philadelphia, v. 249, p.1382-1386, 1990.

BERRY, E.W. A revision of the fossil ferns from the Potomac Group which have been referred to the genera *Cladophlebis* and *Thyrsopteris*. **Proceedings of the United States National Museum**, Washington, v. 41, p. 307-332, 1911.

BESERRA NETA, L.C.; TAVARES JÚNIOR, S.S. Geomorfologia do estado de Roraima por imagens de sensoriamento remoto. In: SILVA, P.R.; OLIVEIRA, R.S. (Org.). **Roraima 20 anos. As geografias de um novo Estado Boa Vista**: UFRR, 2008.

BISPO-SANTOS, F. et al. Towards Columbia: Paleomagnetism of 1980–1960 Ma Surumu Volcanic Rocks, Northern Amazonian Craton. **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 244, p. 123–138, 2014.

BITTENCOURT, J. S. et al. O registro fóssil das coberturas sedimentares do Cráton do São Francisco em Minas Gerais. **Geonomos**, Minas Gerais, v. 23, p. 39-62, 2015.

BLUME, C. L. Von Ord. Cupulifereae. *Museum Botanicum Lugduno-Batavum* 1, p.305–320, 1851.

BOGGS JR, S. **Petrology of Sedimentary Rocks**. 2.ed. Cambridge University Press, Cambridge, 2009, p 610.

BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Folhas NA.20 Boa Vista e NB.20 Roraima**. Brasília: CPRM, Escala: 1:1.000.000. 2004.

BRAUN, C. F. W. Beiträge Zur Urgeschichte Der Pflanzen. In: G. Münster, ed. Beiträge Zur Petrefacten-Kunde, Part 6. **Bayreuth**: Buchner. pp. 28–36, 1843.

BRIDGE, J. S. **Rivers and Floodplains. Forms, Processes, and Sedimentary Record**. 1.ed. Blackwell Publishing, Inglaterra, 2003, p. 491.

BRONGNIART, A. Prodrome d'une Histoire des Végétaux Fossilis. **Dictionnaire des sciences naturelle**, Paris: F. G. Levrault, v. 57, p. 223, 1828.

BRONGNIART, A. Tableau des genres de végétaux fossiles considérés sous le point de vue de leur classification botanique et de leur distribution géologique. **Dictionnaire universel d'histoire naturelle**, Paris: L. Martinet, v. 13, p. 127, 1849.

CARNEIRO, R. G.; ANDRADE, F. G.; SILVA, G. O. P. Reconhecimento geológico no Território Federal de Roraima. Belém, PETROBRÁS/DENOR. **Relatório** SIEX 130-2383, 1968.

CARNEIRO FILHO, A.; TATUMI, S. H.; YEE, M. Dunas fósseis. **Ciência Hoje**, [s.l], v. 30, n. 191, p.25-29, 2003.

CARRIZO, M. A.; DEL FUEYO, G. M. The Early Cretaceous megaf flora of the Springhill Formation, Patagônia. Paleofloristic and Paleoenvironmental Inferences. **Cretaceous research**, Amsterdam, v. 56, p. 93-109, 2015.

CÉSARI, S. N.; MARENSI, S. A.; SANTILLANA, S. N. Conifers from the Upper Cretaceous of Cape Lamb, Vega Island., Antarctica. **Cretaceous research**, Amsterdam, v. 22, p. 309-319, 2001.

CHUMAKOV, N. M.; et al. Climatic belts of the Mid-Cretaceous time. **Stratigraphy Geology Correl**, [s.l], n.3, p241–260, 1995.

COFFIN, M. F.; ELDHOLM, O. Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external consequences, **Reviews in Geophysics**, Wien, v. 31, p. 1-36, 1994.

COSTA, J. B. S. et al. Hemigraben do Tacutu: uma estrutura controlada geométrica do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 10, p.119-130, 1991.

COX, C. B.; MOORE, P. D. **Biogeografia: uma abordagem ecológica e evolucionária**. 7.ed. Rio de Janeiro: LTC, 2009. 398p.

CRANE, P. R. The fossil history of the Gnetales, biology and evolution of the Gnetales. **International Journal of Plant Sciences**, Chicago, v.157, p.50-57, 1996.

CRAWFORD, L. D.; SZELEWSKI, C. E.; ALVEY, G. D. Geology and exploration in the Takutu Graben of Guyana. **Journal of Petroleum Geology**, Beaconsfield, v. 8, n. 1, p.5-36, 1985.

DETTMAN, M. E. et al. Australian Cretaceous terrestrial faunas and floras: biostratigraphic and biogeographic implications. **Cretaceous research**, Amsterdam, v. 13, p. 207-262, 1991.

DIETZ, R. S.; HOLDEN, J. C. Reconstruction of Pangaea: Breakup and dispersion of continents, Permian to present. **Journal of Geophys**, [s.l], v. 75, p. 4989-4956, 1970.

DUARTE, L. Vegetais do Cretáceo Inferior (Aptiano) da Formação Areado, município de Presidente Olegário, Estado de Minas Gerais. **Anais da Academia Brasileira de Ciências** **69**, p. 495–503, 1997.

DUARTE, L.; SANTOS, S. Plant and fish megafossils of the Codó Formation, Parnaíba basin, NE Brazil. **Cretaceous research**, Amsterdam, v. 14, p. 735-746, 1993.

DUNN, A. K; MCLEAN, J. C.; UPCHURCH, G. R. Enhancement of leaf fossilization potencial by bacterial biofilms. **Geology**, v.25, n.12, p.1119-1122, 1997.

DUSSÁN, C. M. et al. Nuevos registros de *Hellechos* y coníferas del Cretácico Inferior em La Cuenca Del Valle Superior Del Magdalena, Colômbia. **Boletim de geologia**, Bogotá, n.4, v.38, 2016.

DUTRA, T. L. Paleofloras da Antártida e sua relação com os eventos tectônicos e paleoclimáticos nas altas latitudes do sul. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, n.3, v. 34, p. 401-410, 2004.

EFREMOV, J. A. Taphonomy: new branch of paleontology. **Pan-American Geologist**, Philadelphia, v. 74, p.81-93, 1940.

EIRAS, J. F.; KINOSHITA, E. M. Evidências de movimentos transcorrentes na Bacia do Tacutu. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 2, n. 2, p.193-208, abr./dez. 1988.

EIRAS, J. F.; KINOSHITA, E. M. Geologia e Perspectivas Petrolíferas da Bacia do Tacutu, p.197-220. In: GABAGLIA, G. P. R.; MILANI, E. J. **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro: Petrobrás, 1990, p.197-220.

EIRAS, J. F.; KINOSHITA, E. M.; FEIJÓ F. J. Bacia do Tacutu. **Boletim de Geociências de Petrôleo Brasileiro S.A**, Rio de Janeiro, v.8, n.1, p.83-89. 1994.

ENDLICHER, S. L. **Synopsis Coniferarum**. St. Gallen, Switzerland: Scheitlin and Zollikofer. 368p. 1847.

EPE. Empresa de Pesquisa Energética. Bacia hidrográfica do rio Branco-RR: estudo de inventário hidrelétrico (**relatório final**). Brasília: hydros engenharia, 303p. 2010.

FACCINI, U. F.; PAIM, P. S. G. Estratigrafia de Sequências em Depósitos Continentais. IN: RIBEIRO, H.J.P.S. **Estratigrafia de Sequências – Fundamentos e Aplicações**. São Leopoldo: Editora da Unisinos, 2001, p.341-392.

FEILD, T. S. et al. Fossil evidence for Cretaceous escalation in angiosperm leaf vein evolution. **PNAS**, USA, v. 108, n. 20, may 2011.

FERGUSON, D. K. Plant taphonomy: ruminations on the past, the present, and the future. **PALAIOS**, Tulsa, v.20, p. 418-428, 2005.

FIGUEIREDO, R. F.; WANKLER, F. L. Análise faciológica da Formação Serra do Tucano no Morro da Antena – Roraima. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, n. 46, 2012, Curitiba. **Anais**. Curitiba: SBG, 2012.

FOLK, R. **Petrology of sedimentary rocks**. Hemphill Publishing, Texas, 182p., 1974.

FREITAS, F. I.; HESSEL, M. H.; NOGUEIRA NETO, J. A. N. Troncos fósseis da Formação Missão Velha na porção leste da Bacia do Araripe, Ceará. **Revista de Geologia**, Fortaleza, v.21, n.2, p.193- 206, 2008.

GASTALDO, R. A.; DEMKO, T. M. The relationship between continental landscape evolution and the plant-fossil record: long term hydrologic controls on preservation. IN: ALLISON, P. A.; BOTTJER, D. J. (eds.). **Taphonomy: process and bias through time**. Tropics in Geobiology, v.32, p. 249-285, 2011.

GAWTHORPE, R. L; LEEDER, M. R. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. **Basin Research**, Oxford, v.12, p.195-218, 2000.

GIBBS, A. K.; BARRON, C. N. The Geology of the Guiana Shield. **Oxford University Pres**, Oxford, n. 22, 1993, 245p.

GREENWOOD, D. R. The taphonomy of plant macrofossils. In: DONOVAN, S. K. (Editor), **Fossilization: the Processes of Taphonomy**. Belhaven Press, London, v. 7, pp.145-69, 1991.

GUERRA-SOMMER, M; CAZZULO-KLEPZIG, M. Biostratigraphy of the Southern Brazilian Neopaleozoic Gondwana Sequence: a preliminary paleobotanical approach. In: XII INTERNATIONAL CONGRESS OF CARBONIFEROUS AND PERMIAN GEOLOGY, **Anais**. Buenos Aires, v. 2. p. 61-72, 1993.

GUERRA-SOMMER, M.; CAZZULO-KLEPZIG, M. The Triassic Taphopora from Paraná Basin, Southern Brazil: an overview. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30, p.477-481, 2000.

GUERRA-SOMMER, M.; PIRES, E. F. Plant-arthropod interaction in the Early Cretaceous (Berriasian) of the Araripe basin, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v.27, p. 50-59, 2009.

GUERRA-SOMMER, M; PIRES, E. F. Conceitos e Perspectivas. In: CARVALHO, I. S. et al (ed.). **Paleontologia: paleovertebrados, paleobotânica**. 3.ed. Rio de Janeiro: Interciência, 2011, v.3, p. 217-218.

GUERRA-SOMMER, M.; PIRES, E. F. Paleoclimatic inferences from Missão Velha Formation (Tithonian/Berriasian, Araripe basin – Brazil) based on fossil wood analyses. In: CARVALHO, I. S. et al (ed.). **Paleontologia: cenários da vida - paleoclimas**. 1.ed. Rio de Janeiro: Interciência, 2014, v.5, p. 91-100.

HALLE, T. G. **The Mesozoic flora of Graham Land**. Wissenschaftliche Ergebnisse der Schwedischen Südpolar-Expedition 1901–1903. v.3, p.1–123. 1913.

HARRIS, T. M. The Yorkshire Jurassic Flora. Volume 1, Thallophyta–Pteridophyta. **Natural History**. London: British Museum. 1961. 212 p.

HARRIS, T. M. The Yorkshire Jurassic Flora. Volume 3, Bennettitales. **London**: British Museum (Natural History). 186p., 1969.

HARRIS, T. M. The Yorkshire Jurassic Flora. Volume 5, Coniferales. **Natural History**, London: British Museum, v.803, p. 168, 1979.

HAY, W.W. Evolving ideas about the Cretaceous climate and ocean circulation. **Cretaceous research**, Amsterdam, v. 29, p. 725-753, jun.2008.

HAY, W. W.; FLOEGEL, S. New thoughts about the Cretaceous climate and oceans. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v. 115, p. 262-272, 2018.

HEER, O. Contributions à la Flora fossile Du Portugal. **Comunicacões Trabalhos Servicio Geologia Portugal**. v.4, p.1–51, 1881.

JHA, N.; PRAKASH, N.; JOSHI, H. Integrated palaeobotanical and palynological analysis of subsurface Gondwana sedimentary succession (Jurassic-Cretaceous) in Jangareddygudem área, Chintalapudi sub-basin, South India: stratigraphical and phytogeographical implications. **Palaeoworld**, [s.l], v. 26, p. 173-193, 2017.

JONES, T. R. On the Ostracoda of the Purbeck Formation: with notes on the Wealden species. **Quarterly Journal of the Geological Society of London**, v.41, p.31-53, 1885.

KEAREY, P., VINE, F.J. **Global Tectonics**. 2.ed. Osney Mead. Blackwell, 1996. 333 p.

KRASSILOV, V. A. Climatic changes in Eastern Asia as indicated by fossil floras. **Early Cretaceous: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v.13, p.261-273, 1973.

KVACEK, J.; VODRAZKA, R. Late Cretaceous flora of the Hidden Lake Formation, James Ross Island. (Antarctica), its biostratigraphy and palaeoecological implications. **Cretaceous research**, Amsterdam, v. 58, p. 183-201, 2016.

LATRUBESSE, E. M.; NELSON, B. W. Evidence for Late Quaternary aeolian activity in the Roraima-Guyana Region. **Catena**, Amsterdam, v. 43, p. 63-80, 2001.

LEEDER, M. **Sedimentology and sedimentary basins: from turbulence to tectonics**. 2.ed. Willey-Blackwell, 2011, 768 p.

LEMOIGNE, Y. Données Nouvelles sur la paléoflore de Colombie. **Geobios**, Lyon, n.17, p.667-690, 1984.

LESQUEREUX, L. On the Cordaites and their related generic divisions in the Carboniferous Formation of the United States. **Proceedings of the American Philisophical Society**, v.17, p.315–355, 1878.

Lindley, J. *Dion edule*. *Edward's botanical register* (Vol. 29). James Ridgeway, **London**, p. 59–60, 1843.

LINDOSO, R. M. et al. Novos sítios fossilíferos em carbonatos da Formação Codó (Aptiano/Albiano) da bacia do Parnaíba, Maranhão, Brasil. In: CARVALHO, I. S. et al. **Paleontologia: cenários de vida**. vol 4, editora Interciência. p.819-827, 2011.

LINDOSO, R. M., et al. New plant fossil from the Lower Cretaceous of the Parnaíba basin, Northeastern Brazil: Southern Laurasia links. **Brazilian Journal of Geology**, São Paulo, v.48, p.127-145, 2018.

LOCATELLI, E. R. The exceptional preservation of leaves in iron-rich sediments from Oceania. **Geological Society of America**, Boulder, v.45, n.7, 2013.

LOCATELLI, E. R. The exceptional preservation of plant fóssil: a review of taphonomic pathways and biases in the fossil record. In: MARC L.; JAMES D.; SCHIFFBAUER; SIMON A. F. D (eds.). **Reading and Writing of the Fossil Record: Preservational Pathways to Exceptional Fossilization**. The Paleontological Society Short Course, v. 18, 2014.

LOPES, A. M. SOUZA, V. HOLANDA, E. C. Lvantamento paleontológico nas Formações Serra do Tucano, Tacutu e Manari, Bacia do Tacutu-RR. In: SIMPÓSIO DA GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 12, 2011, Boa Vista. **Resumos**. Boa Vista: SBG – Núcleo Norte, 2011.

MARTILL, D. M.; et al. A new *plattenkalk konservat lagerstätte* in the Upper Cretaceous of Gara Sbaa, South-Eastern Morocco. **Cretaceous research**, Amsterdam, v. 32, p. 433-446, 2011.

MARTIN-CLOSAS, C.; GOMEZ, B. Taphonomie des plantes et interpretations paléoécologiques: Une synthese. **Geobios**, Lyon, v.37, p. 65-88, 2004.

McCONNEL, R.B. Fundamental fault zones in the Guiana and West African Shields in relation to presumed axes of Atlantic spreading. **Geological Society of América Bulletin**, Boulder, v. 80, p.1775-1782, 1969.

McQUEEN, D. R. Leaves of Middle and Upper Cretaceous Pteridophytes and Cycads from New Zealand. **New Zealand Geological Survey**, [s.l.], p.673-686, 1955.

MEDEIROS, M. A.; GUERRA-SOMMER, M.; MARCON, G. G. Fósseis como indicadores paleoclimáticos para o Eocenomaniano da Bacia de São Luís-Grajaú. In: CARVALHO, I. S. et al. **Paleontologia: cenários de vida**. 1.ed. Rio de Janeiro: Interciência, 2014, v. 5, p. 155-162, 2014.

MENDONÇA, F.; DANNI-OLIVEIRA, I. M. Climatologia: noções básicas e climas do Brasil. São Paulo, Oficina de textos, 206p. 2007.

MENEZES, M. F. **Organização arquitetural dos *crevasse splay* da Formação Serra do Tucano, Município de Bonfim, estado de Roraima**. 2018. 59p. monografia (graduação em geologia) Universidade Federal de Roraima, Boa Vista, 2018.

MIALL, A.D. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. **Springer-Verlag**, New York, p.582, 1996.

MILLER, I. M.; HICKEY, L. J. The fossil flora of the Winthrop Formation (Albian-Early Cretaceous) of Washington State, USA. Part I: Bryophyta and Pteridophytina. **BioOne**, Washington, v.49, p.135-180, 2008.

MILLER, I. M.; HICKEY, L. J. The fossil flora of the Winthrop Formation (Albian-Early Cretaceous) of Washington State, USA. Part II: Pinophytina. **BioOne**, Washington, v.51, p.3-96, 2010.

MOHR, B. A. R.; et al. *Ruffordia goeppertii* (Schizaeales, Anemiaceae) e A common fern from the Lower Cretaceous Crato Formation of northeast Brazil. **Cretaceous research**, Amsterdam, n. 54, p.17-26, 2015.

MOORE, D. M.; REYNOLDS, R. C. **X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals**. Oxford University Press, Oxford, 1989, 332p.

MORAD, S.; KETZER, J. M.; DE ROS, L. F. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. **Sedimentology**, Amsterdam, v.47, p.95-120, 2000.

MORENO, M. La Paleoflora del Cretácico Inferior de las Regiones de San Antonio y Aipe (Huila). In: Estudios Del Valle Superior Del Magdalena (Etayo-Serna Ed.). **W.Taller Editorial**, Bogotá, 1994.

MORRIS, J. Memoir to illustrate a Geological Map of Cutch. - Trans. Geol. Soc. London, n. 2, p.289-329, 1840.

NAGALINGUM, N. S.; CANTRILL, D. J. The Albian fern of Alexander Island, Antarctica. **Cretaceous research**, Amsterdam, v. 55, p. 303-330, 2015.

NEREGATO, R.; IANNUZZI, R. Tafonomia em plantas. IN: HORODYSKI, R. S.; ERTHAL, F. (Orgs.). **Tafonomia: métodos, processos e aplicação**. Curitiba: CRV, 2017. p.238-282.

NICHOLS, G. J.; FISHER, J. A. Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. **Elsevier – Sedimentary Geology**, Amsterdam, v.195, p.75-90, 2007.

O. HEER, (ed.). Flora Fossilis Arctica. Zurich: F. Schulthess. (**Kunglia Svenska Vetenskapsakademiens Handlingar**), n.12, v.6, p. 31–138, 1874.

OLIVEIRA, A. I. Bacia do rio Branco. In: Boletim Geologia, 37, 1929, Rio de Janeiro. **Boletim**. Rio de Janeiro: SBG, 1929.

OLIVEIRA, A. C. **Fossildiagênese de lenhos da bacia do Tacutu, estado de Roraima**. 2017. 65p. monografia (graduação em geologia) Universidade Federal de Roraima, Boa Vista, 2017.

OLIVEIRA, J. F.; SOUZA, F. J. C. O “Graben” do Tacutu e sua estrutura e possibilidades geoconômicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Balneário de Camboriú. **Resumos**. Balneário de Camboriú: UFSC, 1980. p.2691-2699.

PASSALIA, M. G. Nuevos registros para la flora Cretacica descripta por Halle (1913) en lago San Martín, Santa Cruz, Argentina. **Ameghiniana**, Buenos Aires, v.44, n.3, p.565-595, 2007.

PEIHONG, J.; et al. A new species of *Cupressinocladus* from the Lower Cretaceous of Guyang basin, Inner Mongolia, China and cluster analysis. **Acta geológica sinica**, Peking, v.91, n.4, p.1200-1214, 2017.

PETTIJOHN, F. J.; POTTER, P. E.; SIEVER, R. Sand and sandstone, **Springer-Verlag**, New York, 1987.

PFLUG, H. D. Zur Entstehung und Entwicklung des angiospermiden Pollens in der Erdgeschichte. **Palaeontographica**, Stuttgart, v.95B, p.60-171, 1953.

PIRES, E. F. et al. Early Cretaceous coniferous woods from a Paleoge (Paraná Basin, Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, n.32, p.96-109, 2011.

PUEBLA, G. G. et al. Fossil record of *Ephedra* in the Lower Cretaceous (Aptian), Argentina. **Botanical Society of Japan**, Japão, v.130, p. 975-988, may, 2017.

QUATTROCCHIO, M. E.; MARTINEZ, M. A.; VOLKEIMER, W. Las floras Jurásicas de la Argentina. **Ameghiniana**, Buenos Aires, Publicacion Especial 11, p.87-100, 2007.

RABASSA, J. Gondwana paleolandscapes: long-term landscape evolution, genesis, distribution and age. **Geociências**, São Paulo, UNESP, v. 29, n. 4, p. 541-570, 2010.

RAJANIKANTH, A. Diversification and evolution of Early Cretaceous East Coast Flora of India. **Palaeobotanist**, Lucknow, v. 45, p. 369-377, 1996.

REIS, N. J. et al. Dois eventos de magmatismo máfico Mesozoico na fronteira Brasil-Guiana, Escudo das Guianas: enfoque à região do Rife Tacutu – North Savannas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43, 2006, Aracaju. **Anais**. Bahia: SBG, 2006. p. 244.

REIS, N. J.; FARIA, M. S. G.; MAIA, M. A. M. O quadro Cenozoico da porção Norte-Oriental do Estado de Roraima. In: KLEIN, E. L.; VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L. T. (eds.). **Contribuições a Geologia da Amazônia**. Belém: Núcleo Norte, 2001, v. 3, p. 259-271.

REIS N. J.; NUNES N. S.V.; PINHEIRO S. S. A Cobertura Mesozoica do Hemigraben Tacutu - Estado de Roraima: uma abordagem ao Paleoambiente da Formação Serra do Tucano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, 1994, Camboriú – Santa Catarina. **Anais**. Camboriú: SBG, 1994.

REMY, W. The floral changes at the Carboniferous-Permian boundary in Europa and North América. In: TIFFNEY, B. (ed.). **Geological factors and the Evolution of plants**. New Haven e London: Yale University Press, p.169-222, 1975.

REX, G. M.; CHALONER, W. G.; The experimental formation of plant compression fossil, **Palaeontology**, Cambridge, v.26, p.231-252, 1983.

RICARDI-BRANCO, F. R. Jazigos Paleobotânicos do Brasil. In: CARVALHO, I.S. (Org). **Paleontologia: conceitos e métodos**. 3. ed. Rio de Janeiro: Interciência, 2010. v.1, p.585-596.

SANTOS, A. M. B. Evolução geológica da Bacia do Tacutu (Território Federal de Roraima). **Relatório SIEX**, Manaus: PETROBRÁS/DENOC, p. 37, 1986.

SANTOS, A. C. S. **Interpretações paleoambientais e paleoecológicas para o Cretáceo da bacia do Tacutu com base em lenhos**. 2015. 69p. Dissertação (Mestrado em Recursos Naturais) – Universidade Federal de Roraima, Boa Vista, 2015.

SANTOS, A. C. S. et al. Evidence of palaeo-wildfire from the Upper-Lower Cretaceous (Serra do Tucano Formation, Aptian-Albian) of Roraima (North Brazil). **Cretaceous Research**, Amsterdam, v. 57, p. 46-49, 2016.

SAWARD, S. A. A global view of Cretaceous vegetation patterns. In: McCABE, P. J.; PARRISH, J. T. (eds.). **Controls on the distribution and quality of Cretaceous coals**. Boulder, Colorado, p. 17-35. 1992.

SCHOPF, J. M. Modes of fóssil preservation. **Elsevier Scientific Company**, Amsterdam, v. 20, p. 27-53, 1975.

SCOTESE, C. R. **Palaeomap Project**. 2003. Disponível em:<<http://www.scotese.com/jurassic.htm>>. Acesso em: 24 out. 2017.

SCOTT, A.; COLLINSON, M. Investigating fossil plant beds: the origin of fossil plants and their sediments. **Journal of the association of teachers of geology**, [s.l], v. 7, n. 4, p. 114-122, 1983.

SEOANE, L. V. New Cycadalean leaves from the Anfiteatro de Ticó Formation, Early Aptian, Patagonia, Argentina. **Cretaceous Research**, Amsterdam, v. 26, p. 540-550, 2005.

SEWARD, A. C. The Jurassic flora of Sutherland. **Transactions of the Royal Society of Edinburgh** 47, p.643–709, 1911.

SEWARD, A. C. The Wealden flora. Part I. Thallophyta to Pteridophyta. In: Catalogue of the Mesozoic plants in the Department of Geology, British Museum (Natural History), London, 1894.

SEWARD, A. C. Fossil Plants. Volume IV. Ginkgoales, Coniferales, Gnetales. Cambridge: **Cambridge University Press**, p. 543, 1919.

SILVA, E. L. S. A vegetação de Roraima. In: BARBOSA, R.I.; FERREIRA, E.J.G.; CASTELLÓN, E.G. (Ed). **Homem, ambiente e ecologia no estado de Roraima**. Manaus: INPA, 1997, p. 325-334.

SILVA, A. J. P. et al. Bacias sedimentares Paleozoicas e Meso-Cenozoicas interiores. In: BIZZI, L. A. et al. (Orgs.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**. Brasília: CPRM, 2003. p. 55-86.

SILVA, M. A. G.; PORSANI, M. J.; Aplicação de balanceamento espectral e DMO no processamento sísmico da Bacia do Tacutu. **Revista Brasileira de Geofísica**. São Paulo, v. 24, n. 2, p. 273-290, jun. 2006.

SOUZA, V. et al. Ocorrência de lenhos fósseis na Bacia do Tacutu-Roraima. **Revista Acta Geográfica**, Boa Vista, v. 3, n. 5, p. 73-77, 2009.

SOUZA, V.; SAMPAIO, B. Primeiro registro fóssil (icnofósseis) da Formação Tucano (bacia do Tacutu/RR): uma ferramenta no estudo da evolução da paleopaisagem de Roraima. **Revista Acta Geográfica**, Boa Vista, v. 1, n. 1, p. 105-112, 2007.

SPICER, R. A. The significance of the Cretaceous flora of Northern Alaska for the reconstruction of the climate of the Cretaceous. **Geologisches Jahrbuch**, Stuttgart, v.96, p. 265-291, 1987.

SPICER, R. A. The formation and interpretation of plant fossil assemblages. **Advances in Botanical Research**, New York, v.16, p. 96-147, 1989.

SPICER, R. A. Plant taphonomic processes. In: ALLISON, P. A.; BRIGGS, D. E. G. (eds.) **Taphonomy: releasing the data locked in the fossil record**. Plenum Press, Nova York, p.71-113, 1991.

SPICER, R. A. et al. Why future climate change is likely to be underestimated: evidence from palaeobotany. **Journal Botanical Society of Bengal**, Kolkata, v.67, p. 75-88, 2013.

SPICER, R. A.; HERMAN, A. B. The Albian-Cenomanian flora of the Kukpowruk river, Western North Slope, Alaska: stratigraphy, palaeofloristics, and plant communities. **Cretaceous Research**, Amsterdam, v.22, p.1-40, 2001.

STERNBERG G. K. **Versuch einer geognostischen botanischen Darstellung der Flora der Vorwelt.** v. 1, p-4, 1825.

STEWART, W. N.; ROTHWELL, G. W. **Paleobotany and the Evolution of Plants.** Cambridge: **Cambridge University Press.** p. 521, 1993.

SUCERQUIA, A. P. **Taxonomia, modos de preservação e fitogeografia de coníferas Aptianas da região Paleoequatorial da América do Sul.** 2013. p. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013.

TAKHTAJAN, A. L.; VAKHRAMEEV, V. A.; RADCHENKO, G. P. G. Golosemennye I Pokrytosemennye. **Institute of Geology and Mineral Conservation,** Moscow, p.743, 1963.

TAVARES JUNIOR, S.S.; et al. Compartimentação geomorfológica de Roraima por meio de análise de morfoestruturas. Estudo de caso: serra do Tepequém e o graben do Tacutu. In: **XVI Simpósio brasileiro de sensoriamento remoto – SBSR,** foz do guaçu, PR, brasil, 13 a 18 de abril de 2013

TAYLOR, T. N.; TAYLOR, E. L.; KRINGS, M. **Paleobotany: the biology and evolution of fossil plants.** 2. ed. Amsterdam: Elsevier, 2009. 1230p.

TEEUW, R.M.; RHODES, E. J. Aeolian activity in Northern Amazonia: optical dating of Late Pleistocene and Holocene palaeodunes. **Journal of Quaternary Science,** Harlaw, v. 19, n. 1, p. 49-54, 2004.

THOMAS, H. H.; BANCROFT, N. On the cuticles of some recent and fossil Cycadean fronds. **Transactions of the Linnean Society of London,** Series 2, v.8, p.155–204, 1913.

THOMAS, B. A.; SPICER, R. A. **The evolution and paleobiology of land plants.** London: Chapman and Hall, 1987. 309 p.

TRONCOSO, A.; GNAEDINGER, S.; HERBST, R. 2000. *Heidiphyllum, Rissikia y Desmiophyllum* (Pinophyta, Coniferales) en el Triásico del Norte Chico de Chile y Sur de Argentina. **Ameghiniana,** Buenos Aires, v. 37, p.119–127, 2000.

TUCKER, M. E. **Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks.** 3.ed. England: Blackwell publishing 2001, p. 262.

TUCKER, M.E. **Rochas sedimentares**: guia geológico de campo. 4.ed. Porto Alegre: Bookman, 2014. 324 p.

VAKHRAMEEV, V. A. Jurassic and Cretaceous floras of Eurásia and the Paleofloristic Provinces of this period. **Transactions of the geological institute**. v. 102, p. 1-263, 1961.

VAN DER HAM, R. W. J. M., et al. *Brachyphyllum patens* (Miquel) comb. nov. (Cheirolepidiaceae?): remarkable conifer foliage from the Maastrichtian type area (Late Cretaceous, NE Belgium, SE Netherlands). **Review of Palaeobotany and Palynology**, Amsterdam, v.127, p. 77-97, 2003.

VAZ, P. T.; WANDERLEY FILHO, J. R.; BUENO, G. V. Bacia do Tacutu. **Geociências: PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 289-297, maio/nov. 2007.

WANKLER, F. L. Estudo Faciológico Da Formação Serra Do Tucano – Roraima: Estado de Arte e Perspectivas. In: HOLANDA, E. C.; BESERRA NETA, L. C. (Org). **Geociências na Pan-Amazônica**. Boa Vista: editora da UFRR, 2016. p.113-139.

WATSON, J.; ALVIN, K. An English Wealden floral list, with comments on possible environmental indicators. **Cretaceous Research**, Amsterdam, v.17, p.5-26, 1996.li

WAVEREN, I. M. V.; et al. Macrofloral remains from the Lower Cretaceous of the Leiva Region (Colômbia). **Scripta Geologia**, Tchechoslovaquia, p.1-39, 2002.

WILLIS, K. J.; MCELWAIN, J. C. **The evolution of plants**. 2.ed. New York: oxford, 2002. 398 p.

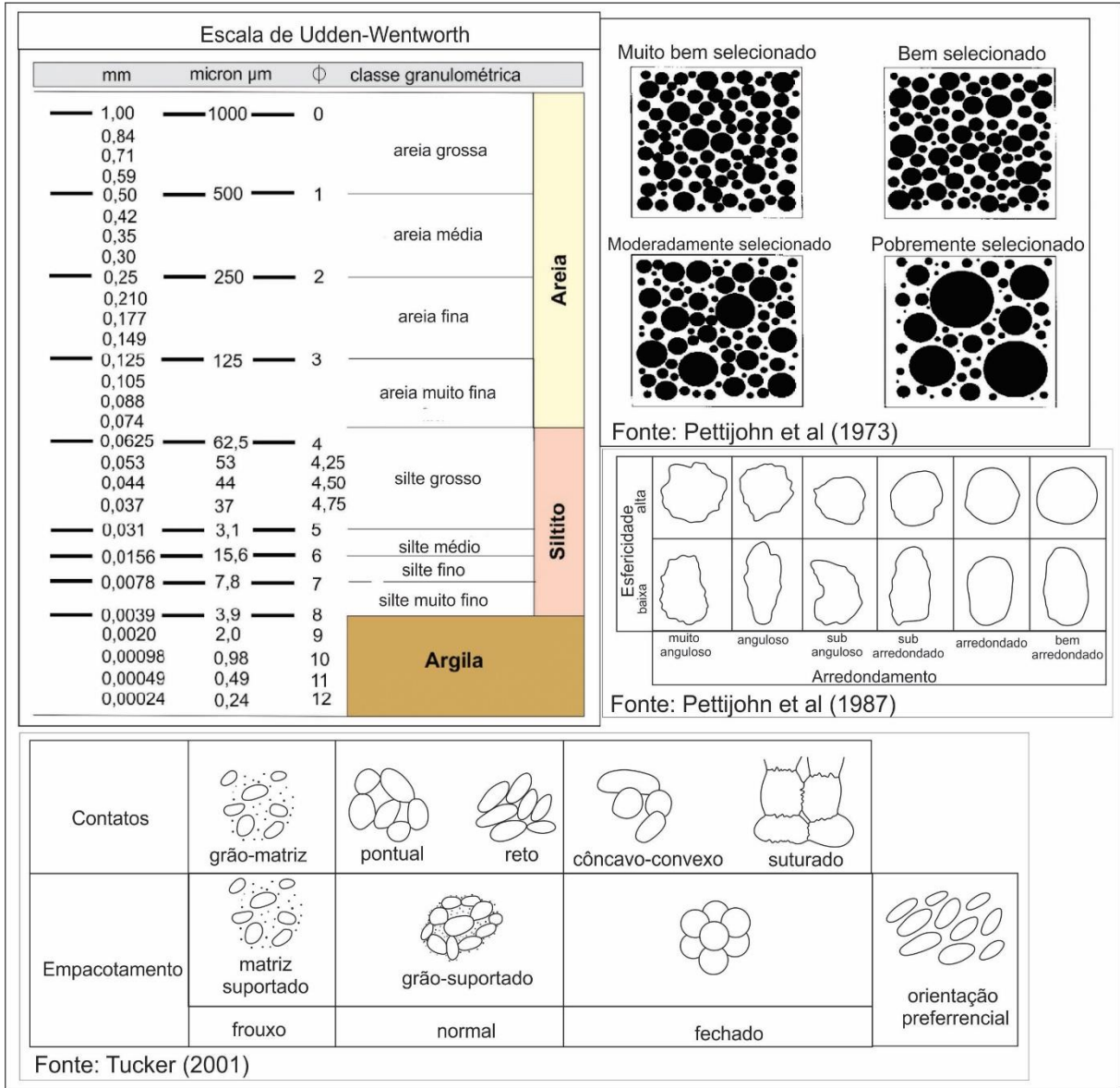
WING, S. L. Depositional environments of plant bearing sediments. In: DIMICHELE, W. A.; WING, S. L. (eds.). Methods and applications of plant paleoecology. **Paleontological Society**, Knoxville, p. 1-13, 1988.

ZALÁN, P. V. Evolução Fanerozoica das bacias sedimentares brasileiras. In: MANTESSO-NETO et al. (Org.). **Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2016, p.595-612.

ZIEGLER, A. M.; et al. Coal, climate and terrestrial productivity: the presente and Early Cretaceous compared. In: SCOTT, A. C. **Coal and coal-bearing strata: recent advances**. Geological Society Special Publication, n.32, p.25-49. 1987.

ANEXOS

ANEXO A – Características descritivas da textura das rochas: tamanho granulométrico; seleção, arredondamento e esfericidade dos grãos; contato entre grãos e empacotamento dos grãos.



ANEXO B – Classificação de fácies baseado em Miall (1996).

Código de fácies	Fácies	Estruturas sedimentares	Interpretação
Gmm	Cascalho maciço matriz-suportado	Gradação incipiente	Fluxo de detritos de alta energia e viscosidade
Gmg	Cascalho matriz-suportado	Gradação inversa a normal	Fluxo de detritos de baixa energia
Gci	Cascalho clasto-suportado	Gradação inversa	Fluxo de detritos de alta energia rico em clastos ou fluxo de detritos
Gcm	Cascalho maciço clasto-suportado	_____	Fluxo de detritos pseudoplástico (fluxo turbulento)
Gh	Clasto-suportado, arcabouço com estratificação horizontal	Acamamento horizontal mal definido, imbricação	Depósitos residuais de talvegue (lag) e de lixiviação da matriz
Gt	Cascalho estratificado	Estratificação cruzada acanalada	Preenchimento de pequenos canais
Gp	Cascalho estratificado	Estratificação cruzada tabular	Formas de leito transversal, migração ou crescimento longitudinal a jusante de barras
St	Areia fina a muito grossa, pode ser cascalhosa	Estratificação cruzada acanalada	Migração de formas de leito tridimensionais sinuosas ou linguóides
Sp	Areia, média a muito grossa, pode ser cascalhosa	Estratificação cruzada tabular	Migração de formas de leito bidimensionais
Sr	Areia, muito fina a grossa	Laminações cruzadas e marcas onduladas	Migração de marcas de ondas (regime de fluxo inferior)
Sh	Areia, muito fina a grossa, pode ser cascalhosa	Laminação horizontal de partição ou lineação de corrente	Formas de leito plano (fluxo superior)
Sl	Areia, muito fina a grossa, pode ser cascalhosa	Estratificação cruzada de baixo ângulo (< 15°)	Estruturas de corte e preenchimento, dunas subaquosas atenuadas, antidunas.
Ss	Areia muito fina a grossa, pode ser cascalhosa	Amplas e suaves depressões	Depósitos de preenchimento de suaves depressões (scour fills)
Sm	Areia, fina a grossa	Maciça ou laminação incipiente	Depósito de fluxo gravitacional
Fl	Areia, silte, lama	Laminações finas, marcas ondulações muito pequenas	Depósito de inundação durante estágios de baixa energia
Fsm	Silte, lama	maciço	Depósito de pântano ou de canal abandonado
Fm	Lama, silte	Maciço	Depósito de overbank, canal abandonado, depósito de <i>drapes</i>
Fr	Silte, lama	Maciço, marca de raízes, bioturbação	pelossolo incipiente
C	Carvão, lama carbonosa	Restos vegetais, filmes de lama	Depósito de pântano com vegetação
P	Paleossolo, carbonático	Feições pedogenéticas	Solo com precipitação química

