



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ESTUDO ORGANOFACIOLÓGICO EM ROCHAS GERADORAS
MARINHAS NEOCRETÁCEAS DA FORMAÇÃO TETUAN, BACIA DO
VALE SUPERIOR DO MAGDALENA, COLÔMBIA: IMPLICAÇÕES
PARA GERAÇÃO DE PETROLÉO E CARACTERIZAÇÃO
PALEOAMBIENTAL

HILTON PEREIRA MACEDO NETO

MONOGRAFIA SUBMETIDA AO CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO, COMO REQUISITO
OBRIGATÓRIO DA DISCIPLINA “TRABALHO FINAL DE CURSO”

RIO DE JANEIRO – RJ – BRASIL
JUNHO DE 2006

ESTUDO ORGANOFACIOLÓGICO EM ROCHAS GERADORAS MARINHAS
NEOCRETÁCEAS DA FORMAÇÃO TETUAN, BACIA DO VALE SUPERIOR DO
MAGDALENA, COLÔMBIA: IMPLICAÇÕES PARA GERAÇÃO DE PETROLÉO E
CARACTERIZAÇÃO PALEOAMBIENTAL

HILTON PEREIRA MACEDO NETO

MONOGRAFIA SUBMETIDA AO CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA DA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO, COMO REQUISITO
OBRIGATÓRIO DA DISCIPLINA “TRABALHO FINAL DE CURSO”.

SETOR: Geologia Econômica e Regional

ORIENTADOR: Prof. Dr. João Graciano Mendonça Filho

APROVADA POR:

Prof. Dr. João Graciano Mendonça Filho (UFRJ)

M.Sc. Taíssa Rêgo Menezes

Prof. Dr. Marcelo de A. Carvalho (Museu Nacional / UFRJ)

FICHA CATALOGRÁFICA

MACEDO NETO, HILTON PEREIRA

ESTUDO ORGANOFACIOLÓGICO EM ROCHAS GERADORAS MARINHAS NEOCRETÁCEAS DA FORMAÇÃO TETUAN, BACIA DO VALE SUPERIOR DO MAGDALENA, COLÔMBIA: IMPLICAÇÕES PARA GERAÇÃO DE PETROLÉO E CARACTERIZAÇÃO PALEOAMBIENTAL [RIO DE JANEIRO] 2006.

99 p., 14 estampas (Instituto de Geociências – UFRJ, *B.Sc.*, Curso de Graduação em Geologia, 2006).

Monografia – Universidade Federal do Rio de Janeiro, realizada no Instituto de Geociências.

1. Formação Tetuan 2. Organogeoquímico. 3. Palinofácies. 4. Caracterização Paleoambiental

I – IGEO/UFRJ II – Título (série)

AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de agradecer ao meu orientador Prof. Dr. João Graciano Mendonça Filho, pela compreensão, dedicação e paciência até o término deste trabalho.

A M.Sc. Taíssa Rego Menezes que sempre foi atenciosa aos meus pedidos de socorro quando faltava tempo ao meu orientador.

A todos os meus amigos da turma de geologia de 2000, em especial a

A todos que trabalharam comigo e me ajudaram na elaboração deste trabalho (Adriana, Muriçoca, Denize, Igor Neves, Igor Viegas, Guilherme, Jaqueline, Giovani, Tais e Donizete).

Aos professores Cláudio Limeira, Joel Valença, João Baptista, Rudolph Trouw, Julio Mendes, Leonardo Borghi, Cláudio Bettini e Ismar Carvalho, por terem feito a diferença dentro do curso de geologia da UFRJ.

À minha namorada, pela sabedoria e compreensão dos momentos em que não pude lhe dar a atenção merecida.

Aos meus familiares, em especial, aos meus pais, meu irmão, meus tios e tias: Lozant, Bello, Inês, Nelline e Vanda, meus primos Rafael e Luciano e minha avó, que sempre foram exemplo, e contribuíram com incentivo e apoio durante não só o tempo de faculdade, mas também em toda a minha vida.

RESUMO DA MONOGRAFIA APRESENTADA AO CURSO DE GRADUAÇÃO
EM GEOLOGIA DA UNIVERSIDADE DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO
DE JANEIRO, COMO REQUISITO OBRIGATÓRIO DA DISCIPLINA
“TRABALHO FINAL DE CURSO”

ESTUDO ORGANOFACIOLÓGICO EM ROCHAS GERADORAS MARINHAS
NEOCRETÁCEAS DA FORMAÇÃO TETUAN, BACIA DO VALE SUPERIOR
DO MAGDALENA, COLÔMBIA: IMPLICAÇÕES PARA GERAÇÃO DE
PETROLÉO E CARACTERIZAÇÃO PALEOAMBIENTAL

HILTON PEREIRA MACEDO NETO

RIO DE JANEIRO, JUNHO DE 2006

ORIENTADOR: Prof. Dr. João Graciano Mendonça Filho

SETOR: Geologia Econômica e Regional

As rochas, em geral pelíticas do Cretáceo Superior, são as geradoras da maior parte das reservas de petróleo na Colômbia e em outros países da parte norte da América do Sul. Na Bacia do Vale Superior do Magdalena (VSM), a existência de afloramentos de boa qualidade e com níveis de evolução térmica, que variam desde o imaturo até o fim da “janela” de óleo, torna essa região como uma das mais propícias para o estudo dos processos de geração e migração primária do petróleo no Cretáceo Superior. Este trabalho tem a proposta de realizar um estudo organofaciológico através da caracterização geoquímica e análise palinofaciológica das rochas geradoras de petróleo cretáceas do VSM numa seção aflorante (Quebrada Bambuca), objetivando o entendimento do controle exercido pela evolução paleoambiental sobre o potencial gerador e as variações composicionais da matéria orgânica a partir da integração dos dados geoquímicos e palinofaciológicos. Para tanto, foram efetuadas análises organogeoquímicas (Carbono Orgânico Total – COT e pirólise *Rock – Eval*) e palinofaciológicas (identificação e contagem dos componentes orgânicos particulados do querogênio) em amostras da

Formação Tetuan, Grupo Villeta, Bacia do Vale Superior do Magdalena. As rochas dessa formação apresentam um elevado conteúdo orgânico, com valores de COT de até 18,8%. A integração dos resultados geoquímicos e palinofaciológicos indica um querogênio Tipo II, caracterizado pela dominância de matéria orgânica amorfa com Índice de Hidrogênio (IH) de até 548 mgHC/gCOT. Os parâmetros de maturação térmica (Índice de Coloração de Esporos – ICE. T_{máx} e IP da pirólise) indicam um baixo grau de maturação térmica para as amostras analisadas. A faciologia orgânica indicou fácies orgânica B para toda a Formação Tetuan que estão geralmente relacionadas a rochas carbonáticas e pelíticas compostas principalmente de matéria orgânica algal e bacteriana depositadas dentro de condições anóxicas. O diagrama ternário com os campos de palinofácies definidos pelos valores percentuais dos três principais grupos da matéria orgânica particulada indicou três paleoambientes a para a formação estudada, o mais freqüente no perfil é o paleoambiente do campo IX que corresponde a um paleoambiente de bacia distal subóxica-anóxica. Também ocorre o campo VIII que corresponde a um paleoambiente de plataforma distal disóxica-óxica e o campo VII que corresponde a um paleoambiente de “plataforma” distal disóxica-anóxica.

Índice de figuras

- Figura 1.1: Mapa da porção noroeste do continente sul-americano com a localização das principais bacias sedimentares, da “seção Rio Bambuca” e da coluna sedimentar analisada neste estudo (adaptado de Schamel, 1991 e Cooper, 1995 in Gonçalves, 2005). 04
- Figura 2.1: Mapas de localização da bacia do Vale Superior do Magdalena (modificado de Schamel, 1991 in Gonçalves, 2005). 05
- Figura 2.2: Arcabouço estrutural da bacia do Vale Superior do Magdalena (modificado de Schamel, 1991 in Gonçalves, 2005). 06
- Figura 2.3: Mapa geológico esquemático mostrando a distribuição das áreas sedimentares, das regiões onde afloram rochas ígneas e metamórficas e das principais feições estruturais da Colômbia e regiões vizinhas (simplificado de Schamel, 1991 e Cooper, 1995 in Gonçalves, 2005). A linha vermelha no mapa representa a localização aproximada da seção evolutiva da figura 2.4. 07
- Figura 2.4: Seções geológicas esquemáticas mostrando três etapas da evolução tectono-sedimentar da porção central da Colômbia (modificado de Cooper, 1995 in Gonçalves, 2005). 10
- Figura 2.5: Coluna estratigráfica simplificada da bacia do Vale Superior do Magdalena (adaptado de Ecopetrol-ICP, 1994 in Gonçalves, 2005). 11
- Figura 2.6: Coluna estratigráfica das Formações Caballos e Tetuan da “seção Rio Bambuca”, levantada ao longo do rio homônimo, no flanco noroeste da sub-bacia de Neiva, Vale Superior do Magdalena (Gonçalves, 2005). 14
- Figura 3.1: Escala de Índice de Coloração de Esporos (ICE), Barnard et al. (1981), padrão Robertson Research. 23
- Figura 3.2: Relação entre o tempo (milhões de anos), Temperatura (°C) e 24

Maturação (ICE e %Ro) (Barnard et al. 1981).

Figura 3.3: Ciclo de análise e exemplo do registro obtido pelo método da Pirólise Rock-Eval, Espitalié et al. (1977), Tissot & Welte (1984). 36

Figura 4.1: Diagrama de Van Krevelen (H/C x O/C) (Tissot & Welte, 1978). 38

Figura 6.1: Distribuição dos valores percentuais dos grupos e subgrupos de componentes da matéria orgânica em relação ao total de matéria orgânica ao longo da seção estudada. 58

Figura 6.2: Distribuição dos valores organogeoquímicos ao longo do perfil litológico estudado (“seção do Rio Bambuca”). 64

Figura 6.3: Distribuição dos valores dos parâmetros de COT e IH, além da distribuição dos valores percentuais dos grupos e subgrupos de componentes da matéria orgânica em relação ao total de matéria orgânica ao longo da seção estudada. 65

Figura 6.4: Diagrama binário S2 x COT representando o tipo de querogênio (Langford & Blanc-valleron; 1990). 67

Figura 6.5: Diagrama binário IH x IO representando o tipo de querogênio (Espitalié, et al., 1977). 68

Figura 6.6: Diagrama binário IH x T_{máx} representando o tipo de querogênio (Delvaux et al., 1990). 68

Figura 6.7: Dendrograma produzido pela análise de agrupamento modo-Q para os grupos e subgrupos de componentes da matéria orgânica da “seção do Rio Bambuca” Formação Tetuan. 70

Figura 6.8: Diagrama ternário com os campos de palinofácies definidos pelos valores percentuais dos três principais grupos da matéria orgânica particulada (Tyson, 1995). 76

Figura 6.9: Diagrama ternário MOA-FITO-PALINO com os campos de palinofácies (Tyson, 1995) e com as amostras da seção estudada plotadas no diagrama. 78

Figura 6.10: Distribuição dos grupos e subgrupos de componentes da matéria orgânica em relação ao total de matéria orgânica, além dos parâmetros de COT, IH e curva de variação relativa do nível do mar da “seção do Rio Bambuca” Formação Tetuan subdivididos em cinco intervalos. 81

Índice de tabelas

Tabela 3.1: Escala de coloração de fluorescência (Tyson, 1995).	21
Tabela 3.2: Ficha utilizada para contagem dos componentes orgânicos.	26
Tabela 3.3: Classificação geral dos principais componentes da matéria orgânica (baseado em Tyson 1995; Mendonça Filho, 1999; Carvalho; 2001; Mendonça Filho <i>et al.</i> , 2002).	27
Tabela 3.4: Tabela do Potencial de Geração de acordo com COT (modificado de Peters & Cassa, 1994).	31
Tabela 3.5: Tabela correlacionando o estágio de maturação termal e o parâmetro IP (modificado de Peters & Cassa, 1994).	33
Tabela 3.6: Tabela do tipo de querogênio de acordo com o parâmetro IH (modificado de Peters & Cassa, 1994).	34
Tabela 4.1: Composição química das principais famílias de compostos presentes na biomassa depositada em bacias sedimentares (Mello & Estrella, 1984 apud Gonçalves 2005).	37
Tabela 5.1: Parâmetros calculados para os grupos e subgrupos de componentes da matéria orgânica e as tendências generalizadas proximal – distal, baseado em Tyson (1993) e Mendonça Filho (1999).	48
Tabela 5.2: Sumário dos principais parâmetros de palinofácies com suas respostas relativas a alguns fatores paleoambientais em sedimentos marinhos (modificado de Tyson, 1993).	49
Tabela 6.1: Composição orgânica das amostras da Formação Tetuan	57

(“seção do Rio Bambuca”).

Tabela 6.2: Representa os intervalos de ICE e suas respectivas zonas de maturidade para a idade Albiano. 60

Tabela 6.3: Resultado do Índice de Coloração de Esporos da seção estudada. 61

Tabela 6.4: Resultados de Pirólise Rock-Eval e COT da Formação Tetuan “seção Rio Bambuca”. 63

Tabela 6.5: Tabela ilustrativa indicando os intervalos estimados a partir dos dados da análise de agrupamento. 71

Tabela 6.6: Fácies orgânica (segundo Jones, 1987 e Tyson, 1995) modificado por (Mendonça Filho, 1999). 73

Tabela 6.7: Relação entre fácies orgânica (Jones, 1987) e palinofácies (Tyson, 1995). 74

Tabela 6.8: Tabela de identificação do tipo de fácies orgânica para as amostras da Formação Tetuan “seção do Rio Bambuca”. 75

Tabela 6.9: Tabela explicativa da figura 6.8, onde é caracterizado o ambiente deposicional e o tipo de querogênio (modificado de Tyson, 1995). 77

Tabela 6.10: Tabela indicando o tipo de paleoambiente presente em cada amostra da seção estudada segundo os campos de palinofácies de Tyson (1995). 79

Tabela 6.11: Tabela com os valores percentuais médios e o desvio padrão dos 3 grupos de componentes da matéria orgânica do intervalo I da “seção do Rio Bambuca” Formação Tetuan. 83

- Tabela 6.12: Tabela com os valores percentuais médios e o desvio padrão dos 3 grupos de componentes da matéria orgânica do intervalo II da “seção do Rio Bambuca” Formação Tetuan. 84
- Tabela 6.13: Tabela com os valores percentuais médios e o desvio padrão dos 3 grupos de componentes da matéria orgânica do intervalo III da “seção do Rio Bambuca” Formação Tetuan. 85
- Tabela 6.14: Tabela com os valores percentuais médios e o desvio padrão dos 3 grupos de componentes da matéria orgânica do intervalo IV da “seção do Rio Bambuca” Formação Tetuan. 86
- Tabela 6.15: Tabela com os valores percentuais médios e o desvio padrão dos 3 grupos de componentes da matéria orgânica do intervalo V da “seção do Rio Bambuca” Formação Tetuan. 87

Sumário

Agradecimentos	vi
Resumo	vii
Índice de figuras	ix
Índice de tabelas	xii
1 Introdução	01
1.1 Apresentação	01
1.2 Objetivo	02
1.3 Material de estudo	03
2 Geologia Regional	05
2.1 Localização	05
2.2 Evolução tectônica da Bacia do Vale Superior do Magdalena (VSM)	07
2.3 As unidades litoestratigráficas da Bacia do Vale Superior do Magdalena	11
2.4 Evolução Tectono-Sedimentar da Bacia do Vale Superior do Magdalena	13
2.5 Caracterização litológica da Formação Tetuan	14
2.6 Estratigrafia de Seqüências da Formação Tetuan	16
3 Métodos e técnicas	18
3.1 Técnicas de preparação das amostras para análise de palinofácies	18
3.1.1 Técnica de confecção das lâminas organopalinológicas	20
3.2 Técnicas de microscopia usadas na análise palinofaciológica	20
3.2.1 Microscopia em luz branca transmitida	20
3.2.2 Microscopia em luz azul incidente (fluorescência)	21
3.2.3 Índice de coloração de esporos (ICE)	22
3.3 Obtenção dos dados palinofaciológicos	25
3.3.1 Contagem dos componentes orgânicos	25
3.4 Tratamento dos dados	28
3.4.1 Análises de agrupamento	28

3.4.1.1	Análise de agrupamento <i>modo-Q</i>	28
3.5	Preparação preliminar das amostras para análises organogeoquímicas	28
3.5.1	Carbono Orgânico Total (COT)	29
3.5.2	Pirólise Rock-Eval	29
3.6	Análises organogeoquímicas	29
3.6.1	Carbono Orgânico Total (COT)	29
3.6.2	Pirólise Rock-Eval	32
4	Composição Elementar do Querogênio	37
4.1	Classificação do querogênio	38
4.2	Classificação da matéria orgânica	40
4.2.1	Grupo dos Fitoclastos	40
4.2.1.1	Fitoclastos opacos (pretos)	40
4.2.1.2	Fitoclastos não-opacos (translúcidos)	40
4.2.1.3	Cutículas	42
4.2.1.4	Membranas	42
4.2.1.5	Hifas de Fungo	43
4.2.2	Grupo dos Palinomorfos	43
4.2.2.1	Esporomorfos	43
4.2.2.1.1	Esporos	43
4.2.2.1.2	Grãos de Pólen	43
4.2.2.2	Microplâncton de água doce	44
4.2.2.2.1	Alga do gênero <i>Botryococcus</i>	44
4.2.2.2.2	Alga do gênero <i>Pediastrum</i>	44
4.2.2.3	Microplâncton de parede orgânica marinho	44
4.2.2.3.1	<i>Prasinophyta</i>	44
4.2.2.3.2	<i>Acritarcha</i>	45
4.2.2.3.3	<i>Dinophyta</i> (dinocistos)	45
4.2.3	Grupo dos Materiais Orgânicos Amorfos	46
4.2.3.1	Matéria Orgânica Amorfa (MOA)	46
4.2.3.2	Matéria Orgânica Amorfa Hialina/Resina	46
5	Tendências na distribuição dos grupos de componentes do querogênio	47

5.1 Fitoclastos	50
5.2 Palinomorfos	52
5.2.1 Percentagem de esporomorfos	53
5.2.2 Percentagem de plâncton marinho	53
5.2.3 Percentagem de plâncton de água doce	54
5.3 Matéria Orgânica Amorfa (MOA)	55
6 Resultados e discussões	56
6.1 Palinofácies	56
6.1.1 Resultados da análise visual do querogênio	56
6.1.2 Maturidade térmica	59
6.2 Resultados Organogeoquímicos	62
6.2.1 Carbono Orgânico Total (COT)	62
6.2.2 Pirólise Rock-Eval	66
6.2.2.1 Potencial de Geração (PG)	66
6.2.2.2 Tipo de querogênio a partir dos resultados organogeoquímicos	66
6.2.2.3 Grau de maturação térmica a partir dos resultados de pirólise Rock-Eval	69
6.3 Análise de agrupamento	69
6.3.1 Análise de agrupamento <i>modo-Q</i>	69
6.4 Fácies Orgânicas	72
6.5 Inferências paleoambientais	76
7 Conclusões	88
8 Referências bibliográficas	90
Anexos (estampas)	

1 INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

A Bacia do Vale Superior do Magdalena é uma bacia do tipo intermontana preenchida por sedimentos que vão do Cretáceo ao Recente e localiza-se na porção centro-oeste da Colômbia, a sudeste da capital, Bogotá.

Estudos realizados até o momento, evidenciam o Grupo Villeta, da bacia do Vale Superior do Magdalena, como os depósitos com maior potencial gerador de petróleo e responsáveis pela geração das reservas de petróleo descobertas (2650 milhões de barris; Kairuz *et al.*, 2000; Sarmiento & Rangel, 2004).

Mesmo tendo uma boa noção das reservas de petróleo da Bacia do Vale Superior do Magdalena, os estudos das rochas geradoras desta bacia encontram obstáculos na qualidade da amostragem. Os poços, principal fonte de amostras, são normalmente amostrados a cada nove metros e, geralmente, por meio de amostras de calha. Da mesma forma, e pelo que representam em termos de tempo e custo de operação, testemunhos de rochas potencialmente geradoras são raros. Baixa quantidade e representatividade das amostras impedem uma avaliação mais realista das rochas geradoras desta bacia, no sentido de conhecer como se deu a sua deposição, qual é o seu comportamento espacial, sua composição, como a matéria orgânica se distribui ao longo do registro geológico e da área de ocorrência, e como tal pacote de rochas comportar-se-ia em resposta os processos de soterramento e de aumento de temperatura. Para esse problema a solução encontrada foi a utilização de seções aflorante da formação em estudo nesse trabalho. Nas seções encontram-se espessos pacotes de rochas ricas em matéria orgânica, pouco intemperizados e com baixo grau de evolução térmica, combinada com a disponibilidade de trabalhos sedimentológicos e estratigráficos prévios, fazem da Bacia do Vale Superior do Magdalena (Formação Tetuan) um local privilegiado para a realização de um estudo organofaciológico.

Para a elaboração do presente estudo palinofaciológico foram realizadas, no laboratório de Palinofácies e Fácies Orgânica situado na Universidade Federal do Rio de Janeiro, análise de microscopia em luz branca transmitida e de luz azul incidente (fluorescência), para a identificação dos diferentes grupos e subgrupos de componentes da matéria orgânica. Foi também utilizada a técnica de Índice de Coloração dos Esporos (ICE) para a análise da maturidade térmica das amostras. Já a preparação das lâminas organopalínológicas e as análises organogeoquímicas foram feitas nos laboratórios do Instituto Colombiano do Petróleo (Ecopetrol-ICP), localizado na cidade de Bucaramanga (Colômbia).

Dados de análises geoquímicas indicam que a Formação Tetuan, formação esta que faz parte do Grupo Villeta, tem um elevado percentual de COT, portanto propícia a apresentar rochas geradoras de hidrocarbonetos. A existência de seções aflorantes dessa formação, formada principalmente por lamitos e calcários ricos em matéria orgânica que se encontram pouco intemperizados e com baixo grau de evolução térmica, fazem desse afloramento um local privilegiado para a realização de estudos palinofaciológicos e organogeoquímicos.

1.2 Objetivos

O objetivo principal deste trabalho foi a determinação de parâmetros palinofaciológicos através da identificação e quantificação dos componentes particulados da matéria orgânica e sua variação ao longo da seção estudada.

Esses parâmetros associados aos resultados do estudo organogeoquímico determinaram o potencial gerador de hidrocarbonetos, a maturação térmica do querogênio e o paleoambiente da Formação Tetuan.

1.3 Material de estudo

Como material de estudo, foram coletadas amostras para confecção de lâminas organopalinológicas e ensaios organogeoquímicos de uma seção aflorante ao longo das margens do Rio Bambuca denominada de “seção do Rio Bambuca” situada no flanco ocidental do sinclinal da Media Luna, na porção central da Bacia do Vale Superior do Magdalena, Colômbia (Figura 1.1).

Em duzentos e dez metros de afloramento da Formação Tetuan, 28% da seção se encontra encoberta por deslizamentos de terra e/ou vegetação.

Ao longo da coluna, foram coletadas trinta e cinco amostras de granulometria silte/argila para a confecção de lâminas palinofaciológicas e ensaios geoquímicos. A seção foi descrita por Gonçalves (2005) com auxílio de geólogos do Instituto Colombiano do Petróleo, em uma escala de 1:100 quanto suas características litológicas, sedimentológicas e estruturais. As lâminas e os ensaios geoquímicos foram realizados pela Ecopetrol-ICP da Colômbia.

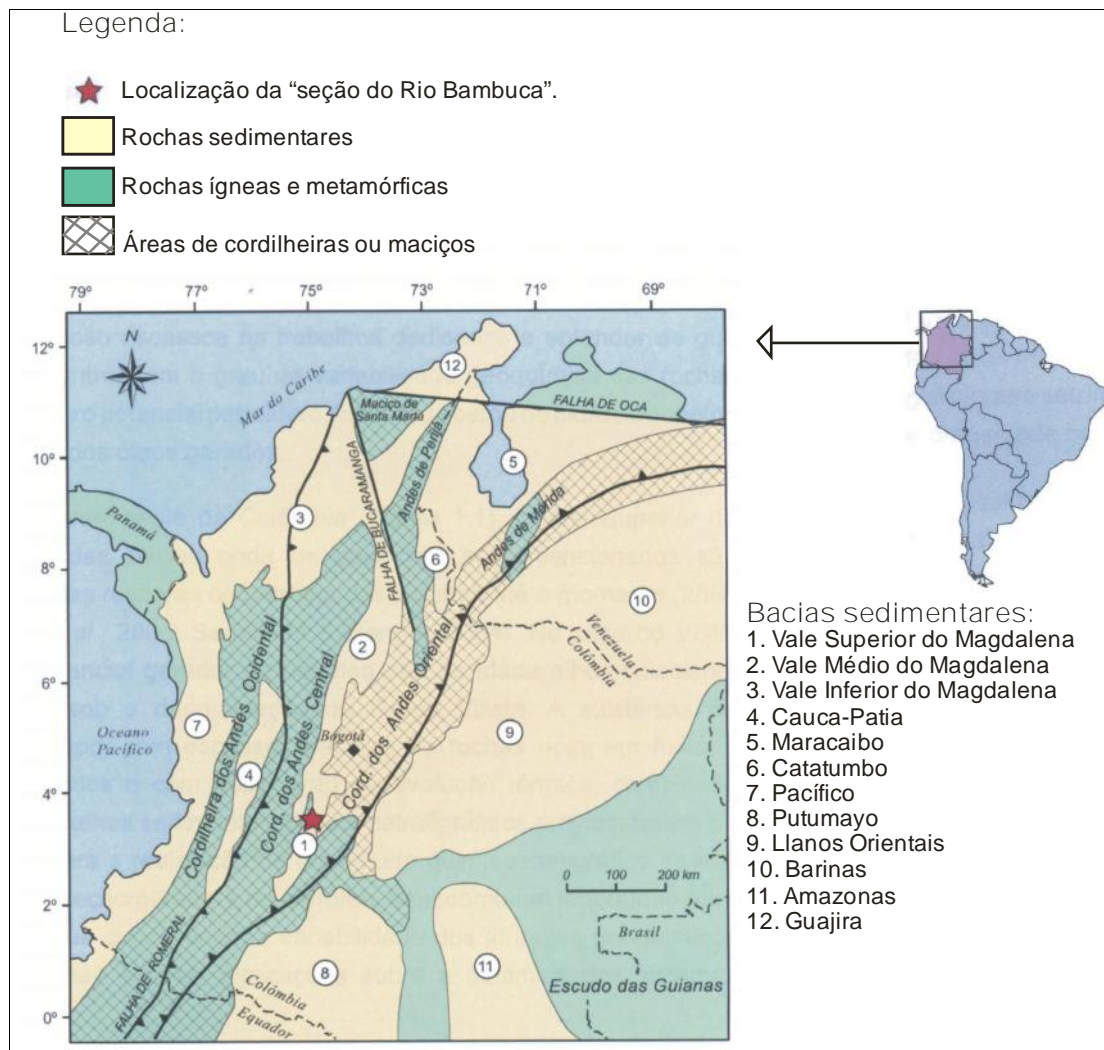


Figura 1.1: Mapa da porção noroeste do continente sul-americano com a localização das principais bacias sedimentares, da “seção Rio Bambuca” e da coluna sedimentar analisada neste estudo (adaptado de Schamel, 1991 e Cooper 1995 in Gonçalves, 2005).

2 Geologia Regional

2.1 Localização

Segundo Gonçalves (2005) a Bacia do Vale Superior do Magdalena localiza-se na porção centro-oeste da Colômbia, a sudeste da capital, Bogotá (Figura 2.1). Ocupando uma área de cerca de 26.000 km² a bacia é limitada ao sul pelo maciço ígneo-metamórfico de Garzon, que a separa da Bacia do Putumayo, e ao norte pelo anticlinal de Villeta, que a separa da Bacia do Vale Médio do Magdalena. A leste o limite da Bacia do Vale Superior do Magdalena é dado pela cordilheira Andina Oriental e a oeste o limite é dado pela cordilheira Andina Central (Figuras 2.2 e 2.3).

A bacia é subdividida em duas sub-bacias: de Girardot, ao norte, e de Neiva, ao sul, separadas pelo alto de Natagaima (Figura 2.2). Neste alto, afloram rochas vulcano-sedimentares de idade juro-triássica do embasamento (Gonçalves, 2005).



Figura 2.1: Mapas de localização da bacia do Vale Superior do Magdalena (modificado de Schamel, 1991 in Gonçalves, 2005).



Figura 2.2: Arcabouço estrutural da bacia do Vale Superior do Magdalena (modificado de Schamel, 1991 in Gonçalves, 2005).

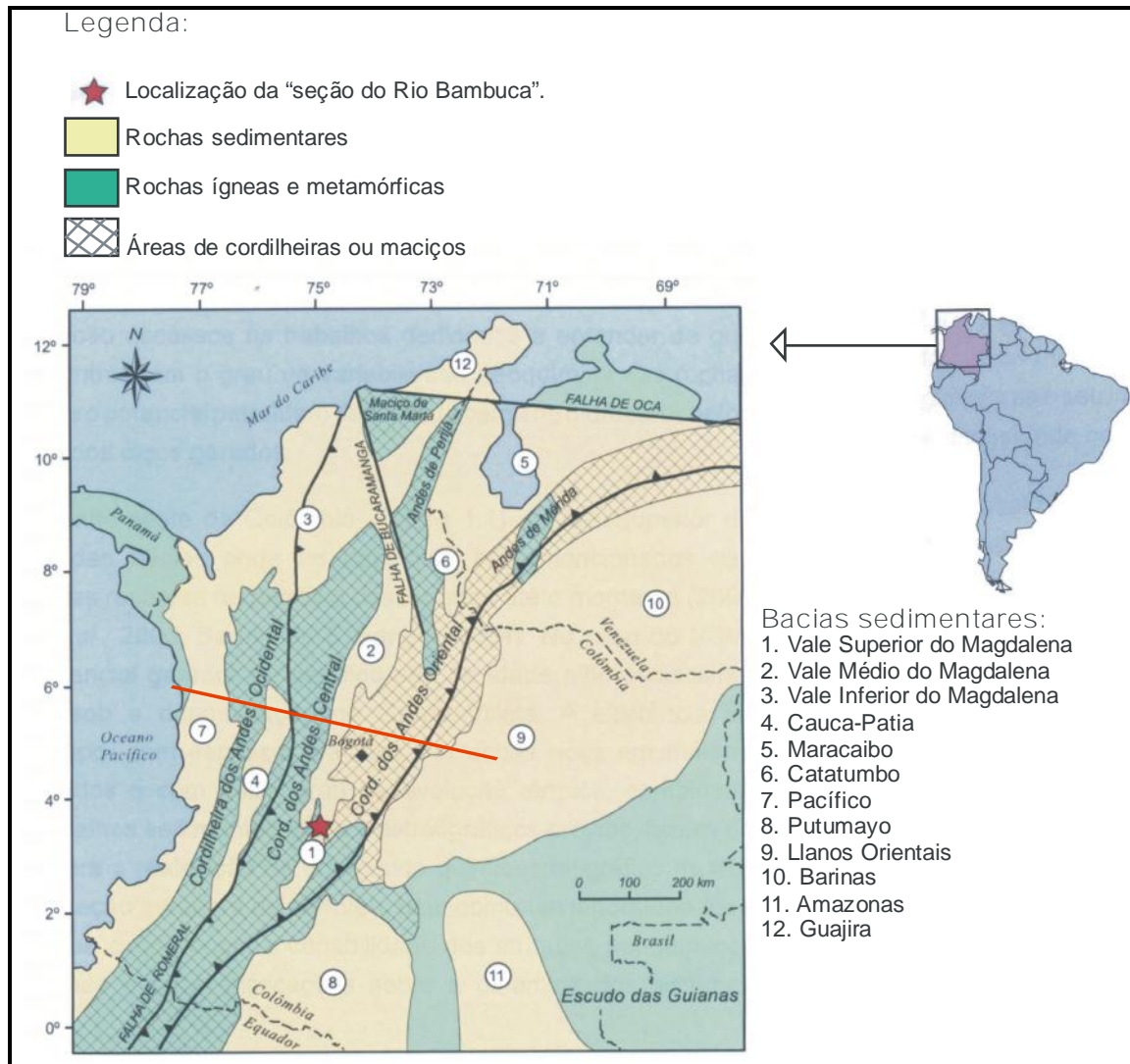


Figura 2.3: Mapa geológico esquemático mostrando a distribuição das áreas sedimentares, das regiões onde afloram rochas ígneas e metamórficas e das principais feições estruturais da Colômbia e regiões vizinhas (simplificado de Schamel, 1991 e Cooper 1995 in Gonçalves, 2005). A linha vermelha no mapa representa a localização aproximada da seção evolutiva da figura 2.4.

2.2 Evolução tectônica da Bacia do Vale Superior do Magdalena (VSM)

O contexto evolutivo tectônico da Bacia do Vale Superior do Magdalena caracteriza-se por uma história geológica composta por várias fases distintas de evolução, refletindo assim uma complexa sucessão de eventos tectônicos que

afetaram a região noroeste da América do Sul (Pindell & Erikson, 1993; Villami & Pindell, 1998; Sarmiento, 2001).

Desta forma, a indústria local voltada para a exploração de petróleo considera as rochas de idade Pré-Cambriana e Paleozóica como embasamento da bacia.

Sabendo da dificuldade da reconstrução da história geológica Pré-Mesozóica, neste capítulo será abordado apenas a história geológica a partir do Mesozóico.

No Neo-Jurássico/Eo-Cretáceo, a subducção da placa tectônica do Pacífico ao longo da margem ocidental do Gondwana deu origem a um sistema de arcos magmáticos e bacias de retro-arco, que se localiza na região que hoje compreende o Vale do Magdalena e as cordilheiras Andina Oriental e Central (Figura 2.3). Além da componente compressiva existente na subducção, um outro componente de caráter transtensional deu origem a uma série de meios grábens formados por falhas normais e preenchidos por depósitos sedimentares e vulcânicos (Schamel, 1991; Cooper, 1995; Villamil *et al.*, 1999; Sarmiento, 2001). Muitos autores que estudaram a região concordam que o arco magmático gerado na subducção Andina provavelmente gerou massas de terra emersas na Colômbia durante o Cretáceo. Há evidências da existência de terras emersas desde o Aptiano/Albiano na Colômbia, onde o arco magmático provavelmente emergia durante as fases de nível de mar baixo (Villamil, 1998).

Durante Hauteriviano/Campaniano, toda a área localizada entre a Falha de Romeral e a cordilheira oriental (Figura 2.3) passou por uma fase de relativa quiescência onde se observa um comportamento de margem passiva resultante de uma menor atividade tectônica (Villamil, 1998). Essas bacias formadas por estes conjuntos de esforços tectônicos descritos acima foram preenchidas por sedimentos predominantemente marinhos, representados litologicamente por folhelhos, calcários, arenitos, cherts, evaporitos e fosfatos. Nesse período a sedimentação foi controlada basicamente por flutuações relativas do nível do mar em grande parte da Colômbia, período este registrado por uma sucessão de ciclos

transgressivos que culminaram na sedimentação de depósitos marinhos finos (folhelhos e calcários pelágicos). Segundo Villamil (1998) o clímax das transgressões marinhas ocorreu no Eo-Turoniano.

Episódios de ressurgência marcam o período geológico compreendido entre o Santoniano e o Campaniano, onde mudanças nas condições paleoceanográficas geraram condições favoráveis à deposição generalizada de cherts (Marcellari & de Vries, 1987; Villamil *et al.*, 1999).

Durante Maastrichtiano/Eopaleoceno uma grande bacia *foreland* se desenvolveu graças ao soerguimento da paleocordilheira Central e a acreção da Cordilheira Andina Ocidental (Figura 2.4b), mudando assim o ambiente de sedimentação preferencialmente marinho para continental nas áreas atuais das bacias do Vale do Magdalena e dos Llanos e da cordilheira Oriental (Cooper, 1995).

Um aumento na taxa de convergência entre as placas tectônicas Sul Americana e do Caribe, no Eoceno, acarretou em um aumento do evento compressivo, soerguendo e erodindo grande parte do território colombiano originando uma importante discordância de caráter regional (Villamil *et al.*, 1999).

No Oligoceno a tendência de soerguimento continuou, porém apenas no Mioceno que efetivamente começou a fase principal da Orogenia Andina (Figura 2.4c), caracterizada por uma forte deformação e pela inversão das falhas já existentes além da mudança dos depocentros sedimentares cretáceos.

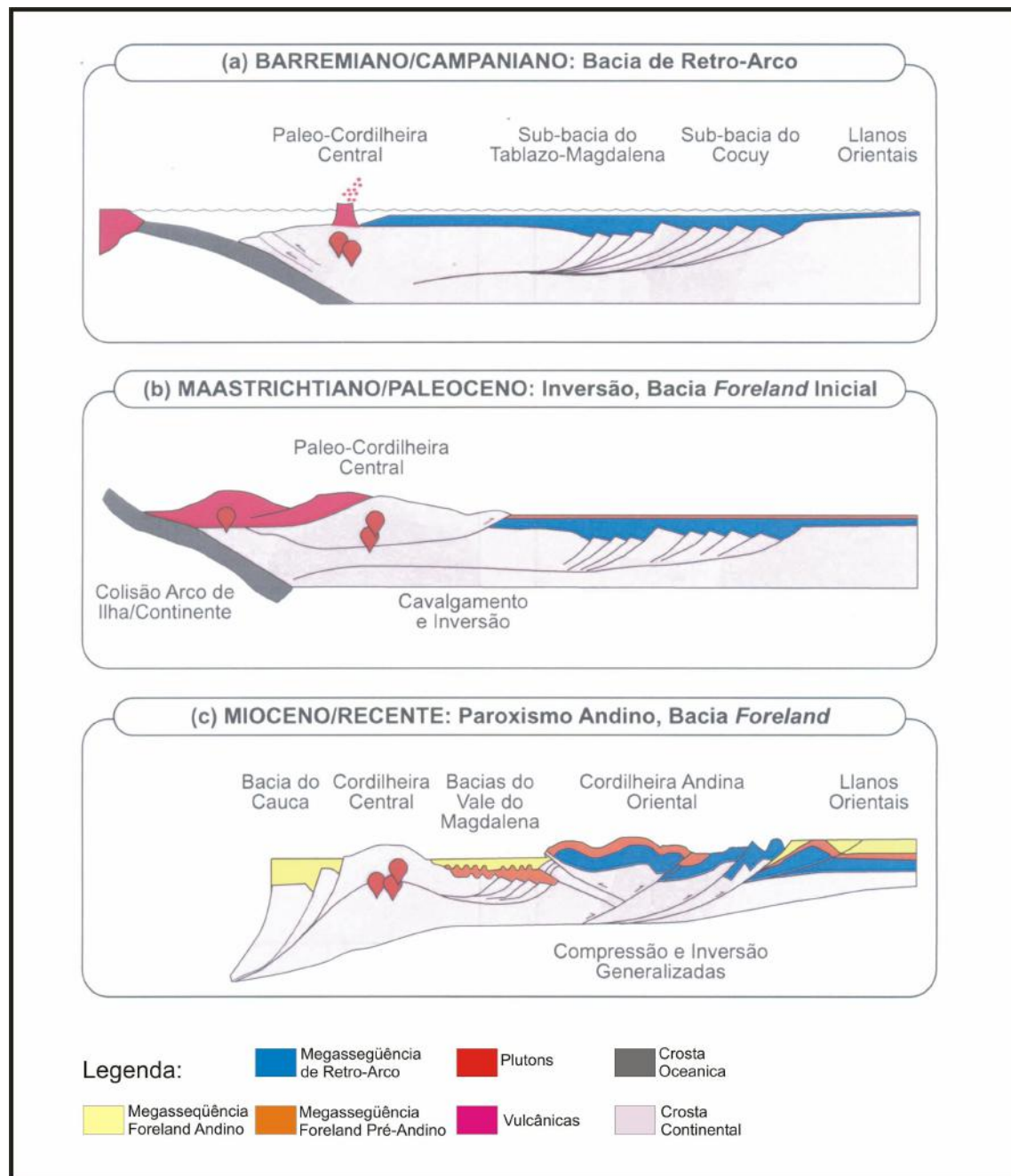


Figura 2.4: Seções geológicas esquemáticas mostrando três etapas da evolução tectono-sedimentar da porção central da Colômbia (modificado de Cooper, 1995 in Gonçalves, 2005).

2.3 As unidades litoestratigráficas da Bacia do Vale Superior do Magdalena

Neste trabalho, será utilizado a coluna estratigráfica simplificada da Bacia do Vale Superior do Magdalena (adaptada de Ecopetrol-ICP, 1994; Figura 2.5) devido principalmente por ser a mais usada na indústria do petróleo na Colômbia.

CRONO-ESTRATIGRAFIA		LITO-ESTRATIGRAFIA			
QUATERNÁRIO		Fm. Gigante			
TERCIÁRIO	Plioc.	Fm. Mesa			
	Mioc.	Gr. Honda			
	Oligoc.	Fm. Barzaloza			
	Eoc.	Gr. Gualanday			
	Paleoc.	Fm. Guaduala			
			Fms. Monserr./Buscav.		
CRETÁCEO	Super.	Maastr./Santon.	Gr. Olini		
		Coniac.	Grupo Villeta		
		Turon.		Fm. La Luna	
		Cenom.		Fm. Bambuca	
	Infer.	Albiano		Fm. Tetuan	
		Aptiano	Fm. Caballos		
		Barrem.	Fm. Yavi		
		Neocom.			
		JURÁSSICO		Fm. Saldaña	

Figura 2.5: Coluna estratigráfica simplificada da bacia do Vale Superior do Magdalena (adaptado de Ecopetrol-ICP, 1994 in Gonçalves, 2005).

Segundo a nomenclatura usada pela Ecopetrol-ICP (1994; Figura 2.5), a formação mais antiga da bacia é a Formação Saldaña, constituída por sedimentos de cor predominantemente vermelha e rochas vulcanoclásticas de idade Jurássica. Esta formação é considerada pela Ecopetrol-ICP como embasamento econômico da bacia. Uma discordância de caráter regional separa a Formação Saldaña da megasseqüência de idade barremiana a paleocênica que é composta pelas formações Yavi e Caballos, os grupos Villeta e Olini e as formações Monserrat, Buscavidas e Guaduala (Figura 2.5).

A formação mais antiga da megasseqüência cretácea é a Formação Yavi de idade barremiana-aptiana, que tem como litologias características os arenitos e siltitos depositados em ambiente continental. De idade aptiana/eo-albiana, a Formação Caballos faz contato com o topo da Formação Yavi e é formada basicamente por arenitos, folhelhos e secundariamente, carbonatos e margas, depositados em ambientes marinhos costeiros. Sobreposta a Formação Caballos, depositou-se o Grupo Villeta que é composto por três formações. A primeira delas a se depositar foi a Formação Tetuan, de idade albiana e é composta principalmente por sedimentos ricos em matéria orgânica que foram depositados e preservados em sua maioria em rochas de granulometria fina como carbonatos, margas e folhelhos de coloração escura. A Formação Bambuca, depositada acima da Formação Tetuan e a baixo da Formação La Luna, é formada por litologias de idade cenomaniana tais como folhelhos, margas, carbonatos e, em menor proporção, arenitos. Já a Formação La Luna é a última formação a ser depositada pelo Grupo Villeta, de idade turoniana/coniaciana, é composta principalmente pelas rochas carbonáticas, seguidas pelos folhelhos e margas. Como a Formação Tetuan, todo grupo Villeta é riquíssimo em matéria orgânica indicado nas rochas pela coloração escura. O Grupo Olini, depositado entre o Santoniano e o Campaniano, é composto por cherts, folhelhos, carbonatos e fosfatos. As Formações Monserrate e Buscavidas são representadas preferencialmente por arenitos de ambiente de sedimentação tipicamente marinho raso e costeiro depositados no Maastrichtiano. A Formação Guaduala é a última formação da megasseqüência Barremiano/Paleoceno e ela é constituída por siltitos e arenitos

de ambiente continental a marinho raso (parálico), rochas essas datadas do Paleoceno.

Uma importante discordância regional que começa no neo-paleoceno e termina no eo-eoceno marca o início de uma sucessão de seqüências molássicas de idade meso/neo-eoceno ao recente. Esta nova sucessão de seqüências é constituída, na ordem que se sucedeu a deposição dos eventos, pelo Grupo Gualannday, Formação Barzalozza, Grupo Honda, Formação Mesa e Formação Gigante. Seus contatos são marcados por discordâncias angulares e estas unidades são compostas basicamente por conglomerados e arenitos depositados em ambientes lacustres, aluviais e fluviais.

2.4 Evolução Tectono-Sedimentar da Bacia do Vale Superior do Magdalena

De forma simplificada a história de deposição dos sedimentos na bacia teve um início que reflete o ambiente de deposição característico de uma extensa bacia retro-arco que cobriu grande parte do noroeste da América do Sul durante grande parte do Cretáceo. As formações Yavi e Caballos e os grupos Villeta e Olini são as unidades que representam à sedimentação desta bacia de retro-arco.

As formações Monserrate, Buscavidas e Guaduala são os registros sedimentares que constituíram a fase de bacia *foreland* (Cooper, 1995), esta fase se deu entre o Maastrichtiano ao Eopaleoceno devido o soerguimento da cordilheira Central e a acreção da cordilheira Andina Ocidental.

No Eoceno, o evento de compressão culminou no soerguimento e erosão das rochas mais antigas, gerando uma importante discordância angular de caráter regional. Durante grande parte do Terciário, o soerguimento e a erosão das cordilheiras Andina Central e Oriental geraram a deposição das seqüências molássicas típicas de uma bacia intermontana, formando os grupos Gualanday e Honda, e formações Barzalozza, Mesa e Gigante.

2.5 Caracterização litológica da Formação Tetuan

Segundo Gonçalves (2005), a Formação Tetuan tem duzentos e dez metros de espessura total e pode ser fragmentada em três segmentos (inferior, médio e superior) com características litológicas distintas (Figura 2.6).

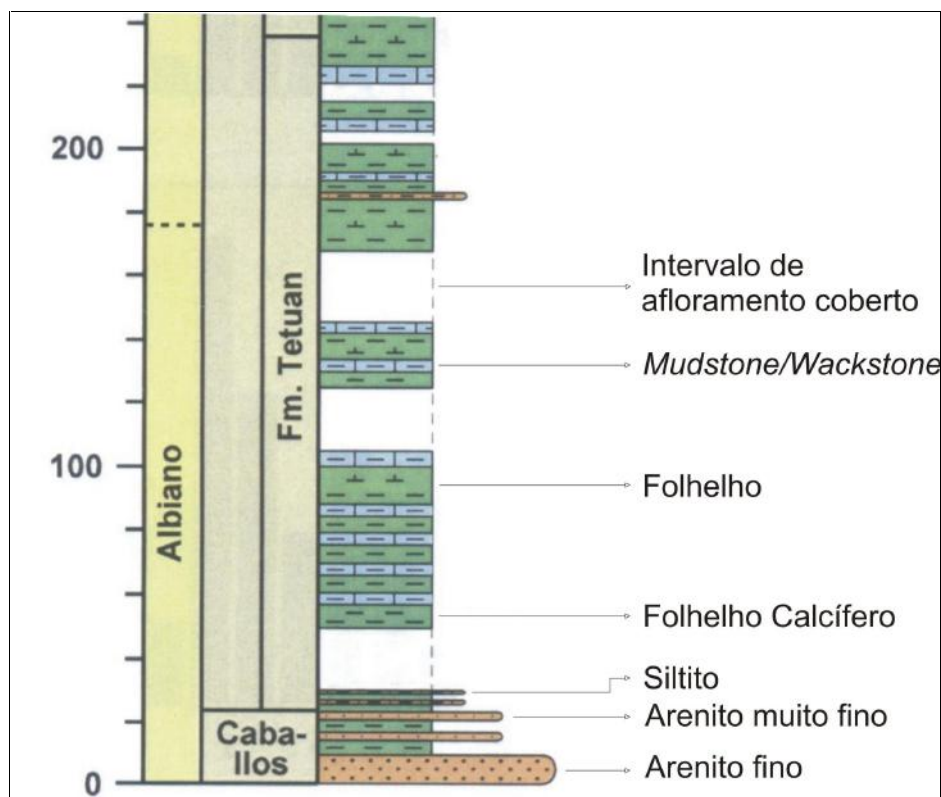


Figura 2.6: Coluna estratigráfica das Formações Caballos e Tetuan da “seção Rio Bambuca”, levantada ao longo do rio homônimo, no flanco noroeste da sub-bacia de Neiva, Vale Superior do Magdalena (Gonçalves, 2005).

Com cerca de cinquenta metros de espessura, o segmento inferior é composto essencialmente por folhelhos com laminação plano-paralela fina e coloração cinza-escuro à negra, intercalados localmente com camadas finas de calcários, apresentando em geral baixos conteúdos de carbonatos (Figura 2.6). Ao

microscópio, os folhelhos apresentam pirita disseminada, fragmentos de bivalves e peixes e níveis submilimétricos de carapaças de foraminíferos.

O segmento médio, com cerca de setenta e cinco metros de espessura, caracteriza-se basicamente pela alternância entre camadas de folhelhos e calcários. Os folhelhos apresentam coloração cinza escura à negra e laminação plano-paralela fina. Ao microscópio observa-se, além da alta proporção de matéria orgânica, a presença freqüente de pirita disseminada, fragmentos de bilvalves e peixes e níveis submilimétricos de carapaças de foraminíferos. Concreções calcíferas também são abundantes nessa parte da unidade.

As camadas de calcário do segmento basal da unidade consistem de *mudstones* e *wackestones* (classificação de Dunhan, 1962) com abundantes foraminíferos planctônicos parcialmente recristalizados. Possuem coloração cinza-claro, e mostram aspecto maciço ou laminação plano-paralela.

O segmento superior também compreende um espesso pacote de oitenta e cinco metros de folhelhos calcíferos e calcários intercalados. No entanto, ao contrário do que se observa no segmento basal, a alternância entre as duas litologias não é uniforme, notando-se, além do predomínio global dos folhelhos sobre os carbonatos, um incremento na freqüência e espessura de camadas de folhelhos em direção ao topo da unidade. Os folhelhos mostram, de modo geral, as mesmas características observadas no segmento basal, tais como a coloração cinza-escuro à negra, laminação plano-paralelo fina, presença de níveis submilimétricos de carapaças de foraminíferos plantônicos, lâminas de material carbonoso, abundante pirita disseminada e fragmentos de bivalves e peixes e grãos.

As rochas carbonáticas do segmento superior apresentam coloração cinza-claro, ocorrendo em camadas maciças ou com laminação plano-paralela, ou sob a forma de nódulos concordantes com a laminação. As camadas de calcário desse segmento também consistem de *mudstone* e *wackestones*. Ao microscópio, esses calcários mostram-se intensamente dolomitizados, apresentando uma elevada

proporção de fósseis de foraminíferos recristalizados, bem como de fragmentos de conchas de bivalvos, peixes e outros bioclastos fosfatizados.

Cabe ressaltar a ocorrência, próximo ao topo do segmento superior, de uma camada de siltito interrompendo abruptamente a alternância calcário-folhelho característica desta unidade (a aproximadamente cento e oitenta e cinco metros).

2.6 Estratigrafia de Seqüências da Formação Tetuan

A abrupta mudança de fácies de arenitos marinhos proximais/costeiros da Formação Caballos, para fácies de folhelhos e calcários pelágicos de ambiente marinho profundo, já na base da Formação Tetuan, indicam um considerável aumento no nível de base, evidenciando assim a mudança de um trato de sistemas de mar baixo para um trato de sistemas transgressivo. A sedimentação desses tratos de sistemas é avaliada como resultado do evento de subida regional do nível do mar do Albiano verificado ao longo da Bacia do Vale Superior do Magdalena e na cordilheira Oriental (Villamil, 1998).

Na cota de noventa metros (Figura 2.6), ainda na parte inferior da Formação Tetuan, um pacote de carbonatos e folhelhos escuros com elevados teores de carbono orgânico (Tabela 6.4) é caracterizado como uma superfície de inundação máxima que registra o pico de transgressão do albiano.

Acima da superfície de inundação máxima da Formação Tetuan, no segmento médio/superior, ocorre um progressivo aumento da freqüência e espessura dos pacotes de folhelho em relação à freqüência e espessura das camadas de carbonatos pelágicos. Esta mudança na deposição dos sedimentos é interpretada como um evento progradante em condições de nível de base alto, caracterizando assim um trato de sistemas de mar alto sedimentados no Neo-albiano ao Eo-cenomaniano ao longo de toda Bacia do Vale Superior do Magdalena (Villamil, 1998).

Na cota de cento e oitenta e cinco metros (Figura 2.6), uma camada delgada de siltito entre a seção de intercalações folhelho-carbonatos é interpretada como o registro da queda relativa do nível de base ocorrida no Cenomaniano inferior.

3. Métodos e técnicas

Para a realização do estudo de palinofácies é necessário isolar (concentrar) o querogênio do material amostrado. O querogênio então passa por procedimentos técnicos para a confecção das lâminas organopalinológicas, que são analisadas em microscopia em luz branca transmitida e fluorescência.

3.1 Técnicas de preparação das amostras para análise de palinofácies

A preparação do material para análise de palinofácies utilizou os procedimentos palinológicos padrões, não oxidativos, descritos por Tyson (1995) e Mendonça Filho (1999). Este procedimento consistiu na trituração do material, utilizando moinho manual, em fragmentos de aproximadamente 5 mm.

O primeiro estágio desta técnica de maceração por acidificação inicia-se com a adição de ácido clorídrico (HCl), a fim de eliminar a fração mineral carbonática possivelmente presente na amostra. Após 18 horas, descarta-se o resíduo ácido e as amostras foram lavadas em água destilada, em um processo de decantação, por três vezes consecutivas.

O segundo estágio de maceração por acidificação visa a eliminação de silicatos, utilizando-se ácido fluorídrico (HF) 100 ml ou uma quantidade suficiente para recobrir todo material). Após 24 horas deste processo, fez-se o descarte simultâneo do resíduo ácido, seguida da lavagem das amostras por três a quatro vezes.

Após a operação de eliminação dos silicatos, adicionou-se aproximadamente 50 ml de HCl à 32% para a remoção de cristais de fluorsilicatos que poderiam ter sido precipitados durante o tratamento com HF.

Tal solução permanece em repouso por 1 hora. Depois deste procedimento, faz-se novamente o descarte de resíduos ácidos e a lavagem do material com água destilada por três vezes consecutivas.

Após a operação de eliminação de fluorsilicatos, descarta-se a fração granulométrica maior que 1,68 mm, correspondente à fração do material que não reagiu com os ácidos. A amostra contida no bécher foi transferida para o sistema peneira/tubo de 250 ml, onde se verte a água, mantendo a amostra em meio aquoso, precipitada no fundo do tubo.

A próxima etapa da preparação das amostras consiste na separação por flotação utilizando um líquido de densidade intermediária entre o material orgânico e inorgânico, com o objetivo de separar a fração orgânica da fração inorgânica residual. Transporta-se a amostra para tubos de ensaio de 50 ml, onde foi adicionado, no mínimo, o dobro de sua quantidade de cloreto de zinco (ZnCl_2), densidade 1,9 a 2 g/cm^3 . Após tal processo, coloca-se o tubo no agitador por 15 minutos para homogeneizar a amostra, e em seguida transfere-se o tubo para Centrífuga por 30 minutos (velocidade 2000 rpm), onde ocorre a separação do material em duas frações.

A fração sobrenadante (material orgânico) foi retirada dos tubos e transportada para tubos de 200 ml devidamente identificados e o precipitado foi descartado.

A etapa seguinte visa a eliminação do ZnCl_2 e a separação do material orgânico em duas frações distintas, a primeira $> 20 \mu\text{m}$ e $< 200 \mu\text{m}$, a segunda $> 200 \mu\text{m}$ e $< 1,68 \text{ mm}$. Esta etapa consistiu no peneiramento seguido de desagregação do material através de lavagem com HCl. Neste procedimento transfere-se $\frac{3}{4}$ da amostra contida no tubo de 50 ml para um bécher de 200 ml através de uma peneira de PVC de malha de $200 \mu\text{m}$. Aos poucos, foi transferido o conteúdo do bécher para uma peneira em acrílico de malha $20 \mu\text{m}$ sob contínua ação de água, até que a amostra estivesse totalmente peneirada e completa a eliminação do ZnCl_2 . À fração adquirida por este processo adicionam-se algumas gotas de ácido clorídrico à 20%, e água destilada para posterior processo de lavagem efetuado por três vezes consecutivas. Posteriormente, recolhe-se o resíduo obtido em vidros (30 ml) devidamente identificados para o procedimento de montagem da lâmina.

3.1.1 Técnica de confecção das lâminas organopalinológicas

Para a preparação das lâminas organopalinológicas utilizou-se uma lâmina de vidro (24 x 76 mm), devidamente identificada com etiqueta, que recebeu duas lamínulas (24 x 32 mm), uma com o material orgânico na fração > 20 µm e < 200 µm e a outra com o material orgânico na fração > 200 µm e < 1,68 mm da seguinte maneira: sobre uma chapa aquecida entre 40°C e 50°C, colocou-se na parte superior da lâmina três gotas de goma de acácia e uma gota da solução contendo o material orgânico que, posteriormente, foi espalhado sobre a lâmina, utilizando-se de algumas gotas de água destilada.

Após a secagem do material sobre a lâmina, esta recebeu três gotas de Entellan-Merck (resina) e a lamínula (24 x 32 mm) para colagem.

Após a secagem da lâmina com as lamínulas sobrepostas, fez-se a sua limpeza, eliminando-se o excesso de resíduo de suas bordas.

3.2 Técnicas de microscopia usadas na análise palinofaciológica

3.2.1 Microscopia em luz branca transmitida

A análise das lâminas organopalinológicas em microscopia em luz branca transmitida com objetivas de 20x e 40x, tem como objetivo a identificação e classificação dos componentes orgânicos presentes na lâmina. O grau de alteração térmica (maturidade) da matéria orgânica particulada, também é analisada sobre a ótica da luz branca transmitida através do Índice de Coloração dos Esporos (ICE).

3.2.2 Microscopia em luz azul incidente (fluorescência)

Quando excitada, com luz azul ou ultravioleta de uma lâmpada de mercúrio, a matéria orgânica apresenta uma fluorescência natural (“autofluorescência”), essa “autofluorescência” distingue-se da fluorescência obtida por tingimento artificial com componentes fluorocromados, técnica usada em estudos microbiológicos (Tyson, 1995).

A fluorescência foi utilizada em cada lâmina para auxiliar na identificação dos componentes orgânicos, além de determinar o estado de preservação (potencial redox) dos mesmos, proposto por Tyson (1995) em uma escala de coloração de fluorescência (Tabela 3.1).

O microscópio utilizado foi o Zeiss modelo AXIOSKOP 2 PLUS, com fonte de fluorescência, com lâmpada de mercúrio HBO-100W e objetivas de 20x e 40x.

Tabela 3.1: Escala de coloração de fluorescência (Tyson, 1995).

Escala numérica	Características da matéria orgânica em fluorescência
1	querogênio se apresenta completamente sem coloração de fluorescência, exceto alguns raros palinomorfos fluorescentes, especialmente algas ou cutículas a) matéria orgânica muito rara (<5%)/ausente b) matéria orgânica amorfa presente (comum a abundante)
2	a maioria dos palinomorfos apresenta fluorescência, porém a matriz da matéria orgânica amorfa autóctone (derivada do plâncton) permanece predominante sem fluorescência a) palinomorfos exibem fluorescência amarelo-laranja fraca (esmaecida) b) palinomorfos exibem fluorescência verde-amarelada
3	a maioria dos palinomorfos apresenta fluorescência; a matriz da matéria orgânica amorfa exibe uma coloração de fluorescência fraca
4	a matriz da matéria orgânica amorfa exibe uma coloração de fluorescência moderada e heterogênea (visível, porém claramente de menor intensidade que os palinomorfos "in situ")
5	a matriz da matéria orgânica amorfa exibe uma coloração de fluorescência forte e heterogênea (intensidade próxima aquela dos palinomorfos "insitu")
6	a matriz da matéria orgânica amorfa exibe uma coloração de fluorescência muito forte e mais heterogênea, brilho amarelo, como as telalginitas

3.2.3 Índice de coloração de esporos (ICE)

A análise sob luz branca transmitida permite determinar o Índice de Coloração de Esporos (ICE) (podendo ser feito nos grãos de pólen). Este parâmetro consiste em uma escala de variação de cores numeradas seqüencialmente de 1 a 10 (Figura 3.1), constituída para descrever o incremento do grau de diagênese orgânica (maturação) dos sedimentos (Fischer *et al.*, 1980).

Gutjahr (1966) realizou as primeiras pesquisas para utilizar a variação de coloração de esporos e grãos de pólen como uma indicação do estágio de maturação térmica, observando uma variação na coloração dessas partículas desde o amarelo até o marrom escuro, aplicando o termo “carbonização” para este processo de alteração térmica.

Correia (1971) constatou que as variações de colorações dos esporos e grãos de pólen, com o aumento da temperatura eram mais favoráveis para uma correlação.

Barnard *et al.* (1981), adotou uma tabela (Figura 3.1) que apresenta uma escala que varia de 1-10 e intervalos na ordem de 0,5 para uma melhor definição a variação de temperatura. A escala de (ICE) (Figura 3.1) associada com os valores de poder refletor da vitrinite, temperatura e tempo (milhões de anos) (Figura 3.2) foram propostas por Barnard *et al.*, (1981) e foi utilizada para a determinação do grau de maturação térmica das amostras estudadas neste trabalho.

Índice de Coloração de Esporos

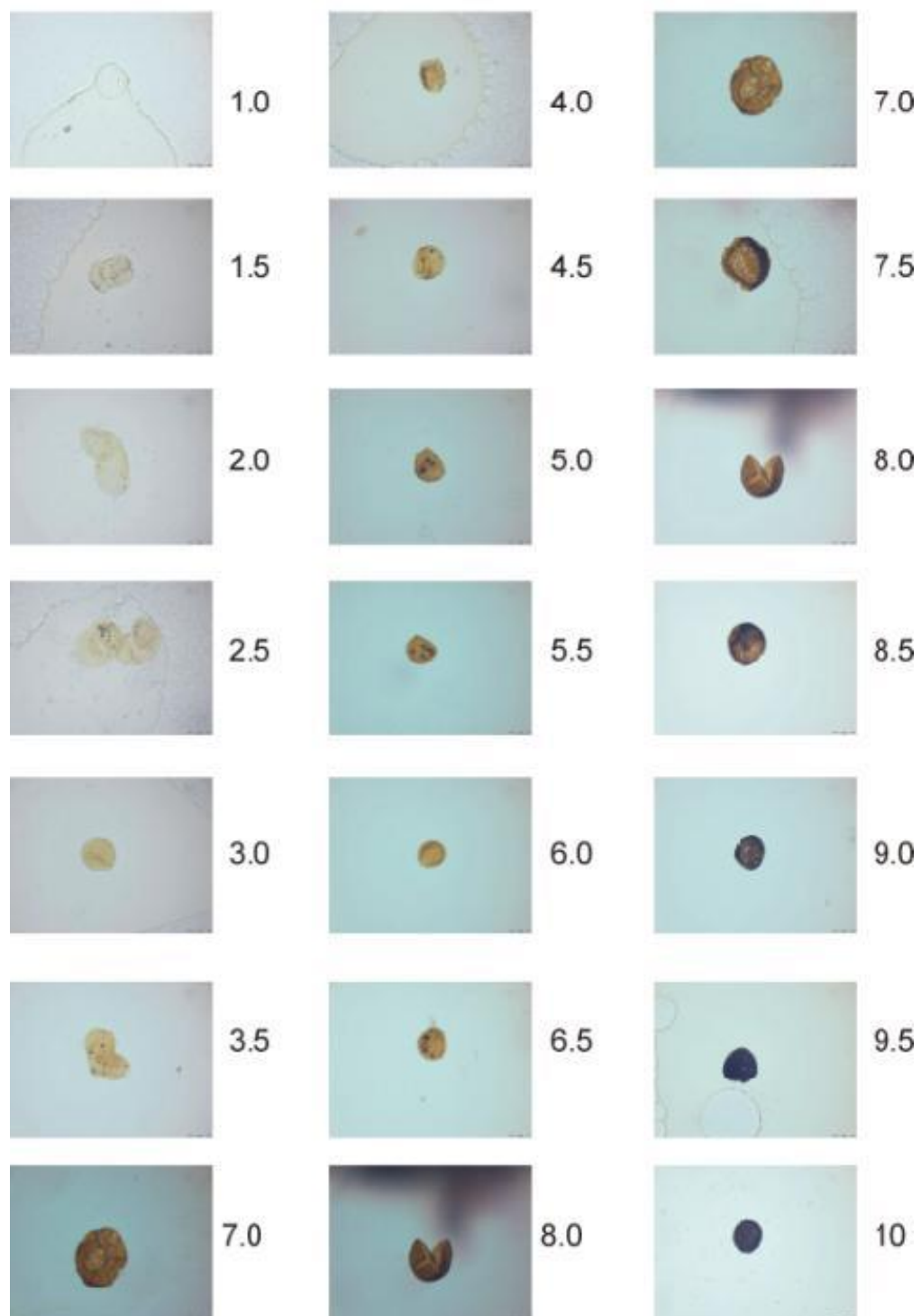


Figura 3.1: Escala de Índice de Coloração de Esporos (ICE), Barnard *et al.* (1981), padrão Robertson Research.

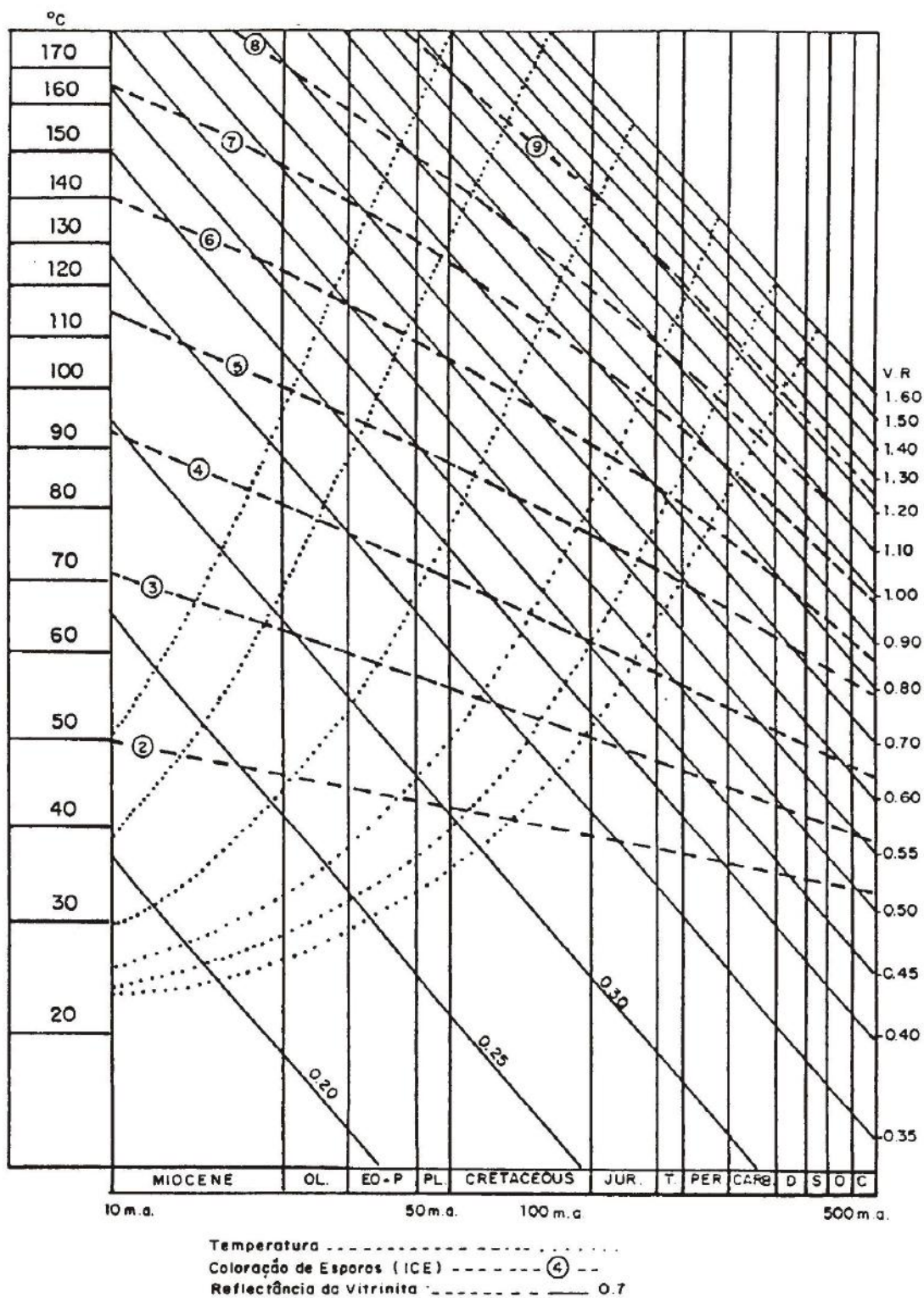


Figura 3.2: Relação entre o tempo (milhões de anos), Temperatura (°C) e Maturação (ICE e %Ro) (Barnard *et al.* 1981).

3.3 Obtenção dos dados palinofaciológicos

3.3.1 Contagem dos componentes orgânicos

O método de contagem da matéria orgânica particulada em lâminas organopalinológicas tem como objetivo quantificar os componentes orgânicos. A contagem é feita manualmente em objetiva com aumento de 20x e retículo cruzado graduado. Foram contados no mínimo 300 pontos de matéria orgânica particulada em folhas de contagem (Tabela 3.2), obedecendo à classificação proposta (Tabela 3.3). A contagem foi feita através de seções retas na lâmina, na qual, todas as partículas nas bordas e vizinhas a graduação do retículo foram contadas, com exceção das que se apresentaram inferior a metade do tamanho original.

Utilizou-se o sistema combinado de microscopia em luz branca transmitida e fluorescência, para a caracterização e classificação do material orgânico presente nas lâminas.

Tabela 3.2: Ficha utilizada para a contagem dos componentes orgânicos

AMOSTRA	Palinomorfos						
	P. Continental		Microforaminíferos				
			Prasinófitas				
			Dinocistos				
			Acrítarcas				
			<i>Pediastrum</i>				
			<i>Botryococcus</i>				
	Fitoclasto		Não Bioestruturado		Membrana		
					Degradado		
					Não Degradado		
			Opaco			Estrificado	Cutícula
							Estriado
							Listrado
							Bandado
							Perfurado
							Corrido/Pseudomorfo
							Alongado
							Equidimensional
							Amorfa
	MOA heterog. Não fluor						
	MOA heterog. Fluor						
	MOA homog. Não fluor						
MOA homog. fluor							

Tabela 3.3: Classificação geral dos principais componentes da matéria orgânica (baseado em Tyson 1995; Mendonça Filho *et al.*, 2002).

GRUPOS & SUBGRUPOS			ORIGEM	DESCR
Fitoclastos	Opaco		Derivado de tecidos lenhosos de vegetais.	Partícula de cor preta de forma inter
	Não-opaco			Partícula de cor marrom, poder
	Cutícula		Derivado de folhas de vegetais superiores.	São partículas de coloração a delgadas em forma de lâminas demonstrar boas es
	Membrana		Não celular.	São partículas de coloração am comumente com aparênci
Matéria Orgânica Amorfa			Material orgânico derivado de ataque microbiológico.	Material não estruturado e com laranja-vermelho; laranja-marrom como palinomorfos, fitoclastos, fluores
Palinomorfos	Esporomorfo	Esporos	Palinomorfo terrestre produzido por pteridófitos, briófitas e fungos.	Palinomorfo de forma triangular o trilete ("Y") ou monolete (uma c
	Microplâncton marinho	Prasinófitas	Microfósseis produzidos por pequenas algas quadriflageladas.	Maioria, como Tasmanites, são e Pré-Cambria
		Dinoflagelados	Microfósseis produzidos por seres que tem um ciclo de vida meroplancônico.	Os morfotipos de cistos de dinofla entre "proximato" (de parede sin significantes), "corato" (essencial com espinhos longos) e "cavate separ
		Acritarca	Origem incerta.	Possui forma variada, econtrou-núcleo e diversos tentáculos. T
	Microplâncton de água doce	<i>Botryococcus</i>	Alga Chlorococcale.	Colônias globular irregular; taman com vários lóbulos; laranja m
	Zoomorfos	Escolecodonte	Origem Animal.	É reconhecido principalmente por p "serrote". C
		Microforaminífero		Película interna que reveste a ca interna quitinosa; marrom; câma escu

3.4 Tratamento dos dados

Após a contagem das partículas orgânicas foi realizado tratamento estatístico com os dados obtidos. Estes dados foram recalculados para valores percentuais relativos aos grupos e subgrupos da matéria orgânica e submetidos a análises de agrupamento.

3.4.1 Análises de grupamento

A análise de agrupamento procura agrupar amostras com as mesmas características bióticas e abióticas, ou associar espécies em comunidade, de acordo com o objetivo do seu trabalho (Valentin, 2000 apud Menezes, 2002) e tem larga aplicação em estudo de paleocomunidades.

3.4.1.1 Análise de Agrupamento *Modo-Q*

A análise de agrupamento pelo *modo-Q* possibilitou agrupar as amostras com base nos percentuais relativos dos grupos e subgrupos de componentes da matéria orgânica (apud Menezes, 2002).

3.5 Preparação preliminar das amostras para análises organogeoquímicas

As amostras passaram primeiramente por um processo de limpeza para o descarte de impurezas, tais como contaminação de solo, partes alteradas, material alóctone, etc. Depois foram lavadas em água corrente e secas em estufa a 40^oC. Esse procedimento e as análises químicas descritas a seguir foram realizadas nos

laboratórios do Instituto Colombiano de Petróleo, localizado na cidade de Bucaramanga (Colômbia).

3.5.1 Carbono Orgânico Total (COT)

A amostra primeiramente deve ser pulverizada e peneirada a 0,177 mm (80 mesh), posteriormente ela é pesada com cerca de 0,25-0,26 grama da amostra em Cadinho de porcelana filtrante. Depois desse processo a amostra é acidificada com ácido clorídrico (HCl) 6N, a quente, durante uma hora, com o objetivo de eliminar por completa a fração carbonática.

Após este procedimento, a mostra foi lavada durante 4 horas, no mínimo, com água quente, para a eliminação total dos cloretos, fazendo-se, no final deste processo, teste com nitrato de prata (AgNO_3), para verificar a presença de carbonato, para não ocorrer erros analíticos. Em seguida a mostra foi secada numa estufa a temperatura em torno de 80°C , sendo novamente pesada.

3.5.2 Pirólise *Rock-Eval*

O processo de maceração da amostra é semelhante ao do carbono orgânico total, onde cerca de 15 a 20 mg de amostra de rocha pulverizada a 0,177 mm (80 mesh) é colocada nos cadinhos do pirolisador para análise.

3.6 Análises organogeoquímicas

3.6.1 Carbono Orgânico Total (COT)

Segundo Tissot & Welte (1984) a matéria orgânica preservada em rochas sedimentares é quantificada através do conteúdo de carbono orgânico total (COT), sendo que este valor consiste na soma dos valores da matéria orgânica insolúvel

em solventes orgânicos (querogênio) e da matéria orgânica solúvel a solventes orgânicos (betume), porém o valor do betume geralmente é constante entre 0,1% e 0,2% aproximadamente.

Littke (1993) propôs uma equação para determinar o conteúdo de matéria orgânica sedimentar, porém o conteúdo de carbono orgânico do querogênio deve ser conhecido.

$$\text{M.O.}\%_{\text{peso}} = \text{COT} \times 100 / \% \text{ carb. Contido no querogênio}$$

Segundo Jarvie (1991) a abundância de matéria orgânica em sedimentos é geralmente expressa pela percentagem em peso relativo de carbono orgânico. Entretanto o querogênio não é composto só por carbono, há também quantidades significativas de oxigênio (2-20%), hidrogênio (2-10%), nitrogênio (0-4%) e enxofre (0-4%) principalmente (Tissot & Welte, 1984). Esses valores variam por vários fatores tais como: a origem, idade, estado de preservação e o estado de evolução térmica da matéria orgânica.

Um dos primeiros cientistas a relacionar os valores de carbono orgânico total com a capacidade que uma rocha tem de gerar hidrocarbonetos foi Ronov. Ronov (1958) verificou que o conteúdo mínimo necessário de carbono orgânico total para que folhelhos sejam rochas geradoras gira em torno de 0,5%.

Gehman (1962) extimou o conteúdo mínimo de carbono orgânico para rochas sedimentares carbonáticas em torno de 0,3%.

Para Peters & Cassa (1994) o potencial de geração de hidrocarbonetos pode ser quantificado através dos valores obtidos pelo COT (Tabela 3.4)

Tabela 3.4: Tabela do Potencial de Geração de acordo com COT (modificado de Peters & Cassa 1994).

Potencial de Geração	COT (%)
Baixo	0 0,5
Médio	0,5 1
Alto	1 2
Muito Alto	2 4
Excelente	>4

Segundo Tissot & Welte (1984), o teor de carbono orgânico total (COT) é um indicador da quantidade de matéria orgânica presente em um sedimento ou rocha sedimentar. Esta quantidade, por sua vez, é produto final da interação entre três fatores principais: (1) abundância de biomassa disponível para acumulação, (2) grau de alteração da matéria orgânica durante a deposição, e (3) taxa de sedimentação.

Para a indústria de modo geral, os folhelhos devem ter teores de carbono orgânico igual ou superiores a 1% para serem consideradas potenciais rochas geradoras de hidrocarbonetos em quantidades comerciais, já no caso dos calcários o limite inferior e geralmente estabelecido entre 0,2 a 0,4%.

Com o objetivo de avaliar a natureza da matéria orgânica presente, a análise de COT de ser usada em conjunto com outros métodos, como por exemplo, a pirólise *Rock-Eval* (Bustin, 1988; Tyson 1989; 1995; Bordenave *et al.*, 1993 apud Mendonça Filho, 1999) e ou dados de estudos ópticos.

O conteúdo de querogênio presente nos sedimentos imaturos, exceto o carvão, depende de sua natureza orgânica. Estudos realizados por Tissot & Welte constataram que o tipo de querogênio pode ser expresso pelo valor de COT

multiplicado por um fator que varia de 1,25 a 1,48. O valor desse fator indica o tipo de matéria orgânica presente na rocha.

Segundo Bordenave & Espitalié (1993), o teor de carbono orgânico no querogênio Tipo I é por volta de 80%, no querogênio Tipo II é cerca de 64-70% e já no querogênio Tipo III imaturo lenhoso tem aproximadamente 56% de carbono.

3.6.2 Pirólise *Rock-Eval*

Na pirólise *Rock-Eval*, a matéria orgânica contida em pequenas quantidades de amostras de rocha é aquecida em um micro-forno a taxa de 25^oC/min até 600^oC com o objetivo de simular o processo natural de geração de hidrocarbonetos em um curto espaço de tempo (da ordem de 30 minutos), visto que o processo natural de geração de hidrocarbonetos é da ordem de alguns ^oC/M.a (Espitalié *et al.*, 1985).

Durante o experimento, gases são liberados e registrados por uma unidade analógico-digital sob a forma de um pirograma, no qual podem ser observados os três picos denominados de S1, S2 e S3 (Figura 3.4) (Espitalié *et al.*, 1985).

O pico S1 é a quantidade de hidrocarbonetos livres (betume) presentes nos sedimentos ou rochas sedimentares que poderiam ser extraídos por solventes orgânicos. Este pico é adquirido a uma temperatura de até 300^oC e quantificado em mg Hc/g rocha. Segundo Bordenave *et al.*, (1993) o valor do pico mostrado no pirograma possui um erro analítico de aproximadamente 10%.

O pico S2 também é registrado em mg Hc/g rocha e corresponde aos hidrocarbonetos liberados pelo craqueamento térmico primário da matéria orgânica, ou seja, é a quantidade de petróleo que a rocha analisada tem condições de produzir caso seja submetida às condições adequadas de temperatura. Este pico também apresenta aproximadamente 10% de erro analítico (Bordenave *et al.*, 1993) e é atingido a uma temperatura de até 550^oC.

Já o pico S3 corresponde a quantidade de dióxido de carbono CO₂ (em mg CO₂/g rocha) liberado pelo craqueamento térmico do querogênio (Espitalié *et al.*, 1985).

Esses parâmetros podem ser manipulados, a fim de se otimizar as informações obtidas no processo laboratorial da pirólise *Rock-Eval*, tais como: T_{máx}, IH, IP, IO e PG.

T_{máx} é a temperatura máxima alcançada no pico S2 e indica a maturidade térmica da amostra analisada. Valores para T_{máx} inferior a 440°C indicam que a amostra é imatura. Valores entre 440°C e 470°C caracterizam que a amostra é matura. Já temperaturas acima de 470°C indicam que a rocha encontra-se supermatura. Segundo Bordenave *et al.*, 1993 esses valores apresenta um erro analítico de aproximadamente 1°C.

O parâmetro IP (Índice de Produção) é dado pela razão $(S1/(S1+S2) \times 100)$ e indica a quantidade relativa de hidrocarbonetos livres que possam existir na amostra. Peters & Cassa (1994) sugerem os seguintes intervalos de maturação termal para os valores de IP, como mostra a tabela 3.5.

Tabela 3.5: Tabela correlacionando o estágio de maturação termal e o parâmetro IP (modificado de Peters & Cassa, 1994).

Maturação Termal	IP $(S1/(S1+S2) \times 100)$
Imaturo	<0,10
Maturo inicial	0,10 0,15
Maturo Médio	0,25 0,40
Maturo Tardio	>0,40

O Índice de hidrogênio (IH) corresponde à razão $(S2/\%COT) \times 100$ e é expresso em mg Hc/g COT. Esta razão é utilizada para determinar o tipo, origem e estado de preservação do querogênio. A partir dos valores obtidos pelo IH, o querogênio pode ser classificado como: querogênio tipo I variando entre 600 900 mg Hc/g COT, querogênio tipo II variando entre 300 600 mg Hc/g COT e o querogênio tipo III variando entre 0 300 mg Hc/g COT (Espitalié *et al.*, 1985). Segundo Peters & Cassa (1994) o querogênio pode ser classificado de acordo com IH pela tabela 3.6.

Tabela 3.6: Tabela do tipo de querogênio de acordo com o parâmetro IH (modificado de Peters & Cassa, 1994).

Tipo de querogênio	IH
Tipo I	>600
Tipo II	300 600
Tipo II/III	200 300
Tipo III	50 200
Tipo IV	<50

O Índice de Oxigênio (IO) corresponde à razão $(S3/COT)$ e seu valor é expresso em mg CO₂/g COT. Este índice indica a quantidade de dióxido de carbono presente no querogênio e no betume.

Com a soma dos picos S1 e S2 obtem-se o Potencial de Geração que quantifica o potencial gerador de hidrocarbonetos da amostra analisada. Quando o valor de PG é inferior a 2 mg Hc/g rocha (2000 ppm), a amostra não reuniu condições para gerar óleo podendo gerar apenas gás. Com o valor de PG variando entre 2 e 6 mg Hc/g rocha, o pedaço de rocha analisada indica um

moderado potencial para a geração de óleo. Já valores superiores a 6 mg Hc/g rocha, significa que a amostra reuniu boas condições para geração de hidrocarbonetos.

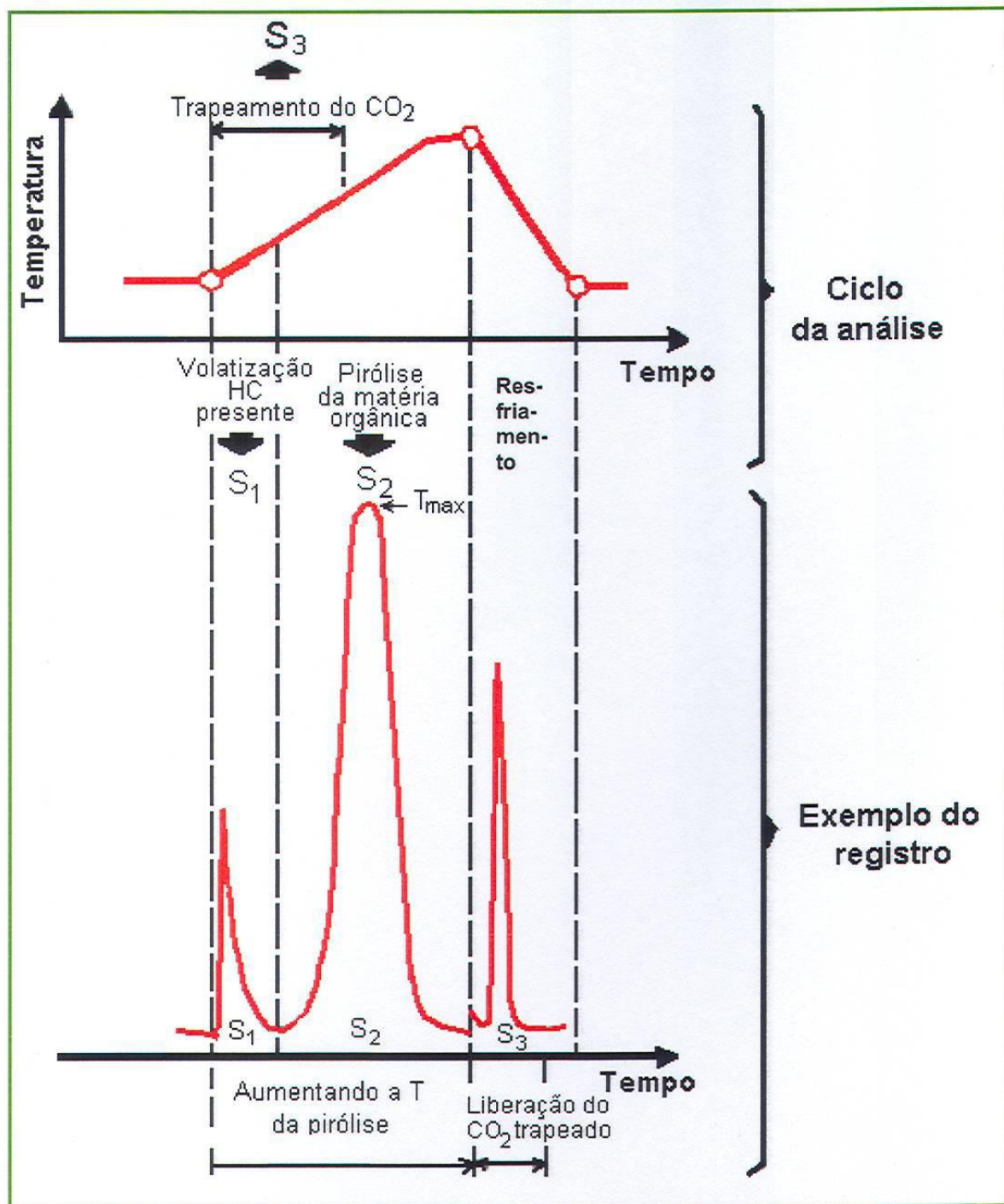


Figura 3.4: Ciclo de análise e exemplo do registro obtido pelo método da Pirólise Rock-Eval, Espitalié et al. (1977), Tissot & Welte (1984).

4 Composição Elementar do Querogênio

O querogênio compreende a fração da matéria orgânica presente nas rochas sedimentares que é insolúvel em solventes orgânicos (Durand, 1980; Tissot & Welte, 1984).

Tabela 4.1: Composição química das principais famílias de compostos presentes na biomassa depositada em bacias sedimentares (Mello & Estrella, 1984 apud Gonçalves 2005).

Biomassa	C (%)	H (%)	O (%)	S (%)	N (%)
Lipídios	80	10	10		
Proteínas	53	7	22	2	16
Lignina	63	5	31	0,1	0,3
Carboidratos	44	6	50		

Segundo Van Krevelen (1961), o querogênio pode ser caracterizado por dois parâmetros geoquímicos, razões elementares de H/C e O/C, evidenciando a origem e a natureza da matéria orgânica presente nas rochas sedimentares. A partir dessas razões, van Krevelen propôs um diagrama que permite distinguir os três tipos básicos de querogênios (Figura 4.1).

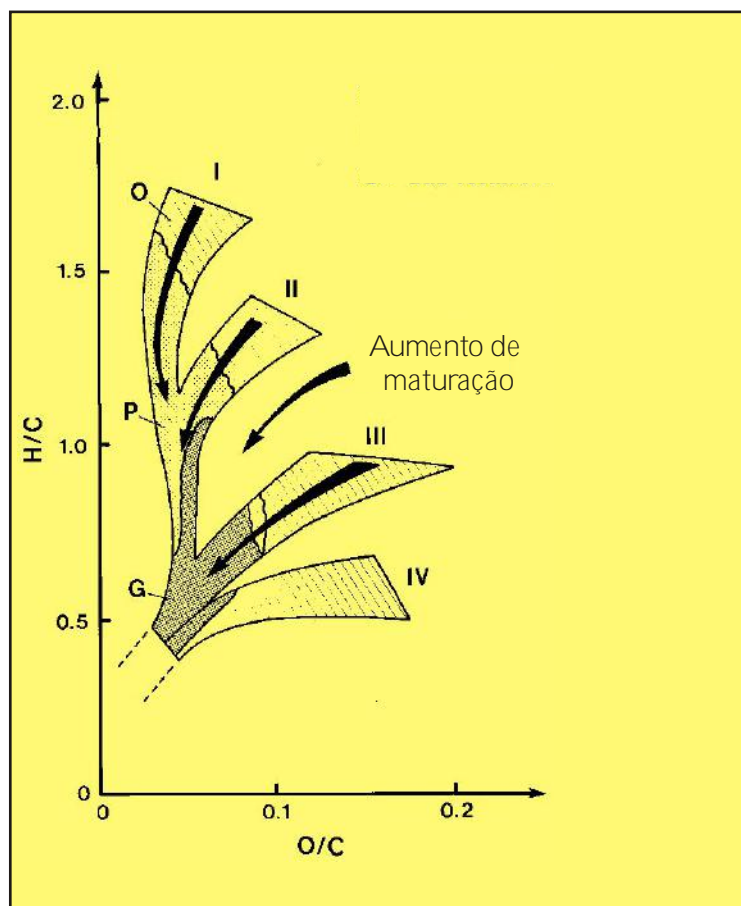


Figura 4.1: Diagrama de Van Krevelen (H/C x O/C) (Tissot & Welte, 1978).

4.1 Classificação do querogênio

O querogênio tipo I é formado por uma alta razão H/C (1,5-1,8) e baixa razão O/C (<0,1). Derivado principalmente de biomassa algálica e/ou microbiana, biomassa essa riquíssima em lipídios. Este querogênio analisado do ponto de vista químico contém principalmente cadeias alifáticas, poucos núcleos poliaromáticos e poucas ligações heteroatômicas. A pequena quantidade de oxigênio é encontrada em ligações do tipo ésteres ($-C=O$). Do ponto de vista paleoambiental, o querogênio tipo I é derivado principalmente da matéria orgânica algal lacustre e seus equivalentes marinhos e de matéria orgânica enriquecida de lipídios por ação microbiana (Tissot & Welte, 1984).

Quando submetido à pirólise, o querogênio tipo I gera uma quantidade de óleo maior que os demais tipos de querogênio.

O querogênio tipo II apresenta razões H/C mais baixas (1,0-1,4) e razões O/C mais altas (<0,2) do que as do tipo I. Como no querogênio tipo I há também muitas cadeias alifáticas, porém nesse querogênio há uma maior concentração de anéis naftênicos e aromáticos. Além disso, o querogênio tipo II também concentra uma quantidade maior de grupos heteroatômicos como cetonas, ácido carboxílico e ésteres. Neste querogênio é possível ter a presença de enxofre com valores expressivos, geralmente localizados nos heterociclos e ligações sulfeto devido principalmente as condições paleoambientais de deposição dos sedimentos e não pela natureza da biomassa sedimentada. O paleoambiente característico desse querogênio é o marinho depositado em ambiente redutor, com uma contribuição de matéria orgânica terrestre como esporomorfos e cutículas de vegetais superiores. Sulfatos, nitratos e outros compostos são também observados no querogênio tipo II causados não pela natureza orgânica do querogênio e sim pela presença de íons livres presentes no ambiente de deposição dos sedimentos que reagem com a matéria orgânica formando esses compostos (Tissot & Welte, 1984).

O querogênio tipo III apresenta razão H/C (<1,0) e razão O/C (>0,2). Formado basicamente por celulose e lignina que são derivadas de vegetais terrestres superiores. Este material orgânico compreende uma porção importante de núcleos poliaromáticos e grupos heteroatômicos como cetona e ácido carboxílico. Já os grupos alifáticos têm menor importância neste tipo de querogênio. Querogênio esse essencialmente derivado de vegetais continentais e muitos detritos vegetais não identificáveis. O querogênio tipo III é pouco favorável à geração de óleo, contudo pode ser gerador de gás (Tissot & Welte, 1984).

Classificação do querogênio:

- Tipo I – Matéria orgânica algal lacustre e matéria orgânica enriquecida em lipídios por ação bacteriana (amorfa).
- Tipo II – Matéria orgânica depositada em ambientes redutores (mais esporos, grãos de pólen, cutículas de vegetais superiores).

- Tipo III – Matéria orgânica lenhosa de vegetais terrestres superiores.

4.2 Classificação da matéria orgânica

A metodologia adotada neste trabalho para identificar a matéria orgânica particulada existente nas lâminas organopalinológicas foi o sistema de classificação geral dos principais componentes da matéria orgânica (idealizado em Tyson, 1995; Mendonça Filho, 1999; Carvalho, 2001; Mendonça Filho *et al.*, 2002) (Tabela 3.3).

4.2.1 Grupo dos Fitoclastos

4.2.1.1 Fitoclastos opacos (pretos)

Os fitoclasto opacos são fragmentos (partículas) de coloração preta, opacos em luz branca transmitida, podendo ser classificadas como: fitoclasto opaco equidimensional, alongados e corroídos (pseudomorfos) (Mendonça Filho, 1999). Apresenta também margens angulares a subangulares e borda (contorno) nítida. Geralmente não apresentam estruturas internas, entretanto algumas partículas podem apresentar perfurações (Tyson, 1989; Tuweni & Tyson, 1994).

4.2.1.2 Fitoclastos não-opacos (translúcidos)

Segundo Tyson (1995) e Mendonça Filho (1999), os fitoclastos não opacos são partículas de coloração variando do amarelo ao marrom muito escuro. Podendo ser subdivida em:

A) Não-bioestruturados – não possuem estrutura botânica interna, variam em tamanho e costumam ser partículas equidimensionais com bordas angulares. Podendo ser subdividido ainda em três tipos:

- Não-degradados – bordas nítidas.
- Corroídos – bordas difusas "fora de foco"; irregulares.
- Pseudoamorfos – geralmente possui coloração marrom clara usualmente equidimensionais; é claramente perceptível o aspecto de matéria orgânica amorfa; particularmente apresentam contornos gradacionais.

B) Bioestruturados – São fitoclastos representados por fragmentos de células traqueídeas de xilema secundário de vegetais superiores; apresentam estrutura botânica interna. São translúcidos, geralmente de coloração marrom, forma eqüidimensional a retangular, estrutura interna visível à luz branca transmitida, e são divididos em:

- Estriados – exibem lineações fibrosas (regulares) finas.
- Listrados – apresentam listras irregulares ou desiguais.
- Bandados – apresentam engrossamento lateral paralelo igual e regular (fusiforme – Tyson, 1989).
- Perfurados – apresentam perfurações escalariformes (Tyson, 1989).

O material estriado, listrado, bandado e perfurado é derivado provavelmente de tecidos traqueídicos de vegetais superiores (Boulter & Riddick, 1986; Tyson, 1989). Estes tecidos lenhosos ainda podem ser divididos em:

- Não-degradados – bordas nítidas (podem ser levemente irregulares ou mesmo lascados).
- Degradados – bordas difusas; aparência “desbotada”.

4.2.1.3 Cutículas

São partículas de coloração amarelo pálido a marrom claro, delgadas em forma de lâmina com contornos nítidos, podendo demonstrar boas estruturas celulares (lados, restos ou paredes celulares circulares), representando a camada de cutina da epiderme de folhas de vegetais superiores. Após um processo de degradação, a superfície da cutícula pode se tornar perfurada, fissurada e parecer heterogênea. Caso em estágio muito alto de degradação (quase total), a cutícula pode parecer com fragmentos de fitoclastos não opacos degradados. Ocasionalmente, podem ocorrer materiais cuticulares não planares, de natureza esponjosa (Parry *et al.*, 1981).

4.2.1.4 Membranas

São partículas de coloração amarelo pálido, apresentando-se usualmente com aparência “desbotada” e transparente. Representa tecido não-celular e tem comumente uma forma irregular com aparência degradada. Em alguns casos poderia ser confundida com fitoclastos não-opacos (marrom) não-bioestruturados degradados que sofreram um desbotamento. A origem deste material pode ser cuticular ou no mínimo epidermal.

4.2.1.5 Hifas de Fungo

São partículas produzidas por restos de fungos que estão geralmente em forma de hifa. Assemelham-se a tubos delgados estreitos, em luz branca transmitida podem ser transparentes ou incolores (Tyson, 1995).

4.2.2 Grupo dos Palinomorfos

4.2.2.1 Esporomorfos

É um termo coletivo para todos os palinomorfos que são derivados de macrófitas terrestres. São divididos em megásporos e miosporos, e será utilizada a seguinte classificação:

4.2.2.1.1 Esporos

Produzidos por plantas pteridófitas, talófitas e briófitas. Tem sua origem em criptógamo, ou seja, em vegetais que não são capazes de se reproduzir por meio de flores, ou apresentam pequeno órgão reprodutor (Playford & Dettmann, 1996). Apresenta marca trilete ou monolete e em fluorescência apresenta coloração variando do amarelo ao laranja.

4.2.2.1.2 Grãos de Pólen

São divididos em monossacados e bissacados. Os monossacados são grãos de pólen de cordaites e coníferas (Taylor & Taylor, 1993). Já os bissacados são grãos de

pólen de coníferas com dois sacos distintos (Traverse, 1988). Em fluorescência apresentam coloração amarelo-esverdeada variável.

4.2.2.2 Microplâncton de água doce

4.2.2.2.1 Alga do gênero *Botryococcus*

Alga coloniais de ambiente principalmente lacustre ocorre em colônias com uma coloração amarelo brilhante em forma botrioidal, podendo se assemelhar aos fitoclastos não-opaco degradado (Whitaker *et al.*, 1992), devido, provavelmente, a um escurecimento na cor da alga. Quando escuras essas algas são reconhecidas somente em fluorescência.

4.2.2.2.2 Algas do gênero *Pediastrum* (Família Hydrodictyaceae)

Este é o outro gênero comum de algas Chlorococcales fósseis. O registro geológico deste gênero se estende desde o Cretáceo Inferior (Barremiano) até o Recente. As colônias de *Pediastrum* apresentam forma característica não-muscilaginosa, de unidades discoidais, que são uma camada espessa de células com contorno circular denteado, chamadas “cenóbio” (colônias de algas onde as células sempre ocorrem e comportam-se como uma unidade única integrada, tendo um arranjo e número específico que não é alterado com a maturidade dos indivíduos. O cenóbio de *Pediastrum* apresentam usualmente diâmetro na ordem de 200 µm e consiste de 4 a 256 células poligonais individuais.

4.2.2.3 Microplâncton de parede orgânica marinho

4.2.2.3.1 *Prasinophyta*

Segundo Fensome *et al.* (1990) considera as *Prasinófitas* como sendo a mais primitiva alga verde. As formas modernas deste grupo de algas tem sido consideradas como classe Prasinophyceae, proveniente dos gêneros Cymatiosphaera, Leiosphaeridia, Maranhites, Pterospermele, Tasmanites entre outras.

Wall (1977) faz um estudo comparativo do fóssil *Tasmanites* com o ciclo de vida das algas mais recentes.

4.2.2.3.2 *Acritarcha*

Os acritarcos são um grupo polifilético de palinórfos, que significa origem incerta. Evitt (1963) introduziu o termo acritarca como uma categoria informal para todos os palinórfos não-esporórfos e não-dinocistos que possuem afinidade incerta, com a condição de ser fitoplâncton marinho. Ocorrem desde o Pré-Cambriano ao Recente.

Downie (1973) classifica os acritarcos segundo critérios como: paredes estruturais, tipos de pilome, natureza dos processos, crista e forma do corpo central da vesícula.

4.2.2.3.3 *Dinophyta* (dinocistos)

O registro fóssil de dinoflagelados está quase inteiramente confinado às formas que tem um ciclo de vida meroplânctônico (organismos que passam parte de sua vida como uma fase flagelada móvel e parte como cisto “dormência” bêntico). Apenas 10% de todas as espécies de dinoflagelados vivas formam cistos (Evitt, 1985) e talvez menos que 70% destas podem produzir cistos que são preservados como fósseis (Dale, 1976). Somente aqueles cistos que são compostos de material tipo dinosporina são usualmente preservados (Loeblich, 1984).

O regime misto turbulento (estabilidade hidrográfica) é o controle mais importante na abundância e composição do fitoplâncton, determinando tanto a distribuição de

nutrientes e a eficiência com que a disponibilidade de luz pode ser utilizada. Isto é claramente expressado nos dinoflagelados.

Como os esporomorfos, os grupos morfológicos podem refletir comportamento hidrodinâmico similar são importantes na palinofácies. A classificação mais comumente reconhecida de morfotipos de cistos de dinoflagelados (dinocistos) foi introduzida por Downie e Sarjeant (1966) que distingue entre “proximado” (de parede simples e ausência de “espinhos” significantes), “corado” (essencialmente de parede simples com espinhos longos) e “cavado” (com duas ou mais paredes separadas).

4.2.3 Grupo dos Materiais Orgânicos Amorfos

4.2.3.1 Matéria Orgânica Amorfa (M.O.A.)

A matéria orgânica amorfa é representada por uma matéria orgânica não estruturada, com uma forma ou contorno irregular. Esse material é tipicamente representado por uma coloração cinza-preta a laranja-marrom, apresentando uma matriz granular heterogênea, freqüentemente com manchas pretas, as quais podem ser inclusões de pirita. Podem formar grumos ou ser finamente dispersas.

4.2.3.2 Matéria Orgânica Amorfa Hialina / Resina

São produtos naturais de vegetais superiores, especialmente coníferas e se assemelham a fragmentos de âmbar colorido não estruturado com fratura conchoidal (Parry *et al.*, 1981), os quais podem ocorrer como secreções preenchendo células ou lacunas ou como exudações extracelulares sobre a superfície da planta (caule ou folha). Contudo, tais partículas podem ser confundidas com fitoclastos não-opacos gelificados (Tyson, 1995) se a fluorescência não for utilizada.

5 Tendências na distribuição dos grupos de componentes do querogênio.

Segundo Tyson (1995) e Mendonça (1999), um dos fatores mais importante no controle dos parâmetros de tendência na distribuição dos grupos e subgrupos de componentes do querogênio é a proximalidade (tendência proximal-distal), (Tabelas 5.1 e 5.2), utilizada para caracterização paleoambiental. O conceito de proximalidade usado em palinofácies envolve o seguinte número de fatores interrelacionados:

A) proximidade do ponto de origem de sedimentos siliciclásticos flúvio-deltaicos e matéria orgânica terrestre (fitoclastos);

B) a magnitude do ponto de origem flúvio-deltaico (ex. sua taxa de descarga);

C) a magnitude e natureza da produtividade primária terrestre na área fonte do sedimento;

D) a duração relativa total do processo de transporte (intermitente ou contínuo) entre a área fonte das partículas e seu sítio final de deposição;

E) o gradiente paleoambiental entre a área fonte e o sítio final de deposição;

Tabela 5.1: Parâmetros calculados para os grupos e subgrupos de componentes da matéria

PARÂMETROS	TENDÊNCIA	
	PROXIMAL	DISTAL
% fitoclastos do total de matéria orgânica	alta	baixa
% palinomorfos do total de matéria orgânica	baixa	alta
% matéria orgânica amorfa do total de matéria orgânica	baixa	alta
% esporomorfos dos palinomorfos	alta	baixa
Abundância absoluta de esporomorfos	alta	baixa
% fitoplancton marinho dos palinomorfos	baixo	alto
% <i>botryococcus</i> dos palinomorfos	alta	baixa
Razão de fitoclastos / palinomorfos	alta	baixa
Razão fitoclastos opacos / fitoclastos não opacos	baixo	alto

orgânica e as tendências generalizadas proximal – distal, baseado em Tyson (1993) e Mendonça Filho (1999).

Tabela 5.2: Sumário dos principais parâmetros de palinofácies com suas respostas relativas a alguns fatores paleoambientais em sedimentos marinhos (modificado de Tyson, 1993).

Sumário de algumas tendências gerais em palinofácies					
Fator Ambiental	Tendência Proximal-Distal	Percentual de Areia	Fácies distal anóxica	Redeposição	Ressurgência (clima árido)
Parâmetros					
% fitoclastos do total de matéria orgânica	Alto-Baixo	Aumenta	Diminui	Aumenta	Diminui
%MOA do total de matéria orgânica	Baixo-Alto	Diminui	Aumenta	Diminui	Aumenta
% palinomorfos do total de matéria orgânica	Baixo-Alto	Diminui	Diminui	Pode aumentar	Pode Aumentar
% esporomorfos dos palinomorfos	Alto-Baixo-Alto	Aumenta	Aumenta	Pode Aumentar	Diminui
Abundância absoluta de esporomorfos	Alto-Baixo	Diminui	Diminui	Aumenta	Diminui
% fitoplâncton marinho dos palinomorfos	Baixo-Alto-Baixo	Diminui	Diminui	Pode Aumentar	Aumenta
% <i>botryococcus</i> dos palinomorfos	Alto-Baixo	Diminui	Normalmente Baixo	Pode aumentar	Diminui
% acritarcas dos plânctons marinhos	Alto-Baixo	Pode Aumentar	Normalmente Baixo	Pode Aumentar	Diminui
%prasinófilas dos plânctons marinhos	Baixo-Alto	Sem registro	Aumenta	Diminui	Diminui

5.1 Fitoclastos

O predomínio de fitoclastos em assembléias do querogênio refleti a natureza proximal de fácies, onde a deposição ocorre próximo à área fonte, além de condições geralmente óxicas e à resistência relativamente alta dos tecidos que compõem o fitoclasto (lignina). Uma outra característica que evidencia o caráter proximal é a variedade de tamanhos das partículas mostrando que o transporte foi insuficiente para permitir uma melhor seleção dos fitoclastos (Tyson, 1993).

Os fitoclastos, em sua grande maioria, são depositados próximo a foz dos rios e permanece na plataforma interna; quantidades relativamente significativas de fitoclastos são depositados na plataforma externa somente quando a descarga dos rios é alta, ou quando a plataforma é estreita (Müller, 1956; Hedges & Parker, 1976; Porcklington & Leonard, 1979 apud Tyson, 1993).

A matéria orgânica de origem terrestre é transportada pelos rios até alcançar o oceano, porém em sua maioria ela é removida de zonas estuarinas (Wollast, 1983).

Habib (1982) afirma que os picos globais de resedimentação de matéria orgânica terrestre no oceano indicam um rebaixamento relativo do nível do mar, quando a plataforma é exposta, ou quando a plataforma é estreita e cortada por cânions onde há alta frequência de correntes de turbidez. No oceano a abundância de matéria orgânica de origem terrestre está fortemente relacionada à ocorrência e frequência de turbiditos (Tyson, 1984).

Segundo Degens e Mopper (1976), somente os sedimentos depositados em regiões estuarinas ou próximos às linhas de costa revelam forte influência terrígena, não considerando condições transgressivas e regressivas.

Em geral, há um decréscimo geral na porcentagem de fitoclastos em direção distal, como um resultado da diminuição na abundância absoluta afastando-se de sua área fonte, ocorrendo um aumento na diluição por palinomorfos e/ou matéria

orgânica amorfa. Casos particulares mostram que uma alta percentagem de fitoclastos pode indicar condições oxidantes onde somente o material mais refratário é preservado (Tyson, 1989). Fitoclastos não-opacos não-bioestruturados são predominantes em ambientes mais proximais, onde esses elementos podem ter coloração muito escura devido à oxidação causada pelo ambiente de deposição (Tyson, 1995). Em um ambiente mais distal da fonte, conseqüentemente uma distância maior de transporte, o material não-opaco não-bioestruturado anteriormente dominante é finalmente removido do sistema pela deposição seletiva ou degradação seletiva; ocorrendo um aumento da percentagem dos tecidos lenhosos mais refratários (tecidos do xilema - listras e traqueídeos), e principalmente uma diminuição no tamanho das partículas (aumento da seleção das partículas) fitoclásticas devido aos processos de fragmentação durante o transporte. Isto resulta na mudança das proporções dos diferentes grupos de fitoclastos ao longo de uma seção transversal proximal-distal.

Os fitoclastos opacos têm maior resistência à degradação em relação à fração não-opaca, e permanecerão no ambiente deposicional após a destruição seletiva da maioria dos outros materiais orgânicos. Percentagens relativas elevadas são, assim, associadas com sedimentos de grãos grossos de ambientes oxidantes de alta energia como deltas e fácies de planície costeira (Denison & Fowler, 1980; Fisher, 1980; Hancock & Fisher, 1981; Parry *et al.*, 1981; Batten, 1982; Boulter & Riddick, 1986; Bustin, 1988; Highton *et al.*, 1991; William, 1992; Tyson, 1993 apud Tyson 1995). Esta correlação dos fitoclastos opacos com ambientes de alta energia é indicada pela densidade mais elevada destas partículas em relação à fração não-opaca (Denison & Fowler, 1980; Fisher, 1980; Hancock & Fisher, 1981; Parry *et al.*, 1981; Highton *et al.*, 1991; Fisher & Hancock, 1985 apud Tyson 1993).

Segundo Parry *et al.*, (1981) e Tyson (1995), em ambientes mais distais, a percentagem relativa dos fitoclastos opacos geralmente aumentam, o tamanho das partículas diminuem e assumem forma mais alongada devido principalmente ao processo de transporte prolongado dos sedimentos

Whitaker *et al.* (1992) acreditam que os fitoclastos opacos de forma alongada são as partículas mais flutuantes entre todos os tipos de fitoclastos. Entretanto, Tyson (1995) argumenta que a porosidade e o tamanho intrapartícula determinarão a densidade efetiva da matéria orgânica e, contudo, o diferente comportamento hidrodinâmico dessas partículas.

Tyson (1993) acredita que pelos fitoclastos serem partículas orgânicas relativamente densas e grandes são freqüentemente sedimentadas em areia muito fina ou silte grosso influenciados pelos efeitos da equivalência hidrodinâmica.

O aumento relativo na percentagem de cutículas é característico em ambientes terrestres proximais, especialmente em camadas onde se encontram a deposição de vegetais *in situ* (Batten, 1973). Entretanto, essas partículas não estão associadas somente com sedimentos de grãos finos de baixa energia depositados *in situ* (Tyson, 1995). Com o aumento da distância no processo de transporte dos sedimentos, as partículas de cutículas tendem a ficar degradados (amorfizados), proporcionando uma alteração na estrutura física e uma redução no tamanho. Através de leques submarinos, quantidades significativas de cutículas atingem áreas profundas da bacia, depositadas a partir dos cânios (Habib, 1982 apud Menezes 2002). Boulter and Riddick (1986) acreditam que as cutículas são relativamente mais abundantes em regiões de mais alta energia como em leques submarinos, especialmente nos canais arenosos. Eles sugerem que este material flutuante passa normalmente pelos leques, e é rapidamente trapeado pela rápida sedimentação durante deposição de areias por fluxos gravitacionais (apud Menezes 2002).

5.2 Palinomorfos

Segundo Tyson (1993) os palinomorfos são os menos abundantes entre os três principais grupos morfológicos da matéria orgânica particulada. A alta percentagem relativa de palinomorfos é primeiramente controlada pela extensão da diluição por fitoclastos ou matéria orgânica amorfa. A assembléia de

palinórfos apresenta altos valores percentuais de esporórfos, em ambientes distais, de baixa energia e moderadamente oxidantes. Efeitos diversos podem também levar a ocorrência de concentrações elevadas de palinórfos em sedimentos ricos em material síltico de granulação média a fina, devido, principalmente, à equivalência hidrodinâmica existente entre esse material sedimentar e os constituintes palinórfos (Müller, 1959; Wall *et al.*, 1977 ; Tyson, 1993).

5.2.1 Percentagem de esporórfos

A abundância absoluta de esporórfos em sedimentos marinhos geralmente mostra mais ou menos um decréscimo exponencial em direção *offshore* (Mudie, 1982), sendo fortemente dependente do tamanho e característica da drenagem da bacia, magnitude e variação da descarga dos rios. Altas abundâncias de esporórfos são encontradas em áreas deltaicas, mas essas abundâncias caem rapidamente em áreas *offshore* (Muller, 1959; Darrell & Hart, 1970). As fácies de prodelta apresentam alta percentagem de esporórfos, com assembléias com alta abundância absoluta e diversidade moderada (Mudie, 1982). Bacias oceânicas ou outras permanentemente com águas estratificadas são freqüentemente dominadas por altas percentagens de esporórfos (baixa abundância absoluta) (Habib, 1982).

5.2.2 Percentagem de plâncton marinho

A percentagem de microplâncton de parede orgânica marinho na fração palinórfica comporta-se geralmente de maneira inversa ao conteúdo de esporórfos.

Percentuais elevados de microplâncton de parede orgânica marinho geralmente ocorrem em áreas distantes de fontes flúvio-deltaicas (Tyson, 1993).

Na plataforma continental ocorre o declínio absoluto de esporomorfos e o aumento dos componentes microplanctônicos de parede orgânica marinhos, onde no caso dos dinocistos, a abundância máxima ocorre na plataforma, decrescendo com a lâmina d' água. A abundância absoluta de dinocistos não está simplesmente relacionada com a produtividade primária, pois parte da sua distribuição é modificada por fatores sedimentológicos, e parte, porque os dinocistos constituem uma inconsistente e pequena proporção da população dos dinoflagelados e dos componentes fitoplanctônicos totais (Wall, 1977).

De acordo com Tyson (1995), as prasinófitas raramente ocorrem em percentuais elevados, porém são significativamente importantes na caracterização de fácies marinha franca, especialmente intervalos disóxico-anóxicos com baixas taxas de acumulação de sedimentos siliciclásticos. Em ambientes mais proximais, essas algas ocorrem em número muito reduzido, apresentando um significado ambiental questionável.

5.2.3 Percentagem de plâncton de água doce

A percentagem do microplâncton de água doce (algas do gênero *Botryococcus*) em sedimentos marinhos pode ser usada como indicadora da proximidade relativa de áreas fonte flúvio-deltaicas e redeposição a partir dessas áreas. Percentuais elevados de algas do gênero *Botryococcus* ocorrem, tipicamente, em ambientes lacustres de baixa energia, diminuindo a medida que se alcançam as fácies mais distais (Tyson, 1995), porém são registradas também em fácies temporariamente hipersalinas (Hunt, 1987). *Botryococcus* aumentam sua capacidade de flutuação, sendo transportadas de áreas deltaicas para a plataforma, onde são componentes minoritários da assembléia de componentes da matéria orgânica (Tyson, 1993).

5.3 Matéria Orgânica Amorfa (M.O.A.)

A alta percentagem de matéria orgânica amorfa é característica de áreas de alta preservação devido às condições redutoras e de baixa energia, especialmente aquelas afastadas de áreas de atividades fluviodeltaicas que estão associadas com processos de diluição por esporomorfos e fitoclastos (Tyson, 1987; 1989; 1993; Bustin, 1988). Em fácies deltaicas proximais de baixa energia pode ser possível que algum material amorfo presente seja o produto da degradação de vegetais superiores. Tyson (1993) menciona que elevadas percentagens de M.O.A. fluorescente reflete, principalmente, o aumento do nível de preservação dentro de condições redutoras e, em menor extensão, indica uma sedimentação afastada da fonte ativa dos componentes terrestres. A maior parte da matéria orgânica marinha em sedimentos está representada pela matéria orgânica amorfa, mas este tipo de componente orgânico é facilmente degradado quando exposto a condições aeróbicas. Contudo, devido ao grande reservatório de agregados orgânicos marinhos, quando as condições são suficientemente redutoras, a matéria orgânica amorfa freqüentemente engloba outros componentes da matéria orgânica (Tyson, 1987; 1989; 1993).

A intensidade de fluorescência da M.O.A. é controlada pelas condições redox dentro do qual ocorreu sua deposição; condições desóxico-anóxicas preservam os componentes lábeis da M.O.A., que são ricos em hidrogênio. A fluorescência, como um todo, é parcialmente controlada pela fonte planctônica e os tipos de partículas inclusas. A fluorescência da matriz de partículas amorfas heterogêneas, a qual se degrada muito facilmente, é o indicador mais sensível de condições redox (Tyson, 1993).

6 Resultados e discussões

6.1 Palinofácies

6.1.1 Resultados da análise visual do querogênio

O resultado da composição orgânica das amostras coletadas na “seção do Rio Bambuca” da Formação Tetuan está expresso na tabela 6.1 e na figura 6.1.

As amostras apresentam, em geral, um predomínio de matéria orgânica amorfa com valores percentuais variando de 53,7 a 97,3%, média aritmética de 85,5% e desvio padrão de 11,2% aproximadamente. O conteúdo de fitoclastos das amostras analisadas apresentam valores percentuais variando de 1,6 a 15,8%, média aritmética de 6,6% e desvio padrão de 4,3% aproximadamente.

Os esporomorfos identificados nas lâminas organopalinológicas têm valores percentuais variando de 0,0 a 12,2%, média aritmética de 2,6% e desvio padrão de 2,8% aproximadamente.

Os dinoflagelados apresentam valores percentuais variando de 0,0 a 11,6%, média aritmética de 3,4% e desvio padrão de 3,2%. Por último, as algas do grupo das prasinófitas variam em valores percentuais ao longo da seção estudada de 0,0 a 15,4%, média aritmética de 1,8% e desvio padrão de 3,2% aproximadamente.

Tabela 6.1: Composição orgânica das amostras da Formação Tetuan (“seção do Rio Bambuca”).

Nome Amostra	PROF. (m)	Litologia	COT(%)	Amorfa(%)	Fitoclasto(%)	Esporomorfo(%)	Dinoflagelado(%)	Prasinofita(%)
BV-133	232,0	Folhelho calcáreo	8,0	91,3	2,6	1,3	3,8	1,0
BV-131	227,5	Folhelho calcáreo	5,1	84,1	6,1	2,3	3,1	4,4
BV-129	223,3	Folhelho	7,0	91,0	6,0	1,0	0,7	1,3
BV-127	220,0	Folhelho	6,4	86,8	4,6	3,0	4,2	1,4
BV-125	212,8	Folhelho calcáreo	4,2	85,6	10,7	0,7	2,3	0,7
BV-121	210,5	Folhelho calcáreo	5,4	92,7	2,8	2,0	2,5	0,0
BV-117	208,7	Folhelho calcáreo	1,2	84,3	7,1	2,6	5,2	0,8
BV-114	198,0	Folhelho calcáreo	5,0	90,9	6,3	0,7	2,1	0,0
BV-110	193,5	Folhelho	11,8	95,3	3,4	0,6	0,7	0,0
BV-107	191,7	Folhelho	4,9	96,0	2,0	0,7	1,0	0,3
BV-104	189,7	Folhelho calcáreo	1,8	91,9	3,6	1,3	3,2	0,0
BV-100	187,7	Folhelho calcáreo	12,4	97,3	2,0	0,7	0,0	0,0
BV-89	145,0	<i>Mudstone</i>	10,1	93,6	3,7	1,0	1,7	0,0
BV-84	141,0	Folhelho calcáreo	8,2	95,7	1,6	0,7	1,5	0,5
BV-82	140,0	Folhelho	4,0	92,9	2,3	2,1	2,4	0,3
BV-80	138,0	Folhelho calcáreo	9,2	92,4	4,3	0,9	1,4	1,0
BV-76	134,5	Folhelho	12,6	91,2	4,7	1,9	1,6	0,6
BV-72	130,7	<i>Mudstone</i>	6,2	92,1	5,0	1,0	1,3	0,6
BV-71	130,0	<i>Mudstone</i>	14,0	91,5	8,5	0,0	0,0	0,0
BV-68	128,0	Folhelho calcáreo	11,6	83,4	8,3	2,6	4,6	1,1
BV-65	125,7	Folhelho calcáreo	1,4	89,5	3,9	1,2	5,4	0,0
BV-64	124,5	<i>Mudstone</i>	7,6	76,4	16,7	3,9	2,3	0,7
BV-63	100,5	Folhelho calcáreo	6,0	86,5	3,5	2,3	5,9	1,8
BV-56	97,0	Folhelho	4,1	78,8	10,8	4,2	3,2	3,0
BV-51	92,7	Folhelho	5,0	93,4	3,3	2,0	1,3	0,0
BV-47	90,2	Folhelho calcáreo	4,7	82,1	7,9	4,9	2,3	2,8
BV-43	88,0	Folhelho calcáreo	7,9	96,5	2,0	0,8	0,7	0,0
BV-40A	83,0	<i>Packstone</i>	11,9	95,7	4,3	0,0	0,0	0,0
BV-40	82,7	<i>Packstone</i>	18,8	86,7	10,8	0,7	0,3	1,5
BV-36	79,5	Folhelho	1,8	53,7	14,6	5,8	10,5	15,4
BV-28	74,5	Folhelho	2,4	62,4	15,2	4,4	6,8	11,2
BV-22	54,5	Folhelho	3,7	67,2	8,3	11,3	9,7	3,5
BV-19	50,5	Folhelho calcáreo	2,7	61,0	15,8	6,8	11,6	4,8
BV-14	28,5	Siltito argiloso/Argilito siltico	3,7	72,9	7,3	5,3	11,6	2,9
BV-11	23,8	Siltito argiloso/Argilito siltico	12,1	69,4	10,8	12,2	4,9	2,7

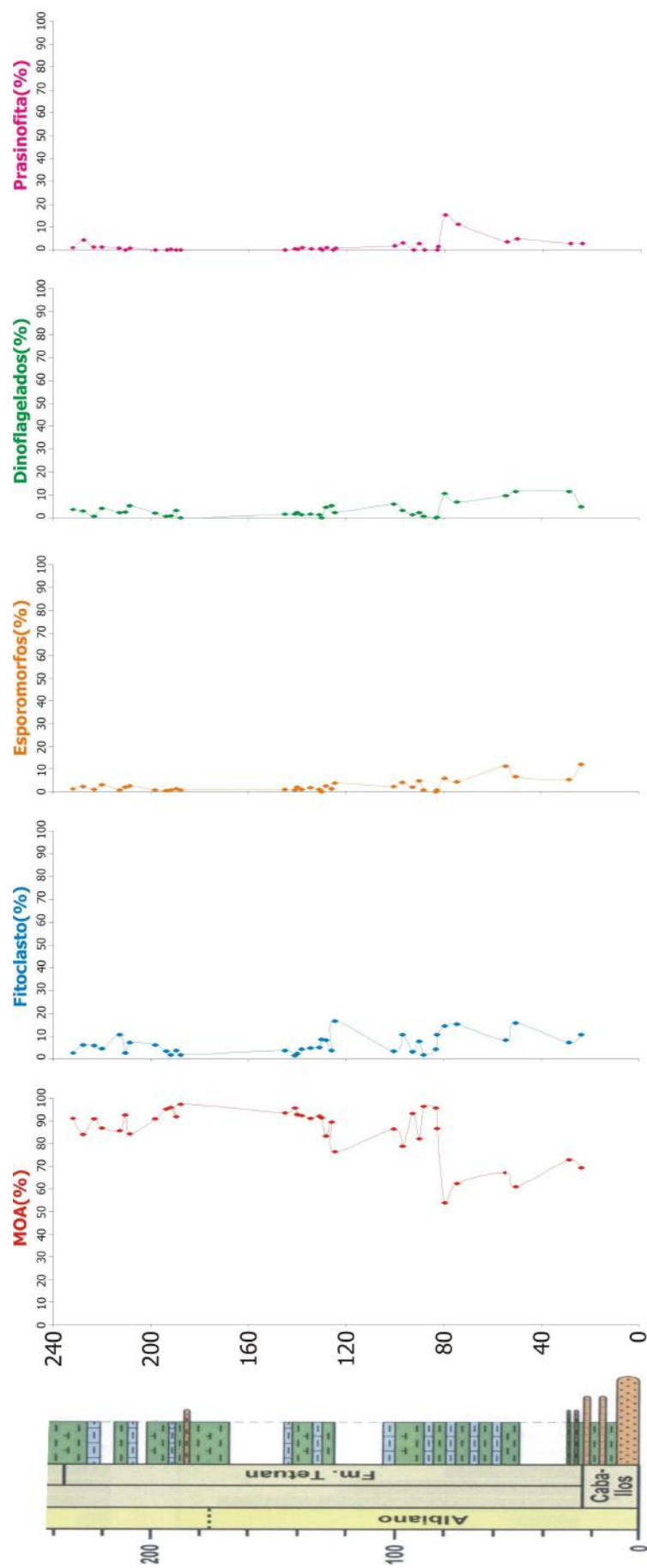


Figura 6.1: Distribuição dos valores percentuais dos grupos e subgrupos de componentes da matéria orgânica em relação ao total de matéria orgânica ao longo da seção estudada.

Em todas as lâminas analisadas sob luz branca transmitida, foi observada matéria orgânica amorfa em forma de grumos, por vezes muito densos, coloração variando do amarelo claro a castanho escuro amarronzado. Em fluorescência, a matéria orgânica amorfa varia entre três e cinco na Escala de Coloração de Fluorescência de Tyson (1995) visto no capítulo 3 tabela 3.1 (Fotos 1a, 1b, 1c e 1d, estampa 1, anexos).

Os fitoclastos geralmente apresentam formas irregulares e alongadas, com contornos bem nítidos angulares a subangulares e apresentando, em alguns casos, estruturação interna com perfurações e bandamentos. Fitoclasto opacos e não-opacos são comuns de serem visualizados nas lâminas, onde se observa o predomínio dos fitoclastos não opacos em relação aos fitoclastos opacos. Em fluorescência, os fitoclastos não-opacos exibem fluorescência bem fraca (Fotos 1e, 1f, 1g e 1h, estampa 1, anexos).

Os esporomorfos apresentam-se bem preservados com coloração amarelo claro em luz branca transmitida, sendo perceptível por vezes somente em fluorescência. A coloração da fluorescência nos esporomorfos varia de amarelo intenso a castanho claro (Fotos 2a, 2b, 2c e 2d, estampa 2, anexos).

Os dinoflagelados são de difícil visualização em luz branca transmitida, geralmente sendo reconhecidos apenas em fluorescência (coloração amarelo esverdeado) (Fotos 2e e 2f, estampa 2, anexos).

Algas do grupo das prasinófitas ocorrem no geral bem preservadas com bordas nítidas e coloração amarela em luz branca transmitida. Em luz azul incidente essas algas apresentam fluorescência forte com coloração em geral amarela (Fotos 3a e 3b, estampa 3, anexos).

Ocorre também a presença de betume nas lâminas bv-19, bv-36, bv-40, bv-56, bv-80 e bv-117 (Fotos 3c e 3d, estampa 3, anexos).

6.1.2 Maturidade térmica

O grau de evolução térmica das amostras pode ser obtido pelo Índice de Coloração de Esporos (ICE).

Para cada amostra procurou-se determinar a cor de maior número de indivíduos possível, estabelecendo de um modo geral, como índice de

amostras, a cor predominante. Foi utilizado o padrão de ICE da Robertson Research International Group.

Para o período do Cretáceo Inferior (Albiano), são consideradas de acordo com Barnard *et al.*, 1981 (Figuras 3.1 e 3.2) imaturas as amostras que apresentam ICE de 1 a 5,5, as amostras que apresentam ICE de 6,0 a 9,5 são consideradas maduras e as com ICE 10 são caracterizadas como supermaturos (Tabela 6.2).

Tabela 6.2: Representa os intervalos de ICE e suas respectivas zonas de maturidade para a idade Albiano.

ICE	IMATURA	MATURA	SUPERMATURA
1 a 5,5			
6,0 a 9,5			
10			

As amostras da Formação Tetuan da “seção Rio Bambuca” encontram-se com uma coloração em geral amarela, com o Índice de Coloração de Esporos variando entre 2 e 3,5, a qual está expressa na tabela 6.3 mostrando a variação do ICE com a profundidade. Todas as amostras estudadas estão inseridas no contexto de zona imatura.

6.2 Resultados Organogeoquímicos

6.2.1 Carbono Organico Total (COT)

Conforme mostra a tabela 6.4 e as figuras 6.2, 6.3 e 6.4, os resultados dos valores percentuais obtidos pela análise de COT, variam de 1,2 a 18,8% com valor médio percentual de 6,94 e desvio padrão de 4,2.

Como visto na tabela 3.4 de Peters & Cassa (1994) as amostras bv-117 com 1,2% de COT, bv-65 com 1,4% de COT, bv-104 com 1,8% de COT e bv-36 com 1,8% de COT tem um alto potencial de geração de hidrocarbonetos. As amostras bv-14, bv-19, bv-22, bv-28 e bv-82, com teores de COT entre 2 e 4% apresentam potencial de geração de hidrocarbonetos muito alto.

A grande maioria das amostras da seção estudada, com 26 amostras entre as 35 analisadas, encontram-se com valores de COT superior a 4% que na classificação de Peters & Cassa (1994) são consideradas amostras com excelente potencial de geração de hidrocarbonetos. Vale resaltar também que valores acima de 4% de COT são encontrados com grande frequência na seção estudada, como exemplos têm: bv-40 com 18,8% de COT, bv-71 com 14,0% de COT, bv-76 com 12,6 de COT, bv-11 com 12,1% de COT e bv-40A com 11,9% de COT.

Tabela 6.4: Resultados de Pirólise Rock-Eval e COT da Formação Tetuan “seção Rio Bambuca”.

Nome Amostra	PROF. (m)	Litologia	COT	Tmax	S1	S2	PG	S3	IH	IO	IP
BV-133	232,0	Folhelho calcáreo	8,0	433	2,1	41,7	44	0,7	520	8,0	0,05
BV-131	227,5	Folhelho calcáreo	5,1	432	1,1	28,0	29	0,4	548	8,0	0,04
BV-129	223,3	Folhelho	7,0	433	2,2	36,2	38	0,4	514	6,0	0,06
BV-127	220,0	Folhelho	6,4	433	1,7	32,6	34	1,1	507	16,0	0,05
BV-125	212,8	Folhelho calcáreo	4,2	430	1,2	17,4	19	0,6	419	14,0	0,06
BV-121	210,5	Folhelho calcáreo	5,4	430	2,0	24,6	27	0,6	458	11,0	0,08
BV-117	208,7	Folhelho calcáreo	1,2	430	0,3	3,0	3,3	0,5	258	39,0	0,08
BV-114	198,0	Folhelho calcáreo	5,0	430	1,1	16,0	17	0,8	321	17,0	0,06
BV-110	193,5	Folhelho	11,8	435	2,5	61,0	64	1,0	517	9,0	0,04
BV-107	191,7	Folhelho	4,9	430	2,1	23,2	25	0,5	470	11,0	0,08
BV-104	189,7	Folhelho calcáreo	1,8	431	0,7	6,6	7,3	0,4	363	23,0	0,09
BV-100	187,7	Folhelho calcáreo	12,4	434	3,7	59,1	63	1,0	476	8,0	0,06
BV-89	145,0	<i>Mudstone</i>	10,1	435	2,6	54,1	57	0,9	533	8,0	0,05
BV-84	141,0	Folhelho calcáreo	8,2	432	2,2	38,5	41	0,6	468	7,0	0,05
BV-82	140,0	Folhelho	4,0	433	1,0	16,0	17	0,5	397	13,0	0,06
BV-80	138,0	Folhelho calcáreo	9,2	436	1,7	45,0	47	0,7	492	8,0	0,04
BV-76	134,5	Folhelho	12,6	435	2,3	60,0	62	0,6	475	5,0	0,04
BV-72	130,7	<i>Mudstone</i>	6,2	432	1,2	24,7	26	1,1	397	18,0	0,05
BV-71	130,0	<i>Mudstone</i>	14,0	436	3,5	76,7	80	1,6	548	11,0	0,04
BV-68	128,0	Folhelho calcáreo	11,6	433	3,7	56,5	60	1,0	486	8,0	0,06
BV-65	125,7	Folhelho calcáreo	1,4	431	0,9	5,8	6,7	0,3	411	21,0	0,14
BV-64	124,5	<i>Mudstone</i>	7,6	435	3,8	39,4	43	0,7	522	9,0	0,09
BV-63	100,5	Folhelho calcáreo	6,0	435	1,3	28,4	30	0,5	475	8,0	0,04
BV-56	97,0	Folhelho	4,1	435	0,9	19,1	20	0,3	471	7,0	0,04
BV-51	92,7	Folhelho	5,0	435	1,9	26,8	29	0,4	535	8,0	0,07
BV-47	90,2	Folhelho calcáreo	4,7	433	1,2	23,8	25	0,4	501	13,0	0,05
BV-43	88,0	Folhelho calcáreo	7,9	433	2,0	39,0	41	0,5	497	11,0	0,05
BV-40A	83,0	<i>Packstone</i>	11,9	434	2,8	59,2	62	1,1	499	9,0	0,05
BV-40	82,7	<i>Packstone</i>	18,8	432	5,0	96,0	101	2,4	512	13,0	0,05
BV-36	79,5	Folhelho	1,8	432	0,8	6,9	7,7	0,2	380	12,0	0,10
BV-28	74,5	Folhelho	2,4	427	0,8	6,3	7,1	0,5	266	23,0	0,11
BV-22	54,5	Folhelho	3,7	431	0,9	12,7	14	0,5	342	14,0	0,07
BV-19	50,5	Folhelho calcáreo	2,7	432	1,2	13,6	15	0,4	501	14,0	0,08
BV-14	28,5	Siltito argiloso/Argilito siltico	3,7	436	1,2	19,5	21	0,6	522	16,0	0,06
BV-11	23,8	Siltito argiloso/Argilito siltico	12,1	438	4,5	36,7	41	1,8	304	15,0	0,11

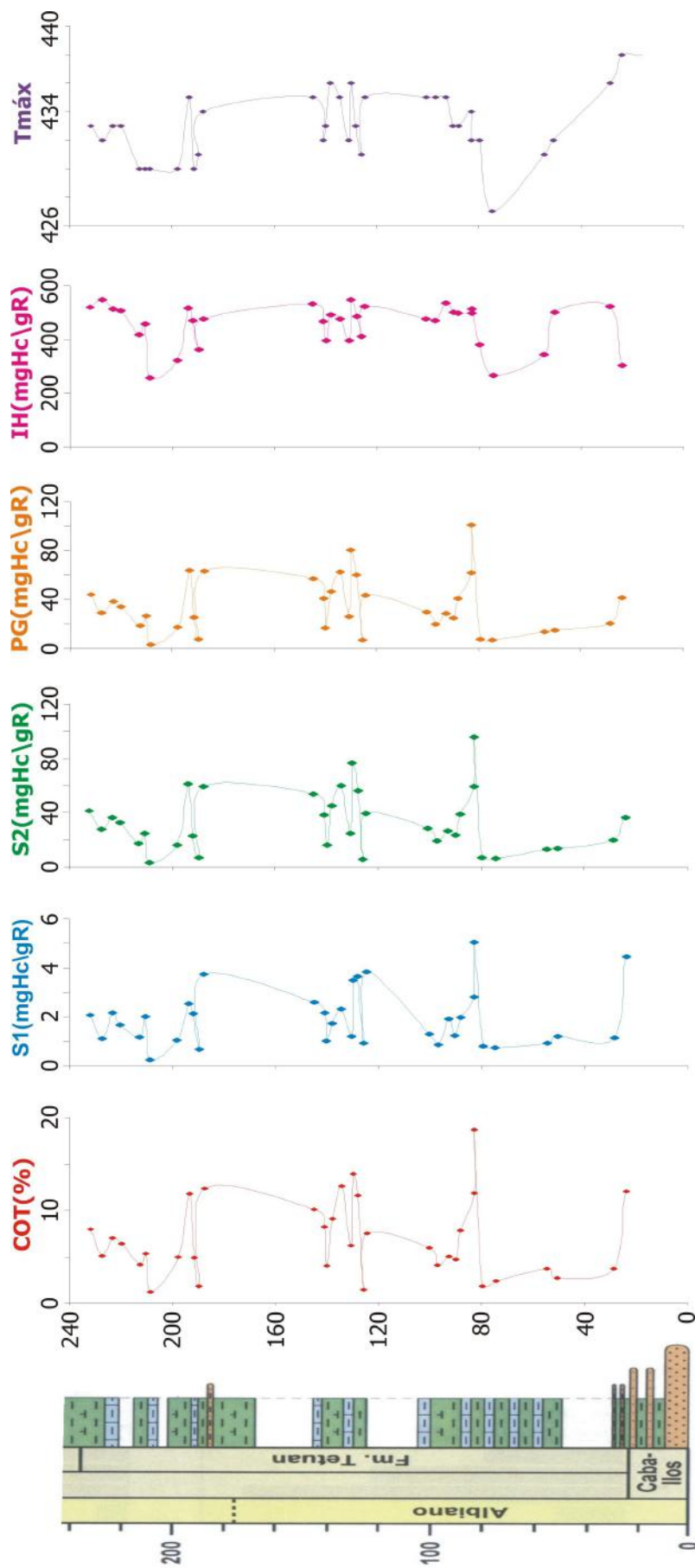


Figura 6.2: Distribuição dos valores organoquímicos ao longo do perfil litológico estudado ("seção do Rio Bambuca").

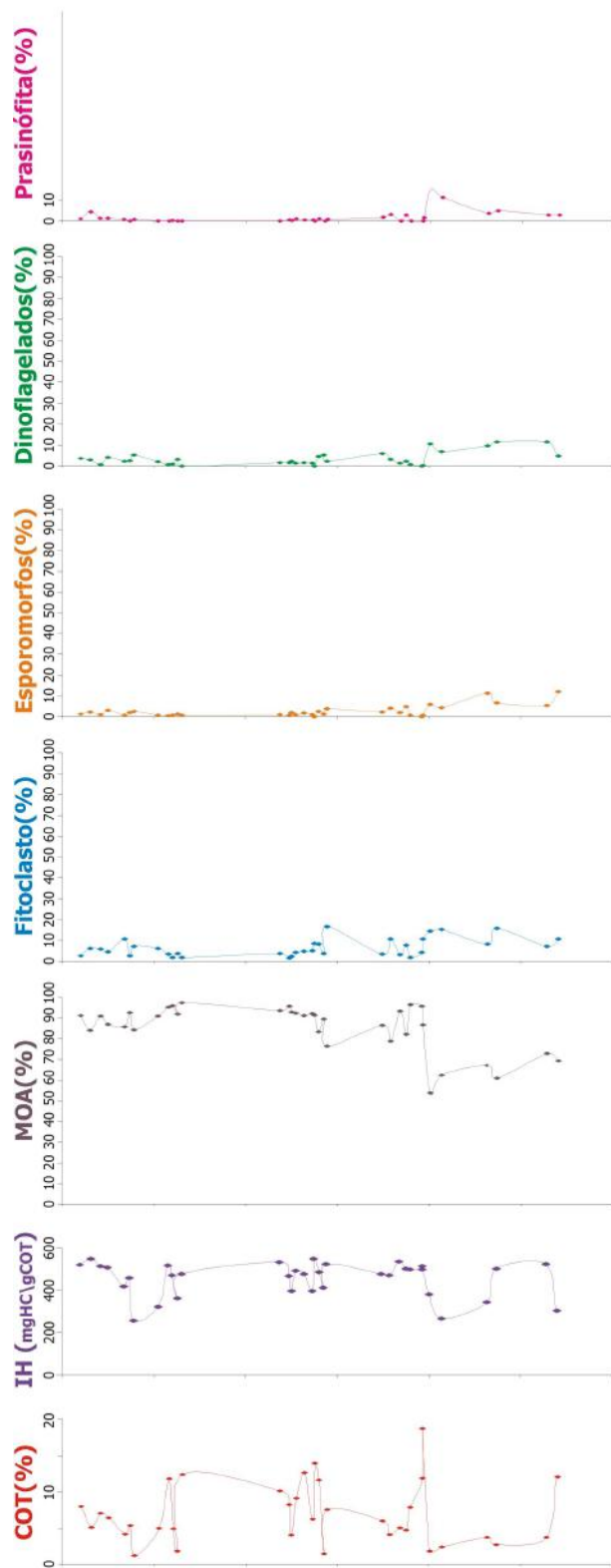


Figura 6.3: Distribuição dos valores dos parâmetros de COT e IH, além da distribuição dos valores percentuais dos grupos e subgrupos de componentes da matéria orgânica em relação ao total de matéria orgânica ao longo da seção estudada.

6.2.2 Pirólise *Rock-Eval*

Os resultados da pirólise *Rock-Eval* encontram-se na tabela 6.4 e figura

6.2.2.1 Potencial de Geração (PG)

Os resultados do Potencial de Geração (soma dos picos S1 + S2) da seção estudada variam de 3,3 a 101 mg Hc/g Rocha.

Apenas a amostra bv-117 apresenta um moderado potencial para gerar hidrocarbonetos com o PG igual a 3,3 mg Hc/g Rocha. Todas as outras amostras têm o valor de PG muito superior a 6,0 mg Hc/g Rocha, sendo consideradas amostras com boas condições para geração de óleo.

Vale ressaltar os valores extremamente altos de PG de algumas amostras como a bv-40 com 101 mg Hc/g Rocha, bv-71 com 80,2 mg Hc/g Rocha e bv-110 com 63,5 mg Hc/g Rocha.

6.2.2.2 Tipo de querogênio a partir dos resultados organogeoquímicos

O tipo de querogênio pode ser indicado pelo gráfico ($S2 \times COT$ de Langford e Blanc-valleron, 1990) onde no eixo y plota-se os valores obtidos pelo pico S2 das amostras analisadas e no eixo x entram os valores de COT (Figura 6.4). No geral as amostras encontram-se plotadas no campo do querogênio tipo II.

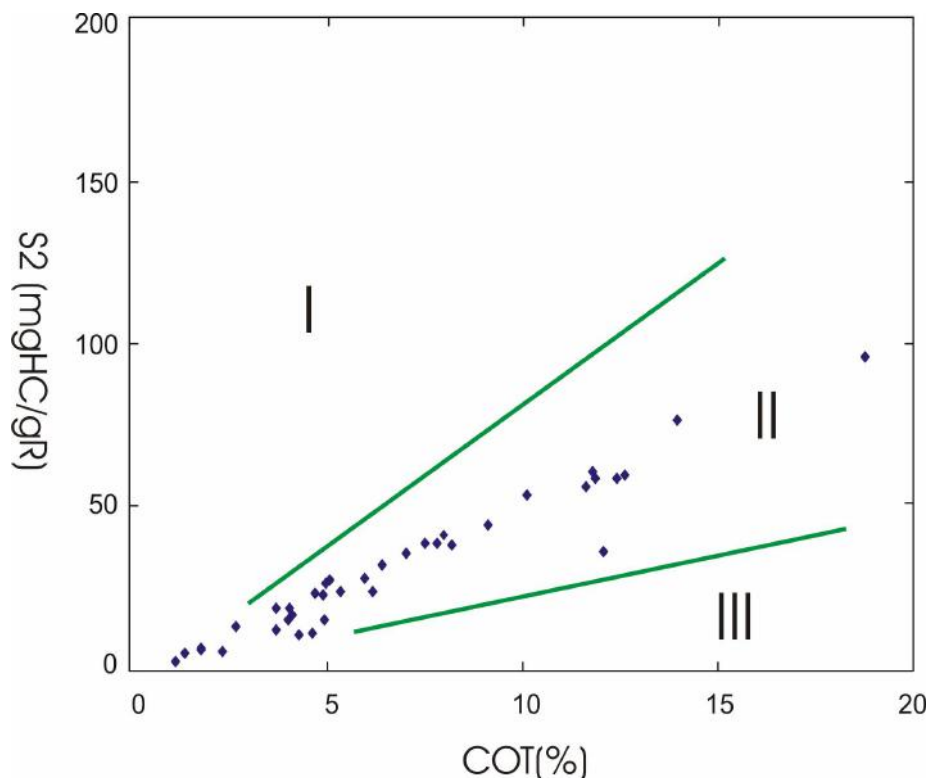


Figura 6.4: Diagrama binário $S2 \times COT$ representando o tipo de querogênio (Langford & Blancvalleron; 1990).

Os valores do parâmetro IH variam de 258 a 548 mg Hc/g Rocha. Na tabela 3.6 proposta por Peters & Cassa (1994) de classificação do querogênio pelo parâmetro de IH, apenas duas amostras são classificadas como querogênio tipo II/III: bv-28 e bv-117. Todas as outras 33 amostras são classificadas como querogênio tipo II por Peters & Cassa (1994) e Espitalié *et al.*, 1985.

O parâmetro IO utilizado juntamente com o parâmetro IH para classificar o tipo de querogênio no gráfico $IH \times IO$ – tipo Van Krevelen, onde as amostras analisadas caracterizam querogênio tipo II.

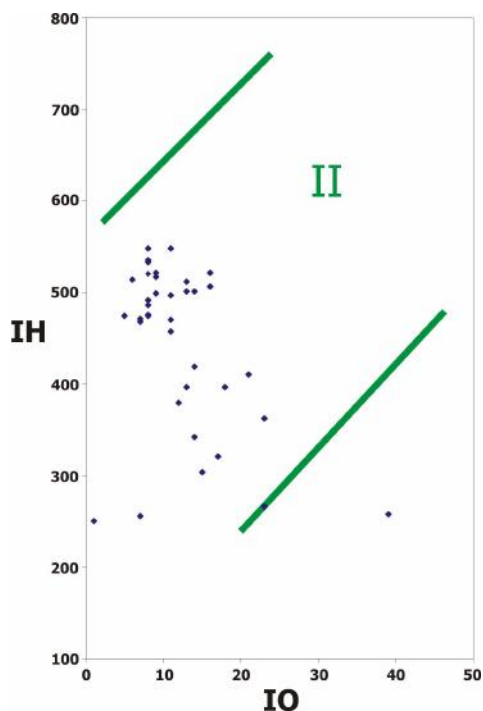


Figura 6.5: Diagrama binário (Tipo Van – Krevelen) $IH \times IO$ representando o tipo de querogênio (Espitalié, *et al.*, 1977).

O tipo de querogênio classificado de acordo com o gráfico $IH \times T_{máx}$ de Delvaux *et al.*, 1990 caracteriza querogênio tipo IIa – IIb.

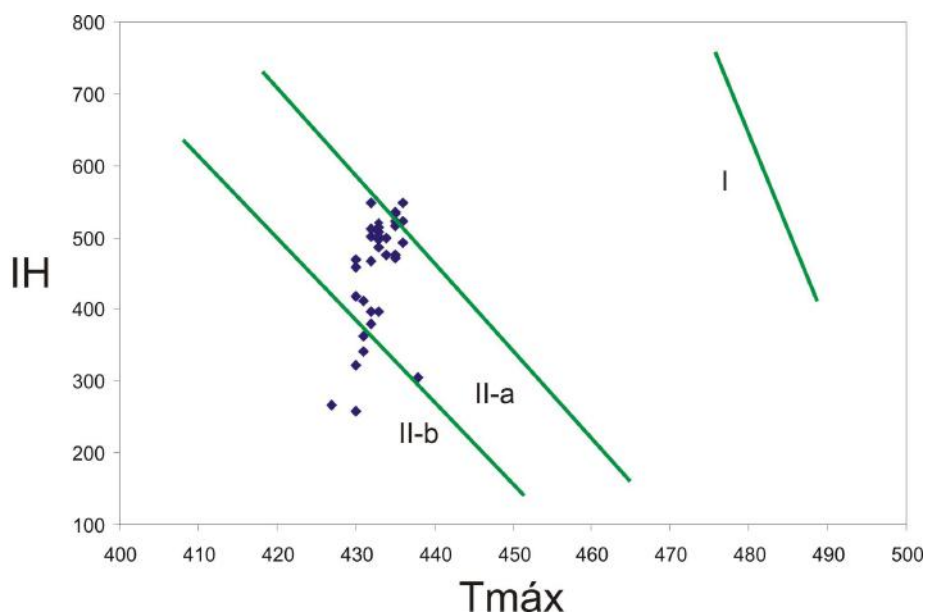


Figura 6.6: Diagrama binário $IH \times T_{máx}$ representando o tipo de querogênio (Delvaux *et al.*, 1990).

6.2.2.3 Grau de maturação térmica a partir dos resultados de pirólise Rock-Eval

Como já foi visto no capítulo 3, o Índice de Produtividade (IP) é um bom indicador de maturação térmica de rochas. O valor médio do Índice de Produtividade (IP) para as rochas analisadas é de 0,064 o que indica uma seção de rochas predominantemente imaturas validando assim os resultados obtidos pela pirólise *Rock-Eval*. Apenas quatro amostras encontram-se em um grau de maturação maturo inicial segundo o Índice de Produção, são elas: bv-11, bv-28, bv-36 e bv-65. Todas as outras 31 amostras estão no estágio maturação termal imaturo, ou seja, com o valor de IP menos que 0,1.

As amostras submetidas a pirólise (35 amostras) obtiveram valores de Tmax inferiores a 440°C, indicativo de baixo grau de maturação térmica.

6.3 Análise de Agrupamento (dendogramas)

6.3.1 Análise de agrupamento *modo-Q*

Para a “seção do Rio Bambuca” da Formação Tetuan, a análise de agrupamento modo-Q separou os componentes da matéria orgânica em quatro subgrupos (Figura 6.7). As amostras bv-4 e bv-7 não fazem parte da Formação Tetuan, por isso devem ser desconsideradas. A partir destes 4 agrupamentos plotados estratigraficamente foi possível a identificação de 5 intervalos. Estes intervalos serão analisados posteriormente na seção 6.5 (Tabela 6.6)

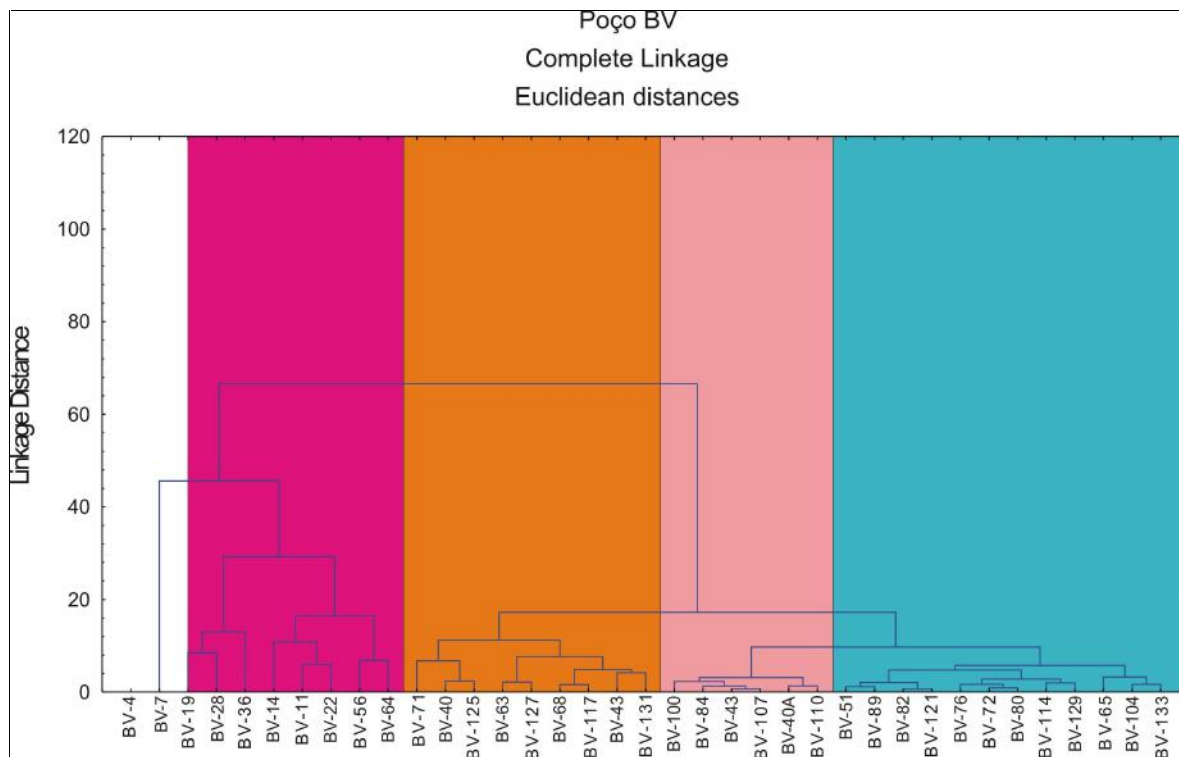


Figura 6.7: Dendrograma produzido pela análise de agrupamento modo-Q para os grupos e subgrupos de componentes da matéria orgânica da “seção do Rio Bambuca” Formação Tetuan.

Tabela 6.5: Tabela ilustrativa indicando os intervalos estimados a partir dos dados da análise de agrupamento.

Amostra	Prof	COT	IH	MOA	Fito	Esp	Din	Pras	Paleo. Amb	Fac. Org.	Prof	1	2	3	4	Intervalo
BV-133	232,0	8,0	520,0	91,3	2,6	1,3	3,8	1,0	IX	B	232,0					
BV-131	227,5	5,1	548,0	84,1	6,1	2,3	3,1	4,4	VIII	B	227,5					
BV-129	223,3	7,0	514,0	91,0	6,0	1,0	0,7	1,3	IX	B	223,3					
BV-127	220,0	6,4	507,0	86,8	4,6	3,0	4,2	1,4	IX	B	220,0					
BV-125	212,8	4,2	419,0	85,6	10,7	0,7	2,3	0,7	IX	B	212,8					
BV-121	210,5	5,4	458,0	92,7	2,8	2,0	2,5	0,0	IX	B	210,5					
BV-117	208,7	1,2	258,0	84,3	7,1	2,6	5,2	0,8	IX	B	208,7					
BV-114	198,0	5,0	321,0	90,9	6,3	0,7	2,1	0,0	IX	B	198,0					
BV-110	193,5	11,8	517,0	95,3	3,4	0,6	0,7	0,0	IX	B	193,5					
BV-107	191,7	4,9	470,0	96,0	2,0	0,7	1,0	0,3	IX	B	191,7					
BV-104	189,7	1,8	363,0	91,9	3,6	1,3	3,2	0,0	IX	B	189,7					
BV-100	187,7	12,4	476,0	97,3	2,0	0,7	0,0	0,0	IX	B	187,7					
BV-89	145,0	10,1	533,0	93,6	3,7	1,0	1,7	0,0	IX	B	145,0					
BV-84	141,0	8,2	468,0	95,7	1,6	0,7	1,5	0,5	IX	B	141,0					
BV-82	140,0	4,0	397,0	92,9	2,3	2,1	2,4	0,3	IX	B	140,0					
BV-80	138,0	9,2	492,0	92,4	4,3	0,9	1,4	1,0	IX	B	138,0					
BV-76	134,5	12,6	475,0	91,2	4,7	1,9	1,6	0,6	IX	B	134,5					
BV-72	130,7	6,2	397,0	92,1	5,0	1,0	1,3	0,6	IX	B	130,7					
BV-71	130,0	14,0	548,0	91,5	8,5	0,0	0,0	0,0	IX	B	130,0					
BV-68	128,0	11,6	486,0	83,4	8,3	2,6	4,6	1,1	IX	B	128,0					
BV-65	125,7	1,4	411,0	89,5	3,9	1,2	5,4	0,0	IX	B	125,7					
BV-64	124,5	7,6	522,0	76,4	16,7	3,9	2,3	0,7	IX	B	124,5					
BV-63	100,5	6,0	475,0	86,5	3,5	2,3	5,9	1,8	VIII	B	100,5					
BV-56	97,0	4,1	471,0	78,8	10,8	4,2	3,2	3,0	VIII	B	97,0					
BV-51	92,7	5,0	535,0	93,4	3,3	2,0	1,3	0,0	IX	B	92,7					
BV-47	90,2	4,7	501,0	82,1	7,9	4,9	2,3	2,8	VIII	B	90,2					
BV-43	88,0	7,9	497,0	96,5	2,0	0,8	0,7	0,0	IX	B	88,0					
BV-40A	83,0	11,9	499,0	95,7	4,3	0,0	0,0	0,0	IX	B	83,0					
BV-40	82,7	18,8	512,0	86,7	10,8	0,7	0,3	1,5	IX	B	82,7					
BV-36	79,5	1,8	380,0	53,7	14,6	5,8	10,5	15,4	VII	B	79,5					
BV-28	74,5	2,4	266,0	62,4	15,2	4,4	6,8	11,2	VIII	B	74,5					
BV-22	54,5	3,7	342,0	67,2	8,3	11,3	9,7	3,5	VIII	B	54,5					
BV-19	50,5	2,7	501,0	61,0	15,8	6,8	11,6	4,8	VIII	B	50,5					
BV-14	28,5	3,7	522,0	72,9	7,3	5,3	11,6	2,9	VIII	B	28,5					
BV-11	23,8	12,1	304,0	69,4	10,8	12,2	4,9	2,7	VIII	B	23,8					

6.4 Fácies Orgânica

Segundo Jones (1987) o critério químico é primeiramente usado para caracterizar fácies orgânica que refletem os processos químicos, físicos e biológicos. Para Tyson (1995), a caracterização de fácies orgânica leva em consideração o fato de que as assembléias orgânicas são controladas por fatores preservacionais, tanto como sua origem e que mudanças entre assembléias são gradacionais. Jones (1987) enfatiza as fácies orgânicas principalmente pela distinção entre fácies anóxica-disóxica (fácies orgânica A, AB, B, BC), fácies proximal fluvio-deltaica a pró-deltaica e fácies de plataforma óxica (fácies C e CD) e fácies altamente óxica, distal e lentamente depositada (fácies orgânica D). As fácies orgânicas A, AB e B são características de ambientes onde os fitoclastos apresentam um aporte relativamente baixo, devido tanto ao clima como a distância de áreas-fonte flúvio-deltaicas, na fácies orgânica BC, limite da fácies disóxica-anóxica, constata-se nos sedimento um aporte relativamente elevado de fitoclastos (geralmente nas margens da bacia).

Jones (1987) através da integração dos resultados da análise de geoquímica orgânica combinada a técnicas microscópicas caracterizou as fácies orgânicas (Tabelas 6.6 e 6.7).

Alguns conceitos importantes para o entendimento das tabelas 6.9 e 6.10:

- Anóxico: Refere-se à coluna de água ou sedimento que contem menos que 0,1 ml de oxigênio/ 1 litro de água (Demaison e Moore, 1980).
- Subóxico: Coluna de água ou sedimento contendo de 0 a 0,2 ml oxigênio/ 1 litro de água (Tyson e Pearson, 1991).
- Disóxico: Coluna de água oxigenada ou sedimentado contendo entre 0,2 e 2,0 ml de oxigênio/ 1 litro de água (Tyson e Pearson, 1991).
- Óxico: Coluna de água oxigenada ou sedimento contendo mais de 2,0 ml oxigênio/ 1 litro de água (Tyson e Pearson, 1991).

Tabela 6.6: Fácies orgânica (segundo Jones, 1987 e Tyson, 1995) modificado por (Mendonça Filho, 1999).

Fácies orgânica (imatura)	Descrição	Características de palinofácies
A) IH>850 COT 5-20%	Rara; bem laminada; rica em conteúdo orgânico; usualmente lacustre; anoxia persistente no fundo da coluna d'água; aporte desprezível de matéria orgânica terrestre.	Matéria orgânica amorfa dominante; baixo conteúdo de fitoclastos; razão opacos/não opacos elevada; rica em prasinófitas se marinha, e algas chloccocales, se lacustre.
AB) IH 650–850 COT 3-10%	Laminada; rica em conteúdo orgânico; matéria orgânica quase que exclusivamente composta por componentes derivados de algas e/ou bactérias; anoxia persistente na coluna d'água.	Matéria orgânica amorfa dominante; baixo conteúdo de fitoclastos; razão opacos/não opacos elevada; rica em prasinófitas se marinha, e algas chlorococales se lacustre.
B) IH 400–600 COT 3-10%	Laminada acamadada; percentagem mais elevada de matéria orgânica terrestre e residual que a fácies AB; frequentemente ocorre uma anoxia flutuante no fundo da coluna d'água; freqüentemente intercalada com fácies menos rica.	Matéria orgânica amorfa dominante; baixo conteúdo de fitoclastos; razão opacos/não opacos elevada; rica em prasinófitas se marinha, e algas chlorococales se lacustre.
BC) IH 250–400 COT 1-3%	Coluna d'água óxica; deposição rápida cria anoxia pós deposicional; matéria orgânica mista parcialmente derivada de material terrestre/algálico biodegradados. Bioturbação pode ter.	Matéria orgânica amorfa moderada; conteúdo moderado de fitoclasto; razão fitoclastos opacos/não-opacos usualmente ausentes.
C) IH 125–250 COT 1-3%	Matéria orgânica dominada por matéria orgânica terrestre oxidada. Ocorre em turfeiras, depósitos deltáicos e em lamitos marinhos bioturbados.	Matéria orgânica amorfa ausente ou com baixo conteúdo; fitoclastos dominam a assembléia do querogênio; razão fitoclastos opacos/não-opacos usualmente baixos; esta fácies pode também ser dominada por matéria orgânica amorfa parcialmente oxidada (não fluorescente).
CD) IH 50–125 COT < 0,5	Matéria orgânica terrestre moderadamente a bem oxidada; matéria orgânica residual substancial.	Matéria orgânica amorfa ausente ou com baixo conteúdo; fitoclastos dominam a assembléia do querogênio; razão de fitoclastos opacos/não-opacos aumenta; esta fácies pode também ser dominada por matéria orgânica amorfa parcialmente oxidada não fluorescente.
D) IH < 50 COT < 0,5	Matéria orgânica residual altamente oxidada ou redepositada.	Matéria amorfa ausente ou com baixo conteúdo; fitoclastos dominam a assembléia do querogênio; razão fitoclastos opacos/não-opacos aumenta; esta fácies pode também ser dominada por matéria orgânica amorfa parcialmente oxidada não apresentando fluorescência.

Tabela 6.7: Relação entre fácies orgânica (Jones, 1987) e palinofácies (Tyson, 1995).

F. Org Palin.	A	AB	B	BC	C	CD	D
(%) COT	5-20+	3-10+		3-3+	≤ 3	< 0,5	
IH	≥ 850	≥ 650	≥ 400	≥ 250	≥ 150	50-125	≤ 50
Tipo de matéria orgânica	I	I/II	II	II/III	III	III/IV	IV
(%) MOA da matéria orgânica	Dominante			Moderada	Usualmente baixa/ausente		
(%) Fitoc. da matéria orgânica	Baixa (diluída)			Moderada	Usualmente dominante		
Tendência proximal-distal	Distal			Proximal		Distal	
Regime de oxigênio	Anóxico	Anóxico-disóxico			Óxido		Muito óxido
Taxa de sedimentação	Baixa	Variável		Alta		Moderada	Baixa
F. Org Palin.	A	AB	B	BC	C	CD	D

Através da tabela 6.7 para identificação do tipo de fácies orgânica apresentada pelas amostras, constatou-se a fácies orgânica B (fácies anóxica-disóxica) para toda a seção estudada como mostra a tabela 6.8.

Tabela 6.8: Tabela de identificação do tipo de fácies orgânica para as amostras da Formação Tetuan “seção do Rio Bambuca”.

Nome Amostra	PROF. (m)	Litologia	COT	IH	Fácies Orgânica
BV-133	232,0	Lamito calcáreo	8,0	520	B
BV-131	227,5	Lamito calcáreo	5,1	548	B
BV-129	223,3	Lamito	7,0	514	B
BV-127	220,0	Lamito	6,4	507	B
BV-125	212,8	Lamito calcáreo	4,2	419	B
BV-121	210,5	Lamito calcáreo	5,4	458	B
BV-117	208,7	Lamito calcáreo	1,2	258	B
BV-114	198,0	Lamito calcáreo	5,0	321	B
BV-110	193,5	Lamito	11,8	517	B
BV-107	191,7	Lamito	4,9	470	B
BV-104	189,7	Lamito calcáreo	1,8	363	B
BV-100	187,7	Lamito calcáreo	12,4	476	B
BV-89	145,0	<i>Mudstone</i>	10,1	533	B
BV-84	141,0	Lamito calcáreo	8,2	468	B
BV-82	140,0	Lamito	4,0	397	B
BV-80	138,0	Lamito calcáreo	9,2	492	B
BV-76	134,5	Lamito	12,6	475	B
BV-72	130,7	<i>Mudstone</i>	6,2	397	B
BV-71	130,0	<i>Mudstone</i>	14,0	548	B
BV-68	128,0	Lamito calcáreo	11,6	486	B
BV-65	125,7	Lamito calcáreo	1,4	411	B
BV-64	124,5	<i>Mudstone</i>	7,6	522	B
BV-63	100,5	Lamito calcáreo	6,0	475	B
BV-56	97,0	Lamito	4,1	471	B
BV-51	92,7	Lamito	5,0	535	B
BV-47	90,2	Lamito calcáreo	4,7	501	B
BV-43	88,0	Lamito calcáreo	7,9	497	B
BV-40A	83,0	<i>Packstone</i>	11,9	499	B
BV-40	82,7	<i>Packstone</i>	18,8	512	B
BV-36	79,5	Lamito	1,8	380	B
BV-28	74,5	Lamito	2,4	266	B
BV-22	54,5	Lamito	3,7	342	B
BV-19	50,5	Lamito calcáreo	2,7	501	B
BV-14	28,5	Siltito argiloso/Argilito siltico	3,7	522	B
BV-11	23,8	Siltito argiloso/Argilito siltico	12,1	304	B

6.5 Inferências paleoambientais

Tyson (1993) utiliza o diagrama ternário, não apenas como uma forma simples de representação gráfica, mas também para a reconstrução do paleoambiente com base em palinofácies visando às tendências paleoambientais e proximais-distais. Para isso, usam-se no vértice superior 100% de fitoclasto, no vértice inferior esquerdo 100% de matéria orgânica amorfa e no vértice inferior direito 100% de palinomorfo (Figura 6.8). Tyson (1995) considerou dentro do diagrama ternário nove campos de palinofácies para sedimentos marinhos, na qual cada um corresponde a um paleoambiente descritos na tabela 6.9.

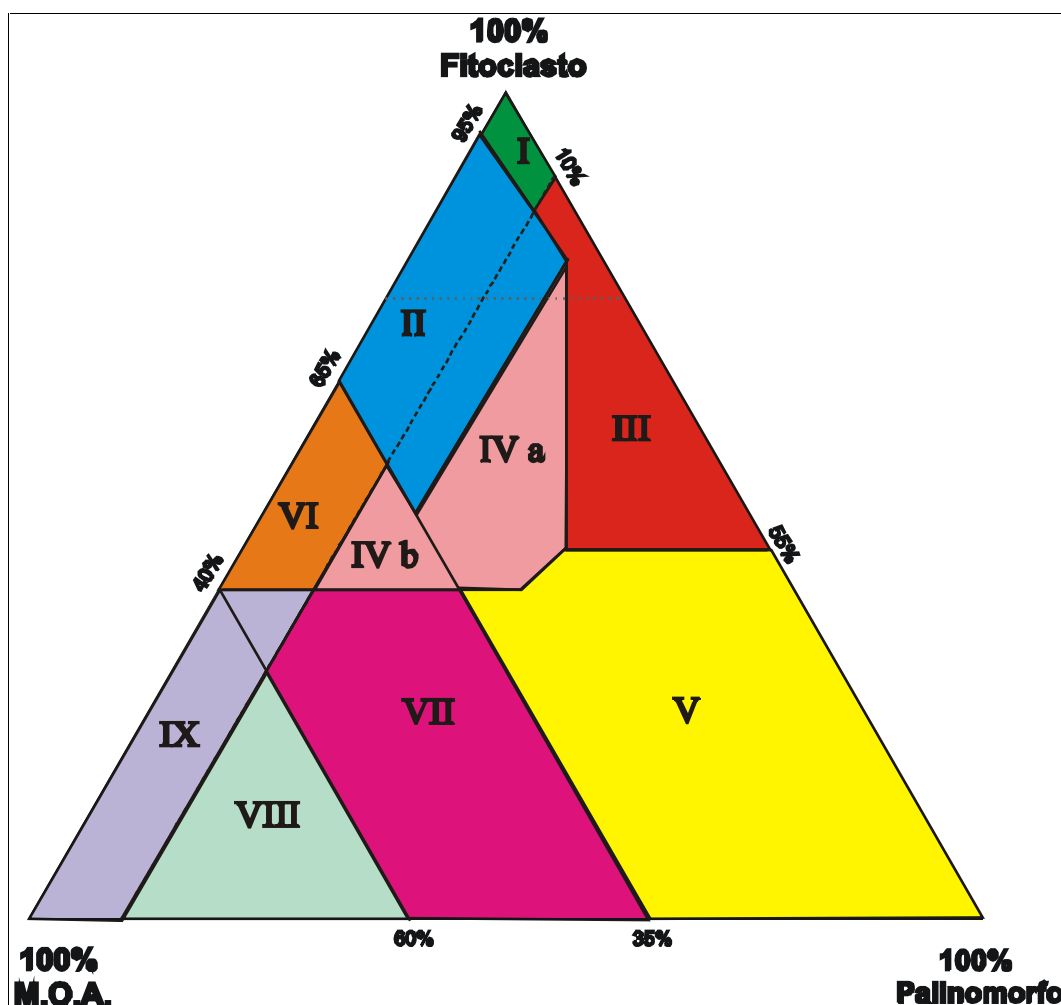


Figura 6.8: diagrama ternário com os campos de palinofácies definidos pelos valores percentuais dos três principais grupos da matéria orgânica particulada (Tyson, 1995).

Tabela 6.9: Tabela explicativa da figura 6.8, onde é caracterizado o ambiente deposicional e o tipo de querogênio (modificado de Tyson, 1995).

	Campo de Palinofácies e ambiente	Comentários	Esporos: Bisacados	Microplácton	Tipo de querogênio
I	Plataforma proximal ou bacia	Alto conteúdo de fitoclastos diluído em outros componentes.	Usualmente alto	Muito pouco	III, Propenso a geração de gás
II	Bacia marginal disóxica-anóxica	MOA diluída pela elevada entrada de fitoclastos, mas a MOA apresenta-se moderadamente a bem preservada. A importância do COT depende do estado redox da bacia e da diluição.	Alto	Muito pouco	III, Propenso a geração de gás
III	Bacia óxica heterolítica (bacia proximal)	O estado de preservação da MO é geralmente baixo, a abundância de fitoclastos dependida proximidade atual da fonte flúvio-deltaica. Comum oxidação e retrabalhamento.	Alto	Comum a abundante Dinocisto dominantes	III ou IV, Propenso a geração de gás
IV	Transição de plataforma para bacia	A passagem da plataforma para bacia no tempo ou espaço. Abundância absoluta de fitoclastos dependida proximidade da fonte e do grau de redeposição. Quantidade do COT marinho depende do estado redox da bacia. IV a disóxico-subóxico, IV b subóxico-anóxico.	Média a alto	Muito baixo a baixo	III ou II, Principalmente propenso a geração de gás
V	Plataforma óxica dominada por lama (plataforma distal)	Conteúdo de MOA baixo a moderado (usualmente degradada). Abundância de palinóforos. Argilitos carbonosos bioturbados de coloração clara são típicos.	Usualmente baixo	Baixo a comum Dinocisto dominantes	III > IV, Propenso a geração de gás
VI	Plataforma proximal subóxica-anóxica	Elevada preservação da MOA, próprio das condições de bacia redutora. Conteúdo de fitoclastos de médio a alto em entradas turbidíticas e/ou fonte proximais.	Variável, médio a baixo	Baixo a comum Dinocisto dominantes	II, Propenso a geração de óleo
VII	*Plataforma distal disóxica-anóxica	Preservação média a boa da MOA, conteúdo palinóforos de baixo a médio. É típica a coloração escura em margas eventualmente bioturbadas.	Baixo	Médio a comum Dinocistos dominantes	II, Propenso a geração de óleo
VIII	Plataforma distal disóxica-óxica	Assembléia dominada por MOA, com excelente preservação. Baixo a médio conteúdo de palinóforos. Típico de folhos orgânicos depositados em baixo estratigráficos sob condições de plataforma marinha.	Baixo	Baixo a médio Dinocistos dominantes, aumento na % de prasinófitas	II >> I, Propenso a geração de óleo
IX	Bacia distal subóxica-anóxica	Assembléia dominada por MOA. Baixa abundância de palinóforos em parte devido ao mascaramento. Frequentemente rico em alginita. Bacias profundas ou depósitos de plataformas estratificadas, bacia pobres em sedimentos.	Baixo	Geralmente baixo prasinófitas frequentemente dominante	II > I, Altamente propenso a geração de óleo

MOA = Matéria orgânica amorfa

COT = Carbono orgânico total

Na seção estudada, as amostras concentram-se nos campos VII, VIII e IX. O campo VII corresponde ao paleoambiente de “plataforma” distal disóxica-anóxica. O campo VIII é caracterizado por um paleoambiente de plataforma distal disóxica-óxica. O campo IX, onde se concentra a grande maioria das amostras estudadas, corresponde ao paleoambiente de bacia distal subóxica-anóxica (Figura 6.9). Na tabela 6.10 é possível identificar em que campo paleoambiental cada amostra da “seção do Rio Bambuca” da Formação Tetuan se encontra de acordo com os campos de palinofácies de Tyson, 1995.

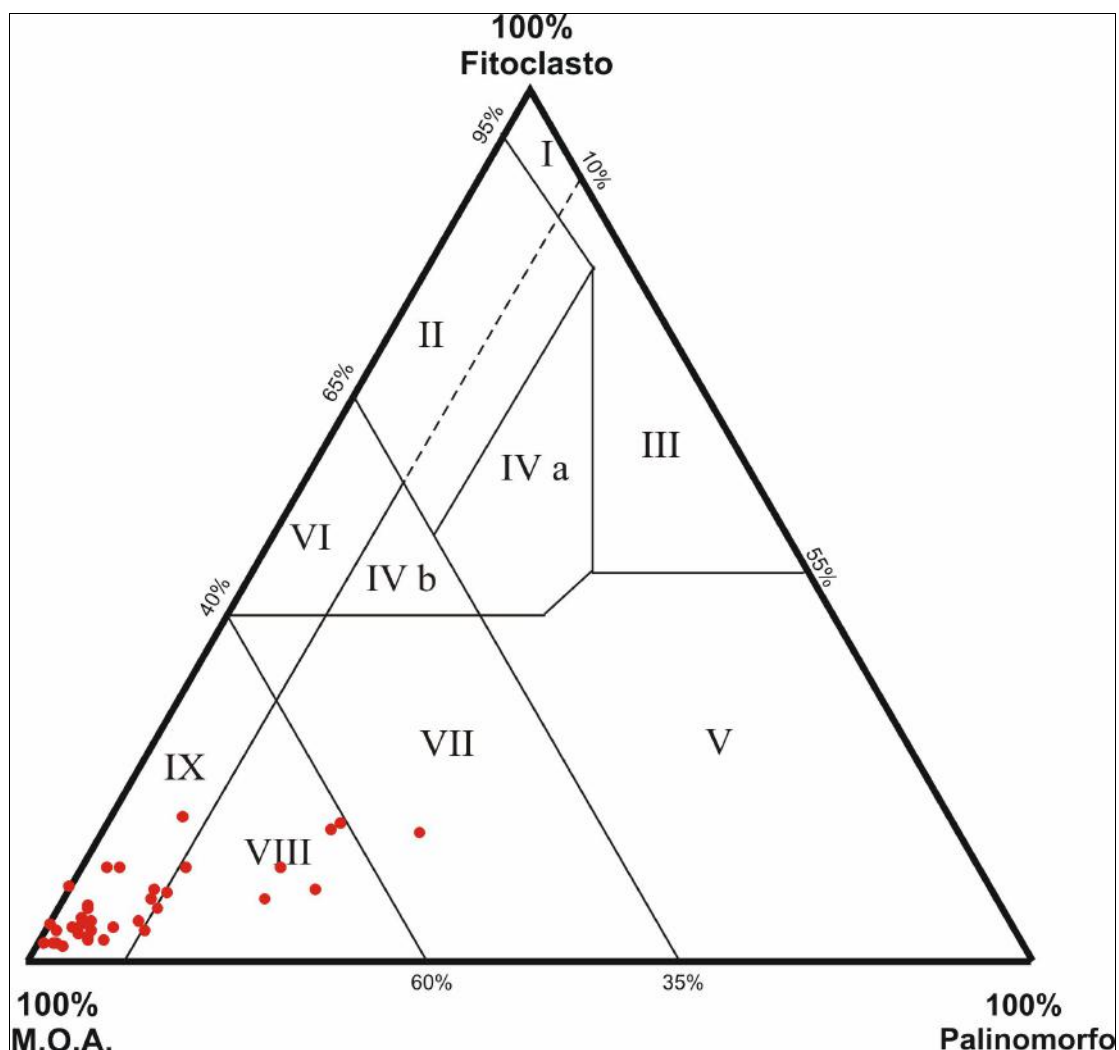


Figura 6.9: Diagrama ternário MOA-FITO-PALINO com os campos de palinofácies (Tyson, 1995) e com as amostras da seção estudada plotadas no diagrama.

Tabela 6.10: Tabela indicando o tipo de paleoambiente presente em cada amostra da seção estuda segundo os campos de palinofácies de Tyson (1995).

Nome Amostra	Prof. (m)	Litologia	Amorfa(%)	Fitoclasto(%)	Palinomorfos(%)	Palinofácies
BV-133	232,0	Lamito calcáreo	91,3	2,6	6,1	IX
BV-131	227,5	Lamito calcáreo	84,1	6,1	9,8	VIII
BV-129	223,3	Lamito	91,0	6,0	3	IX
BV-127	220,0	Lamito	86,8	4,6	8,6	IX
BV-125	212,8	Lamito calcáreo	85,6	10,7	3,7	IX
BV-121	210,5	Lamito calcáreo	92,7	2,8	4,5	IX
BV-117	208,7	Lamito calcáreo	84,3	7,1	8,6	IX
BV-114	198,0	Lamito calcáreo	90,9	6,3	2,8	IX
BV-110	193,5	Lamito	95,3	3,4	1,3	IX
BV-107	191,7	Lamito	96,0	2,0	2,0	IX
BV-104	189,7	Lamito calcáreo	91,9	3,6	4,5	IX
BV-100	187,7	Lamito calcáreo	97,3	2,0	0,7	IX
BV-89	145,0	<i>Mudstone</i>	93,6	3,7	2,7	IX
BV-84	141,0	Lamito calcáreo	95,7	1,6	2,7	IX
BV-82	140,0	Lamito	92,9	2,3	4,8	IX
BV-80	138,0	Lamito calcáreo	92,4	4,3	3,3	IX
BV-76	134,5	Lamito	91,2	4,7	4,1	IX
BV-72	130,7	<i>Mudstone</i>	92,1	5,0	2,9	IX
BV-71	130,0	<i>Mudstone</i>	91,5	8,5	0,0	IX
BV-68	128,0	Lamito calcáreo	83,4	8,3	8,3	IX
BV-65	125,7	Lamito calcáreo	89,5	3,9	6,6	IX
BV-64	124,5	<i>Mudstone</i>	76,4	16,7	6,9	IX
BV-63	100,5	Lamito calcáreo	86,5	3,5	10,0	VIII
BV-56	97,0	Lamito	78,8	10,8	10,4	VIII
BV-51	92,7	Lamito	93,4	3,3	3,3	IX
BV-47	90,2	Lamito calcáreo	82,1	7,9	10,0	VIII
BV-43	88,0	Lamito calcáreo	96,5	2,0	1,5	IX
BV-40A	83,0	<i>Packstone</i>	95,7	4,3	0,0	IX
BV-40	82,7	<i>Packstone</i>	86,7	10,8	2,5	IX
BV-36	79,5	Lamito	53,7	14,6	31,7	VII
BV-28	74,5	Lamito	62,4	15,2	22,4	VIII
BV-22	54,5	Lamito	67,2	8,3	24,5	VIII
BV-19	50,5	Lamito calcáreo	61,0	15,8	23,2	VIII
BV-14	28,5	Siltito argiloso/Argilito siltico	72,9	7,3	19,8	VIII
BV-11	23,8	Siltito argiloso/Argilito siltico	69,4	10,8	19,8	VIII

A seção estratigráfica foi dividida em cinco intervalos (Figura 6.10), os quais foram definidos pela integração dos dados gerados pelo tratamento estatístico das amostras (análise de agrupamento modo-Q) (Figura 6.7), do resultado de fácies orgânica de Jones (1987) ao longo do perfil estratigráfico (Tabela 6.8) e pelo paleoambiente de cada amostra identificados no diagrama ternário com os campos de palinofácies (Tabela 6.10 e figura 6.9).

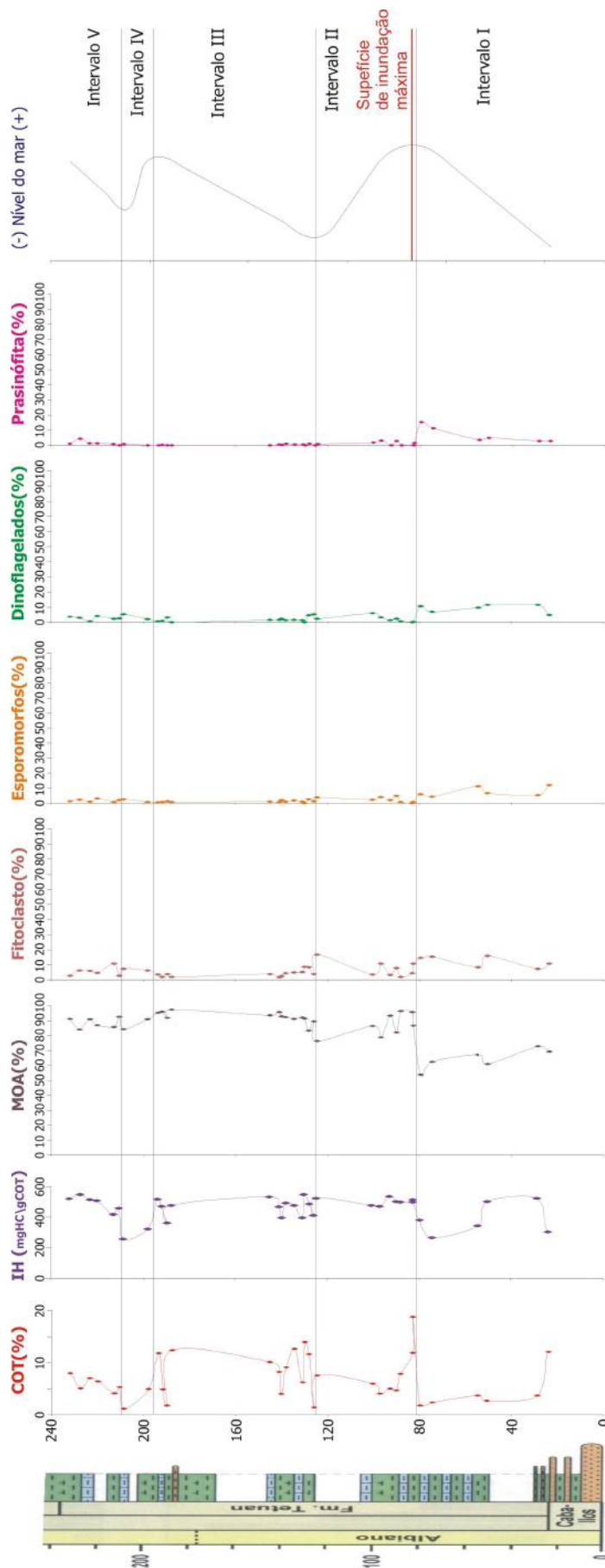


Figura 6.10. Distribuição dos grupos e subgrupos de componentes da matéria orgânica em relação ao total de matéria orgânica, além dos parâmetros de COT, IH e curva de variação do nível do mar da "seção do Rio Bambuoca" Formação Tetuan subdivididos em 5 intervalos.

Intervalo I – Cota: 23,8 - 79,5 metros.

Este intervalo é evidenciado pela elevada média percentual de MOA (64,43%), pela baixa média percentual de fitoclastos (12,00%) e de baixa a moderada média percentual de palinomorfos marinhos e continentais (23,57%) (Tabela 6.11).

Em termos paleoambientais, as amostras da base da formação encontram-se plotadas no campo VIII do diagrama ternário com os campos de palinofácies que corresponde a um paleoambiente de plataforma distal disóxica-óxica. O intervalo segue nesse contexto paleoambiental até que no topo do intervalo o paleoambiente muda para o campo VII do diagrama ternário com os campos de palinofácies que corresponde a um paleoambiente de plataforma “distal” disóxica-anóxica.

Em termos de fácies orgânica o intervalo todo se encontra dentro da fácies orgânica do tipo B (fácies anóxica-disóxica).

A tendência geral do intervalo é de relativa subida do nível do mar (Figura 6.11) evidenciado pelos valores crescentes dos parâmetros COT e IH da base para o topo do intervalo. Os valores percentuais de MOA também seguem a tendência de valores crescentes para o intervalo. Nota-se aqui que os valores do parâmetro COT é controlada pela variação dos valores percentuais de MOA.

Os valores médios percentuais dos fitoclastos e dos palinomorfos continentais destacam esse intervalo como o intervalo de maior contribuição de sedimentos continentais para o perfil estudado, porém o intervalo tem a tendência de subida relativa do nível do mar onde observa-se a quantidade de matéria orgânica terrestre diminui da base para o topo, além das outras evidências descritas acima.

No topo do intervalo ocorre o pico de prasinófitas associada a um valor bastante expressivo de dinoflagelados. Logo após este pico, uma queda brusca no número de prasinófitas e de dinoflagelados associada a valores elevados dos parâmetros COT, IH e MOA marcam a separação do intervalo I para o intervalo II.

Tabela 6.11: Tabela com os valores percentuais médios e o desvio padrão dos 3 grupos de componentes da matéria orgânica do intervalo I da “seção do Rio Bambuca” Formação Tetuan.

Grupo	MOA(%)	Fitoclasto(%)	Palinomorfo(%)
Média	64,43	12,00	23,57
Desvio padrão	6,86	3,71	0,73

Intervalo II – Cota: 82.7 – 124,5 metros.

O intervalo tem como características uma elevada média percentual de MOA (87,01%) e baixa média percentual de fitoclastos (7,14%) e de palinómorfos marinhos e continentais (5,58%) (Tabela 6.12).

Em termos paleoambientais, o intervalo tem na sua base as amostras plotadas no campo IX do diagrama ternário com os campos de palinofácies que corresponde a um paleoambiente de bacia distal subóxica-anóxica. Já na parte média do intervalo o paleoambiente alterna entre o campo VIII do diagrama ternário com os campos de palinofácies que corresponde a um paleoambiente de plataforma distal disóxica-óxica e o campo IX do diagrama ternário com os campos de palinofácies que corresponde a um paleoambiente de bacia distal subóxica-anóxica. No topo do intervalo o paleoambiente é todo classificado no campo VIII do diagrama ternário com os campos de palinofácies que corresponde a um paleoambiente de plataforma distal disóxica-óxica.

Em termos de fácies orgânica o intervalo todo se encontra dentro da fácies orgânica do tipo B (fácies anóxica-disóxica).

Neste intervalo a tendência geral é de relativa descida do nível do mar bem evidenciado pelos valores percentuais decrescente do parâmetro COT, mais uma vez também a curva de variação percentual de MOA acompanha a curva de variação percentual de COT.

Outro fator importante que marca a tendência de relativa descida do nível do mar é o fato dos valores percentuais dos fitoclastos e dos esporómorfos aumentarem da base para o topo no intervalo II.

A base deste intervalo é interpretado como a superfície de inundação máxima do perfil estudado. Para entender esta interpretação   necessário olharmos para o topo do intervalo I onde os picos de prasinófitas e dinoflagelados marcam o pico da produtividade primária. Já na base do intervalo II a queda brusca nos valores percentuais das prasinófitas e dinoflagelados associada ao pico de MOA evidenciam um ambiente de transformação desta m teria orgânica. Esta condição de transformação favorece o enriquecimento dos sedimentos em relação à quantidade de carbono orgânico existente no ambiente de deposição, comprovando um alto grau de preservação da m teria orgânica que, neste caso, está associado às condições de anoxia proporcionada pela máxima coluna d'água no sistema estudado.

A preservação ou não do carbono orgânico nos sedimentos está diretamente ligada à subida e descida relativa do nível do mar respectivamente, pois quanto maior for a coluna d'água sobre os sedimentos em deposição maior será a anoxia do ambiente causada pela ausência de luminosidade no corpo d'água (ausência de fotossíntese) preservando assim a m teria orgânica nos sedimentos. Sendo assim o pico do parâmetro COT para o perfil estudado pode ser interpretada como a superfície de inundação máxima.

Tabela 6.12: Tabela com os valores percentuais médios e o desvio padrão dos 3 grupos de componentes da m teria orgânica do intervalo II da "seção do Rio Bambuca" Formação Tetuan.

Grupo	MOA(%)	Fitoclasto(%)	Palinomorfo(%)
Média	87,01	7,14	5,58
Desvio padrão	7,66	5,08	4,25

Intervalo III – Cota: 125,7 – 193,5 metros.

Domínio de MOA (92,57%) em relação à baixa média percentual de fitoclastos (4,10%) e de palinomorfos marinhos e continentais (3,38%) (Tabela 6.13).

Em termos paleoambientais, o intervalo não sofre alterações paleoambientais sendo todas as amostras plotadas no campo IX: paleoambiente de bacia distal subóxica-anóxica.

Em termos de fácies orgânica o intervalo todo se encontra dentro da fácies orgânica do tipo B (fácies anóxica-disóxica).

Neste intervalo a tendência é de relativa subida do nível do mar controlada pelo aumento dos valores percentuais de COT em relação ao intervalo II. Como nos outros intervalos as curvas de variação percentual de MOA e do parâmetro IH acompanham a curva de variação do parâmetro percentual COT dando suporte assim a interpretação de relativa subida do nível do mar.

Os valores percentuais decrescente de fitoclastos e esporomorfos da base para o topo do intervalo também indicam uma relativa subida do nível do mar para este intervalo.

A separação do intervalo II para o intervalo III se fez necessária porque no intervalo II a tendência era de relativa descida do nível do mar. Já no intervalo III a tendência é de relativa subida do nível do mar.

Tabela 6.13: Tabela com os valores percentuais médios e o desvio padrão dos 3 grupos de componentes da matéria orgânica do intervalo III da “seção do Rio Bambuca” Formação Tetuan.

Grupo	MOA(%)	Fitoclasto(%)	Palinomorfo(%)
Média	92,52	4,10	3,38
Desvio padrão	3,53	2,19	2,32

Intervalo IV – Cota: 198,0 – 208,7 metros.

O intervalo tem como características uma elevada média percentual de MOA (87,60%) e baixa média percentual de fitoclastos (6,70%) e de palinomorfos marinhos e continentais (5,70%) (Tabela 6.14).

Neste intervalo as amostras concentram-se no campo IX do diagrama ternário com os campos de palinofácies que corresponde a um paleoambiente de bacia distal subóxica-anóxica.

Em termos de fácies orgânica o intervalo não apresenta variações, pois todo ele está inserido na fácies orgânica do tipo B (fácies anóxica-disóxica).

Neste intervalo a tendência geral é de relativa descida do nível do mar bem evidenciado pelos valores decrescente do parâmetro percentual de COT, mais uma vez também as curvas de variação percentual de MOA e do parâmetro IH acompanham a curva de variação do parâmetro percentual de COT.

Esta tendência de relativa descida do nível do mar para o intervalo IV é também comprovada pelos valores percentuais crescentes dos fitoclastos e esporomorfos da base para o topo no intervalo.

Como nos intervalos anteriores a separação do intervalo III para o intervalo IV se deu devido à mudança na tendência de subida e descida do nível do mar.

Tabela 6.14: Tabela com os valores percentuais médios e o desvio padrão dos 3 grupos de componentes da matéria orgânica do intervalo IV da “seção do Rio Bambuca” Formação Tetuan.

Grupo	MOA(%)	Fitoclasto(%)	Palinomorfo(%)
Média	87,60	6,70	5,70
Desvio padrão	4,67	0,57	4,10

Intervalo V – Cota: 210,5 – 232,0 metros.

Neste intervalo o domínio da média percentual de MOA (88,58%) em relação à baixa média percentual de fitoclastos (5,47%) e de palinomorfos marinhos e continentais (5,95%) (Tabela 6.15).

Em relação ao paleoambiente o intervalo quase como um todo se encontra no campo IX do diagrama ternário com os campos de palinofácies que corresponde a um paleoambiente de bacia distal subóxica-anóxica, porém

no topo do intervalo o paleoambiente alterna entre o campo VIII do diagrama ternário com os campos de palinofácies que corresponde a um paleoambiente de plataforma distal disóxica-óxica e o campo IX do diagrama ternário com os campos de palinofácies que corresponde a um paleoambiente de bacia distal subóxica-anóxica.

Em termos de fácies orgânica o intervalo não apresenta variações, pois todo ele está inserido na fácies orgânica do tipo B (fácies anóxica-disóxica).

Neste intervalo a tendência geral é de relativa subida do nível do mar bem evidenciado pelos valores crescente do parâmetro COT em relação ao intervalo anterior, mais uma vez também a curva de variação percentual de MOA acompanha a curva de variação percentual do parâmetro COT.

Os valores percentuais decrescentes dos fitoclastos e dos esporomorfos da base para o topo do intervalo V indicam também uma relativa subida do nível do mar para o intervalo.

Tabela 6.15: Tabela com os valores percentuais médios e o desvio padrão dos 3 grupos de componentes da matéria orgânica do intervalo V da “seção do Rio Bambuca” Formação Tetuan.

Grupo	MOA(%)	Fitoclasto(%)	Palinomorfo(%)
Média	88,58	5,47	5,95
Desvio padrão	3,53	2,97	2,75

7 Conclusões

Para as amostras estudadas da Formação Tetuan, a análise palinofácies revelou o predomínio do Grupo Matéria Orgânica Amorfa. O Grupo palinomorfo, representado por esporomorfos e algas de parede orgânica marinha (prasinófitas e dinoflagelados) e o Grupo fitoclasto alternam-se como segundo grupo em dominância.

Em geral, qualitativamente constatou-se uma boa preservação da matéria orgânica particulada presente nas lâminas evidenciado pela coloração de fluorescência elevada (amarela intensa) presentes na matéria orgânica amorfa e no Grupo dos palinomorfos.

O grau de evolução térmica foi obtido pelo Índice de Coloração de Esporos (ICE), que determinou um baixo estágio de evolução térmica da matéria orgânica presente nas amostras das seções analisadas.

O Índice de Produtividade (IP) também é um parâmetro que indica o grau de evolução térmica para as amostras analisadas. Das 35 amostras analisadas, 31 delas segundo este parâmetro encontram-se imaturas. As outras 4 encontram-se com um grau de maturação inicial.

Já o parâmetro TMAX indicou um baixo estágio de evolução térmica para toda a seção estudada, pois todas as amostras obtiveram valores inferiores a 440°C neste parâmetro.

Em relação ao potencial de geração de hidrocarbonetos da Formação Tetuan, 2 parâmetros são capazes de indicar o potencial de geração de hidrocarbonetos para a formação. São eles: O Carbono Orgânico Total (COT) e o Potencial de Geração (PG).

O conteúdo de Carbono Orgânico Total (COT) para as amostras analisadas apresentaram 3 amostras contendo um alto potencial de geração, 5 amostras contendo um muito alto potencial de geração e 26 amostras contendo um excelente potencial de geração de hidrocarbonetos.

O Potencial de Geração (PG) apresentou apenas uma amostra com moderado potencial para gerar hidrocarbonetos, todas as outras amostras têm boas condições para gerar hidrocarbonetos.

Foram obtidos também os resultados organogeoquímicos das trinta e cinco amostras coletadas.

O resultado da Pirólise Rock-Eval indicou o querogênio como sendo um querogênio do tipo II, característico de um paleoambiente marinho depositado em ambiente redutor, com uma contribuição de matéria orgânica terrestre.

A análise de fácies orgânica para a Formação Tetuan identificou-se fácies orgânica do tipo B (fácies anóxica-disóxica).

A partir da integração dos resultados de palinofácies, organogeoquímicos, análise de agrupamento (modo-Q), foi possível identificar cinco intervalos.

No intervalo I a tendência é de subida relativa do nível do mar evidenciado pelos valores crescentes de COT, IH, MOA, dinoflagelados, prasinófitas e valores decrescentes de fitoclastos e esporomorfos. Este intervalo é caracterizado por paleoambiente de plataforma distal disóxica-óxica, porém no topo do intervalo os picos de dinoflagelados e prasinófitas indicam uma mudança no paleoambiente para “plataforma” distal disóxica-anóxica. Essas informações sustentam a interpretação de subida relativa do nível do mar para o intervalo.

No intervalo II registram-se valores decrescentes de COT, IH, MOA, dinoflagelados, prasinófitas e valores crescentes de fitoclastos e esporomorfos que sugere tendência de descida relativa do nível do mar. Os dados paleoambientais também corroboram com essa tendência, mostrando da base para o topo do intervalo, uma mudança paleoambiental de bacia distal subóxica-anóxica passando a plataforma distal disóxica-óxica.

Nos outros intervalos identificados, o paleoambiente é caracterizado como bacia distal subóxica-anóxica, portanto a tendência de subida e descida relativa do nível do mar para esses intervalos foram indicadas pelas curvas de variação de COT, IH, MOA, fitoclastos, esporomorfos, dinoflagelados e prasinófitas.

De modo geral, o perfil analisado é interpretado como um evento transgressivo constituindo uma seqüência deposicional de 2ª ordem, onde a superfície de inundação máxima que registra o pico da transgressão situa-se na porção inferior da Formação Tetuan. Os valores crescentes de COT, IH, MOA, valores decrescentes de fitoclastos e esporomorfos e a mudança paleoambiental de plataforma distal disóxica-óxica para bacia distal subóxica-anóxica, da base para o topo do perfil, sustentam esta hipótese.

8 Referências bibliográficas

- BARNARD, P.C.; COLLINS, A.G; COOPER, B.S. (1981). Identification of kerogen Facies in a Source Rock Horizon. Examples from the North Sea Basin. *In: Organic Maturation Studies and Fossil Fuel Exploration* (ed. Brooks, J.), Academic Press, London, 271-282.
- BATTEN, D.J. (1973). Use of palynology assemblage-types in Wealden correlation. *Palaeontology*, v. 16, p. 1-40.
- BATTEN, D.J. (1982). Palynofacies, paleoenvironments and petroleum. *Journal of Micropaleontology*, v. 1, p. 107-14.
- BORDENAVE, M.L. & ESPITALIÉ, J. (1993). Elemental composition of kerogens. *In: Applied Petroleum Geochemistry* (eds. Bordenave, M.L.), Editions Technip, Paris, p.334-9.
- BORDENAVE, M.L.; ESPITALIÉ, J.; LAPLAT, P.; OUDIN, J.L. & VANDENBROUKE, M. (1993). Screening techniques for source rock evaluation, *In: Applied Petroleum Geochemistry*, (eds. Bordenave, M.L.) Editions Technip, Paris, p. 217-279.
- BOULTER, M.C. & RIDDICK, A. (1986). Classification and analysis of palinodebris from the Paleocene sediments of the Forties Field. *Sedimentology*, v. 33, p. 871-86.
- BUSTIN, R.M. (1988). Sedimentology and characteristics of dispersed organic matter in Tertiary Niger Delta: origin of source rocks in a deltaic environment. *American Association of Petroleum Geologists Bull.*, v. 72, p. 277-298.
- CARVALHO, M.A. (2001). Paleoenvironmental reconstruction based on palynology and palynofacies analyses of Upper Aptian-Middle Albian

sucession from Sergipe Basin, northeaster Brazil. *Tese de Doutorado*, Ruprecht-Kart Heidelberg, Alemanha. 160p.

COOPER, M.A. (1995). Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Easterrn Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. *AAPG Bulletin*, Tulsa. V.79, n.10, p. 1421-1443.

CORREIA, M. (1971). Diagenesis of Sporopollenin and other Comparable Organic Substances: Application to Hydrocarbons Research. *In: Sporopollenin, London* (eds. BROOKS, J.; GRANT P.R.; MUIR, M.; VANGIJZEL, P.; SHAW, G.), Academic Press, p. 569-620.

DALE, B. (1976). Cyst formation, sedimentation and preservation: factors afflecting dinoflagellate assemblages in Recent sediments from trondhiimsljord, Norway. *Review of Paleobotany and Palynology*, 22, 39-60.

DARRELL, H.; & HART, G.F. (1970). Environmental determinations using absolute miospore frequency Mississipi River delta. *Geological Society of America Bulletin*, 81, 2513-2518.

DEGENS, E.T. e MOPPER, K. (1976). Factors controlling the distribution and early diagenesis of organic material in marine sediments, *in: Chemical Oceanography*, 2 nd edn (eds. J.P. Riley and R Cherster), Academic Press, London, 6, pp. 59-113.

DELVAUX, D.; MARTIN, H.; LEPLAT, P. & PAULET, J. (1990). Geochemical characterization of sedimentary organic matter by means of pyrolysis kitnetic parameters, *In: Advances in Organic Geochemistry 1989* (eds. Durand, B. & Behar, F.), Pergamon, Oxford. Organic Geochemistry, v.16, p. 175-87.

DEMAISON e MOORE (1980) in PETERS, K. E. & MOLDOWAN, J. M. (1993). The Biomarker Guide. Prentice – Hall International (UK) Limited, London.

- DENISON, C. & FOWLER, R.M. (1980). Palynological identification of facies in a deltaic environment. *In: Proceedings of the Meeting on the Sedimentation of North Sea Reservoir Rocks, Geilo, 1980, Norwegian Petroleum Society, Oslo, paper XII, p. 1-22.*
- DOWNIE, C. e SARJEANT, W.A.S. (1966). The morphology, terminology and classification of fossil dinoflagellate cysts, *in: Studies on Mesozoic and Cainozoic Dinoflagellate Cysts* (eds. R.J. Davey, C. Downie, W.A.S. Sarjeant and G.L. Willians), *Bulletin of the British Museum (Natural History) Geology, Supplement, 3, 10-17.*
- DOWNIE, C. (1973). Observations on the nature acritarchs. *Palaeontology, v. 16.*
- DURAND, B. (ed.) (1980). Insoluble organic matter from sedimentary rocks. *Kerogen, Paris: Technip. 519p.*
- DUNHAN, R. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *In: Classification of carbonate rocks* (ed. HAM, W.E.), Tulsa: *The American Association of Petroleum Geologists. p. 108-121. (AAPG Memoir, 1).*
- ESPITALIÉ, J.; LAPORTE, J.L.; MADEC, M.; MARQUIS, LEPLAT, P.; PAULET, J.; BOUTEFEU, A. (1997). Methode Rapide de Caracterisation dès Roches Meres de leur Potentiell Petrolier e de leur Degre d'Evolution. *Ver. Inst. Fr. Pet., 32:23-42.*
- ESPITALIÉ, J., DEROO, G., MARQUIS, F (1985). La pyrolise Rock-Eval et sés applications. *Revue de l'Institute Français du Pétrole, Paris, v.40, p.563-579.*
- EVITT, W.R. (1963). A discussion and proposals concerning fósfil dinoflagellates, hystrichospheres and acritarchs. I. II. *Proceeding United States of the Natural Academy of Sciences, 49, 158-164, 298-302.*

- EVITT, W.R. (1985). Sporopollenin Dinoflagellate Cysts: Their Morphology and Interpretation. *American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, 333pp.
- FENSONE, R.A.; WILLIAMS, G.L.; BARSS, M.S.; FREEMAN, J.M.; HILL, J.M. (1990). Acritarchs and fossil prasinophytes: an index to genera, species and infraspecific taxa. *American Association of stratigraphic Palynologist, Contributions Series*, 25.
- FISHER, M.J. (1980). Kerogen distribution and depositional environments in the Middle Jurassic of Yorkshire U.K. In: *Proceedings of the 4th International Palynological Conference* (eds. BHARADWAJ, D.C.; SINGH, H.P. & TIWARI, R.S.), Lucknow 1976-1977, v. 2, p. 574-80.
- FISHER, M.J. & HANCOCK, N.J. (1985). The Scalby Formation (Middle Jurassic, Ravenscar Group) of Yorksshir: reassessment of age and depositional environmental. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, v. 45, p. 293-8.
- GEHMAN, H.M.Jr. (1962). Organic Matter in Limestone. *Geochim, Cosmochim, Acta*, 26:885-897.
- GONÇALVES, F.T.T. (2005). Investigação quimioestratigráfica de alta resolução de rochas geradoras de hidrocarbonetos: Aplicação na análise do sistema petrolífero do Grupo Villeta, Vale Superior do Magdalena, Colômbia. *Tese de Doutorado em Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro*.
- GUTJAHR, C.C.M. (1966). Carbonization Measurements of Pollen Grains and Spores and their Application. *Leidse. Geol. Meded.* 38. 29p.

- HABIB, D. (1982). Sedimentary supply origino of cretaceous black shales, *In: Nature and origin of Cretaceous Carbon-rich Facies* (eds. SCHLANGER, S.O. & CITA, M.B.), Academic Press, London, p. 113-27.
- HANCOCK, N.J. & FISHER, M.J. (1981). Middle Jurassic North Sea deltas with particular reference to Yorkshire. *In: Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe* (eds. ILLING, L.V. & HOBSON, G.D.), Heyden, London, p. 186-95.
- HIGHTON, P.J.C., PEARSON, A. & SCOTT, A.C. (1991). Palinofacies and palynodebris and their use in Coal Measure palaeoecology and palaeoenvironmental analysis. *Neues Jarbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, v. 183, p. 135-69.
- HUNT, J.W. (1987). Relationship between microlithotype and maceral composition of coals and geological setting of coal measures in Permian Basins of Eastern Australia. *Australian Coal Geology* 4, part 2. p. 484-501.
- JARVIE, D.M. (1991). Total Organic Carbon (TOC) analysis, *In: Source and Migration Processes and Evaluation techniques* (ed. MERRIL, R.K.), *Treatise of Petroleum Geology, American Association of Petroleum geologists*, Tulsa, p.113-118.
- JONES, R.W. (1987). Organic Facies, *In: Advances in Petroleum Geochemistry* 2 (eds. BROOKS, J. & WELTE, D.), Academic Press, London, p. 1-90.
- KAIRUZ, E.C. (2000) *et al.* Sistemas petrolíferos del Putumayo, Colômbia. *In: VII Simpósio Bolivariano, Colômbia, 2000, Memórias...* Colômbia, p. 525-532.
- LITTKE, R. (1993). Deposition, Diagenesis and Wethering of organic matter-rich sediments. *Lecture Notes in Earth Sciences*, v.47, 216p.

- LOEBLICH, A.R. III (1984) Dinoflagellate physiology and biochemistry, *in: Dinoflagellates* (ed. D.L. Spector), Academic Press, Orlando, pp. 300-42.
- MACELLARI, C.E., DE VRIES, T.J. (1987). Late Cretaceous upwelling and anoxic sedimentation in northwestern South América. *Paleogeography, Paleoclimatology Palaeocology*, v. 59, p.279-292.
- MELLO, M.R., ESTRELLA, G.O. (1984). A geoquímica orgânica na exploração do petróleo. *In: Geoquímica do Petróleo*, Petrobras/Cenpes, Rio de Janeiro, p. 29-69, 1984.
- MENDONÇA FILHO, J.G. (1999). Aplicação de estudos de palinofácies e fácies Orgânicas em rochas do Paleozóico da Bacia do Paraná, Sul do Brasil. *Tese de Doutorado em Geociências*, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2 volumes, 338 p.
- MENDONÇA FILHO, J.G; CARVALHO, M.A.; MENEZES, T.R. (2002). *Palinofácies*. *In: Técnicas e procedimentos de trabalho com fósseis e formas modernas comparativas* (ed. Unisinos). São Leopoldo. p. 20-24.
- MENEZES, T.R. (2002). Aplicação de Parâmetros Palinofaciológicos e Organogeoquímicos na Reconstrução Paleoambiental do Talude Continental Brasileiro Recente na Bacia de Campos, RJ. *Tese de Mestrado em Geociências*, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 174p.
- MUDIE, P.J. (1982). Pollen distribution in Recent marine sediments, eastern Canadá. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 19, p. 729-47.
- MÜLLER, J. (1959). Palynology of Recent Orinoco Delta and shelf sediments: reports of the Orinoco Shelf expedition; volume 5. *Micropaleontology*. v. 5, p. 1-2.

- 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: Petroleum Geology of the Continental Shelf of North West Europe* (eds. ILLING, L.V. & HOBSON, G.D.), Heyden, London, p. 205-15.
- PETERS, K.E.; CASSA, M.R. (1994). Applied Source Rock Geochemistry. *In: The Petroleum System – From Source to Trap* (eds. Magoon, L.B. & Dow, W.G.). AAPG Memoir 60, p. 93-120.
- PINDELL, J.L., ERIKSON, J.P. (1993). Mesozoic passive margin of northern South América. *In: Cretaceous tectonics in the Andes* (ed. SALFITY, J.A.). Wiesbaden, FRG, Vieweg Publishing, Earth Evolution Sciences, International Monograph Series, p. 1-60.
- PLAYFORD, G & DETTMANN, M.E. (1996). Palynology: principles and applications; *American Association of Stratigraphic palynologists Foundation*, vol. 1, p. 227-260.
- RONOV, A. B. (1958). Organic Carbon in Sedimentary Rocks (in relation to the presence of petroleum). *Geochem.* 5:497-509.
- SARMIENTO, L.F., RANGEL, A. (2004). Petroleum systems of the Upper Magdalena Valley, Colombia. *Marine and Petroleum Geology*, v.21, p.373-39.
- SARMIENTO, L.F. (2001). Mesozoic rifting and Cenozoic basin inversion history of the Eastern Cordilleira, Colombian Andes. *Inferences from tectonic models*. 2001. 296p. PhD thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam.
- SCHAMEL, S. (1991). Middle and Upper Magdalena basins, Colombia. *In: Active Margin Basins* (ed. Biddle, K.T.). AAPG Memoir 52, p.283-303.

- TAYLOR, T.N. & TAYLOR, E.L. (1993). *The Biology and Evolution of Fossil Plants*. Prentice Hall Inc., New Jersey, The Ohio State University, 982p.
- TISSOT, B.P.; WELTE, D.H. (1978). *Petroleum Formation and Occurrence*. Berlin: Springer-Verlag. 699p.
- TISSOT, B.P.; WELTE, D.H. (1984). *Petroleum Formation and Occurrence*. 2 ed. Berlin: Springer-Verlag. 699p.
- TISSOT, B.P., PELET, R., UNGERER, P. (1987). Thermal history of sedimentary basins, maturation indices, and kinetics of oil and gas generation. *AAPG Bulletin*, v.71, p. 1445-1466.
- TRAVERSE, A. (1998). *Paleopalynology*. Unwin, Hyman, Boston, 600 p.
- TUWENI, A.O. & TYSON, R.V. (1994). Organic facies variations in the Westbury Formation (Rhaetic Bristol Channel, SW England). *Organic Geochemical*. V.21 N: 10 – 11, p. 1001-1014.
- TYSON, R.V. (1984). Palynofacies investigation of Callovian (Middle Jurassic) sediments from DSDP Site 534, Blake-Bahama Basin, western Central Atlantic. *Marine and Petroleum Geology*, v.1, p-3-13.
- TYSON, R.V. (1987). The genesis and palynofacies characteristics of marine petroleum source rocks, *In: Marine Petroleum Source Rocks* (eds. BROOKS, J. & FLEET, A.J.), *Geological Society Special Publication*, v. 26, p. 44-67.
- TYSON, R.V. (1989). Late Jurassic palynofacies trends, Piper and Kimmeridge Clay Formations, UK onshore and northern North Sea. *The British Micropalaeontological Society*. p. 135-172.
- TYSON, R.V. (1993). Palynofacies Analysis. *In: Applied Micropaleontology* (eds. Jenkins, D.J.), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. P. 153-191.

- TYSON, R.V. (1995). *Sedimentary Organic Matter: Organic facies and palynofacies*. Chapman & Hall. Londres. 615p.
- TYSON e PEARSON (1991) in PETERS, K. E. & MOLDOWAN, J. M. (1993). *The Biomarker Guide*. Prentice – Hall International (UK) Limited, London.
- VAN KREVELEN, D.W. (1961). *Coal: Typology – Chemistry – Physics – Constitution*. Amsterdam: Elsevier Science.
- VILLAMIL, T. (1998). Chronology, relative sea-level history and a new sequence stratigraphic model for the basinal Cretaceous facies of Colombia. *In: Mesozoic Stratigraphy and Tectonic Evolution of the Caribbean Region/Northern South America: Implications for Eustasy from Exposed Sections of a Cretaceous-Eocene Passive Margin* (eds. PINDELL, J.L., DRAKE, C.L.), SEPM Special Publication, No. 58, p. 161-216.
- VILLAMIL, T., ARANGO, C. (1998). Integrated stratigraphy of Latest Cenomanian and Early Turonian facies of Colombia. *In: Mesozoic Stratigraphy and Tectonic Evolution of the Caribbean Region/Northern South America: Implications for Eustasy from Exposed Sections of a Cretaceous-Eocene Passive Margin* (eds. PINDELL, J.L., DRAKE, C.L.), SEPM Special Publication, No. 58, p 129-160.
- VILLAMIL, T., PINDELL, J.L. (1998). Mesozoic paleogeographic evolution of Northern South America: foundations for sequence stratigraphic studies in passive margin strata deposited during non-glacial times. *In: Mesozoic Stratigraphy and Tectonic Evolution of the Caribbean Region/Northern South America: Implications for Eustasy from Exposed Sections of a Cretaceous-Eocene Passive Margin* (eds. PINDELL, J.L., DRAKE, C.L.), SEPM Special Publication, No. 58, p.283-318.

- VILLAMIL, T., ARANGO, C., HAY, W.W. (1999). Plate tectonic paleoceanographic hypothesis for Cretaceous source rocks and cherts of northern South America. *In: Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System* (eds. Barrera, E., Johnson, C.C.), Geological Society of America Special Paper 332, p. 191-202.
- WALL, D.; DALE, B. LOHMANN, G.P. & SMITH, W.K. (1977). The environment and climatic distribution of dinoflagellate cysts in modern marine sediments from regions in the North and South Atlantic Oceans and adjacent seas. *Marine Micropaleontology*, v. 2, p. 121-200.
- WHITAKER, M.F., GILES, M.R. & CANNON, S.J.C. (1992). Palynostratigraphical review of the Brent Group, UK Sector, North Sea. *In: Geology of the Brent Group, Geological Society of London Special Publication* (eds. MORTON, A.C.; HASZELDINE, R.S.; GILES, M.R. & BROWN, S.). V. 61, p. 169-202.
- WILLIAM, G. (1992). Palynology as a palaeoenvironmental indicator in the Brent Group, Northern North Sea. *In: Geology of the Brent Group, Geological Society of London Special Publication* (eds. MORTON, A.C.; HASZELDINE, R.S.; GILES, M.R. & BROWN, S.). V. 61, p. 203-212.

ANEXOS

1a - Matéria orgânica amorfa. Luz branca transmitida, aumento de 400x.

Amostra BV-129.

1.b - Matéria orgânica amorfa. Luz azul incidente, aumento de 400x. Amostra

BV-129.

1.c - Matéria orgânica amorfa. Luz branca transmitida, aumento de 400x.

Amostra BV-107.

1.d - Matéria orgânica amorfa. Luz azul incidente, aumento de 400x. Amostra

BV-107.

1.e - Fitoclasto não opaco. Luz branca transmitida, aumento de 400x. Amostra

BV-19.

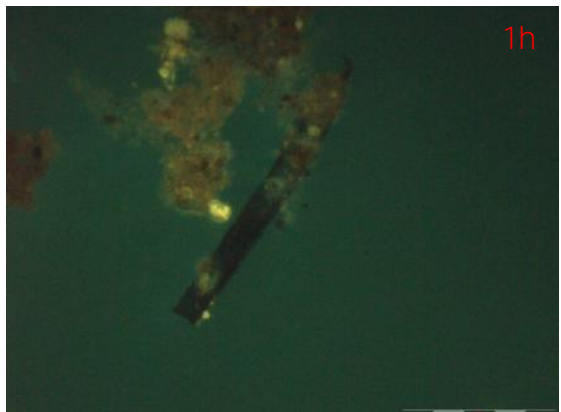
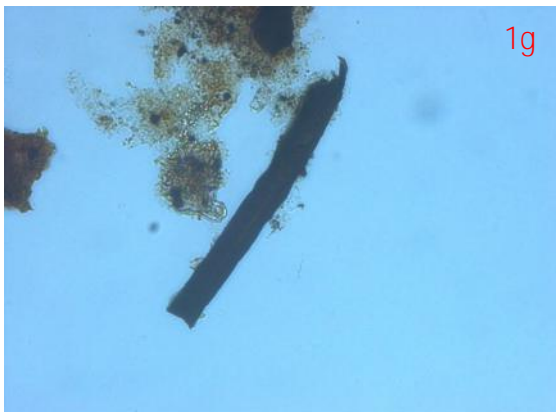
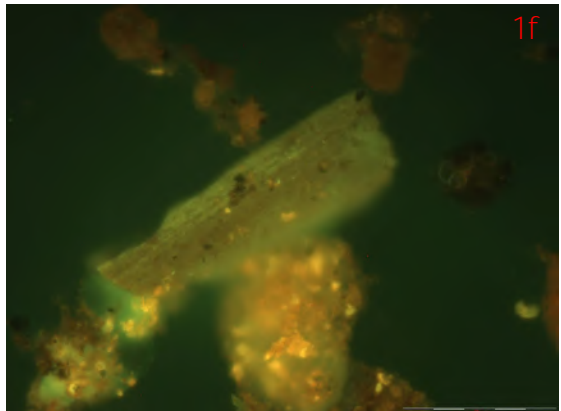
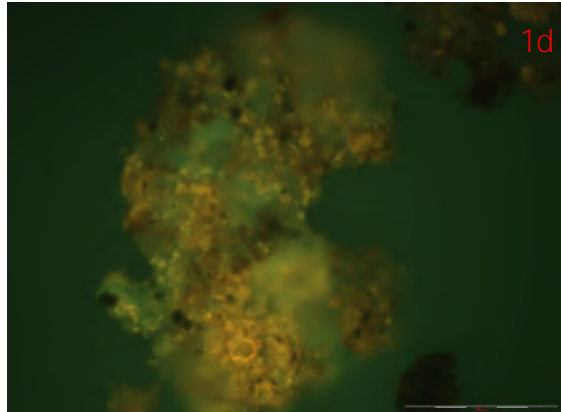
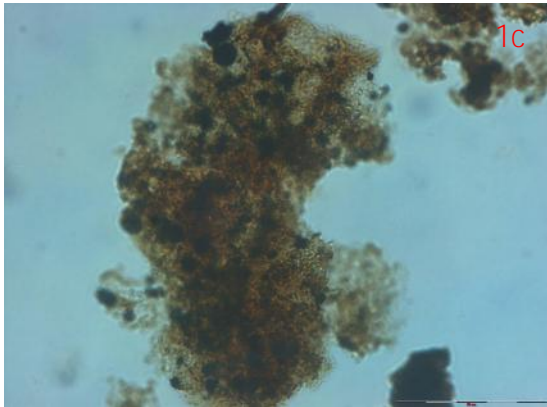
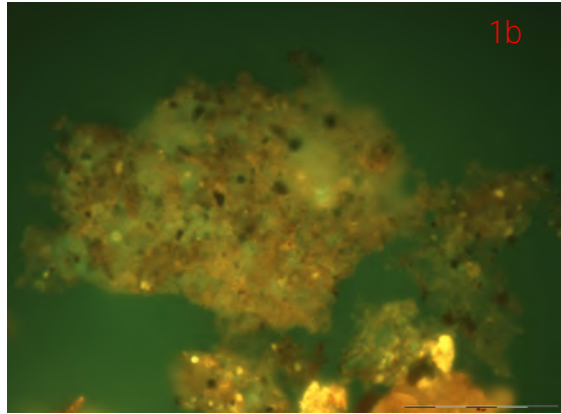
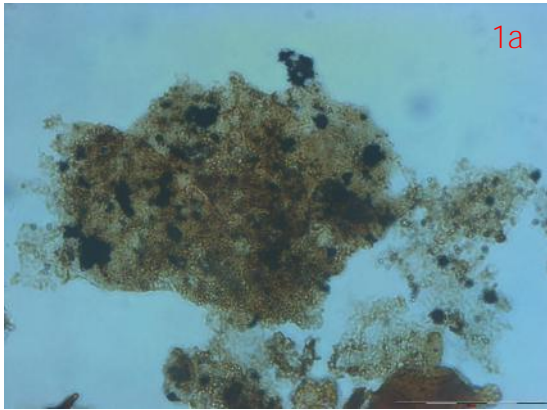
1.f - Fitoclasto não opaco. Luz azul incidente, aumento de 400x. Amostra BV-

19.

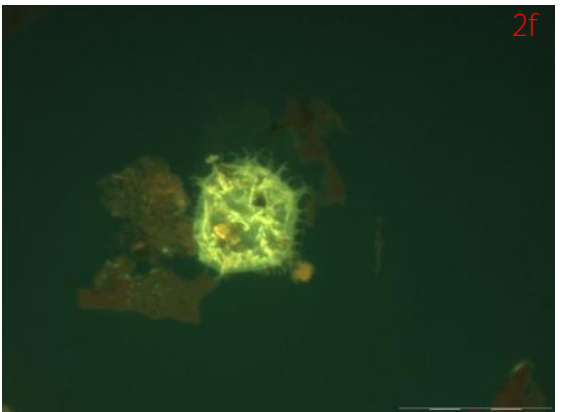
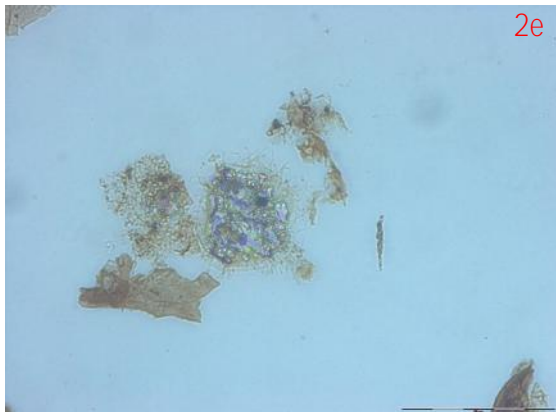
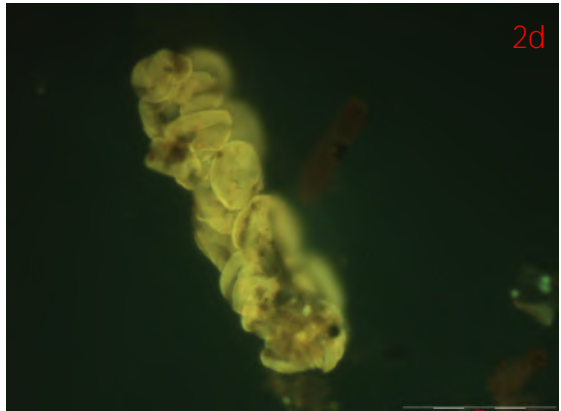
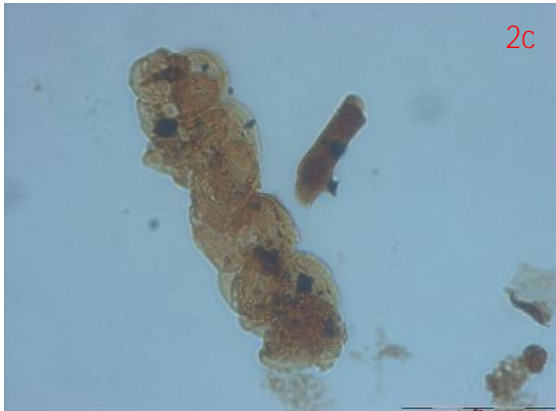
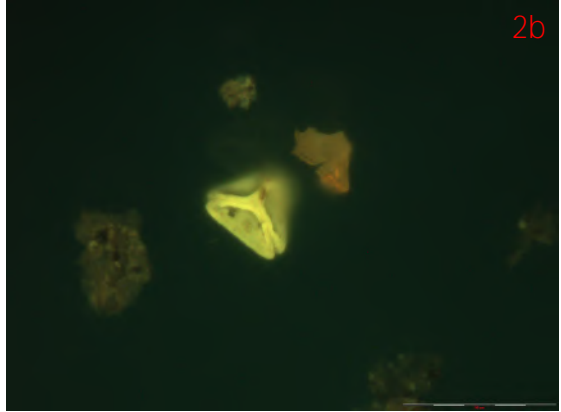
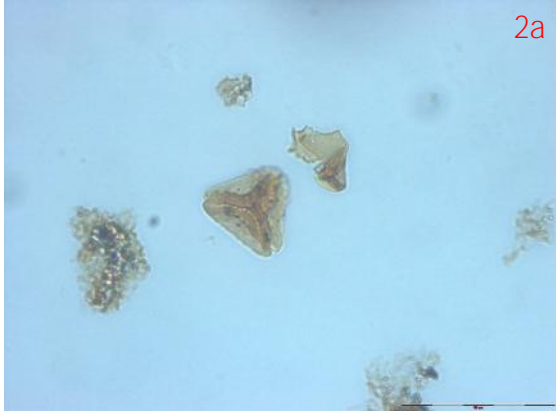
1.g - Fitoclasto opaco. Luz branca transmitida, aumento de 400x. Amostra BV-

28.

1.h - Fitoclasto opaco. Luz azul incidente, aumento de 400x. Amostra BV-28.



- 2a - Esporomorfo. Luz branca transmitida, aumento de 400x. Amostra BV-11.
- 2b - Esporomorfo. Luz azul incidente, aumento de 400x. Amostra BV-11.
- 2c - Esporomorfos. Luz branca transmitida, aumento de 400x. Amostra BV-11.
- 2d - Esporomorfos. Luz azul incidente, aumento de 400x. Amostra BV-11.
- 2e - Dinoflagelado. Luz branca transmitida, aumento de 400x. Amostra BV-36.
- 2f – Dinoflagelado. Luz azul incidente, aumento de 400x. Amostra BV-36.



3a - Prasinófitas. Luz branca transmitida, aumento de 400x. Amostra BV-36.

3b - Prasinófitas. Luz azul incidente, aumento de 400x. Amostra BV-36.

3c - Betume. Luz branca transmitida, aumento de 400x. Amostra BV-100.

3d - Betume. Luz azul incidente, aumento de 400x. Amostra BV-100.

