



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Diogo de Jesus André

Palinologia da formação Codó (Aptiano) na região de Codó, Nordeste da

Bacia do Parnaíba

Rio de Janeiro

2023

Diogo de Jesus André

**Palinologia da formação Codó (Aptiano) na região de Codó, Nordeste da
Bacia do Parnaíba**

Dissertação apresentada como requisito necessário para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Geociências.

Orientador: Prof. Dr. Rodolfo Dino

Coorientador: Prof. Dr^a. Luzia Antonioli

Rio de Janeiro

2023

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

A555 André, Diogo de Jesus.
Palinologia da formação Codó (Aptiano) na região de Codó,
Nordeste da Bacia do Parnaíba / Diogo de Jesus André. – 2023.
61 f. : il.

Orientador: Rodolfo Dino.
Coorientadora: Luzia Antonioli.
Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de
Janeiro, Faculdade de Geologia.

1. Geologia estratigrafia – Parnaíba, Bacia do – Teses. 2.
Palinologia – Codó (MA) – Teses. 3. Cretáceo – Teses. 4. Rochas –
Teses. I. Dino, Rodolfo. II. Antonioli, Luzia. III. Universidade do
Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. IV. Título.

CDU: 551.3(812.1)

Bibliotecária Responsável: Priscila Freitas Araujo/ CRB-7: 7322

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta
dissertação, desde que citada a fonte.

Assinatura

Data

Diogo de Jesus André

**Palinologia da formação Codó (Aptiano) na região de Codó, Nordeste da
Bacia do Parnaíba**

Dissertação apresentada como requisito necessário para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Geociências.

Aprovada em 30 de outubro de 2023.

Orientador: Prof. Dr. Rodolfo Dino
Faculdade de Geologia – UERJ

Coorientadora: Prof^ª. Dr^ª. Luzia Antonioli
Faculdade de Geologia - UERJ

Banca Examinadora: _____

Prof. Dr. Emílio Alberto Soares
Universidade Federal do Amazonas - UFAM

Dr^ª. Taísa Camila Silveira de Souza
Universidade Federal Fluminense - UFF

Dr^ª. Helena Antunes Portela
Faculdade de Geologia - UERJ

Rio de Janeiro

2023

DEDICATÓRIA

À minha família, em especial minha esposa Priscila Valadares, que sempre me apoiou em tudo, estando comigo em todo esse trajeto e à UERJ por me proporcionar tudo isso.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por permitir tudo que aconteceu na minha vida até então, experiências que levarei comigo para sempre.

Aos professores Rodolfo Dino e Luzia Antonioli, que me ajudaram demais nessa caminhada, tornando possível enfrentar esse desafio. Obrigado por toda ajuda, paciência e disponibilidade. Minha eterna gratidão!

À Universidade do Estado do Rio de Janeiro, em especial à Faculdade de Geologia e meus queridos professores, por toda dedicação e conhecimento a mim cedido durante esses últimos anos.

Aos meus amados e queridos pais, Ivonildes e Jorge, por todo apoio sempre.

À minha esposa, Priscila Valadares, que mesmo diante de todos os desafios, estresses, falta de tempo e problemas em geral, sempre esteve comigo, sendo meu suporte.

À todos citados aqui e aos que por ventura deixei de citar, muito obrigado por tudo!

RESUMO

ANDRÉ, Diogo de Jesus. **Palinologia da formação Codó (Aptiano) na região de Codó, Nordeste da Bacia do Parnaíba**. 2023. 61 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2023.

O presente estudo teve como foco os resultados palinológicos obtidos das análises quantitativa e qualitativa de estratos sedimentares provenientes do furo de sondagem 9-PIF-4A-MA, correspondentes à Formação Codó, próximo da região de Codó, porção norte da Bacia do Parnaíba, Estado do Maranhão. Os depósitos desta formação formam uma sequência composta por arenitos e folhelhos, com intercalações de carbonatos e evaporitos, onde seus folhelhos são conhecidos pelo seu significativo potencial para geração de hidrocarbonetos. Foram realizadas análises palinológicas em 11 amostras de testemunho, que resultaram na identificação de 32 espécies de palinomorfos, predominantemente de origem continental. Dentre esses, destaca-se a espécie-guia *Equisetosporites maculosus* cuja presença circunscreve os estratos à palinozona *Sergipea variverrucata* (P-270), confirmando a idade aptiana superior usualmente atribuída para os estratos da Formação Codó. Igualmente, as análises quantitativas, mostrando predomínio dos gêneros *Classopollis*, *Gnetaceaepollenites* e *Equisetosporites* e revela que a deposição dos sedimentos ocorreu principalmente em um ambiente fluvio-lacustre, sob um paleoclima caracterizado por condições áridas a semiáridas.

Palavras-chave: cretáceo inferior; formação Codó; palinologia; Aptiano.

ABSTRACT

ANDRÉ, Diogo de Jesus. **Palinology of the Codó formation (Aptian) in the Codó region, Northeast of the Parnaíba Basin**. 2023. 61 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2023.

The present study focused on the palynological results obtained from quantitative and qualitative analyses of sedimentary strata from drilling hole 9-PIF-4A-MA, corresponding to the Codó Formation, close to the Codó region, northern portion of the Parnaíba Basin, State from Maranhão. The deposits of this formation form a sequence composed of sandstones and shales, with intercalations of carbonates and evaporites, where its shales are known for their significant potential for generating hydrocarbons. Palynological analyses were carried out on 11 core samples, which resulted in identifying 32 species of palynomorphs, predominantly of continental origin. Among these palynomorphs, the guide species *Equisetosporites maculosus* stands out, whose presence limits the strata to the *Sergipea variverrucata* palynozone (P-270), confirming the upper Aptian age usually attributed to the strata of the Codó Formation. Likewise, quantitative analyses, showing a predominance of the genera *Classopollis*, *Gnetaceaepollenites*, and *Equisetosporites*, reveal that the deposition of sediments occurred mainly in a fluvio-lacustrine environment under a paleoclimate characterized by arid to semi-arid conditions.

Keywords: lower cretaceous; Codó formation; palynology; Aptian.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 -	Mapa de localização da Bacia do Parnaíba e do poço estudado.....	12
Figura 2 -	Coluna estratigráfica da seção analisada.....	13
Tabela 1-	Relação dos números de amostras e as respectivas profundidades	14
Figura 3 -	Fluxograma de processamento e preparação das lâminas palinológicas	17
Figura 4 -	Mapa estrutural da Bacia do Parnaíba.....	20
Figura 5 -	Coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba.....	22
Figura 6 -	Gráfico de frequência relativa dos principais grupos de polinórfos identificados no poço 9-PIF-4A-MA.....	29
Figura 7 -	Distribuição biocronoestratigráfica do poço 9-PIF-4A-MA.....	43
Figura 8 -	Identificação das diferentes fases paleoclimáticas da Formação Codó identificadas no poço 9-PIF-4A-MA.....	45
Figura 9 -	Modelo deposicional da Formação Codó.....	46

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO	11
1	MATERIAL E MÉTODOS	12
1.1	Material de estudo	12
1.2	Preparação das amostras	14
1.2.1	<u>Pesagem do material</u>	15
1.2.2	<u>Eliminação dos carbonatos</u>	15
1.2.3	<u>Eliminação dos silicatos</u>	15
1.2.4	<u>Bateamento e peneiramento</u>	16
1.2.5	<u>Montagem de lâmina</u>	16
2	CONTEXTO GEOLÓGICO	18
2.1	Bacia do Parnaíba	18
2.2	Evolução Tectono-Sedimentar	18
2.3	Estratigrafia da Bacia do Parnaíba	20
2.3.1	Litoestratigrafia	21
2.3.1.1	Grupo Serra Grande.....	22
2.3.1.2	Grupo Canindé	23
2.3.1.3	Grupo Balsas.....	24
2.3.1.4	Magmatismo - Formação Mosquito.....	25
2.3.1.5	Grupo Mearim	25
2.3.1.6	Magmatismo - Formação Sardinha.....	26
2.3.1.7	Sistema Grajaú - Codó – Itapecuru	26
2.4	Formação Codó	27
3	RESULTADOS E DISCUSSÕES	29
3.1	Características gerais da palinoflora	29
3.2	Sistemática	30
3.3	Idade	42
3.4	Interpretação Paleoambiental	43
	CONSIDERAÇÕES FINAIS	47
	REFERÊNCIAS	48
	APÊNDICE A – ESTAMPAS	54

INTRODUÇÃO

Um considerável avanço de conhecimento ocorreu nos últimos anos sobre a bioestratigrafia das sequências do Cretáceo Inferior das bacias brasileiras devido às descobertas de campos gigantes em águas profundas, pertencentes a este intervalo de tempo. Essas sequências eocretáceas ocorrem, na sua quase totalidade, tanto nas bacias marginais, quanto nas bacias mesozoicas interiores do Nordeste; e mais raramente nas grandes sinéclises intracratônicas paleozoicas. Depósitos importantes que compõem estas sequências, particularmente nas bacias do norte-nordeste do Brasil, são os estratos da Formação Codó, objeto do presente trabalho. Os depósitos são de origem predominantemente siliciclástica, com folhelhos, siltitos e arenitos, secundados por calcáreos e sais de anidrita e gipsita ocorrendo em subsuperfície, estando presentes também nas bacias da Foz do Amazonas, Pará-Maranhão, Barreirinhas, Bragança-Vizeu, São Luís e Ilha Nova. Essa formação tem sido objeto de interesse quase que permanente por parte dos pesquisadores devido ao fato de ser avaliada como geradora em todas as bacias nas quais sua presença foi detectada.

Ainda que muitos estudos já tenham sido feitos, a Formação Codó ainda carece de uma maior densidade de informações, sejam elas de ordem litoestratigráfica, de idade e/ou ambiente.

Devido a isso, o presente trabalho tem como objetivo geral o posicionamento palinoestratigráfico do intervalo correspondente à Formação Codó. Quanto aos objetivos específicos, são eles:

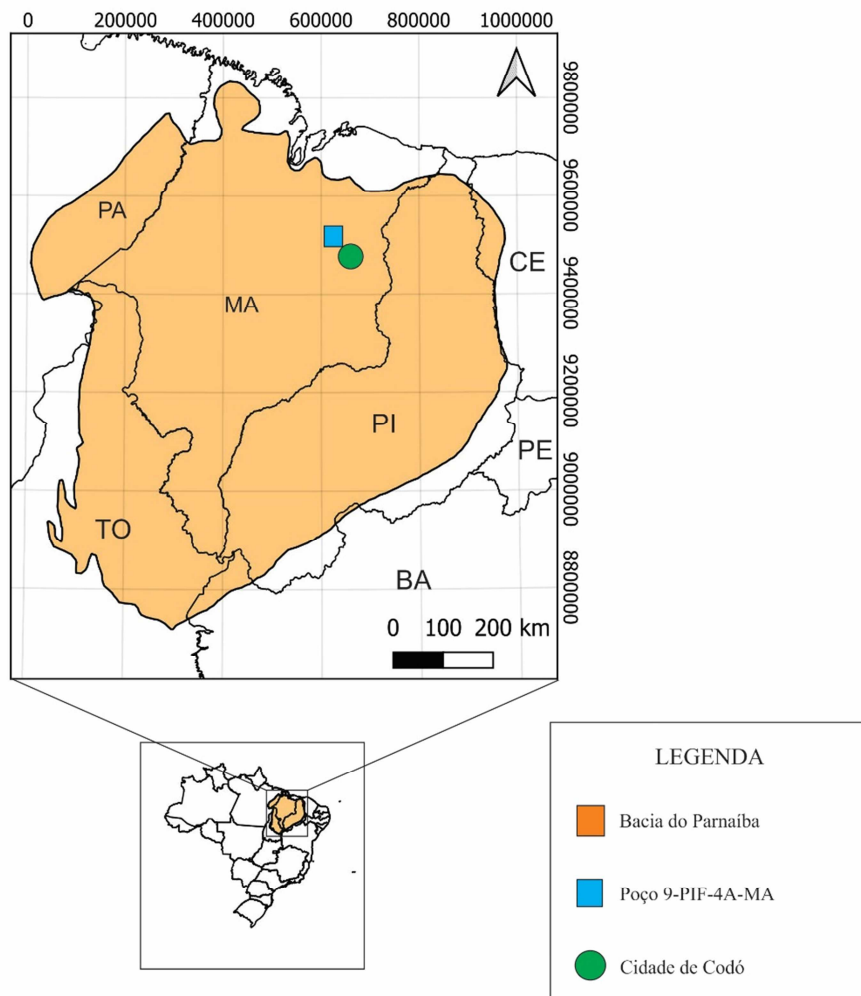
- a) Identificação dos principais grupos de palinóforos presentes nas rochas da Formação Codó, e baseado neles, realizar a definição de biozonas;
- b) Realizar a revisão taxonômica dos palinóforos-guia do Cretáceo Inferior presentes na Formação Codó;
- c) Identificação das formas diagnósticas de ambiente e idade;
- d) Determinação e detalhamento do ambiente de deposição, a interpretação da paleoecologia dos sedimentos da formação, a reconstrução paleoambiental do intervalo e sua idade.

1 MATERIAIS E MÉTODOS

1.1 Material de estudo

As amostras analisadas são provenientes do poço 9-PIF-4A-MA (coordenadas UTM 623480m E, 9520412m S, Zona 23L), localizado na Bacia do Parnaíba, estado do Maranhão (Figura 1). Foram coletadas, de forma sistemática, 11 amostras de folhelho com coloração mais escura (Tabela 1), sendo indicativo para sedimentos ricos em conteúdo orgânico, ao longo de cerca de 25 metros de profundidade (Figura 2).

Figura 1: Mapa de localização da Bacia do Parnaíba e do poço estudado



Fonte: O autor, 2023.

Figura 2: Coluna estratigráfica da seção analisada

9 - PIF - 4A - MA

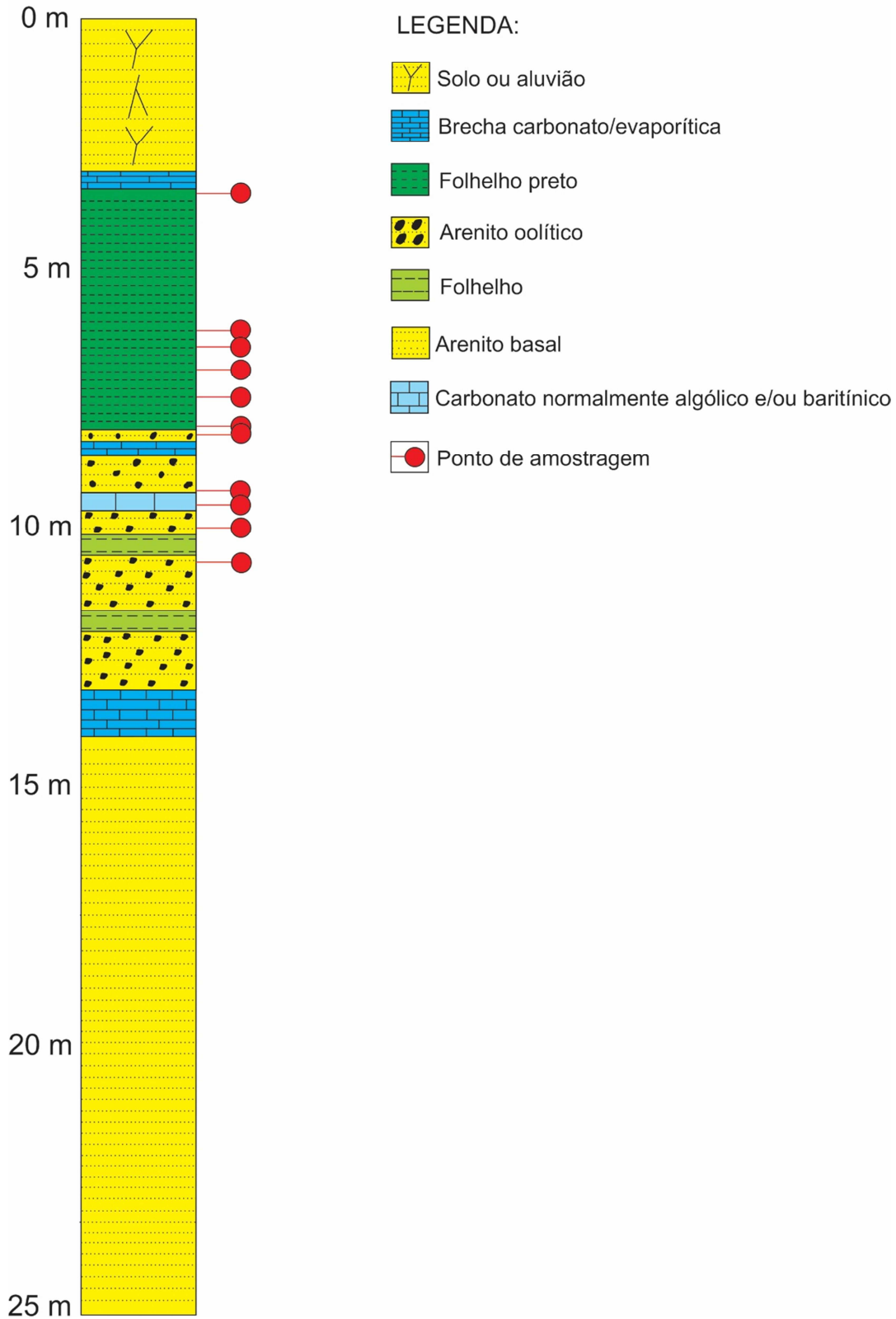


Tabela 1 - Relação dos números de amostras e as respectivas profundidades.

AMOSTRA	PROFUNDIDADE (m)
01	3,60
02	6,30
03	6,70
04	7,20
05	7,45
06	8,10
07	8,35
08	9,30
09	9,50
10	9,90
11	10,30

Fonte: O autor, 2023.

1.2 Preparação das amostras

No tratamento químico das amostras aplicou-se procedimentos não-oxidativos descritos por ANTONIOLI et al. (2020). Este procedimento tem por objetivo eliminar o conteúdo mineralógico para liberação da matéria orgânica contida nos sedimentos. As várias etapas do processo permitiram concentrar a maior quantidade de palinomorfos no resíduo final sem danos aos mesmos.

Os procedimentos laboratoriais foram realizados no Laboratório de Palinomacerais (LBPM) da Faculdade de Geologia (FGEL), pertencente a Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ). O processo de preparação das amostras é descrito abaixo.

1.2.1 Pesagem do material

A quantidade da amostra utilizada para o processamento é definida em função da coloração da mesma, que reflete o teor de matéria orgânica contido no sedimento, seguindo a quantidade aproximada de 20-30 gramas para amostras com folhelhos escuros (ricos em matéria orgânica).

As amostras passaram por um processo de trituração mecânica até atingirem fragmentos ao redor de 5 mm, com cada amostra recebendo um número de identificação e sendo transportadas para béqueres de polipropileno de 1000 ml para o ataque químico.

1.2.2 Eliminação dos carbonatos

A primeira fase do ataque químico envolve a eliminação dos carbonatos da amostra, adicionando ácido clorídrico (HCl) a 37% até cobrir toda a amostra por aproximadamente 2 horas. A reação foi controlada através da homogeneização da amostra utilizando bastão de polipropileno e, nos casos onde a reação química foi forte, controlou-se com álcool, quebrando a tensão superficial das bolhas que se formam durante a reação, evitando o transbordamento do material. Após o ataque químico com HCl, as amostras são lavadas com água destilada por três vezes, para a neutralização do meio. A cada lavagem, o béquer deve ser preenchido até o topo, esperando a decantação da amostra, evitando perda de material.

1.2.3 Eliminação dos silicatos

Em seguida, as amostras foram submetidas ao Fluoclor para dissolução dos silicatos, com as amostras cobertas pelo composto químico por um período de 24 horas. Após esse procedimento, as amostras são novamente lavadas com água destilada por três vezes.

A etapa acima pode ter produzido fluorsilicatos (sílica gel) e sua eliminação é feita acrescentando-se ácido clorídrico (HCl) a 37%, quente, ao precipitado até cobrir a amostra. Em seguida, repete-se a lavagem com água destilada por três vezes para sua neutralização.

1.2.4 Bateamento e peneiramento

Após a neutralização do processo anterior, as amostras são transferidas para tubos Falcon de 50 ml, para serem peneiradas com peneiras de abertura de 10 μm . O resíduo retido é transferido para um vidro de relógio, onde sofre o processo de bateamento, no qual há uma separação entre os minerais pesados e o concentrado orgânico, que será usado para confecção das lâminas palinológicas.

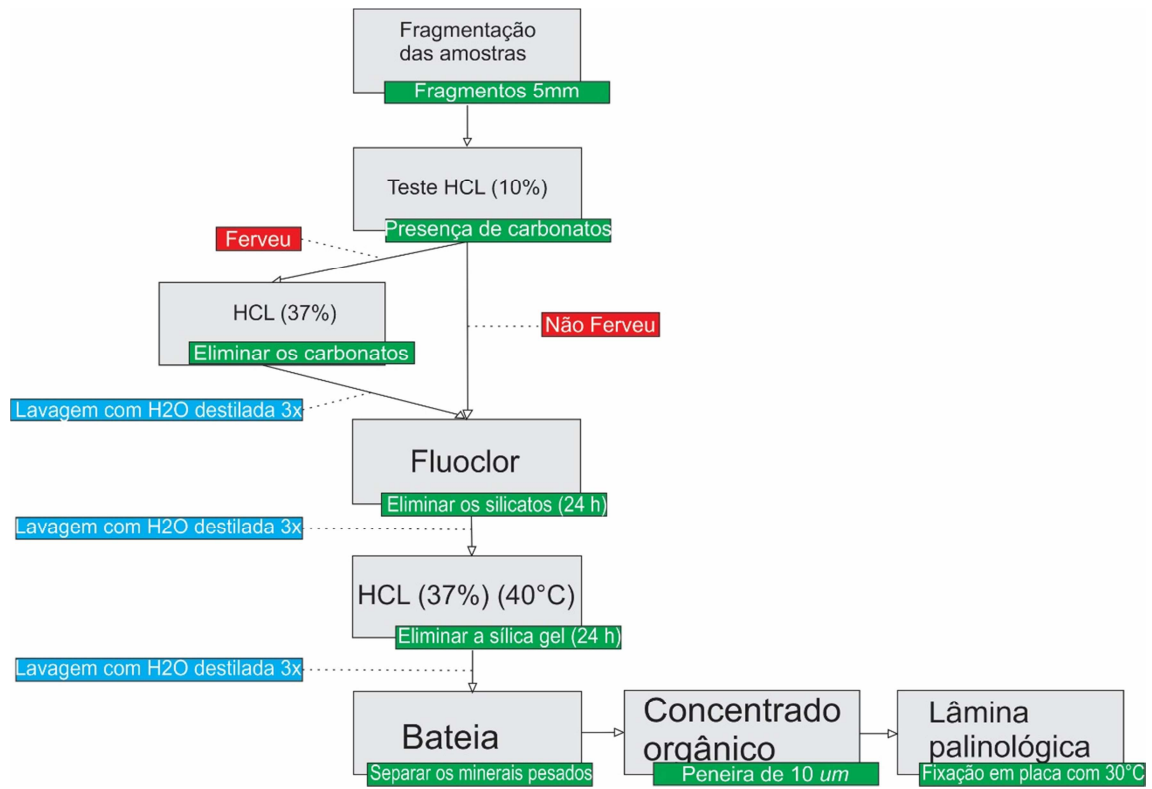
1.2.5 Montagem de lâmina

Para a confecção da lâmina palinológica, o resíduo foi deixado em repouso por 12 horas. Após a decantação da matéria orgânica, descartou-se a água de forma a concentrar o máximo possível do resíduo no tubo de vidro de 10 ml.

A lâmina e a lamínula foram limpas com álcool. Colocou-se a lamínula sobre uma chapa aquecida a uma temperatura de aproximadamente 30°C. Adicionou-se, com auxílio de um canudo, duas gotas do resíduo sobre a lamínula, homogeneizando e distribuindo a mistura por toda a sua superfície com a ajuda de um palito. A lamínula, depois de seca, foi fixada à lâmina com Norland.

A lâmina então foi identificada com os respectivos dados da amostra: poço e profundidade. Depois de seca, passou-se esmalte incolor para a sua preservação.

Figura 3: Fluxograma de processamento e preparação das lâminas palinológicas de ANTONIOLI (2020)



Fonte: Modificado de ENEAS, 2022.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 Bacia do Parnaíba

A Bacia do Parnaíba está situada na região nordeste ocidental do território brasileiro, abrangendo aproximadamente uma área de 600.000 km² de extensão. Seu formato apresenta um eixo maior com orientação NE/SW, com cerca de 1000 km de comprimento, e um eixo menor, ortogonal ao primeiro, com aproximadamente 800 km de extensão. Esta bacia engloba partes dos estados do Maranhão, Pará, Bahia, Piauí, Tocantins e Ceará (GÓES & FEIJÓ, 1995; VAZ et al., 2007).

Classificada como uma bacia intracratônica, a Bacia do Parnaíba está situada entre as faixas de dobramentos que circundam os crátons Amazonas, São Francisco e São Luis. Sua delimitação é definida a leste e oeste, pelo Escudo Brasileiro. A noroeste, é separada das bacias do Amazonas e do Marajó pelo Arco de Tocantins. Ao norte, é separada das bacias de São Luis e Barreirinhas pelo Arco Urbano-Ferrer, enquanto ao sul é separada da Bacia do São Francisco pelo Arco do Médio São Francisco (Figura 4) (VAZ et al., 2007).

2.2 Evolução Tectono-Sedimentar

A evolução tectono-sedimentar da Bacia do Parnaíba tem seu início associado aos influentes pulsos finais do Ciclo Brasileiro. Esse contexto tectônico terminal desencadeou a formação de estruturas do tipo “grabens” ou “riftes precursores” em toda a extensão da bacia, com suas direções predominantes orientadas de NE a N/S. (CORDANI et al., 1984; CUNHA, 1986; GÓES et al., 1990).

De acordo com GÓES et al., 1990, esses “grabens” foram progressivamente preenchidos por sedimentos de natureza imatura, cujas características são correlacionáveis com aquelas encontradas no Grupo Jaibaras. Nessa fase de preenchimento sedimentar, foram depositadas as formações Riachão e Mirador, durante o Neoproterozoico e o Cambro-Ordoviciano, respectivamente.

Como resultado da evolução termo-mecânica da região, foi estabelecida uma grande bacia durante o Siluriano. Nesse período, ocorreu a deposição de sedimentos flúvio-lacustres, que deram origem às formações Ipu e Jaicós. Interdigitados a esses depósitos, há presença de

folhelhos marinhos, ricos em fósseis, provenientes da Formação Tianguá. Essas unidades litoestratigráficas agrupadas compõem o Grupo Serra Grande (GÓES et al., 1990).

O término desse período é marcado pelos impactos da Orogenia Caledoniana. Esse evento resultou no soerguimento da área, culminando no surgimento de uma discordância de caráter regional (CUNHA, 1986).

Com o retorno da bacia à fase de subsidência, ocorre o ciclo deposicional durante o Devoniano. Esse ciclo ocorre através da continuação dos processos térmicos associados aos efeitos flexurais. Nessa fase, o controle exercido pelos lineamentos transbrasilianos (Sobral-Pedro II) e Picos-Santa Inês influenciam na sedimentação até o eocarbonífero, que compõem o Grupo Canindé (CUNHA, 1986; GÓES et al. 1990). Segundo DELLA FÁVERA (1990), o término do ciclo de deposição do Grupo Canindé é marcado por uma discordância regional, relacionada aos efeitos da Orogenia Eo-Herciniana (Eocarbonífero). Nesta fase, ao final do Mississipiano, o soerguimento da bacia atingiu o seu máximo, sendo totalmente exposta e erodida, resultando em significativas mudanças de ordem climática na região, caracterizado por uma transição de climas temperados e úmidos (Devoniano-Eocarbonífero) para quentes e áridos (Pensilvaniano - Triássico).

No Pensilvaniano (Neo-Carbonífero), a bacia volta a sofrer subsidência, com a retomada da sedimentação e deposição do Grupo Balsas. Nesta fase, que se prolonga até o Triássico, é notável o progressivo processo de desertificação em toda a bacia, acompanhado de uma sensível mudança nos seus depocentros, que passam a se deslocar para a porção central (GÓES et al., 1990).

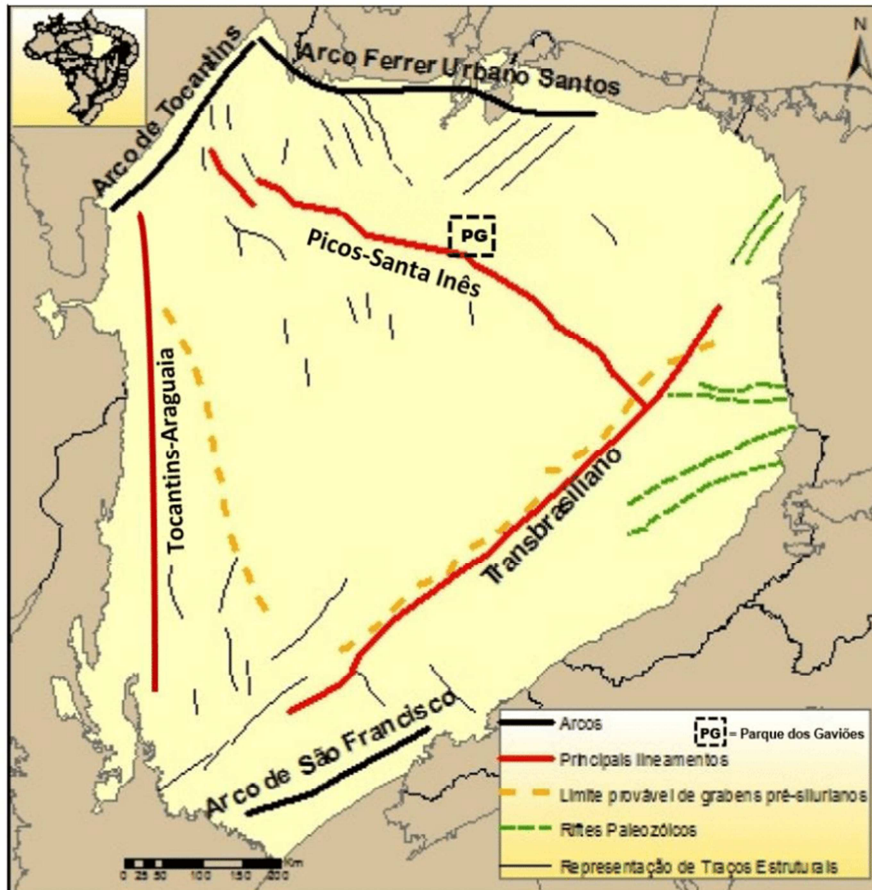
Ainda de acordo com GÓES et al., 1990, a sequência sedimentar dessa época é caracterizada pela presença de sedimentos clásticos finos avermelhados, arenitos de origem fluvial e eólica, dolomitas e calcários. A litologia somada ao seu conteúdo fossilífero indica que a sedimentação ocorreu em condições climáticas quentes, em aridez extrema, em um ambiente predominantemente continental, com presença de um mar interior remanescente.

A partir do Mesozoico, a evolução geológica da plataforma brasileira é marcada por movimentos tectônicos ocorridos no Neo-Jurássico/Eocretáceo, culminando na formação do Atlântico Sul e das bacias mesozoicas marginais e interiores. Esses movimentos ajudaram na fragmentação do supercontinente Gondwana, levando à separação das placas Sul-Americana e Africana. A intensa atividade magmática, tanto intrusiva quanto extrusiva, que ocorreu durante esse período na bacia, é atribuída a esses processos tectônicos. (GÓES et al., 1990).

Essa fase é marcada por uma nova estruturação da bacia, caracterizada por falhas reversas e dobras compressionais orientadas predominantemente na direção NW. Em um

estágio subsequente, formaram-se os riftes nas bacias de São Luís e Barreirinhas, acompanhados pela deposição de sedimentos das formações Grajaú, Codó e Itapecuru, limitadas à porção N/NW da bacia. (DELLA FÁVERA, 1990)

Figura 4: Mapa estrutural da bacia do Parnaíba



Fonte: Retirado de FERNANDES, 2011.

2.3 Estratigrafia da Bacia do Parnaíba

A coluna sedimentar da Bacia do Parnaíba possui espessura máxima de aproximadamente 3.200 metros. Os dados de poços e seções sísmicas mostram que a bacia é composta em sua maioria por depósitos essencialmente terrígenos, com idades variando entre o siluriano e o cretáceo, sendo dividida por VAZ et al. (2007) em cinco grandes ciclos deposicionais, com predomínio da seção paleozóica, não levando em consideração a sedimentação proterozoica e cambriana. Estes ciclos são separados por significativas discordâncias regionais que, de acordo com o autor, registram profundas mudanças nos regimes tectônicos e climáticos.

O primeiro destes ciclos corresponde à sequência continental-marinha de idade siluriana, composto por depósitos clásticos de sistemas fluviais anastomosados, com ocorrência de expressiva transgressão marinha, sob condições climáticas frias.

O segundo ciclo de idade devoniana, exibe uma sedimentação marcada pela alternância entre transgressões e regressões marinhas, em condições climáticas temperadas e com presença de depósitos glaciais no devoniano médio.

O terceiro ciclo, de idade pensilvaniano-triássico, ocorreu em ambientes continentais, sob um clima quente e extremamente árido, com ocasionais incursões marinhas.

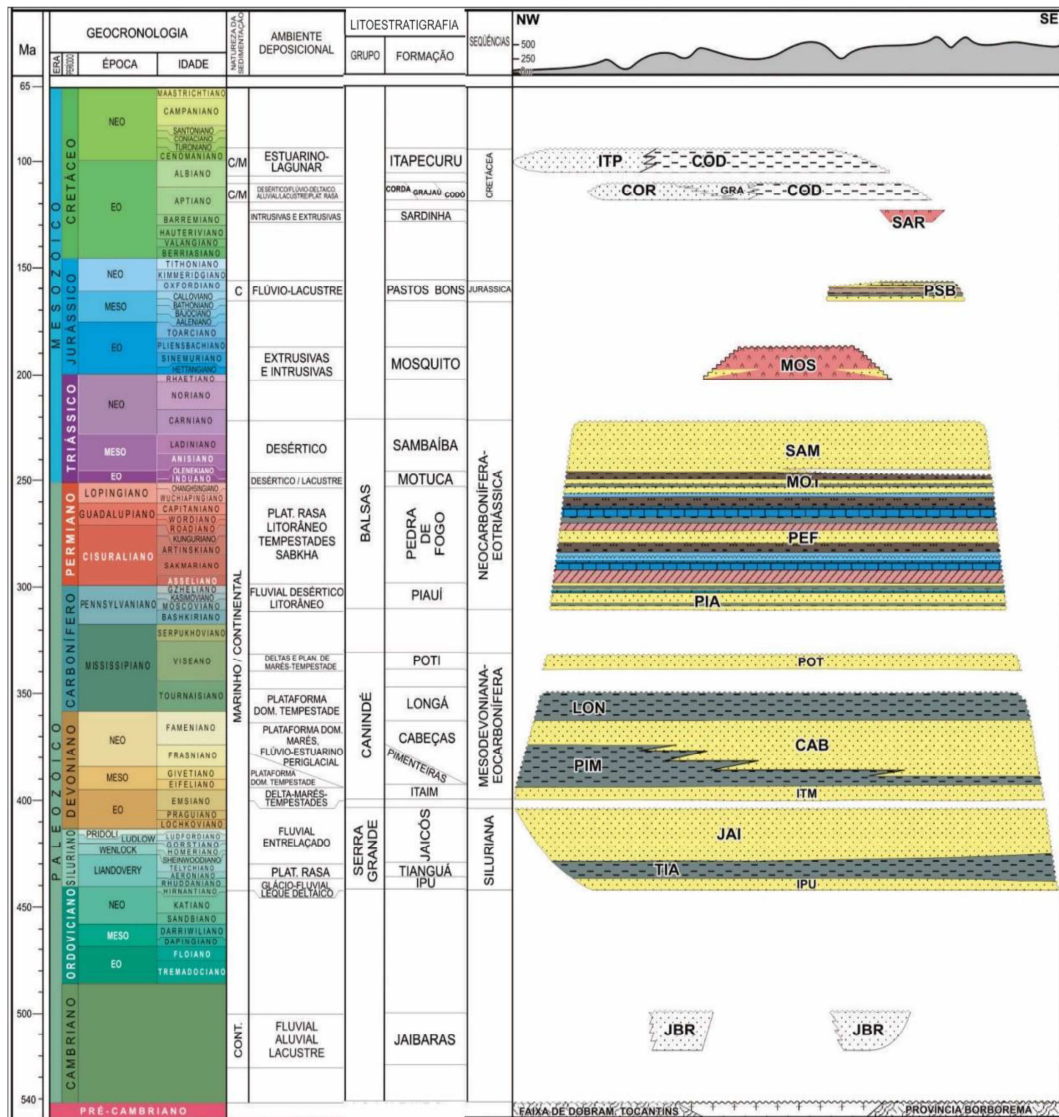
O quarto ciclo, de idade juro-triássico-eocretáceo, é caracterizado por atividades vulcânicas, com derrames e intrusões de diques e soleiras de diabásio. Há baixa sedimentação nesse período, ocorrendo em ambientes continentais sob condições de aridez.

O quinto e último ciclo, pertencente à era cretácea, apresenta depósitos marinhos restritos, lagunares e litorâneos.

2.3.1 Litoestratigrafia

Diante da coluna estratigráfica apresentada (Figura 5), são fornecidas as características principais de todas as unidades litoestratigráficas e grupos da bacia.

Figura 5: Coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba



Fonte: Retirado de VAZ et al. (2007).

2.3.1.1 Grupo Serra Grande

Excluindo os sedimentos que preencheram os grabens precursores da bacia, com idades neoproterozoicas (Formação Riachão) e cambro-ordovicianas (Formação Mirador), a sedimentação na Bacia do Parnaíba efetivamente se inicia com a deposição do Grupo Serra Grande. CAPUTO & LIMA (1984), abordando aspectos estratigráficos e palinológicos, identificaram e caracterizaram as formações Ipu, Tianguá e Jaicós como constituintes do grupo.

- Formação Ipu: Composta por arenitos hialinos médios a conglomeráticos e diamictitos, com siltitos e folhelhos subordinados, exibindo estruturas sedimentares que sugerem uma origem glacial e fluvio-glacial (CAPUTO & LIMA, 1984). A ausência de fósseis nesta formação não permite a sua precisa determinação da idade, sendo considerada por correlação com a Formação Tianguá, como de idade eosiluriana (Landoveriano).

- Formação Tianguá: Composta por folhelhos de coloração preta a acinzentada, siltitos e arenitos micáceos, depositados em ambiente raso. A presença de palinomorfos marinhos (Algas, Esporos, Quitinozoários e Acritarcos), assegura um ambiente marinho nerítico para estes depósitos, com idade Wenlockiano (parte superior do Siluriano Inferior).

- Formação Jaicós: Composta por conglomerados e arenitos cinza claro a esbranquiçados e avermelhados, com raras aparições os folhelhos e siltitos escuros. A presença de quitinozoários nesta formação indicam idades entre o Landoveriano e o Pridoliano (Siluriano) (GRAHN. 1992; MELO et al. 1992). Em termos de ambientes deposicionais, considera-se que a sedimentação ocorreu em ambiente predominantemente continental, com sistemas fluviais anastomosados e rara influência marinha rasa (BIGARELLA et al., 1965; RODRIGUES. 1967; CAROZZI et al., 1975; MABESONE,1978).

2.3.1.2 Grupo Canindé

Este grupo é composto pelas formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti.

- Formação Itaim: Composta por depósitos arenosos finos a médios, bem selecionados, esbranquiçados; e folhelhos cinzentos bioturbados. A presença de palinomorfos, principalmente quitinozoários, levaram GRAHN (1992) e MELO et al., 1992 a atribuir a idade eifeliana inferior para estes depósitos. Em termos ambientais são considerados como depositados em ambientes deltaicos e de plataforma, dominados por correntes de marés e de tempestades.

- Formação Pimenteiras: Composta por uma sequência de folhelhos cinza escuro a negros, bioturbados, ricamente fossilíferos (SMALL (1914)). Palinomorfos dos grupos dos quitinozoários, esporos, escolecodontes e acritarcos são abundantes, sugerindo uma idade givetiana-frasniana para a formação. Identifica - se nesta formação um nível de inundação

máxima e posterior início de intervalo regressivo da sequência Devoniana. (DELLA FÁVERA, 1990)

- Formação Cabeças: Composta predominantemente por arenitos finos a médios, quartzosos, com delgadas intercalações de siltitos e folhelhos. Apresenta bioturbações e em termos de estruturas sedimentares, as "sigmóides" são as mais evidentes. Palinomorfos marinhos são comuns em sua porção basal, indicando uma idade givetiana - frasniana para estes depósitos. Em termos de ambientes deposicionais, são reconhecidos depósitos de ambiente fluvial, periglacial e deltaica.

- Formação Longá: Composta por folhelhos e siltitos cinza - escuro a pretos, carbonosos, bioturbados, com intercalações de arenitos muito finos, branco amarelados, laminados. Palinomorfos encontrados indicam idade fameniana. Em termos ambientais é considerada com tendo sido depositada em ambiente nerítico plataformal dominado por tempestades.

- Formação Poti: Composta por arenitos cinza-esbranquiçados, intercalados com folhelhos e siltitos. Contém ainda porções conglomeráticas e finas camadas de carvão. Possui uma fauna marinha pouco diversificada. Entretanto, é rica em megafósseis vegetais e palinomorfos.

2.3.1.3 Grupo Balsas

Este grupo foi proposto por GÓES et al. (1989) e posteriormente adotado por GÓES & FEIJÓ (1994) para reunir o complexo clástico evaporítico que se sobrepõe ao Grupo Canindé descrito anteriormente. É composto pelas formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba.

- Formação Piauí: Corresponde a uma sequência sedimentar predominantemente clástica, extensamente desenvolvida na bacia (ANDRADE & DAEMON, 1974; SUGUIO & FULFARO, 1977). Foram reconhecidos vários sistemas deposicionais na Formação Piauí, identificando evidências de sedimentação eólica, deltaica, e uma sequência carbonática marinha rasa na formação. Com base nessas informações, concluiu-se que a Formação Piauí depositou - se sob condições gerais áridas, configurando um extenso deserto interior, associado a uma bacia marinha evaporítica, acompanhada por depósitos eólicos e fluviais continentais. No entanto, no topo da formação, rápidas ingressões marinhas ocorreram, evidenciadas pela presença de depósitos de plataforma carbonática ou lagunar, sendo

interpretadas como uma presença de um mar pretérito, tendo idade neocarbonífera. (DUARTE, 1936; KEGEL, 1951; KEGEL & COSTA, 1951; MESNER & WOOLDRIDGE, 1964; CAMPANHA & ROCHA "CAMPOS, 1979; ASSIS, 1980)

- Formação Pedra de Fogo: Composta por uma variedade litológica, que compreende siltitos e folhelhos verdes acinzentados, marrom acinzentado e vermelhos, intercalados com bancos dolomíticos e arenitos avermelhados. Apresenta ainda descontínuos níveis de sílex por todo o pacote, com camadas de gipsitas na base e arenitos com madeiras fósseis (*Psaronius*) no topo. Oolitos, coquinas com restos de peixes e camadas estromatolíticas também ocorrem na Formação Pedra de Fogo. São considerados depósitos litorâneos, com extensa planície de maré retrabalhados por tempestades (DELLA FÁVERA, 1984). Em termos cronoestratigráficos, é considerada referente ao Eopermiano (MÜLLER, 1962).

- Formação Motuca: Composta por arenitos finos a médios, roseos a esbranquiçados na sua porção basal. No topo apresenta folhelhos e siltitos arenosos avermelhados. Considera-se que a sua sedimentação se deu em ambiente continental, eólico a fluvial e sabkhas, sob condições extremamente áridas. É considerada de idade neo - permiana.

- Formação Sambaíba: Composta por arenitos brancos, roseos e amarelados, friáveis, depositados em ambiente continental desértico, eólico (PLUMMER, 1948). É considerada afossilífera e sua datação é posicionada no eotriássico (GÓES & FEIJÓ, 1994).

2.3.1.4 Magmatismo - Formação Mosquito

É composta por basalto preto, amigdaloidal, toleítico, com intercalações de arenitos vermelhos e leitos de sílex. Trata-se de intrusivas e extrusivas básicas, com idade entre 215 e 110 Ma, posicionadas entre os Grupos Balsas e Mearim da bacia. Considera-se que estas rochas ígneas estão associadas à fase de ruptura dos continentes sul-americano e africano. (GÓES, 1995)

2.3.1.5 Grupo Mearim

É composta pelas formações Pastos Bons e Corda, publicada por GÓES & FEIJÓ (1994).

- Formação Pastos Bons: Composta de conglomerados, arenitos argilosos esverdeados, gradando a arenitos creme e esbranquiçados com laminação paralela. Ocorrem ainda argilitos arenosos e localmente, folhelhos escuros fossilíferos (LIMA & LEITE, 1978). Apesar de idade ainda controversa, foi considerado por GÓES & FEIJÓ (*op cit.*) como sendo de idade meso-jurássica.

- Formação Corda: Composta por arenitos cinza esbranquiçados e avermelhados e raros níveis de sílex. São considerados como tendo sido depositados em ambiente continental desértico, subordinado por sistemas fluvio-lacustres. É considerada uma idade meso e neo - jurássico. (GÓES & FEIJÓ, 1994)

2.3.1.6 Magmatismo - Formação Sardinha

A formação Sardinha, a exemplo da Formação Mosquito, foi estabelecida por AGUIAR (1969), e trata-se de intrusivas e extrusivas básicas com idade entre 215 e 110 Ma, sobrepostas ao Grupo Mearim. Constituí - se de basalto preto, amigdaloidal e de ocorrência restrita na bacia.

2.3.1.7 Sistema Grajaú - Codó - Itapecuru

Após o final da sedimentação do Grupo Mearim e do evento magmático Sardinha, um novo ciclo deposicional se inicia na bacia, que, de acordo com GÓES & FEIJÓ (1994), se dá com a deposição de unidades distribuídas através de dois sistemas distintos, mas cronoestratigraficamente equivalentes. Trata-se do sistema Grajaú-Codó-Itapecuru, ocorrendo na porção norte da bacia, e do sistema Urucuia-Areado, ao sul. Entretanto, este último sistema já é considerado como pertencente à Bacia do São Francisco.

- Formação Grajaú: Composta basicamente por arenitos esbranquiçados a creme, finos a conglomeráticos, com ocasionais intercalações de argilitos avermelhados. Por serem afossilíferos, já foram posicionados abaixo da Formação Codó (LISBOA, 1935; AGUIAR, 1969) ou englobados à Formação Corda (CAMPBELL et al., 1948; MESNER & WOOLDRIDGE, 1964). Entretanto, a hipótese mais aceita atualmente é a de sua contemporaneidade com a Formação Codó, representando apenas variações laterais de fácies,

citada por CUNHA & CARNEIRO (1972); CARNEIRO (1974); LIMA & LEITE (1978); BATISTA (1992).

- Formação Codó: Como é o foco do trabalho, posteriormente será melhor detalhada. Basicamente a formação é composta por folhelhos negros e betuminosos, com intercalações carbonáticas e anidritas; arenitos brancos a esverdeados. São depósitos altamente fossilíferos e considerados como tendo sido depositados durante o Aptiano-Albiano.

- Formação Itapecuru: Composta predominantemente por arenitos avermelhados a cinza-esbranquiçados, por vezes esverdeados, com siltitos e folhelhos intercalados, sotopostos concordantemente à Formação Codó. Estes depósitos são considerados como de idade albiana (FERREIRA & CASSAB, 1987; PEDRÃO et al., 1994), e encerram o ciclo deposicional final da Bacia do Parnaíba. Depósitos terciários são pouco expressivos e raros na bacia.

2.4 Formação Codó

O termo Codó provém da cidade de Codó, noroeste do estado do Maranhão e foi originalmente citado para designar folhelhos betuminosos e calcáreos, aflorantes no vale do rio Itapecuru, na região de Codó (MA), por LISBOA (1914).

Na seção de referência, junto aos dados de superfície e poços da região, é possível identificar, de maneira geral, três unidades que constituem a Formação Codó (MESNER & WOOLDRIDGE, 1964; REZENDE & PAMPLONA, 1970). Estas unidades são as seguintes:

- a) Unidade Inferior: Composta por arenitos calcíferos, cinza claros a esbranquiçados, muito finos a médios, ocasionalmente piritosos, com intercalações de folhelhos escuros e siltitos argilosos
- b) Unidade Média: Composta por calcáreos e gipsita, às vezes com níveis de coquinas, anidritas e folhelhos cinzas a negros
- c) Unidade Superior: Composta por arenitos finos, calcíferos, micáceos, piritosos, culminando com folhelhos escuros e intercalações de carbonatos

O contato inferior é nitidamente erosivo. O contato superior com a Formação Itapecuru é globalmente concordante. No entanto, ocorrem situações locais, onde este contato

é discordante. De acordo com LIMA & LEITE (1978), as discordâncias locais entre as formações Codó e Itapecuru são evidenciadas por “leve” superfícies de erosão onduladas.

A Formação Codó distribui-se por toda a porção norte da Bacia do Parnaíba. Cobre uma extensa área ao norte do estado do Maranhão, aflorando descontinuamente, principalmente nos vales dos principais rios da região central da bacia.

Em termos de espessura máxima na superfície, pode-se observar valores aproximados de 40 metros (LIMA & LEITE, 1978). No entanto, em poços estratigráficos perfurados pela CPRM, atingem cerca de 185 metros para essa formação.

Em termos biocronoestratigráficos, os trabalhos palinológicos de LIMA et al. (1980) e LIMA (1982) sugerem uma idade Alagoas Superior (Eoalbiano) para a formação. Análises palinológicas em amostras desta formação indicam idade Alagoas Superior, Aptiano (ANTONIOLI, 2001; ENEAS et al., 2022). Junto aos dados palinológicos, a ocorrência de ostracodes dos gêneros *Cypridea*, *Darwinula* e *Paraschleridea*, também indicam idade aptiana para a formação, bem como sua correlação com as formações Santana da Bacia do Araripe e Alagamar da Bacia Potiguar (MAIZATTO, 2011).

3 RESULTADOS E DISCUSSÕES

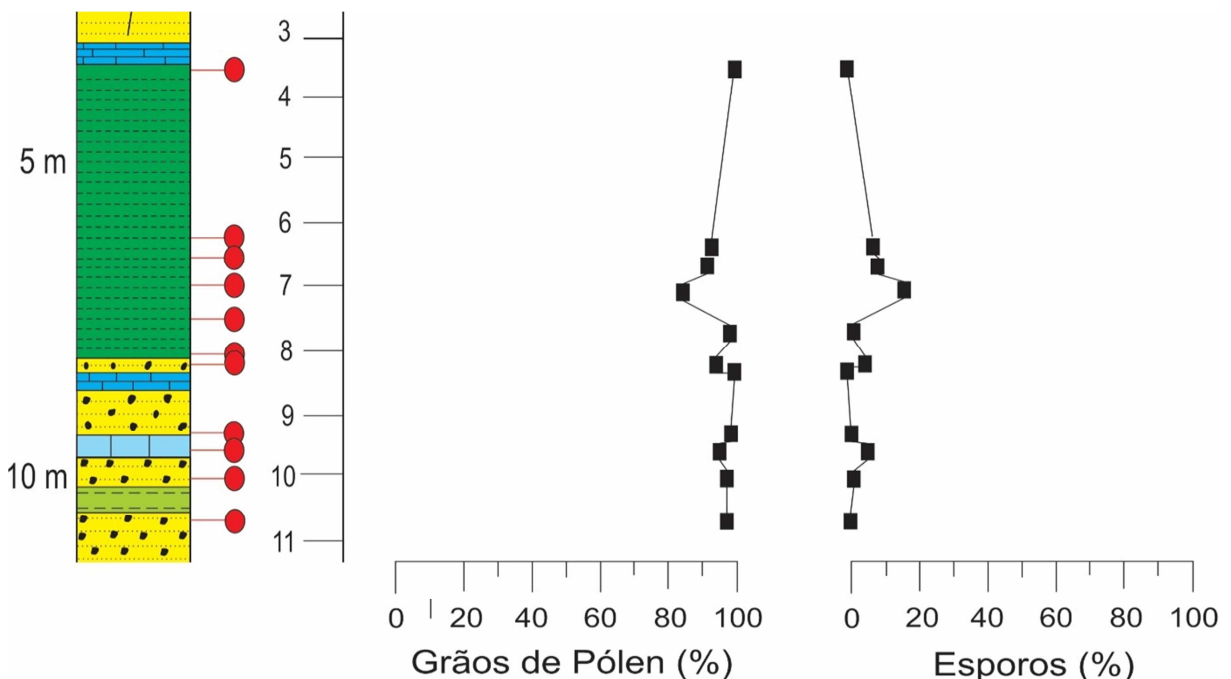
3.1 Características gerais da palinoflora

Os sedimentos que constituem a Formação Codó apresentam uma notável palinoflora em bom estado de conservação, caracterizada por sua variedade de espécies e morfologias. Fazem parte da associação estudada esporos e grãos de pólen, sendo identificadas 32 diferentes espécies de palinomorfos.

Na maioria das vezes, o grau de energia da sedimentação, ou mais especificamente, as litologias mais grosseiras, são menos fossilíferas, sendo que as mais finas (siltitos, folhelhos e argilitos) são bastante férteis, quando depositadas em condições redutoras. Os calcários, em geral, tendem a apresentar um menor número de palinomorfos; enquanto os depósitos evaporíticos associados são completamente afossilíferos.

No poço 9-PIF-4A-MA, é evidente a predominância marcante de grãos de pólen, representando em média 90% de toda a associação. Por sua vez, os esporos apresentam uma representatividade média de 10%. (Figura 6)

Figura 6 - Gráfico de frequência relativa dos principais grupos de palinomorfos identificados no poço 9-PIF-4A-MA



Fonte: O autor, 2023.

Os grãos de pólen do grupo das gimnospermas associado aos esporos triletes (briófitas e pteridófitas) estão presentes de modo geral, com os grãos de pólen das angiospermas aparecendo em menor frequência.

1. ESPOROS:

Identificados em quase todas as amostras coletadas do poço estudado, exibe uma notável diversidade, embora com uma baixa frequência de ocorrência. Dentre os gêneros identificados, em maior quantidade destacam-se *Deltoidospora*, *Cyathidites* e *Cicatricosisporites*. Esses gêneros são amplamente observados em associações cretáceas ao redor do mundo, apresentando uma ampla distribuição vertical. Conseqüentemente, raramente são utilizadas com propósitos estratigráficos (ANTONIOLI, 2001).

2. GRÃOS DE PÓLEN:

Estão presentes em todas as amostras do poço, sendo que os grãos sacados aparecem apenas em determinados intervalos estratigráficos. O gênero monossacado predominante é o *Callialasporites*. Os grãos inaperturados estão bem representados na seção, distribuindo-se ao longo do poço, com destaque para o gênero *Sergipea*, devido ao seu valor estratigráfico nos depósitos do Cretáceo Inferior do Brasil. Os poliplicados possuem representação em toda seção, com a presença de 4 espécies do gênero *Equisetosporites*. Isso sugere que as plantas responsáveis pela produção desse tipo de grão de pólen estavam altamente adaptadas ao ambiente existente durante o período de deposição.

Um outro grupo que merece destaque são os rimulados por ter maior presença, e ser distribuído de maneira uniforme por quase toda a seção. No entanto, um aspecto é a relativa escassez de diversidade, sendo exclusivamente representado pelo gênero *Classopollis*. É elemento dominante nas amostras de palinofloras datadas do Cretáceo inferior/médio (MULLER, 1966).

No Apêndice são apresentadas as estampas com as imagens dos palinomorfos encontrados no material estudado.

3.2 Sistemática

Alguns taxa são classificados com base no Código Internacional de Nomenclatura Botânica e outros pelo Código Internacional de Nomenclatura Zoológica. O modo de

aplicação sistemática para palinomorfos foi questionada durante vários anos, já que muitos não apresentam analogia às plantas atuais. Com Potonié, em 1931, teve o começo da aplicação prática de nomenclatura lineana aos esporos dispersos, dividindo-os em 2 grupos: Sporites e Pollenites. Com base nesse sistema, foi feita a sistemática iniciada abaixo.

SPORITES H. POTONIÉ, 1893.
Anteturma PROXIGERMINANTES R. POTONIÉ, 1975.
Turma TRILETES AZONALES (REINSCH, 1881) POTONIÉ & KREMP,
1954.

Subturma AZONOTRILETES (LUBER, 1935) DETTMANN, 1963.
Infraturma LAEVIGATI, QUASILAEVIGATI (BENNIE & KIDSTON,
1886) POTONIÉ, 1956.

Gênero *CYATHIDITES* COUPER, 1953.
Espécie tipo: *Cyathidites australis* COUPER, 1953.

Cyathidites australis COUPER, 1953.
 Estampa I, fig 7

Vide COUPER (1953, p. 27) para sinonímia e descrição.

Descrição: Esporo trilete liso, contorno subcircular com lados côncavos e ápices bem arredondados. Laesuras retas, não alcançando o equador do grão

Dimensões. 47-75 *um*.

Comentários. Espécie frequentemente encontrada em sedimentos Jurássicos e Cretáceos de todo o mundo.

Afinidade botânica. Cyatheacea/Dicksoniaceae.

Gênero *CONCAVISPORITES* PFLUG, 1953
Espécie-tipo: *Concavisporites rugulatus* PFLUG, 1953

Concavisporites sp. REGALI, UESUGUI & SANTOS
 Estampa I, fig 1

Descrição: Esporo trilete, âmbito triangular, lados levemente côncavos a retos. Laesuras distintas, retas e longas, atingindo $\frac{3}{4}$ da distância radial grão, com espessamentos em suas margens, formando um margo, mas sem atingir a borda do grão. Exina espessa, lisa a finamente granular.

Dimensões: 36 – 55 *um*

Comentários: Esta espécie foi documentada pela primeira vez por REGALI *et alii* (1974, estampa I, n° 6 nos depósitos eocretáceos da plataforma continental brasileira.

Gênero *OBTUSISPORIS* KRUTZSCH, 1959
Espécie tipo: *O. obtusangulus* (Potonié) Krurzsch.
 Estampa I, fig 8

Descrição: Esporo trilete, contorno triangular. Lados levemente côncavos, ápices arredondados. Laesuras finas e sinuosas, quase alcançando o contorno equatorial do esporo. Exina anormalmente espessa, opaca.

Dimensões: D =38-58 *um*

Comentários: O gênero *Obtusisporis* é em geral utilizado para recepção de esporos triletes abortivos, os quais possuem provavelmente uma estrutura maciça, onde falta completamente a intina.

Gênero *DIVISISPORITES* PFLUG, 1953
Espécie-tipo: *Divisisporites divisus* PFLUG, 1953

Divisisporites sp.
 Estampa I, fig 5

Dimensões: 55 – 70 *um*

Comentários: Caracterizam este gênero o visível espessamento de cada raio da laesura e a divisão apresentada pelas mesmas em cada terminação. A descrição original de PFLUG (1953) especifica que o ângulo entre os ramos terminais que se dividem é obtuso.

Gênero *DELTOIDOSPORA* (MINER, 1935) emendo POTONIÉ, 1956.
Espécie-tipo. *Deltoidospora hallii* MINER, 1935.

Deltoidospora hallii MINER, 1935.
 Estampa I, fig. 2

Vide POTONIÉ (1956, p. 13) para descrição genérica.

Descrição: Esporo trilete, contorno triangular arredondado. Ápices arredondados, lados caracteristicamente retos, levemente convexo ou levemente côncavo. Exina fina e lisa, laesuras bastante longas e retas.

Dimensões. 35-43 *um*

Comentários: O gênero *Deltoidospora* caracteriza-se por possuir exina lisa, contorno triangular e lados retos. *Cyathidites* COUPER, 1953, apresenta lados côncavos, *Leiotriletes* (NAUMOVA *ex* ISCHENKO 1952) tem contorno triangular e lados convexos.

Afinidade botânica. Cyatheacea.

Gênero *ECHINATISPORIS* KRUTZSCH, 1959
Espécie-tipo: *Echinatisporis longechinus* KRUTZSCH, 1959

Echinatisporis longechinus KRUTZSCH
 Estampa I, fig 11

Vide KRUTZSCH (1959, P.133) para descrição

Dimensões: 60-80 *um*

Comentários: Este genero caracteriza-se por apresentar espinhos espessos, longos e flexuosos. Os espinhos possuem geralmente base larga e distribuição irregular na superfície do grão

ESPORO TRILETE NÃO IDENTIFICADO
 Estampa I, fig 4

Descrição: Esporo trilete de contorno subtriangular. Marca trilete longa, com uma das suas extremidades se dividindo em dois.

Dimensões: 30 – 40 *um*

Infraturma APICULATI BENNIE & KIDSTON, 1886 *emend.* POTONIÊ, 1956.
Subinfraturma VERRUCATI DVBOWA & JACHOWIKS, 1957.

Gênero *VERRUCOSISPORITES* IBRAHIM 1933 *emend* POTONIÊ & KREMP, 1955.
Espécie-tipo. *Verrucosisporites verrucosus*, POTONIÊ & KREMP, 1955

Observação. Esporos triletes de contorno circular, contendo ornamentações nas faces distal e proximal. Tais ornamentações consistem de verrugas de formato irregulares.

Verrucosisporites dinoi sp. novo
 Estampa. I, fig 12
 Estampa II, fig 1

Derivação do nome: Nome dado em homenagem ao Dr. RODOLFO DINO, palinólogo, descobridor desta espécie nos sedimentos eocretáceos da Bacia Potiguar, DINO, 1992 (est. VIII, figs. 1 e 2).

Descrição: Esporo trilete subcircular a ovalado, marca trilete pouco visível, pequena, não atingindo a metade do raio do grão. Faces proximal e distal densamente ornamentadas por "verrugas" achatadas de tamanho variando entre 0,5-3 *um*, que se coalescem tomando um formato irregular. Caracteriza-se por apresentar no centro de cada verruga um afinamento da exina com diâmetro entre 0,5 a 1 *um*.

Dimensões. 45 - 65 *um*.

Comentários: Espécie identificada no andar Alagoas da Bacia Potiguar (DINO, 1992) e Bacia do Ceará (ANTONIOLI, 1998). Difere das outras formas descritas para o gênero por apresentar ornamentações nas verrugas.

Afinidade botânica: Osmundaceae.

Infraturma MURORNATI POTONIÉ & KREMP, 1954.

Gênero *CICATRICOSISPORITES* POTONIÉ & GELLETICH, 1933.

Espécie-tipo. *Cicatricosisporites dorogensis* POTONIÉ & GELLETICH, 1933.

Cicatricosisporites avnimelechi HOROWITZ, 1970.

Estampa I, fig 9

Vide HOROWITZ (1970, p.164) para descrição.

Dimensões. 23-36 *um*.

Comentários. Espécie comum no material analisado. Trata-se da espécie *Cicatricosisporites* sp. ilustrada por REGALI, UESUGUI E SANTOS (1974, p. 265, est. VI, figo 4).

Cicatricosisporites nuni HOROWITZ, 1970.

Estampa I, fig 10

Vide HOROWITZ (1970, p.164) para descrição.

Descrição: Esporo trilete, âmbito circular, laesura longa e fina, atingindo o equador do grão. Ornamentação constituída por costelas finas.

Dimensões: 35 – 47 μ m.

Afinidade botânica: Família Schizaeaceae

Cicatricosisporites microstriatus JARDINÉ & MAGLOIRE, 1965.

Estampa II, fig 2.

Vide JARDINÉ & MAGLOIRE (1965, p. 202) para descrição.

Dimensões: 60-85 *um*.

Comentários: Espécie caracterizada por apresentar diâmetro equatorial elevado e pelo número e largura de suas costelas.

Afinidade botânica: Schizaeaceae.

Gênero *RETICULATISPORITES* (Ibrahim, 1933) Potonié e Kremp, 1954
Espécie-tipo: *R. reticulatus* IBRAHIM

Reticulatisporites arcuatus BRENNER
 Estampa II fig 3

Descrição: Esporo de contorno subcircular. Exina espessa ($\pm 2,5 \text{ um}$) totalmente ornamentada por um retículo bem definido, cujos lumina são hexagonais. Os muri que formam o retículo são altos ($3-3,5 \text{ um}$) e largos (2 um), elevando-se ainda mais nos pontos de encontro. Os lumina medem de 6 a 8 um .

Dimensões: $D = 38-42 \text{ um}$.

Comentários: A espécie descrita difere da mais próxima, *R. castellatus* Brenner, pelo diâmetro dos lumina, sensivelmente menor.

Afinidade botânica: Família Lycopodiaceae

Infraturma TRICRASSATI DETTMANN, 1963.

Gênero *GLEICHENIIDITES* (Ross, 1949.) DELCOURT & SPRUMONT, 1955.
Espécie tipo: *Gleicheniidites senonicus* ROSS, 1955.

Gleichenidites senonicus, ROSS, 1955
 Estampa I, fig 3

Descrição: Esporo trilete, laesuras longas. Contorno equatorial triangular, lados levemente côncavos. Face proximal plana. Exina lisa e fina, exceto nas áreas interradaiais, onde é sensivelmente mais espessa. O achatamento da face proximal provoca frequentemente dobras paralelas ao contorno equatorial.

Dimensões: $30-35 \text{ um}$.

Afinidade botânica: Gleicheniaceae.

Subturma ZONOTRILETES WALTZ 1935.

Infraturma A URICULATI SCHOPF, 1938 emend. DETTMANN. 1963.

Gênero *MATONISPORITES* COUPER. 1958.
Espécie-tipo. *Matonispurites phlebopteroides* COUPER, 1958.

Matonisorites silvai LIMA, 1979A.
 Estampa I, fig 6

Descrição: Esporo trilete de contorno circular à subcircular arredondado. Exina espessa (2 a 5 *um*) e lisa. Marca trilete visível, laesuras retas, com comprimento de cerca da metade do tamanho do raio. Caracteristicamente a marca trilete é circundada por um margo muito largo onde a exina, apesar de mais espessa e escura, permanece lisa.

Dimensões: 49-86 *um*.

Comentários: Admitem-se variações no tamanho da marca trilete e do margo. Esta espécie corresponde a forma-guia apresentada por REGALI *et al.* 1974.

Afinidade botânica: Matoniaceae.

Infraturma PERINOTRILITI ERDTMANN, 1947 *emend.* DETTMANN, 1963.

POLLENITES

Anteturma VARIEGERMINANTES R. POTONIÊ, 1975.
Turma ALETES, KRIPTAINAPERTURATES IBRAHIM, 1933.
Subturma AZONALETES (LUBER, 1935) POTONIÊ & KREMP, 1954.
Infraturma GRANULONAPITI COOKSON, 1947.

Gênero ARAUCARIACITES COOKSON, 1947 *ex* COUPER, 1953

Comentários: Gênero presente em frequências relativamente altas nas associações jurássicas e cretáceas do mundo

Turma SACCITES ERDTMAN, 1947.
Subturma MONOSACCITES CHITALEY, 1951 *emend.* POTONIÊ & KREMP, 1954.
Infraturma SACCIZONATI BHARADWAJ, 1957.

Gênero CALLIALASPORITES DEV, 1961.
Espécie-tipo. *Callialasporites trilobatus* (BALME) DEV, 1961.

Callialasporites segmentatus BALME, 1957.
 Estampa II, fig 6

Vide BALME (1957, p. 33) para descrição.

Dimensões: 25-60 *um*.

Comentários: Caracteriza-se pelas dobras convolutas e pelo corpo central indistintamente delimitado.

Afinidade botânica: Araucariaceae.

Turma ALETES, KRIPTAINAPERTURATES IBRAHIM, 1933.
Subturma AZONALETES (Luber, 1935) POTONIÉ & KREMP, 1954.
Infraturma PSILONAPITI ERDTMAN, 1947.

Gênero INAPERTUROPOLLENITES (PFLUG, 1952 EX THOMSON & PFLUG, 1953, POTONIÉ, 1958) POTONIÉ, 1966.

Espécie-tipo. *Inaperturopollenites dubius* (POTONIÉ & VENITZ) THOMSON & PFLUG, 1953;

Observação: De acordo com KRUTZS.CH (1971) e DINO (1992), inclui-se neste gênero apenas as formas inaperturadas de dimensões acima de 40 *um*.

Inaperturopollenites turbatus BALME 1957 (*sensu* REGALI, UESUGUI & SANTOS, 1974).
 Estampa II, fig 4

Vide BALME (1957, p. 35) para descrição, REGALI, UESUGUI & SANTOS (1974, est. V, figo 1) para ilustração, e DINO (1992, p. 180) para comentários e comparações.

Dimensões: 55-80 *um*.

Comentários. Caracteriza-se pelo espessamento e exina escabrada; e apresenta um espessamento da exina da parte central do grão.

Afinidade botânica: Taxodiaceae/Taxaceae/Cupressaceae.

Gênero SERGIPEA (REGALI, UESUGUI & SANTOS, 1974B) REGALI, 1987.
Espécie-tipo. *Sergipea naviformis* REGALI, UESUGUI & SANTOS, 1974B.

Sergipea simplex REGALI, UESUGUI & SANTOS, 1974.
 Estampa II, fig 8

Vide REGALI, UESUGUI & SANTOS (1974, p. 619) para descrição e comparações.

Dimensões: 23-38 *um*.

Comentários: Caracteriza-se pelas dimensões menores e ausência de verrugas.

Afinidade botânica: Gimnosperma.

Infraturma CIRCUMPOLLINI KLAUS, 1960.

Gênero CLASSOPOLLIS PFLUG, 1960.
Espécie-tipo. *Classopollis classoides* PFLUG, 1960.

Classopollis classoides PFLUG, 1953.
 Estampa II, fig. 7

Vide PFLUG (1953, p. 91) para descrição.

Dimensões: 32-35 *um*.

Comentários: Espécie muito abundante no material estudado.

Afinidade botânica: Cheirolepidiaceae.

Turma PLICATES (NAUMOVA, 1937, 1939) POTONIÉ, 1960.
Subturma COSTATES POTONIÉ, 1970.
Infraturma COSTATI, POTONIÉ, 1970.

Gênero EQUSETOSPORITES (DAUGHERTY, 1941) emend. SINGH, 1964.
Espécie-tipo. *Equisetosporites chinleana* DAUGHERTY, 1941.

Equisetosporites maculosus DINO, 1994A.
 Estampa III, figs 4 ao 9

Vide DINO (1994a, p. 259 e 260) para descrição e discussão e comparações.

Dimensões: C.= 35 - 45 *um*. L.= 16 - 21 *um*.

Comentários. Caracteriza-se pela presença de uma área lisa, mais espessa e escura, e sem contorno nítido, na área central do grão.

Afinidade botânica: Ephedraceae / Gnetaceae / Welwitschiaceae.

Equisetosporites elegans
Estampa III, fig. 1

Descrição: Pólen poliplicado de contorno subprolado. A exina é uniformemente fina, sendo ornamentada por cerca de 11 costelas por face do grão, que se dispõem paralelamente com relação ao eixo maior. As costelas são bem delimitadas, elevadas, apesar de transparentes, medindo cerca de 3-4 *um* na porção média do grão. São separadas por canais muito finos, que não ultrapassam 1 *um* de largura.

Dimensões: C = 62-72 *um*; L = 45- 50 *um*

Afinidade botânica: Ephedrales

Equisetosisporites minuticosatus
Estampa IV, fig 1

Descrição: Grão de contorno oval perfeito, acolpado, poliplicado. Exina muito fina e transparente, com duas camadas. A camada externa é percorrida longitudinalmente por grande número de costelas (mais de 20 por face) finas e transparentes, apesar de bem delineadas. As costelas não se interrompem, atravessando todo o comprimento do grão até as extremidades, onde se fundem. A exina possui a mesma espessura em toda a superfície do grão, inclusive nas extremidades.

Dimensões: C = 32-57 *um*; L = 20- 30 *um*

Afinidades botânica: Ephedrales.

Equisetosporites strigatus (BRENNER)
Estampa II, fig 9

Descrição: Grão de contorno oval. Exina formada por duas camadas muito finas e transparentes, ambas lisas. As "costelas" são completamente planas, não apresentando espessura que possa ser medida pelos métodos convencionais. São muito largas (± 7 *um*), separada das por canais de menos de 0.5 *um*, onde falta a camada externa. Estreitam -se em direção às extremidades, coalescendo e desaparecendo antes de atingi - las.

Dimensões: C = 60-65 *um*; L = 25-27 *um*

Afinidade botânica: Ephedrales

Gênero GNETACEAPOLLENITES THIEGART, 1938.
Espécie-tipo. Gnetaceaepollenites ellipticus THIEGART, 1938.

Gnetaceaepollenites jansonii (POCOCK) LIMA, 1980.
Estampa IV, fig 4

Vide LIMA (1980, p. 35) para descrição, discussão e comparações.

Dimensões: C.= 65 - 120 *um*. L.= 3S - 65 *um*.

Afinidade botânica: Ephedraceae I Gnetaceae I Welwitschiaceae.

Gnetaceaepollenites retangularis LIMA, 1980.
Estampa IV, fig 5

Vide LIMA (1980, p. 38, 39) para diagnose e descrição.

Dimensões: C = 20 - 62 *um*. L.= 17 - 43 *um*.

Comentários: A exemplo da espécie *G. uesugui*, DEJAX (1987) considera esta espécie como uma variação da *G. boltenhagenii*.

Afinidade botânica. Ephedraceae I Gnetaceae I Welwitschiaceae.

Gênero SINGHIA SRIVASTAVA, 1968
Espécie-tipo: *Singhia diversus* (Stover) SRIVASTAVA, 1968

Singhia elongata (HOROWITZ) LIMA
Estampa III, fig 3

Vide LIMA (1980, P. 34) para discussão e comparações.

Dimensões: C = 70 - 80 *um*. L.= 15 - 20 *um*.

Singhia sp.
Estampa IV, fig 2

Descrição: Pólen poliplicado de contorno elíptico alongado. Exina com duas camadas, sendo a externa ornamentada por um número variável de pregas. Essas pregas muito finas, angulosas, muito próximas umas das outras.

Singhia sp 2.
Estampa IV, fig 3

Descrição: Pólen poliplicado de contorno elíptico alongado com maior largura que *Singhia* sp. Exina com duas camadas, sendo a externa ornamentada por um número variável de pregas mais grossas, sendo angulosas, mas não tão próximas umas das outras.

Infraturma RETICULATI PONS, 1988

**Gênero *AFROPOLLIS* DOYLE, JARDINÉ & DOERENKAMP, 1982.
Espécie-tipo. *Afropollis jardinus* (BRENNER, 1968) DOYLE, JARDINÉ &
DOERENKAMP, 1982.**

Afropollis jardinus (BRENNER) DOYLE, JARDINÉ & DOERENKAMP,
1982.
Estampa IV, fig 6

Vide DOYLE, JARDINÉ & DOERENKAMP, (1982, p. 45,46) para descrição.

Dimensões: 35 - 48 *um*

Comentários: Espécie muito frequente no material analisado.

Afinidade botânica: Gunneraceae.

Afropollis zonatus DOYLE, JARDINÉ & DOERENKAMP, 1982.
Estampa IV, fig 8

Vide DOYLE, JARDINÉ & DOERENKAMP, (1982, p. 48,49) para descrição.

Dimensões. 35-42 *um*

Comentários. Espécie rara no material analisado.

Afinidade botânica: Gunneraceae

Afropollis sp. Aff. *A. jardinus* DOYLE, JARDINÉ & DOWRENKAMP
Estampa IV, fig 7

Vide DOYLE et al (1982, P. 47) para descrição.

Dimensões: 35 – 50 *um*

Comentários: Os exemplares aqui ilustrados são idênticos aos descritos por DOYLE et al (1982). *Afropollis* aff. *A. jardinus* difere de *A. jardinus* por apresentar maior heteropolaridade, e uma maior área de reticulado mais fino

**SUBTURMA MONOCOLPATES (MONOSULCITES) e ZONOCOLPATES
POTONIÉ, 1970
INFRATURMA QUAESILAEVIGATI POTONIÉ, 1970
Subinfraturma ACAVATI LIMA, 1978**

**Gênero *CYCADOPITES* WODEHOUSE, 1933 ex WILSON & WEBSTER, 1946
Espécie-tipo: *Cycadopites follicularis***

Cycadopites carpentieri (DELCOURT & SPRUMONT) SINGH
Estampa III, fig 2

Vide SINGH (1964, P.104) para sinonímia e descrição

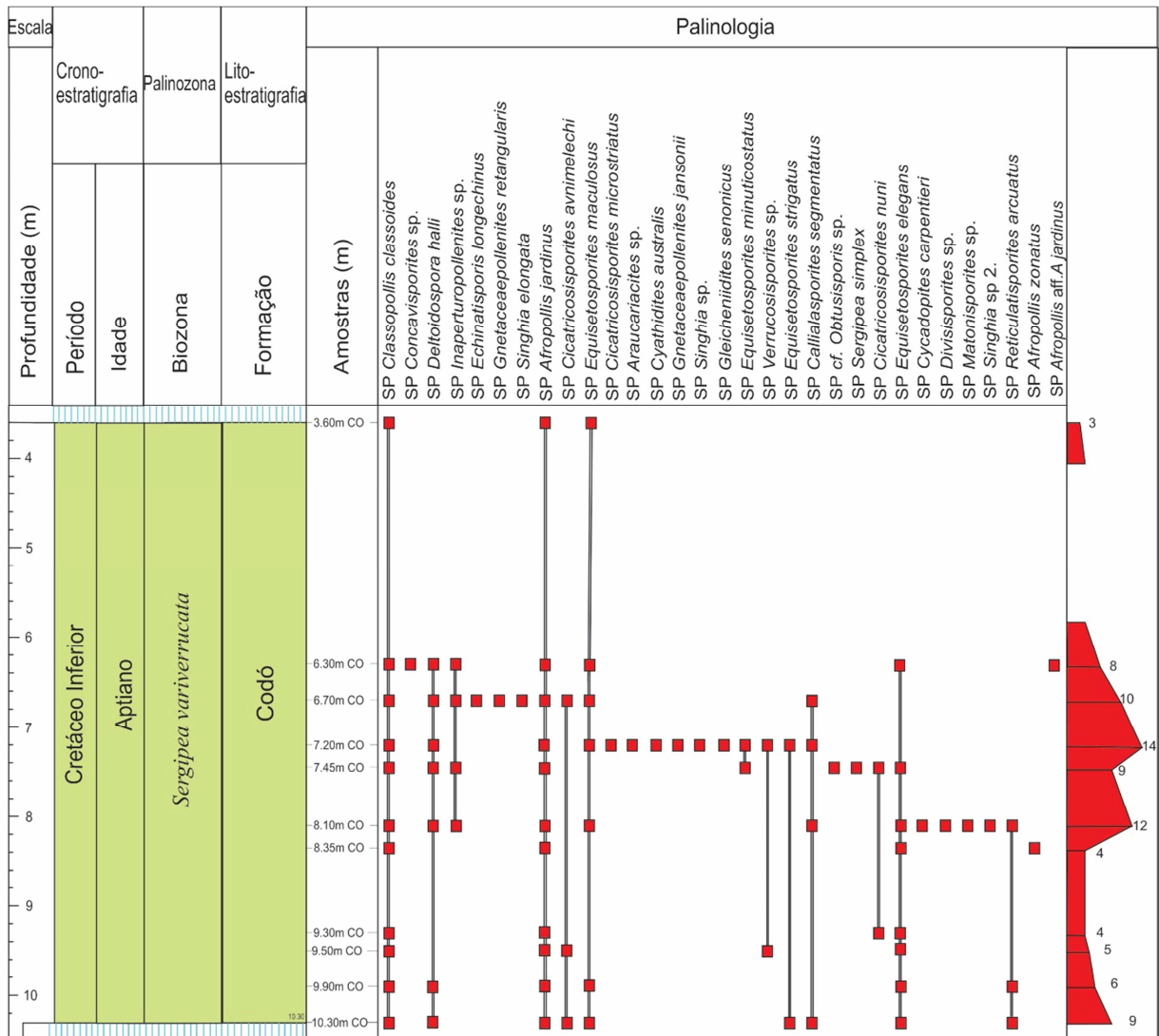
Dimensões: C = 53 – 59 *um*. L = 19 – 23 *um*

3.3 Idade

Espécies de grãos de pólen e esporos que são consideradas como espécies-guia são utilizadas para determinar a idade dos sedimentos que contém uma determinada palinoflora. Estas espécies são escolhidas por sua abundância, facilidade de identificação, distribuição temporal restrita e excelente preservação, características que viabilizam a realização de correlações entre diferentes seções, dentro ou mesmo fora de uma determinada bacia sedimentar.

No presente estudo, através da análise da palinoflora identificada, destaca-se a presença de espécies com as qualidades mencionadas. Um exemplo é a espécie *Equisetosporites maculosus*, presente ao longo da seção, sugerindo seu posicionamento bioestratigráfico na biozona *Sergipea variverrucata* (biozona P-270), mesmo sem encontrar a espécie-guia que marca a seção. No estudo feito, a espécie está presente em todo o intervalo, o que sugere que toda a seção tenha idade neoaptiana.

Figura 7: Distribuição biocronoestratigráfica do poço 9-PIF-4A-MA



Fonte: O autor, 2023.

3.4 Interpretação Paleoambiental

As plantas são organismos extremamente sensíveis às alterações ambientais em geral. ANDREWS (1961) concluiu que diante de mudanças climáticas, as plantas tem maior probabilidade de migrar para locais mais favoráveis do que se adaptarem à sua posição atual. Como resultado, mudanças climáticas ou alterações nas condições ambientais podem ter um impacto significativo na composição da flora em um curto espaço de tempo. Da mesma forma, variações nas associações florísticas indicam mudanças nas condições climáticas e ecológicas. Portanto, a análise de floras fósseis oferece informações para a interpretação do paleoclima e da paleoecologia.

Com base nas análises da associação palinoflorística identificada e analisada, foram obtidas informações sobre o paloclima e paleoambiente da época. O predomínio de grãos de pólen de plantas xerófitas, como os gêneros *Equisetosporites* e *Classopollis*, sugere um clima quente e árido. Essa inferência está de acordo com os estudos de ANTONIOLI & DINO (2007), ANTONIOLI (2001) e MAIZATTO et al. (2011) para a Formação Codó na Bacia do Parnaíba, ROSSETTI et al. (2001) para a Bacia de São Luis-Grajaú, PEDRÃO (1995) para a Bacia de Bragança-Viseu e REIS et al. (2007) para a Bacia do Recôncavo, presentes no mesmo intervalo.

Diferentes famílias de samambaias são conhecidas por produzir esporos triletes, que são encontrados em áreas mais úmidas, próximas a rios e lagos rasos (SCHRANK, 1987). Nesses intervalos, os ambientes são considerados moderadamente úmidos, como evidenciado pela presença do gênero *Cicatricosisporites*, que não é típico de condições extremas de aridez ou umidade (DUARTE et al., 2012).

Com base na frequência relativa do gênero *Classopollis*, o paleoclima pode ser considerado predominantemente subtropical (20% a 50%) e árido (60% a 90%) VAKHRAMEEV (1981). Os intervalos de profundidade 4m a 6m e 7m a 8m apresentam valores percentuais elevados de *Classopollis* (acima de 60%) (Figura 9), indicando um paleoclima árido. Além disso, algumas amostras revelaram a presença de tétrades de *Classopollis*, sugerindo que o material não foi transportado significativamente ou sofreu apenas um transporte mínimo até o local de deposição (REGALI, 1989c; REIS et al., 2007).

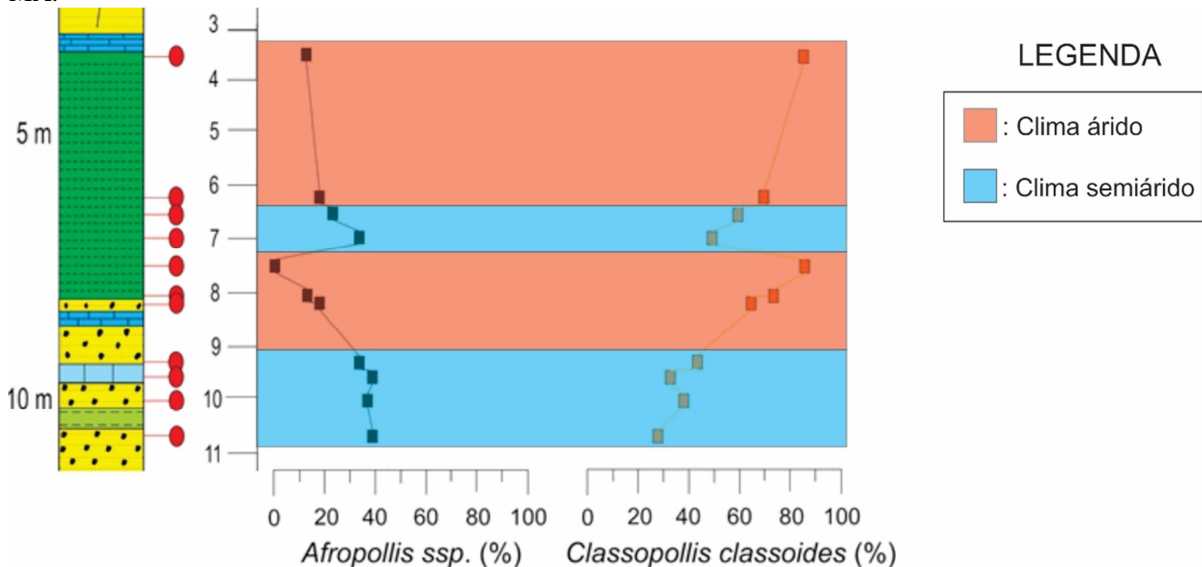
O conhecimento sobre a frequência relativa dos gêneros *Classopollis* e *Afropollis* nos permite inferir as condições de salinidade do meio e obter informações sobre o ambiente deposicional. De acordo com estudos de REGALI (1987a, 1989b), observa-se uma inversão na frequência relativa entre esses dois gêneros, indicando uma mudança nas condições de salinidade. Valores mais altos de *Classopollis classoides* estão associados a condições de salinidade mais elevadas, enquanto maiores valores de *Afropollis* estão relacionados a condições de salinidade mais baixas.

De acordo com a análise realizada, é possível observar que o gênero *Afropollis* está presente em toda a seção (Figura 8). No entanto, entre os intervalos 7m a 8m, a sua ocorrência é praticamente nula, enquanto o gênero *Classopollis* predomina (Figura 7). Em contraste, durante o intervalo 9m a 11m, é observado um pico significativo na abundância do gênero *Afropollis*, alcançando valores percentuais de aproximadamente 40%. Nesse período

específico, a presença de *Classopollis* diminui drasticamente, registrando valores próximos de 30%.

De acordo com RIOS–NETO & REGALI (2007), a presença abundante de *Afropollis* também é indicativa de proximidade da margem do lago, além de sugerir condições úmidas (DOYLE et al., 1990).

Figura 8 – Identificação das diferentes fases paleoclimáticas da Formação Codó identificadas no poço 9-PIF-4A-MA.



Fonte: O autor, 2023.

A seguir é destacado os grupos mais representativos e seu papel na influência climática da seção estudada:

Esporos Triletes: Presentes em quase todo o poço, porém com baixa frequência. São oriundos de várias famílias de samambaias, habitando nichos úmidos próximos aos rios e lagos de águas rasas. ALVIN (1974) indicou que alguns membros da família Matoniaceae (*Matonisporites*) e Anemia (*Cicatricosisporites*) são tolerantes a regiões sujeitas a períodos de seca extrema.

Inaperturados: Abundante em quase todo o poço estudado. É indicativo de climas secos, habitando regiões tropicais à subtropicais. As Podocarpaceae, representadas pelos grãos de pólen *Callialasporites* (GAMERRO, 1965) são encontradas nestes tipos de clima, podendo também sobreviver em regiões frias e úmidas.

Rimulados: Grupo predominante e bem distribuído dentro do poço. Os rimulados são muito bem representados dentro da seção pelo gênero *Classopollis*, e sua presença, em relativa alta

quantidade, é considerada como tendo sido produzidos por membros das Cheirolepidiaceae bem adaptados a regiões áridas de baixa paleolatidade, climas secos e possivelmente condições de solos salinos próximos à costa.

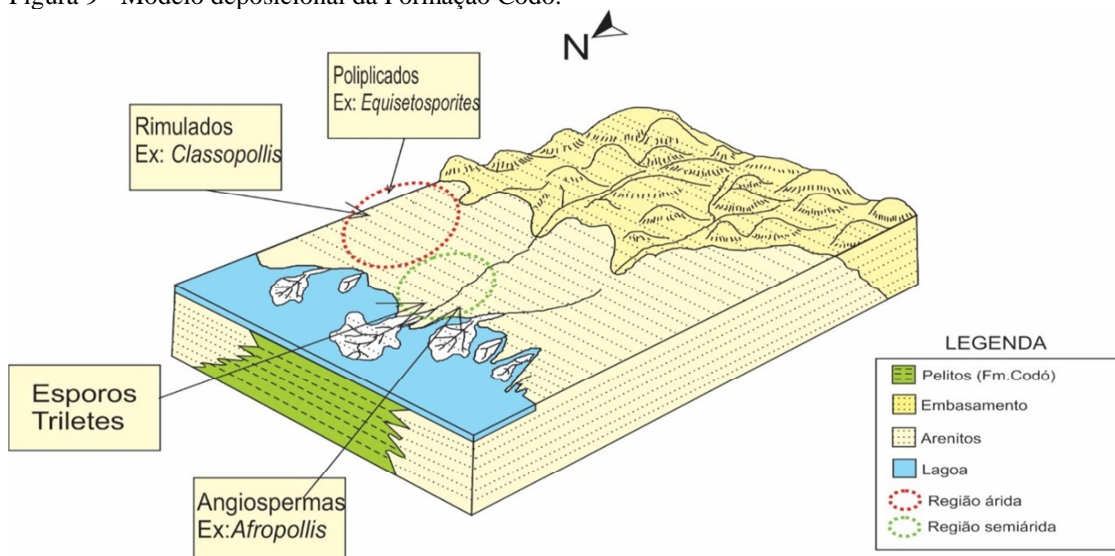
Poliplicados: Segundo DOYLE et al. (1982), as plantas produtoras destes poliplicados estão melhor adaptadas a regiões arenosas e pantanosas em ambientes fluvio-deltaicos.

Bissacados: Grupo inexistente no poço analisado. A sua presença geralmente indica presença de regiões montanhosas próximas ao sítio deposicional. DOYLE et al. (1982) interpreta que a baixa representação deste grupo estaria associada aos últimos estágios da fase rifte, onde se deu uma destruição erosional das terras altas, mais frias e úmidas.

Angiospermas: Grupo mal representado no poço. São habitantes de vários ambientes costeiros, inclusive mangue, com amplo aspecto climático (DOYLE et al., 1982; RETALLACK & DILCHER, 1986). O gênero *Afropollis* é representante do grupo na seção analisada, sendo a espécie *A. jardinus* a mais comum.

A presença dominante de *Classopollis* na associação palinoflorística, somado à *Araucariacites*, *Gnetaceaepollenites*, *Afropollis* e *Sergipea*, permite a inclusão da região na província palinoflorística *Dicheiropollis etruscus/Afropollis*, conforme proposto por HERNGREEN et al. (1996).

Figura 9 - Modelo deposicional da Formação Codó.



Fonte: Modificado de ENEAS et al. (2022).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com os dados palinológicos adquiridos, foi possível inferir a idade relativa da Formação Codó e seu posicionamento bioestratigráfico, além de informações sobre o ambiente deposicional e paleoclima.

A associação palinoflorística analisada nesta seção demonstra um bom estado de conservação preservação, apresentando uma notável riqueza e diversidade de espécies. De acordo com Dino, 1992, 1994, mesmo sem a detecção da espécie guia *Sergipea variverrucata*, a presença da espécie *Equisetosporites maculosus* ao longo da seção, nos permite determinar a idade aptiana para o intervalo, sugerindo seu posicionamento bioestratigráfico na biozona *Sergipea variverrucata* (biozona P270).

O predomínio do gênero *Classopollis*, aliado à presença dos gêneros *Gnetaceaepollenites* e *Equisetosporites*, indicam um paleoclima caracterizado por condições quentes e áridas, com períodos semiáridos, sendo explicado pelo aumento dos esporos triletes e do gênero *Afropollis*. Além disso, esse aumento aponta para um ambiente com menor salinidade e sugere proximidade ao lago deposicional. No entanto, durante períodos de maior aridez e salinidade, estes ambientes são caracterizados por elevados valores de *Classopollis*, que por vezes apresenta-se em tétrades. Essas tétrades indicam que a paleoflora encontrava-se próxima ao local de deposição dos sedimentos.

A palinoflora caracteriza um paleoambiente flúvio-lacustre, pertencente à província palinoflorística *Dicheiropollis etruscus/Afropollis*.

REFERÊNCIAS

- AGUIAR, G. A. 1969. Bacia do Maranhão: geologia e possibilidades de petróleo. Belém, Petrobras. *Relatório Técnico*, 371, 55 p.
- ALVIN, K. L. 1974. Leaf anatomy of *Weichselia* based on fusainized material. *Palaeontology*, 17, p. 587-598.
- ANDRADE, S. M. & DAEMON, R. F. 1974. Litoestratigrafia e bioestratigrafia do flanco sudoeste da bacia do Parnaíba (Devoniano e Carbonífero). *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 28, Porto Alegre, *Anais ...* Porto Alegre, SBG, v. 2, p. 129.
- ANDREWS, H. N. 1961. *Studies in Palaeobotany*. New York. Wiley, 487 p
- ANTONIOLI, L. 2001. Estudo Palino-cronoestratigráfico da Formação Codó – Cretáceo Inferior do Nordeste brasileiro. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 265p.
- ANTONIOLI, L.; DINO, R. 2007. Análise palinoestratigráfica da Formação Codó Cretáceo Inferior da Bacia do Parnaíba, NE do Brasil. *Paleontologia: Cenários de Vida*, v. 2, p. 533-546.
- ANTONIOLI, L.; DINO, R.; PORTELA, H. A.; AMARAL, P. F. 2020. New Method of Rock Samples Preparation for Palynological and Palynofaciological Analysis. *Anuário do Instituto de Geociências-UFRJ*, v. 43, n .1, p.339-345.
- ASSIS, J. F. P. 1980. Sobre uma faunula de moluscos bivalves do Calcário Mocambo, Carbonífero da Bacia do Maranhão. *An. Acad. Bras. Cio* Rio de Janeiro, v. 52, n. I, p. 201.
- BATISTA, A. M. N. 1992. Caracterização paleoambiental dos sedimentos Codó-Grajaú, Bacia de São Luís (MA). Belém, UFPA. Dissertação de Mestrado, 102 p.
- BIGARELLA, J. J., LINS, C. J & MOTA, F. 1965. Paleogeographical features of the Serra Grande and Pimenteiras Formations (Parnaíba Basin, Brasil). *In: Chemical Geology*. Amsterdam, Eisevier Publishing, p. 258-297.
- CAMPANHA, V. A. & ROCHA-CAMPOS, A. C. 1979. Alguns microfósseis da Formação Piauí (Neocarbonífero) da Bacia do Parnaíba. *B. Inst. Geoc. USP*. São Paulo, 10, p. 57-67.
- CAMPBELL, D. F. 1948. Estados do maranhão e Piauí. *In: Brasil, Conselho Nacional do Petróleo. Relatório Técnico*. Rio de Janeiro, Conselho Nacional do Petróleo. p. 81 -83.
- CAPUTO, M. V. & LIMA, E. C. 1984. Estratigrafia, idade e correlação do grupo Serra Grande, Bacia do Parnaíba. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 33. Rio de Janeiro, SBG. v.2.
- CARNEIRO, R. G. 1974. Mapeamento estrutural da área de Grajaú Imperatriz. Belém, Petrobras. *Relatório Técnico* 358, 45 p.

CAROZZI, A. V. FALKENHEIN, F. V. H.; CARNEIRO, R. G.; ESTEVES, F. R. & CONTREIRAS, C. J. A. 1975. Análise ambiental e evolução tectônica sinsedimentar da seção siluro-eocarbonífera da Bacia do Maranhão. *Ser. Ciência-Técnica-Petróleo, Seco Exploração do Petróleo*, Rio de Janeiro, n. 7,48 p.

CORDANI, U. G.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A, & CUNHA, F. M. B. 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciência Técnica, Petróleo, Seção Exploração do Petróleo*, v. 15, p. 20-27.

CUNHA, F. M; B. 1986. *Evolução paleozoica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectolítico*. Rio de Janeiro - Instituto de Geociências ~ UFRJ. Dissertação de Mestrado, 107 p.

DELLA FÁVERA, J. C. 1984. Eventos de sedimentação episódica nas bacias brasileiras: uma contribuição para atestar o caráter pontuado do registro sedimentar. *Anais... XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, p. 489-501.

DELLA FÁVERA, J. C. 1990. Tempestitos da Bacia do Parnaíba. Porto Alegre, UFRGS. Tese de Doutorado.

DINO, R. 1992. Palinologia, bioestratigrafia e paleoecologia da Formação Alagamar-Cretáceo da bacia Potiguar, Nordeste do Brasil. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, 300p.

DINO, R. 1994. Algumas espécies novas de grãos de pólen do Cretáceo Inferior do Nordeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v.8, n.2, jul./dez, p.257-274.

DOYLE, J. A.; JARDINÉ, S.; DOERENKAMP, A. 1982. *Afropollis*, a new genus of early angiosperm pollen, with notes on the Cretaceous palynostratigraphy and paleoenvironments of Northern Gondwana. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, v.6, n.1, p.39-117.

DOYLE, J. A.; HOTTON, C. L.; WARD, J. V. 1990. Early Cretaceous tetrads, zonosulculate pollen, and Winteraceae. II. Cladistic analysis and implications. *American Journal of Botany*, v. 77, n. 12, p. 1558-1568.

DUARTE, A. 1936. Fásseis da sondagem de Therezina, estado do Piauí. *SGMB*. Rio de Janeiro, n. 2, p. 1-3.

DUARTE, S. G.; ARAI, M.; WANDERLEY, M. D. 2012. Significado paleoambiental da família Anemiaceae no Cretáceo do Brasil: inferências a partir de dados palinológicos. *Revista do Instituto Geológico*, v. 33, n. 2, p. 1-12.

ENEAS, G. 2022. Palinocronoestratigrafia e paleoambiente deposicional da Formação Codó, Aptiano, Bacia do Parnaíba. Dissertação de Mestrado em Geociências – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

FERNANDES, R. F. 2011. Estudo da evolução termomecânica da Bacia do Parnaíba. Dissertação de Mestrado. 102 p. Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2011.

- FERREIRA, C. S. & CASSAB, E. C. T. 1987. O Gênero *Paranomia* Conrad, 1850 (Mollusca-Bivalvia) no Cretáceo do Brasil. Seu possível aproveitamento como fóssil guia. In Congresso Brasileiro de Paleontologia, 10, 1987, Rio de Janeiro, *Anais ...* Rio de Janeiro, SBP, v. 2, p.
- GÓES, A. M. O.; FEIJÓ, F. J. 1994. Bacia do Parnaíba - *Bol. Geoc. da Petrobras*, vol.8, n° I, p. 61-68.
- FORTES, F. P. 1978. Geologia estrutural e tectônica da Bacia Sedimentar do Meio-Norte do Brasil. *Anais Sociedade Brasileira de Geologia, Recife-Pernambuco*, v. 1, p. 321-336.
- GAMERRO, J. C. 1965. Morfología del polen de *Apterocladus lanceolatus* Archang. (Comiferae) de la Formación Baqueró, provincia de Santa Cruz. *Ameghiniana* 4, p. 133-138.
- GÓES, A. M. O.; SOUZA, J. M. P. & TEIXEIRA, L. B. 1989. Estágio exploratório e perspectivas petrolíferas da Bacia do Parnaíba. Rio de Janeiro, *Bol. Geoc. Petrobras*.v.4, n.I.
- GÓES, A. M. O.; SOUZA, J. M. P. & TEIXEIRA, L. B. 1990. Estágios explorativos e perspectivas petrolíferas da Bacia do Parnaíba. *Boi. Geoc. Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 4, n. I, p. 55-64.
- GÓES, A. M. O., TRAVASSOS, W. A. & NUNES, K. C. 1992. Projeto Parnaíba - Reavaliação da bacia e perspectivas exploratórias. Belém, Petrobras. *Relatório Técnico*.
- GÓES A. M. O. & FEIJÓ F. J. 1994. Bacia do Parnaíba. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, 8 (1): 57-67, jan./mar.
- GÓES, A. M. O. 1995. *A Formação Potí (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba*. Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo. de Doutorado, 171 p.
- GÓES, A. M. O.; FEIJÓ, F. J. 1995. Bacia do Parnaíba. Boletim de Geociências da Petrobras, v.8, n.1, jan./mar, p.57-67.
- GRAHN, Y. 1992. Revision of silurian and devonian Strata of Brazil. *Plynology*, n. 16, p. 35-61.
- HASHIMOTO, A. T.; APPI, C. J.; SOLDAN, A. N. & CERQUEIRA, J. R. 1987. O Neo-Alagoas nas Bacias do Ceará, Araripe e Potiguar (Brasil) - Caracterização Estratigráfica e Paleoambiental. Rio de Janeiro. petrobrás. *Relatório Técnico*.
- HERNGREEN, G. F. W.; KEDVES, M.; ROVNINA, L.V.; SMIRNOVA, S.B. 1996. Cretaceous palynofloral provinces: a review. *Palynology: principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, v. 3, p. 1157-1188.
- KEGEL, W. 1951. Sobre alguns trilobitas carboníferos do Piauí e do Amazonas. *B. Div. Geol. Mineral*. Rio de Janeiro, n. 135, p. 1-38.

- KEGEL, W & COSTA, M. T. 1951. Espécies neopaleozoicas do Brasil, da família Aviculopectinidae, ornamentadas com costelas fasciculadas. *B. Div. Geol. Mineral.* Rio de Janeiro, n. 137, p. 1-48.
- LIMA, E. A. M. & LEITE, J. F. 1978. Projeto estudo global dos recursos Minerais da bacia sedimentar do Parnaíba. Integração geológico metalogenética. Relatório final. Etapa III, Recife. DNPM-CPRM, 16v.
- LIMA, M. R. 1980. Palinologia da Formação Santana (Cretáceo do Nordeste do Brasil). III. Descrição sistemática dos pólenes da turma Plicates (subturma Costates). *Ameghiniana* Buenos Aires, v.17, n.I, p. 15-47.
- LIMA, M. R. 1982. Palinologia da Formação Codó, Maranhão. *Boi. Geoc. USP.* São Paulo, n. 13, p. 116-128.
- LISBOA, M. A. R. 1914. The Permian Geology of Northern Brazil. *Amer.louro Sei.* New Haven, ser. 4, V. 37, n. 221, p. 425-443.
- LISBOA, M. A. R. 1935. A Bacia do Gurupy e suas minas de ouro. Rio de Janeiro, *DNPM/SFPM*, 61 p.
- MABESOONE, J. M. 1978. Origem dos conglomerados da Formação Serra Grande e unidades equivalentes (Siluriano Superior Devoniano Inferior), Nordeste do Brasil. *In:* Congresso Brasileiro de Geologia, 30. *Anais ... Recife, SBG.* v, 2, p. 799-808.
- MAIZATTO, J. R., QUEIROZ NETO, J. V., PEDRÃO, E., BAHNIUK, A. 2011. Palinomorfos e ostracodes não-marinhos de afloramento da Formação Codó, Bacia do Parnaíba. *Paleontologia: Cenários de Vida*, v. 3, p. 367-377.
- MELO, J. H. G., QUADROS, L. P. & GRAHN, Y. 1992. Bacia do Parnaíba. *In:* BEURLLEN, G. & QUADROS, L. P. (eds). Bioestratigrafia das bacias Paleozoicas brasileiras. Rio de Janeiro. Petrobras. *Relatório Técnico*, p. 49-61.
- MESNER, J. C. & WOOLDRIDGE, L. C. 1964. Maranhão Paleozoic Basin and Cretaceous Coastal Basin, Northern Brazil. *Bull. Am. Assoc. Petr. Geol.* Tulsa, v. 48, n.9, p. 1475-1512.
- MÜLLER, H. 1962. Report on palynological results of samples examined from wells in Maranhão. Salvador. Petrobras. *Relatório Técnico* 500.
- MULLER, H., 1966. Palynological Investigations on Cretaceous Sediments in Northeastern Brazil. Second West African Micropaleontological Colloquium. Ibadan. Brill Leyden, p, 123-135.
- PAMPLONA, H. R. P. 1969. Litoestratigrafia da Bacia Cretácea de Barreirinhas. Rio de Janeiro, Petrobras, *Relatório Técnico*, v.12, n.3, p. 261-290.
- PEDRÃO, E; ARAI, M.; CARVALHO, I. S, & FERREIRA, C. S. 1994. Palinomorfos de sedimentos albianos (Formação Itapecuru) da Bacia do Parnaíba. *An. Acad. Bras. Cio*, Rio de Janeiro, v. 66, n. 1, p. 118.

PEDRÃO, E. 1995. Palinoestratigrafia e Evolução Paleoambiental de Rochas Sedimentares Aptianas-Cenomanianas das Bacias de Bragança-Viseu e São Luís (Margem Equatorial Brasileira). Rio de Janeiro. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 215p.

PLUMMER, F. B.; PRICE, L. 1. & GOMES, F. A. 1948. Estados do Maranhão e Piauí. *In: Brasil, Conselho Nacional do Petróleo, Relatório de 1946*. Rio de Janeiro, p. 87-134.

REGALI, M. S. P. 1987a. O gênero *Afropollis*, Doyle, jardine et Doerenkamp, 1982 e sua distribuição no cretáceo do Brasil. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA*, 10, Rio de Janeiro. Boletim...Rio de Janeiro: p. 625-635.

REGALI, M. S. P. 1989b. Evolução da Paleoflora no Cretáceo das Margens Equatorial e Nordeste do Brasil. *Revista Escola de Minas*, v. 42, n. 4, p. 17-33.

REGALI, M. S. P. 1989c. Primeiros registros da transgressão neoptiana na margem equatorial brasileira. *In: Congresso Brasileiro de Paleontologia*, 11, Curitiba, p. 275-293.

REIS, M. A. F.; DINO, R.; PEREIRA, E.; ANTONIOLI, L. 2007. Dados palinológicos da Formação Marizal da Bacia do Recôncavo, Nordeste do Brasil. *Paleontologia: Cenários de Vida*. 1ª ed. Rio de Janeiro: Editora Interciência, v.2, p. 559-573.

RETALLACK, G. J. & DILCHER, D. L. 1986 Cretaceous angiosperm invasion of North America. *Cret. Res.* 7, 227–252.

REZENDE, W. M.; PAMPLONA, H. R. P. 1970. Estudo do desenvolvimento do Arco Ferrer-Urbano Santos. Rio de Janeiro, Boletim Técnico Petrobras, v.13, p. 5-14.

RIOS-NETTO, A. M.; REGALI, M. S. P. 2007. Estudo bioestratigráfico, paleoclimático e paleoambiental do intervalo Alagoas (Cretáceo Inferior) da Bacia do Araripe, nordeste do Brasil (Poço 1-PS-11-CE). *Paleontologia: Cenários de Vida*. 1ª ed. Rio de Janeiro: Editora Interciência, v. 2, p. 479-488.

RODRIGUES, R. 1967. Estudo sedimentológico e estratigráfico dos depósitos silurianos e devonianos da Bacia do Parnaíba. Belém, Petrobras. *Relatório Técnico*, 273, 61 p.

ROSSETTI, D. F.; TRUCKENBRODT, W.; SANTOS JÚNIOR, A. E. 2001. Clima do Cretáceo no Meio-norte brasileiro. *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*. Belém, Museu Goeldi, p. 67-76.

SCHRANK, E. 1987. Biostratigraphic importance of microfloras from the Late Cretaceous clastic series of northwestern Sudan. *Cretaceous Research*, v. 8, n. 1, p. 29-42.

SMALL, H. 1914. Geologia e suprimento de água subterrânea no Piauí e parte do Ceará. *Illsp. Obras. Contra secas geol.* v.25, 146 p.

SUGUIO K. & FULFARO, V. J. 1977. Geologia da margem ocidental da Bacia do Parnaíba (Estado do Pará). *Boletim IG-USP*, 8: 31-54.

VAKHRAMEEV, V. A. 1981. Pollen *Classopollis*: Indicator of Jurassic and Cretaceous Climates. *The Palaeobotanist*, v.28-29, p.301-307.

VAZ, P. T.; REZENDE, N. G. A. M.; WANDERLEY FILHO, J. R.; TRAVASSOS, W. A. S. maio/nov. 2007. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v.15, n.2, p. 253-263.

APÊNDICE A – ESTAMPAS

Neste apêndice são apresentadas os 32 palinomorfos encontrados no material estudado, distribuídas em 4 estampas. Nas legendas de cada estampa é apresentado o nome da espécie, a profundidade em que foi encontrado e a localização no *England Finder* (EF).

ESTAMPA I

1- *Concavisporites* sp. REGALI, UESUGUI & SANTOS

Prof. 6.30, EF C41-3

2 – *Deltoidospora halli* MINER, 1935

Prof. 6.30, EF C29-3

3- *Gleicheniidites senonicus* (ROSS) SKARBY

Prof. 7.20, EF Z35-1

4- **Espero trilete não identificado**

Prof. 7.20, EF O33-3

5- *Divisisporites* sp.

Prof. 8.10, EF P25-2

6- *Matonisorites* sp.

Prof. 8.10, EF P17-4

7- *Cyathidites australis* COUPER, 1953

Prof. 7.20, EF L37-2

8- **cf. *Obtusisporis***

Prof. 7.45, EF Y19-1

9- *Cicatricosisporites avnimelechi* HOROWITZ, 1970

Prof. 6.70, EF P28-2

10- *Cicatricosisporites nuni* HOROWITZ

Prof. 7.45, EF Z13-1

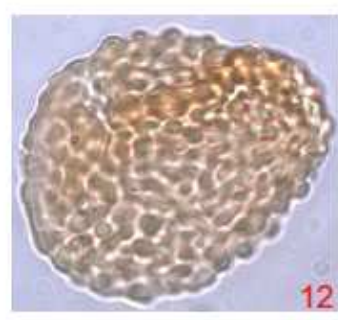
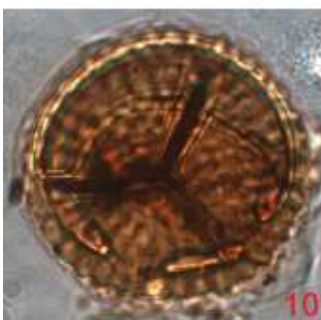
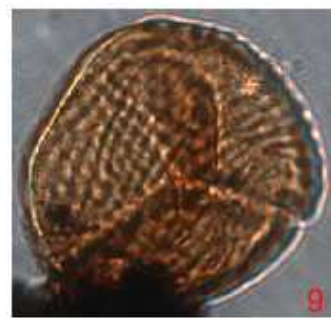
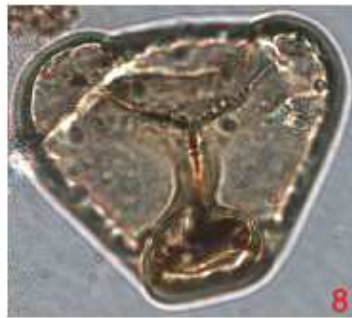
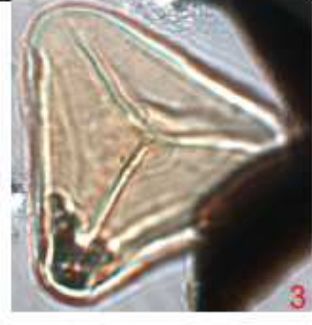
11- *Echinatisporis longechinus* KRUTZSCH

Prof. 6.70, EF P34-4

12- *Verrucosisporites* sp.

Prof. 9.50, EF O19-4

ESTAMPA I



ESCALA GRÁFICA
0 20 μ m

ESTAMPA II

1- *Verrucosisporites* sp.

Prof. 7.20, EF G19-3

2 – *Cicatricosisporites microstriatus* JARDINÉ & MAGLOIRE, 1965

Prof. 7.20, EF R29-2

3- *Reticulatisporites arcuatus* BRENNER 1963

Prof. 8.10, EF B23-4

4- *Inaperturopollenites* sp.

Prof. 6.70, EF P41-4

5- *Araucariacites* sp.

Prof. 7.20, EF R17-3

6- *Callialasporites segmentatus* (BALME) SRIVASTAVA

Prof. 7.20, EF Q20-1

7- *Classopollis classoides* PELUG, 1953

Prof. 6.30, EF R38-2

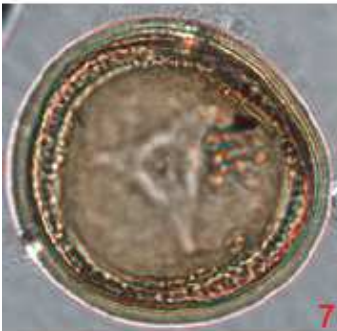
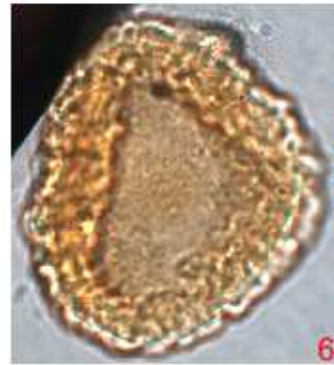
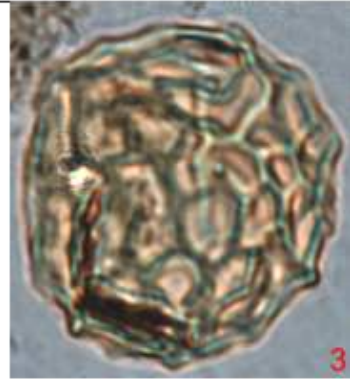
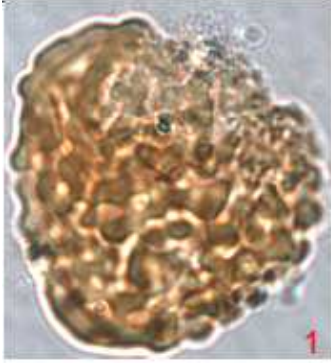
8- *Sergipea simplex* REGALI

Prof. 7.45, EF T24-2

9- *Equisetosporites strigatus* (BRENNER 1968) LIMA 1980

Prof. 7.20, EF K28-2

ESTAMPA II



ESCALA GRÁFICA
0 20 μ m

ESTAMPA III

1- *Equisetosporites elegans* LIMA, 1980

Prof. 8.10, EF E39-2

2 – *Cycadopites carpentieri* (DELCOURT & SPRUMONT) SINGH

Prof. 8.10, EF H40-4

3- *Singhia elongata* (HOROWITZ) LIMA

Prof. 6.70, EF X39-3

4- *Equisetosporites maculosus* DINO, 1994

Prof. 7.20, EF P37-2

5- *Equisetosporites maculosus* DINO, 1994

Prof. 8.10, EF D42-2

6- *Equisetosporites maculosus* DINO, 1994

Prof. 6.70, EF C28-3

7- *Equisetosporites maculosus* DINO, 1994

Prof. 7.20, EF B41-4

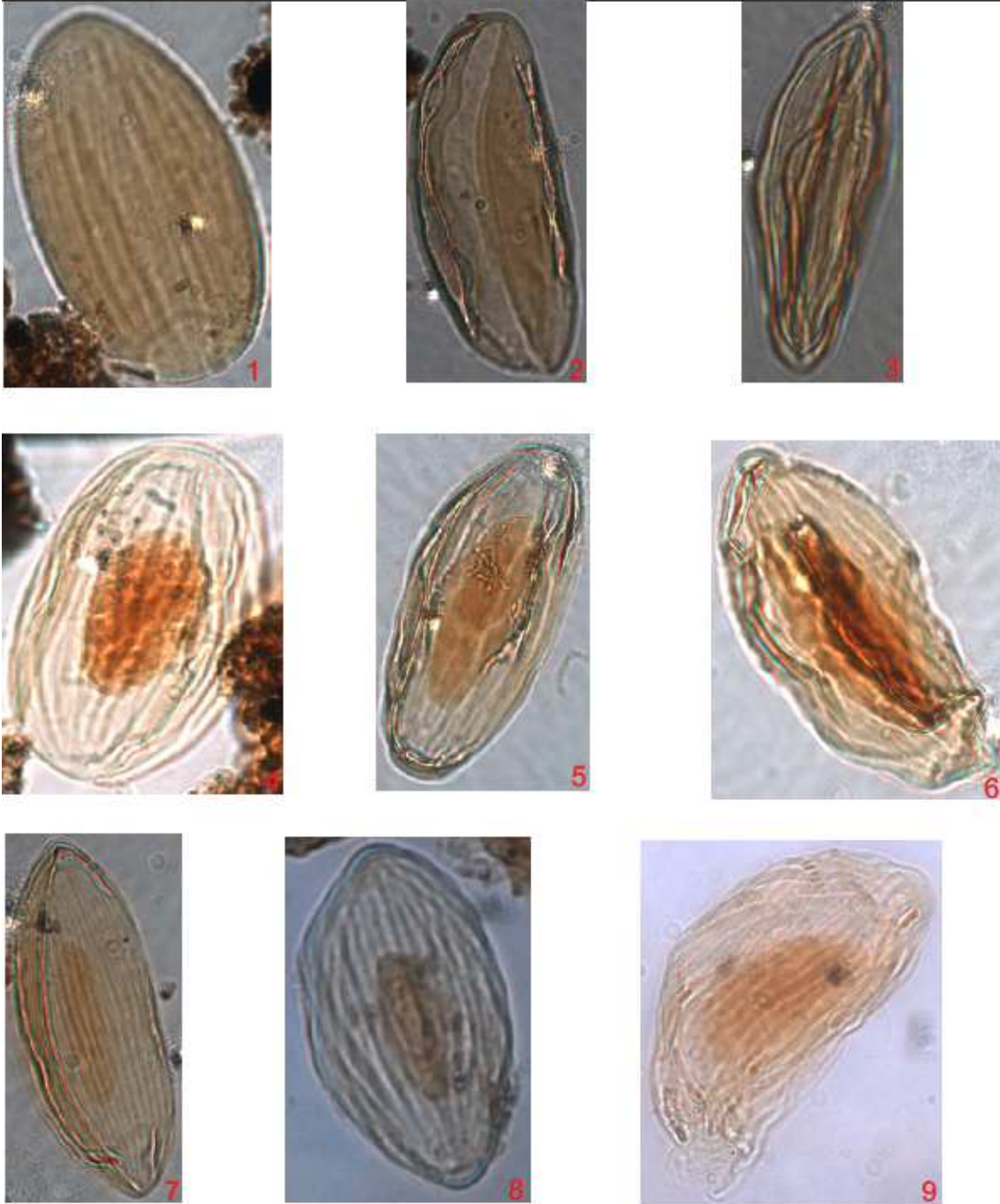
8- *Equisetosporites maculosus* DINO, 1994

Prof. 10.30, EF O28-3

9- *Equisetosporites maculosus* DINO, 1994

Prof. 9.90, EF J40-1

ESTAMPA III



ESCALA GRÁFICA
0 20 μ m

ESTAMPA IV

1- *Equisetosporites minuticosatus* LIMA, 1980

Prof. 7.20, EF N41-1

2 – *Singhia* sp.

Prof. 7.20, EF R23-1

3- *Singhia* sp 2.

Prof. 8.10, EF F23-4

4- *Gnetaceaepollenites jansonni* (POCOCK, 1964) LIMA, 1980

Prof. 7.20, EF P28-1

5- *Gnetaceaepollenites retangularis* LIMA, 1980

Prof. 6.70, EF X28-1

6- *Afropollis jardinus* (BRENNER, 1968) DOYLE, JARDINÉ & DOERENKAMP, 1982

Prof. 9.90, EF V16-1

7- *Afropollis* aff. *A. jardinus* DOYLE, JARDINÉ & DOERENKAMP

Prof. 6.70, EF M13-2

8- *Afropollis zonatus* DOYLE, JARDINÉ & DOERENKAMP

Prof. 8.35, EF K38-3

ESTAMPA IV

