



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO  
CCMN - INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

## ESTÁGIO DE CAMPO IV

**Estudo de Palinofácies e Fácies Orgânica Aplicada a  
Análise Paleoambiental em Rochas sedimentares da  
Formação Ponta Grossa, Bacia do Paraná.**

*por*

Madalena Manuela Rodrigues da Cunha

*Orientador:* Prof.Dr. João Graciano Mendonça Filho

Rio de Janeiro  
Maio/2003

**Dedico este trabalho  
aos meus pais.**

**Melhor é ouvir a repreensão do sábio  
do que ouvir a canção do insensato  
ECLESIASTE 7,5**

**ÍNDICE**

<b>AGRADECIMENTOS</b>	<b>IV</b>
<b>Resumo</b>	<b>V</b>
<b>Abstract</b>	<b>VII</b>
<b>LISTA DE FIGURAS</b>	<b>VIII</b>
<b>LISTA DE TABELAS</b>	<b>X</b>
<b>Dedico este trabalho</b>	<b>I</b>
<b>AGRADECIMENTOS</b>	<b>IV</b>
<b>Resumo</b>	<b>V</b>
<b>Abstract</b>	<b>VII</b>
<b>LISTA DE FIGURAS</b>	<b>VIII</b>
<b>LISTA DE TABELAS</b>	<b>X</b>

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço ao meu Orientador Prof. Dr. João Graciano Mendonça Filho por ter sido grande amigo e orientador, pela compreensão, paciência e dedicação até o desfecho deste trabalho.

As Forças Armadas Angolana (FAA), pelo apoio financeiro, ao longo desses anos.

A Mestre Taíssa Rêgo Menezes pela sua amizade, incentivo, co-orientação e disposição para ajudar ao longo do trabalho.

Ao Prof. Dr. Marcelo de Araújo Carvalho pela sua excelente participação na elaboração deste trabalho.

Ao Prof. Cláudio Limeira Melo e ao meu grande amigo Joaquim que incentivaram-me quando pensei em desistir.

Ao Prof. João Batista pela orientação e apoio ao longo desses anos.

Aos colegas e amigos Denize, Michelle, Renata, Luciana, Ana Paula, Carlos que ajudaram superar algumas dificuldades de varias ordens no decorrer trabalho.

Ao Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, em especial aos funcionários Walgenor e Elizabeth, pelo apoio e incentivo.

Ao meu pai que sempre incentivou para que eu pudesse chegar ao fim dessa etapa.

A minha mãe e meus irmãos pela paciência e compreensão esperaram e empenharam esforços para a conclusão da graduação.

A todos amigos que de alguma forma ajudaram ao longo da minha graduação o meu MUITO OBRIGADO.

## Resumo

O estudo palinofaciológico realizado em uma sucessão sedimentar devoniana da Bacia do Paraná (Formação Ponta Grossa) permitiu caracterizar sua facilogia orgânica. As amostras disponíveis para este estudo incluíram folhelhos e siltitos e foram coletadas de um testemunho de sondagem cedido pela SIX/NEXPAR/PETROBRAS. A análise de palinofácies e fácies orgânica foram realizadas nesta sucessão sedimentar com o objetivo de caracterizar os paleoambientes através da distribuição dos componentes do querogênio em relação a alguns fatores de controle potencial (proximalidade, distribuição estratigráfica, etc.), além de determinar a fácies orgânica correspondente. Cerca de 30 amostras foram analisadas de uma sondagem (9-PPG-1- PR) realizada no Estado do Paraná. Este estudo consistiu numa contagem rigorosa dos componentes do querogênio através dos métodos de microscopia em luz branca transmitida e luz ultravioleta refletida, no qual se determinou, também, o estágio de evolução térmica através do Índice de Coloração de Esporos – ICE. Foram realizadas, ainda, análises de Carbono Orgânico Total (COT) e Pirólise Rock Eval. Os resultados foram obtidos por contagem de no mínimo 300 partículas por amostras, obtendo-se o percentual dos diferentes grupos de constituintes orgânicos (fitoclastos, palinomorfos, matéria orgânica amorfa e zoomorfos). Através dos resultados encontrados constatou-se que a sucessão sedimentar da Formação Ponta Grossa analisada compreende uma fácies orgânica composta predominantemente por microplâncton de parede orgânica marinho (algas prasinófitas e acritarcas), esporomorfos (representados principalmente por esporos) e matéria orgânica amorfa. Os resultados das análises geoquímicas mostraram valores médios de COT inferiores a 2%, podendo alcançar valores superiores a 3-4% em alguns níveis, com Índice de Hidrogênio – IH alcançando 800mg.Hc/gRock, o que caracteriza um querogênio do Tipo II. Resultados de ICE e Tmax revelaram que as amostras analisadas apresentam baixo estágio de maturidade térmica (ICE entre 2,5-5,5 e Tmax entre 434 °C e 444°C). Através do método de agrupamento Modo Q, aplicado aos resultados de contagem dos grupos do querogênio, foi possível dividir a seção em 4 intervalos de acordo com

suas características organofaciológicas e determinar suas tendências de proximalidade: Intervalo I – esporos, algas do gênero *Botryococcus* e acritarcas (intermediário); Intervalo II - esporos, algas do gênero *Botryococcus* (proximal-intermediário); Intervalo III – algas prasinófitas (distal) e o Intervalo IV - algas prasinófitas e acritarcas (intermediário-distal).

## Abstract

This study of representative Devonian samples from Paraná Basin (Ponta Grossa Formation) allowed their organic facies characterization. The samples available for this study encompasses shales and were taken from PETROBRAS-Borehole. A quantitative palynofacies and organic facies study of this sedimentary succession was performed in order to examine the palaeoenvironmental distribution of kerogen components in relation to some potential controlling factors and to determine the corresponding organic facies. About 30 samples were analysed one borehole (9-PPG-1-PR) drilled in the State of Paraná, south of Brazil. This has involved rigorous kerogen counts supported by TOC and Rock-Eval pyrolysis analyses. Data were obtained by counting 300 kerogen particles per sample, and then recalculating the percentages of the different constituent groups. The following organic constituents were recognized and quantified: total phytoclasts, total amorphous organic matter- AOM, total palynomorphs, total sporomorphs, total cuticle debris, organic-walled microplankton, etc).

An overall of twenty eight samples were analyzed by this method and final data were submitted to and the data were organic matter method and final data were submitted to cluster analyses (r and q-ratio). The cluster analysis was based on abundance of organic particles in order to define groupings (similarity) and to recognize the relationship between palynofacies analysis. The organic matter assemblage is characterized by high relative abundance percentage of palynomorphs, moderate percentage of AOM and low percentage of phytoclasts. R-mode cluster analysis, from these samples, revealed five sub-groups as follows: sub-group I (AOM and Acritarchs), sub-group II (Resin, *Botryococcus* and Spores), sub-group III (Indetermined palynomorphs and *Spongiophyton*), sub-group IV: (non-opaque non-biostructured and biostructured phytoclasts and indetermined sporomorph) and sub-group V (Prasinophytes and opaque phytoclasts) . R-mode cluster analysis results revealed four sub-groups, which reflect proximal-distal trends and hydrodynamic equivalence effect. The palynofacies and organic facies parameters suggest paleoenvironmental variations in the studied sections: from a distal oxidizing environment to distal anoxic environment



## LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de localização da Bacia do Paraná, (Zallan <i>et al.</i> , 1990).	3
Figura 2: Mapa de feições estruturais da Bacia do Paraná, (Zalán <i>et. al.</i> , 1990)	5
Figura 3: Carta estratigráfica da Bacia do Paraná (Site ANP)	9
Figura 4: Mapa de localização do testemunho de sondagem 9-PPG1 (Núcleo de Estudos da Bacia do Paraná NEXPAR)	13
Figura 5: Perfil estratigráfico do testemunho de sondagem 9-PPG1 (MENDOÇA FILHO & MENEZES. T. R, 2001)	15
Figura 6: Índice de coloração dos esporos (ICE), (Robertson Research International Limited)	23
Figura 7: Diagrama esquemático de Pirólise Rock-Eval	27
Figura 8: Ficha de contagem dos componentes de matéria orgânica	29
Figura 9: Diagrama ternário de valores médios percentuais dos três principais grupos de componentes orgânicos de matéria orgânica amorfa de um total de 28 amostras	53
Figura 10: Distribuição, de valores percentuais dos grupos e subgrupos dos componentes orgânicos em relação ao total de matéria orgânica, e geoquímicos	61

Figura 11: Dendograma dos subgrupos de componentes orgânicos, representando o método de análise de agrupamento modo R 63

Figura 12: Dendograma representando o método de análise de agrupamento modo Q. 64

Figura 13: Variação do nível do mar nos 5 intervalos divididos pela análise de agrupamento modo Q.

Figura 14: Valores percentuais dos grupos e subgrupos de matéria orgânica em relação ao total de matéria orgânica, e seus valores geoquímicos com as divisões dos intervalos determinados pela análise de agrupamento modo Q. 72

Figura 15: Diagramas binários representam tipos de querogênio, S2 & COT (Langford & Blanc-valleron; 1990), IH & Tmax (Delvaux *et al.*, 1990), IH & IO (Espatalié, *et al.*, 1977) 74

Figura 16: Diagrama ternário com os campos de palinofácies definido pelos valores percentuais dos 3 principais grupos de matéria orgânica (Tyson, 1993) 76

Figura 17: Diagrama ternário FITO-MOA-PALINO para caracterização paleoambiental (Tyson, 1993) 80

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Escala de Coloração de Fluorescência (Tyson, 1995).	25
Tabela 2: 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).	38
Tabela 3: Sumário dos principais parâmetros de palinofácies com suas respostas relativas a alguns fatores paleoambientais em sedimentos marinhos (modificado de Tyson, 1993).	39
Tabela 4: Relação entre fácies orgânica (Jones, 1987) e palinofácies (Tyson, 1995).	48
Tabela 5: Fácies orgânica (segundo Jones, 1987 e Tyson, 1995) modificado por (Mendonça Filho, 1999).	50
Tabela 6: Valores percentuais dos 3 principais grupos de matéria orgânica.	54
Tabela 7: Valores percentuais dos subgrupos de palinomorfos matéria orgânica amorfa em relação ao total de matéria orgânica (continua na tabela 10).	55
Tabela 8: Percentuais dos subgrupos de palinomorfos em relação ao total de palinomorfos	56
Tabela 9: Percentuais de microplâncton marinho em relação ao seu total.	57

Tabela 10: Valores percentuais em relação ao total de matéria orgânica (continuação da tabela 7).	58
Tabela 11: Valores percentuais de fitoclastos em relação ao total de fitoclastos.	59
Tabela 12: Intervalos obtidos pelo método de análise de agrupamento modo R	63
Tabela 13: Resultado da análise de agrupamento modo-Q, do intervalo I para os 3 principais grupos de matéria orgânica.	64
Tabela 14: Resultado da análise de agrupamento modo-Q, do intervalo II para os 3 principais grupos de matéria orgânica.	65
Tabela 15: : Resultado da análise de agrupamento modo-Q, do intervalo III para os 3 principais grupos de matéria orgânica.	66
Tabela 16: : Resultado da análise de agrupamento modo-Q, do intervalo IV para os 3 principais grupos de matéria orgânica.	67
Tabela 17: : Resultado da análise de agrupamento modo-Q, do intervalo V para os 3 principais grupos de matéria orgânica.	67
Tabela 18: Média percentual de cada intervalo dos subgrupos de matéria orgânica.	68
Tabela 19: correlação de matrizes (coeficiente r-Person).	70
Tabela 20: Valores organogeoquímicos.	73

Tabela 21: Relação entre fácies orgânica e palinofácies.

75

Tabela 22: Interpretação de paleoambiente definidos pelos campos de palinofácies para sedimentos marinhos (Tyson, 1993).

77

## 1 - INTRODUÇÃO

Desde a década 50, muitos estudos e investimentos foram aplicados na Bacia do Paraná, no objetivo de encontrar grandes campos petrolíferos, visto que a bacia sempre apresentou focos externos e internos. Sem, no entanto obterem grandes êxitos, a bacia se tornou uma das mais estudadas pelo seu conteúdo propício para geração de hidrocarbonetos.

O presente trabalho tem por objetivo abordar as principais características organopalinofaciológicas e organogeoquímicas, correspondente a matéria orgânica contida em amostras de folhelhos, de um pacote sedimentar de 46.5m correspondente a uma seção sedimentar da Formação Ponta Grossa, Devoniano da Bacia do Paraná.

O estudo pautou-se em análise de fácies orgânicas, usando os métodos de Microscopia de Luz Branca Transmitida, Índice de Coloração dos Esporos (ICE) e Microscopia de Luz Ultravioleta / Azul Incidente (Fluorescência) e análises organogeoquímicas, Carbono Orgânico Total (COT) e Pirólise Rock-Eval, em um total de 28 lâminas, coletadas do testemunho de sondagem 9- PPG-1-PR, realizada pela PETROBRAS.

A interpretação dos dados feita com base nos resultados pelos métodos acima descritos visa o esclarecimento no tocante a quantidade, qualidade e estágio de evolução térmica da matéria orgânica contida nos sedimentos, potencialidade para geração de hidrocarbonetos, e sua associação com o paleoambiente deposicional.

## 2 – BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná, *stricto sensu*, é uma vasta bacia intracratônica desenvolvida sobre a crosta continental sul americana preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas formando um pacote de até 8000m de espessura no centro geométrico da bacia, com formato alongado na direção NNE - SSW de aproximadamente 1750Km, de comprimento e 900KM de largura, produto de no mínimo três eventos tectônicos diferentes gerenciados pela dinâmica de placas que conduziu a evolução do Gondwana no tempo geológico, datada entre Siluriano e o Cretáceo (Zalán *et al.*, 1990). Ocupa de extensão a porção, centro meridional do Brasil, metade oriental Paraguai, metade ocidental Uruguai e a região mesopotâmica Argentina (Bacia Chaco - Paraná) (figura1).

Dois terços da porção brasileira (734000Km<sup>2</sup>) são cobertos por derrames de lava basáltica que podem atingir a 1700m de espessura.

Segundo Zalán *et al.*, (1990), os limites atuais da bacia podem ser considerados com de mera natureza erosional ao de origem tectônica (grandes soerguimentos e arco). No primeiro caso, os sedimentos simplesmente afinam ou são afinados por erosão, sem interferência de qualquer atividade tectônica maior, como aparenta acontecer na borda nordeste da bacia entre a zona de falha Guapiara e o Arco de Goiana Alto Paranaíba. O limite noroeste da bacia é o cinturão de dobramentos Paraguai-Araguaia, de idade Pré-Cambriana Superior/ Ordoviciano. O outro caso é o limite ser produto de erosão decorrente de ação de grandes arcos ou soerguimentos é o mais comum, a borda oeste da bacia é representada pelo arco de Assunção, que é uma flexura do embasamento na direção N-S; e o limite norte da bacia é marcado pelo Arco Goiana/ Alto Paranaíba, com direção NO - SE, essa flexura crustal apresenta forte resposta aeromagnetométrica.

Fúlfaro *et al.*, (1982), admite que, em termos tectônicos, a Bacia do Paraná tenha se implantado sobre um embasamento cratônico consolidado no cambro-ordoviciano.



Figura 1 : Mapa de localização da Bacia do Paraná, (Zalán *et al.*, 1990).



## 2.1 – POSICIONAMENTO ESTRUTURAL E GEOTECTÔNICO DA BACIA DO PARANÁ.

Durante um longo tempo existiu na realidade um grande golfo, que adentrava em águas oceânicas, posteriormente individualizada como uma bacia interior, podendo assumir que, a Bacia do Paraná tornou-se uma bacia, intracratônica *strito senso*, em algum momento de sua história evolutiva sem, no entanto, ter se originado como tal. Zalán *et al.* (1990), já haviam percebido este fato ao afirmar que se sucederam temporalmente várias “bacias do Paraná”.

A Bacia do Paraná é marcada por padrão estrutural de feições lineares, dividida em dois grupos principais, NO - SE, NE - SO (figura 2). Os dois grupos de elementos tectônicos pertencem a zonas de fraqueza antigas, que foram ativadas durante a evolução da bacia.

O padrão atual de cada grupo é diferente. As falhas da direção NO foram fortemente reativadas durante a quebra do Gondwana, no Juro-Cretáceo, sendo considerado o mais forte dentre aqueles que afetaram a bacia do Paraná, com isso, criaram-se outras lineações paralelas a esta direção, promovendo o condicionamento de milhares de corpos ígneos intrusivos e extrusivos do maior derrame de lavas do planeta. O peso das lavas causou a terceira e importante fase de subsidência da bacia.

O padrão estrutural das zonas de falha NE é constituído por uma falha ou por uma zona de falha retilínea. Ocorrem em geral com ausência significativa de diques, e suas deformações estruturais associadas a movimentações transcorrentes, são comuns ao longo dos lineamentos NE sendo também freqüentes ao longo dos lineamentos NO.

Tanto os lineamentos NO como NE influenciaram, de forma considerável a sedimentação de várias unidades estratigráficas, embora cada uma o tivesse feito em épocas diversas. Dois estilos estruturais diferentes são identificados:

- 1) deformações associadas a intrusões ígneas básicas
- 2) deformações associadas às reativações dos grandes lineamentos.

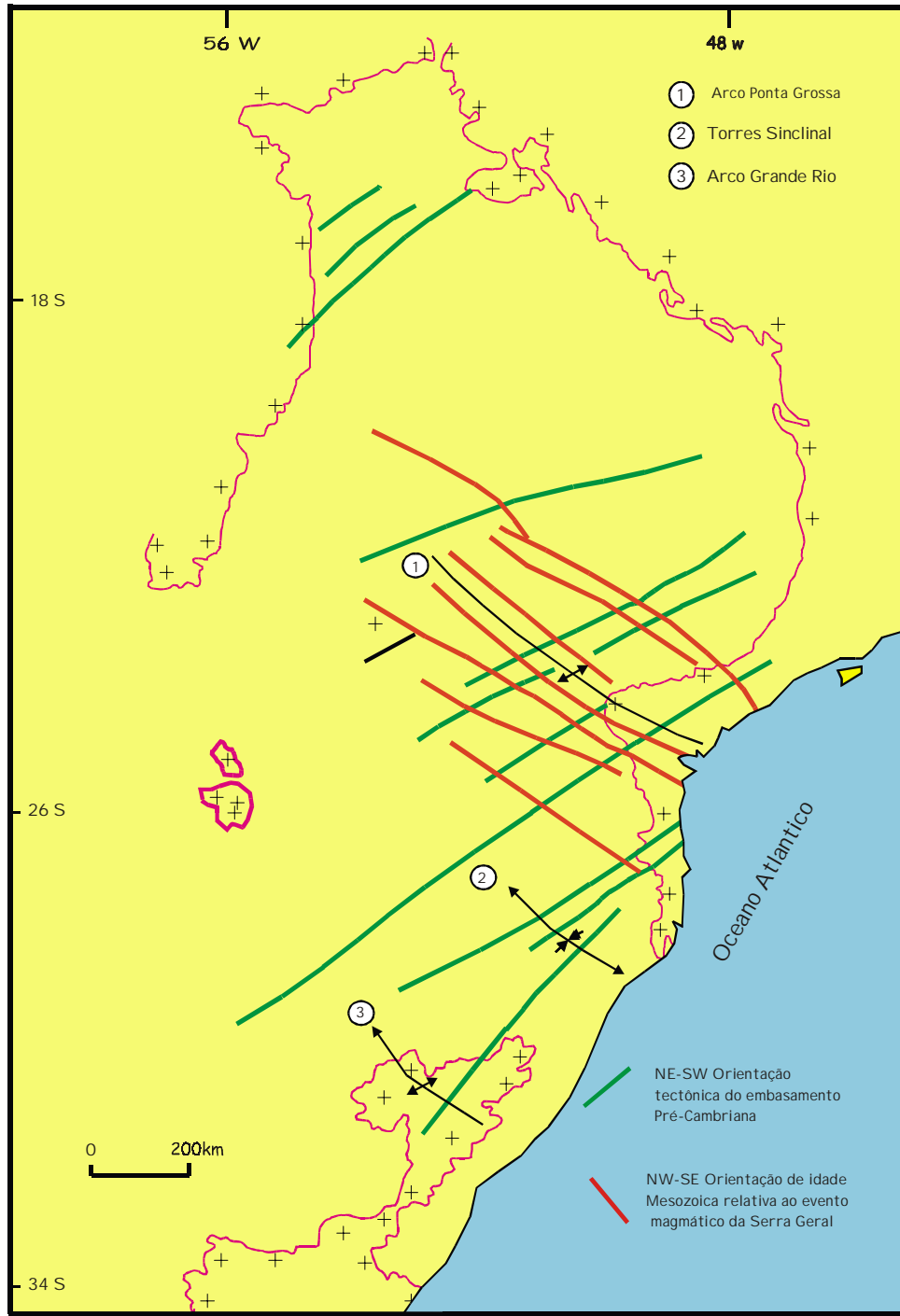


Figura 2: Mapa de feições estruturais da Bacia do Paraná (Zalán *et. al.*, 1987)

## 2.2 – SEQUÊNCIA DEPOSICIONAL DA BACIA DO PARANÁ

As três primeiras seqüências estratigráficas de idade paleozóica representam ciclos quase completos de transgressão-regressão marinha (Zalán *et al.*, 1987).

O pacote deposicional da Bacia do Paraná é composto por seis grandes seqüências deposicionais (figura3), denominadas ordovício - siluriana, devoniana, carbonífera - eotriássica, neotriássica, jurássica - eocretáceo e neocretáceo. Tem como limites expressivas discordâncias regionais que, segundo (Milani *et al.* 1994), tem como seqüência mais antiga o Grupo Rio Ivaí. Este, embora ser bem distribuído na bacia apresenta-se com seções incompletas e geometria reduzida. As Formações Alto Garças base, Iapó e Vila Maria topo (pico de transgressão marinha) correspondem ao Grupo Rio Ivaí.

O final do ciclo ordovício-siluriano é marcado por um importante episódio regressivo, causando uma discordância sobre a qual se deposita o Grupo Paraná. Constituído pela Formação Furnas e Ponta Grossa, o Grupo Paraná é de idade Eo e Neodevoniano. A Formação Furnas é de influência fluvial e a Formação Ponta Grossa é marcada por transgressão marinha. Schneider *et al.*, (1974), considera a Formação Ponta Grossa como sendo proveniente de águas marinhas rasas.

Por fatores climáticos e tectônicos, a Bacia do Paraná experimentou no Eocarbonífero episódios de maior instabilidade, inibindo a sedimentação, dando origem à discordância com o maior hiato na história da bacia (Milani *et al.* 1994). As inexistências de registros sedimentares são devidas às calotas de gelo que se formaram na época.

A seqüência carbonífera - eotriássica marca uma sedimentação de origem glacial, produto do degelo das calotas, favorecidas por áreas expostas a deglaciação. A seção basal dessa seqüência corresponde ao intervalo coincidente do Grupo Itararé (na parte sul) e à Formação Aquidauana (na parte norte) marcado por discordância, a unidade basal do Grupo Itararé é a Formação Lagoa

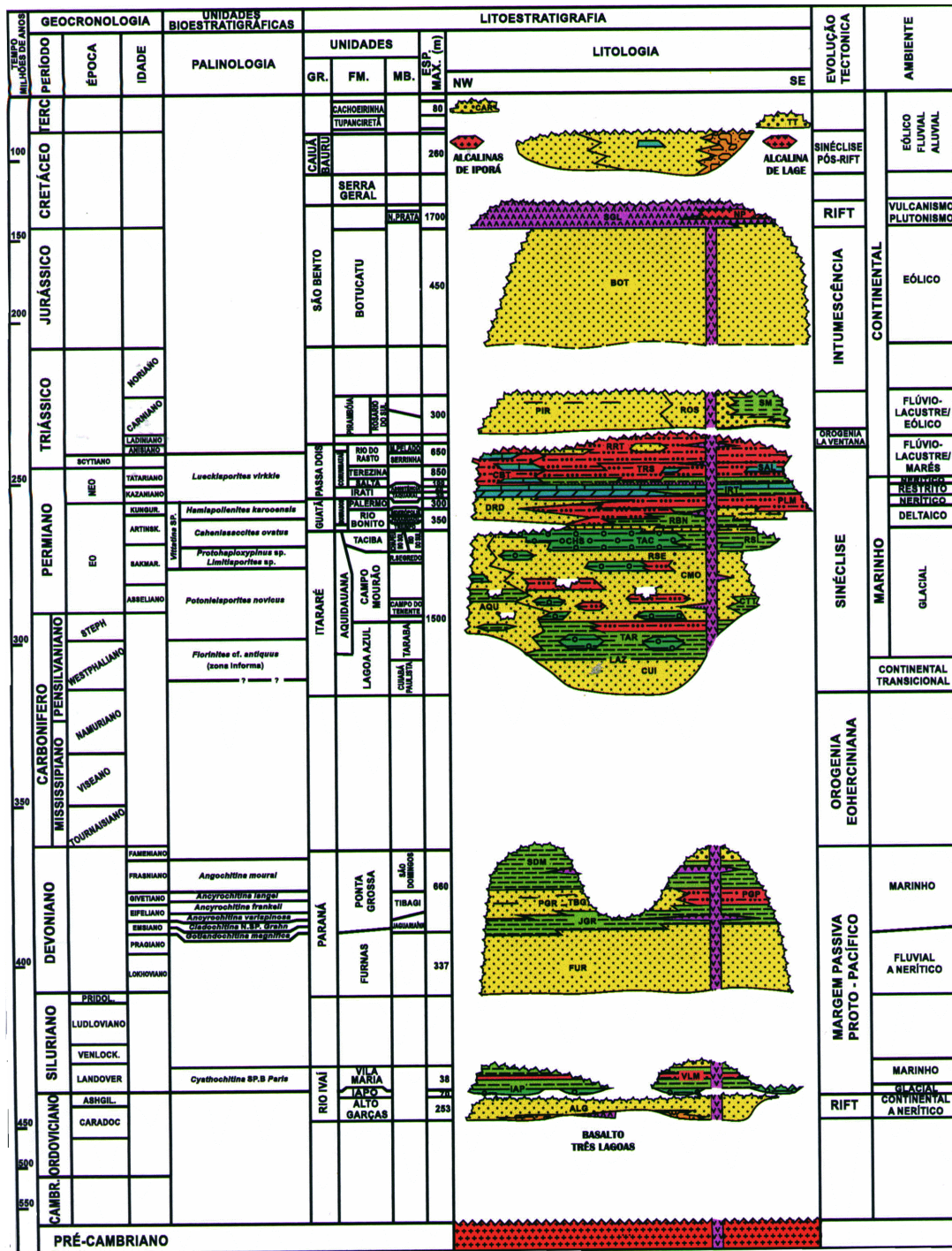


Figura 3: Carta estratigráfica da Bacia do Paraná E. Millani., (Site ANP)

Azul, que, segundo (França e Potter, 1988), tem ocorrência restrita à região centro-sul do Estado de São Paulo, norte do Estado do Paraná e sudeste do Estado do Mato Grosso do Sul, acima está a Formação Campo Mourão, com ampla distribuição na bacia, o topo do Grupo Itararé corresponde a Formação Tabaci. Em função do degelo, e conseqüentemente a subida do nível do mar, deu caráter transgressivo à seqüência carbonífera – permiana.

Atividades, ativa na margem cessaram o caráter transgressivo, sobre o qual se depositou o Grupo Guatá. O grupo tem como base a Formação Rio Bonito, e apresenta um contexto clássico de sedimentação deltáica, chegando à bacia através do seu flanco leste. Retomadas as condições transgressivas, depositou-se a Formação Palermo, em ambiente marinho raso. Durante o processo de deposição das formações, Rio Bonito e Palermo na Bacia do Paraná ocorre um pacote sedimentar cronocorrelato àqueles, denominado Formação Dourados, depositado sobre a Formação Aquidauana, e o seu topo passa gradativamente para a Formação Irati.

A base do Grupo Passa Dois é a Formação Irati depositada em ambiente de mar restrito, progressivamente mais salino da base para o topo. Sobre esta formação depositou-se a Formação Serra Alta, seguindo-se um pico regressivo de ampla magnitude. O final da seqüência carbonífera - triássica corresponde a Formação Teresina ambiente de maré, e a Formação Rio do Rasto por avanço do sistema deltáico. Neste período a bacia estava sendo submetida a uma progressiva continentalização, a seção Teresina - Rio Bonito tem espessura de 200 m com uma taxa de 120g/M representando a maior taxa de sedimentação em bacia intracratônica (Cunha e França, 1993).

Durante o Mesotriássico, no sul do Gondwana deu-se um importante evento tectônico, influenciando as bacias situadas à margem do continente (Wit e Ransome, 1992), causando esforços compressoriais continente adentro, em formas de movimentações positivas em alguns setores da bacia. A manifestação intraplaca da tectônica colisional, é responsável pela superfície erosional sobre a qual assentam-se as unidades Neotriássico (Milani, 1992).

As formações Pirambóia e Rosário Sul correspondem ao Grupo São Bento de ambiente flúvio - eólico estão associadas a lagos rasos e representam a seqüência neotriássica.

O Jurássico é representado pela Formação Botucatu, caracterizado por campos de dunas. No Eocretáceo, sucedeu o mais volumoso episódio de extravasamento intracontinental de lavas do planeta, com a ruptura do Gondwana e a abertura do Atlântico Sul. Conseqüentemente originou basaltos de até 2.000m, que estão depositados sobre os sedimentos da Bacia do Paraná, correspondentes a Formação Serra Geral. A intrusão deu-se na forma de uma intrincada rede de soleiras e diques, na base existe a intercalação entre os sedimentos das formações Serra Geral e da Formação Botucatu, pertencentes ao Grupo São Bento.

A seqüência Neocretácea da bacia corresponde aos Grupos Bauru e Caiuá, são depósitos continentais, e ocuparam a depressão superficial originada pela carga de derrames vulcânicos, sendo o último episódio significativo na subsidência da Bacia do Paraná. No neocretáceo em alguns pontos da bacia, ocorreu magmatismo alcalino.

A unidade terciária é formada pelas formações Cachoeirinha e Tupanciretã que são sedimentos mais novos.

## 2.3 – FORMAÇÃO PONTA GROSSA

A seqüência Devoniana representada pelo Grupo Paraná, composta estratigraficamente pelas formações, Furnas na base e Ponta Grossa no topo, marca um ciclo transgressivo-regressivo (Moraes Rego 1931).

Oliveira (1912), descreve que a Formação Ponta Grossa como sendo a unidade superior do Grupo Paraná, caracterizada por folhelhos argilosos, micáceos finamente laminados cinza a negro, com porções localmente carbonosos e folhelhos siltíticos arenosos ricamente fossilíferos.

Loboziak *et. al.*, 1995 consideram a Formação Ponta Grossa como, registro sedimentar de pelitos de idade Devoniano composto pelos membros (Emsiano/Praguiano e Famenniano, 4000-365Ma) de origem marinha.

No flanco sudeste da bacia, a Formação Ponta Grossa é subdividida em membros Jaguariaíva (Lange e Petri, 1967), Tabagi (Oliveira 1912), e, São Domingos (Maack 1947).

O Membro Jaguariaíva predomina, folhelhos argilosos, às vezes carbonosos e micáceos, siltitos e/ou arenosos, e podem conter subordinadamente arenitos finos.

O Membro Tabagi é constituído por arenitos siltíticos, de granulação variada, podem conter lentes de folhelhos intercaladas.

O Membro São Domingos contém folhelhos argilosos, pretos carbonosos, físseis, que segundo (Fúlfaro *et al.*, 1980), se distinguem dos folhelhos do Membro Jaguariaíva, por serem mais micáceos, argilosos, com intercalções betuminosas e concreções sideríticas.

Andrade & Camargo (1980), dividiram a Formação Ponta Grossa no flanco norte em três membros: Inferior, Médio, e Superior.

O Membro Inferior constituído por conglomerados na base, passando a arenitos médios a finos muito bioturbados, siltitos e folhelhos.

O Membro Médio contém arenitos médios a grossos, com intercalações de camadas de arenito fino, argilosos, micáceos e cimento ferruginoso. Em direção

ao centro da bacia este membro vai diminuindo a espessura e granulometria até desaparecer.

Membro Superior predominam clásticos finos, os quais, em direção a bacia vai se tornando progressivamente mais espessos.

No Estado do Paraná a formação aflora na porção centro-leste, e nos Estados de Goiás Mato Grosso e Goiás Mato Grosso do Sul, aflora no flanco norte, se estendendo até Santa Catarina se acunhando, e em subsuperfície.

Daemon (1976), baseado nas afinidades palinomorficas de um nível específico de continentes diferentes, no Mesodevoniano, afirma haver mundialmente ligação do mar entre várias bacias.

Lange (1967), propõem a hipótese de ligação entre as três grandes bacias intracratônicas Brasileiras, durante o Devoniano, com base na ocorrência comum de certas espécies de quitinozoários e acritarcas.

Petri & Fúlfaro (1983), reforçam a idéia de Lange (1967), de que no Mesodevoniano, época que marca máxima transgressão as três bacias intracratônicas Brasileiras estiveram unidas, Amazonas, Paranaíba e Paraná.

Segundo Melo, (1985) & Pereira, (1992), no flanco norte a unidade com predominância de conglomerados a arenoso na porção basal, passando a pelitos em direção ao topo, com arenitos subordinados.

Dino Rodrigues (1995), Loboziak (*et al.* 1995), consideram a Formação Ponta Grossa como, registro sedimentar de pelitos Devoniano, composto pelos Membros, (Emsiano/Praguiano e Famenniano, 400-365Ma) de origem marinha.



### **3 – LOCALIZAÇÃO DA BACIA**

Segundo Zalán *et al.*, (1990), a Bacia do Paraná localiza-se na porção centro-oriental da placa sul-americana, ocupando uma área de 1.400.000 Km<sup>2</sup> de extensão, distribuídos da seguinte forma: 1.100.000 Km<sup>2</sup> no Brasil, 100.000 Km<sup>2</sup> na Argentina, 100.000 Km<sup>2</sup> no Paraguai e 100.000 Km<sup>2</sup> no Uruguai. No Brasil, abrangendo os Estados, de Goiás, Mato Grosso do Sul, Minas Gerais, São Paulo, Paraná, Rio Grande do Sul e Santa Catarina, (Fúlfaro *et al.*, 1982), entre os paralelos 10 e 31 conforme a figura1.

### 3.1 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

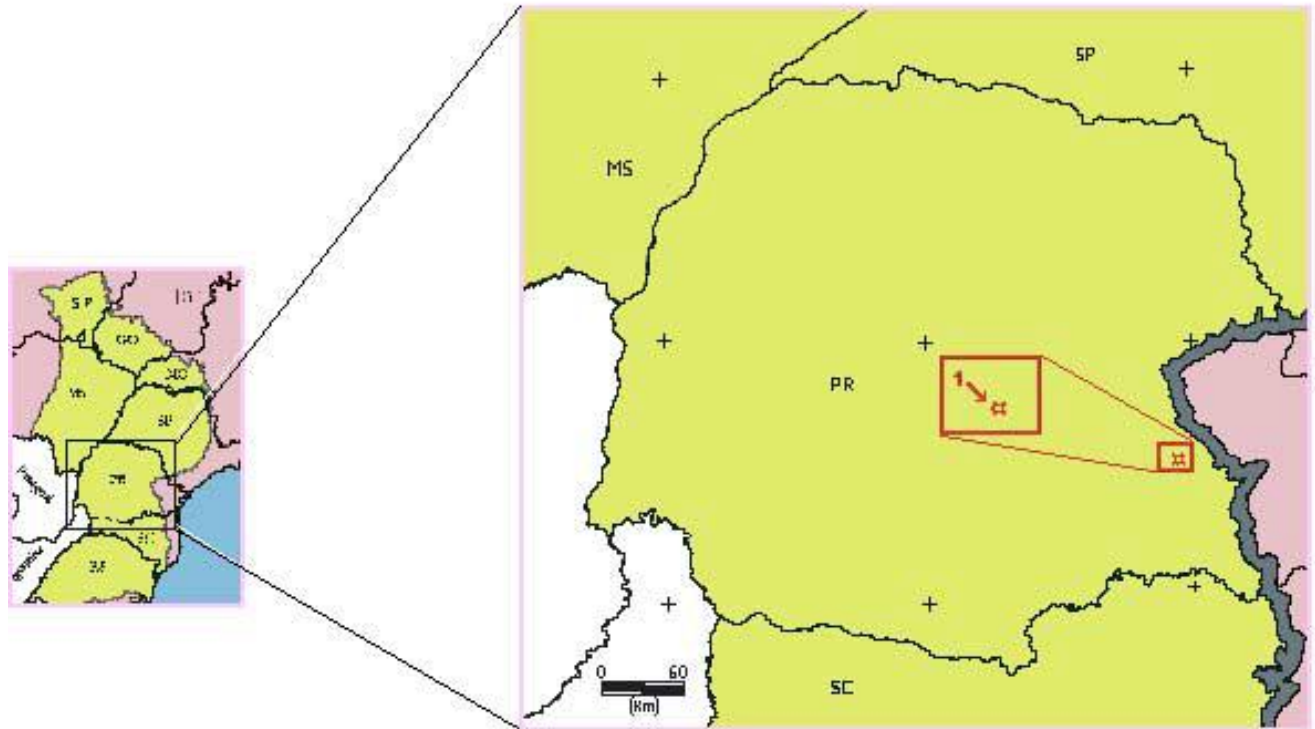


Figura 4: Mapa de localização do testemunho de sondagem 9-PPG1 (Núcleo de Estudos da Bacia do Paraná NEXPAR)

### **3.2 – DESCRIÇÃO DO TESTEMUNHO DE SONDAGEM 9-PPG1-PR**

A partir do testemunho de sondagem 9-PPG1, foram elaboradas lâminas organopalinológicas correspondente a um pacote de 46.5 de siltitos, folhelhos cinza e negros correspondente a uma seção sedimentar da Formação Ponta Grossa. Os pontos analisados foram selecionados para melhor representar as possíveis variações na formação.

Profundidade 38,50 m – folhelho

Profundidade 39,40 m – folhelho

Profundidade 42,45 m – folhelho

Profundidade 44,60 m – interface siltito para folhelho

Profundidade 47,00 m – interface folhelho para siltito

Profundidade 48,35 m – folhelho

Profundidade 50,65 m – folhelho

Profundidade 52,20 m – folhelho

Profundidade 54,70 m – folhelho

Profundidade 55,75 m – siltito

Profundidade 57,00 m – folhelho

Profundidade 58,60 m – siltito

Profundidade 60,50 m – folhelho

Profundidade 62,75 m – folhelho

Profundidade 63,35 m – folhelho

Profundidade 65,50 m – siltito

Profundidade 67,10 m – siltito

Profundidade 69,60 m – siltito

Profundidade 71,40 m – siltito

Profundidade 72,80 m – siltito

Profundidade 74,80 m – siltito

Profundidade 76,60 m – siltito

Profundidade 77,40 m – folhelho  
Profundidade 78,95 m – folhelho  
Profundidade 80,50 m – folhelho  
Profundidade 81,90 m – folhelho  
Profundidade 83,80 m – folhelho  
Profundidade 85,00 m – folhelho

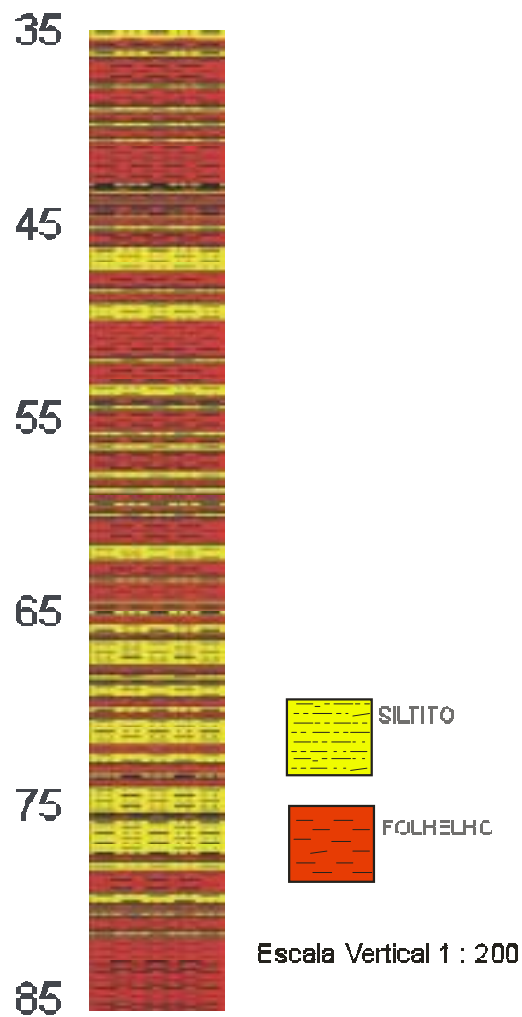


Figura 5: Perfil estratigráfico do testemunho de sondagem 9-PPG1 (Mendonça Filho & Menezes T. R. 2001).

#### **4 – MÉTODOS APLICADOS**

Para elaboração deste trabalho foram empregues técnicas de análises palinofaciológicas e geoquímica orgânica, a serem descritas abaixo, com a finalidade de obter dados precisos para análise de fácies orgânica, visando o reconhecimento do paleoambiente. Para tal é necessário integração interdisciplinar como biologia, geoquímica, paleontologia e sedimentologia associados a fatores ambientais que controlam a produção de matéria orgânica e influenciam na sua preservação, além de processos que controlam a distribuição e decomposição da matéria orgânica diretamente influenciados por processos geoquímicos e físicos, que atuam na modificação da matéria orgânica no decorrer de sua incorporação na geosfera.

## **4.1 – TÉCNICAS DE PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS**

Tendo em conta que as lâminas organopalinológicas e os resultados geoquímicos foram cedidos pelo CENPES, os procedimentos laboratoriais aqui apresentados visam apenas a apresentação de formas e técnicas de obtenção das mesmas.

### **4.1.1 – Preparação de Amostra para Análise de Palinofácies**

Atualmente o padrão mais adotado para preparação do material a ser analisado em palinofácies consiste, nos procedimentos palinológicos não oxidativos escrito por (Tyson, 1995), adaptado por Mendonça Filho (1999). Através de um moinho manual o material é triturado em fração de 5mm e devidamente etiquetado em becheres de vidro para o primeiro estágio de maceração por acidificação.

A primeira fase da técnica de maceração por acidificação dá-se por adição de ácido clorídrico a 25%, que tem como objetivo fazer reagir à fração mineral carbonática caso seja presente na amostra como um tempo de 18 horas. A seguir as amostras são lavadas três vezes consecutivas, com água destilada para a decantação.

O que resulta dos procedimentos acima descritos, é devidamente separado e identificado por um novo ataque ácido, na qual adiciona-se 100ml de ácido fluorídrico a 40% ao material deixando repousar por 24 horas. Posteriormente faz-se a decantação do ácido excedente, com adição de 200ml de ácido clorídrico a 20% para excluir possíveis cristais de fluoreto que possam ter precipitado no ataque de ácido fluorídrico, repousando por 30 minutos. Decantou-se a solução de ácido clorídrico e completou-se com água destilada repousando por 24 horas, seguido de 3 lavagens consecutivas com água destilada.

Posteriormente coloca-se o resíduo em tubo de ensaio de 50ml, e adiciona-se o dobro de sua quantidade de cloreto de zinco, com a densidade de 1,9 a 2,0, a solução é obtida juntando 1Kg de cloreto de zinco em 350ml de água destilada. A seguir deixa-se repousar por 12 horas, para obter a separação onde se aproveita a fração do fundo que é decantada, e a fração sobre nadante, esta última é separada e adicionam-se gotas de ácido clorídrico 20% e água destilada para lavagem, o processo é repetido por 3x consecutivas. O material adquirido nesse processo final coloca-se em vidro de 30ml a iniciar a montagem da lâmina.

Para não ocorrer perdas de material orgânico de menor tamanho, opta-se por não usar peneiramento ou centrifugação, no processo de preparação do material, por existir material orgânico de tamanho diminuto.

Na preparação de lâminas organopalinológicas usa-se lâmina de vidro (24x76 mm), adiciona-se uma gota de água destilada, espalha-se o material na lâmina. Quando o material sobre a lâmina estiver seco, acrescentam-se 3 gotas de resina ou bálsamo e a lamínula (20x32mm) para colagem.

Quando a lâmina com lamínula seca, limpa-se o excesso de resíduo nas bordas.

#### **4.1.2 - Preparação para Análise de Carbono Orgânico Total (COT)**

A amostra é peneirada a 0,177mm (80 mesh), dela retiram-se 0,25-0,26 gramas em cadinhos de porcelana filtrante. Após a pesagem, a amostra é acidificada com ácido clorídrico 6N quente, durante 1 hora com o objetivo de eliminar a fração carbonática.

Seguidamente a amostra é lavada por no mínimo 24 horas com água quente, para retirar todo cloreto, em seguida faz-se o teste com nitrato de prata.

A amostra é então secada em estufa a 80°C e repete-se a sua pesagem.

### **4.1.3 – Preparação do Material Para Análise de Pirólise Rock-Eval**

Para tal usa-se o mesmo processo de maceração para o carbono orgânico total.

## **4.2 – MÉTODOS ANALÍTICOS**

Para elaboração deste trabalho foram empregues técnicas de análises palinofaciológicas e organogeoquímicas, a serem descritas abaixo. A matéria orgânica particulada foi analisada quantitativamente e qualitativamente para maior observação na variação, ocorrência e distribuição ao longo do perfil.

### **4.2.1 – Conceitos de Palinofácies e Fácies Orgânica**

Habib, (1982-1983), *apud* Mendonça Filho (1999), considera palinofácies como sendo uma das particularidades do estudo de fácies orgânicas.

Powell (1987), visou fácies orgânica o que se refere à composição de matéria orgânica em rochas potencialmente geradoras de hidrocarbonetos em termos de natureza de biomassa primária e o retrabalhamento sofrido durante a deposição de matéria orgânica.

Segundo Tyson (1995), a análise de palinofácies constitui o estudo palinológico, de ambientes deposicionais e do potencial de rochas geradoras de hidrocarbonetos com base na assembléia total de matéria orgânica particulada, que pode ser definida como “um corpo de sedimento contendo uma assembléia distinta de matéria orgânica palinológica, idealizada para refletir um grupo específico de condições ambientais, ou ser associado com um nível característico do potencial de geração de hidrocarbonetos”. Considera-se que para uma maior



compreensão do estudo da matéria orgânica contida nos sedimentos é necessário entender de controles ambientais que gerenciam a sua produção na Biosfera, com a influência de processos ecológicos e sedimentológicos que controlam a deposição e distribuição, do entendimento dos fatores biogeoquímicos e geomicrobiológicos que ditam a sua preservação e dos processos geoquímicos e físicos que resultam em sua incorporação na Geosfera.

Combaz (1969), *apud* Mendonça Filho (1999), introduziu o termo palinofácies, definindo como sendo o estudo palinológico de assembléia total de matéria orgânica, após o seu tratamento, que consiste na remoção da fração mineral através de acidificação por ácido fluorídrico e clorídrico.

A ampliação de métodos de microscopia (palinofácies) e geoquímica orgânica deu origem, na década de 70 ao termo "fácies orgânica" (Rogers, 1980; Jones e Demaison, 1982; Jones 1984; 1987; Jacobson, 1991).

A amostragem para o estudo de palinofácies e fácies orgânicas tem a necessidade de assegurar a representatividade da seção a ser analisada objetivando garantir a coleta das principais feições e litologias importantes (Mendonça Filho, 1999).

Os métodos usados para o estudo de matéria orgânica nos sedimentos e rochas sedimentares variam com relação à idade dos sedimentos, fonte e o estado de preservação.

Atualmente, a análise de palinofácies é usada num contexto amplo, pelo baixo custo, e os bons resultados obtidos. Frequentemente associa-se a outros estudos relacionados a geociências como a sedimentologia, geoquímica orgânica entre outros para melhores interpretações, visando a identificação de componentes palinológicos individuais que compõem a matéria orgânica.

Como resultado se obtém informações como, aporte sedimentar, tendências transgressivas/regressivas, bem como a subdivisão de unidades litologicamente uniformes, (Mendonça Filho, 1999).

#### **4.2.1.1 – Microscopia em Luz Branca Transmitida.**

A análise microscópica foi efetuada nas lâminas organopalinológicas descritas no item 4.1.1, utilizando-se a microscopia de luz transmitida, através de objetivas com aumento de 10x, 25x, e de 40x para melhor identificação dos componentes orgânicos.

A microscopia de luz branca transmitida visa a identificação e classificação dos componentes palinológicos ressaltando, a origem e o estado de preservação da matéria orgânica, o grau de alteração térmica (maturidade), através da coloração dos esporos, a natureza da matéria orgânica e o potencial de geração de hidrocarbonetos através dos componentes orgânicos.

Através do método de contagem obteve-se a percentagem relativa dos componentes orgânicos contidos nas lâminas, não fazem parte desse percentual os quitinozoários.

#### **4.2.1.2 – Índice de Coloração de Esporos (ICE).**

Como foi citado anteriormente o ICE, técnica conhecida como Índice de Coloração dos Esporos, analisa o grau de maturação térmica. Certos componentes orgânicos provenientes de rochas sedimentares alteram a sua coloração a medida de que são submetidos a uma temperatura mais elevada, e como resultado, vão se tornando mais escuras, o que acontece com os esporomorfos (esporos, grãos de polens), é nisso que consiste a coloração do ICE.

Foram feitos vários estudos, (Gutjahr 1966), fez as primeiras pesquisas nesse sentido, e analisou a variação na coloração das partículas desde o amarelo ao marrom, e aplicou o termo carbonização a este efeito.

Staplin (1969), introduziu a teoria de alteração térmica (IAT), com base nas alterações de coloração de matéria orgânica numa escala de 1 à 5.

Correia (1971), observou que existia correlação direta para as variações de coloração dos grãos de esporos e polens com o aumento da temperatura.

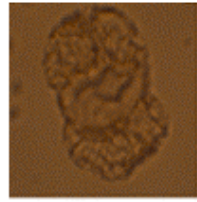
Barnard *et al.* (1981), adotaram intervalos de classificação na ordem de 0.5 para melhor definição a variação de temperatura e, para tal, utilizaram uma escala que varia de 1-10 (figura 6).

Sobre as lâminas organopalinológicas foram feitas as medidas de ICE (figura 6), usando um microscópio Axioskop2, utilizando-se como referência padrão a classificação proposta por (Barnard *et al.*, 1981).

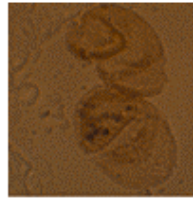
#### **4.2.1.3 – CONTAGEM DOS COMPONENTES ORGÂNICOS**

O método de contagem visa quantificar os componentes orgânicos. Com retículo graduado e, objetiva com aumento de 20x foi feita a contagem nas lâminas de no mínimo, 300 pontos de componentes orgânicos particulados em cada uma. A contagem foi feita através de seções retas na lâmina, na qual, todas as partículas nas bordas e vizinhas a graduação do retículo com tamanho superior a 10 µm foram contadas, com exceção das que se apresentaram inferior a metade do tamanho original. As ferramentas adotadas foram a microscopia de luz branca transmitida, e de microscopia em luz ultravioleta incidente (fluorescência), quando ocorre a presença de MOA se sobrepondo aos palinomorfos, ou pela falta de nitidez nas feições e contornos característicos dos componentes orgânicos que mascara a visada, com este recurso nos é possível uma boa identificação dos componentes orgânicos.

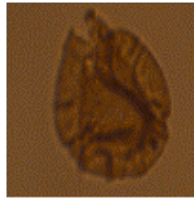
Para ser feita a contagem, a lâmina é colocada em uma posição que permita ser percorrida em linha reta numa única direção, podendo-se fazer 3 ou mais percursos, desde que os mesmos não sejam feitos em pontos sobrepostos. A contagem desse material foi facilitada pela abundância na quantidade dos componentes orgânicos, sendo registrada em uma ficha de contagem (figura 8), subdividida em grupos e subgrupos, padronizada de modo a melhor se encaixar no que se pode esperar de uma formação Devoniana.



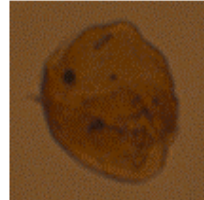
1,5



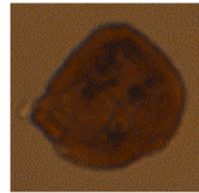
2,5



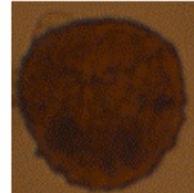
3,5



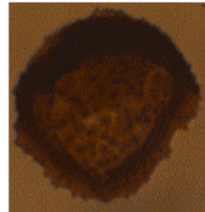
4,5



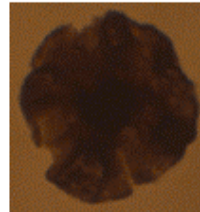
5,5



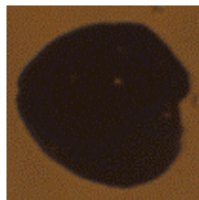
6,5



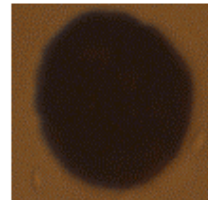
7,5



8,5



9,5



10,0

Figura 6: Índice de coloração dos esporos (ICE), (Robertson Research International Limited)

Data	Nº da amostra		
<b>Fitoclasto</b>	Opaco		
	Não opaco	<i>Bioestruturado</i>	
		<i>Não bioestruturado</i>	
	Espongiophyton		
<b>Palinomorfos</b>			
	Esporomorfos	<i>Pólen</i>	
		<i>Esporos</i>	
	Microplâncton	<i>Água doce</i>	<i>Botryococcus</i>
		<i>Marinho</i>	<i>Acritarcas</i>
			<i>Prasinóphytas</i>
	Indeterminado/retrabalhado		
<b>MOA</b>			
	Resina		
<b>Zooclasto</b>			
	Quitinozoários		

Figura 7: Ficha de contagem dos componentes de matéria orgânica

#### **4.2.1.4 – Microscopia em Luz Ultravioleta / Azul Incidente (fluorescência).**

Quando excitada, com luz azul ou por meio de ultravioleta de uma lâmpada de mercúrio, normalmente, a matéria orgânica concentrada através de técnicas palinológicas, apresenta uma fluorescência natural, essa autofluorescência distingue-se da fluorescência obtida por tingimento artificial com componentes fluorocromados, técnica usada em biologia (Tyson 1995).

Através do processo fotoquímico obtém-se a autofluorescência, onde a alta energia UV/ luz de curto comprimento onde (azul) excita os elétrons atingidos, elevando-os a um orbital de energia mais elevado. Posteriormente os elétrons voltam a sua posição original, sob a forma de fótons e libera como energia mais baixa/luz visível, de comprimento de onde mais longo (geralmente verde-amarelo) com filtro comum. Este processo é produzido por componentes específicos como cromóforos ou fluoróforos e não pela matéria orgânica.

A microscopia em luz ultravioleta incidente (fluorescência), foi utilizada para analisar todas as lâminas organopalínológicas através do microscópio Zeiss com fonte de fluorescência com lâmpada de mercúrio, para a determinação do estado de preservação dos componentes orgânicos particulados presentes nas amostras, conforme a escala de preservação proposta por Tyson (1995) (tabela1).

Tabela 1: Escala de Coloração de Fluorescência (Tyson, 1995).

Escala numérica	Características da matéria orgânica em fluorescência
1	<p>A matéria orgânica se apresenta completamente sem coloração de fluorescência, com exceção de alguns raros palinórfos, especialmente algas ou cutículas.</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>❖ Matéria orgânica amorfa muito rara (&lt;5%) ausente</li> <li>❖ Matéria orgânica amorfa presente (comum e abundante)</li> </ul>
2	<p>A maioria dos palinórfos apresenta fluorescência, porém a matriz da matéria orgânica amorfa autóctone (derivada do plâncton) permanece predominantemente sem fluorescência.</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>❖ Palinórfos exibem fluorescência amarelo-laranja fraca (esmaecida)</li> <li>❖ Palinórfos exibem fluorescência verde-amarelada</li> </ul>
3	<p>A maioria dos palinórfos apresenta fluorescência; matriz da matéria orgânica amorfa exibe uma coloração de fluorescência fraca.</p>
4	<p>A matriz da matéria orgânica amorfa exibe uma coloração de fluorescência moderada e heterogênea (visível, porém claramente de menor intensidade dos palinórfos “in situ”)</p>
5	<p>A matriz da matéria orgânica amorfa exibe uma coloração de fluorescência forte e heterogênea (intensidade próxima aquelas dos palinórfos “in situ”)</p>
6	<p>A matriz da matéria orgânica amorfa exibe coloração de fluorescência forte e heterogênea, brilho amarelo, como as telalginitas</p>

## 4.2.2 – ANÁLISE DE GEOQUÍMICA ORGÂNICA

### 4.2.2.1 – Carbono Orgânico Total (COT)

A análise é feita em um aparelho composto por um forno de indução e um determinador. A amostra é queimada em presença de O<sub>2</sub>, através de um circuito digital é feita a leitura direta da quantidade de carbono na amostra.

Tissot & Welte, (1984) consideram que a quantidade de matéria orgânica presente em um sedimento é usualmente expressa através do conteúdo de carbono orgânico total, o qual inclui tanto a matéria orgânica insolúvel (querogênio) como a matéria orgânica solúvel (betume), sendo esta última, aproximadamente, 0,1% a 0,2% do conteúdo de carbono orgânico total.

Jarvie (1991) usa a quantidade de matéria orgânica contida em sedimentos, expressando como percentagem em peso relativo de carbono orgânico. O querogênio também possui quantidades de significantes de elementos como Hidrogênio (3-10%), Oxigênio (3-20%) Nitrogênio (0-4%), Enxofre (0-4%), a proporção desses elementos não é constante, e dependi da origem, estado de preservação, idade e o estado de evolução térmica da matéria orgânica.

Littke (1993) partiu do conteúdo de carbono orgânico do querogênio conhecido, para obter o conteúdo da matéria orgânica sedimentar apartir da seguinte expressão;

$$M.O\%_{\text{peso}} = \text{COT} \cdot 100\% \text{ carb. contido no querogênio}$$

O COT fornece a indicação do potencial que a rocha tem para gerar hidrocarbonetos. Segundo Bordenave *et al.*, (1993), a amostra com valor de COT entre 0-0,1 é considerada como baixo ou nenhum potencial de geração.

Ronov (1958) estimou que o conteúdo mínimo de carbono orgânico para que folhelhos sejam considerados rochas geradoras teriam que alcançar os 0,5%. Alguns pesquisadores têm concluído que algumas rochas contendo cerca de 0,5% de carbono orgânico poderiam produzir óleo ou gás, desde que tenham sido



soterradas a uma profundidade suficiente. Tissot & Welte (1984) consideram que o limite mínimo do conteúdo orgânico freqüentemente utilizado alcança os 5%.

Os dados obtidos, de Carbono Orgânico Total foram cedidos pelo Centro de Pesquisas Leopoldo A. Miguez de Mello (CENPES) da Petrobrás no Rio de Janeiro.

#### 4.2.2.2 – Pirólise Rock-Eval

O objetivo desta técnica é gerar hidrocarbonetos em laboratório, tentando obter resultados que foram ou são possíveis de serem gerados naturalmente. O processo é feito em laboratório, usando temperaturas elevadas de até 500-600°C, num tempo de aproximadamente 20 minutos, com uma taxa de aquecimento de 25°C/minuto.

Atualmente a técnica de pirólise rock-eval é considerada como um recurso geoquímico efetivo e de baixo custo para obter a caracterização do querogênio (figura 7).

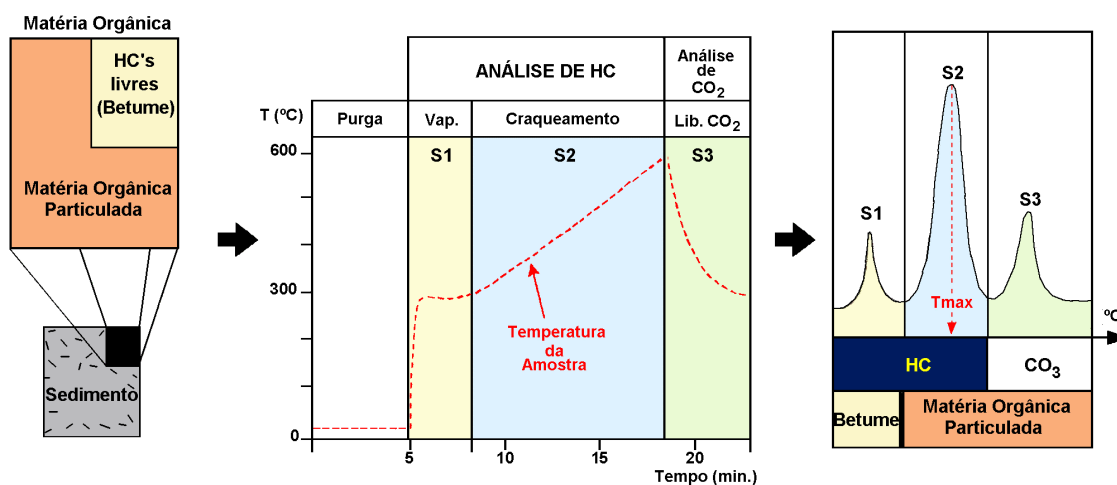


Figura 8: Diagrama esquemático de Pirólise Rock-Eval

### **4.3 – PROCESSAMENTO DE DADOS**

Os dados adquiridos pelo método de contagem dos grupos e subgrupos dos componentes orgânicos foram calculados em valores percentuais.

#### **4.3.1 – Tratamento Estatístico**

Os valores percentuais que correspondem a 100%, calculados com base nos grupos e subgrupos propostos na classificação da assembléia de querogênio, obtidos pelo Programa Excel, posteriormente foram gerenciados no programa de mineralogia (MINPET), gerando diagramas binários e ternários. Nos diagramas ternários os três componentes plotados, são normalizados a 100%, de acordo com Tyson (1993; 1995). Este tipo de diagrama fornece um resumo das características mais importantes dos resultados obtidos na contagem. O outro tratamento partiu de dados obtidos no programa Excel, através do programa Statistic Basic, usando o método de análise de agrupamento (modo Q e R), agrupando os grupos e subgrupos.

#### **4.3.2 – Método de Análise de Agrupamento**

Este método foi bastante evidenciado por Menezes (2002), que neste trabalho serviu para agrupar os grupos e subgrupos em populações de componentes orgânicos que apresentam maior afinidade, determinados pela abundância dos componentes, e que podem ser agrupados por populações similares ou de máxima dispersão.

## 5 – QUEROGÊNIO

Welte (1972) considera o querogênio como sendo a fração da matéria orgânica sedimentar insolúvel em solventes orgânicos.

Segundo Durand (1980), o querogênio é a matéria orgânica sedimentar insolúvel em solventes orgânicos, (Tissot & Welte, 1984) consideraram o querogênio como constituintes orgânicos das rochas sedimentares que são insolúveis em componentes aquosos alcalinos e solventes orgânicos.

O querogênio não é considerado como uma substância individual variável, mas como sendo uma mistura heterogênea e complexa, na qual a composição reflete proporções grandemente variáveis de um grande número de materiais precursores, (Tyson, 1995).

No Open Workshop on Organic Matter Classification (University of Amsterdã, Junho de 1991), participantes decidiram adotar o termo “Matéria Orgânica Palinológica” para descrever o querogênio na técnica de luz transmitida.

### 5.1 – TIPOS DE QUEROGÊNIO

Diferentes tipos de querogênio podem ser reconhecidos pelo exame óptico e por análises físico-químicas:

- **Tipo I:** matéria orgânica algal lacustre e matéria orgânica enriquecida em lipídios por ação bacteriana (amorfa)

- **Tipo II:** matéria orgânica marinha depositada em ambientes redutores (além de esporos, grãos de pólen, cutículas de vegetais superiores).

- **Tipo III:** matéria orgânica lenhosa de vegetais terrestres superiores

## 6 – CLASSIFICAÇÃO DA MATÉRIA ORGÂNICA

A classificação adotada neste trabalho foi desenvolvida por (Tyson 1993; 1995), e adaptada para o Devoniano por (Mendonça Filho, 1999), na qual foram analisadas 4 grupos principais com seus respectivos subgrupos.

Embora adotada uma classificação com critérios padronizados, alguns dos quais não serão satisfeitos pela disponibilidade dos componentes orgânicos particulados.

### 6.1 – FITOCLASTO

Bostick (1971) usou o termo para classificar todas as partículas de granulometria fina, tamanho de argila e areia fina de matéria orgânica derivada de materiais vegetais superiores.

Tyson (1995) considera que essas partículas não estão associadas a sedimentos de grãos finos e baixa energia.

Segundo Mendonça Filho (1999) o grupo divide-se em 3 subgrupos que são: os não opacos, que apresentam coloração amarela tendendo a cor marrom muito escuro, os opacos, que são pretos e os Spongiophyton de cor castanha clara e até transparente.

#### ➤ **Opacos**

São fragmentos que não possuem estruturas internas, porém apresentam formas bastante variadas. Segundo Whitaker *et al.*, (1992), devido à espessura, fitoclastos não opacos podem apresentar-se ocasionalmente de aparência opaca.

➤ **Não Opacos**

Subdividem de acordo com a morfologia, presença ou ausência de estruturas e estado de preservação classificam-se em bioestruturados e não bioestruturados.

▪ **Não Bioestruturados**

Não possuem estrutura interna, com formas, tamanhos e contornos variados e podem ser: não-degradados, corroídos e pseudoamorfos.

▪ **Bioestruturados**

São caracterizados por apresentarem estruturas internas (botanicamente estruturado) e são classificados como: estriados, listrados, bandados, perfurados (Tyson, 1993).

➤ **Spongiophyton**

Atualmente essa espécie, não apresenta origem precisa, fundamentalmente serve para datar o período Devoniano. É considerada como membrana de parede cuticular de possível origem marinha (Mendonça Filho).

## 6.2 – PALINOMORFOS

Os palinórfos são componentes de paredes orgânicas que apresentam resistência ao ataque ácido, dividindo-se em: esporórfos de origem continental e microplâncton de parede orgânica de água doce e marinha.

### ➤ **Esporomorfos**

Os esporomorfos são palinomorfos derivados de macrófitos terrestres. E dividem-se em esporos e grãos de pólen.

#### ▪ **Esporos**

Apresentam marca trilete, produzido por talófitas, briófitas e pteridófitas. Eles podem apresentar variação na forma e na estrutura interna e externa, que são esporos ornamentados e esporos não ornamentados.

### ➤ **Microplâncton de Parede Orgânica Marinho.**

Foram dividido em dois grupos: microplâncton de parede orgânica marinha que são algas do grupo das Prasinophytas e Acritachas e microplâncton de parede orgânica de água doce, do género *Botryococcus*.

#### ▪ **Prasinophyta.**

Fensome *et al.* (1990) considera as Prasinophytas como sendo as mais primitivas algas verdes. As formas modernas deste grupo de algas estão agrupadas na classe Prasinophyceae, provenientes dos géneros *Cymatiosphaera*, *Leiosphaeridia*, *Maranhites*, *Pterospermela*, *Tasmanites* entre outras.

Jux (1968, 1969, 1977), fez um estudo comparativo do fóssil *Tasmanites* com o ciclo de vida de algas mais recentes. Alguns géneros mais recentes de prasinophytas tendem a ocorrer em ambientes de água doce.

#### ▪ **Acritarchae.**

Os acritarcas são grupo polifilético de palinomorfos, que significa origem incerta. Evitt (1963) introduziu o termo acritarca como uma categoria

informal para todos os palinórfos não – esporórfos e não - dinocistos que possuíam afinidade incerta, com a condição de ser fitoplâncton marinho. Ocorrem desde o Pré - Cambriano ao Recente

➤ **Microplâncton de Parede Orgânica de Água Doce**

▪ ***Botryococcus***

As algas do gênero *Botryococcus* ocorrem desde o Carbonífero em colônias, geralmente na forma botrioidal. Na luz branca transmitida facilmente podem ser confundidas com fitoclastos, quando degradadas, e com matéria orgânica amorfa (Mendonça Filho 1999). São inconfundíveis em luz ultravioleta refletida, sempre em cores fortes.

➤ **Palinórfos indeterminados**

É atribuído, a todos os palinórfos que devido à má preservação e ausência de feições características não é possível precisar sua origem e, conseqüentemente, ficam sem classificação precisa.

### **6.3 – MATÉRIA ORGÂNICA AMORFA**

Esse grupo divide-se em: resina e a matéria orgânica amorfa.

➤ **Matéria Amorfa**

Tyson (1993) considera como matéria orgânica amorfa o produto do retrabalhamento ou ação bacteriana da matéria orgânica, que tem como resultado a eliminação de suas formas originais e estruturas internas dos componentes

orgânicos. Na perda de suas características vitais e por todos os processos que possa sofrer a matéria orgânica se apresenta em formar grumos ou dispersa.

#### ➤ **Resina**

Parry, *et. al.*, (1981) consideram a resina como produto de vegetais superiores, assemelhando-se a fragmentos de âmbar colorido não estruturado com fratura conchoidal, nas quais podem ocorrer como lacunas, secreções de preenchimento ou exudações extracelulares sobre a superfície de planta.

### **6.4 – ZOOMORFOS**

Essa classificação é atribuída aos restos orgânicos de animais. Fazem parte do grupo os Quitinozoários, apresentam-se de formas variadas, no devoniano são freqüentes os frascos ou formas de garrafas, possuem afinidade incerta, apresentam-se invariavelmente opacos, e sua estrutura interna é obscura, sua classificação tem se concentrado na forma do Gênero definido pelo seu contorno.

A classificação da matéria orgânica adotada tem como base à disposição, de fauna e flora do período em causa, tendo como objetivo dar um maior entendimento paleoambiental. Esta classificação favoreceu, informações como, tendências transgressivas e regressivas, relação proximal ou distal da área fonte, bem como o nível de preservação da matéria orgânica.



## **7 – TENDÊNCIAS NA DISTRIBUIÇÃO DOS COMPONENTES DA MATÉRIA ORGÂNICA**

Um dos fatores mais importante no controle dos parâmetros de tendência é a proximidade (tendência proximal-distal), (tabelas 2 e 3), utilizada para a caracterização paleoambiental. O conceito de proximidade usado em palinofácies envolve os seguintes fatores inter-relacionados:

- 1-** proximidade do ponto de origem de sedimentos siliciclásticos flúvio-deltaicos e matéria orgânica terrestre (fitoclastos).
- 2-** a magnitude do ponto de origem flúvio-deltaico (ex. sua taxa de descarga).
- 3-** a magnitude e natureza da produtividade primária terrestre na área fonte do sedimento.
- 4-** o gradiente paleoambiental entre a área fonte e o sítio final de deposição.
- 5-** variação do nível do mar

Tabela 2: 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).

PARÂMETRO DE PALINOLOGIA	TENDÊNCIA	
	PROXIMAL	DISTAL
% fitoclasto do querogênio	alta	Proximal
% palinomorfos do querogênio	baixa	alta
% matéria orgânica amorfa do querogênio	baixa	alta
% fitoclastos opacos do total de fitoclastos	baixa	Alta
%fitoclastos não opacos não bioestruturados do total de fitoclasto não opacos	Alta	baixa
%de fitoclastos não-opacos bioestruturados do total de fitoclastos não opacos	baixa	alta
% esporomorfos do total de palinomorfos	alta	baixa
% palinomorfos indeterminados do total de palinomorfos	baixa	alta
% plâncton marinho do total de palinomorfos	baixa	alta
% <i>botryococcus</i> do total de palinomorfos	alta	Baixa
% de esporomorfos do total de palinomorfos	alta	baixa
% prasinófitas do total de microplâncton de parede orgânica marinho	baixa	alta
% acritarcas do total de microplâncton de parede orgânica marinho	baixa	alta

Tabela 3: Sumário dos principais parâmetros de palinofácies com suas respostas relativas a alguns fatores paleoambientais em sedimentos marinhos (modificado de Tyson, 1993) e (Menezes 2002).

<b>SUMÁRIO DE ALGUMAS TENDÊNCIAS GERAIS EM PALINOFÁCIES</b>					
Fator Ambiental	Tendência Proximal-Distal	Percentual de Areia	Fácies distal anóxica	Redeposição	Ressurgência (clima árido)
<b>Parâmetros</b>					
% fitoclasto da matéria orgânica	Alto → baixo	Aumenta	Diminui	Aumenta	Diminui
% MOA da matéria orgânica	Baixo → alto	Diminui	Aumenta	Diminui	Aumenta
% palinomorfo da 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 dos palinomorfos	Baixo→alto→ baixo	Diminui	Diminui	Pode aumentar	Aumenta
% chorococcales do fitoplâncton	Alto → baixo	Diminui	Normalmente baixo	Pode aumentar	Diminui
%acritarcas dos plânctons marinho	Alto → baixo	Pode aumentar	Normalmente baixo	Pode aumentar	Diminui
%prasinófitas dos plânctons marinho	Baixo → alto	Sem registro	Aumenta	Diminui	Diminui

- ❖ Redeposição refere-se a características de redeposição de sedimento em comparação com os depósitos *in situ* na bacia. Os fatores podem modificar completamente a tendência proximal-distal (onshore-offshore).

## 7.1 – PERCENTAGEM DE FITOCLASTOS

Tendo em conta a idade dos sedimentos notou-se a ausência ou baixo percentual de fitoclastos nas amostras é devido ao baixo suprimento de fitoclastos pela falta de disposição no sistema. A dominância de fitoclastos em assembléias do querogênio é devido à combinação da natureza proximal de fácies, às condições geralmente óxicas e à resistência relativamente elevada de tecidos lignificados (Tyson, 1993), são totalmente contrária à seção sedimentar estudada considerada como ambiente marinho, portanto percentagens mais elevadas de fitoclastos não opacos são usualmente encontradas próximas de fontes fluviais onde tais partículas diluem qualquer tipo de fitoclastos opacos, palinórfos ou matéria

orgânica amorfa que estejam presentes. Existe uma tendência de decréscimo geral na percentagem de fitoclastos em direção mais distais, como resultado da diminuição na abundância absoluta de fitoclastos a medida que se afasta da fonte, ocorrendo assim um aumento na diluição por palinórfos ou matéria orgânica amorfa. Fitoclastos não-opacos não-bioestruturados são dominantes em ambientes mais proximais onde, esses elementos, podem ser de coloração muito escura devido à oxidação (Tyson, 1995). Isto causa mudança das proporções reais dos diferentes grupos de fitoclastos ao longo de uma seção transversal proximal-distal.

A percentagem relativa de partículas opacas freqüentemente aumenta em ambientes mais distais (Tyson, 1995). A percentagem de fitoclastos é também influenciada pelos efeitos da equivalência hidrodinâmica. Esses fragmentos lenhosos sendo partículas orgânicas relativamente grandes e densas freqüentemente concentradas em sedimentos ricos em areia muito fina e ou silte grosso (Tyson, 1993).

De acordo com Buchanam (1958), o conteúdo de carbono orgânico total - COT de sedimentos clásticos é geralmente melhor correlacionado com o conteúdo de silte e argila do que com os grãos de tamanho médio. No entanto, segundo

Tyson (1993), isto depende parcialmente da natureza predominante da matéria orgânica, ou seja, se a matéria orgânica está representada por partículas discretas como fitoclastos e palinórfos, ou material amorfo disseminado e, também, pelo tamanho da partícula (fitoclastos apresentando tamanhos superiores aos palinórfos).

## 7.2 - PERCENTAGEM DE PALINÓRFOS

Neste trabalho é considerado o mais abundante dos três principais grupos morfológicos da matéria orgânica particulada. Segundo Tyson (1993), a abundância relativa de palinórfos é primeiramente controlada pela extensão da diluição por fitoclastos ou matéria orgânica amorfa. Em ambientes, onde os percentuais de fitoclastos e matéria orgânica amorfa são reduzidos, o conteúdo de palinórfos é mais elevado.

Esporórfos é um termo geral e coletivo usado para descrever todos os palinórfos produzidos por macrófitas terrestres. A abundância relativa de esporórfos em relação a outros palinórfos (especialmente fitoplâncton) é principalmente um reflexo da proximidade de fontes terrestres e da produtividade do microplâncton de parede orgânica (Tyson, 1993, 1995).

Os grãos de pólen, elementos mais flutuantes, são carregados com maior facilidade. Outras feições típicas de assembléias de palinórfos flúvio-deltaicas são a frequência de tétrades de esporos e agrupamentos de grãos de pólen, que estão sempre associadas a ambientes proximais e condições de baixa energia com sedimentação rápida (Tyson, 1993). Entretanto, as percentagens mais elevadas são encontradas em áreas proximais onde, além do aporte de esporórfos ser mais elevado, à ocorrência de salinidades mais baixas limitam qualquer produção planctônica (Müller, 1959; Cross *et al*, 1966; Davey & Rogers, 1975; Tyson, 1993).

A percentagem de microplâncton de parede orgânica marinha comporta-se de maneira inversa ao conteúdo de esporomorfos. Percentuais elevados de microplâncton de parede orgânica marinho geralmente ocorrem em áreas distantes de fontes flúvio-deltaicas (Tyson, 1993).

Percentagem significativa de acritarcas em sedimentos geralmente caracteriza fácies marinha marginal rasa onde o desenvolvimento de outros palinomorfos marinhos é suprimido por condições de baixa salinidade das águas (Wall, 1965; Tyson, 1993). Os Acritarcha são, portanto, o grupo mais tolerante a diferenças de salinidade do plâncton marinho (eurihalinos) e tem sido usado para reconhecer influências salinas em ambientes geralmente não-marinhos (Hancock & Fisher, 1981). A abundância de acritarcas é particularmente importante em ambientes marinho marginais, mixo-halinos.

A presença de acritarcas em fácies flúvio-deltaicas é importante como elemento de identificação de influências salinas, especialmente em fácies sedimentologicamente uniformes, tais como folhelhos (Hancock & Fisher, 1981; Fisher & Hancock, 1985; Tyson, 1993). Passando para condições marinhas abertas, a percentagem relativa de acritarcas (do plâncton marinho total) diminui à medida que se eleva o percentual de algas Prasinophyta. Em fácies flúvio-deltaicas, os acritarcas tendem a apresentar percentuais mais elevados em relação as prasinófitas.

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.

Percentuais elevados de algas do gênero *Botryococcus* ocorrem, tipicamente, em ambientes lacustres de água doce e de baixa energia, diminuindo à medida que se alcançam fácies mais distais (Tyson, 1995). Efeitos diversos podem também levar a ocorrência de concentrações elevadas de palinomorfos em sedimentos ricos em material siltico de granulação média à fina principalmente

devido à equivalência hidrodinâmica existente entre esse material sedimentar e os constituintes palinomorfos (Müller, 1959; Wall *et al.*, 1977; Tyson, 1993).

### **7.3 - PERCENTAGEM DE MATÉRIA ORGÂNICA AMORFA (MOA)**

A alta percentagem na abundância 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 atividade fluvio-deltaicas 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 refletem, 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 do querogênio (Tyson, 1987; 1989; 1993).

A intensidade de fluorescência da M.O.A. é controlada pelas condições redox dentro do qual ocorreu sua deposição; condições disóxico-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).

## **8 – PARÂMETROS PALINOLÓGICOS E ORGANOGEOQUÍMICOS**

### **8.1 – INTENSIDADE DE FLUORESCÊNCIA DA MATRIZ DA MATÉRIA ORGÂNICA AMORFA**

Segundo Tyson (1990; 1993; 1995) este parâmetro não é somente essencial para a caracterização do potencial de rochas geradoras, mas também, é muito útil para a determinação dos níveis de preservação (potencial redox) em componentes orgânicos amorfos e palinomorfos. Em muitos sedimentos aquáticos, a M.O.A. é derivada do plâncton e sua preservação é controlada pela extensão da degradação aeróbica. Condições de deficiência em oxigênio (disóxica/anóxica) facilitam a preservação de componentes lábeis, ricos em hidrogênio, os quais fluorescem quando expostos à excitação de uma lâmpada azul ou ultravioleta. A coloração, intensidade e fluorescência, na matriz das partículas amorfas heterogêneas são, muito importante na caracterização da matéria orgânica original, e processos pós-deposicionais. Como a matriz da matéria orgânica amorfa é à parte mais facilmente oxidada, a resposta total da fluorescência (incluindo as inclusões de outros tipos de partículas orgânicas) será, também, dependente da natureza do plâncton original e dos processos oxidativos que venham a ocorrer no ambiente deposicional.



## 8.2 – CARBONO ORGÂNICO TOTAL (COT)

Como foi citado a abundância da matéria orgânica contida no sedimento é expressa como percentagem em peso relativo de carbono orgânico, sendo controlada por diversos fatores. Segundo Tyson (1995), valores elevados de COT geralmente são correlacionados com sedimentos de grão mais fino, devido à equivalência hidrodinâmica, entre a matéria orgânica, o tamanho do grão, e a relação entre a área da superfície das partículas e da matéria orgânica adsorvida. Logo a correlação inversa existente entre o conteúdo do COT em partículas na fração areia pode ser parcialmente uma consequência da porosidade e permeabilidade mais elevada dos sedimentos grosseiros.

A correlação COT e o tamanho dos grãos de sedimento são parcialmente dependentes da natureza predominante da matéria orgânica. Existe uma forte correlação entre a matéria orgânica presente em rochas sedimentares de granulação mais fina (frações silte e argila) e as observações registradas sobre a equivalência dos palinomorfos (Tyson, 1995). A percentagem das partículas maiores e mais densas de lenho e detritos macrófitas é freqüentemente maior em sedimentos de características proximais que são comparativamente mais ricos na fração mais grosseira (silte de granulação grossa a areia fina).

O conteúdo orgânico de sedimentos é mais bem correlacionado com a percentagem da fração silte e argila e tem uma correlação inversa com fração areia/silte+argila. Isto é parcialmente devido aos efeitos hidrodinâmicos (a maioria da matéria orgânica se equivale com a fração argila-silte), porém também pode ser devido ao aumento do potencial de oxidação da matéria orgânica em materiais sedimentares mais porosos e permeáveis. Em sedimentos de composição silte-argila devido à baixa porosidade, o potencial de oxidação pós-deposicional é dramaticamente reduzido (Tyson, 1995).

Hennessee *et al.*, (1986) apud Menezes (2002), mostram que em áreas onde a matéria orgânica terrestre é dominante, o COT tem uma relação positiva com o conteúdo de areia, mas onde a matéria orgânica marinha derivada de fitoplâncton é dominante o COT é correlacionado com o conteúdo de argila.

A correlação feita entre tamanho dos grãos de sedimentos, tipo de matéria orgânica e COT pode produzir uma distribuição distintamente bimodal de COT, com um máximo relativo ocorrendo nos sedimentos mais finos, especialmente ambientes onde ocorre significativo suprimento de fitoclastos.

### 8.3 – PIRÓLISE ROCK-EVAL

Os resultados da pirólise rock-eval são 3 picos representados por mg de hidrocarbonetos /g de rocha.

**1- Pico S<sub>1</sub>** é a quantidade de hidrocarbonetos livres presentes nos sedimentos ou rochas sedimentares que poderiam ser extraídos por solventes orgânicos. Este pico é adquirido a uma temperatura de até 300<sup>0</sup>C.

**2- Pico S<sub>2</sub>** corresponde aos hidrocarbonetos liberados pelo craqueamento térmico primário da matéria orgânica além de hidrocarbonetos pesados, resinas e asfaltenos, atinge até 550<sup>0</sup>C.

**3- Pico S<sub>3</sub>** corresponde ao dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), liberado durante a pirólise.

Dentro dessa técnica encontram-se parâmetros decisivos para ditar o potencial de geração de hidrocarbonetos.

- **Tmax** - é a temperatura máxima atingida durante a técnica de pirólise, que coincide com o pico de maior geração de hidrocarbonetos o S<sub>2</sub>: quando Tmax é inferior a 440<sup>0</sup>C a rocha é

considerada imatura, entre de 440 – 470 °C é considerada matura, e superior a 470° C supermatura.

- **Índice de produção (IP)** - dado pela razão  $(S_1/(S_1+S_2) \times 100)$  indica a quantidade relativa de hidrocarbonetos livres que possam existir na amostra.
- **Índice de hidrogênio (IH)**,  $(S_2/\%COT) \times 100$  esta razão entre hidrocarbonetos liberados e o conteúdo de carbono orgânico total, determina o tipo, origem, estado de preservação e maturidade térmica da matéria orgânica. Correlacionando com o tipo de querogênio, o IH é classificado como: para o querogênio tipo I varia entre 600 – 900 mg hidrocarboneto /g de COT, querogênio tipo II entre 300 – 600 mg hidrocarboneto /g de COT, querogênio tipo III entre 0 – 300 mg hidrocarboneto /g de COT, querogênio tipo I.
- **Índice de oxigênio (IO)**,  $(S_3/COT)$ mg de CO<sub>2</sub> /g de COT, indica a razão entre o dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) e o conteúdo do carbono orgânico total.
- **Potencial de geração (PG)**,  $(S_1+S_2)$  estima o tipo e abundância de matéria orgânica. Potencialmente apresenta a seguinte classificação:  
**PG** inferior a 2 mg Hc/g. Rocha (2000 ppm), não tem condições de gerar óleo, indicam potencial de para gerar gás.  
**PG** entre 2 a 6 mg Hc/g. Rocha (2000 – 6000 ppm), apresenta moderado potencial para gerar hidrocarbonetos.  
**PG** superior a 6 mg Hc/g. Rocha (6000 ppm), tem condições boas de gerar óleo e ser considerada rocha geradora.

## 9 –ANÁLISE DE FÁCIES ORGÂNICA

Segundo Jones (1987) o critério químico é primeiramente usado para caracterizar fácies orgânica que refletem processos químicos, físicos e biológicos, através de dados geoquímicos e ópticos determinou sete fácies orgânicas. Para Tyson (1995), a caracterização de fácies orgânica leva em consideração o fato de que as assembléias são controladas por fatores preservacionais, tanto como sua origem e que mudanças entre assembléias são gradacionais. A tabela 4 relaciona fácies orgânica e palinofácies (Tyson, 1995).

Tabela 4: 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	≥15	50-125	≤50
Tipo 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-desóxico			óxico		Muito óxico
Taxa de sedimentação	baixa	variável		alta		moderada	baixa
F. Org Palin.	A	AB	B	BC	C	CD	D

Jones (1987) enfatiza as fácies orgânicas principalmente pela distinção entre fácies anóxica-desóxica (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 orgânica 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 desóxica-anóxica contata-se no sedimento um aporte relativamente elevado de fitoclastos (geralmente nas margens da bacia).

Através da integração dos resultados da análise de geoquímica orgânica combinada a técnicas microscópicas caracterizou-se às fácies orgânicas, Jones (1987) (tabela 5).

Tabela 5: Fácies orgânica (segundo Jones, 1987 e Tyson, 1995) modificado por (Mendonça Filho, 1999).

FÁCIES ORGÂNICA (IMATURA)	DESCRIÇÃO	CARACTERÍSTICAS DE PALINOFÁCIES
<b>A</b> 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 chlorococcales, se lacustre.
<b>AB</b> 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 chlorococcales se lacustre.
<b>B</b> IH 400 – 600 COT 3 – 10%	Laminada acamadada; percentagem mais elevada de matéria orgânica terrestre e residual que a fácies AB; freqüentemente ocorre uma anoxia flutuante no fundo da coluna d'água; freqüentemente intercalada com fácies menos ricas.	Matéria orgânica amorfa dominante; baixo conteúdo de fitoclastos; razão opacos/não opacos elevada; rica em prasinófitas se marinha, e algas chlorococcales se lacustre.
<b>BC</b> 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 ser	Matéria orgânica amorfa moderada; conteúdo moderado de fitoclastos; razão fitoclastos opacos/não opacos usualmente ausente.
<b>C</b> IH 125 – 250 COT 1 – 3%	Matéria orgânica dominada por matéria orgânica terrestre variavelmente terrestre oxidada. Ocorre em turfeiras, depósitos deltáicos e em lamitos marinhos bioturbados.	Matéria amorfa ausente ou com baixo conteúdo; fitoclastos dominam a assembléia de querogênio; razão fitoclastos opacos/não opacos usualmente baixa; esta fácies pode também ser dominada por matéria orgânica amorfa parcialmente oxidada (não fluorescente).
<b>CD</b> IH 50 – 125 COT < 0,5	Matéria orgânica terrestre moderadamente a bem oxidada; matéria orgânica residual substancial.	Matéria amorfa ausente ou com baixo conteúdo; fitoclastos dominam a assembléia de querogênio; razão de fitoclastos opacos/não opacos aumenta; esta fácies pode também ser dominada por matéria orgânica amorfa parcialmente oxidada não fluorescente.
<b>D</b> IH < 50 COT < 0,5	Matéria orgânica residual altamente oxidada ou redepositada.	Matéria amorfa ausente ou com baixo conteúdo; fitoclastos dominam a assembléia de querogênio; razão fitoclastos opacos/não opacos aumenta; esta fácies pode também ser dominada por matéria orgânica amorfa parcialmente oxidada não apresentando fluorescência.

## **10 – APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DE DADOS**

A se obter melhor representação e caracterização paleoambiental os resultados são representados em forma de diagramas binários e ternários e em forma de dendogramas.

### **10.1 – DIAGRAMAS TERNÁRIOS**

Tyson (1993, 1995) estabeleceu formas simples de representações gráficas dos dados em percentuais dos grupos e subgrupos da matéria orgânica, através de diagramas ternários, que bem utilizados podem demonstrar um significativo potencial para a discriminação de diferenças temporal e espacial em ambientes deposicionais. Todos os diagramas ternários são orientados de forma que os componentes que são indicadores de maior proximidade terrestre são colocados no ápice dos diagramas, e no vértice inferior esquerdo são colocados os que apresentam uma associação positiva com ambientes distais ou redutores. O que permite uma visão geral da natureza dos resultados, sua variabilidade e a presença das principais tendências apresentada pelos grupos de dados obtidos (Tyson 1989; 1993; 1995).

#### **10.1.1– Descrição de Valores Percentuais dos Componentes Orgânicos no Testemunho de Sondagem**

Na seção sedimentar estudada foram analisados encontrados quatro grupos de componentes orgânicos. Os três principais grupos são fitoclastos, moa,

palinomorfos, além de zoomorfos, sendo representado pelo grupo de Kitinozoários.

Ao longo de todo o perfil do testemunho de sondagem verificou-se que, em relação ao total dos componentes de matéria orgânica, dominam os palinomorfos, totalizando 76,70%, seguido da matéria orgânica amorfa com 18,56% e, subordinadamente, os fitoclastos com 4,70% em valores médios percentuais (figura 9 e tabela 6).

Os palinomorfos apresentam predominância de microplâncton de parede orgânica marinha, correspondente a valores médios percentuais de 51,38% de algas do grupo das prasinófitas e 8,95% de acritacas com relação ao total da matéria orgânica. Em relação ao total de palinomorfos, esse grupo corresponde a 78,32%, com predominância de prasinófitas que correspondem ao valor médio percentual de 66,76% e acritarcas 11,56%. O microplâncton de parede orgânica de água doce, caracterizado por algas do gênero *Botryococcus*, representa 7,33% em relação ao total da matéria orgânica e 3,03% em relação ao total de palinomorfos. Os esporomorfos correspondem a valores médios percentuais de 7,85% em relação ao total da matéria orgânica, com predomínio dos esporos que apresenta valores de 7,33%. Em relação ao total de palinomorfos, os esporomorfos representam 10,47%. Os componentes indeterminados, (palinomorfos não identificados) representam uma media de valores percentuais de 6,16% do total da matéria orgânica e 8,18% em relação ao total de palinomorfos (tabelas 7 e 8).

A MOA (matéria orgânica amorfa) perfaz um grupo significativo totalizando 18,20% de valores médios percentuais, em relação ao total da matéria orgânica (tabela 7).

O grupo de fitoclastos corresponde a 4,7% do total da matéria orgânica, onde 4,01% correspondem ao *spongiophyton* e o restante sendo realmente componentes lenhosos. Com relação a valor total do percentual de fitoclasto, 0,42% corresponde a componentes opacos, 4,58% a não-opaco-bioestruturado, 8,59% a não-opaco-não -bioestruturado, o predomínio da quantidade de fitoclasto é caracterizado pelo alto percentual de *spongiophyton* que totaliza 86,4%, na qual



parece diluir todos os outros componentes correspondem ao grupo do fitoclasto (tabelas 10 e 11).

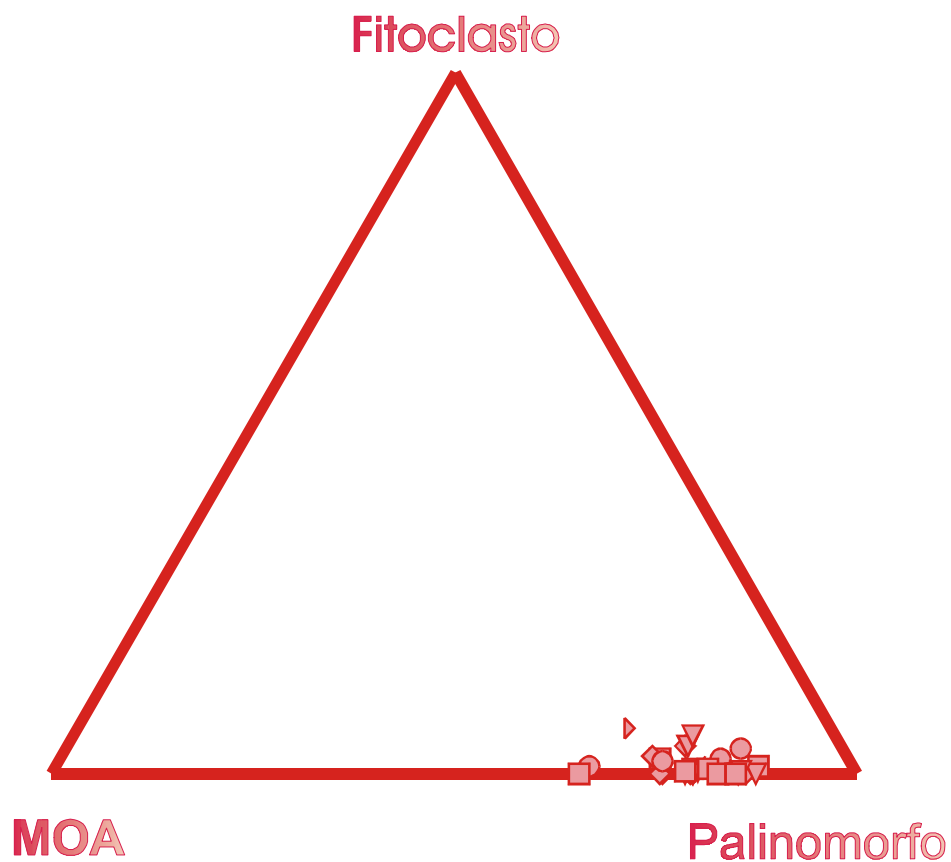


Figura 9: Diagrama ternário de valores médios percentuais dos três principais grupos de componentes orgânicos da matéria orgânica, (total de 28 amostras).

Tabela 6: Valores percentuais dos 3 principais grupos da matéria orgânica.

Prof (m)	Fitoclasto (%)	Palinomorfo (%)	MOA (%)
38,50	3,90	65,91	30,19
39,4	6,45	78,71	14,84
42,45	10,42	78,31	11,27
44,60	3,07	73,93	23,00
47,00	4,76	78,10	17,14
48,35	6,25	75,00	18,75
50,65	8,58	76,24	15,18
52,20	5,28	62,42	32,30
54,70	1,18	84,02	14,79
55,75	4,69	76,88	18,44
57,00	6,67	83,64	9,70
58,60	7,10	74,26	18,64
60,50	8,92	72,61	18,47
62,75	5,96	72,98	21,05
63,35	4,11	73,70	22,19
65,50	5,78	71,12	23,10
67,10	8,19	66,67	25,15
69,60	2,05	84,50	13,45
71,40	2,86	77,43	19,71
72,80	5,31	76,26	18,44
74,80	5,00	76,18	18,82
76,60	2,53	76,97	20,51
77,40	4,56	81,77	13,68
78,95	6,09	76,52	17,39
80,50	0,30	87,50	12,20
81,90	0,61	85,06	14,33
83,80	0,29	79,42	20,29
85,00	0,85	81,59	17,56
<b>Média</b>	<b>4,70</b>	<b>76,70</b>	<b>18,59</b>
<b>Desvio padrão</b>	<b>2,72</b>	<b>5,85</b>	<b>5,16</b>

Tabela 7: Valores percentuais dos subgrupos de palinomorfos e matéria orgânica amorfa em relação ao total de matéria orgânica.

Prof (m)	Espolnd(%)	Esporo(%)	Botry(%)	Acrita(%)	Prasi(%)	PalinInd(%)	MOA(%)	Resina(%)
38,50	0	0	0	14,61	46,10	5,19	29,87	0,32
39,4	1,29	1,29	0	0,00	72,90	3,23	14,52	0,32
42,45	2,54	11,83	0,28	18,03	37,46	8,17	10,99	0,28
44,60	0,00	9,51	2,15	15,64	36,81	9,82	22,39	0,61
47,00	0,32	4,13	0,00	2,86	63,17	7,62	17,14	0,00
48,35	0,99	1,97	0,00	2,30	53,62	16,12	18,75	0,00
50,65	0,00	1,65	0,00	0,33	67,00	7,26	15,18	0,00
52,20	0,93	3,73	0,00	2,48	52,17	3,11	31,99	0,31
54,70	0,00	1,48	0,00	0,89	79,88	1,78	14,50	0,30
55,75	0,31	2,19	1,56	6,25	62,19	4,38	18,13	0,31
57,00	0,30	8,79	0,30	4,55	62,73	6,97	9,39	0,30
58,60	0,30	8,28	0,89	11,83	46,45	6,51	18,05	0,59
60,50	1,91	11,15	3,82	3,50	45,86	6,37	18,47	0,00
62,75	1,40	7,37	7,72	3,86	45,26	7,37	21,05	0,00
63,35	0,82	9,59	3,56	3,01	50,96	5,75	21,64	0,55
65,50	1,22	19,45	2,74	5,17	31,91	10,64	23,10	0,00
67,10	0,58	8,19	0,88	5,26	37,13	14,62	24,56	0,58
69,60	0	3,51	1,17	20,47	52,92	6,43	13,45	0,00
71,40	0,29	10,57	5,71	12,57	42,29	6,00	18,86	0,86
72,80	1,40	23,18	4,47	6,98	35,20	5,03	17,60	0,84
74,80	0,29	12,94	9,12	7,06	43,82	2,94	17,06	1,76
76,60	0,28	11,24	5,62	14,33	41,85	3,65	19,94	0,56
77,40	0,85	17,38	4,27	17,95	36,18	5,13	11,68	1,99
78,95	0	12,75	7,83	11,59	37,97	6,38	17,10	0,29
80,50	0	1,49	0,89	8,93	70,54	5,65	12,20	0
81,90	0	1,22	0,61	11,28	68,29	3,66	14,33	0
83,80	0	0,29	0,58	15,36	62,32	0,87	20,29	0
85,00	0	0,28	0,28	23,51	55,81	1,70	17,56	0
<b>Média</b>	<b>0,52</b>	<b>7,33</b>	<b>2,30</b>	<b>8,95</b>	<b>51,38</b>	<b>6,16</b>	<b>18,20</b>	<b>0,38</b>
<b>Desvio padrão</b>	<b>0,672</b>	<b>6,250</b>	<b>2,753</b>	<b>6,623</b>	<b>13,216</b>	<b>3,490</b>	<b>5,175</b>	<b>0,502</b>

\* Botry – *Botryococcus*, Acrita – acritarcas, Prasi – prasinófitas, PalinInd- Palinomorfo indeterminado, Prof – profundidade, Espolnd–Esporomorfo indeterminado

Tabela 8: Percentuais dos subgrupos de palinórfos em relação ao total de palinórfos.

Prof (m)	Esporom(%)	Botry(%)	MicroM(%)	Ind(%)	Acrita(%)	Prasi(%)
38,50	0	0	92,12	7,88	22,17	69,95
39,4	3,28	0,00	92,62	4,10	0,00	92,62
42,45	18,35	0,36	70,86	10,43	23,02	47,84
44,60	12,86	2,90	70,95	13,28	21,16	49,79
47,00	5,69	0,00	84,55	9,76	3,66	80,89
48,35	3,95	0,00	74,56	21,49	3,07	71,49
50,65	2,16	0,00	88,31	9,52	0,43	87,88
52,20	7,46	0,00	87,56	4,98	3,98	83,58
54,70	1,76	0,00	96,13	2,11	1,06	95,07
55,75	3,25	2,03	89,02	5,69	8,13	80,89
57,00	10,87	0,36	80,43	8,33	5,43	75,00
58,60	11,55	1,20	78,49	8,76	15,94	62,55
60,50	17,98	5,26	67,98	8,77	4,82	63,16
62,75	12,02	10,58	67,31	10,10	5,29	62,02
63,35	14,13	4,83	73,23	7,81	4,09	69,14
65,50	29,06	3,85	52,14	14,96	7,26	44,87
67,10	13,16	1,32	63,60	21,93	7,89	55,70
69,60	4,15	1,38	86,85	7,61	24,22	62,63
71,40	14,02	7,38	70,85	7,75	16,24	54,61
72,80	32,23	5,86	55,31	6,59	9,16	46,15
74,80	17,37	11,97	66,80	3,86	9,27	57,53
76,60	14,96	7,30	72,99	4,74	18,61	54,38
77,40	22,30	5,23	66,20	6,27	21,95	44,25
78,95	16,67	10,23	64,77	8,33	15,15	49,62
80,50	1,70	1,02	90,82	6,46	10,20	80,61
81,90	1,43	0,72	93,55	4,30	13,26	80,29
83,80	0,36	0,73	97,81	1,09	19,34	78,47
85,00	0,35	0,35	97,22	2,08	28,82	68,40
Média	10,47	3,03	78,32	8,18	11,56	66,76
Desvio padrão	8,74	3,64	13,07	4,96	8,31	15,09

\* Esporom – esporomorfo, Botry – *Botryococcus*, MicroM – micoplâncton marinho, Ind – *Palinomorfo inderteminado*, Acrita – acritarcas, Prasi – prasinófitas.

Tabela 9: Percentuais de microplâncton marinho em relação ao seu total.

Prof (m)	Acri (%)	Pras (%)
38,50	24,06	75,94
39,4	0,00	100,00
42,45	32,49	67,51
44,60	29,82	70,18
47,00	4,33	95,67
48,35	4,12	95,88
50,65	0,49	99,51
52,20	4,55	95,45
54,70	1,10	98,90
55,75	9,13	90,87
57,00	6,76	93,24
58,60	20,30	79,70
60,50	7,10	92,90
62,75	7,86	92,14
63,35	5,58	94,42
65,50	13,93	86,07
67,10	12,41	87,59
69,60	27,89	72,11
71,40	22,92	77,08
72,80	16,56	83,44
74,80	13,87	86,13
76,60	25,50	74,50
77,40	33,16	66,84
78,95	23,39	76,61
80,50	11,24	88,76
81,90	14,18	85,82
83,80	19,78	80,22
85,00	29,64	70,36
<b>Média</b>	<b>15,08</b>	<b>84,92</b>
<b>Desvio PD</b>	<b>10,39</b>	<b>10,39</b>

\* Parâmetros calculados para os grupos e subgrupos de componentes de matéria orgânica e suas tendências, proximal – distal, segundo Tyson (1993) e Mendonça Filho (1999).

Tabela 10: Valores percentuais em relação ao total de matéria orgânica.

Prof (m)	Fopaco(%)	FNOB(%)	FNONB(%)	Spong(%)
38,50	0	0,32	0,32	3,25
39,4	0,32	0,97	0,65	4,52
42,45	0	1,97	1,41	7,04
44,60	0	0,31	1,53	1,23
47,00	0	0,32	0,32	4,13
48,35	0	0,33	0,00	5,92
50,65	0	0,00	0,00	8,58
52,20	0	0,00	0,00	5,28
54,70	0	0,00	0,00	1,18
55,75	0	0,00	0,63	4,06
57,00	0	0,30	0,61	5,76
58,60	0	0,59	0,59	5,92
60,50	0	0,96	0,64	7,32
62,75	0	0,00	0,70	5,26
63,35	0,27	0,00	0,55	3,29
65,50	0	0,00	0,61	5,17
67,10	0	0,29	0,29	7,60
69,60	0	0,00	0,29	1,75
71,40	0	0,29	0,29	2,29
72,80	0	0,00	0,00	5,31
74,80	0	0,00	0,00	5,00
76,60	0	0,28	0,84	1,40
77,40	0	0,28	0,57	3,70
78,95	0	0,58	0,29	5,22
80,50	0	0,00	0,00	0,30
81,90	0	0,00	0,00	0,61
83,80	0	0,00	0,00	0,29
85,00	0	0,00	0,00	0,85
Média	0,02	0,28	0,40	4,01
Desvio padrão	0,08	0,43	0,41	2,39

\* Fopaco – fitoclasto opaco, FNOB – fitoclasto não-opaco-bioestruturado, FNONB - fitoclasto não-opaco-não-bioestruturado, Spong – *Spongiophyton*.

Tabela 11: Valores percentuais de fitoclastos em relação ao total de fitoclastos.

Prof (m)	Opaco(%)	NOB(%)	NONB(%)	Spongio(50)
38,50	0	8,33	8,33	83,33
39,4	5	15,00	10,00	70,00
42,45	0	18,92	13,51	67,57
44,60	0	10,00	50,00	40,00
47,00	0	6,67	6,67	86,67
48,35	0	5,26	0,00	94,74
50,65	0	0,00	0,00	100,00
52,20	0	0,00	0,00	100,00
54,70	0	0,00	0,00	100,00
55,75	0	0,00	13,33	86,67
57,00	0	4,55	9,09	86,36
58,60	0	8,33	8,33	83,33
60,50	0	10,71	7,14	82,14
62,75	0	0,00	11,76	88,24
63,35	6,67	0,00	13,33	80,00
65,50	0	0,00	10,53	89,47
67,10	0	3,57	3,57	92,86
69,60	0	0,00	14,29	85,71
71,40	0	10,00	10,00	80,00
72,80	0	0,00	0,00	100,00
74,80	0	0,00	0,00	100,00
76,60	0	11,11	33,33	55,56
77,40	0	6,25	12,50	81,25
78,95	0	9,52	4,76	85,71
80,50	0	0,00	0,00	100,00
81,90	0	0,00	0,00	100,00
83,80	0	0,00	0,00	100,00
85,00	0	0,00	0,00	100,00
Média	0,42	4,58	8,59	86,41
Desvio padrão	1,55	5,47	10,96	14,48

\*NOB – fitoclasto-não-opaco bioestruturado, NONB – fitoclasto-não-opaco-não bioestruturado, Spongio – *Spongiophyton*.

### 10.1.2 – Descrição dos Componentes Orgânicos no Testemunho de Sondagem

Ao longo de todo o testemunho é notório o domínio de algas do grupo das prasinófitas, em certos intervalos aparecem bem desenvolvidas, podendo até ocupar 2/3 da visada, ou aparecem pouco desenvolvidas, mas bastante numerosas que geralmente nos dois casos elas cobrem os outros componentes orgânicos, em especial os acritarcas. Em fluorescência, varia de cor amarelo-esverdeado a amarelo pálido (estampa 1, foto 1.1 e 1.2).

Os acritarcas embora preservados e com processos bem desenvolvidos, são de difícil identificação em luz branca transmitida por serem transparentes e de tamanho diminuto, por vezes encobertos. Esses elementos são melhores identificados em fluorescência, com colorações variando de verde transparente – verde limão (estampas 1, foto 1.3 e 1.4). Além de ser um indicador paleoambiental, esses componentes podem ajudar na datação como é o caso da *divernal sphaera radiata* (estampa1, foto 1.5), que data o Devoniano superior.

Os esporomorfos que representa esporos com marcas triletes , monoletes e raramente em tétrades, em fluorescência variam de amarelo-esverdeado a castanho claro, que se encontram degradados a coloração variando de verde pálido-transparente (estampas2, foto 2.1 e 2.2).

Os palinomorfos não determinados são assim considerados por apresentarem coloração similar a dos palinomorfos identificados isto é com a ajuda da fluorescência.

As algas *Botryococcus* aparecem em colônias ou em grumos confundíveis com matéria orgânica amorfa, algumas com estruturas em forma dentríticas características, outras com falsas formas e coloração castanha em luz branca transmitida (estampa 2, foto 2.3). Em fluorescência são facilmente identificados pela estruturas que é realçada e pela cor laranja intenso (estampa2, foto 2.4).

Matéria orgânica amorfa se apresenta em grumos ou dispersa de coloração amarelo à catanho, em fluorescência a cor varia de amarelo-esverdeado à marron.



O alto valor no percentual de fitoclasto é dado pelo valor percentual do *Spongyophiton* (estampa2, foto 2.5 e 2.6) que uma membrana cuticular (forma de cutícula), característica de ambiente marinho, em luz branca é castanho claro e em fluorescência apresenta-se na cor castanho escuro.

Os kitinozoários geralmente aparecem em formas de garrafas identificados pela cor variando de castanho escuro a preto não fluorescente (estampa 3).

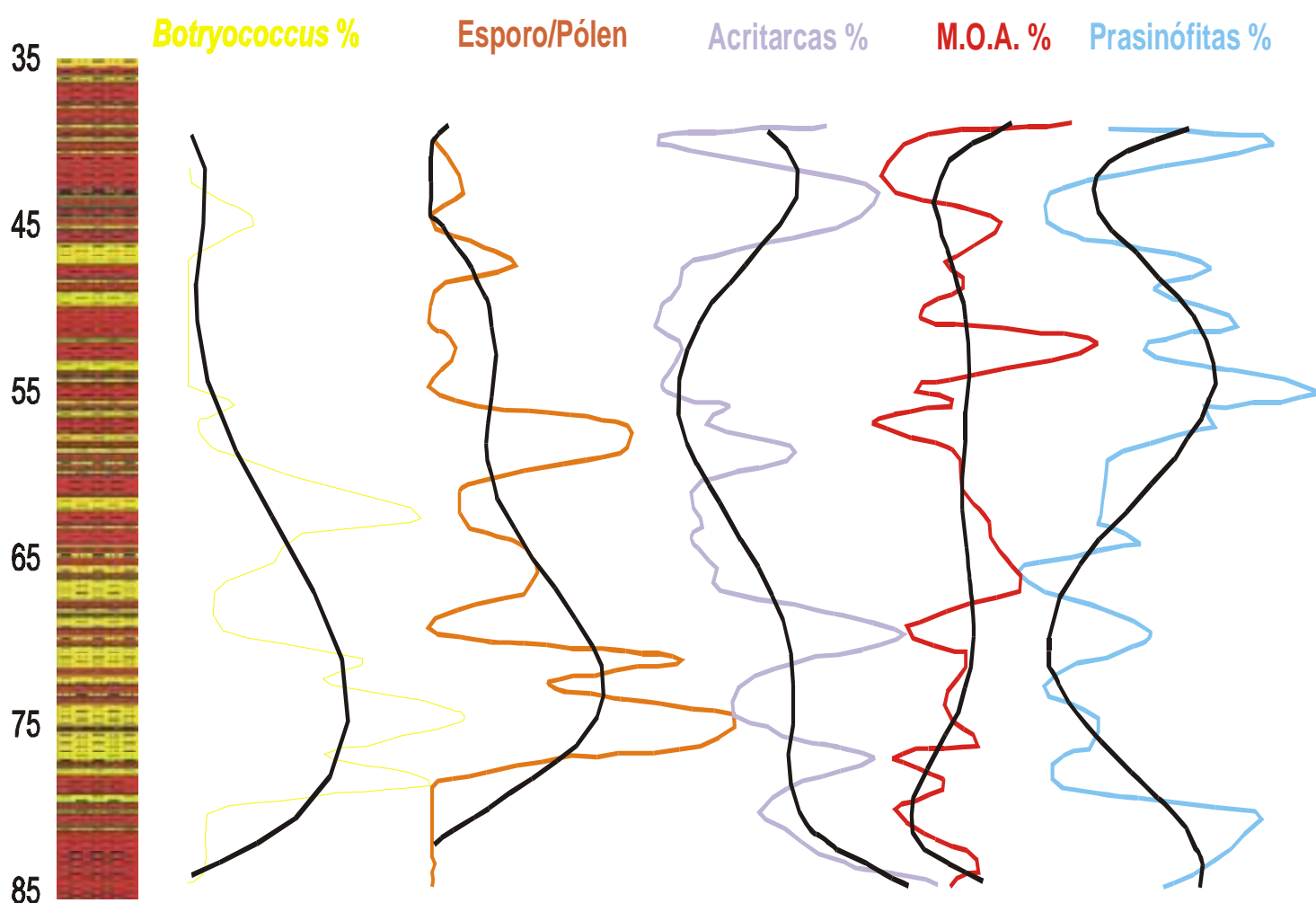


Figura 10: Distribuição, de valores percentuais dos grupos e subgrupos dos componentes orgânicos em relação ao total de matéria orgânica.

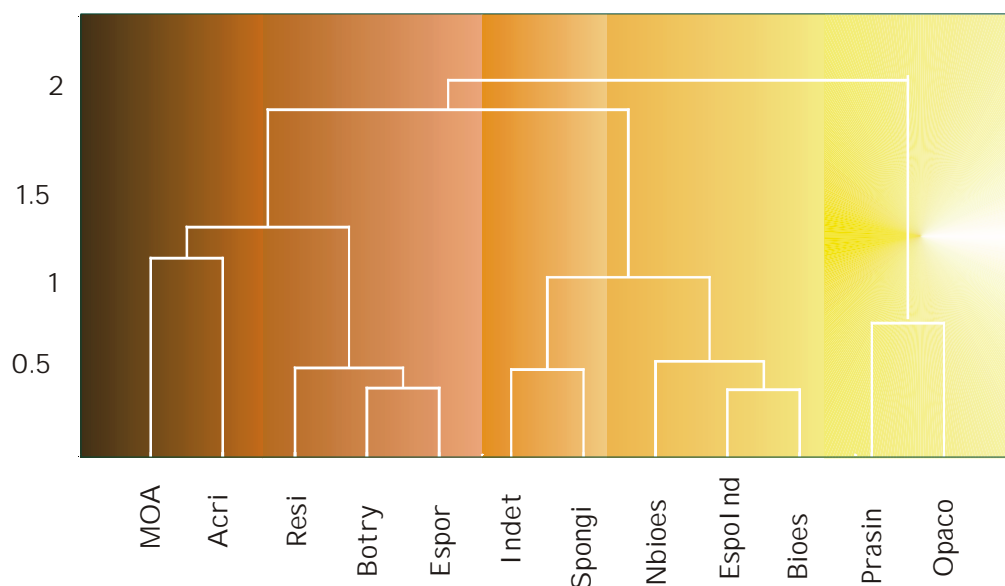
## **10.2 – ANÁLISE DE AGRUPAMENTO (dendogramas)**

Este método é analisado por duas formas: modo R e modo Q. A análise de agrupamento modo R reuniu os componentes orgânicos de acordo com o grau de similaridade entre eles. Análise de agrupamento modo Q agrupou as amostras com base na abundância relativa dos subgrupos da matéria orgânica.

Os dendogramas são formas de representação dos dados obtidos pelo método de análise de agrupamento. Efetuada a contagem, os dados são processados no programa Excel 97, onde se obtém os valores percentuais, média e desvio padrão, na qual através do programa Statistic Basic e a ajuda de software Corel Draw 9.0 se tornam fundamentais para a construção dos dendogramas.

### **10.2.1 – Análise de Agrupamento Modo R**

Respondendo ao método aplicado, os subgrupos dos componentes orgânicos se reagruparam em cinco grupos de componentes orgânicos que apresentam maior grau de similaridade. Observa-se, que os grupos se agruparam considerando, até certo ponto, fatores como origem, ambiente e dispersão. O último ressalta o fato de Prasinófitas e opacos formarem um único agrupamento, por ambos possuírem valores percentuais defasados (máximo e mínimo respectivamente) em relação aos demais grupos (figura 11). Foram feitas as seguintes associações, na tabela 12.



Acri-acritarcas, Resi-resina, Botry-*botryococcus*, EspoInd-esporomorfo indeterminado, Indeter-indeterminado, Spongio-*Spongiophyton*, Nbioes-não bioestruturado, Bioes-bioestruturado, Prasin-prasinófitas

Figura 11: Dendrograma dos subgrupos de componentes orgânicos, representando o método de análise de agrupamento modo R

Os cinco agrupamentos, caracterizados através desse método foram colocados na tabela 12 segundo seu reagrupamento.

Tabela 12: Intervalos obtidos pelo método de análise de agrupamento modo R

<b>Agrupamentos</b>	<b>Componentes Orgânicos</b>
I	Matéria Orgânica Amorfa; Acritarcas
II	Resina; <i>Botryococcus</i> ; Esporo
III	Palinomorfo Indeterminado; <i>Spongiophyton</i>
IV	Fitoclastos não opaco não bioestruturado, Fitoclasto não opaco bioestruturado, Esporomorfo Indeterminado
V	Prasinófitas e Fitoclasto opaco

Esclarecido por Menezes 2002, à matriz de correlação usa o coeficiente de r-person variando de +1 a -1, onde valores mais próximos de +1 indicam correlação positiva, e para valores mais próximos de -1 indicam correlação negativa. Na seção sedimentar estudada identificou-se que: os coeficientes de correlação mostram grau de similaridade entre os componentes orgânicos que possuem características paleoambientais em comum, ressaltando a tendência de distribuição proximal-distal como, *Botryococcus* e Esporos, Palinomorfos Indeterminados e *Spongiophyton*, *Fitoclastos opacos* e *Prasinófitas*, Fitoclasto não opaco não bioestruturado, Fitoclasto não opaco bioestruturado e Esporomorfo indeterminados, esses componentes quando analisados entre si mostram grau de similaridade positiva, ao contrário a correlação *Prasinófitas* e esporo, *Acritarca* e *Spongiophyton*, *Prasinófitas* e *Botryococcus* demonstram grau de similaridade negativa (tabela 19).

Tabela 13: Matrizes de correlação (coeficiente r-Person).

Variáveis	NOB	NONB	SPG	Epln	ESPOR	BOTRY	ACRI	PRASI	PalInd	MOA	OP
NOB	1,00	0,59	0,40	0,62	0,16	-0,10	0,13	-0,22	0,19	-0,25	0,16
NONB	0,59	1,00	0,13	0,41	0,32	0,10	0,21	-0,42	0,25	-0,5	0,14
SPG	0,40	0,13	1,00	0,56	0,33	0,6	-0,48	-0,31	0,51	0,06	-0,01
Epln	0,62	0,41	0,56	1,00	0,46	0,11	-0,22	-0,38	0,26	-0,02	0,21
ESPOR	0,16	0,32	0,33	0,46	1,00	0,61	0,05	-0,78	0,20	-0,05	-0,10
BOTRY	-0,10	0,10	0,06	0,11	0,61	1,00	0,05	-0,54	-0,9	0,03	-0,7
ACRI	0,13	0,21	-0,48	-0,22	0,05	0,05	1,00	-0,35	-0,21	-0,12	-0,32
PRASI	-0,22	-0,42	-0,31	-0,38	-0,78	-0,54	-0,35	1,00	-0,39	-0,34	0,24
IND	0,19	0,25	0,51	0,26	0,20	-0,09	-0,21	-0,39	1,00	0,11	-0,14
MOA	-0,25	-0,05	0,06	-0,02	-0,05	0,03	-0,12	-0,34	0,11	1,00	-0,02
OP	0,016	0,14	-0,01	0,21	-0,10	-0,07	-0,32	0,24	-0,14	-0,02	1,00

## 10.2.2 – Análise de Agrupamento Modo Q

Considerando a abundância relativa dos subgrupos de componentes da matéria orgânica, a análise de agrupamento modo Q separou as amostras baseado nos componentes de matéria orgânica em quatro subgrupos (figura 12) que no perfil estratigráfico, separa o testemunho em 5 intervalos (tabela 19).

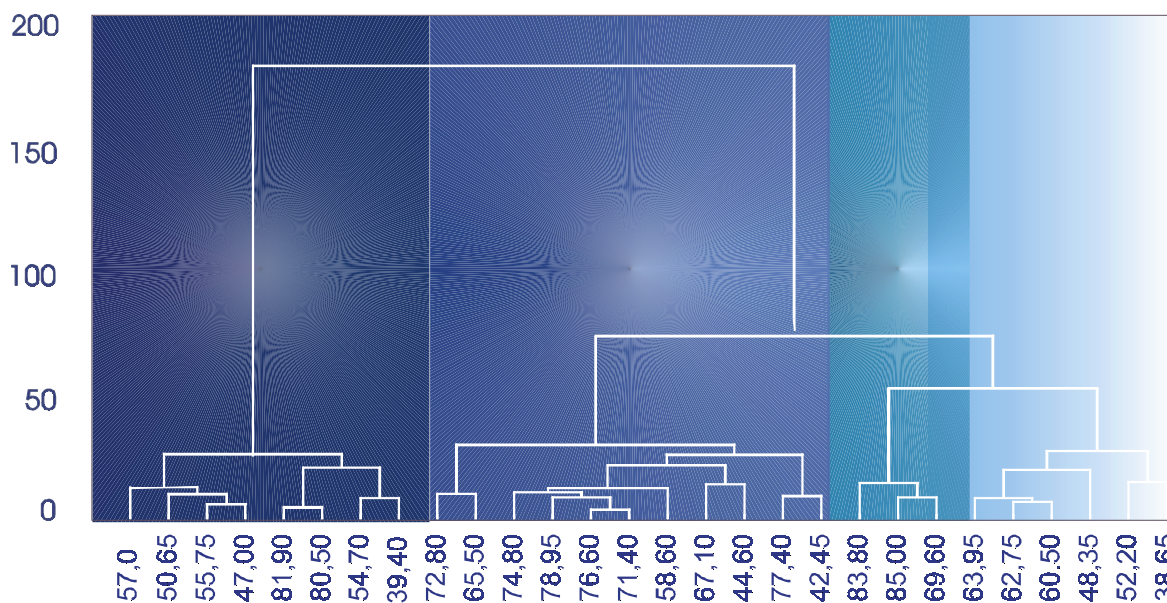


Figura 12: Dendrograma representando o método de análise de agrupamento modo Q.

### Intervalo I

Tabela 14: Resultado da análise de agrupamento modo-Q do intervalo I para os 3 principais grupos de matéria orgânica.

Grupo	Fitoclasto%	MOA%	Palinomorfos%
Média	0,0	16,10	83,39
Desvio padrão	0,0	3,56	16,02

Neste intervalo é notório o domínio dos palinomorfos através do seu alto valor médio percentual, em relação ao baixo valor médio percentual da MOA e, ausência de fitoclastos.

No intervalo, a tendência geral em relação ao nível médio do mar é subir, favorecendo o desenvolvimento das prasinófitas, responsável do maior valor percentual apresentando pelos palinomorfos, ao longo de todo o poço. Os acritarcas também apresentam resposta positiva, com a sua maior média percentual ao longo de todo o poço, com variações internas.

Nesse intervalo, ressalta-se o fato da MOA apresentar o seu menor valor médio percentual e ausência de fitoclastos, sendo que este fator deve-se ao fato da pouca contribuição de material de origem continental, pela escassez do mesmo no sistema.

## Intervalo II

Tabela 15: Resultado da análise de agrupamento modo-Q do intervalo II para os 3 principais grupos da matéria orgânica.

Grupo	Fitoclastos%	Moa%	Palinomorfos%
Média	0,57	18,09	77,52
Desvio padrão	0,55	3,53	16,39

O intervalo II é marcado por pequenas oscilações internas do nível médio do mar, porém em caráter geral apresenta uma descida do nível médio do mar, permitindo uma diminuição do valor médio percentual das prasinófitas em mais de 48%, e os acritarcas em mais de 30%.

Esporos e *Botrycoccus* atingiram os maiores valores médios percentuais ao longo de toda a seção com aumento de mais de 30% com relação ao intervalo anterior. Esse aumento mostra a grande influência de suprimento de aporte continental.

### Intervalo III

Tabela 16: Resultado da análise de agrupamento modo-Q do intervalo III para os 3 principais grupos de matéria orgânica.

Grupo	Fitoclastos%	Moa%	Palinomorfos%
Média	0,82	20,29	73,69
Desvio padrão	0,62	4,03	25,11

Neste intervalo o nível médio do mar continua caindo (fig 13), refletido no baixo valor médio percentual dos palinomorfos, e positivamente no valor médio percentual de MOA. A baixa média dos palinomorfos deve-se a queda de 30% dos esporos, 50% de *Botryococcus* e 40% de acritarcas em relação ao intervalo anterior.

A média percentual das prasinófitas sobe em relação ao intervalo anterior como resposta às oscilações internas decorridas ao longo do intervalo. Os esporos e *botryococcus* continuam em alta em relação a média geral, porém, em relação ao intervalo anterior, tiveram seus valores médios percentuais diminuídos.

A MOA obteve o maior valor médio percentual ao longo do poço, com aumento de até 28% em relação ao intervalo I.

Aparentemente nas médias do intervalo nota-se uma diminuição da contribuição continental, porém no contexto geral, os esporos e *Botryococcus* são os componentes orgânicos que apresentam valores médios percentuais mais elevados em relação à média geral correspondente a cada componente orgânico particulado.

## Intervalo IV

Tabela 17: Resultado da análise de agrupamento modo-Q do intervalo IV para os 3 principais grupos de matéria orgânica.

Grupo	Fitoclastos%	Moa%	Palinomorfos%
Média	3,70	18,04	76,61
Desvio padrão	8,52	7,13	19,50

Este intervalo é marcado pelo aumento do valor médio percentual com mais de 35% de palinomorfos e diminuição de cerca de 10% do valor médio percentual da MOA em relação ao intervalo anterior. O crescimento dos palinomorfos deve-se exclusivamente a subida do valor médio percentual de prasinófitas, fruto do maior pico de subida do nível relativo do mar, caracterizando este intervalo o período de máxima inundação marinha ao longo do poço.

Ao longo do intervalo observa-se o domínio das prasinófitas e os valores médios percentuais abaixo da m dia em rela o ao percentual total correspondente a cada componente orgânico.

## Intervalo V

Tabela 18: Resultado da análise de agrupamento modo-Q do intervalo V para os 3 principais grupos de matéria orgânica.

Grupo	Fitoclastos%	Moa%	Palinomorfos%
Média	1,95	19,83	74,21
Desvio padrão	1,53	8,58	36,19

Este intervalo marca a descida do nível relativo do mar onde o valor médio percentual de palinomorfos diminuem.

A queda do nível do mar motivou a queda de prasinófitas, e o aumento em valor médio percentual de acritarcas que dominam o intervalo.



**Tabela 19:** Média percentual de cada intervalo dos subgrupos de matéria orgânica.

1,0	2,0	3,0	4,0	Interv	Amostra	Opa(%)	Bio(%)	Nbio(%)	Spo(%)	EsIN(%)	Esp(%)	Bot(%)	Acri(%)	Pras(%)	Inde(%)	%moa/q	Res(%)	
						38,7	0,0	0,3	0,3	3,2	0,0	0,0	14,6	46,1	5,2	29,9	0,3	
						39,4	0,3	1,0	0,6	4,5	1,3	1,3	0,0	72,9	3,2	14,5	0,3	
				V		42,5	0,0	2,0	1,4	7,0	2,5	11,8	0,3	18,0	37,5	8,2	11,0	0,3
						44,6	0,0	0,3	1,5	1,2	0,0	9,5	2,1	15,6	36,8	9,8	22,4	0,6
Média do Intervalo V							0,1	0,9	1,0	4,0	1,0	5,7	0,6	12,1	48,3	6,6	19,4	0,4
						47,0	0,0	0,3	0,3	4,1	0,3	4,1	0,0	2,9	63,2	7,6	17,1	0,0
						48,4	0,0	0,3	0,0	5,9	1,0	2,0	0,0	2,3	53,6	16,1	18,8	0,0
						50,7	0,0	0,0	0,0	8,6	0,0	1,7	0,0	0,3	67,0	7,3	15,2	0,0
				IV		52,2	0,0	0,0	0,0	5,3	0,9	3,7	0,0	2,5	52,2	3,1	32,0	0,3
						54,7	0,0	0,0	0,0	1,2	0,0	1,5	0,0	0,9	79,9	1,8	14,5	0,3
						55,8	0,0	0,0	0,6	4,1	0,3	2,2	1,6	6,3	62,2	4,4	18,1	0,3
						57,0	0,0	0,3	0,6	5,8	0,3	8,8	0,3	4,5	62,7	7,0	9,4	0,3
Média do Intervalo IV							0,0	0,1	0,2	5,0	0,4	3,4	0,3	2,8	63,0	6,7	17,9	0,2
						58,6	0,0	0,6	0,6	5,9	0,3	8,3	0,9	11,8	46,4	6,5	18,0	0,6
						60,50	0,0	1,0	0,6	7,3	1,9	11,1	3,8	3,5	45,9	6,4	18,5	0,0
						62,8	0,0	0,0	0,7	5,3	1,4	7,4	7,7	3,9	45,3	7,4	21,1	0,0
				III		64,0	0,3	0,0	0,5	3,3	0,8	9,6	3,6	3,0	51,0	5,8	21,6	0,5
						65,5	0,0	0,0	0,6	5,2	1,2	19,5	2,7	5,2	31,9	10,6	23,1	0,0
						67,1	0,0	0,3	0,3	7,6	0,6	8,2	0,9	5,3	37,1	14,6	24,6	0,6
						69,6	0,0	0,0	0,3	1,8	0,0	3,5	1,2	20,5	52,9	6,4	13,5	0,0
Média do Intervalo III							0,0	0,3	0,5	5,2	0,9	9,6	3,0	7,6	44,4	8,2	20,0	0,2
						71,4	0,0	0,3	0,3	2,3	0,3	10,6	5,7	12,6	42,3	6,0	18,9	0,9
						72,8	0,0	0,0	0,0	5,3	1,4	23,2	4,5	7,0	35,2	5,0	17,6	0,8
				II		74,8	0,0	0,0	0,0	5,0	0,3	12,9	9,1	7,1	43,8	2,9	17,1	1,8
						76,6	0,0	0,3	0,8	1,4	0,3	11,2	5,6	14,3	41,9	3,7	19,9	0,6
						77,4	0,0	0,3	0,6	3,7	0,9	17,4	4,3	17,9	36,2	5,1	11,7	2,0
						79,0	0,0	0,6	0,3	5,2	0,0	12,8	7,8	11,6	38,0	6,4	17,1	0,3
Média do Intervalo II							0,0	0,2	0,3	3,8	0,5	14,7	6,2	11,7	39,6	4,9	17,0	1,1
						80,5	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	1,5	0,9	8,9	70,5	5,7	12,2	0,0
				I		81,9	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	1,2	0,6	11,3	68,3	3,7	14,3	0,0
						83,8	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,3	0,6	15,4	62,3	0,9	20,3	0,0
						85,0	0,0	0,0	0,0	0,8	0,0	0,3	0,3	23,5	55,8	1,7	17,6	0,0
Média do Intervalo I							0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	0,8	0,6	14,8	64,2	3,0	16,1	0,0
							Opa(%)	Bio(%)	Nbio(%)	Spo(%)	EsIN(%)	Esp(%)	Bot(%)	Acri(%)	Pras(%)	Inde(%)	%moa/q	Res(%)
Média Total							0,0	0,3	0,4	4,0	0,6	7,3	2,3	9,0	51,4	6,2	18,2	0,4

Opa-Opaco, Bio-Não Opaco Bioestruturado, Nbio-Não Opaco Não Bioestruturado, Spo-Spongiophyton, EsIn-Esporomorfo Indeterminado, Bot-Botryococcus, Acri-Acricaracas, Prasi-Prasinófitas, Inde-Palinomorfo Indeterminado, Resi-Resina.

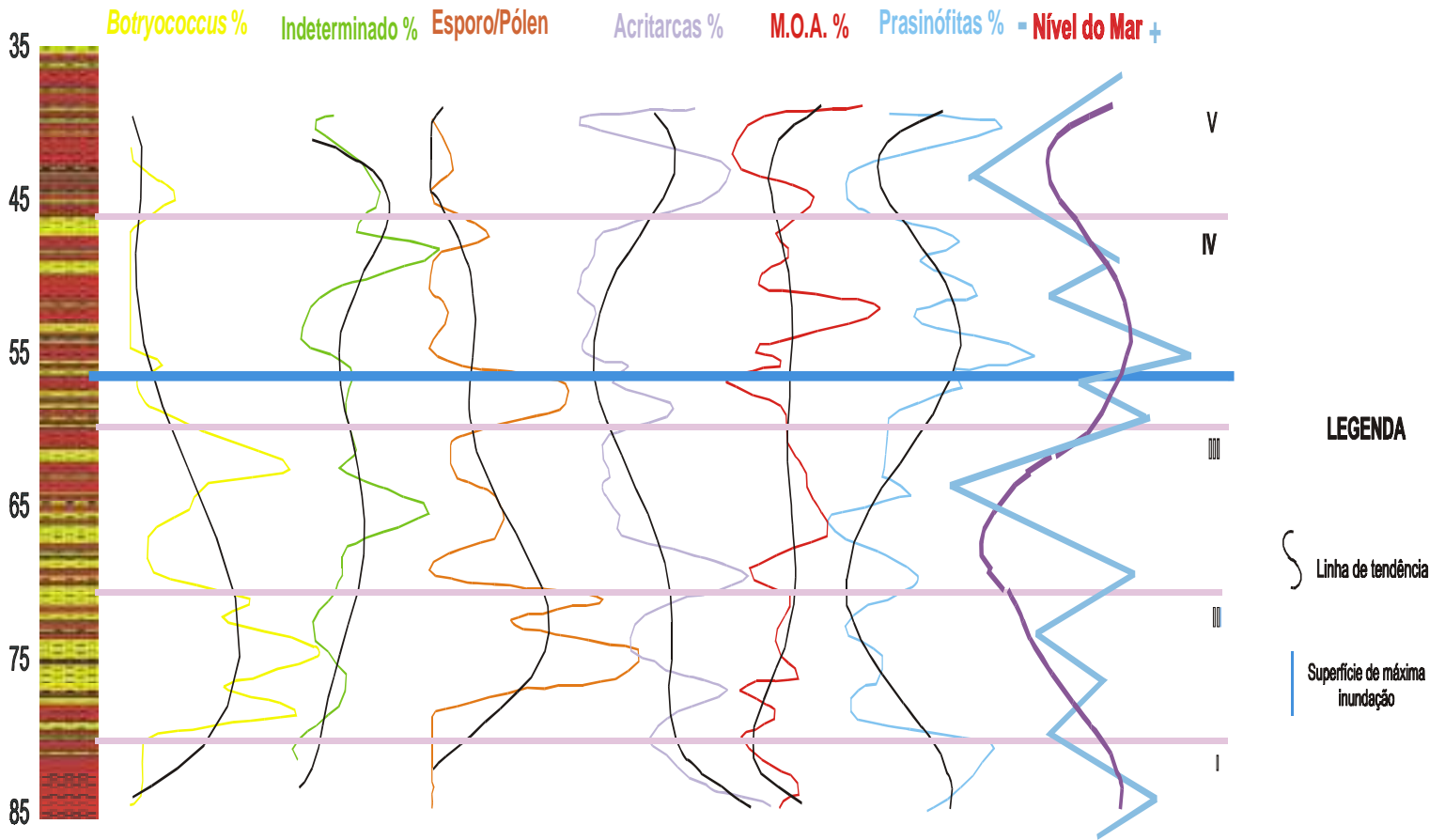


Figura 13: Variação do nível do mar nos 5 intervalos divididos pela análise de agrupamento modo Q.

## 10.3 – PARÂMETROS ORGANOGEOQUÍMICOS

### 10.3.1 – Carbono Orgânico Total (COT)

Conforme mostra a tabela 20, os resultados dos valores percentuais obtidos, pela análise de COT, variam entre 0.9 – 3.36, com valor médio percentual de 1,57%, mostrando que em alguns intervalos os teores de COT indicam faixas de enriquecimento de carbono, atingindo valores superiores a 2%.

Os 5 pontos que apresentam faixas enriquecidas de carbono, litologicamente estão associados a folhelhos ou a locais de transição folhelhos – siltitos.

Com relação aos três grandes grupos, fitoclastos, palinórfos e MOA os seus valores médios percentuais, nos 5 intervalos classificados pelo método de agrupamento, modo Q não apresenta grandes variações. Ao longo da seção os palinórfos apresentam variações nos percentuais de Prasinófitas, Acritarcas, *Botryococcus* e Esporos, porém isso não está refletindo nos teores de COT. Em caráter geral, ao longo do poço, as curvas de S<sub>2</sub> e COT apresentam em alguns trechos resposta positiva com a curva de prasinófitas e o nível relativo do mar (figura 13).

### 10.3.2 – Pirólise Rock-Eval

Os resultados de Pirólise Rock-Eval representados na tabela 20 permitem uma classificação precisa para os parâmetros analisados.

O valor médio percentual referente ao COT de 1,57% valor associado ao valor médio de 513 para o IH indica um querogênio tipo II, a variação de Tmax entre 433°C e 444°C, os resultados de S<sub>1</sub> e S<sub>2</sub> que, somados representam um potencial de geração (PG) na ordem de 8,32 mg de HC/g de rocha, indicam

rochas que apresentam um baixo grau de evolução térmica (imaturas) com um bom potencial de geração de hidrocarbonetos (tabela20).

Os baixos valores de  $S_1$ , em média 0,43 mg de HC/g de rocha refletem o baixo grau de transformação da matéria orgânica e a pouca presença de hidrocarbonetos livres.

O pico de máxima inundação coincide com os picos de COT, prasinófitas,  $S_2$ , IH, que apresentam uma faixa máxima de desempenho (figura 14).

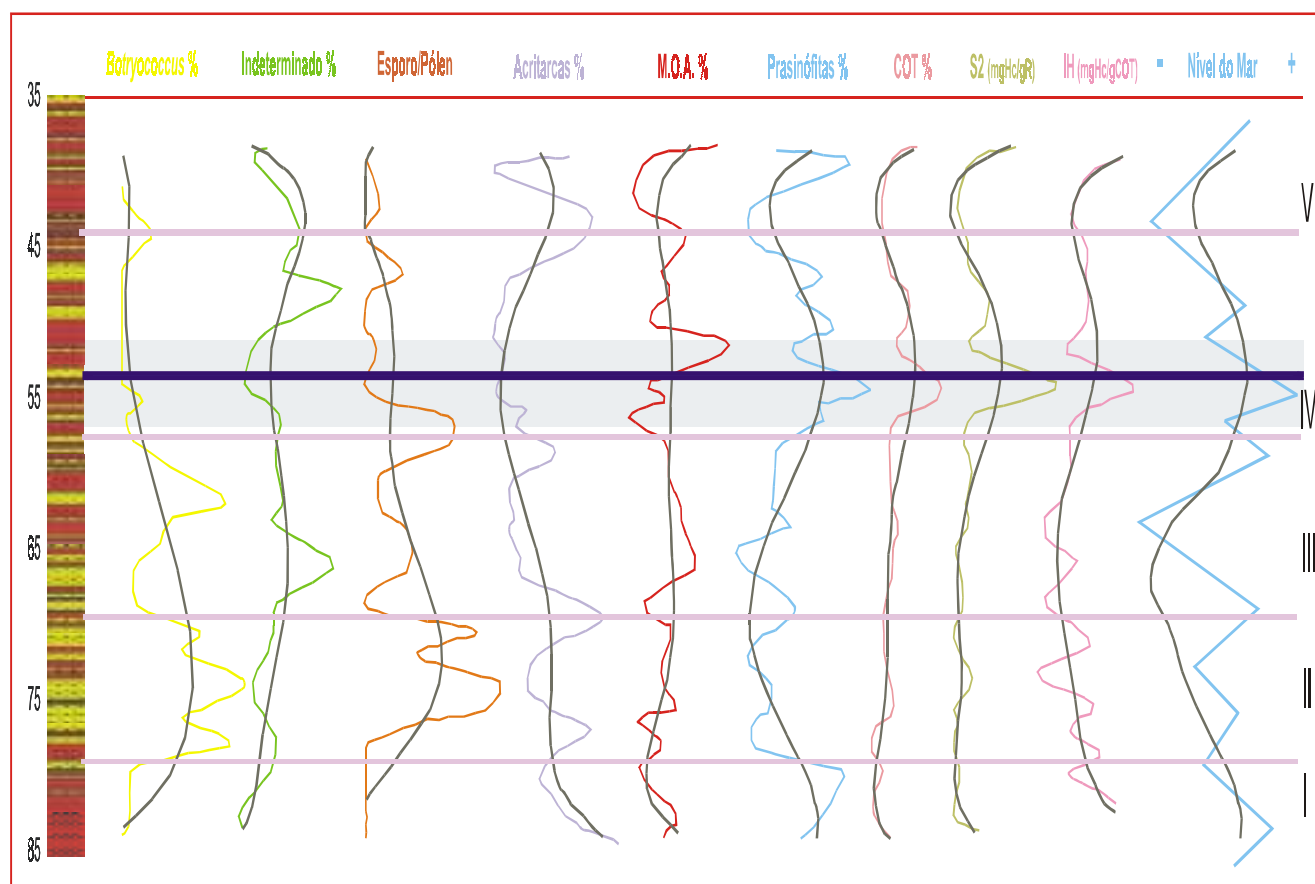


Figura 14: Valores percentuais dos grupos e subgrupos de matéria orgânica em relação ao total de matéria orgânica, e seus valores geoquímicos com as divisões dos intervalos determinados pela análise de agrupamento momo Q.

Tabela 20: Parâmetros Organogeoquímicos.

Amostra	%COT	S1 mg.HC/g.rocha	S2 mg.HC/g.rocha	TMAX	HI	OI	IP	PG mg.HC/g.rocha
38,50	2,54	0,95	18,43	438	725,59	13,78	4,90	19,38
39,4	1,59	0,05	8,97	435	564,15	23,90	0,60	9,02
42,45	1,1	0,24	5,10	433	463,64	36,36	4,49	5,34
44,60	1,27	0,31	6,94	439	546,46	33,86	4,28	7,25
47,00	1,44	0,53	7,74	440	537,50	34,03	6,41	8,27
48,35	2,09	0,86	11,57	440	553,59	9,09	6,92	12,43
50,65	2,09	0,65	11,02	438	527,27	13,40	5,57	11,67
52,20	1,7	0,33	7,58	438	445,88	18,24	4,17	7,91
54,70	3,36	0,93	26,53	444	789,58	19,35	3,39	27,46
55,75	3,16	0,87	20,15	440	637,66	12,66	4,14	21,02
57,00	1,6	0,3	7,56	439	472,50	24,38	3,82	7,86
58,60	1,44	0,19	6,57	439	456,25	27,08	2,81	6,76
60,50	1,47	0,44	8,25	435	461,33	30,00	5,06	8,69
62,75	1,5	0,49	6,92	436	414,69	23,16	6,61	7,41
63,35	1,77	0,53	7,34	440	320,92	32,03	6,73	7,87
65,50	1,53	0,34	4,91	438	342,86	31,82	6,48	5,25
67,10	1,54	0,39	5,28	437	495,90	38,52	6,88	5,67
69,60	1,22	0,31	6,05	438	326,83	49,59	4,87	6,36
71,40	1,23	0,3	4,02	434	465,57	40,16	6,94	4,32
72,80	1,22	0,38	5,68	437	559,59	30,14	6,27	6,06
74,80	1,46	0,42	8,17	439	284,42	24,03	4,89	8,59
76,60	1,54	0,32	4,38	439	518,09	7,45	6,81	4,70
77,40	0,94	0,27	4,87	438	572,00	8,00	5,25	5,14
78,95	0,75	0,22	4,29	440	460,34	18,97	4,88	4,51
80,50	1,16	0,39	5,34	437	612,20	4,88	6,81	5,73
81,90	0,82	0,22	5,02	440	451,11	25,56	4,20	5,24
83,80	0,9	0,21	4,06	440	687,76	14,29	4,92	4,27
85,00	1,47	0,51	10,11	439	687,76	14,29	4,80	10,62
Média	1,57	0,43	8,32	438,21	513,62	23,54	5,14	8,74

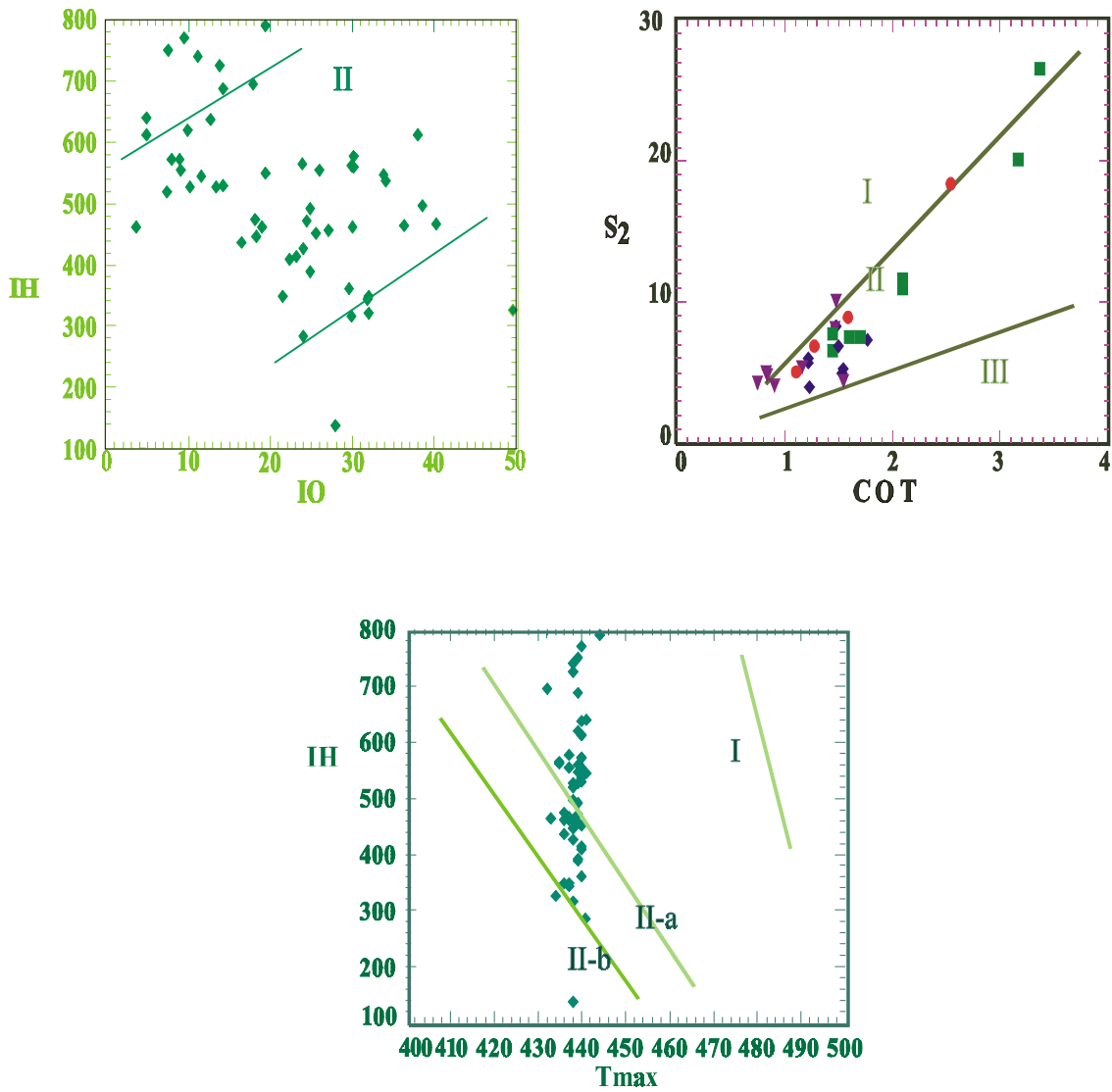


Figura 15: Diagramas binários representando os tipos de querogênio, S<sub>2</sub> x COT (Langford & Blanc-valleron; 1990), IH x Tmax (Delvaux *et al.*, 1990), IH x IO (Espatalié, *et al.*, 1977)

## 10.4 – FÁCIES ORGÂNICA

Tabela 21: Relação entre fácies orgânica e palinofácies, para amostras da Formação Ponta Grossa analisadas representadas por intervalos.

F. Org Palin.	Intervalo I	Intervalo II	Intervalo III	Intervalo IV	Intervalo V
% COT	C	C	C	C	C
IH	AB/B	B	B	AB/B	AB
% MOA da matéria orgânica	A/AB	BC	BC	BC	BC/C
% MOA da matriz fluorescente	A/AB	A/AB	A/AB	A/AB	A/AB
% Fitoc. Da matéria orgânica	AB/B	AB/B	AB/B	AB/B	AB/B
F. Org Palin.	B/AB	AB	B/BC	B	AB

Através dos parâmetros analisados as fácies encontradas, AB distal – anóxico, B/AB distal – desóxico/anóxico, e B/BC distal – óxico/desóxico/anóxico, não apresentam grandes variações organofaciológica, porém podemos constatar variação no regime de oxigênio (tabela21).

### Intervalo 1: B/AB

Fácies distal – desóxico/anóxico

### Intervalo 2: AB

Fácies distal - anóxico

### Intervalo 3: B/BC

Fácies distal – óxico/desóxico/anóxico

### Intervalo 4: B

Fácies distal – desóxico/anóxico

### Intervalo 5: AB

Fácies distal - anóxico

## 10.5 – INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL

Tyson (1993), utiliza os diagramas ternários, não apenas como uma forma simples de representação gráfica, mas, também, para a reconstrução do paleoambiente com base em palinofácies visando as tendências paleoambientais e proximais – distais, baseado nos três principais grupos da matéria orgânica (figura 15).

Tyson (1995), considerou dentro do diagrama ternário 9 campos de palinofácies, na qual cada um corresponde a um paleoambiente (tabela 22).

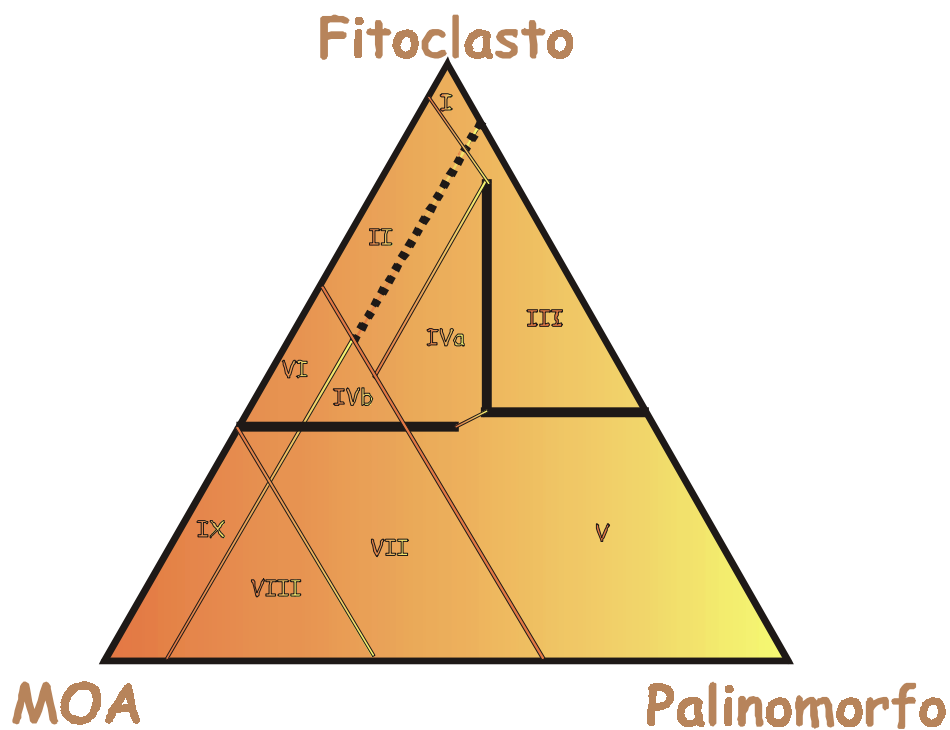


Figura 16: Diagrama ternário com os campos de palinofácies definidos pelos valores percentuais dos 3 principais grupos da matéria orgânica (Tyson, 1993)



Tabela 22: Interpretação paleoambiental definido pelos campos de palinofácies para sedimentos marinhos (Tyson, 1993).

Os 9 campos de palinofácies representado no diagrama ternário	Principais características da matéria orgânica
Campo I – bacia ou plataforma altamente proximal	Alto suprimento de fitoclasto dilui todos os outros componentes
Campo II – bacia marginal desóxica-anóxica	MOA diluída pelo alto suprimento de fitoclastos, mas com moderada e boa preservação de MOA. Quantidade de COT marinho depende do estado redox da bacia.
Campo III – Plataforma óxica heterolítica (plataforma proximal)	Geralmente baixa taxa de preservação de MOA, abundância absoluta de fitoclastos depende da proximidade da fonte flúvio-deltáicas
Campo IV – Transição plataforma-bacia	Transição da plataforma para a bacia ( por exemplo, aumento da subsidência/profundidade de lâmina d'água) ou espaço (por exemplo: talude); abundância absoluta de fitoclastos depende da proximidade da fonte e do grau de deposição. quantidade de COT marinho depende do estado redox da bacia. IVa: desóxica. IVb: subóxica-anóxica.
Campo V – Plataforma óxica dominado por lama (plataforma distal)	Baixa a moderada MOA (normalmente degradada). Palinomorfos abundantes. Margas de coloração clara bioturbadas normalmente são comuns.
Campo VI – Plataforma proximal subóxica-anóxica	Boa taxa de preservação de MOA (condições redutoras na bacia). Conteúdo absoluto de fitoclastos deve ser moderado a alto devido ao aporte de turbiditos e/ou proximidade da fonte.
Campo VII – “Plataforma” distal desóxica-anóxica	Moderada a boa taxa de preservação de MOA, baixo a moderado conteúdo de palinomorfos. Lamitos escuros bioturbados são comuns.
<b>Campo VIII – Plataforma distal desóxica-anóxica</b>	<b>MOA dominante, excelente taxa de preservação de MOA. Baixo a moderado conteúdo de palinomorfos. Folhelhos ricos em matéria orgânica são depositados sob condições de coluna d'água estratificada.</b>
Campo IX – Bacia proximal subóxica-anóxica	MOA dominante. Baixo conteúdo de palinomorfos. Frequentemente rico em alginatas. Depósitos de águas profundas ou depósitos de condições de coluna d'água estratificada ou sedimentos de bacia faminta.

Os cinco intervalos definidos pelo modo Q correspondem ao campo V, no diagrama ternário de caracterização paleoambiental (figura 16) e corresponde a um ambiente de plataforma óxica dominado por lama (plataforma distal), com baixa a moderada MOA (normalmente degradada), Palinomorfos abundantes com a presença de margas de coloração clara bioturbadas.

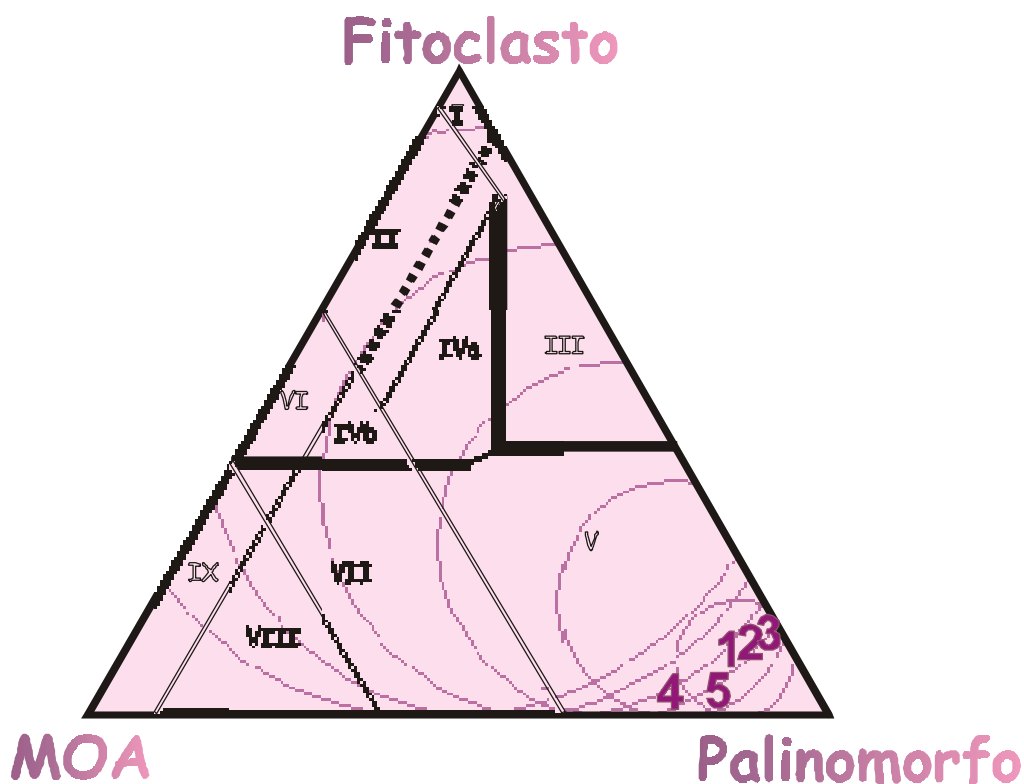


Figura 17: Diagrama ternário FITO-MOA-PALINO para caracterização paleoambiental (Tyson, 1993)

## 11 – CONCLUSÃO

A sucessão sedimentar da Formação Ponta Grossa estudada visou exames, qualitativo e quantitativo da matéria orgânica através do estudo em lâminas organopalinológicas, na qual foram analisados parâmetros palinofaciológicos e organogeoquímicos, através das técnicas de microscopia de luz branca transmitida, ultravioleta incidente, Pirólise Rock-Eval e COT.

Através do exame microscópico foi possível quantificar e qualificar a Matéria Orgânica, que ao longo de toda a seção estudada apresenta um predomínio de palinomorfos representado por microplâncton de parede orgânica marinho (Prasinófitas) com alto valor médio percentual 51,38 em relação ao total de matéria orgânica, 66,76 em relação ao total de palinomorfos e 84,92 em relação aos microplâncton de parede orgânica marinho. Os altos valores das Prasinófitas representam tendência de ambiente marinho distal.

O método de análise de agrupamento (modo Q), dividiu a seção estudada em 5 intervalos distintos de acordo com a variação do nível do mar e sua faciologia orgânica correspondente.

O intervalo I, em caráter geral, apresenta subida do nível do mar representado pelo maior valor médio percentual de Prasinófitas com relação aos demais intervalos, e o menor valor médio percentual de fitoclastos. A tendência do nível relativo do mar de modo geral no intervalo II é de queda, dado pelo menor valor médio percentual das Prasinófitas. No intervalo III o nível médio do mar acentua a queda, refletido no aumento do valor médio percentual dos Esporos, *Botryococcus* e acritarcas em relação ao intervalo anterior, no menor valor médio percentual de palinomorfos ao longo de toda a seção. O intervalo IV ressalta por conter os maiores picos de Prasinófitas e COT concordante que indicam o pico de maior subida do nível do mar (máxima inundação), sugerindo que essas algas exercem um maior controle na variação de COT. No intervalo V o nível do mar desceba acentuando a queda do valor médio percentual das Prasinófitas em 20%.

Os resultados organogeoquímicos (COT, IH) e organopalinológicos (microscopia luz branca transmitida e luz ultravioleta incidente) para cada intervalo foram associados a características de palinofácies e resultaram nas fácies orgânicas AB, B/AB, B e B/BC que estratigraficamente ao correspondem intervalo I fácies B/AB anóxica-desóxica, tendência distal e subida relativa do nível do mar; intervalo II fácies AB anóxica , distal, queda relativa do nível do mar, no final deste intervalo apresenta 2 pontos com valores altos de IO e valores baixos de IH indicando parte oxidante inserido num intervalo anóxico; intervalo III fácies B/BC, distal/proximal, maior queda relativa do nível do mar; intervalo IV fácies B, desóxica, distal e fácies, máxima inundaçãõ e intervalo V fácies AB anóxida distal.

Esses resultados foram comprovados através da interpretação paleoambiental que indica plataforma distal desóxica-anóxica. Sendo assim foi possível constatar a eficácia dos métodos usados para a interpretação paleoambiental e atingir os objetivos proposto pelo trabalho.

## 12 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANDRADE, S.M.; CAMARGO, P.E.N. 1980. Estratigrafia dos sedimentos Devonianos do flanco nordeste da Bacia do Paraná. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31. balneário de Camburiú, SC.

BARBAD, P. C.; COLLINS, A. G.; COOPER, B. S. 1981. Identification and distribution of kerogen Facies in a source rock horizon. Examples from the North Sea Basin. In: Brooks, J, (Ed.) *Organic Maturation Studies and Fossil Fuel Exploration*. Academic Press, London, p.271-82.

BORDENAVE, M. L. & ESPITALIÉ, J. 1993. Elemental composition of kerogens, In: BORDENAVE, M.L. (eds) *Applied Petroleum Geochemistry*, 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: BORDENAVE, M. L. (eds) *Applied Petroleum Geochemistry*, Editions Technip, Paris, p. 217-279.

BOSTICK, N. H. (1971). Thermal alteration of clastic organic particles as an indicator of contact and burial metamorphism in sedimentary rocks. *Geoscience and Man*, 3, 83-92

BUCHANAM, J.B. 1958. The botton fauna communities across the continental shelf of Accra, Ghana (Gold Coast). *Proceedings of the Zoological Society of London*, v130, p. 1-56.

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.

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

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

CROSS, A. T.; THOMPSON, G. G. & ZAITZEFF, J. B. 1966. Source and distribution of palynomorphs in bottom sediments, southern part of Gulf of California. *Marine Geology*, v. 4.

CUNHA, P.R.E.; FRANÇA. A.B.; 1993. Estudo das taxas de sedimentação das Formações Terezinha, e Rio Bonito, da Bacia do Paraná. Rio Claro, I Simpósio sobre cronoestratigrafia da Bacia do Paraná resumo, p.83.

DAEMON, R. F. 1969. Correlação bioestratigráfica do Siluriano, Devoniano e Carbonífero Inferior das bacias do Amazonas, Parnaíba e Paraná. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Ouro Preto. SGB., 2, p. 189-194.*

DAVEY, R. J. & ROGERS, J. 1975. Palynomorph distribution in recent offshore sediments along two traverses off South West África. *Marine Geology*, v.18,

DEWIT, M. J. & RANSOME, I. D. 1992. Regional inversion tectonics along the Southern margin of Gondwana. In: DE WIT & RANSOME (Eds), *inversion tectonics of the Cape Fold Belt*,

DINO, R.; RODRIGUES, M.A.C. 1995. Palinomorfos Eodevonianos da Formação Furnas – bacia do Paraná. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 67(1), p. 107-116.

DOWNIE, C. 1973. Observations on the nature acritarchs. *Palaeontology*, v. 16

DURAND, B. & MONIN, J. C. 1980. Elemental analysis of kerogens (C,H,O,N,S,Fe), In: DURAND, B. (ed) *Kerogen: Insoluble Organic Matter From Sedimentary Rocks*, Editions Technic, Paris, p. 113-42.

EVITT, W.R. 1963. A discussion and proposals concerning fossil dinoflagellates, hystrichospheres and acritarchs. I. II. *Proceeding United States of the Natural Academy of Sciences*, 49, 158-164, 298-302.

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.; HANCOCK, N.J. 1985. The Scalby Formation (Middle Jurassic, Ravenscar Group) of Yorkshire: reassessment of age and depositional environment. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, v. 4.

FRANÇA, A.B.; POTTER, P.E. (1988). Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé( Permo-Carbonífero), Bacia do Paraná. Boletim de Geociências da PETROBRÁS, v2, p147-191.

FÚLFARO, V.J.; GAMA, JR.; SOARES, P.C. 1980. Revisão estratigráfica da Bacia do Paranaá, São Paulo. PAULIPETRO. p. 155, (PAULIPETRO Rel. BP-008/80).

FÚLFARO, V.J., SAAD. A.R.; SANTOS. M.V.; and VIANNA .R.B, 1982, Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná: Revista Brasileira de Geociências , v. 12, p. 590-610.

GUTJAHR, C.C.M.(1966). Carbonization Measuremnts of Pollen Grains and Spores and their application. Leidsc. Geol. Meded., v. 38, p 29.

HANCOCK, N.J.; FISHER, M.J. 1981. Middle Jurassic North Sea deltas with particular reference to Yorkshire. In: ILLING, L.V.; HOBSON, G.D. (eds) Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe, Heyden, London, p. 95-186.

JACOBSON, S. R. 1991. Petroleum source rocks and organic facies, In: MERRIL, R.K. (de) Source and Migration Processes and Evaluation techniques, Treatise of Petroleum Geology, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, p. 3-11.

JARVIE, D.M. 1991. Total Organic Carbon (TOC) analysis, In: MERRIL, R.K. (de) Source and Migration Processes and Evaluation techniques, Treatise of Petroleum Geology, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, p. 113-118.

JARZEN, D.M.; NICHOLS, D.J., 1996. Palynology: principles and applications; American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, v. 1, p. 261-291.



JONES, R.W. 1984. Comparison of carbonate shale source rocks, In: PALACAS, J.G (ed) Petroleum Geochemistry and Source Rock Potential of Carbonate Rocks, American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology, v. 18, p. 80-163.

JONES, R.W. 1987. Organic Facies, In: BROOKS, J.; WELTE, D. (eds) Advances in Petroleum Geochemistry 2, Academic Press, London, p. 1-90.

JONES, R.W.; DEMAISON, G.J. 1982. Organic Facies – stratigraphic concepts and exploration tool, In: SALDIVAR-SALI, A. (ed) Proceedings of the Second ASCOPE Conference and Exhibition, Manilla, October 7-11, 1981, Asean Council on Petroleum, p. 51-68.

JUX, K.U. 1977. Über die wandstrukturen sphaeromorpher acritarchen: *Tasmanites* Newton, *Tapajonites* Sommer & Van Boekel, *Churia* Walcott. **Paleontographica Abt. B 160** (1-3): 1-6.

LANGE, F. W. 1967. Biostratigraphic subdivision and correlation of the Devonian in the Paraná Basin. Boletim Paranaense de Geociências.

LANGE, F. W.; PETRI, S. 196. The Devonian in the Paraná Basin. Boletim Paranaense de Geociências, 21/22.

LITTKE, R. 1993. Deposition, Diagenesis and Wethering of organic matter-rich sediments. Lecture Notes in Earth Sciences, v. 47, p. 216.

LOBOZIAK, S.; MELO, J.G.; STEEMANS, P.; BARRILAR, I.M.R. 1995. Miospore evidence for pre-Emsian latest Famennian sedimentation in the Devonian of the Paraná Basin, South Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências – Resumo das comunicações, 67, v. 3, p391-392.

MAACK, R. 1947. Breves notícias sobre a geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. *Raquivos Biologia e Tecnologia*, v. 2, p. 63-154.

MELO, J.H.G. 1985. A província Malvinoáfrica no Devoniano do Brasil – Estado atual de conhecimentos. Dissertação de Mestrado. IG-UFRJ., v. 1.

MENDONÇA FILHO, J.G., 1999. Aplicação de estudos de palinofácies e fácies orgânica em rochas do Paleozóico da Bacia do Paraná, Sul do Brasil. Tese de Doutorado em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul .

MENDONÇA FILHO, J.G. & MENEZES, T.R. 2001. Organic Facies Investigation Applied to Palaeoenvironmental Trends of the Ponta Grossa Formation, Paraná Basin, Brazil.

MENEZES, T.R. 2002. Determinação dos Parâmetros Petrográficos e Organogeoquímicos para a Caracterização da potencialidade de Geração de Hidrocarbonetos de uma Seção Sedimentar da Formação Irati, Permiano Superior da Bacia do Paraná. Mestrado em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro

MILANI, E. & SCHNEIDER, R.L. 1994. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociência da Petrobrás*. Rio de Janeiro. 8(1): p. 69-82.

MILANI, E. Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana sul - Ocidental e a Evolução Geológica da Bacia do Paraná. A ser incluído em Holz, M. & Ros, L.F. (eds). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, UFRGS/IG/Centro de Investigação do Gondwana, no prelo.

MORAES REGO, L.F. 1931. As estruturas antigas do Brasil. *Anais da escola de Minas, Ouro Preto*, 22:27-85.

MULLER, J. 1959. Palynology of Recent Orinoco Delta and shelf sediments: reports of the Orinoco Shelf expedition; volume 5. Micropaleontology v. 5, p. 1-2.

OLIVEIRA, E.P. 1912. Terreno Devoniano do sul do Brasil. Anais da Escola de Minas, Ouro Preto, 14: 31-41.

PEREIRA, E. 1992. Análise estratigráfica do paleozóico médio da bud-bacia do Alto Garças, no sudeste de Goiás. Bacia do Paraná, Brasil. Dissertação de Mestrado. IG-UFRJ, p.172.

PETRI, S.; FÚLFARO, V.J. 1983. Geologia do Brasil. São Paulo. EDUSP, P. 631.

POWELL, A.J. 1987. Thanetian dinoflagellate cyst biostratigraphy and quantitative palynostratigraphy of the Andrew Field, Central North Sea. Oral presentation, British Micropaleontological Society Meeting Micropaleontology. Àlynology, and Petroleum Exploration, on – and offshore Europe, University of Aberdeen, Abril.

ROGERS, M.A. 1980. Application of organic facies concepts to hydrocarbon source rocks evaluation, In: Proceedings of the 10<sup>th</sup> World Petroleum Congress, Bucharest 1979, Heyden, London, v.2.

RONOV, A.B.1958. Organic Carbon in Sedimentary Rocks (in relation to the presence of petroleum). Geochem., v. 5, p. 497-509.

SHNEIDER, R.L.; MUHLMANN, H.; TOMMASI, R.A.; MEDEIROS, DAEMON, R.F.; NOGUEIRA, A.A, 1974, Revisa Estratigráfica da Bacia do Paraná: Proceedings of the XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, v. 1, p. 41-65.

STAPLIN, F.L. 1969. Sedimentary organic matter, organic metamorphism and oil and gas occurrence. Bulletin of Canadian Petroleum geology, v.17.

TISSOT, B.P.; WELTE, D.H. 1984. Petroleum Formation and Occurrence, 2<sup>nd</sup> edn, Springer-Verlag, Berlin, p.699.

TYSON, R. V. 1987. The genesis and palynofacies characteristics of marine petroleum source rocks, In: BROOKS, J.

TYSON, R. V. 1989. LATE Jurassic palynofacies Trends Piper and KimmmeridgeClau Formations, UK onshore and northern North Sea. The British Micropalaeontological Society. p.135 –172.

TYSON, R. V. 1993. Palynofacies Analysis. Kluwer Academic Publishers. P.153-91.

TYSON, R. V. 1995. Sedimentary Organic Matter. Facies and Palynofacies. Chapman Er Hall. Londre. 615 p.

TISSOT, B.P.; WELTE, D.H. (1984), Petroleum Formation and Occurrence. 2 ed. Berlin: Springer-Verlag. 699p.

WALL. D. 1965. Microplankton, pollen and spores from the Lower Jurassic in Britain. Micropalaeontology, v.11.

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 Micropalaeontologt, v. 2, p. 121-200.

WELTE, D.H. 1972. Petroleum Exploration and Organic geochemistry. J. Geochem. Explor. V. 1, p. 117-136.

WHITAKER, M.F.; GILES, M.R; CANNON, S.J.C. 1992. Palynostratigraphical review of the brent group, Uk Sector, North Sea. In: MORTON, A.C.;

HASZELDINE, R.S.; GILES, M.R.; BROWN, S. Geology of the Brent GROUP, geological Society of London Special Publication. V. 61.

ZALAN, P.V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M.A.M.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; APPI, V.T.; VIEIRA, I.S; ZANOTTO, O.A. TECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO DA BACIA DO PARANÁ. Atas do III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Curitiba, 1987. v. 1:p 441-477.

ZALAN, P.V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M.A.M.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; APPI, V.T.; MARQUES, A; VIEIRA, I.S; ZANOTTO, O.A. BACIA DO PARANÁ, De RAJA GABALIA, G.P. E MILANI, E.J. (Coords.). 1990. Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. PETROBRÁS. P 166-135.

ZALAN, P.V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; APPI, V.T.; NETO. E.V.S.; CERQUEIRA, J.R; MARQUES, A. 1990. The Paraná Basin, Brazil. In: LEIGHTON, M.W.; KOLATA, D.R.; OLTZ, D.F.; EIDEL, J.J (eds.). Interior cratonic basins. Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists, p. 681-708 (AAPG Memoir 51).

## **ANEXOS – ESTAMPAS**

## **ESTAMPA 1**

1.1 – Prasinófitas. Luz branca transmitida, aumento de 25x.

1.2 - Prasinófitas. Luz ultravioleta incidente, aumento de 25x.

1.3 - Acritarca e chitinozoário. Luz ultravioleta incidente, aumento de 25x.

1.4 - Acritarca e chitinozoário. Luz branca transmitida, aumento de 25x.

1.5 – Divernal sphaera radiata. Luz ultravioleta incidente, aumento de 25x.

## **ESTAMPA 2**

2.1 – Esporos com marca trilete e monolete, spongiophyton. Luz ultravioleta incidente, aumento de 25x.

2.2 – Luz branca transmitida, aumento de 25x.

2.3 – Botryococcus. Luz branca transmitida, aumento de 25x.

2.4 – Botryococcus. Luz ultravioleta incidente, aumento de 25x.

2.5 – Spongiophyton. Luz ultravioleta incidente, aumento de 25x

2.6 – Spongiophyton. Luz branca transmitida, aumento de 25x.



### **ESTAMPA 3**

3.1 – Quitinozoário e MOA. Luz ultravioleta incidente aumento de 25x.

3.2 – Quitinozoário e MOA. Luz branca transmitida, aumento de 25x.

3.3 – Quitinozoário.

