



Leonardo de Jesus da Silva Ribeiro

**FACIOLOGIA ORGÂNICA DA FORMAÇÃO
COTINGUIBA (CRETÁCIO) NA BACIA DE SERGIPE-
ALAGOAS, MARGEM CONTINENTAL BRASILEIRA.**

Trabalho de Conclusão de Curso

Geologia

UFRJ

Rio de Janeiro

Setembro de 2020



UFRJ

Leonardo de Jesus da Silva Ribeiro

Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador:

Prof. Dr. João Graciano Mendonça Filho

UFRJ

Rio de Janeiro

Setembro de 2020

DE JESUS DA SILVA RIBEIRO, Leonardo

**FACIOLOGIA ORGÂNICA DA FORMAÇÃO
COTINGUIBA (CRETÁCEO) NA BACIA DE SERGIPE
ALAGOAS, MARGEM CONTINENTA BRASILEIRA /**
Leonardo de Jesus da Silva Ribeiro – Rio de Janeiro: UFRJ /
IGEO, 2020.

59p. il.; 30 cm

Trabalho Final de Curso (Bacharelado em Geologia) –
Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de
Geociências, Departamento de Geologia, 2019.

Orientadores: Prof. Dr. João Graciano Mendonça Filho

1. Geologia. 2. Geoquímica Orgânica- Trabalho de
Conclusão de Curso. I. João Graciano Mendonça Filho, II.
Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de
Geociências, Departamento de Geologia. III. Título.

Leonardo de Jesus da Silva Ribeiro

**FACIOLOGIA ORGÂNICA DA FORMAÇÃO COTINGUIBA (CRETÁCEO) NA
BACIA DE SERGIPE ALAGOAS, MARGEM CONTINENTAL BRASILEIRA.**

Trabalho de Conclusão de Curso de
Graduação em Geologia do Instituto de
Geociências, Universidade Federal do
Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado
como requisito necessário para
obtenção do grau de Bacharel em
Geologia.

Orientador: Prof. Dr. João Graciano
Mendonça Filho

Aprovado em:

Por:

Orientador: Prof. Dr. João Graciano Mendonça Filho (UFRJ)

Dra. Joalice de Oliveira Mendonça

Prof. Dr. Leonardo Fonseca Borghi de Almeida (UFRJ)

Por que a vida, a vida, a vida,

A vida só é possível

Reinventada.

AGRADECIMENTOS

Não acredito, sob quaisquer circunstâncias, que seja possível para um indivíduo alcançar feitos, glórias e atravessar jornadas sem o apoio de um princípio, ao meu princípio, devo á minha mãe Vânia o agradecimento, uma mãe que sempre acreditou no meu futuro apesar de todas adversidades e sempre me incentivou a seguir meus sonhos.

Ainda assim, o caminho que nos espera, não deve ser um caminho próprio para ser percorrido sozinho, é preciso perceber que nesse caminho devemos estar cercado de pessoas que apoiam umas às outras e percorrem juntos por entre as diferentes situações que a vida nos proporciona, e a isso, agradeço aos meu amigos Amanda Mustafa, Mariana Meireles, Luiza Tinoco, Thaís Santiago, Pedro Delforge, Fernanda Dantas, Victor Lima, Julyanna Wermelinger, Fernanda Senra, Giovanna Hamad, Anna Carolina Peres, Rafael Martins e Matheus Teixeira por terem me permitido caminhar ao seus lados durante os anos que se passaram. A Karen Crivellani, Laís Rio, Mayara Vargas, Raphaela De Negri, Julia Agostinho, Vitória Patrícia Siqueira, Aryane Barreiros e Marcos Fernandes pelo companheirismo e compaixão de todos os momentos. Cada um, a sua maneira, marcou a minha vida de forma única, especial e eterna.

Agradeço ainda a todas organizações das quais fiz parte durante o curso de graduação em Geologia, Xisto Jr., LAFO e SPWLA. Todas tiveram um papel único em minha formação acadêmica e profissional.

Meu especial agradecimento ao Laboratório de Palinofácies & Fácies Orgânica - LAFO, ao projeto Pré-sal e aos meus orientadores e coorientadores Dra. Joalice de Oliveira Mendonça, Dra. Sinda Beatriz Carvalhal, e ao Prof. Dr. Professor João Graciano, que tornaram esse trabalho possível e me estimularam em relação à pesquisa científica e a sempre buscar pela melhoria contínua. Obrigado pela atenção, paciência e carinho em todos os momentos.

Por fim, agradeço ao Departamento de Geologia da UFRJ, aos professores, técnicos e a todos os outros funcionários que contribuíram para a minha formação.

A todos que direta ou indiretamente fizeram parte da minha formação acadêmica, meu sincero obrigado.

RESUMO

RIBEIRO, L. J. S. FACIOLOGIA ORGÂNICA DA FORMAÇÃO COTINGUIBA (CRETÁCEO) NA BACIA DE SERGIPE ALAGOAS, MARGEM CONTINENTAL BRASILEIRA. 2020. 59p. Trabalho de Conclusão de Curso – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro

A importância das rochas carbonáticas é amplamente reconhecida por estarem frequentemente associadas a grandes reservatórios de hidrocarbonetos. Grande parte das mais iminentes acumulações ao redor do mundo ocorre em sequências carbonato-evaporíticas, aumentando, assim, a necessidade do entendimento dos processos que ocorrem neste sistema. Neste trabalho foram realizadas análises de palinofácies associadas às técnicas de geoquímica orgânica, com o objetivo de estudar os sedimentos da Formação Cotinguiba. A Formação Cotinguiba é resultante de um grande evento transgressivo iniciado no Cenomaniano (cujo ápice foi no início do Turoniano), que proporcionou a sedimentação carbonática em águas mais profundas do que aquela observada para a Formação Riachuelo, sotoposta. O presente estudo foi realizado através de amostras obtidas por um testemunho de sondagem da pedreira da Votorantim S/A, município de Laranjeiras (Sergipe). O objetivo deste trabalho é utilizar as análises palinofaciológicas e geoquímicas (Carbono Orgânico Total (COT) e Enxofre Total (S)) para caracterizar a matéria orgânica presente em amostras referentes a um poço contínuo de 439 metros de profundidade (2-LRJ-1-SE), localizado na Sub-bacia Sergipe, Laranjeiras SE (10°50'49.79"S/37°10'2.34"W). Constatou-se que a base do intervalo estudado (Albiano Superior) se caracteriza a deposição de sedimentos com material orgânico predominantemente continental, supondo assim, um contexto de deposição proximal a área fonte, enquanto no pacote carbonático referentes ao intervalo Cenomaniano-Turoniano, uma forte influência marinha foi encontrada. Na análise de palinofácies, observou-se o predomínio do grupo Fitoclasto e Matéria Orgânica Amorfa (MOA) no intervalo correspondente ao Albiano. Enquanto ao longo do intervalo Cenomaniano-Turoniano, a predominância dos Grupos MOA e Palinomorfos é característica. Marcado pela presença de palinoforaminíferos e dinocistos (palinomorfos mainhos)

Palavras-chave: Formação Cotinguiba, Transgressão marinha, Bacia de Sergipe-Alagoas, Palinofácies, Matéria Orgânica Particulada.

ABSTRACT

RIBEIRO, L. J. S *COTINGUIBA FORMATION ORGANIC FACIOLOGY (CRETACEOUS) SERGIPE-ALAGOAS BASIN BRAZILIAN CONTINENTAL SHORE*. 2019, 41p, Trabalho de Conclusão de Curso – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The importance of carbonate rocks is widely recognized as they are often associated with large hydrocarbon reservoirs. Much of the most eminent accumulations around the world occur in carbonate-evaporitic sequences, thus increasing the need to understand the processes that occur in this system. In this paper we analyzed Palinofacies associated with organic geochemistry techniques, with the objective of studying the sediments of Cotinguiba Formation. The Cotinguiba Formation is the result of a large transgressive event that began in the Cenomanian (whose apex was at the beginning of the Turonian), which provided carbonate sedimentation in deeper waters than that observed for the Riachuelo Formation. The present study was developed through samples obtained from a quarrying test from Votorantim S / A quarry, Laranjeiras (Sergipe). The objective of this paper is to use the palinofaciological and geochemical analyzes (Total Organic Carbon (TOC) and Total Sulfur (S)) to characterize the organic matter present in samples from a continuous 439 meter deep well (2-LRJ-1-SE), located in the Sergipe Sub-basin, Sergipe-Alagoas Basin, continental shore, Laranjeiras SE (10 ° 50'49.79 "S / 37 ° 10'2.34" W). It was observed that the base of the studied interval (Upper Albian) is characterized by the deposition of sediments with predominantly continental organic material, thus supposing a context of proximal deposition to the source area, while in the carbonate package referring to the Cenomanian-Turonian range, a strong marine influence. In Palinofacies, there was a predominance of the group Fitoclasto and Amorphous Organic Matter (MOA) in the interval corresponding to the Albian. While along the Cenomanian-Turonian range, the predominance of the MOA and Palinomorphs is characteristic. Marked by the presence of palinophoraminifers and dinocysts. (marine palynomorphs)

Keywords: *Cotinguiba Formation, Transgressive event, Sergipe-Alagoas Basin, Palynofacies*

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT.....	viii
LISTA DE FIGURAS	x
LISTA DE TABELAS.....	xi
LISTA DE QUADROS	xi
LISTA DE ESTAMPAS	xii
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Apresentação e objetivos	1
1.2 Localização da área de estudo.....	2
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	3
2.1 Bacia de Sergipe-Alagoas.....	3
2.1.1 Arcabouço estrutural	3
2.2 Evolução Tectono-Sedimentar	6
2.2.1 Embasamento.....	8
2.2.2 Estágio de Sinéclise.....	8
2.2.3 Supersequência Pré-Rifte	8
2.2.4 Supersequência Rifte.....	9
2.2.5 Supersequência Pós-Rifte	9
2.2.6 Supersequência Drifte	10
2.2.7 Formação Cotinguiba	10
3 Palinofácies – Conceitos e definições	11
3.1 MATÉRIA ORGÂNICA PARTICULADA.....	12
3.1.1 Classificação e Definição dos Componentes Orgânicos Particulados	12
3.1.2 GRUPO FITOCLASTO	13
3.1.3 GRUPO PALINOMORFO	19
3.1.4 GRUPO AMORFO	23
.....	25
4 MATERIAL E MÉTODOS	26
4.1 Amostras	26
4.2 Perfil composto (2-LRJ-SE-01).....	27

4.2.1	Preparação de amostras	29
4.2.2	Técnica de processamento para análise de palinofácies	29
4.2.3	Análise de palinofácies	31
4.2.4	Técnica de Processamento para análise de Geoquímica Orgânica (COT%, ST% Ri%)	31
5	Resultados e Discussão.....	33
5.1	Análise de Carbono Orgânico Total % (COT), Enxofre % (S) e Resíduo Insolúvel % (RI)	33
5.2	Interpretação Paleoambiental dos Intervalos Estratigráficos.....	14
6	Conclusão	16
7	Referências bibliográficas.....	17

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localização da bacia de Sergipe-Alagoas e seus limites.(Souza e Lima et al. 2002) .

Figura 2. Arcabouço estrutural da Bacia de Sergipe-Alagoas, mostrando os grandes compartimentos tectônicos e principais feições estruturais (Lana, 1990).

Figura 3. Coluna estratigráfica bacia de Sergipe-Alagoas Sub-Bacia de Sergipe (Souza Lima., et al 2007).

Figura 4: Exemplos de componentes do Grupo Fitoclasto. A- Fitoclasto não-opaco bandado; B- Fitoclasto opaco; C- Fitoclasto pseudoamorfo; D- Fitoclasto perfurado; E- Fitoclasto não opaco de estrutura cruzada. Fotomicrografias em luz branca transmitida (Mendonça Filho et al., 2017).

Figura 5: Exemplos do grupo dos Palinomorfos. A- Esporo; B- Grão de pólen bissacado; C- Botryococcus; D- Tasmanites; E- Pediastrum; F- Acritarco; G- Dinocisto; H- Palinoforamínifero; I- Quitinozoário J- Escolecodonte. Fotomicrografias A, C, D, G, H, I, J em luz branca transmitida; Fotomicrografias B, E, F em modo fluorescência (Mendonça Filho et al., 2017).

Figura 6: Exemplos do Grupo Amorfo. A- MOA de fitoplâncton; B- MOA bacteriana; C- MOA derivada de vegetais superiores terrestres; D- Resina de vegetais superiores terrestres. Fotomicrografias A, B, C em modo fluorescência; Fotomicrografia D luz branca transmitida (Mendonça Filho et al., 2017).

Figura 7: Coluna estratigráfica da seção analisada na bacia de Sergipe-Alagoas, com localização dos pontos de amostragem.

Figura 8: Diagrama de classificação para rochas carbonáticas segundo Dunham (1962), modificado por Embry and Klovan (1971).

Figura 9: Gráficos de variação dos valores de COT, ST e RI, ao longo do testemunho 2-LRS-SE-01.

Figura 10: Gráficos de variação dos percentuais dos subgrupos de matéria orgânica particulada selecionados.

Figura 11: Delimitação dos três intervalos estratigráficos e correlação com variação das porcentagens de Fitoclastos, MOA e Palinomorfos, ao longo do testemunho 2-LRS-SE-01.

Figura 12: Diagrama ternário Fitoclasto-MOA-Palinomorfos (Mendonça Filho et al. 2014; 2017; modificado de Tyson, 1995).

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Porcentagem de COT (Carbono Orgânico Total), S (Enxofre) e RI (Resíduo Insolúvel) e Frequência relativa dos grupos da matéria orgânica.

Tabela 2: Valores percentuais de subgrupos de matéria orgânica particulada em relação aos componentes orgânicos totais.

Tabela 3: Valores percentuais de frequências do grupo fitoclasto e seus subgrupos observados fitoclasto em relação a matéria orgânica total.

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Classificação do Grupo Fitoclasto. (Tyson, 1993, 1995; Mendonça Filho et al. 2010a, 2011, 2012, 2017).

Quadro 2: Classificação do Grupo Palinomorfo. (Tyson, 1993, 1995; Mendonça Filho et al. 2010a, 2011, 2012, 2017).

Quadro 3: Classificação do Grupo Amorfo (Tyson 1993, 1995; Mendonça Filho et al. 2010 a, b, 2011, 2012, 2017).

Quadro 4: Agrupamento de amostras, litotipos e profundidades.

LISTA DE ESTAMPAS

Estampa I: Fotomicrografias Intervalo I (A-B) MOA bacteriana; (C-D) Fitoclasto estriado; (E-F) Dinocisto.

Estampa II: Fotomicrografias Intervalo I (A-B) Fitoclasto alongado; (C-D) Fitoclasto estriado; (E-F) Fitoclastos e Moa vegetal.

Estampa III: Fotomicrografias Intervalo I - (A-B) MOA vegetal (C-D) Moa bacteriana.

Estampa IV: Fotomicrografias Intervalo II (A-B) MOA bacteriana; (C-D) MOA bacteriana; (E-F) MOA bacteriana.

Estampa V: Fotomicrografias Intervalo II - (A-B) MOA bacteriana e dinocistos; (C-D) Aglomerado de dinocistos; (E-F) MOA bacteriana.

Estampa VI: Fotomicrografias Intervalo II - (A-B) MOA bacteriana/vegetal e dinocistos; (C-D) MOA vegetal; (E-F) MOA bacteriana.

Estampa VII: Fotomicrografias Intervalo III (A-B) MOA bacteriana/vegetal e dinocistos; (C-D) MOA bacteriana/vegetal; (E-F) MOA bacteriana/vegetal e dinocistos.

Estampa VIII: Fotomicrografias Intervalo III (A-B) MOA bacteriana e dinocisto; (C-D) MOA bacteriana e dinocisto; (E-F) MOA bacteriana e dinocistos.

Estampa IX: Fotomicrografias Intervalo III (A-B) MOA bacteriana e dinocistos; (C-D) MOA bacteriana e dinocistos; (E-F) MOA bacteriana e dinocistos.

1. INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação e objetivos

As rochas carbonáticas constituem cerca de 10% do registro sedimentar exposto e podem ser depositadas em variados tipos de ambientes, tanto marinhos quanto continentais. Economicamente este tipo de rocha possui grande importância podendo apresentar-se como reservatórios de óleo e gás, como hospedeiras de chumbo e zinco, aquíferos ou depósitos de fosfato e evaporitos. Com a fragmentação do Supercontinente Gondwana iniciada no Jurássico Superior, a partir da abertura do Atlântico Sul, amplas plataformas carbonáticas iniciaram seu desenvolvimento ao longo de toda margem leste do Brasil. A Bacia de Sergipe-Alagoas constitui a bacia de margem leste brasileira com a seção estratigráfica mais completa e a única com a seção carbonática Albiana e pós-albiana expressivamente aflorante, que é representada pelas formações Riachuelo e Cotinguiba (Souza-Lima *et al.*, 2002).

A Formação Cotinguiba é recorrente de um grande evento transgressivo, esse evento teria seu início no Cenomaniano e cujo ápice foi no Eoturoniano, proporcionando a deposição de sedimentos em uma rampa carbonática, que afogou o sistema plataformal Riachuelo tendo depositado predominantemente calcilutitos, até o mesoconiaciano (Souza-Lima *et al.*, 2002).

O presente trabalho objetiva a caracterização da matéria orgânica presente nos sedimentos da Formação Cotinguiba, através de análise palinofácies e geoquímica orgânica (como Carbono orgânico Total, Enxofre total e Resíduo Insolúvel). Através desta associação foi possível obter e caracterizar o ambiente deposicional durante a evolução da Formação Cotinguiba.

Com o entendimento da composição da assembleia orgânica dos calcários da Formação Cotinguiba, este estudo tem como finalidade auxiliar na compreensão de reservatórios carbonáticos análogos em estudos futuros, como a Formação Guarujá na Bacia de Santos, o Grupo Macaé na Bacia de Campos, dentre outros.

1.2 Localização da área de estudo

A área de estudo está localizada na bacia de Sergipe-Alagoas, sub bacia de Sergipe, no município de Laranjeiras SE (10 ° 50'49.79 "S / 37 ° 10'2.34" W). Os trabalhos de campo, incluindo perfuração e coleta de testemunho de sondagem foram realizados pelo projeto Pré-Sal, um projeto fomentado por uma parceria entre a UFRJ & Shell Brasil, intitulado: "Caracterização geológica de reservatórios carbonáticos do intervalo Pré-sal da Bacia de Santos, correlatos (Bacia de Sergipe-Alagoas) e análogos (Convênio Fundação Coppetec projeto IGEO 20.951)", coordenado pelo Prof. Dr. Leonardo Borghi (UFRJ). Esse material foi acondicionado na litoteca do Laboratório de Geologia Sedimentar (LAGESED) e cedido para amostragem das análises realizadas para esse trabalho no Laboratório de Palinofácies e Fácies Orgânica (LAFO), coordenado pelo Prof. Dr. João Graciano Mendonça Filho.

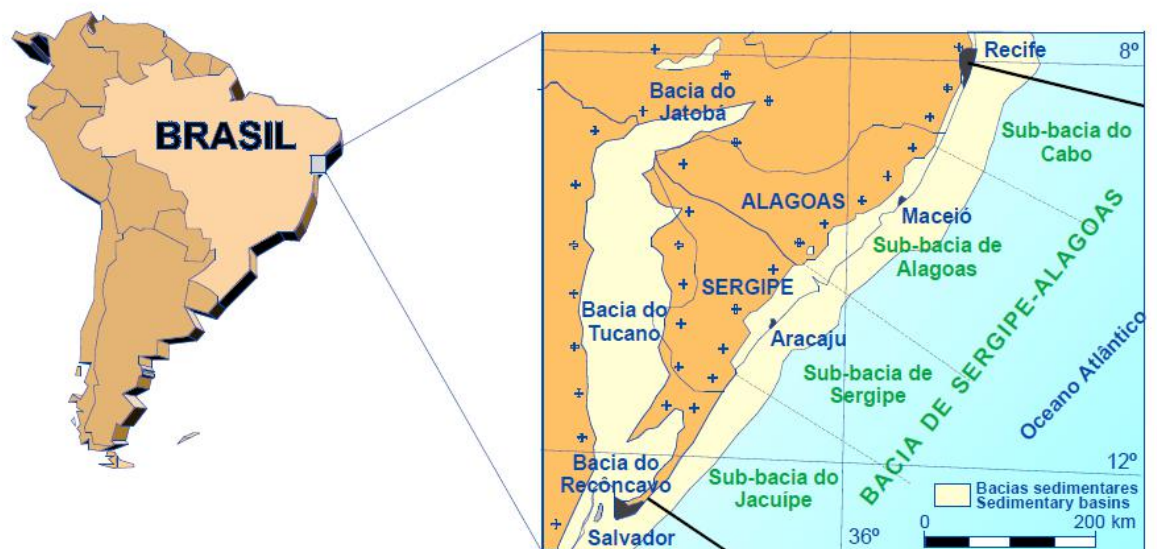


Figura 1 - Mapa de localização da bacia de Sergipe-Alagoas e seus limites. (Souza e Lima et al. 2002).

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 Bacia de Sergipe-Alagoas

A Bacia de Sergipe-Alagoas é uma bacia de margem continental brasileira em sua origem associada à abertura do Oceano Atlântico Sul, sendo então parte do sistema extensional de bacias que operou durante o rifteamento Juro-Cretáceo das placas Sul-americana e Africana. Esta bacia localiza-se na porção litorânea dos estados homônimos com uma área de aproximadamente 53.000 km², dos quais 40.000 km² encontram-se offshore (Souza-Lima et al. 2002).

Os limites da bacia situam-se a nordeste no Alto de Maragogi e a sudoeste com a Bacia de Jacuípe, onde o limite é indiviso e esse limite seria o sistema de falhas de Guarajuba ou, mais a sul, no sistema de falhas de Itapuã. Souza-Lima et al. (2002) sugere que a Bacia de Jacuípe seria uma sub-bacia de Sergipe-Alagoas, esta abrangeria as sub-bacias de Jacuípe, Sergipe e Alagoas, assim como a sub-bacia do Cabo, situada no Sul do Estado de Pernambuco.

Feijó (1994) divide a Bacia de Sergipe-Alagoas em duas bacias distintas, Bacia Sergipe e Bacia Alagoas, separadas pelo alto de Japoatã-Penedo. Este autor defende que essas bacias possuem diferenças estruturais e estratigráficas que permitem esta divisão.

Segundo Neto et al. (2007) a Bacia de Sergipe-Alagoas pode ser entendida como uma única bacia, já que o Alto de Japoatã-Penedo não justifica sua separação; uma vez que está restrito apenas à porção emersa e de águas rasas. Nesse trabalho, a Bacia de Sergipe-Alagoas será interpretada dessa mesma maneira, apesar da variação do preenchimento sedimentar e estilo tectônico entre as porções sergipanas e alagoanas.

2.1.1 Arcabouço estrutural

A Bacia de Sergipe-Alagoas possui um sistema de falhas com direções e rejeitos variáveis. As falhas com rejeitos verticais mais expressivos estão ligadas às direções N45E, NS e ENE e podem ser superiores a 5 km. Seu arcabouço estrutural é dado por um sistema de falhas N-S, que é interceptado por sistemas de falhas E-O e NE-SO (Figura). A bacia consiste de um hemigráben com mergulho para NO e predomínio de falhas sintéticas com relação às falhas antitéticas (Lana, 1990).

A bacia de Sergipe-Alagoas implantou-se sobre a Província Borborema (Faixa Sergipana), cuja movimentação durante o Eocretáceo foi praticamente independente dos continentes

africano e sul-americano (Lana, 1990). Esse mesmo autor afirma que o rifteamento do nordeste brasileiro pode ser atribuído a uma rotação no sentido anti-horário do continente africano em relação ao sul-americano, em torno de um polo situado sobre o Lineamento Pernambuco, onde a movimentação da África seria acompanhada por rotação de mesmo sentido, mas com menor velocidade que a Microplaca Sergipana.

O rifteamento no nordeste brasileiro, iniciado no Eocretáceo, desenvolveu-se como um hemigráben em forma escalonada (en échelon) gerando os principais depocentros, limitado por falhas tracionais de direção N-S que também geram estruturas arqueadas positivamente (domos), que possuem limites menos definidos. Apesar do grande predomínio de falhas normais, sugere-se a existência de falhas transcorrentes de um regime transtensional sinistral na porção sul, podendo explicar o padrão de falhas no início deste rifteamento. Na porção norte da microplaca, ocorre um regime transpressional, causando soerguimento e estruturas pop-up, acarretando na erosão desta região durante o Neocomiano. (Lana, 1990).

Após o início do Alagoas, o regime de esforços responsável pela implantação da bacia é modificado, onde ocorre o aumento do componente distensional e a reativação de falhas transcorrentes NE-SO como falhas normais e linhas de charneira com mergulho para SE. A taxa de sedimentação também aumenta, principalmente nos depocentros formados pelos blocos baixos das falhas que definem a Linha de Charneira Alagoas, configurando-se, assim, a nova margem continental. Devido ao aumento da mudança no local de aplicação dos esforços distensionais com respeito ao rifteamento sul atlântico, ocorre a consolidação definitiva da Microplaca Sergipana no continente sul-americano (Lana, 1990).

Por ação da falha Vaza-Barris, sinistral, a porção sul da microplaca movimentou-se para SE durante a fase final do rifte (Aptiano). Com a contínua rotação da placa africana, a compressão no limite norte da bacia aumentava, dificultando e alterando a movimentação, até que a crescente distensão a sul acarretou a separação final dos continentes, com o estabelecimento de uma margem passiva. (Lana, 1990).

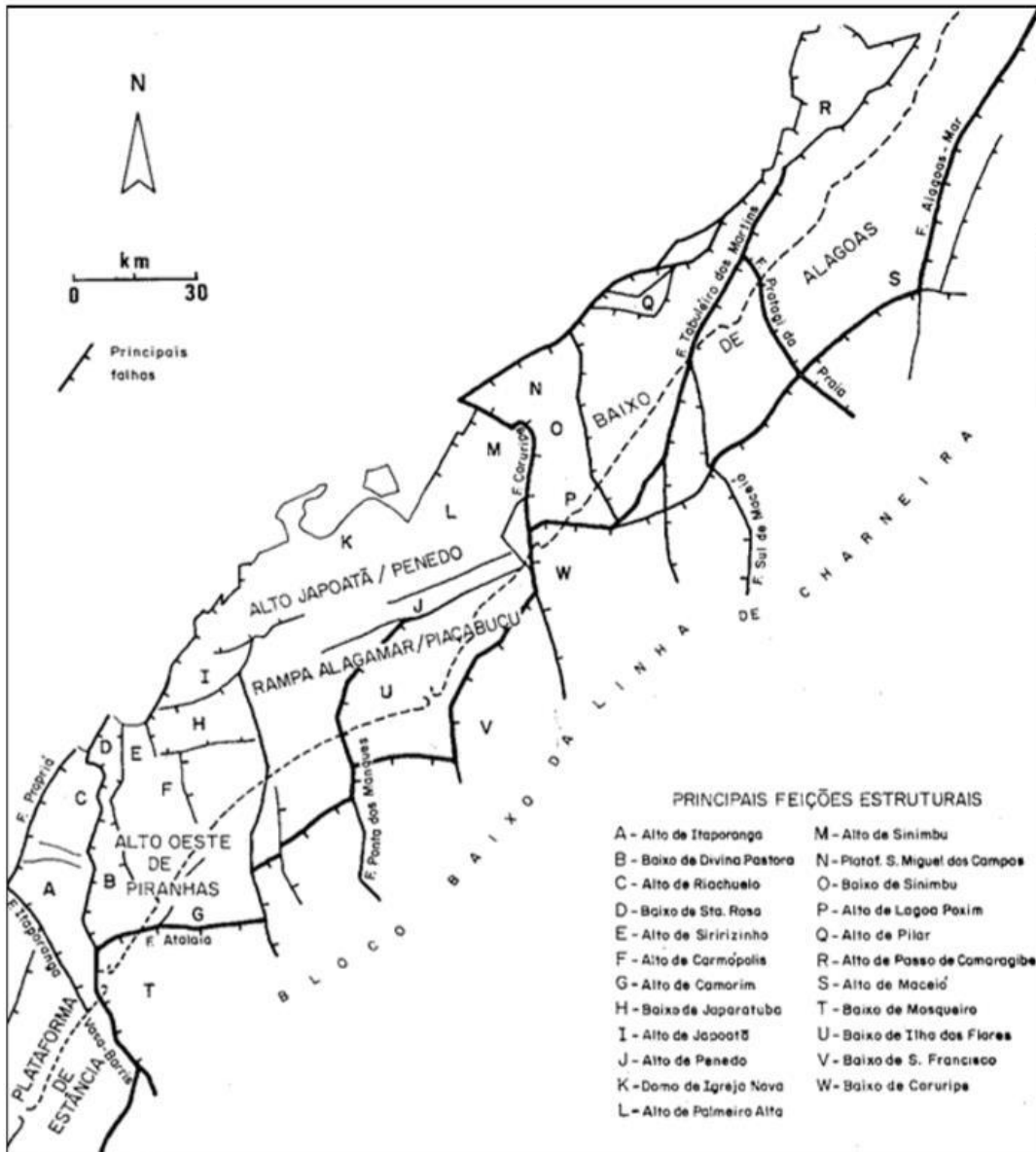


Figura 2: Arcabouço estrutural da Bacia de Sergipe-Alagoas, mostrando os grandes compartimentos tectônicos e principais feições estruturais (Lana, 1990).

2.2 Evolução Tectono-Sedimentar

Entre as bacias marginais brasileiras, a bacia de Sergipe-Alagoas é a que apresenta exposta a mais completa sucessão estratigráfica estando representados depósitos de todos os seus estágios evolutivos: sinéclise, pré-rift, rift, transicional e drift. Os limites entre esses estágios evolutivos foram graduais, refletindo modificações no estilo tectônico predominante que afetou as sequências sedimentares. (Ojeda, et al. 1974).

Campos Neto et al (2007) propuseram a divisão em duas sub-bacias, quais sejam, Sergipe e Alagoas e sugeriram cartas estratigráficas individualizadas para cada uma já que seu preenchimento sedimentar e o estilo tectônico são variáveis. Segundo Feijó e Vieira (1991), essa variação no estilo tectônico do embasamento da BSA que a divide em sub-bacias é uma decorrência do tipo de embasamento sobre o qual os sedimentos estão assentados: os sedimentos da seção sergipana acumularam-se sobre os metassedimentos do Sistema de Dobramentos Sergipano (Faixa Sergipana), e os da seção alagoana sobre os granitos e gnaisses do Maciço de Pernambuco. A figura 3 detalha a carta estratigráfica da sub-bacia de Sergipe, onde está localizada o material de estudo nesse trabalho.

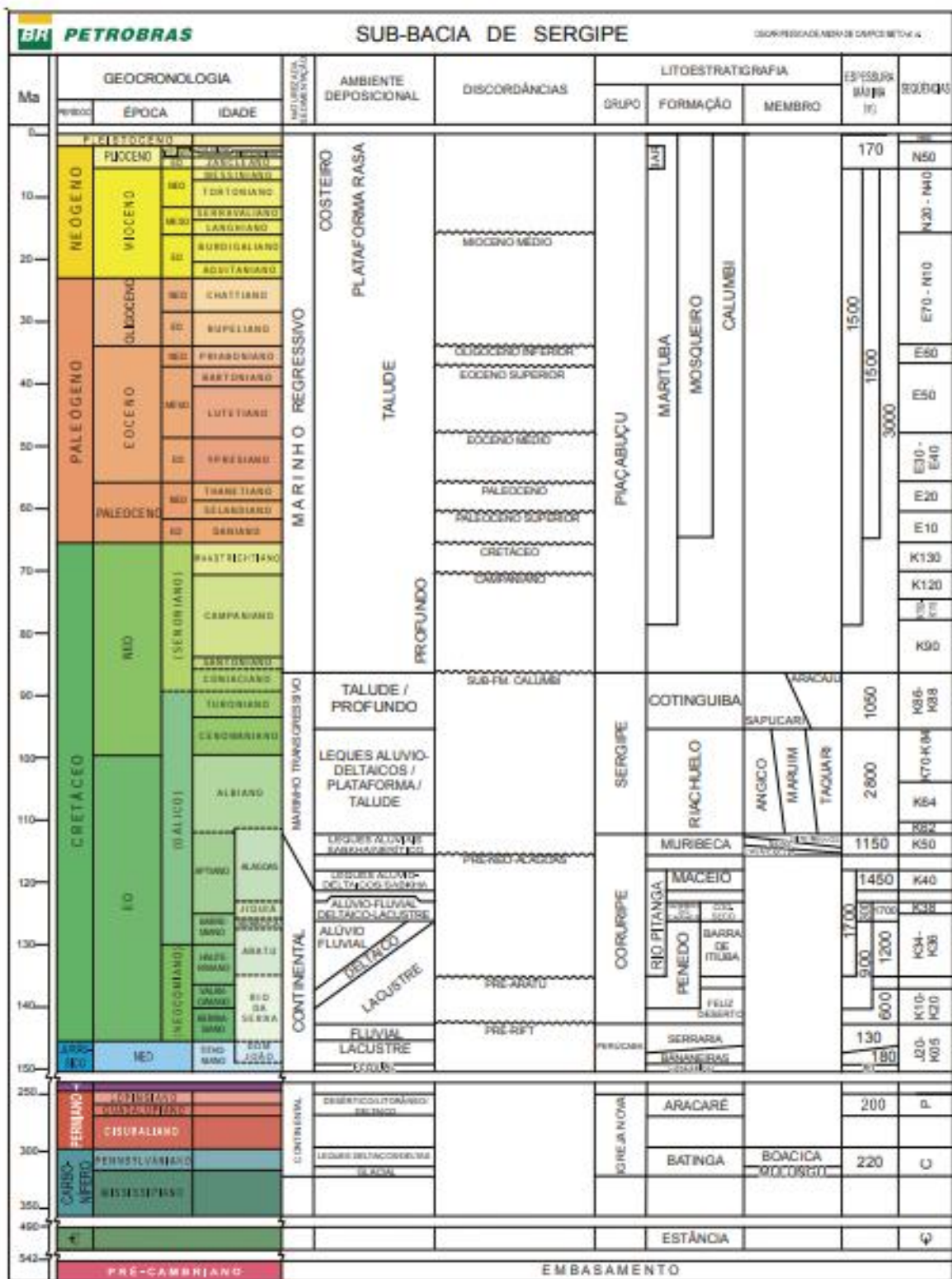


Figura 3: Coluna estratigráfica bacia de Sergipe-Alagoas sub-bacia de Sergipe (Souza Lima., et al 2007).

2.2.1 Embasamento

O embasamento da Sub-bacia de Sergipe é formado pelas rochas metamórficas proterozoicas de baixo grau dos grupos Miaba e Vaza-Barris. Também ocorrem metassedimentos do Grupo Estância, possivelmente de idade cambriana, que foram depositados por sistemas alúvio-fluviais, deltaicos e de marés. O embasamento da Sub-bacia de Alagoas é constituído por rochas graníticas, proterozoicas, do maciço Pernambuco-Alagoas. (Hasui *et al.*, 2012).

2.2.2 Estágio de Sinéclise

Essa fase representa o registro sedimentar das sinéclises paleozoicas que cobriam extensas áreas do supercontinente Gondwana. As grandes sinéclises paleozoicas brasileiras evoluíram ao longo de duas fases principais, denominadas talassocrática (Siluriano ao Permiano) e geocrática (Triássico ao Jurássico) (Hasui *et al.*, 2012).

Sobre o embasamento, o estágio de sinéclise ocorreu entre o neocarbonífero e o eopermiano. Está representado pelas rochas siliciclásticas da Formação Batinga, de provável origem glacial, e pelos arenitos eólicos, folhelhos e laminitos algais lacustres da Formação Aracaré. (Hasui *et al.*, 2012).

2.2.3 Supersequência Pré-Rifte

Essa fase representa o início da fase de ativação Mesozoica que culminou na abertura do Atlântico-Sul com sedimentação em ambiente tectônico ainda calmo, quando o soerguimento crustal causado pelo entumescimento do manto gerou uma série de depressões periféricas. Tais depressões são denominadas em conjunto como depressão afro-brasileira. (Ponte e Asmus, 1976).

A Bacia de Sergipe-Alagoas constituía um dos segmentos da depressão afro-brasileira, que foi formada por um soerguimento crustal no Neojurássico. Nessa fase de estabilidade tectônica depositou-se a Sequência Juro-Cretácea representada pelos folhelhos vermelhos lacustres da Formação Bananeiras e os arenitos flúvio-deltaicos da Formação Candeeiro. Posteriormente, sistemas fluviais entrelaçados com retrabalhamento eólico colmataram esse lago e depositaram os arenitos da Formação Serraria. (Campos Neto *et al.*, 2007).

2.2.4 Supersequência Rifte

Corresponde ao estágio de subsidência mecânica da bacia, quando foram depositadas rochas em ambiente continental e marinho restrito. Em Sergipe-Alagoas, o início e o término do estágio rifte da bacia ainda é controverso. Alguns autores, posicionaram esse limite em idades diferentes. Nessa revisão admitimos que o início do rifte ocorreu no início do Andar Rio da Serra (aproximadamente 142 Ma) ao instalar-se o lago da Formação Feliz Deserto. Esse lago, mais profundo e com características diferentes do lago da Formação Bananeiras, evidencia que além das variações climáticas também ocorreu um progressivo aumento na taxa de subsidência da bacia. Esse evento foi síncrono com o das bacias do Recôncavo e Tucano. Entretanto, o tectonismo foi mais brando na Bacia de Sergipe-Alagoas. (Feijó, 1995).

Ao término do rifte, admitimos que ocorreu no Eoalagoas (aproximadamente 116 Ma), quando o tectonismo foi bastante intenso e delineou-se a linha de charneira. Posteriormente, uma discordância expressiva ocorreu em toda bacia. Esse evento erosivo regional, denominado de discordância expressiva ocorreu em toda bacia. Esse evento erosivo regional, denominado de discordância pré-Neo-Alagoas, também aconteceu nas bacias de Camamu, Almada, Espírito Santo, Campos e Santos, onde também limita o final do estágio rifte (Dias, 2005).

2.2.5 Supersequência Pós-Rifte

No Neo-Alagoas, com a quebra do continente e conseqüente formação de crosta oceânica e estabelecimento da margem passiva, inicia-se a subsidência térmica da bacia a medida que ocorre o afastamento do centro de espalhamento do rifte. (Campos Neto et al., 2007).

Com o início da subsidência térmica, a bacia sofreu basculamento para sudeste e ocorreu a primeira grande incursão marinha, que proporcionou a deposição dos sedimentos da Formação Muribeca. Nessa época, a sedimentação foi retomada na porção emersa da Sub-bacia de Sergipe, enquanto que na Sub-bacia de Alagoas a deposição continuou restrita ao bloco baixo da Charneira e à área nordeste (Campos Neto et al., 2007).

2.2.6 Supersequência Drifte

O estágio drift começou no Eo- ao Mesoalbio; a sedimentação marinha, já havia sido estabelecida desde o Neoaptiano (Formação Riachuelo). A sedimentação ocorreu numa plataforma carbonática ampla e rasa. Além de calcarenitos e calciruditos oncolíticos/oolíticos. Regressões episódicas expuseram parte da plataforma carbonática, causando dolomitização local. A Formação Riachuelo é extensamente exposta na bacia de Sergipe. (Campos Neto et al., 2007).

No Cenomaniano iniciou-se um grande evento transgressivo cujo ápice ocorreu no Eoturoniano. Este evento causou o afogamento do sistema plataformal da Formação Riachuelo e o subsequente desenvolvimento da rampa carbonática da Formação Cotinguiba. A deposição prosseguiu até o mesoconiaciano, alcançando possivelmente o Santoniano no depocentro da bacia. A Formação Cotinguiba é amplamente exposta na bacia de Sergipe. Um novo evento transgressivo iniciado no neoconiaciano resultou na deposição dos sedimentos siliciclásticos de talude e bacia oceânica, principalmente argilas (Formação Calumbi), sobre os carbonatos de Cotinguiba. Este evento provavelmente registra a ruptura final entre a África e a América do Sul. (Campos Neto et al., 2007).

2.2.7 Formação Cotinguiba

As Formações Cotinguiba e Riachuelo, fazem parte do Grupo Sergipe, uma das unidades da Supersequência Drifte da Bacia de Sergipe-Alagoas, que foi dividida em dois membros, Sapucari e Aracaju. O primeiro, Sapucari, é representado por carbonatos cinzas a cinza-azulados com espessura local de mais de 800 m e com intercalações siliciclásticas dispersas na base. A porção dominante de calcários maciços a laminados é localmente intercalada por horizontes de *cherts* e nódulos, coquinas, brechas intraformacionais e conglomerados (Berthou & Bengtson, 1988).

O membro Aracaju, representa uma fácies mais distal da Formação Cotinguiba, consistindo de calcários laminados e folhelhos ricos em matéria orgânica com intercalação de carbonatos finos, como mudstones e margas, alcançando uma espessura máxima de 300 m. Este membro é encontrado em baixos estruturais e na porção offshore da bacia. (Koutsoukos *et al.*, 1993).

Berthou & Bengtson (1988) interpretaram o ambiente deposicional da Formação Cotinguiba como de uma plataforma carbonática em suas porções mais distais. Por outro lado, Koutsoukos et al. (1991) propôs que os calcários da Formação Cotinguiba teriam sido depositados em um

ambiente nerítico a batial superior de uma rampa carbonática, com condições muito anóxicas no fundo e massas de água bem oxigenadas epipelágicas. Essa sucessão foi depositada durante um relativo aumento do nível do mar, que causou o afogamento da plataforma rasa Riachuelo. A ocorrência de episódios disóxicos-anóxicos durante o Cretáceo médio deu-se devido a diversos fatores, como condições restritas na bacia profunda, massas de água salina estratificadas, aumento da produção primária epipelágica e períodos de alta no nível do mar (Koutsoukos *et al.*, 1991, 1993).

3 Palinofácies – Conceitos e definições

Tyson (1995) define palinofácies como um corpo de sedimentos contendo uma assembleia distinta de matéria orgânica palinológica que reflete condições ambientais específicas, podendo estar associada a um potencial de geração de hidrocarbonetos.

As assembleias de Palinofácies podem ser vistas como “fácies orgânica definidas palinologicamente” e geram parâmetros que permitem uma análise detalhada da origem e estado de preservação da matéria orgânica particulada, bem como verificação de variações, mesmo que sutis no ambiente sedimentar (Combaz, 1964; Tyson, 1995; Mendonça Filho, 1999; Mendonça Filho *et al.*, 2010a, 2010b, 2012).

Segundo Mendonça Filho *et al.* (2010a, 2010b, 2012), a classificação dos constituintes da matéria orgânica particulada é baseada, primeiramente, na morfologia e no estado de preservação através de microscopia óptica de modo luz branca transmitida (MLBT) e luz azul/ultravioleta incidente (MF). Os três grupos reconhecidos na assembleia palinofaciológica são:

Grupo Fitoclasto: corresponde aos fragmentos de tecidos derivados de vegetais superiores. Fitoclastos podem ser translúcidos (não-opacos) ou negros (opacos) e não bioestruturados, bioestruturados ou “pseudoamorfizados”.

Grupo Matéria Orgânica Amorfa (M.O.A): corresponde ao componente orgânico que aparenta não possuir estrutura sob escala microscópica, incluindo matéria orgânica amorfa derivada de fitoplâncton, matéria orgânica derivada de atividade microbiana produtora, resinas de vegetais superiores e produtos amorfos da diagênese de tecidos de macrófitas.

Grupo Palinomorfo: refere-se a todo componente de parede orgânica resistente ao ataque com ácido clorídrico a 37% (HCl a 37%) e ácido fluorídrico a 40% (HF a 40%) sendo dividido em subgrupos: a) esporomorfos (esporos de Briófitas e Pteridófitas; grãos de pólen de Gimnospermas e Angiospermas); b) microplâncton de parede orgânica de água doce (algas dos

gêneros *Botryococcus*, *Pediastrum*, *Scenedesmus*); c) microplâncton de parede orgânica marinho (Prasinophyta, Acritarcos, cistos de dinoflagelados-dinocistos) e d) zoomorfos (palinoforaminíferos, escolecodontes, ovos de copépoda, quitinozoários);

De acordo com Mendonça Filho et al. (2012), a análise das associações palinofaciológicas têm como objetivo a integração de todos os aspectos do querogênio, como: identificação dos componentes palinológicos individuais (palinomorfos, fitoclastos e matéria orgânica amorfa); classificação dos grupos e subgrupos do querogênio; e determinação das proporções relativas, atentando particularmente aos tamanhos, forma e estado de preservação dos componentes.

3.1 MATÉRIA ORGÂNICA PARTICULADA

3.1.1 Classificação e Definição dos Componentes Orgânicos Particulados

As classificações mais atuais da matéria orgânica sedimentar (Tyson, 1995; Mendonça Filho, 1999; Mendonça Filho et al., 2012) são fundamentais principalmente no caráter morfológico dos componentes, também incorporando a proveniência das partículas, seja ela derivação biológica ou o ambiente sedimentar. De forma geral, a classificação dos grupos da matéria orgânica particulada é realizada com base em sua aparência e estado de preservação. Ambas as características são observadas através da microscopia de luz branca transmitida e de luz azul/UV (fluorescência).

Sendo assim, utilizar um sistema de classificação que forneça o máximo de informações a respeito das variáveis envolvidas, pois cabe ao sistema de classificação mostrar quais os fatores são mais relevantes para os objetivos do estudo em questão.

A classificação do material orgânico visa atingir objetivos descritos em Tyson (1993, 1995) para trabalhos de palinofácies levando em consideração:

- Origem biológica do material;
- Agrupamentos ecológicos significativos que podem ser refletidos pelos tipos de partículas;
- Estado de preservação dos componentes;
- Variação nos tamanhos, morfologia ou densidade das partículas;
- Componentes com diferenças predizíveis em carácter geoquímico.

Para esse trabalho, adaptou-se o sistema de classificação geral dos principais componentes da matéria orgânica particulada (Tyson, 1993, 1995, Vicent, 1995, Mendonça Filho, 1999; Carvalho, 2001; Mendonça Filho et al., 2010a, 2010b, 2011, 2012), segundo os quais, o material

é dividido em três grupos principais e seus respectivos subgrupos: Fitoclasto, Palinomorfo, e Matéria Orgânica Amorfa. A divisão tem como objetivo identificar qualquer variação quantitativa que pode estar relacionada aos controles na distribuição da matéria orgânica, assim utilizando esses fatores na determinação do seu significado paleoambiental.

Os fitoclastos foram subdivididos em opacos e não-opacos (de coloração amarelada a marrom muito escura). As partículas opacas são subdivididas em relação a sua forma e tamanho, já as partículas não-opacas são mais bem divididas, levando em consideração a morfologia, presença ou ausência de elementos estruturais e diferenças no estado de preservação. Essa subdivisão detalhada permitiu identificar melhor as variações no grupo Fitoclasto, sendo um excelente indicativo de tendências preservacionais e condições de energia nos ambientes deposicionais.

Os Palinomorfos são divididos em esporomorfos (esporos e grão de pólen, de origem terrestre), microplâncton de parede orgânica (algas de água doce/salobra e plâncton marinho) e zoomorfos. Essa divisão favorece indicações da proximidade em relação a áreas fonte e tendências transgressivo-regressiva em um intervalo considerado.

O Grupo Amorfo, constitui o restante do material orgânico e é separado dos demais componentes da assembleia por não possuir feições caracteristicamente botânica, nenhuma estrutura interna organizada e forma consistente. A MOA pode ser internamente homogênea ou heterogênea, hialina (como nas resinas) ou não hialina, e dependendo da fonte e do estado de preservação, podem ou não apresentar fluorescência. Esse grupo é subdividido em matéria orgânica amorfa derivada de fitoplâncton (MOA), matéria orgânica amorfa derivada de atividade bacteriana, produtos amorfos da diagênese de tecidos de macrófitas terrestres e resinas de plantas superiores.

3.1.2 GRUPO FITOCLASTO

O termo fitoclasto designa todas as partículas no tamanho argila ou areia fina, derivadas de vegetais superiores ou fungos, os quais são provenientes, principalmente de tecidos vegetais lignificados (xilema), e por tanto, altamente resistentes a degradação. São representados, em sua maioria, por condutos traqueídicos de gimnospermas. Outros tecidos também podem estar presentes, como por exemplo, material mais fino derivado de tecidos radiculares e os vasos condutores das angiospermas, no entanto, devido ao menor teor de lignina, são menos bem preservados.

O quadro 2 abaixo, representa a classificação completa para o Grupo Fitoclasto. No decorrer desse capítulo serão descritos apenas os componentes com importância para o presente estudo, ou seja, aqueles componentes que apresentam ocorrência nas amostras analisadas.

Quadro 2 – Sistema de classificação detalhado do Grupo Fitoclasto (Tyson, 1995; Vicent, 1995; Mendonça Filho, 1999; Mendonça Filho et al., 2010a, 2010b, 2011, 2012)

3.1.2.1 Fitoclastos Opacos

Esse subgrupo é representado por fragmentos de coloração preta, opacos, que podem apresentar uma forma equidimensional (quadrático), alongada (retangular, no qual o eixo longo da partícula é maior três vezes o tamanho do comprimento do eixo curto) ou corroídos (forma irregular), os dois primeiros exibindo margens angulares a subangulares e contornos nítidos. Essas partículas normalmente não mostram bioestrutura interna, porém, os de forma alongada podem apresentar feições de perfurações.

Assim, os fitoclastos opacos podem ser divididos em:

- **Equidimensionais:** razão comprimento/largura da partícula <2 ;
- **Alongados:** razão comprimento/largura da partícula >2 ;
- **Corroídos:** forma irregular e contornos difusos.

De acordo com Tyson (1995), é importante assegurar que a partícula seja opaca, mesmo em suas porções marginais, pois alguns fitoclastos não-opacos podem apresentar, ocasionalmente, uma aparência opaca devido sua espessura. Uma outra questão, é a diferenciação dessas partículas em relação a pirita e outros sulfetos, que apresentam forma framboidal, mas ocasionalmente podem ocorrer sob as formas cúbicas, retangular, acicular ou irregular.

3.1.2.2 Fitoclastos não-opacos

Em sedimentos maduros os tecidos lenhosos não-opacos apresentam cor alaranjada a marrom (faixas mais ou menos escuras que são nervuras engrossadas onde as paredes celulares se sobrepõem), e em materiais mais jovens e imaturos podem também ser pálidos e amarelados. Esses fitoclastos não opacos podem ser subdivididos em:

- Não-degradados: contorno nítido (pode ser um pouco irregular ou lascado)
- Degradados: forma mais difusa, irregular
- Pseudoamorfos: contorno difuso;

- **Amorfizados:** aparência amorfa, contorno difuso, provém de retrabalhamento microbiológico
- **Decompostos/Gelificados:** Altamente preservados; apresentam fluorescência e exibem aparência de decomposição física, mas com preservação da composição química.

Pertencem a esse grupo: fitoclastos não-bioestruturados (sem estruturas botânicas), fitoclastos bioestruturados, cutículas, membranas e hifas de fungos. O termo bioestruturado refere-se a estruturas derivadas biologicamente; os fitoclastos bioestruturados podem ser subdivididos, ainda, em bandados, estriados, listrados e perfurados.

3.1.2.3 Não-bioestruturados

Os fitoclastos não-degradados desse tipo não demonstraram qualquer estrutura vegetal interna. Essas partículas podem variar em tamanho, mas normalmente são equidimensionais e possuem contornos angulares. Quando o material é degradado, essas partículas podem se descolorir e mostrar uma aparência corroída. Perfurações e fissuras podem ocorrer sobre a superfície da partícula, que às vezes, pode parecer heterogênea devido às variações na espessura e diferenciação no nível de degradação.

3.1.2.4 Bioestruturados

São representados por fragmentos de células traqueídicas do xilema secundário dos vegetais superiores; mostram alguma forma de estrutura botânica interna translúcidos, geralmente de cor marrom, forma equidimensional a retangular, com estrutura interna claramente visível, podendo ser subdivididos em:

- **Estriados:** exibem finas lineações fibrosas longitudinais (regulares);
- **Listrados:** apresentam listras irregulares;
- **Bandados:** apresentam engrossamento lateral paralelo igual e regular;
- **Perfurados:** apresentam perfurações escalariformes

Os materiais listrados/estriados, quando vistos em luz branca transmitida, apresentam coloração que variam de marrom claro a médio e com contornos angulares retos. Essas partículas possuem listras longitudinais estreitas que, em alguns casos, mostram um pequeno relevo que se assemelha a uma “nervura”, geralmente mais escuras que o restante da partícula. Quando degradadas, as partículas listradas/estriadas podem mostrar contornos “desfiados” ou

“desbotados” (descoloridos), perfurados e fissurados, levando a sua fragmentação. Em contraste, os tecidos traqueídicos de estrutura do tipo bandada/perfurada são de coloração marrom médio a escuro, com contornos retos angulares, consistem de bandas longitudinais de coloração escura ou engrossamentos que podem, ocasionalmente, ser tabulares (em forma) e exibir perfurações nas margens. Esses tipos de partículas são evidentemente materiais lignificados altamente refratários, sendo que quase sempre, morfologicamente bem preservados. Quando ocorre degradação, essas partículas tendem a se apresentar desbotadas, com a superfície corroída.

3.1.2.5 Cutículas

São partículas de cor amarela a marrom clara, em forma de lâminas delgadas, possuem contornos nítidos, podendo demonstrar boas estruturas celulares (lados retos ou paredes celulares circulares), representando a camada de cutina da epiderme das folhas de vegetais superiores, fortemente fluorescente, resistente a escaladas de tempo geológico e de bom potencial de fossilização. Os tecidos celulósicos do interior das folhas degradam mais rápido, e conseqüentemente, a camada de cutícula tende a separar-se como finas películas. As cutículas apresentam diferentes formas e estruturas. Algumas preservam estômatos e também mais de uma camada de tecidos, podendo ser confundidas com outros tipos de fitoclastos (fragmentos de camada de cutícula associados a parte mais interna da epiderme). Essa característica particular pode ser o que indica que as cutículas ~são fragmentos derivados das folhas. Ocasionalmente, ocorrem materiais cuticulares que não são planares, de natureza esponjosa (Parry et al., 1981).

Após um processo de degradação, a superfície das cutículas pode se tornar perfuradas, fissuradas e parecer heterogênea. No caso da decomposição química celular completa, a partícula se torna tão degradada que pode se parecer com fitoclastos não-opacos (marrom) degradados. Uma identificação apropriada de tais partículas pode somente ser adquirida em luz ultravioleta/azul fluorescente. No entanto, a fluorescência também pode ser perdida ou tornar-se escura devido a oxidação da partícula. As cutículas são os únicos fitoclastos que possuem composição propensa a geração de óleo. Porém, estão presentes nos carvões e rochas em pequenas quantidades, e apenas em sedimentos depositados próximos a deltas ou estuários. (Tyson, 1993, 1995).

3.1.2.6 Membranas

São partículas de coloração amarelo pálido, apresentando-se comumente com aparência desbotada e transparente; podem ser fracamente ou fortemente fluorescentes. São representantes de tecido não-celular (estruturas celulares não visíveis) e tem comumente forma irregular. As membranas correspondem à camada de cutina da epiderme de folhas ou de ramos de vegetais superiores (Tyson, 1995).

3.1.2.7 Hifas de fungo

São fragmentos representados por restos de fungos que estão normalmente sob a forma de hifas. São semelhantes a tubos delgados estreitos, os quais podem ser transparentes ou incolores. A seguir, o Quadro 1 e a Estampa 1 contêm a classificação do Grupo Fitoclasto e exemplos do Grupo, segundo Tyson, 1993, 1995; Mendonça Filho et al. 2010a, 2010b, 2011, 2012 e Mendonça Filho et al. 2017, respectivamente.

GRUPO	SUBGRUPO	ORIGEM	DESCRIÇÃO	
FITOCLASTO	OPACO	Equidimensional	Partícula de cor preta de forma quadrática.	
		Alongado	Partícula de cor preta de forma alongada. Eixo longo 3 vezes maior que o eixo curto.	
		Corroído	Partícula de cor preta com contornos difusos e irregulares.	
	NÃO OPACO		Hífas de fungo	Filamentos individuais do micélio da fase vegetativa dos fungos
		<p>Não Degradado Contorno nítido pode ser levemente irregular ou mesmo, lascado. ou Degradado Contorno irregular e difuso, lascado. ou Pseudoamorfo Contorno difuso, não exibe coloração de fluorescência, oriundo de retrabalhamento microbiológico. ou Em decomposição “Altamente Preservado” Contorno irregular em luz branca transmitida e exibe fluorescência. Indicação de elevado grau de preservação química que só é possível, devido a condições específicas.</p>	Não Bioestruturado	Partícula de cor marrom não bioestruturada
			Cutícula	Partícula de cor amarela pálido a marrom claro, delgadas, com estrutura celular, em alguns casos com estômatos visíveis.
			Membrana	Partícula de cor amarela comumente transparente, sem estrutura celular.
			Bioestruturado	Partícula de cor marrom claro a escuro com bioestruturas. Podem ser classificados como: Estriado Listrado Bandado Perfurado
	ESCLEREÍDEO	Células que formam do tecido esclerenquimático com parede secundária espessada e impregnadas de lignina. Encontradas em diferentes partes do vegetal (raiz, caule e folha) e tem a função de sustentação e resistência. Podem ocorrer total ou parcialmente carbonizados por processos de combustão e/ou oxidação, podendo ser classificados como opacos (pretos) ou não opacos.		

Quadro 1: Classificação do Grupo Fitoclasto. (Tyson, 1993, 1995; Mendonça Filho et al. 2010a, 2011, 2012, 2017).

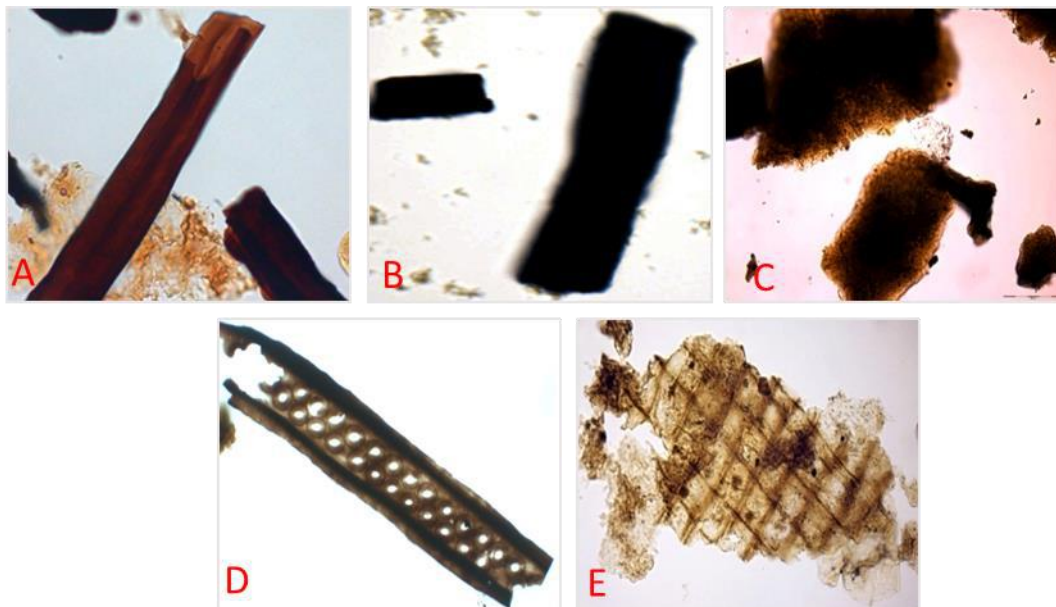


Figura 4. Exemplos de componentes do Grupo Fitoclasto. A- Fitoclasto não-opaco bandado; B- Fitoclasto opaco; C- Fitoclasto pseudoamorfo; D- Fitoclasto perfurado; E- Fitoclasto não opaco de estrutura cruzada. Fotomicrografias em luz branca transmitida (Mendonça Filho et al. 2017).

3.1.3 GRUPO PALINOMORFO

Esse grupo é representado por microfósseis de parede orgânica presentes nos sedimentos, os quais permanecem após a maceração com ácido clorídrico (HCL) e ácido fluorídrico (HF). Os microfósseis de parede orgânica são compostos de material proteico inteiramente não mineralizado. O termo Palinomorfo foi introduzido por Tschudy (1961) para se referir a todos os microfósseis de parede orgânica (unicelulares, multicelulares ou coloniais), resistentes ao ataque com ácido clorídrico e ácido fluorídrico, presentes na etapa de preparação química. Os Palinomorfos são subdivididos em esporomorfos (esporos e grãos de pólen), microplâncton de parede orgânica (marinhos e de água doce) e zoomorfos (Tyson, 1995). A classificação pode ser observada a seguir no Quadro 3.

Quadro 3 – Sistema de classificação detalhado do Grupo Palinomorfo (Tyson, 1995; Vicent, 1995, Mendonça Filho, 1999; Mendonça Filho et al., 2010, 2011, 2012).

5.1.2.1 Esporomorfos

Subgrupo representado por dois componentes: esporos e grãos de pólen (esporos e grãos de pólen não são a mesma coisa, eles possuem posição diferentes em seu ciclo de vida, mas ambos são meios de dispersão de gametas), com propriedades variáveis em relação a fluorescência. Apesar de derivados de vegetais terrestres, esses componentes podem facilmente ser carregados pelo vento ou por ação de correntes marinhas, sendo assim, introduzidos a ambientes marinhos e não marinhos. O tipo e abundância desses componentes nos fornecem informações

paleoambientais e paleoclimáticas úteis, eles são amplamente usados em correlação estratigráficas regionais e baciais (Mendonça Filho et al., 2012).

- **Esporos:** São produzidos por vegetais Bryophyta e Pteridophyta e seus ancestrais primitivos. O ciclo de vida das pteridófitas é fortemente dependente de umidade durante a fertilização, assim, os esporos são mais comuns em climas ou microclimas úmidos. Em relação a forma, os esporos são formados por tétrades, apresentando formas triangulares ou circulares, onde o mais comum é o esporo em forma trilete, possuindo uma marca em forma de “Y”.

- **Grão de Pólen:** São produzidos por vegetais que produzem sementes, tais como Gimnospermas e Angiospermas. Eles são produzidos em díades, tétrades e políades, mas raramente apresentam marca trilete visível, e sua presença é indicativo de proximidade com área fonte. Pólenes de angiospermas são principalmente esféricos ou ovais, caracterizados pela presença de poros circulares ou sulcos em sua superfície. Eles mostram estruturas complexas na parede, e muitas vezes, bastante menores do que outros esporomorfos.

Ainda podem ocorrer esporos de fungo, que indicam proximidade ou redeposição de áreas fonte flúvio-deltaicas ativas (especialmente fácies deltaica, estuarina ou lagunal óxica). Quando esses componentes estão associados com elevado número de dinocistos e palinoforaminíferos podem indicar áreas de ressurgência (Tyson, 1995).

5.1.2.2 Microplâncton de parede orgânica

Representados por constituintes aquáticos do Grupo Palinomorfo e é subdividido em microplâncton de água doce e microplâncton marinho.

Microplâncton de água doce

Os principais componentes desse subgrupo são as Algas Chlorococcales. Possuem três formas comuns e exclusivamente de água doce: *Botryococcus*, *Pediastrum* e *Scenedesmus*.

- ***Botryococcus*:** Algas desse gênero são caracterizadas por colônias globulares irregulares e de tamanho variável (30-2000µm). Geralmente apresentam fluorescência amarelada forte, ocorrendo de forma generalizada em fácies lagunares e lacustre. Essas algas só ocorrem em sedimentos marinhos por transporte ou redeposição. As colônias podem tolerar altas salinidades, mas apenas em lagos.

- ***Pediastrum*:** São formadas por colônias planas e em forma de “rodas com dentes”, chamada de cenóbia. As células poligonais possuem uma disposição concêntrica e as células exteriores apresentam uma ou duas pontas triangulares cada. São muito comuns em fácies lacustres, mas são raras em amostras com abundância em *Botryococcus*, pois ambas competem

pelo mesmo ambiente. Porém, essas são capazes de tolerar altas salinidades, portanto, tendem a ocorrer em lagos de climas úmidos, podendo ser redepositados em sedimentos marinhos (Tyson, 1995).

- ***Scenedesmus***: A maioria de *Scenedesmus* consiste em séries lineares de quatro ou oito células ovais alongadas, possuindo extremidades arredondadas ou cônicas truncadas; mais raramente existem tantos com 16 ou até mesmo 32 células em uma linha, essa variação está atrelada a disponibilidade de nutrientes.

Microplâncton marinho

Em geral, apenas uma fração da biomassa do plâncton original é preservada, comumente, apenas as partes do ciclo de vida que produzem cistos resistentes ou estruturas semelhantes formadas por substâncias do tipo *Algaenan* (Tyson, 1995). O microplâncton marinho inclui cistos de dinoflagelados, acritarcos e prasinófitas. Eles exibem propriedades de fluorescência variável e alguns taxa podem tolerar altas salinidades.

- **Cistos de dinoflagelados (dinocistos)**: O registro fóssil de dinoflagelados está praticamente inteiramente confinado às formas que têm um ciclo de vida microplanctônico (organismos que passam parte da sua vida como uma fase flagelada móvel e parte como um cisto bentônico). Constituem cistos de dormência de algas vermelhas unicelulares. Os dinoflagelados apresentam composição celulósica e não se fossilizam; apenas seus cistos, produzidos durante a fase sexual do ciclo de vida. Além disso, apenas cistos compostos por material do tipo esporopolenina são preservados. A classificação mais comumente reconhecida é definida por Downie e Sarjeant (1966) que distingue entre “proximados” (parede simples e ausência de processos), “corados” (paredes simples e processos longos) e “cavados” (com duas ou mais paredes separadas). As diferentes morfologias e diversidade entre assembleias de dinoflagelados podem ser utilizadas para diferenciação entre ambientes marinhos. (Tyson, 1995; Vicent, 1995).

5.1.2.3 Zoomorfos

Esse grupo é composto por partículas orgânicas oriundas de animais. São três tipos: palinoforaminíferos, quitinozoários e escolocodontes. Palinoforaminíferos: São os mais comuns no grupo. Correspondem à película interna de composição quitinosa e coloração marrom que reveste internamente a carapaça de foraminíferos, sendo a parte preservada após a acidificação do material. Os foraminíferos são protistas unicelulares de ambientes marinhos e mixohalinos, desde o Cambriano até o Recente. São bons indicadores das condições da

plataforma marinha ou salobra (seu revestimento é um importante indicador de condições marinhas normais). O Quadro 2 e a Estampa 2 contêm a classificação do Grupo Palinomorfo e exemplos do Grupo, segundo Tyson, 1993, 1995; Mendonça Filho et al. 2010a, 2010b, 2011, 2012 e Mendonça Filho et al., 2014, respectivamente. (Muller, 1959; Tschudy, 1969; Tyson, 1993; 1995).

GRUPO	SUBGRUPO	ORIGEM	DESCRIÇÃO		
PALINOMORFO	ESPOROMORFO	Esporo	Palinomorfo terrestre produzido por Pteridófitas, Briófitas e Fungos. Forma triangular ou circular, apresentando a marca trilete ("Y") ou monolete (uma cicatriz). Ornamentação variada.		
		Grão de Pólen	Palinomorfo terrestre produzido por Gimnospermas e Angiospermas. Morfologia complexa a simples; usualmente esférico a subsférico; ornamentação variada; pode apresentar aberturas.		
	MICROPLÂNCTON DE ÁGUA DOCE	<i>Botryococcus</i>	Algas verdes	Chlorophyta (Chlorococcales)	Colônia globular irregular; tamanho 30 a 2000 µm, algumas vezes com vários lóbulos; Carbonífero-Recente.
		<i>Pediastrum</i>			Algas coloniais, radialmente simétricas; 30-200 µm em diâmetro e com um dois chifres no anel mais externo das células. Células internas podem ser de forma irregular com espaços entre elas ou compactadas. Jurássico?-Recente.
		<i>Scenedesmus</i>		Algas verdes coloniais com 4, 8 ou 16 células em linha e não móveis. Diferentes formas de cenóbio são encontradas, tais como lineares, costulacóides, elipsóides, ovóides.	
		Zignematacea		Chlorophyta (Zignematales)	São algas verdes filamentosas ou unicelulares, uniseriadas (não lineares) que produzem esporos resistentes a acidificação. Os filamentos são divididos por septos e estão presentes diversamente na forma de cloroplastos. Maioria das espécies tem esporos de forma constante e poucos são polimórficos.
	MICROPLÂNCTON MARINHO	Dinocisto	Restos de cistos produzidos durante a parte sexual do ciclo de vida de dinoflagelados		Principal característica é a paratabulação que divide a teca do cisto em placas retangulares ou poligonal separadas por suturas. Três morfologias principais: proximados, cavados e corados. Muitas vezes com uma abertura (arqueópilo). Através a qual ocorre o encistamento. Jurássico-Recente.
		Prasinófito	Microfóssies produzidos por pequenas algas quadriflageladas		Maioria, como Tasmanites, são esféricas; diâmetro 50 à 2000 µm. Pré-Cambriano-Recente.
		Acritarco	Cistos fossilizados de organismos unicelulares. Não tem status taxonômico formal.		Grupo polifinético de palinomorfo, cujo nome significa "origem incerta". Organismos de pequena dimensão (5 a 150 µm). Ornamentação e formas variadas. Surgiram no Pré-Cambriano com auge no Ordoviciano-Devoniano. No Meso-Cenozoico tem baixa diversidade.
	ZOOMORFO	Palinoforaminífero	Película interna que reveste a carapaça de foraminíferos.		Parede interna quitinosa; marrom; câmaras menores muitas vezes mais escuras.
		Escolecodonte	Elementos dispersos do aparelho bucal dos anelídeos poliquetas.		Peças bucais, compostas por quitina. Ordoviciano inferior-Recente.
		Quitinozoário	Vesículas em forma de garrafinhas ocas (30 a 2000 µm), afinidade incerta.		Constituem um grupo extinto de organismos marinhos, microscópicos, dotados de testas orgânicas de quitina. Ordoviciano-Devoniano.
	Grupo Zooclasto	Graptolitos, Ovos de Crustáceos, Tintínídeos, Conchostráceos, Fragmentos de Artrópodes, etc.			

Quadro 2: Classificação do Grupo Palinomorfo. (Tyson, 1993, 1995; Mendonça Filho et al. 2010 a, 2011, 2012, 2017).

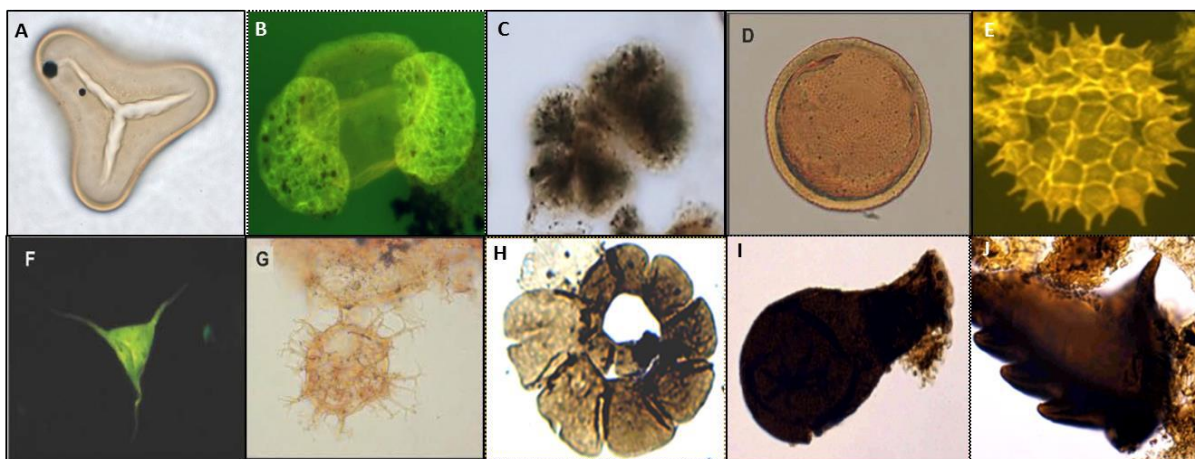


Figura 5: Exemplos do grupo dos Palinomorfos. A- Esporo; B- Grão de pólen bissacado; C- Botryococcus; D- Tasmanites; E- Pediatrum; F- Acritarco; G- Dinocisto; H- Palinoformínífero; I- Quitinozóario J- Escolecodonte. Fotomicrografias A, C, D, G, H, I, J em luz branca transmitida; Fotomicrografias B, E, F em modo fluorescência (Mendonça Filho et al. 2017).

3.1.4 GRUPO AMORFO

O Grupo Amorfo consiste em todos os componentes orgânicos particulados que aparecem sem sua estrutura na escala microscópica, incluindo a matéria orgânica derivada de fitoplâncton (tradicionalmente designada como MOA), matéria orgânica derivada de bactérias (também comumente designada como MOA), resinas de vegetais superiores e produtos da diagênese de tecidos de macrófitas. A preservação do material amorfo é um importante instrumento para a determinação do potencial gerador de hidrocarbonetos e na caracterização de fácies orgânica. (Tyson, 1995).

5.1.3.1 Matéria Orgânica Amorfa (MOA)

A MOA típica é derivada direta ou indiretamente do fitoplâncton ou bactérias (autotróficas ou heterotróficas). A MOA pode ocorrer em diferentes cores como amarelo, laranja, marrom, cinza e ainda cores intermediárias entre essas; com formas irregulares, muitas vezes com forte fluorescência, porém, com variações. É comum a presença de micro-organismos inclusos na MOA. A MOA é a principal fonte de hidrocarbonetos e o principal componente do querogênio em rochas geradoras de óleo e gás. As principais fontes de MOA são fitoplanctons ou bactérias, a degradação e o retrabalhamento da matéria orgânica fitoplanctônica por bactérias heterotróficas e produtos da atividade bacteriana. (Tyson, 1995; Mendonça Filho et al., 2010a, 2010b).

Outro componente é a matéria orgânica amorfa derivada de material terrestre, que é retrabalhada em diferentes proporções e exibe teores elevados de carboidratos. Essa MOA é

submetida a um retrabalhamento biológico sob condições redutoras, assim, é possível distinguir diferentes fases de amorfização, desde partículas subangulares, com limites nítidos, até a partículas com seus limites difusos. A matéria orgânica amorfa derivada de tecidos vegetais é geralmente associada a altos teores de COT. (Mendonça Filho et al. 2010a, 2010b).

A MOA pode ser derivada de atividade bacteriana, produzindo uma mucilagem bacteriana, geralmente associada a sedimentos predominantemente carbonáticos. A mucilagem é rica em lipídios e proteínas e extremamente resistente (maior potencial de preservação). Cianobactérias e tiobactérias são as principais responsáveis pela produção de mucilagem. Esse material pode aparecer uma película, o que dá a matéria orgânica um aspecto cavernoso, isso se deve ao molde dos minerais carbonáticos após dissolução com ácido clorídrico. A película está geralmente associada a baixos teores de COT. (Mendonça Filho et al., 2010a). Em condições redutoras, o material mucilaginoso ainda pode passar por retrabalhamento microbiológico, esse retrabalhamento é realizado por colônias de bactérias heterotróficas e o material pode adquirir um aspecto denso, altamente fluorescente e com contornos angulares.

5.1.3.2 Resinas

São produtos naturais de vegetais superiores, semelhantes ao âmbar colorido não estruturado, com fratura conchoidal e textura vítrea (Parry et al., 1981). Essas resinas podem ocorrer como secreções preenchendo lacunas ou como exsudações extracelulares sobre a superfície da planta (caule ou folha) e são classificadas dentro do grupo Amorfo por não apresentarem estrutura inerente. A maioria das resinas é produzidas por angiospermas em climas tropicais e com composição propensa a óleo, porém com componente menor (Tyson, 1995).

5.1.3.3 Materiais Húmicos Amorfizados

A biodegradação de vegetais terrestres (produtos da degradação de fitoclastos), resulta na formação de material amorfo primário intra e extracelular. Eles são raros, mesmo em carvões, exceto no caso dos intracelulares. Esses componentes têm tendência de serem mais homogêneos que a “MOA” e não apresentam inclusões orgânicas. A seguir, o Quadro 3 e a Estampa 3 contêm a classificação do Grupo Amorfo e exemplos do Grupo, segundo Tyson, 1993, 1995; Mendonça Filho et al. 2010a, 2010b, 2011, 2012 e Mendonça Filho et al. 2017, respectivamente.

GRUPO	SUBGRUPOS	DESCRIÇÃO
AMORFO	MOA Material orgânico de fitoplâncton ou bactéria derivado de ataque microbiológico	Material não estruturado e com formato variado; cor: amarelo-laranja-vermelho; laranja-marrom; cinza, algumas vezes inclusões com de palinómorfs, fitoclastos, pirita, etc; pode exibir coloração de fluorescência fraca a intensa e ser não fluorescente.
	RESINA Derivado de vegetais superiores de florestas tropicais e subtropicais	Partícula não estruturada, hialina, usualmente arredondada, homogênea com intensa coloração de fluorescência.
	MOA DE PRODUTOS DE TECIDOS VEGETAIS (Fitoclasto Pseudoamorfo/Amorfizado)	Contorno difuso; pode ser marrom claro a marrom escuro. Mostra feições de MOA <i>sensu</i> usual e padrão <i>flat</i> . Geralmente sem inclusões e pode apresentar fraca a intensa coloração de fluorescência (frequentemente laranja).
	MOA BACTERIANA (Mucilagem) (Substância Polimérica Extracelular – EPS)	Material não estruturado e contorno difuso; cor: amarelo pálido, amarelo, laranja e cinza, algumas vezes inclusões de pirita. Apresenta aspecto tênue, espessura muito fina (“pelicular”, <i>sensu</i> Combaz, 1980) com impressões de “crateras” pela dissolução de minerais carbonáticos após o processo de acidificação. Típica de níveis carbonáticos, onde a principal fonte de matéria orgânica é um produto rico em lipídios, oriundo da atividade de bactérias fotossintetizantes, e não devido ao retrabalhamento microbiológico de outra biomassa. Exibe fluorescência fraca a forte e em intervalos dolomitizados geralmente está sem fluorescência.
	ESTEIRAS MICROBIAS MOA derivada da produtividade primária de bactérias (fotossíntese)	Consiste predominante do maceral lamalginita quando observado em luz refletida. As partículas geralmente tem a forma uniforme com contornos angulares e retos após o processo de isolamento da matéria orgânica. Exibe intensa coloração de fluorescência.

Quadro 3: Classificação do Grupo Amorfo (Tyson 1993, 1995; Mendonça Filho et al. 2010a, b, 2011, 2012, 2017).

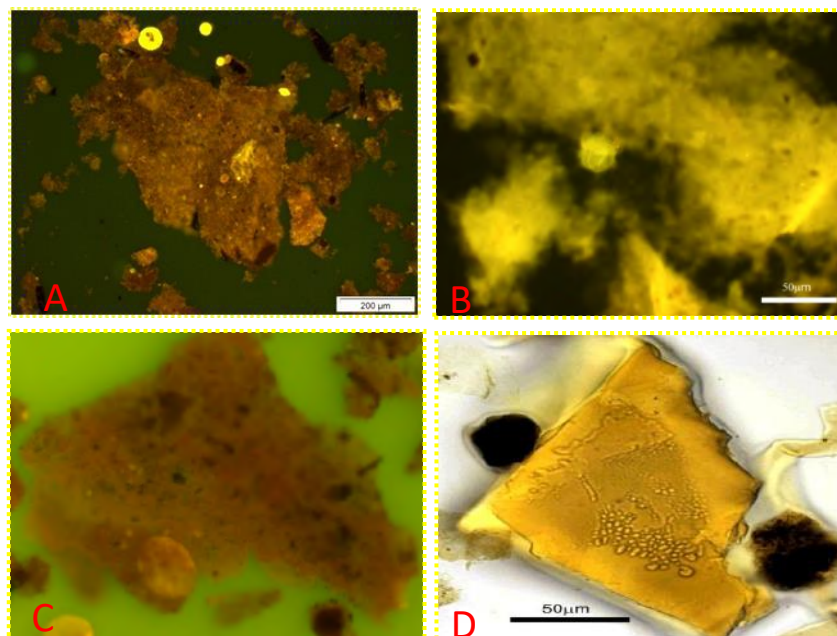


Figura 6. Exemplos do Grupo Amorfo. A- MOA de fitoplâncton; B- MOA bacteriana; C- MOA derivada de vegetais superiores terrestres; D- Resina de vegetais superiores terrestres. Fotomicrografias A, B, C em modo fluorescência; Fotomicrografia D luz branca transmitida (Mendonça Filho et al. 2017).

4 MATERIAL E MÉTODOS

4.1 Amostras

Foram utilizadas um total de 18 amostras, agrupadas em quatro litofácies (Mudstone, Wackestone, Marga e Folhelho), referentes ao intervalo albiano turoniano da bacia de Sergipe-Alagoas, onde as rochas correspondem às Formações Riachuelo e Cotinguiba.

As amostras são referentes a um poço contínuo de 439 metros de profundidade, localizado na pedreira da mina da Votorantim S/A, no município de Laranjeiras – SE.

O quadro 4 apresenta o agrupamento das amostras estudadas, litologia, além do número total de amostras consideradas.

Identificação e Profundidade(m)		LITOLOGIA
MLC-01	97,05	Mudstone
MLC-02	99,05	Mudstone
MLC-03	113,30	Marl/Mudstone
MLC-04	116,00	Mudstone
MLC-05	221,00	Mudstone
MLC-06	223,00	Mudstone/Marl
MLC-07	223,90	Marl
MLC-08	224,00	Marl
MLC-09	226,00	Mudstone
MLC-10	237,60	Mudstone/Marl
MLC-11	241,50	Marl
MLC-12	251,70	Wackestone
MLC-13	257,55	Marl
MLC-14	263,00	Marl
MLC-15	350,00	Mudstone/Shale
MLC-16	409,40	Shale
MLC-17	423,90	Shale
MLC-18	425,40	Shale

Quadro 4: Agrupamento de amostras, litótipo e profundidades.

4.2 Perfil composto (2-LRJ-SE-01)

Como referência para controle estratigráfico de amostras, foi usado o Perfil composto confeccionado pelo Laboratório de Geologia Sedimentar (LAGESED), 2-LRJ-SE-01, cedido pelo projeto Pré-sal, correspondente a uma seção Albiana – Turoniana do poço de 439 metros. O perfil apresenta, de forma simplificada, o intervalo amostrado, bem como informações em relação às camadas, contatos e litologias. A seguir, a figura 4 com o Perfil composto referido.

Perfil composto 2-LRJ-SE-01

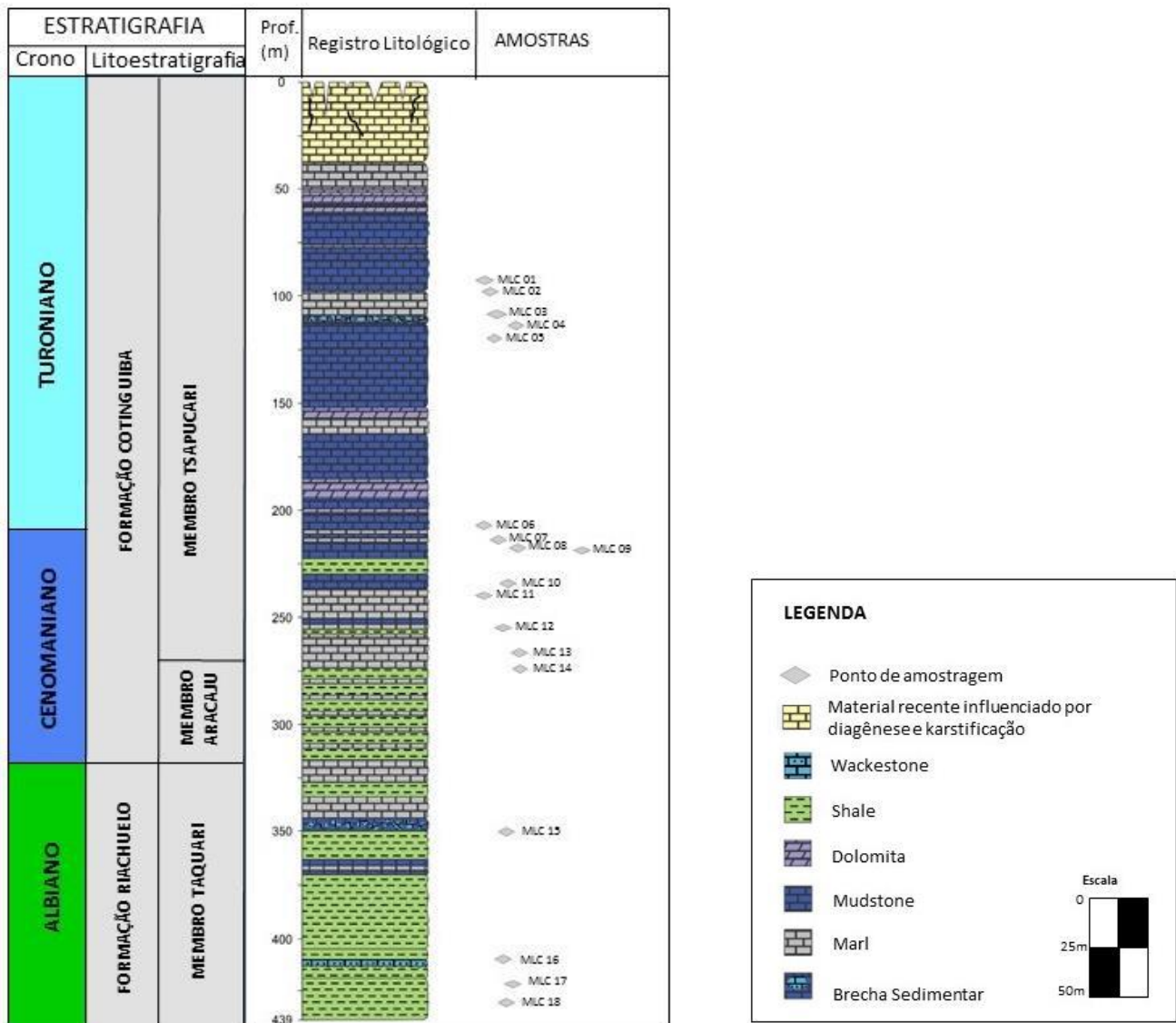


Figura 7: Coluna estratigráfica da seção analisada na bacia de Sergipe-Alagoas, com localização dos pontos de amostragem. (Elaboração e confecção – Laboratório de Geologia Sedimentar – LAGESED).

A figura 5, contém a classificação sedimentológica utilizada para classificação e separação dos carbonatos, a qual foi baseada no modelo de classificação de Dunhan (1962).

CALCÁRIOS ALÓCTONES					CALCÁRIOS AUTÓCTONES				
Componentes originais não-ligados organicamente durante a deposição (<10% grão >2 mm)				Textura deposicional não-reconhecível	Componentes originais não-ligados organicamente durante a deposição		Componentes originais ligados organicamente durante a deposição		
Contém Matriz (Partículas tamanho argila/silte fino)			Sem matriz, grão-suportado		>10% grãos >2 mm		Organismos que atuam como obstáculos	Organismos que encrustam e ligam	Organismos que constroem um arcabouço rígido
Suportado por matriz		O arcabouço é grão-suportado com matriz			Suportado pela matriz	Suportado por componentes maiores que 2 mm			
Menos de 10% de grãos	Mais de 10% de grãos								
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Crystalline	Floatstone	Rudstone	Bafflestone	Bindstone	Framestone

Figura 8: Diagrama de classificação para rochas carbonáticas segundo Dunham (1962), modificado por Embry and Klovan (1971).

4.2 Métodos

4.2.1 Preparação de amostras

O processamento laboratorial das amostras teve como objetivo a preparação do material para as análises de palinofácies e organogeoquímica. As preparações foram realizadas no LAFO – DEGL/IGEO/UFRJ, de acordo com os procedimentos padronizados descritos a seguir.

4.2.2 Técnica de processamento para análise de palinofácies

A preparação de amostras para análise de palinofácies consiste na aplicação de métodos não oxidativos para a recuperação da matéria orgânica particulada, descritos por Tyson (1995), Mendonça (1999); Oliveira et al; (2006) e Mendonça et al (2010a, 2010b, 2011. 2017), os quais consistem na maceração por ácidos orgânicos (HLC e FH) com o intuito de eliminar a fração mineral e na separação por densidade dos componentes orgânicos e inorgânicos residuais utilizando-se cloreto de zinco (ZnCl₂).

Para todas as dezoito amostras foram utilizadas cerca de 25g de volume sedimentar. Esse total foi colocado em um béquer e coberto por ácido clorídrico (HCl 37%) por 18 horas, tendo como objetivo a eliminação do material carbonático. Após 18 horas, iniciou-se o processo de lavagem

da amostra para a neutralização do material, acrescentando-se água filtrada; deixando-se o material decantar e assim, realizando o descarte do material sobrenadante através de uma peneira com malha de abertura 10 μm . Retornando o material retido na peneira para o béquer, evitando a perda. Essa operação foi realizada repetidas vezes até que a neutralização do material (pH ~ 5).

A etapa seguinte consiste na acidificação com ácido fluorídrico (HF40%), acrescentando-se em um béquer de polipropileno uma quantidade de HF três vezes maior que o volume da amostra e deixando-se em repouso durante 24 horas, para a eliminação da fração silicática. Após 24 horas, repetiu-se o processo de lavagem/peneiramento/neutralização descrito anteriormente. Finalizada a neutralização do HF, a amostra foi novamente acidificada com HCL a 37%, utilizando-se 5 ml durante 3 horas, para eliminação dos possíveis fluossilicatos formados nas etapas anteriores.

O material totalmente neutralizado, foi transferido para um tubo de centrifuga e centrifugado por 3 minutos para a decantação do sedimento e posterior descarte do material sobrenadante. Após, acrescentou-se cloreto de zinco (ZnCl_2), líquido de densidade intermediária entre o material orgânico e o inorgânico, deixando em repouso por 12 horas com o objetivo de separar por flotação a fração orgânica e inorgânica residual. Posteriormente, iniciou-se a lavagem do ZnCl_2 acrescentando-se água destilada e algumas gotas de HCL a 20%; centrifugou-se por 3 minutos a 1500 rpm. Em seguida a água foi descartada e novamente o material foi centrifugado com água destilada, somente, até a neutralização.

Após a neutralização e completa eliminação do cloreto de ZnCl_2 , o resíduo foi transferido para um vidro de armazenamento, estando pronto para a montagem das lâminas organopalínológicas, utilizando-se lâmina de vidro (24 x 76mm), lamínula (24 x 24mm) e resina a base de xileno (Entellan-Merck), de acordo com o seguinte procedimento: colocou-se duas lamínulas sobre uma chapa aquecedora (40° a 50°C), sendo uma das lamínulas preenchidas com 1 gota do material não peneirado juntamente com algumas gotas de água destilada; o resíduo colocado sobre a segunda lamínula foi previamente peneirado em malha de poliéster de abertura de 10 μm . Após a secagem, as duas lamínulas foram coladas em uma mesma lâmina com resina Entellan-Merck.

4.2.3 Análise de palinofácies

A análise das lâminas organopalinológicas foi realizada no Laboratório de Palinofácies e Fácies Orgânica (LAFO) do Departamento de Geologia/IGEO/UFRJ.

Para esse estudo, foi realizado um exame qualitativo (identificação das partículas) e quantitativo (contagem de 300 a 500 partículas) das lâminas de palinofácies, utilizando-se técnicas de microscopia de modo luz branca transmitida (MLBT) e luz azul/ultravioleta incidente (modo fluorescência) (MF). A análise microscópica das lâminas foi efetuada utilizando-se microscópio Zeiss, modelo Axioskop 2-plus, com ocular de 10x e objetiva de 20x de aumento (também foram utilizadas as objetivas de 40x e 100x quando necessário); A identificação dos componentes do querogênio obedeceu a classificação geral proposta por Tyson, (1993, 1995) Mendonça Filho (1999), Mendonça Filho et al. (2002, 2010a, 2010b, 2011, 2012).

A contagem é realizada com objetiva de 20x, utilizando-se ocular com retículo cruzado graduado, sendo registradas apenas as partículas sob os retículos (horizontal e vertical), desconsiderando-se partículas dos grupos Fitoclasto e Amorfo com tamanho inferior a 10 micras. Também não devem ser considerados os palinomorfos com menos da metade da forma original. Em relação aos palinomorfos com tamanho inferior ao 10µm, não é realizada qualquer contagem diferenciada.

4.2.4 Técnica de Processamento para análise de Geoquímica Orgânica (COT%, ST% Ri%)

Para realização da análise de COT é necessário que as amostras estejam secas, moídas e livres de carbonatos, com isso, o processamento das amostras se iniciou com secagem da amostra em estufa a 40°C, e, posteriormente, foram colocados 2 (dois) gramas de cada amostra in natura no interior da célula trituradora do moinho para pulverização. Em seguida, utilizando-se um cadinho de cerâmica poroso de massa conhecida, pesou-se 1 (um) grama da amostra pulverizada em duplicata.

A eliminação dos carbonatos foi realizada adicionando-se cuidadosamente no cadinho, contendo a amostra, HCL 1:1 a frio, com auxílio de uma pipeta plástica, até cobrir completamente a amostra. Após 24 horas foi realizada uma primeira lavagem com água destilada quente para eliminação dos cloretos. A amostra permaneceu por uma hora nesse estágio e, em seguida, foi novamente lavada com água destilada em temperatura ambiente, até

o pH atingir valor próximo de 7 (sete). Após essa etapa, a amostra foi colocada em estufa à 65°C, por aproximadamente 3 horas, e posteriormente pesada. Essa pesagem é necessária para o cálculo do Resíduo Insolúvel (RI), que é obtido da seguinte forma: massa descarbonatada (M2) dividida pela massa inicial (M1) e multiplicada por 100. O RI é obtido em percentagem em peso, e corresponde à fração de amostra não eliminada pelo tratamento com HCL, ou seja, pressupõe-se a eliminação total dos carbonatos, restando apenas carbono orgânico no resíduo.

As determinações de Carbono Orgânico Total e do Teor de Enxofre foram realizadas utilizando-se aparelho SC-144DR da LECO, o qual trata-se de um instrumento de quantificação simultânea de Carbono e Enxofre, composto por forno e detector infravermelho. O método adotado foi o ASTM D-4239 (American Society for Testing and Materials – ASTM, 2008) com algumas adaptações de Mendonça Filho et al. (2003)

A amostra moída e descarbonatada, foi levada a um forno numa atmosfera de oxigênio puro (super seco) a temperatura de 1350°C, passando por um processo de oxidação após entrar na zona de alta temperatura do tubo de combustão. Após, C e S transformam-se em CO₂ e SO₂, respectivamente, e através de um controlador de fluxo do sistema, os dois gases integram-se com dois tubos contendo Anidrona (Perclorato de Magnésio), onde a umidade formada durante o processo é retida.

A leitura dos gases é feita pela célula de infravermelho respectiva, onde o sinal analógico é convertido em digital, obtendo-se as concentrações em percentagem, por uma equação pré-existente no software que relaciona a área do pico da amostra analisada à do padrão de referência que compõe a curva de calibração de cada método. Tais análises foram feitas no laboratório de Geoquímica do Petróleo e Ambiental (LAGEPA) do DEGEO/IGEO/UFRJ.

5 Resultados e Discussão

Foram processadas 18 amostras retiradas do testemunho 2-LRJ-SE-01. Os resultados a seguir serão referentes aos valores geoquímicos referentes a essas amostras.

5.1 Análise de Carbono Orgânico Total % (COT), Enxofre % (S) e Resíduo Insolúvel % (RI)

Os resultados de COT, S e RI bem como o dos componentes orgânicos particulados estão dispostos na tabela 1 e figura 6. A tabela 2 e figura 7 mostram as variações dos subgrupos mais dominantes nas amostras ao longo do perfil.

Tabela 1: Valores percentuais de Fitoclasto, MOA e Palinomorfo e de COT (Carbono Orgânico Total), S (Enxofre) e RI (Resíduo Insolúvel)

Profundidade(m)	Fitoclasto (%)	MOA (%)	Palinomorfo (%)	RI (%)	C (%)	S (%)
97,05	0,00	52,00	48,00	29	0,95	0,41
99,05	0,00	51,17	48,83	30	0,92	0,46
113,30	0,00	46,16	53,84	07	0,42	0,11
116,00	0,00	41,46	58,54	06	0,22	0,06
221,00	0,00	59,36	40,63	16	0,39	0,17
223,00	0,00	41,32	58,67	26	0,65	0,34
223,90	10,11	26,01	52,99	14	0,32	0,42
224,00	8,45	34,03	57,52	14	0,32	0,21
226,00	7,56	46,21	46,23	18	0,40	0,45
237,60	3,86	59,09	37,05	25	0,51	0,18
241,50	15,70	70,99	13,02	26	0,72	0,17
251,70	13,44	72,60	13,95	34	0,89	0,57
257,50	28,85	57,37	13,77	37	0,50	0,43
263,00	22,54	66,01	11,45	29	1,18	0,58
350,00	20,10	60,30	19,60	85	0,65	0,61
409,40	29,48	42,30	28,22	73	0,66	0,65
423,90	19,59	60,30	20,11	71	0,83	0,51
425,40	33,84	31,80	34,36	72	0,51	0,46

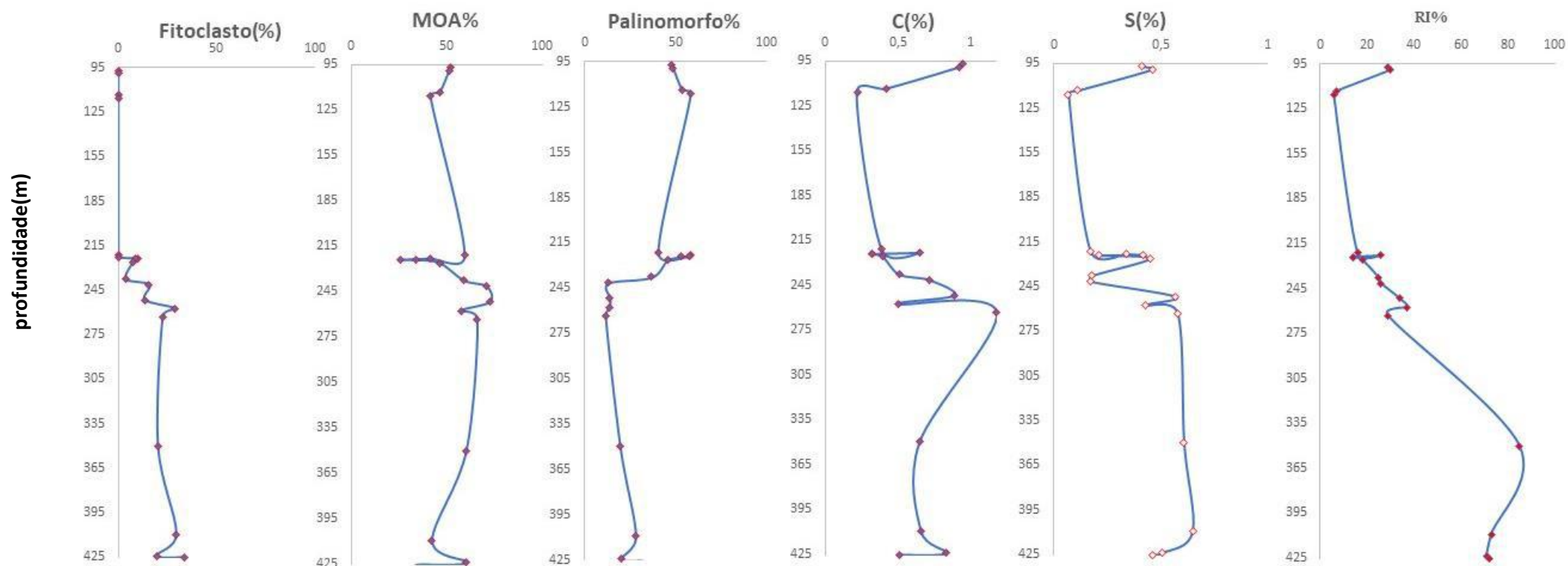


Figura 9: Gráficos de variação dos valores percentuais Fitoclastos, MOA e Palinomorfo, COT, ST e RI ao longo do testemunho.

Carbono Orgânico Total

Os teores de carbono orgânico total (COT) variaram entre 0,22 % e 1,18. Os teores mais elevados de COT se reúnem entre os intervalos I e intervalo II.

Teor de Enxofre

Os teores de enxofre variaram entre 0,068 % e 0,65%.

Resíduo Insolúvel

O resíduo insolúvel (RI) apresenta valores que oscilaram entre 6 % e 85%. O folhelho da Formação Riachuelo reúne altos teores de RI, uma vez que rochas siliciclásticas são ricas em componentes insolúveis em solventes orgânicos. Os teores mais baixos localizam-se nas rochas carbonáticas, que em contrapartida são formadas basicamente por componentes solúveis.

Frequência relativa de subgrupos

As tabelas 2 e 3 e a figura 7 mostram a representação das variações das quantidades relativas aos subgrupos palinomorfos marinhos (dinocistos), moa bacteriana, moa vegetal e fitoclastos.

Tabela 2: Valores percentuais de subgrupos de matéria orgânica particulada em relação a matéria orgânica total.

Prof. (m)	Dinocistos (%)	Total Palinomorfo (%)	Moa Vegetal (%)	Moa bacteriana (%)	Total MOA (%)
97,05	33,01	48,00	13,21	38,79	52,00
99,05	31,33	48,83	9,10	42,07	51,17
113,30	38,43	53,84	09,51	36,65	46,16
116,00	39,22	58,54	16,80	24,66	41,46
221,00	31,30	40,63	16,44	42,92	59,36
223,00	32,33	58,67	14,30	27,02	41,32
223,90	27,10	52,99	04,70	21,31	26,01
224,00	35,99	57,52	07,41	26,66	34,03
226,00	30,10	46,23	8,30	37,91	46,21
237,60	28,37	37,05	9,12	49,97	59,09
241,50	08,00	13,02	17,31	53,68	70,99
251,70	11,46	13,95	19,33	53,27	72,60
257,55	7,89	13,77	16,60	40,77	57,37
263,00	5,40	11,45	11,30	54,71	66,01
350,00	9,30	19,60	29,60	30,70	60,30
409,40	13,14	28,22	19,20	23,10	42,30
423,90	11,30	20,11	26,50	33,80	60,30
425,40	13,02	32,32	16,00	17,84	33,84

Tabela 3: Valores percentuais do grupo fitoclasto e seus subgrupos observados em relação a matéria orgânica total.

Prof. (m)	Bioestruturados			Não Bioestruturados(%)	Fitoclasto Total (%)
	Estriados (%)	Listrados (%)	Bandados (%)		
97,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
99,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
113,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
116,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
221,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
223,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
223,90	6,15	0,00	2,96	10,11	10,11
224,00	2,15	1,00	0,00	5,30	8,45
226,00	2,46	0,00	0,00	5,10	7,56
237,60	0,00	0,00	0,00	3,86	3,86
241,50	0,00	5,60	0,00	10,10	15,70
251,70	5,29	0,00	0,00	8,150	13,44
257,55	9,50	2,02	0,00	17,33	28,85
263,00	5,23	2,81	0,00	14,50	22,54
350,00	3,70	4,05	2,80	9,550	20,10
409,40	9,57	6,66	2,90	10,35	29,48
423,90	8,33	3,25	2,60	5,410	19,59
425,40	7,45	4,55	5,39	16,45	33,84

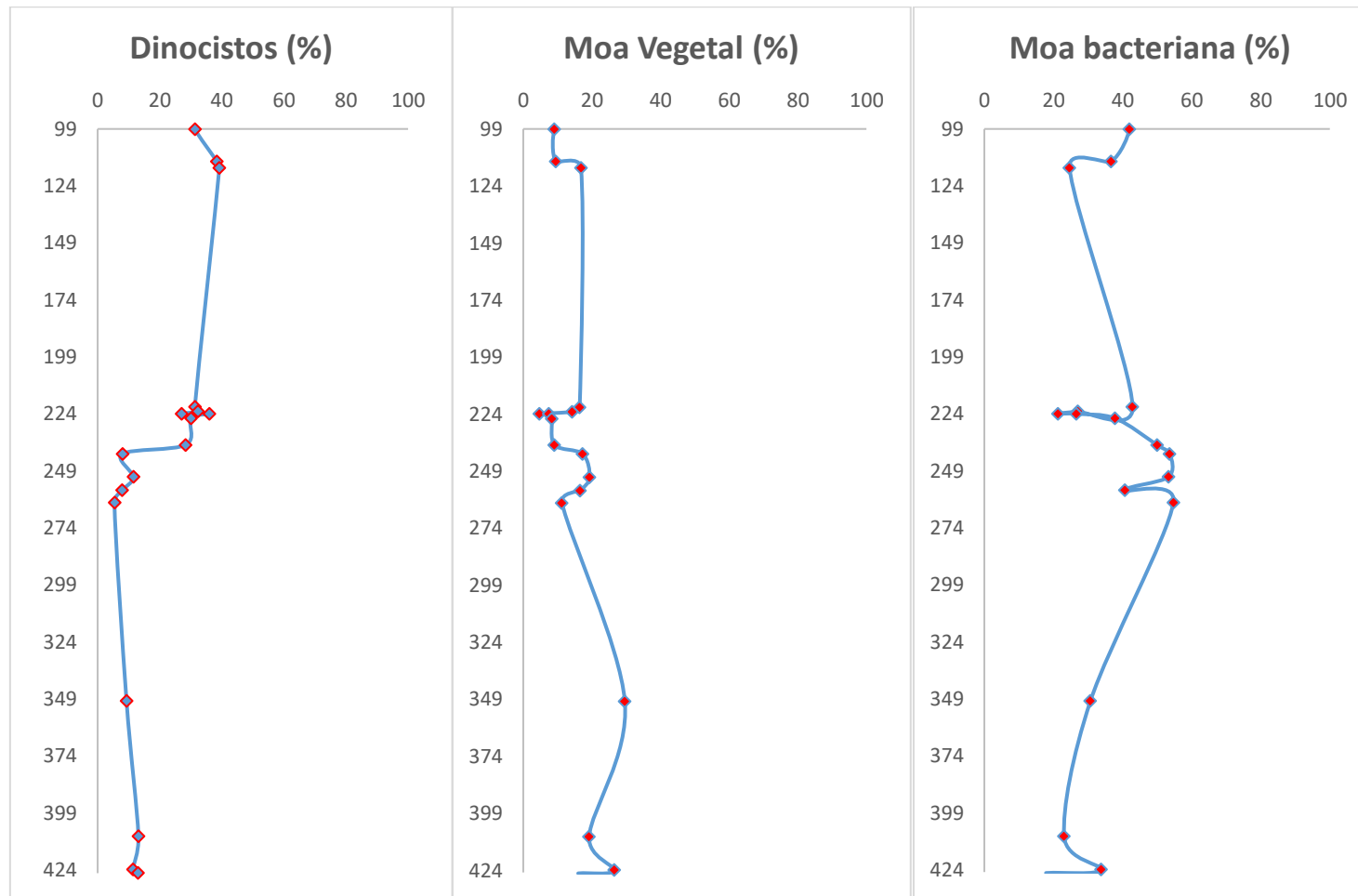


Figura 10: Gráficos de variação dos percentuais dos subgrupos de matéria orgânica particulada em relação a matéria orgânica total.

Delimitação de intervalos

Através da análise conjunta do perfil litoestratigráfico e das análises geoquímicas, foram estabelecidos três intervalos estratigráficos (I, II, III), selecionados a partir das variações dos componentes orgânicos particulados. (figura 11)

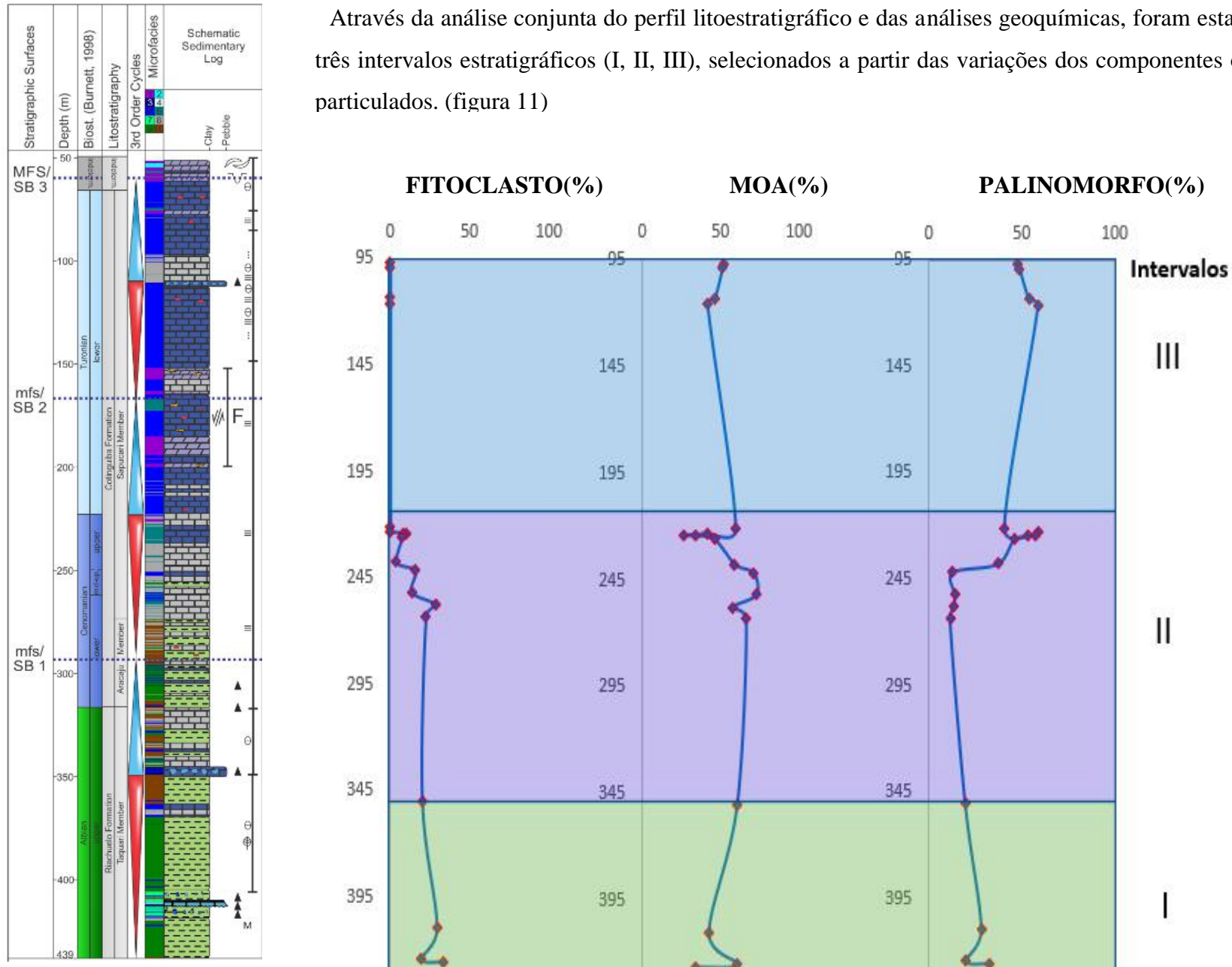


Figura 11: Delimitação dos três intervalos estratigráficos e correlação com variação das porcentagens de Fitoclastos, MOA e Palinomorfos, ao longo do testemunho 2-LRS-SE-01.

Intervalo I (Profundidade 425m -350m)

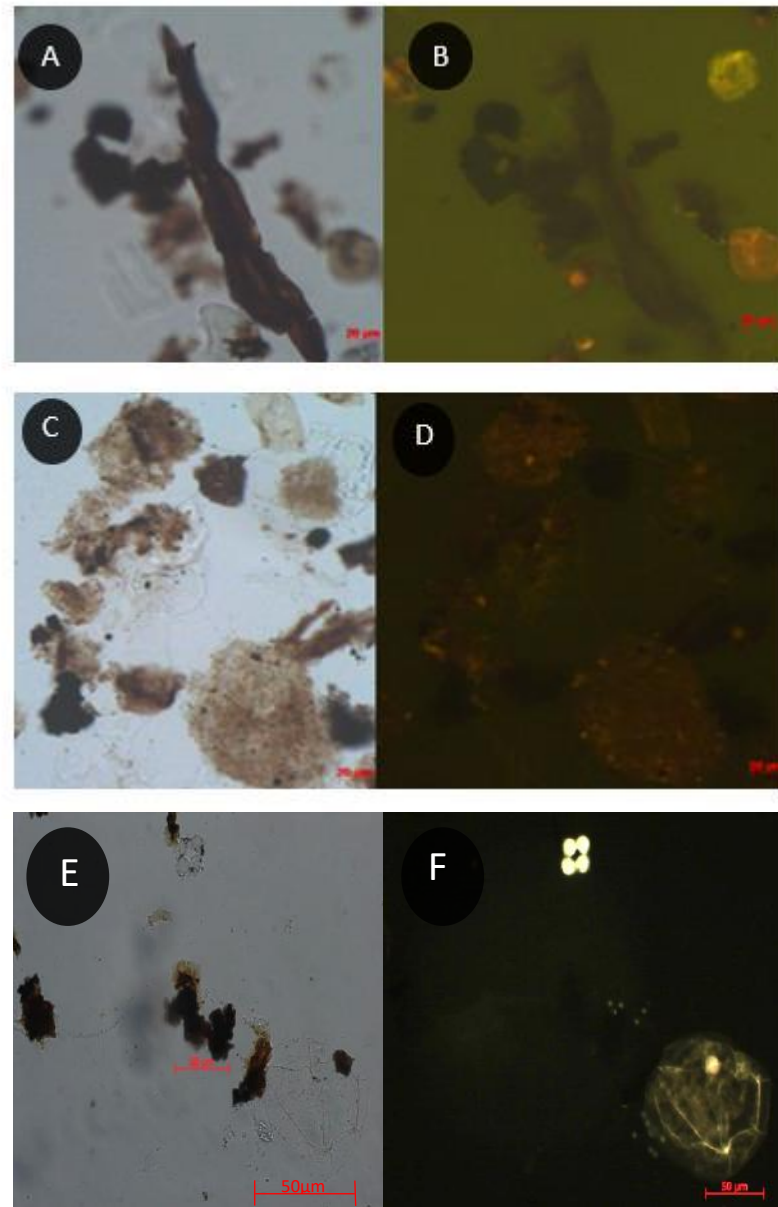
Ao longo do intervalo I, podemos observar a presença dos três grupos da matéria orgânica particulada. Nesse intervalo, caracterizado pelos folhelhos da Formação Riachuelo, foi registrado maior percentual de ocorrência grupo fitoclasto (Estampa I, II e III) dentre os três intervalos. Com frequência média de aproximadamente 27% (tabela 3) em relação ao total de componentes orgânicos, o grupo fitoclasto apresenta componentes opacos e não opacos. Estão presentes os bioestruturados estriados (Estampa I, figuras C/D) e listrados, sendo os bioestruturados estriados os mais representativos. De acordo com Mendonça filho 2017, a presença desse material indica aporte continental de sedimentos, o que remete a um ambiente proximal em termos de tendência proximal-distal. Ainda, segundo Tyson 1995, a presença de fitoclastos opacos está frequentemente associada a alteração pós deposicional ou oxidação durante o transporte, geralmente, por exposição subaérea.

O grupo amorfo, apresenta duas principais variações dos subgrupos MOA, os tipos: moa vegetal e moa bacteriana. A moa vegetal está caracterizada no intervalo pela textura mais densa, algumas partículas apresentam contornos remanescentes das partículas de vegetais, nas suas extremidades (Estampa I-III figuras A/B), exibindo fluorescência que varia de média a alta, com tons amarronzados e alaranjados. Já a moa bacteriana é mais delgada e possui fluorescência alta (Estampa III figura C/D), algumas partículas apresentam vestígios de algas em processo de amorfização. O intervalo possui valores de teor de enxofre mais elevados quando comparados ao restante do perfil o que, de acordo com Tyson 1995, indicaria uma possível maior condição de produtividade primária e preservação dos componentes orgânicos. Segundo o mesmo autor, em bacias com deficiência em oxigênio que possuem alta preservação de MOA, materiais terrestres alóctones só são dominantes e representativos na proximidade de fontes fluvio-deltáicas ou em turbiditos. Segundo Mendonça Filho 2017, a moa vegetal está associada está predominantemente associada a folhelhos e geralmente ao maior conteúdo de COT, essa relação pode ser observada nesse intervalo, ainda que os valores de COT não sejam significativamente altos. Dessa forma, a moa vegetal, associada aos valores de COT, Enxofre e nos remetem a um ambiente proximal, em um contexto redutor, possivelmente com estratificação da coluna d'água.

O grupo palinomorfo está representado pelo subgrupo esporomorfo (grãos de pólen e esporos). O subgrupo microplâncton marinho, é caracterizado pela ocorrência de dinocistos, ao longo do testemunho. O subgrupo zoomorfo marinho está representado pelos palinoforaminíferos, em quantidade média de 26% aproximadamente (figura 8). Segundo

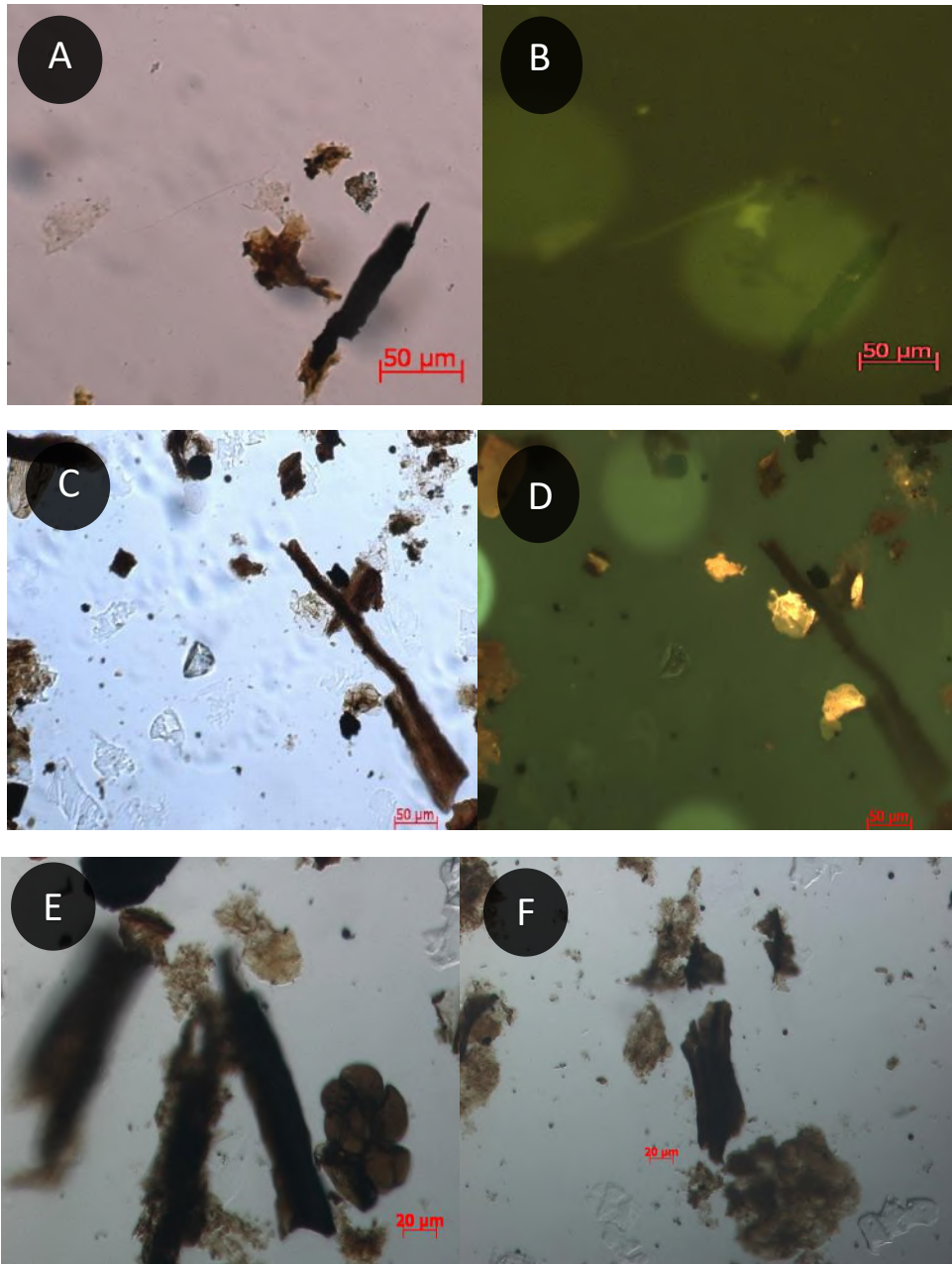
Mendonça Filho 2017, o registro de microplâncton marinho, em contexto geral, é um tanto incompleto, isso se deve ao fato de que somente uma fração da biomassa planctônica original é preservada, partes do ciclo de vida que produzem cistos resistentes. De acordo com o autor, a diversidade de dinocistos no Cretáceo médio e superior está relacionada ao elevado nível global do mar.

Estampa I



Estampa I- (A-B) Fitoclasto estriado; (C-D) MOA bacteriana; (E-F) Dinocisto.
Fotomicrografias: A, C, E em MLBT e B, D, F em MF.

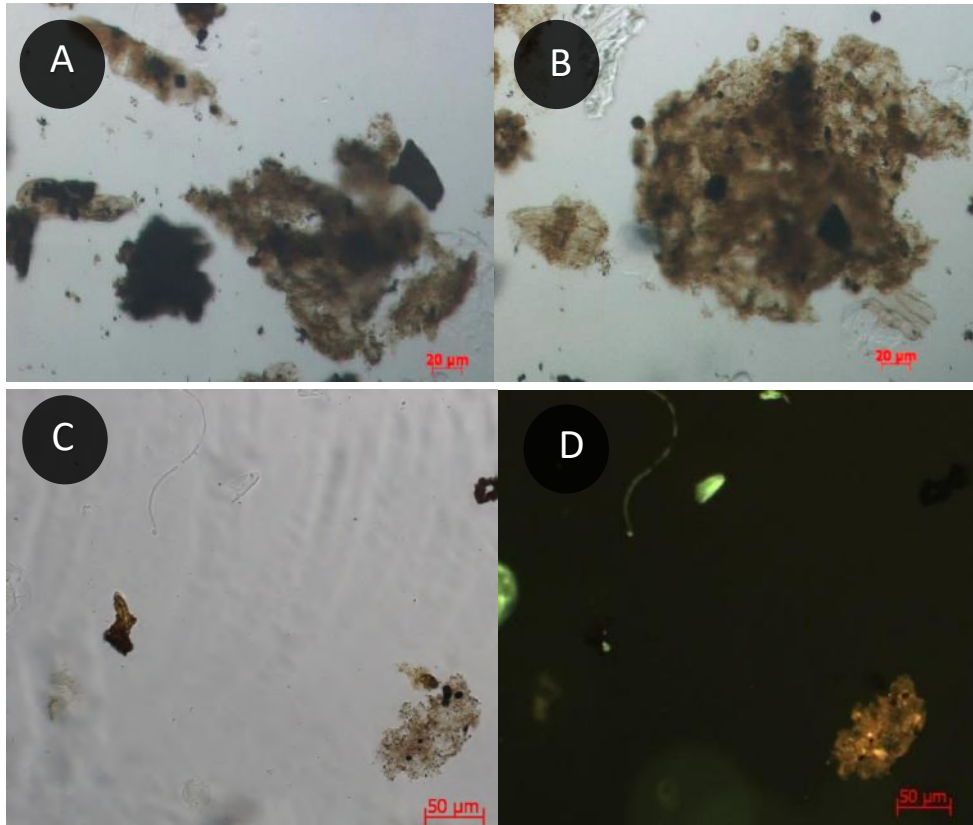
Estampa II



Estampa II- (A-B) Fitoclasto alongado; (C-D) Fitoclasto estriado; (E-F) Fitoclastos e Moa vegetal

Fotomicrografias: A, C, E em MLBT e B, D, F em MF.

Estampa III



Estampa III - (A-B) MOA vegetal (C-D) Moa bacteriana

Fotomicrografias: A, B e C em MLBT e D em MF.

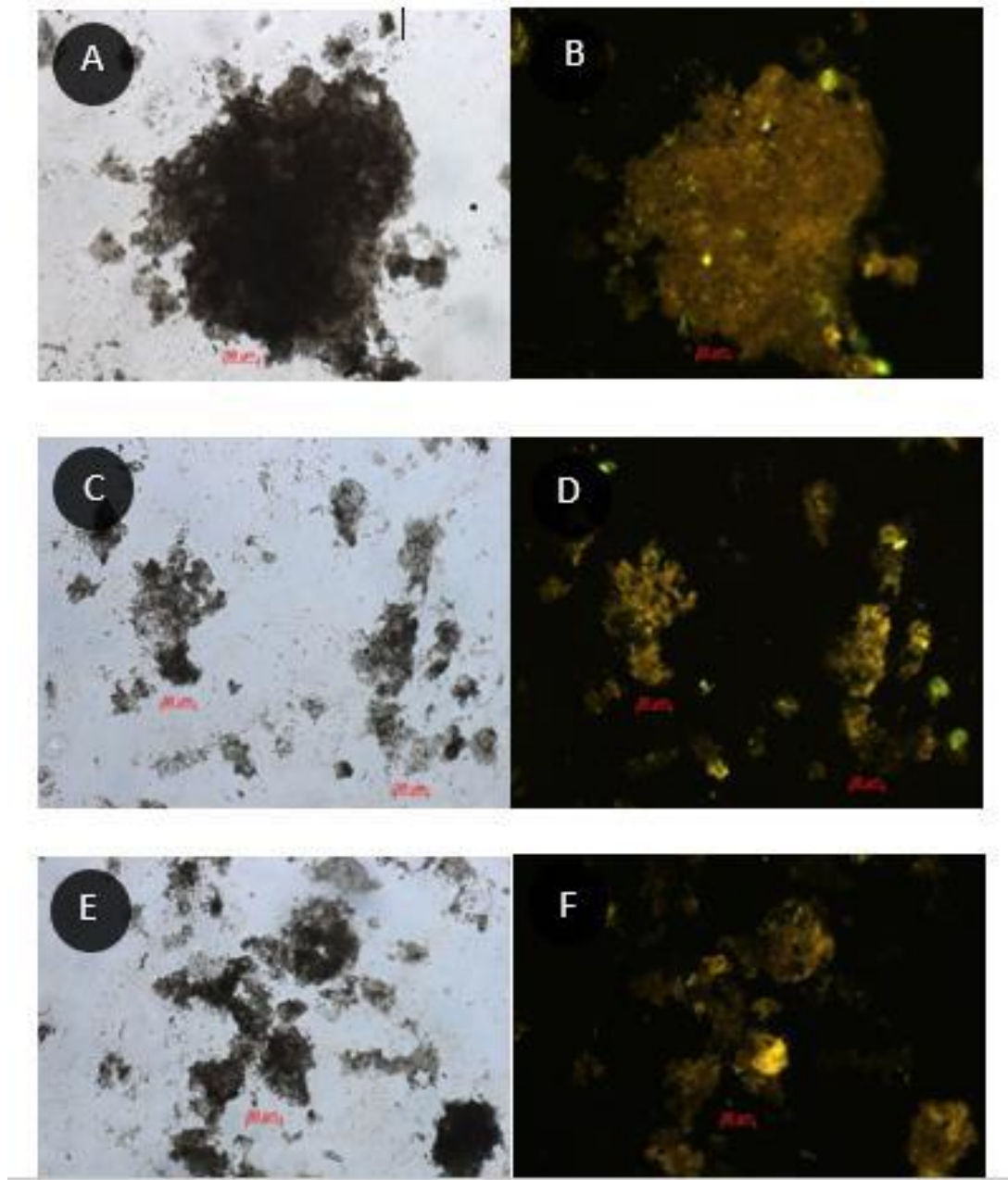
Intervalo II (Profundidade 350m - 223m)

No intervalo II, de profundidades intermediárias, é observada uma tendência de diminuição da presença de componentes do grupo fitoclasto. O subgrupo de fitoclastos não opacos bioestruturados estriados e bandados e não opacos estão presentes nesse intervalo. De acordo com Tyson 1995, a diminuição observada para o grupo fitoclasto nesse intervalo, pode indicar uma mudança em relação as condições paleodeposicionais, de um contexto proximal para um contexto distal.

O grupo amorfo é um dos mais representativos no espaço amostral do Intervalo II, principalmente em maiores profundidades. Ambos os tipos de moa vegetal e moa bacteriana, anteriormente descritas no Intervalo I estão presentes. A moa vegetal, em menor frequência (tabela 2 figura 10), ainda caracterizada por sua textura mais densa, com fluorescência média a alta. A moa bacteriana, com maior ocorrência (tabela 2 figura 10) mais delgada e exibindo alta fluorescência, algumas partículas apresentaram vestígios de dinocistos e aglomerados de dinocistos em processo de amorfização. (Estampa VI, figura B). Segundo Mendonça Filho et al. 2017, a intensidade fluorescente da MOA indica ambientes fortemente redutores com boa preservação de materiais ricos em lipídeos. As inclusões de pirita são frequentemente abundantes na moa marinha e estão associadas à atividade de bactérias sulfato redutoras.

O grupo palinomorfo está representado por dinocistos e aglomerados de dinocistos que ocorrem com maior percentual no intervalo (figura 10). Foi registrado um baixo percentual de ocorrência de esporos e palinoforaminíferos. (tabela 1) (estampa V, figura I).

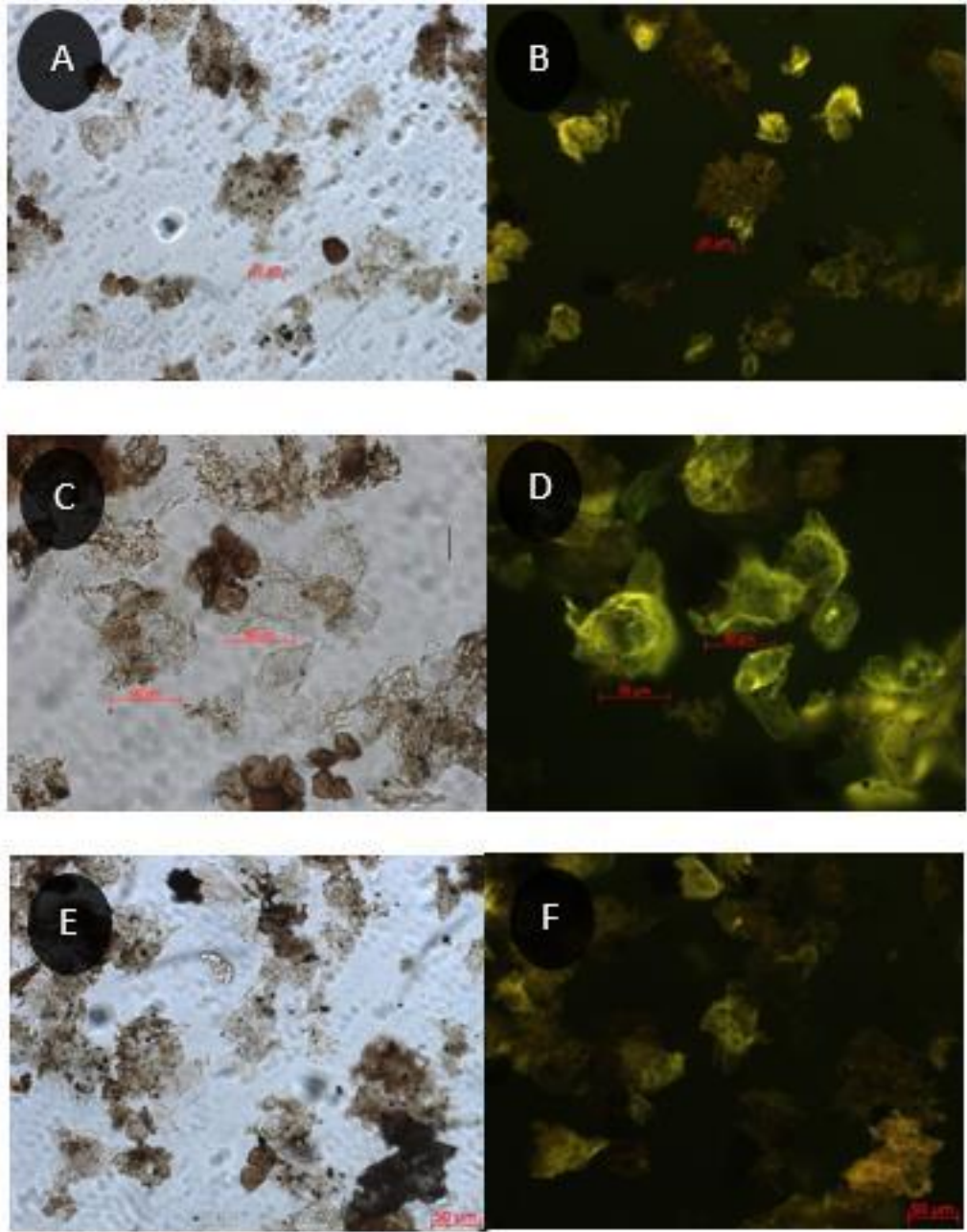
Estampa IV



Estampa IV- (A-B) MOA bacteriana; (C-D) MOA bacteriana; (E-F) MOA bacteriana.

Fotomicrografias: A, C, E em MLBT e B, D, F em MF.

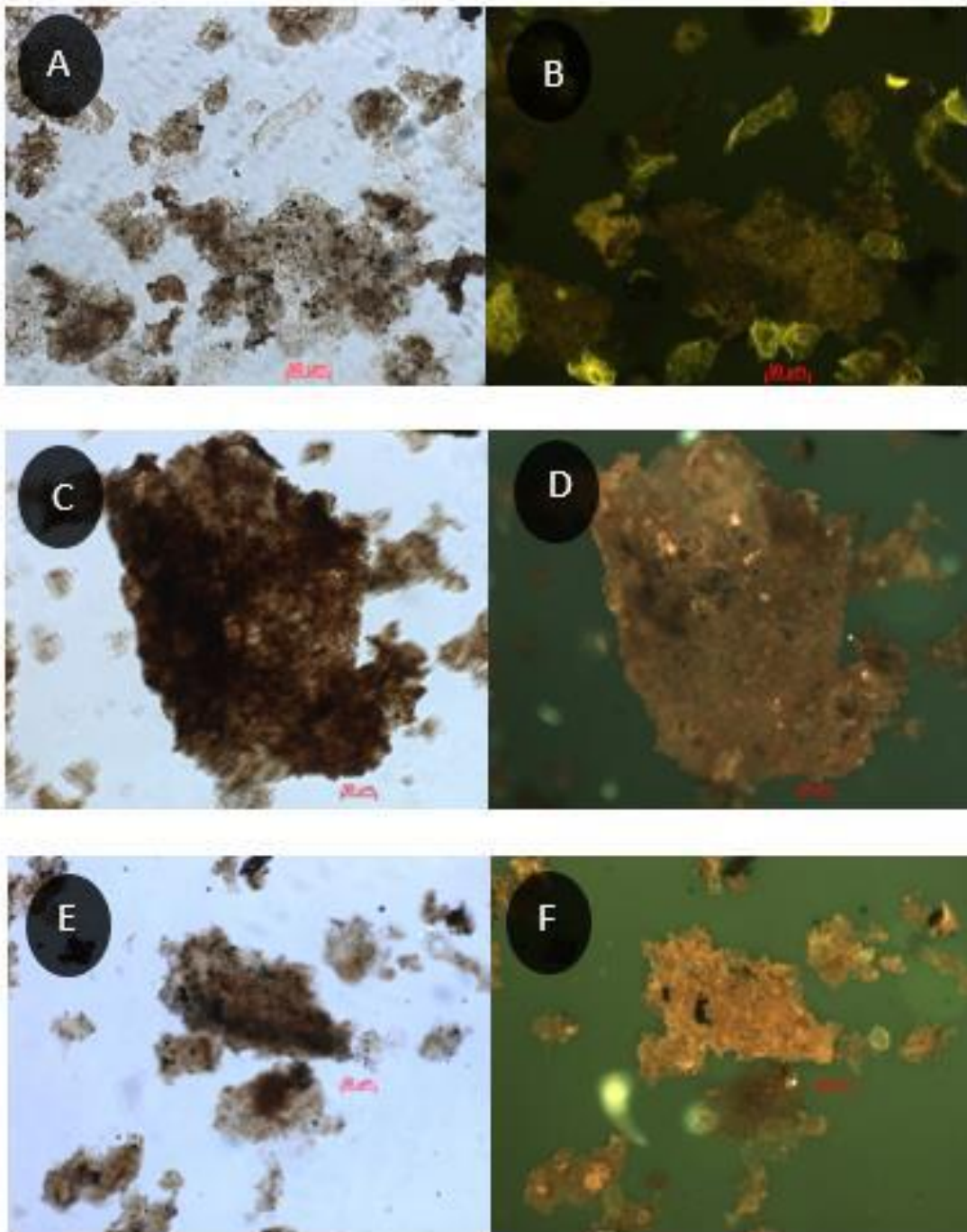
Estampa V



Estampa V - Fotomicrografias - (A-B) MOA bacteriana e dinocistos; **(C-D)** Aglomerado de dinocistos; **(E-F)** MOA bacteriana.

Fotomicrografias: A, C, E em MLBT e B, D, F em MF.

Estampa VI



Estampa VI - (A-B) MOA bacteriana/vegetal e dinocistos; **(C-D)** MOA vegetal; **(E-F)** MOA bacteriana.

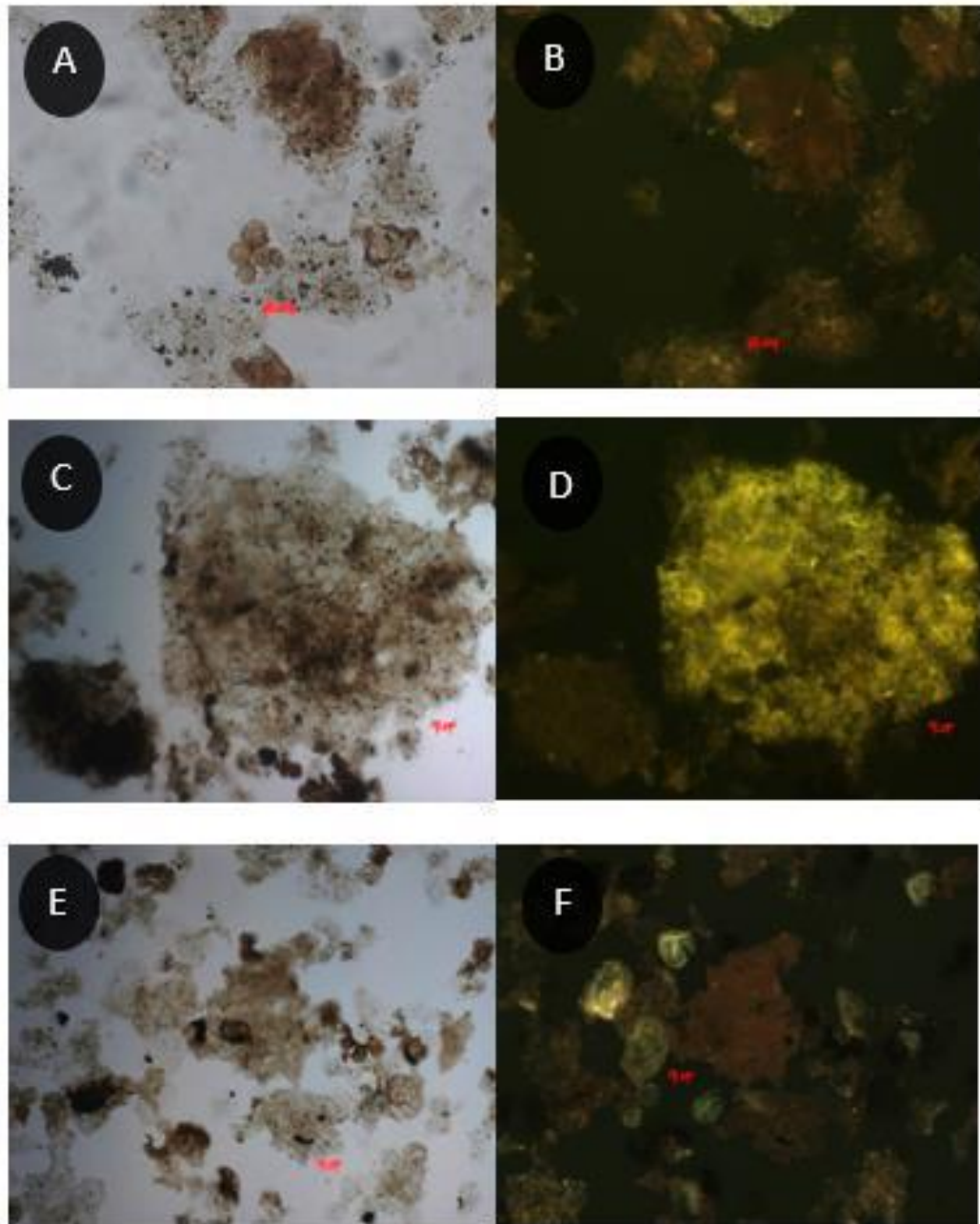
Fotomicrografias: A, C, E em MLBT e B, D, F em MF.

Intervalo III (Profundidade 223m – 99m)

Não foi registrada a presença de componentes do grupo fitoclasto, nesse intervalo. O grupo amorfo, é composto principalmente pela moa do tipo bacteriana (Estampa VII figuras C/D), delgada, com alta fluorescência em tons amarelados e alaranjados. Algumas partículas ainda apresentam vestígios de cistos em processo de “amorfização” (Estampa VIII, figura C/D).

O grupo palinomorfo está representado por dinocistos (Estampa VII figura E/F). Também estão presentes os palinoforaminíferos. De acordo com Mendonça Filho 2017 e Tyson 1995, os teores de COT e S baixos nas amostras, que não ocorrem somente no intervalo III, mas ao longo de todo o perfil, no geral, podem não estar apenas relacionados a um menor grau de preservação da matéria orgânica, mas também, a uma menor quantidade de matéria orgânica depositada. Esse menor suprimento de matéria orgânica pode estar relacionado a fluxos sedimentares de maior energia, que condicionaram um aumento do aporte sedimentar para o Cenomaniano – Turoniano, causando um processo de diluição ou simplesmente uma diminuição na produtividade orgânica primária.

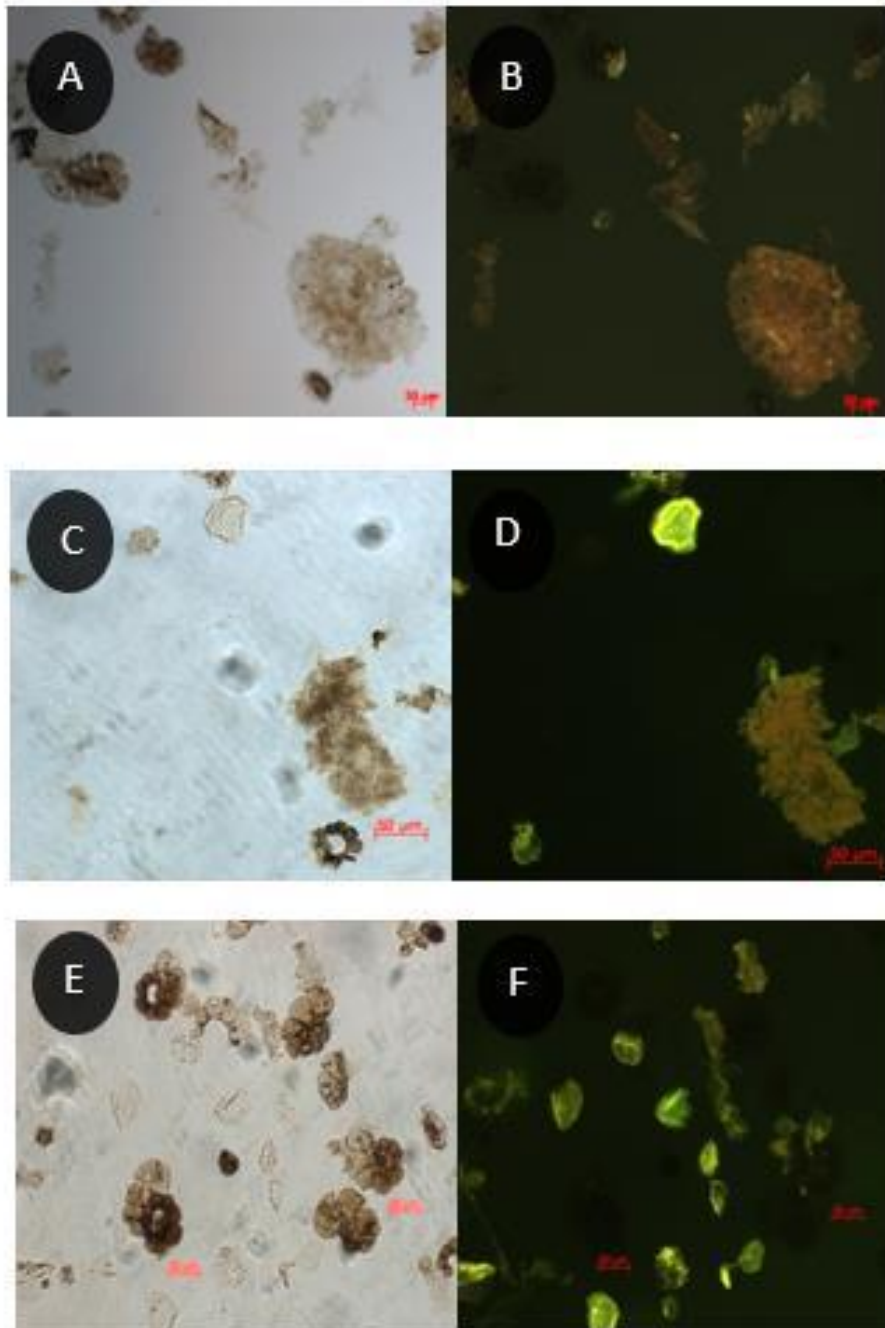
Estampa VII



Estampa VII - (A-B) MOA bacteriana/vegetal e dinocistos; **(C-D)** MOA bacteriana/vegetal; **(E-F)** MOA bacteriana/vegetal e dinocistos.

Fotomicrografias: A, C, E em MLBT e B, D, F em MF.

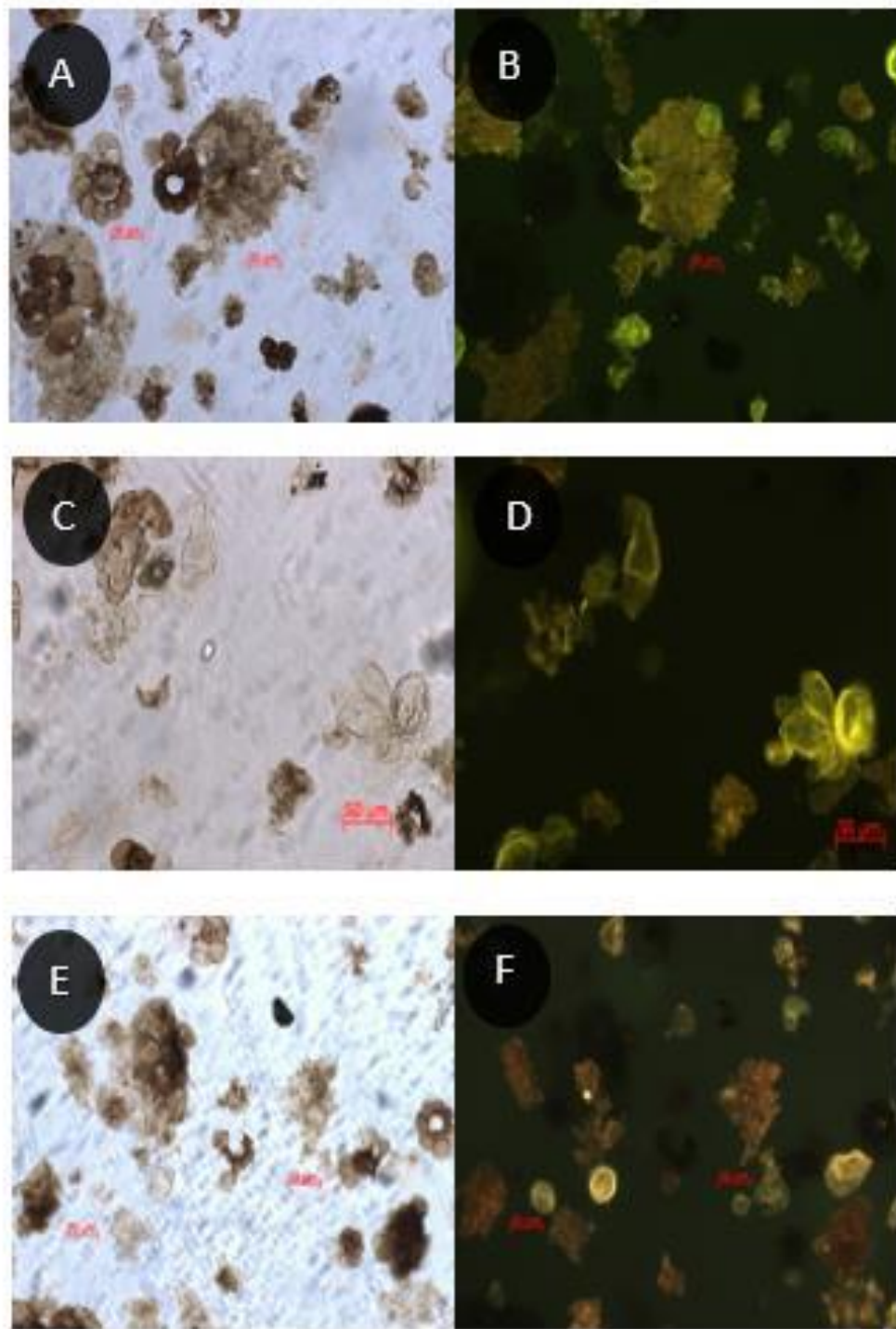
Estampa VIII



Estampa VIII - (A-B) MOA bacteriana e dinocisto; **(C-D)** MOA bacteriana e dinocisto; **(E-F)** MOA bacteriana e dinocistos.

Fotomicrografias: A, C, E em MLBT e B, D, F em MF.

Estampa IX



Estampa IX - (A-B) MOA bacteriana e dinocistos; (C-D) MOA bacteriana e dinocistos; (E-F) MOA bacteriana e dinocistos.

Fotomicrografias: A, C, E em MLBT e B, D, F em MF

5.2 Interpretação Paleoambiental dos Intervalos Estratigráficos

A interpretação paleoambiental foi baseada na integração dos dados de palinofácies e através do diagrama ternário de Fitoclasto-MOA-Palinomorfo, que forneceu uma estimativa mais apurada da tendência proximal-distal (figura 12).

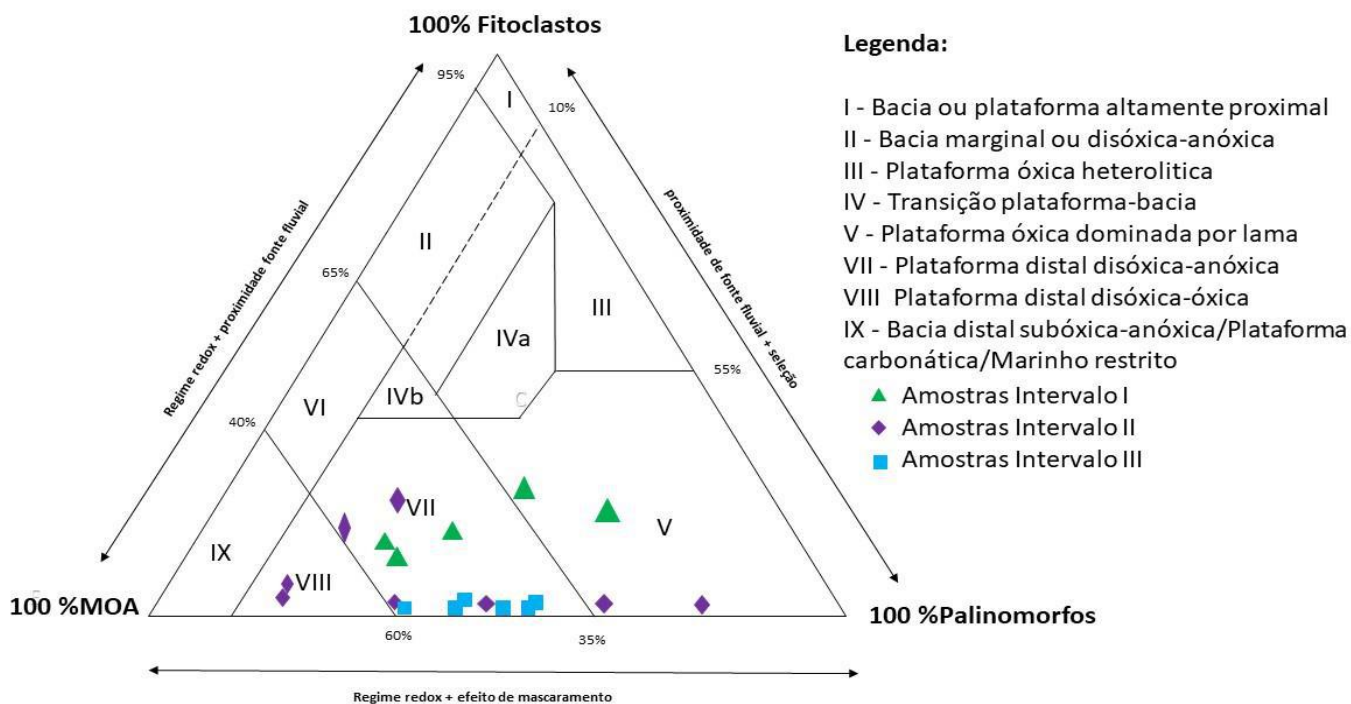


Figura 12: Diagrama ternário Fitoclasto-MOA-Palinomorfos (Mendonça Filho et al. 2017; modificado de Tyson, 1995).

O intervalo I, apresenta abundância de fitoclastos e palinomorfos continentais. Constata-se a proximidade a uma fonte flúvio-deltaica (figura 12 campos V e VII). Segundo Tyson 1995 e Mendonça Filho et al. 2017, a natureza oxidante do ambiente pode degradar levemente as partículas, e corrobora para a existência de componentes com baixa fluorescência.

A presença de dinocistos confirma o caráter marinho do ambiente sedimentar. Estão presentes concentrações de matéria orgânica amorfa, e apresentam-se os tipos vegetal e bacteriana. Segundo o mesmo autor, esse material tem tendência a se tornar mais abundante onde o suprimento de fitoclastos e esporomorfos provavelmente diminuiu. Esse intervalo apresenta características proximais com forte influência de aporte continental na deposição de matéria orgânica sedimentar.

O intervalo II é caracterizado pelo estabelecimento da sedimentação carbonática. Esse intervalo marca uma drástica redução de material continental, e aumento na abundância de componentes marinhos. A maior parte das amostras desse intervalo se encontra nos campos VII e VII (figura 12). De acordo com Mendonça Filho et al. 2017, a elevada concentração de matéria orgânica amorfa, bem preservada e com coloração de fluorescência intensa, pode indicar condições paleoambientais de caráter redutor em um estado de estratificação da coluna d'água, sob condições de salinidade elevada. Essas condições são ainda corroboradas pela abundância de dinocistos sugerindo um contexto geral de elevação do nível do mar.

O intervalo III é caracterizado pela drástica redução de componentes continentais, preservação da MOA bacteriana com intensa fluorescência, dinocistos e palinoforaminíferos. Segundo Mendonça Filho et al. 2017 a existência de componentes marinhos associada a maiores quantidades de matéria orgânica amorfa neste intervalo, sugere a influência de um ambiente mais distal, possivelmente marinho costeiro.

6 Conclusão

A caracterização das condições deposicionais da matéria orgânica sedimentar, foi baseada na integração dos parâmetros obtidos pela análise de palinofácies e as análises organogeoquímicas, que forneceram informações da tendência proximal – distal, origem e grau de preservação da matéria orgânica particulada, de uma seção sedimentar do Cretáceo (Formação Cotinguiba), da bacia de Sergipe-Alagoas Margem Continental Brasileira.

Os intervalos descritos no poço mostraram o domínio conjunto de matéria orgânica amorfa produzida a partir de vegetais superiores, matéria orgânica amorfa produzida por ação de bactérias, além de fitoclastos e palinomorfos durante o Albiano. Já durante o intervalo Cenomaniano – Turoniano, a matéria orgânica amorfa derivada de bactérias tem domínio crescente na assembleia orgânica.

Os resultados apontam para um possível pulso transgressivo a partir do fim do Albiano, onde se apresentam variações de menor escala. Após o Albiano a mudança do padrão deposicional da matéria orgânica particulada, sugere uma contínua elevação do nível do mar e afogamento da plataforma sotoposta.

7 Referências bibliográficas

- American Society for Testing and Materials – ASTM (2008). Standard Test Methods for Sulfur in the Analysis Sample of Coal and Coke Using High- Temperature Tube Furnace Combustion Methods. ASTM International.
- Berthou, P.-Y. & Bengston, P. 1988: Stratigraphic correlation by microfacies of the Cenomanian-Coniacian of the Sergipe Basin, Brazil. *Fossils and Strata* 21, 1–88.
- Campos Neto, O. P. A.; Lima, W. S.; Cruz, F. E. G. Bacia de Sergipe–Alagoas. *Boletim de Geociências Petrobrás*, v. 15, n. 2, p. 405–415, 2007.
- Combaz, A. (1964). Les palynofaciès. *Revue de Micropaléontologie*, 7: 205-218.
- Combaz, A., 1980. Les kérogènes vus au microscope. In : *Kerogen*. Durand, B. (Ed.), Éditions Technip, Paris, pp. 55-111.
- Dias, J. L. Tectônica, estratigrafia e sedimentação no Andar Aptiano da margem leste brasileira. p. 7–25, 2005.
- Dunham, R. J. (1962). Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. *AAPG Memoir*, 108-121.
- Feijó, F. J. Bacia de Sergipe–Alagoas. *Boletim de Geociências Petrobrás*, v. 8, n. 1, p. 149–161, 1994.
- Feijó, F. J.; VIEIRA, R. A. B. Sequências cretáceas das bacias de Sergipe e Alagoas. *Geociências*, v. 10, p. 153–168, 1991.
- Hasui, Y. *et al.* GEOLOGIA DO BRASIL. São Paulo, SP: [s.n.].
- Koutsoukos, E. A., Leary, P. N., & Hart, M. B. (1990). Latest Cenomanian-earliest Turonian low-oxygen tolerant benthonic foraminifera: a case-study from the Sergipe basin (N.E. Brazil) and the western Anglo-Paris basin (southern England). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, pp. 145-177.
- Koutsoukos, E.A.M. & Bengston P. 1993: Towards an integrated biostratigraphy of the upper Aptian-Maastrichtian of the Sergipe Basin, Brazil. *Documents du Laboratoire de Géologie de Lyon* 125, 241–262.
- Koutsoukos, E.A.M. & Hart, M.B. 1990a: Radiolarians and diatoms from the mid- Cretaceous successions of the Sergipe Basin, northeastern Brazil: palaeoceanographic assessment. *Journal of Micropalaeontology* 9, 45–64.
- Koutsoukos, E.A.M. & Hart, M.B. 1990b: Cretaceous foraminiferal morphogroup distribution patterns, palaeocommunities and trophic structures: a case study from Sergipe Basin, Brazil. *Transaction of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 8, 221–246.

Koutsoukos, E.A.M. 1989: Mid- to late Cretaceous microbiostratigraphy, palaeoecology and palaeogeography of the Sergipe Basin, northeastern Brazil. Ph. D. Thesis. Council for national Academic Awards, Polytechnic South West, Plymouth, U.K., 886 pp.

Koutsoukos, E.A.M. 1992: Late Aptian to Maastrichtian foraminiferal biogeography and palaeo-oceanography of Sergipe Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 92, 295–324.

Koutsoukos, E.A.M. 1996: Upper Aptian-Maastrichtian benthic foraminiferal morphogroups and palaeoenvironments from northeastern Brazil: a review. *Boletim do 4 Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, UNESP-Campos de Rio Claro/SP*, 61–65.

Koutsoukos, E.A.M., Destro, N., de Azambuja Filho, N.C. & Spadini, A.R. 1993: Upper Aptian-Lower Coniacian Carbonate Sequences in the Sergipe Basin, Northeastern Brazil. In: *Cretaceous Carbonate Platforms* (Edited by Simo, T.; Scott, R.W. and Masse, J.-P.). American Association of Petroleum Geologists Memoir 56, 127–144.

Koutsoukos, E.A.M., Mello, M.R. & Azambuja Filho, N.C. de 1991: Micropalaeontological and geochemical evidence of mid-Cretaceous dysoxic-anoxic environments in the Sergipe Basin, northeastern Brazil. In: *Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia* (Edited by Tyson, R.V. and Pearson, T.H.).

Lana, M. C. Bacia de Sergipe-Alagoas: uma hipótese de evolução tectonosedimentar. In: GABAGLIA, G. P. R.; MILANI, E. J. (Eds.). *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro: CENSUD, 1990. p. 311–332.

Jarvie, D. M. (1991). Total Organic Carbon (TOC) Analysis. In: Merrill, R. K. (Ed.), *Source and Migration Processes and Evaluation techniques*, Tulsa, Treatise of Petroleum Geology. American Association of Petroleum Geologists, p. 113 – 118.

Mendonça Filho, J. G.; Carvalho, M. A., Menezes, T. R., 2002. Palinofácies. In: Unisinos ed. *Técnicas e procedimentos de trabalho com fósseis e formas modernas comparativas*. São Leopoldo. P.20-24.

Mendonça Filho, J. G., Menezes, T. R., Mendonça, J. O., Oliveira, A. D., Carvalho, M. A., Sant'Anna, A. J., Souza, J. T., 2010a. Palinofácies. In: Souza, C.I. (Ed.), *Paleontologia*. Rio de Janeiro, Interciência, v. 2, pp. 379-413.

Mendonça Filho, J. G., Menezes, T. R., Mendonça, J. O., Oliveira, A. D., Carvalho, M. A., Sant'Anna, A. J., Souza, J. T. (2010b). Palinofácies. In: I. S. Carvalho (Ed.), *Paleontologia: conceitos e métodos* (v. 2, 379-413). Rio de Janeiro: Interciência.

Mendonça Filho, J. G.; Menezes, T. R., Mendonça, J. O., Oliveira, A. D., Sant'Anna, A. J., 2011. Kerogen Composition and Classification. In: Flores, D.; Marques, M. *ICCP Training course on Dispersed Organic Matter* (ISBN n° 978-989-8265-67-8) ed. Plenimagem, 2011, p.17-23.

Mendonça Filho, J. G. Menezes, T. R. Mendonça, J. O., Oliveira, A. D., Silva, T.F.; Rondon, N.F.; Silva, F.S.; (2012). Organic facies: palynofacies and organic geochemistry approaches.

In: Panagiotaras, D. (Ed.), *Geochemistry - Earth's System Processes*. InTech, Rijeka, pp. 211–248.

Mendonça Filho, *et.al.*; (2017) ICCP Training Course on Dispersed Organic Matter Intergrating and reflected light microscopy. GFZ, Potsdam, Germany.

Muller, J. 1959 Palynology of Recent Orinoco Delta and Shelf sediments: reports of the Orinoco Shelf expedition. *Micropaleontology*, 5, 1-2.

Neto, O. P. A. C.; Lima, W. S.; Cruz, F. E. G. Bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim de Geociências PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 405–415. 2007.

Ojeda, H.A.O. & Fugita, A.M. 1976: Bacia Sergipe/Alagoas: Geologia regional e perspectivas petrolíferas. *Anais do XXVIII Congresso (Brasileiro de Geologia) [Pôrto Alegre, RS, 1974] 1*, Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo, 137–158.

Oliveira, A. D.; Mendonça Filho, J. G; Sant'Anna, A. J.; Souza, J. T.; Freitas, A. G.; Menezes, T. R. (2006). Inovação no processamento químico para isolamento da Matéria Orgânica Sedimentar. In: *Congresso Brasileiro de Geologia, 43., 2006, Aracaju. Anais...* Aracaju: Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Bahia- Sergipe. p. 324.

Parry, C.C., Whitley, P.K.J, Simpson, R.D.H, 1981. Integration of palynological and sedimentation methods in facies analysis of the Brent Formation. In: Illing, L.V., Hobson, G.D.(Eds.), *Petroleum Geology of the Continental Shelf of North West Europe*, Heyden, London, pp. 205-15.

Quadros, L.P. (1975). Organopalinologia na prospecção de petróleo. Rio de Janeiro. *Boletim Técnico da Petrobras*, 18(1):3-11.

Souza-Lima, W. *et al.* A Bacia de Sergipe-Alagoas: Evolução Geológica, Estratigrafia e Conteúdo Fóssil. Fundação Paleontológica Phoenix, Edição Especial, p. 34, 2002.

Tyson, R. V. (1993). *Palynofacies Analyses*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.

Tyson, R. V. (1995). *Sedimentary Organic Matter: Organic facies and palynofacies*. Londres: Chapman and Hall.

Vincent, A.J., 1995. Palynofacies analysis of Middle Jurassic sediments from the Inner Hebrides. PhD Thesis, University of Newcastle upon Tyne. 475p.