



CARACTERIZAÇÃO DA MATÉRIA ORGÂNICA PARTICULADA EM AMOSTRAS DE AFLORAMENTOS DA FORMAÇÃO PONTA GROSSA, BACIA DO PARANÁ, CHAPADA DOS GUIMARÃES, MT

CHARACTERIZATION OF PARTICULATED ORGANIC MATTER IN SAMPLES OF OUTCROPS OF THE
FORMATION PONTA GROSSA, PARANA BASIN, CHAPADA DOS GUIMARÃES, MT

**Juliano Teive de Oliveira¹, João Graciano Mendonça Filho², Taíssa Rego Menezes³,
Igor Viegas Alves Fernandes de Souza⁴**

^{1,2}UFRJ, Departamento de Geologia, CCMN/IGEO, Cidade Universitária – Ilha do Fundão, 21949-900. Rio de Janeiro, RJ – Brasil. Email: teivegeo@hotmail.com, graciano@geologia.ufrj.br

^{3,4}PETROBRAS, CENPES/PDEXP/GEOQ, Cidade Universitária – Ilha do Fundão, 21949-900. Rio de Janeiro, RJ, Brasil. Email: igorviegas@gmail.com, fusinita@yahoo.com.br

Resumo:

O estudo palinofaciológico realizado em sucessões sedimentares devonianas da Chapada dos Guimarães, Formação Ponta Grossa, Bacia do Paraná permitiu caracterizar a matéria orgânica particulada em cada amostra.

Cerca de 24 amostras foram analisadas de 10 afloramentos realizada no Estado do Paraná. Este estudo consistiu numa contagem dos componentes do querogênio através dos métodos de microscopia em luz branca transmitida e luz azul incidente.

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 e matéria orgânica amorfã).

Através dos resultados encontrados constatou-se que a sucessão sedimentar da Formação Ponta Grossa analisada compreende a 5 palinofácies, onde, predominantemente, a palinofácie “V” onde se caracteriza por percentagens muito alta de algas prasinófitas.

Palinofácie “IV” vem em seguida com uma quantidade percentual de esporomorfos alta, Palinofácie “I” possui uma predominância de Matéria Orgânica Amorfa, Palinofácie “II” apesar de possuir predominância do grupo dos Palinomorfos possui 40% do grupo Fitoclasto e Palinofácie “III” possui uma percentagem muito alta de *Spongiphyton*, acima de 60%.

Palavras chaves: Formação Ponta Grossa, Palinofácies, Matéria Orgânica

Abstract:

The carried through palinofaciological study in devonians sedimentary successions of the Chapada dos Guimarães, Formation Ponta Grossa, Parana basin it allowed to characterize the particulated organic matter in each sample. About 24 samples had been analyzed of 10 outcrops carried through in the State of the Paraná. This study it consisted of a counting of the components of the querogeny through the methods of microscopy in white light transmitted and blue light incident. The results had been gotten by counting of at the very least 300 particles for samples, getting themselves the percentage of the different groups of organic constituent (phytoclasts, palynomorphs and amorphous organic matter). Through the joined results it was evidenced that the succession sedimentary of the Formation analyzed Ponta Grossa understands the 5 palynofacies, where, predominantly, Palinofácies "V" where if it characterizes very for prasinophycean algae percentages high. Palinofácies "IV" comes after that with high a percentile amount of sporomorphs, Palinofácies "I" possessss a predominance of Amorphous Organic Matter, Palinofácies "II" although to possess predominance of the group of the Palynomorphs it possessss 40% of the Phytoclasts group and Palinofácies "III" very possessss a high percentage of Spongiophyton, above of 60%.

Words keys: Formation Ponta Grossa, Palynofacies, Organic Matter

1 Introdução

A Bacia do Paraná é uma extensa bacia intracratônica de idade Paleozóica-Mesozóica que apresenta potencial para acumulações econômicas de hidrocarbonetos. Os principais estudos são realizados no prospecto Irati-Rio Bonito-Pirambóia, para acumulação de óleo e no prospecto Ponta Grossa-Itararé, para acumulação de gás e condensado (Zallan *et al*, 1991).

A Formação Ponta Grossa compreende os Membros Jaguariúna, Tibagi e São Domingos, caracterizados respectivamente por arenitos e folhelhos intrudidos por diques essencialmente basálticos.

O objetivo principal deste trabalho consiste em descrever as palinofácies através da identificação e quantificação dos componentes particulados da matéria orgânica.

Como são amostras isoladas em afloramentos, não sendo possível montar um arcabouço Palinofaciológico para a Formação Ponta Grossa, analisando somente as diferentes características da matéria orgânica particulada de cada amostra.

Este projeto corrobora no entendimento das fácies orgânica da Formação Ponta Grossa, unidade superior do Grupo Paraná.

2 Material de Estudo

Foram analisadas 24 lâminas palinofaciológicas relativas a amostras de afloramento, localizados na porção centro-sul do estado de Mato Grosso, 60 Km a nordeste da capital estadual, Cuiabá, entre os paralelos $-15^{\circ}20'$ e $-15^{\circ}31'$ e os meridianos $55^{\circ}35'W$ Gr e $55^{\circ}53'W$ Gr. Corresponde a uma área de aproximadamente 900 km^2 , quase totalmente inserida no município de Chapada dos Guimarães (figura 01).

As 24 lâminas palinofaciológicas foram retiradas de 10 afloramentos a seguir: 7sd-01 (amostra 5), 7sd-03 (amostra 1), 7sd-06 (amostras 2, 3 e 4), 7sd-07 (amostras 6, 17 e 18), Voçoroca (amostras 10 e 11), 11sd-03 (amostras 7 e 8), 11sd-09 (amostra 9), 11sd-17 (amostras 15 e 16), 11sd-18 (amostras 12, 13 e 14) e 11sd-19 (amostra 19).

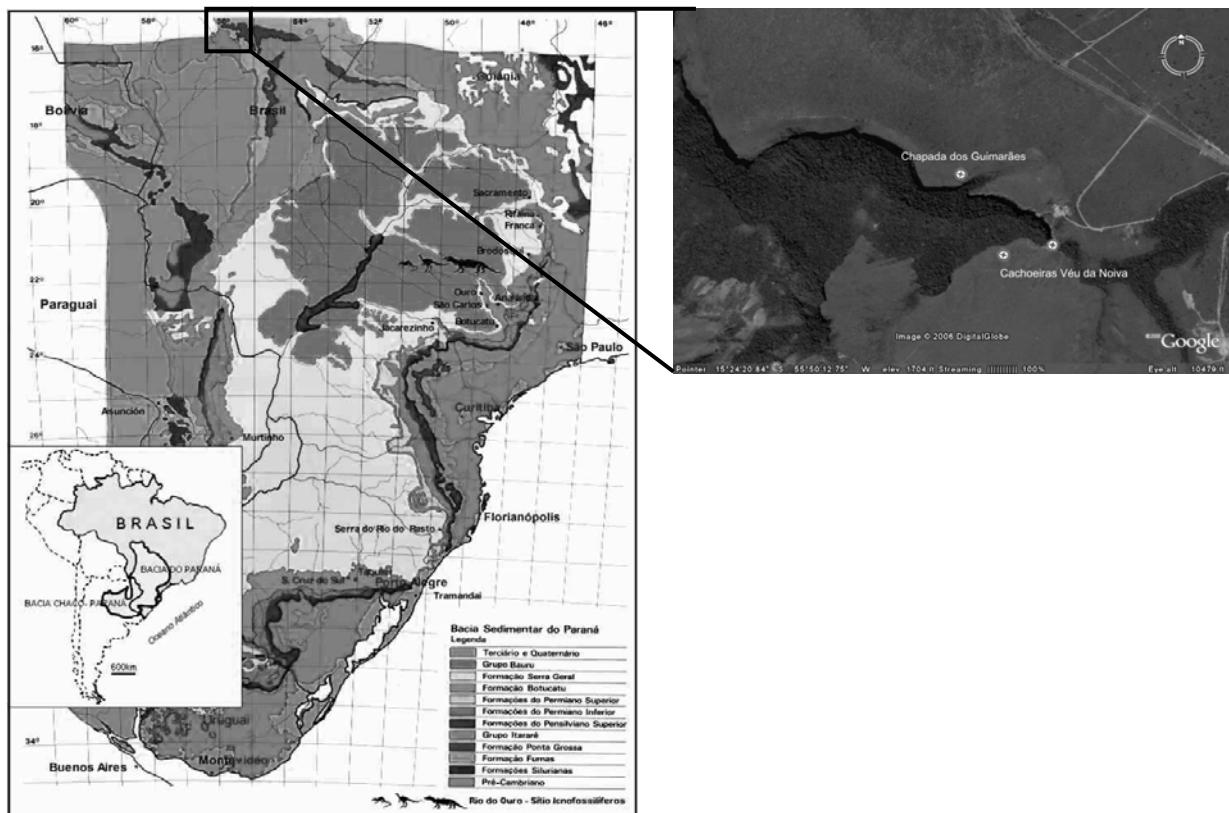


Figura 1 – Mapa Geológico e de localização da Chapada dos Guimarães, MT (Modificado de Leonardi & Carvalho, 1999).

3 Geologia Regional

A Bacia do Paraná tem sido objeto de estudo por diversos pesquisadores nas últimas décadas. Desde trabalhos pioneiros até nossos dias, várias classificações litoestratigráficas foram propostas tentando explicar o empilhamento de suas rochas e a sua evolução.

A Bacia do Paraná (Fig. 02) é uma extensa bacia intracratônica, desenvolvida sobre crosta continental, preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas, possuindo uma área maior que 1.400.000km², incluindo porções situadas no Brasil (1.000.000km²), Paraguai (100.000km²), Argentina (400.000km²) e norte do Uruguai (100.000km²). Esta bacia possui um formato alongado, na direção NNE-SSW, com largura média de 900 km, sendo caracterizada por uma sedimentação paleozóica-mesozóica, com registro estratigráfico com idades entre o Neo-Ordoviciano e o Neocretáceo. A espessura máxima do empilhamento gira em torno de 8000 metros, sendo grande parte dela recoberta por derrames de lavas essencialmente basálticas. Esta bacia é produto de uma complexa conjugação de processos tectono-sedimentares atuantes durante o Fanerozóico, que apresentou condições favoráveis ao empilhamento sedimentar, a não deposição e a remoção erosiva de unidades anteriores .

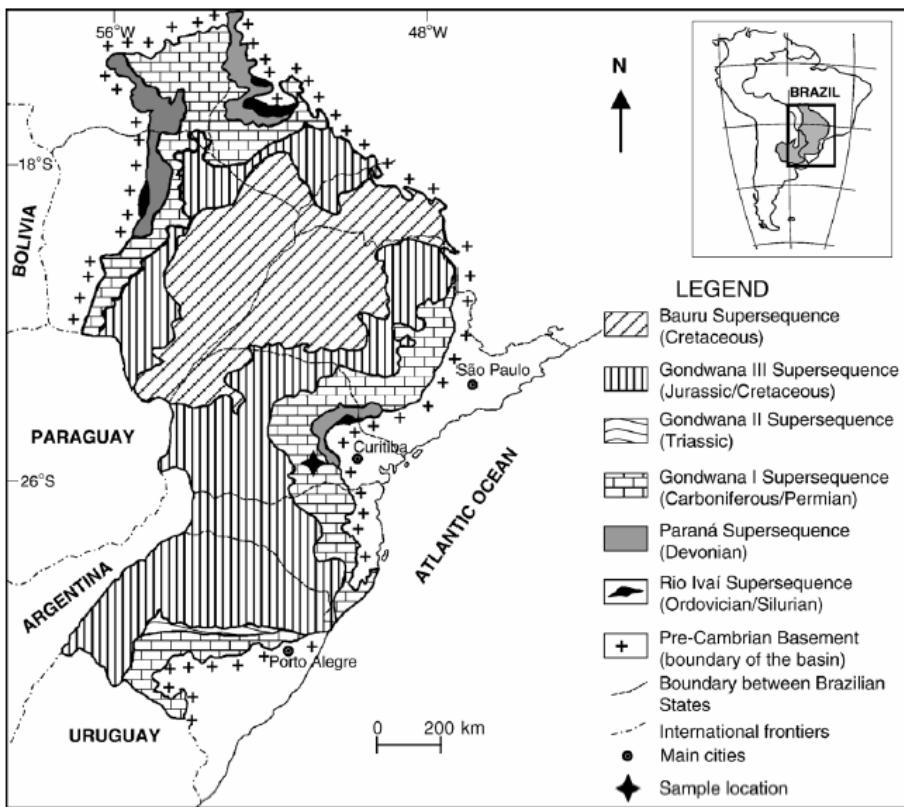


Fig. 2 Bacia do Paraná

3.1) 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 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 nos membros Jaguaraíva (Lange e Petri, 1967), Tibagi (Oliveira 1912), e São Domingos (Maack 1947).

O Membro Jaguaraíva predomina, folhelhos argilosos, às vezes carbonosos e micáceos, siltitos, e podem conter subordinadamente arenitos finos.

O Membro Tibagi é constituído por arenitos silticos, de granulação variada podendo conter lentes de folhelhos intercaladas.

O Membro São Domingos contém folhelhos argilosos, pretos carbonosos, físsveis, que segundo (Fúlfaro *et al.*, 1980), se distinguem dos folhelhos do Membro Jaguaraíva, por serem mais micáceos, argilosos, com intercalações 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 folelhos.

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.

O 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 e 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), propõe 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, Parnaíba 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.

4 Métodos de Estudo

Com intuito de determinar os parâmetros palinofaciológicos, foram analisadas 24 lâminas palinofaciológicas com amostras cedidas por Oliveira (1995).

A confecção das lâminas palinofaciológicas foi realizada no Laboratório de Palinofácies e Fácies Orgânica, Departamento de Geologia, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ onde as mesmas estão depositadas.

4.1) Processamento e Tratamento das Amostras

Tais procedimentos descrevem a metodologia no tratamento de amostras sedimentares em geral, desde a chegada do material ao laboratório até a obtenção do resíduo palinológico.

Na primeira etapa, a amostra é submetida à lavagem, secagem, desagregação, peneiramento e pesagem. Na segunda etapa, é submetida a um método específico de tratamento adequado ao tipo de sedimento. Em linhas gerais, todos os métodos tentam eliminar da melhor forma possível os

constituintes mineralógicos por meio de reagentes químicos, dissolvendo-os ou separando-os por meio físico, para obter um resíduo final rico em matéria orgânica.

4.1.1) Concentração do Resíduo Orgânico e Confecção das Lâminas

Palinofaciológicas

Para a realização das análises palinofaciológicas, é necessário concentrar a matéria orgânica, que, segundo Welte (1972), é a fração da matéria orgânica sedimentar insolúvel em solventes orgânicos, sendo comumente mais rica em hidrogênio e de baixa aromaticidade. A concentração da matéria orgânica e a confecção das lâminas palinofaciológicas foi realizada utilizando os procedimentos palinológicos não oxidativos padrões, descritos por Tyson, 1995.

Após a concentração do querogênio, são aplicadas técnicas para a confecção das lâminas organopalinológicas, que posteriormente são analisadas pela técnica de palinofácies.

4.2) Análise das Lâminas Palinofaciológicas

A técnica de palinofácies, utilizada neste estudo, envolveu o exame qualitativo (identificação) e quantitativo (contagem de 300 a 500 partículas) dos componentes orgânicos particulados derivados dos diversos grupos da matéria orgânica (matéria orgânica amorfa, fitoclastos e palinomorfos) tanto na matéria orgânica total quanto na distribuição das diversas classes de componentes orgânicos nas amostras estudadas.

4.2.1) Palinofácies

Foi utilizada a microscopia em luz branca transmitida na identificação dos componentes orgânicos particulados e a luz azul incidente (fluorescência) utilizada tanto para identificação dos componentes lipídicos como na determinação do nível de evolução térmica da matéria orgânica pela observação da coloração de fluorescência.

Os objetivos principais da microscopia, seja ela realizada em luz branca transmitida ou em luz azul incidente (fluorescência), repousa, primeiramente, na caracterização da origem da matéria orgânica (precursores botânicos), bem como na determinação das porcentagens relativas e o estado de preservação dos diferentes constituintes que compõem a matéria orgânica total.

Além disso, a combinação do procedimento de identificação visual dos componentes orgânicos particulados em luz branca transmitida com a identificação por fluorescência é importante para facilitar a identificação da presença dos palinomorfos, os quais geralmente apresentam uma elevada fluorescência.

A análise microscópica foi efetuada nas 24 lâminas palinofaciológicas utilizando os microscópios Zeiss modelos Axioskop 2 plus e Axio Imager A1 ambos com fonte de fluorescência com lâmpada de mercúrio HBO – 100W e oculares com aumento de 10x e objetivas de 20 e 40x de aumento. O registro fotomicrográfico dos componentes orgânicos foi realizado pelo software AnalySIS Five da SIS com a câmera Color View 2 acoplada nos microscópios.

5 Classificação da Matéria Orgânica

A classificação adotada neste trabalho foi desenvolvida por (Tyson 1993; 1995), e adaptada para o Devoniano por (Medonça Filho, 1999), na qual foram analisadas 3 grupos principais (Matéria Orgânica Amorfa, Fitoclasto e Palinomorfos) com seus respectivos subgrupos (tabela 1).

Grupos & Subgrupos			Origem	Descrição
Matéria Orgânica Amorfa	"MOA"	Material orgânico derivado de ataque microbiológico	Material não estruturado e com formato variado. Cor: amarelo-laranja-vermelho: laranja-marrom: cinza, algumas vezes com inclusions como palinomorfos, fitoclasto, pírita, etc.	
	Resina	Derivado de vegetais superiores de florestas tropicais e subtropicais	Partícula estruturada, hialina, usualmente arredondada homogênea, não fluorescente	
	Opacos	Equidimensional		Partícula preta de forma quadrática. Sem bioestruturas internas
		Alongado		Partícula preta de forma alongada. Exceção três vezes mais do que o eixo curto. Sem bioestrutura interna.
	Fitoclastos	Não Opacos	Derivado de tecidos lenhosos de vegetais superiores ou fungos	Partícula marrom sem bioestruturas
		Bioestruturado		Partícula marrom bioestruturada (estriada, listrada, bandada, etc.)
		Cúticula		Partículas com cor amarelo-palido a marrom claro. Delgadas. Preservando a estrutura celular. Em alguns casos com estômatos visíveis
		Membrana		Partículas amarelo-palido. Comumente transparentes
	Esporomorfos	Esporo	Palinomorfos terrestres produzidos por pteridófitas, briófitas e fungos	Palinomorfo de forma triangular ou circular. Apresentando a marca trilete ("Y") ou monolete (uma cicatriz). Ornamentação variada
	Zoomorfo	Escolecodontes	Parte do aparelho bucal de alguns vermes poliquetos, a maioria marinhos.	Aparelho bucal em forma de "dente" constituída de quitina, marrom escuro: tamanho 100-1000µm. Ordoviciano-Recente
		Quitinozoário	Microfósseis de parede orgânica de origem incerta	Maioria ocorrem individualmente, apresentam simetria bilateral com formato globular, cilíndrico ou em forma de "vaso". Ordoviciano - Recent
	Palinomorfos	Acrítrica	Pequenos microfósseis de origem desconhecida	Microfósseis com várias formas e esculturas que lembram dinoflagelados. Apresentam uma cavidade central fechada por uma parede com uma ou múltiplas camadas: tamanho 5-240µm. Pé-Cambriano-Recente
	Fitoplâcton	Prasinófita	Microfósseis produzidos por pequenas algas quadriflageladas (Divisão Pyrophyta)	Maioria, como Tasmanites, são esféricos: diâmetro 50 à 2000µm. Pré-Cambriano-Recente.
		Algues Chlorococcale	Algues coloniais de água doce <i>Botryococcus</i> e <i>Pediastrum</i>	<i>Botryococcus</i> : colônias globular irregular: tamanho 30 a 2000µm. Algumas vezes com vários lóbulos: laranja-marrom. Carbonífero-Recente. <i>Pediastrum</i> : Algues verdes coloniais, radialmente simétricas: tamanho 30-200µm em diâmetro e com um ou dois chifres no anel mais externo das células. Células internas podem ser de forma irregular com espaços entre elas ou compactadas. Jurássico?-Recente

Tabela 1. Classificação geral dos principais componentes da matéria orgânica (baseado em Tyson 1995; Mendonça Filho 1999; Carvalho 2001)

- *Spongiphyton*

A proveniência desta partícula é controversa. Existem poucos trabalhos publicados referentes ao *Spongiphyton*, dificultando a determinação de sua afinidade e preferência paleoambiental. Sua morfologia é semelhante a de um tecido vegetal. Possui contornos nítidos e angulosos, ocorrendo com coloração variando do marrom claro ao amarelo escuro. Apresenta coloração de fluorescência intensa variando do laranja amarelado ao amarelo.

6 Tendências na distribuição dos componentes da matéria orgânica

Um dos fatores mais importantes no controle dos parâmetros de tendência é a proximidade (tendência proximal-distal), (tabela 2), 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-deltáicos e matéria orgânica terrestre (fitoclastos)
- 2- a magnitude do ponto de origem flúvio-deltáico (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

PARÂMETRO DE PALINOGLIA	Tendência	
	Proximal	Distal
% Fitoclasto do querogênio	Alta	Baixa
% 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 fitoclastos não opacos	Alta	Baixa
% 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
% botryococcus do total de palinomorfos	Alta	Baixa
% prasinófitas do total de microplâncton de parede orgânica marinha	Baixa	Alta
% acritarcas do total de microplâncton de parede orgânica marinha	Baixa	Alta

Tabela 2: Paraâmetros 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)

7 Resultados

7.1) Descrição das amostras

Das 24 láminas apenas 19 apresentaram recuperação da matéria orgânica. Tal fato pode estar relacionado a fatores paleoambientais que atuam na preservação da matéria orgânica.

7.2) Descrição das palinofácies

Os resultados de contagem dos componentes orgânicos estão expressos na Tabela 3 e na Figura 3. Através destes resultados, foi possível identificar 5 palinofácies de acordo com a variação da assembléia dos constituintes orgânicos particulados.

A palinofácie “I” é caracterizada pelo predomínio da matéria orgânica amorfa (M.O.A), ocorrendo com valor percentual de 77%. A coloração da fluorescência da MOA varia entre laranja médio e laranja escuro. O grupo palinomorfo é o segundo grupo em dominância, sendo

principalmente representado por algas prasinófitas. O grupo fitoclasto e o *Spongiphyton* são pouco representativos, apresentando valores percentuais inferiores a 1%. Nesta palinofácie só ocorrem fitoclastos opacos. 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 atividades 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 reflete, principalmente, o aumento do nível de preservação dentro de condições redutoras e, em menor extensão, indica uma sedimentação afastada da fonte ativa dos componentes terrestres. A maior parte da matéria orgânica marinha em sedimentos está representada pela matéria orgânica amorfa, mas este tipo de componente orgânico é facilmente degradado quando exposto a condições aeróbicas. Contudo, devido ao grande reservatório de agregados orgânicos marinhos, quando as condições são suficientemente redutoras, a matéria orgânica amorfa freqüentemente engloba outros componentes da matéria orgânica (Tyson, 1987; 1989; 1993).

A palinofácie “II” é diagnosticada pelo predomínio do grupo palinomorfo e aumento dos valores percentuais do grupo fitoclasto (ocorrendo com valor superior a 40%). A MOA ocorre com baixos valores percentuais nesta palinofácie, apresentando coloração de fluorescência laranja escura. Vale ressaltar que as prasinófitas dominam o grupo palinomorfo. O grupo fitoclasto está representado essencialmente por fitoclastos opacos, sendo em menores percentuais fitoclastos não-opacos não-bioestruturado e cutículas. A percentagem relativa de partículas opacas freqüentemente aumenta em ambientes mais distais (Tyson, 1995).

Whitaker *et al.* (1992) consideram os fitoclastos opacos, principalmente os de forma alongada, as partículas mais flutuantes de todos os tipos de fitoclastos; porém Tyson (1995) argumenta que o tamanho e a porosidade intrapartícula determinará a densidade efetiva e, portanto, o diferente comportamento hidrodinâmico dessas partículas.

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).

A palinofácie “III” é diagnosticada pelo grande aporte de *Spongiphyton*, apresentando valor percentual de 60%, e predomínio do grupo palinomorfo em relação aos principais grupos da matéria orgânica. As prasinófitas são os componentes mais representativos do grupo palinomorfo. O grupo fitoclasto é basicamente constituído por cutículas. A M.O.A ocorre com valores inferiores a 1%.

Niklas & Chaloner (1976) sugerem que este componente orgânico possui uma afinidade química com as algas.

Segundo Gensel *et al.* (1991), a natureza tubular dos talos, com diferenciação dorsiventral, a profusa ramificação e a espessa cutícula parecem representar adaptações a um hábito terrestre em lagoas marginais.

De acordo com Stein *et al.* (1993), este fóssil pode ser classificado taxonômicamente como líquen, porém os filamentos microscópicos que compõem os nematófitos e os *Prototaxites* não apresentam os padrões típicos de hifas de fungo. O *Spongiphyton* provavelmente representa um

desdobramento isolado de uma linhagem algólica que não obteve sucesso na colonização em terra e que não deixou descendente.

Guerra Sommer *et al.* (1996) realizaram análises de microscopia, carbono orgânico total, pirólise *Rock-Eval* e biomarcadores em amostras da Formação Ponta Grossa, Bacia do Paraná e constataram a afinidade do *Spongiophyton* com tecidos cuticulares. Os elevados valores do Índice de Hidrogênio de 780 mg Hc/g COT apontam para um tipo de matéria orgânica rica em hidrogênio, o que confirma a proposta de uma composição rica em lipídeos para as cutículas de *Spongiophyton*. Gensel *et al.* (1991) afirmam que as cutículas ricas em lipídeos ocorrem somente em embriófitas, e se as cutículas de *Spongiophyton* têm composições similares, então, poderíamos alojar este vegetal fóssil dentro desta linhagem. Por outro lado, a predominância de *n*-alcanos de alto peso molecular (máximo em *n*-C25) com número ímpar preferencial de átomos de carbono (CPI = 1.18, de *n*-C16 a *n*-C32) e razão pristano/phytano de 2,49, tão bem quanto a alta proporção relativa de terpanos tetracíclicos, componentes C₁₉ e C₂₀ entre os terpanos tricíclicos, 17α(H) trisnorhopano C₂₇(Tm), C₂₉ norhopano, C₂₉ e C₃₀ βα hopano e a predominância de esteranos em C₂₉ sugerem um hábito terrestre para esses organismos.

Jahren *et al.* (2003), a partir da assinatura de isótopo de carbono ($\Delta^{13}\text{C}$), apontam que o *Spongiophyton* possui características de líquen, enquanto que Fletcher *et al.* (2004) divergem destes autores, uma vez que a identificação definitiva do metabolismo do líquen é prematura e, portanto não pode ser sustentada.

O grande aporte do grupo palinomorfo e o predomínio de esporos em relação aos demais constituintes do grupo palinomorfo são os atributos diagnósticos da palinofácies “IV”. Os fitoclastos e a M.O.A ocorrem com valores percentuais inferiores a 15 e 10% respectivamente. A coloração da fluorescência da M.O.A é laranja escura. Os fitoclastos não-opacos não-bioestruturados e as

cutículas são os principais representantes do grupo fitoclasto. O *Spongiphyton* apresentam valores percentuais variando de 12 a 33%. A abundância relativa de esporomorfos em relação a outros palinomorfos (especialmente fitoplâncton) é principalmente um reflexo da proximidade de fontes terrestres e da produtividade do microplâncton de parede orgânica (Tyson, 1993, 1995).

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

A palinofácies “V” é caracterizada pelo predomínio de palinomorfos, concomitantemente ao predomínio das algas prasinófitas em relação aos demais constituintes do grupo palinomorfo. A M.O.A apresenta valores percentuais inferiores a 27%, ocorrendo com coloração de fluorescência laranja escura. Já o grupo fitoclasto apresenta valores percentuais inferiores a 25%, sendo principalmente representado por opacos, não-opacos não-bioestruturados e cutículas. O *Spongiphyton* apresenta valores percentuais variando de 12 a 34%. A percentagem de microplâncton de parede orgânica marinho na fração palinomorfo, 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 deltáicas (Tyson, 1993).

Em ambiente marinho ocorre o declínio absoluto de esporomorfos e o aumento dos componentes microplântonicos de parede orgânica marinhos.

Muitos estudos palinológicos de sedimentos do Cambriano ao Recente têm mostrado que a abundância de algas prasinófitas está fortemente correlacionada com a ocorrência de sedimentos marinhos finamente laminados ricos em matéria orgânica depositados sob condições disóxicas a anóxicas. Como a assembléia do querogênio em folhelhos escuros é dominada usualmente por M.O.A. neste tipo de ambiente, a percentagem relativa de palinomorfos é geralmente baixa.

A interpretação palinológica e paleoecológica do domínio de prasinófitas em folhelhos negros é motivo de larga discussão, uma vez que estes fósseis são encontrados em ambientes proximais, lagunas rasas e áreas deltaicas, bem como em sedimentos oceânicos.

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.

Geralmente, as prasinófitas ocorrem em seqüências transgressivas anóxicas, possivelmente relacionadas a eutrofização de águas superficiais (Combaz, 1966 *apud* Tyson, 1995; Cramer & Diez, 1977 *apud* Tyson, 1995).

De acordo com Loutit *et al.* (1988) e Leckie *et al.* (1990), uma assembléia de componentes orgânicos rica em prasinófitas sugere uma seção condensada dentro do trato de sistema transgressivo ou no início do trato de sistema de mar alto.

Dados de palinofácies da Formação New Albany Shale, Devoniano superior da Bacia de Illinois, revelam uma assembléia de componentes da matéria orgânica rica M.O.A., acritarcos e

prasinófitas associada a folhelhos negros depositados em um ambiente de água profunda não sujeito a aporte continental, representando uma superfície máxima de inundação (Rue *et al.*, 2006).

Banks (1962), Kanstler (1980) e Calver *et al.* (1984) (*apud* Revill *et al.*, 1994) sugerem que *Tasmanites* representam cistos de microplâncton que viveram em ambientes restritos, próximos ao litoral e associados a baixa salinidade devido ao elevado *input* de água doce.

Dorming (1981) e Prauss & Riegel (1989) sugerem que a elevada abundância destas algas é um paleoindicador de deposição “nearshore” ou é favorecida em paleoambientes de águas de baixa temperatura e com baixa salinidade, respectivamente.

De acordo com análises isotópicas e de biomarcadores em amostras do *Tasmanite Oil Shale* (Tasmânia, Austrália), Revill *et al.* (1994) apontam que as *Tasmanites* desenvolveram-se em um paleoambiente marinho de altas latitudes associado a águas frias e com coberturas de gelo.

A ocorrência de assembleias ricas em prasinófitas também está relatada a regiões de alta latitude, devido à redução da salinidade da água em bacias salinas estratificadas, e a períodos de *inputs* terrígenos (Prauss & Riegel, 1989). Turnau & Racki (1999) constataram a presença de leiosferas associadas a palinofácies características de ambientes próximos a fontes fluviais.

Carey & Ahmad (1961) relacionam estes horizontes a um “boom” de produtividade primária de algas prasinófitas. A associação entre a abundância relativa de algas prasinófitas (*Tasmanites*) e fácies laminadas, ricas em matéria orgânica e aparentemente muito anóxicas é visto em muitos folhelhos escuros Paleozóicos (Turau & Racki, 1999; Filipiak, 2002).

Tappan (1980) refere-se às prasinófitas como uma “espécie desastre”, forma que sobrevive em grandes eventos de extinção no registro geológico, sendo mais abundante na falta dos outros plânctons.

De maneira geral, a interpretação paleoambiental das prasinófitas está relacionado a diversos fatores ecológicos (luz, salinidade, temperatura, nutrientes, oxigênio dissolvido na água, energia do

ambiente) que controlam a sua produtividade. É importante ressaltar que estes fatores ecológicos vão atuar de maneira diferenciada nos diferentes gêneros e espécies desta alga. Turnau & Racki (1999) observaram o predomínio de *Leiosphaeridia* em fácies proximais e *Tasmanites* em fácies distais.

Amostras	MOAF	MOANF	OE	OA	OC	NOB	NONB	CUT	ESP	BOT	ACR	PRA	ZOO	SPO	Palinofácies
11sd-17(15)	4,3	4,3	7,7	3,7	5,7	1,3	3,7	1,0	33,3	0,3	8,0	14,3	0,0	12,3	IV
11sd-17(16)	5,0	4,3	6,7	1,7	10,7	2,7	9,7	7,0	14,3	0,0	3,3	21,7	0,7	12,3	II
11sd-18(12)	1,7	0,3	0,0	0,3	1,0	0,3	6,0	0,0	23,7	0,3	6,7	34,7	1,3	23,7	V
11sd-18(13)	0,7	0,3	0,7	1,7	0,7	0,0	1,0	1,3	26,0	0,0	1,3	32,0	0,0	34,3	V
11sd-18(14)	2,7	2,0	1,0	0,3	1,0	1,0	4,7	0,7	23,7	0,0	5,3	25,3	0,0	32,3	V
11sd-19(19)	7,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,3	26,0	10,0	7,7	26,7	0,0	20,0	V
11sd-3(07)	2,0	3,0	0,7	1,3	0,0	1,0	0,7	0,7	21,0	0,7	6,0	44,0	0,3	18,7	V
11sd-3(08)	6,3	20,3	0,7	2,3	0,3	0,0	1,3	0,7	17,3	0,0	4,3	37,0	0,0	9,3	V
11sd-9(09)	76,3	0,0	0,3	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	3,0	0,3	11,0	8,3	0,0	0,3	I
7sd-01(05)	0,7	0,0	0,3	0,0	0,3	0,0	4,0	0,0	33,3	5,0	17,7	21,7	3,0	14,0	IV
7sd-03(01)	1,0	0,3	2,7	1,3	0,7	0,3	1,3	1,7	27,0	5,0	7,7	39,3	0,0	11,7	V
7sd-06(02)	0,0	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0	2,0	1,7	22,7	9,0	9,0	40,0	0,0	14,7	V
7sd-06(03)	3,7	10,7	0,0	0,7	0,0	1,3	3,7	2,3	21,7	9,0	2,3	9,3	17,3	18,0	IV
7sd-06(04)	0,0	0,0	1,0	0,3	0,7	1,0	11,7	2,7	14,7	15,3	7,0	29,7	2,7	13,3	V
7sd-07(06)	4,7	1,0	1,3	0,0	0,0	2,0	6,7	2,7	31,3	7,0	6,7	13,7	0,3	22,7	IV
7sd-07(17)	6,3	1,0	1,0	1,0	0,0	1,7	5,0	0,7	19,3	3,3	19,7	31,3	0,0	9,7	V
7sd-07(18)	5,0	0,7	0,7	0,7	0,7	1,7	11,0	4,0	21,3	9,0	5,0	25,3	0,0	15,0	V
Voçoroca(10)	2,3	10,3	0,0	1,0	0,0	0,0	2,0	0,0	36,7	0,0	1,7	15,3	5,0	25,7	IV
Voçoroca(11)	0,7	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	17,7	16,3	0,0	0,3	4,3	0,0	60,0	III

Tabela 3: Resultado da contagem dos componentes da matéria orgânica

MOAF – Matéria Orgânica Amorfa Fluorescente; MOANF – Matéria Orgânica Amorfa Não Fluorescente; OE – Fitoclasto Opaco Equidimensional; OA – Fitoclasto Opaco Alongado; OC – Fitoclasto Opaco Corroído; NOB – Fitoclasto Não Opaco Bioestruturado; NONB – Fitoclasto Não Opaco Não Bioestruturado; CUT – Cutículas; ESP – Esporomorfos; BOT – Botryococcus; ACR – Acritarcas; PRA – Prasinófitas; ZOO – Zoomorfos; SPO – Spongiophyton

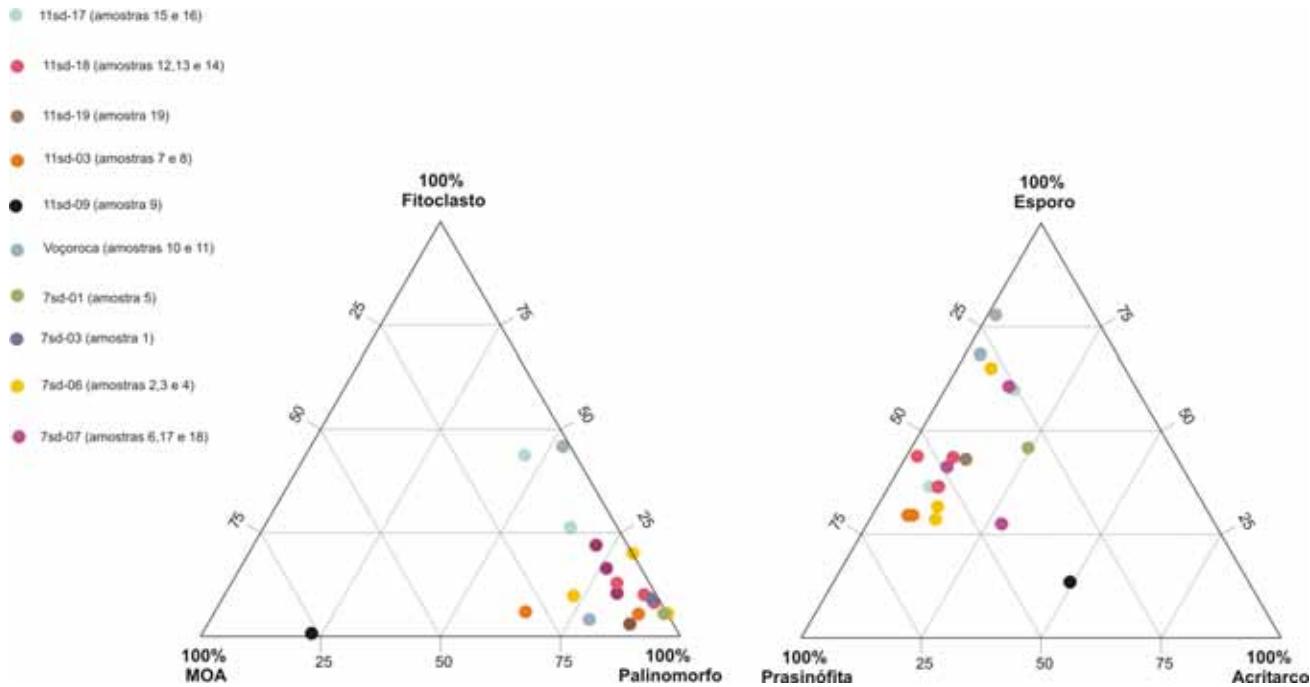
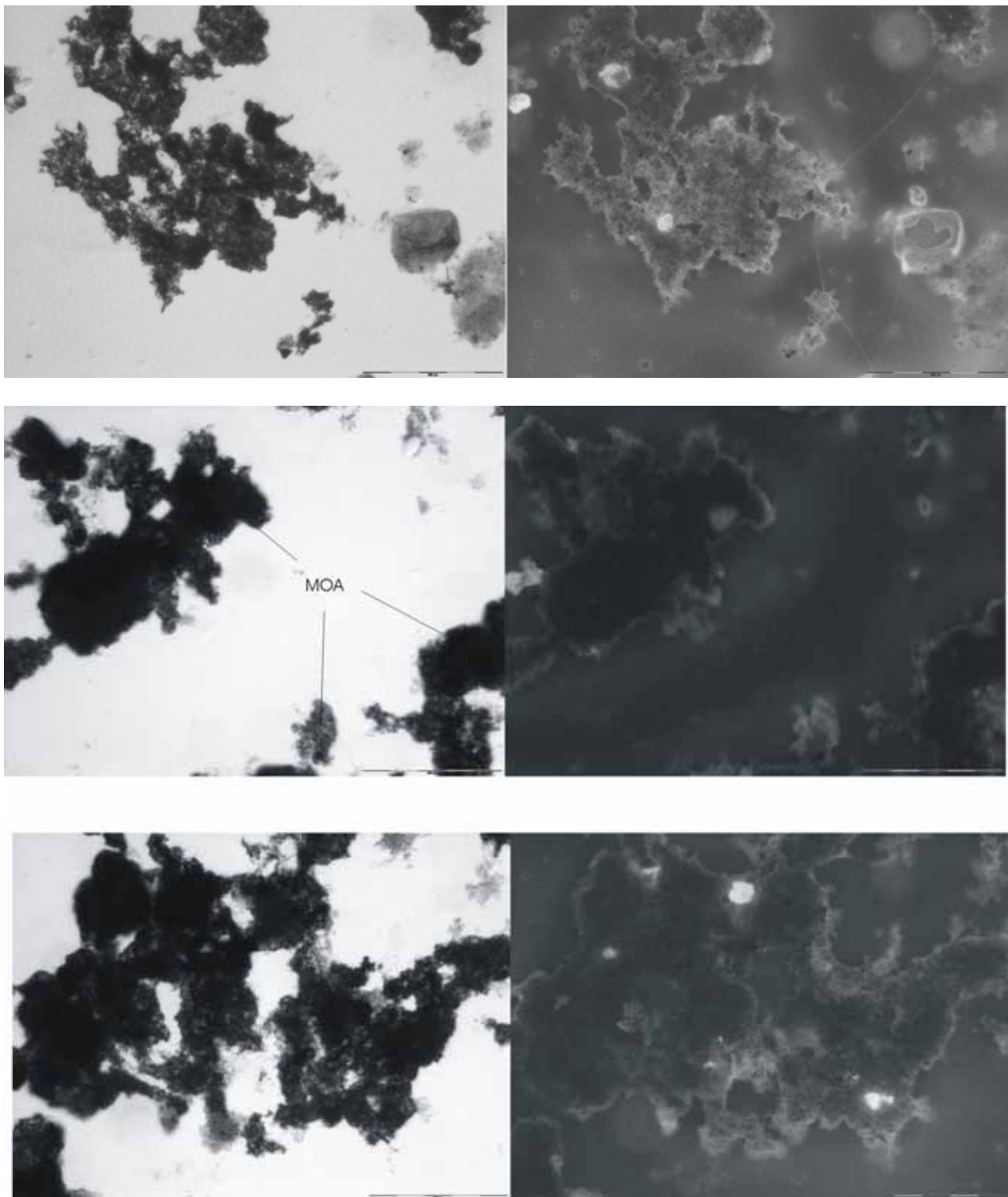


Figura 3: diagrama ternário de Tyson (1993) e diagrama esp-acr-pras

8) Conclusão

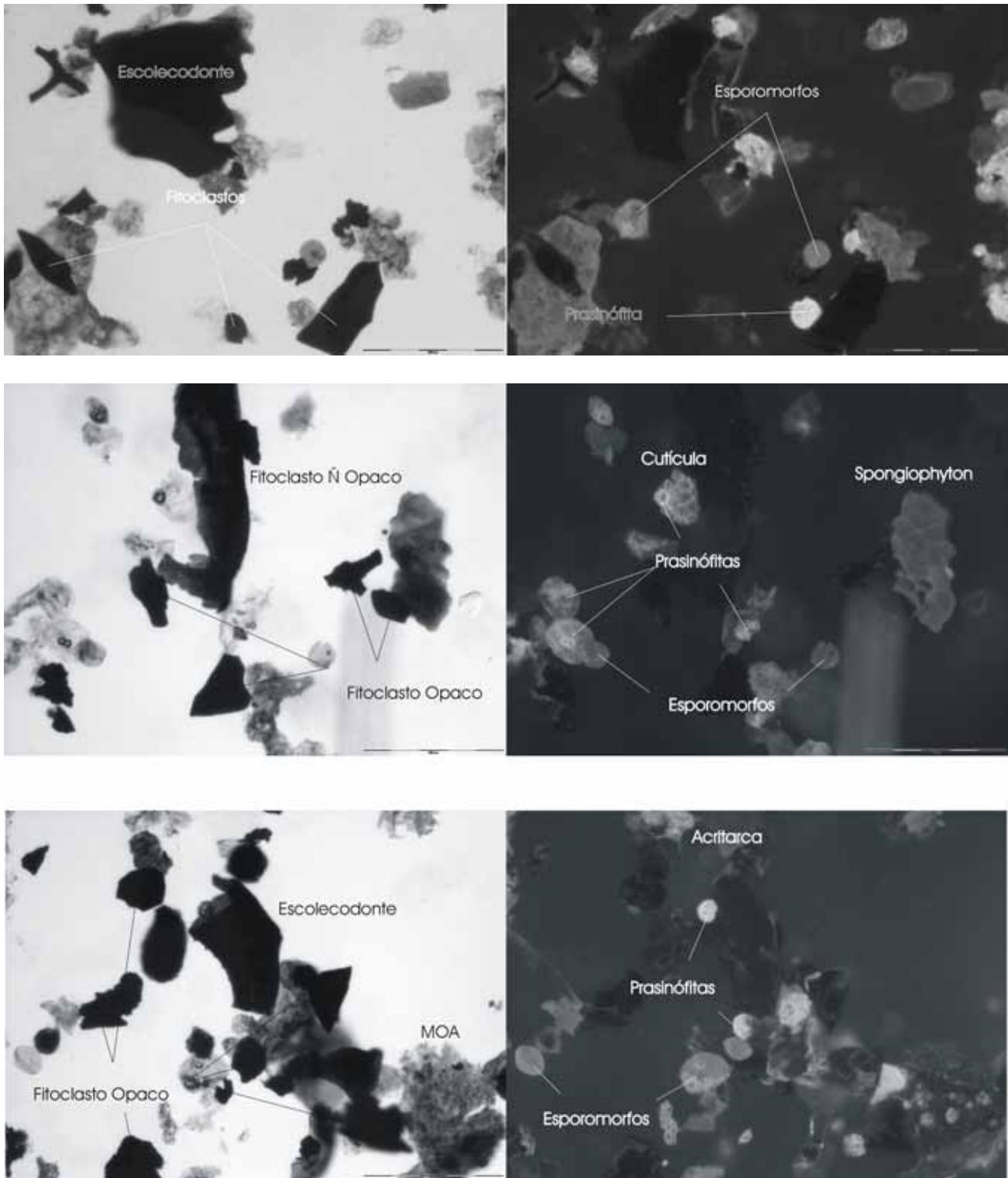
Através do exame microscópico foi possível caracterizar a Matéria Orgânica de amostras da Formação Ponta Grossa na região da Chapada dos Guimarães. De maneira geral as palinofácies descritas apresentaram um predomínio do grupo palinomorfo, sendo representado principalmente por prasinófitas e esporomorfos.

ESTAMPA 1



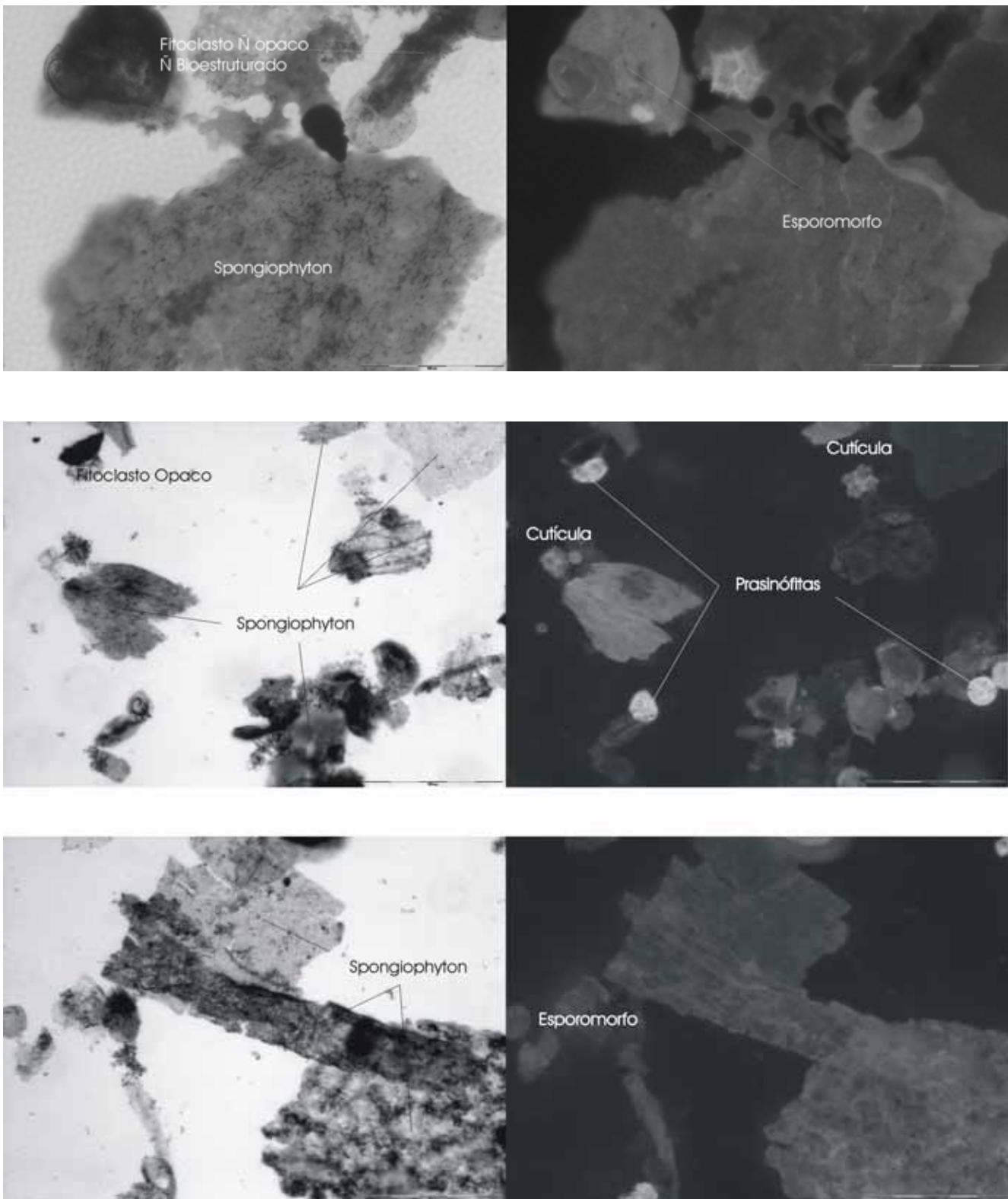
Palinofácies "I" – afloramiento 11sd-09

ESTAMPA 2



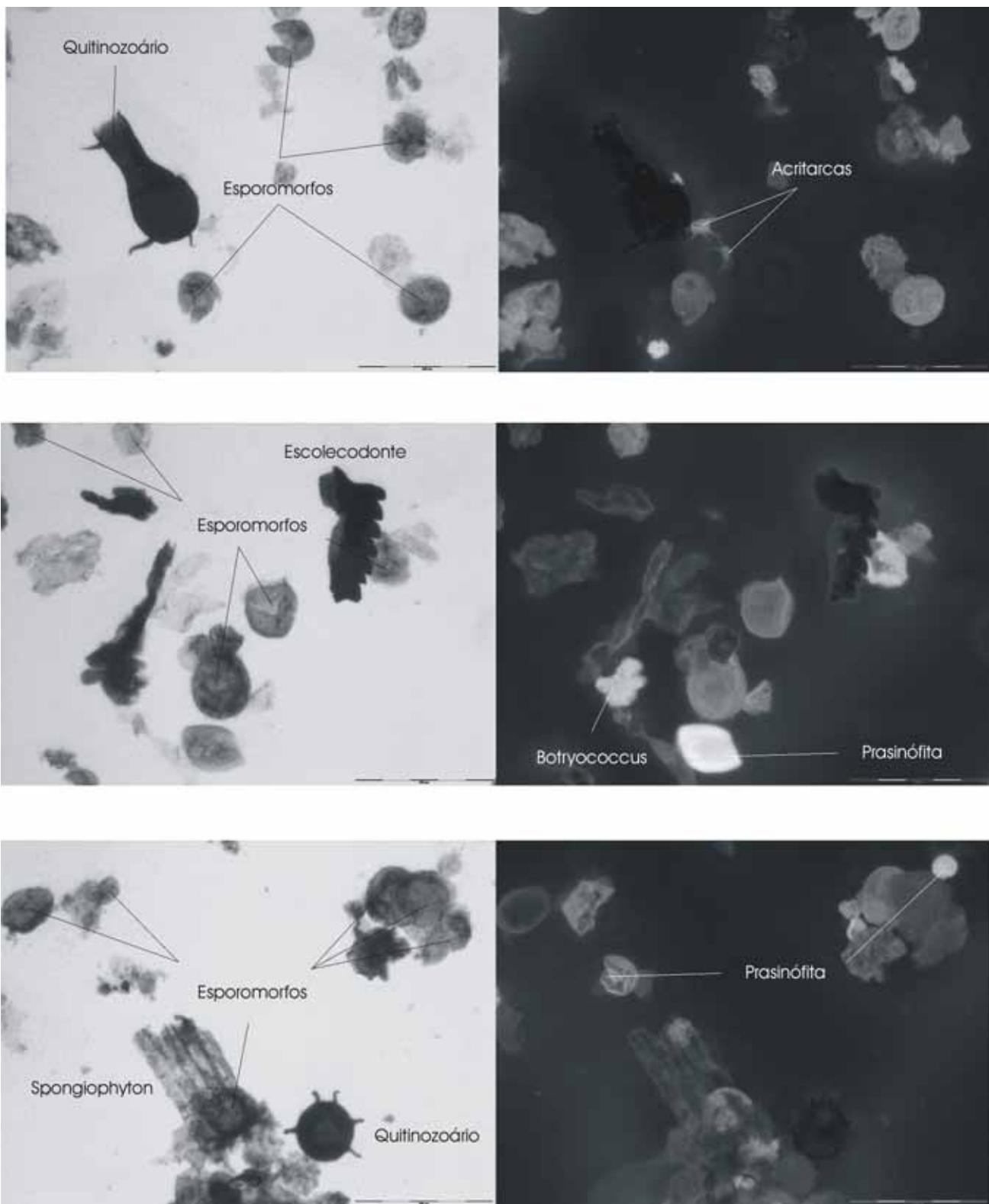
Palinofácies “II” – afloramento 11sd-17 (am. 16)

ESTAMPA 3



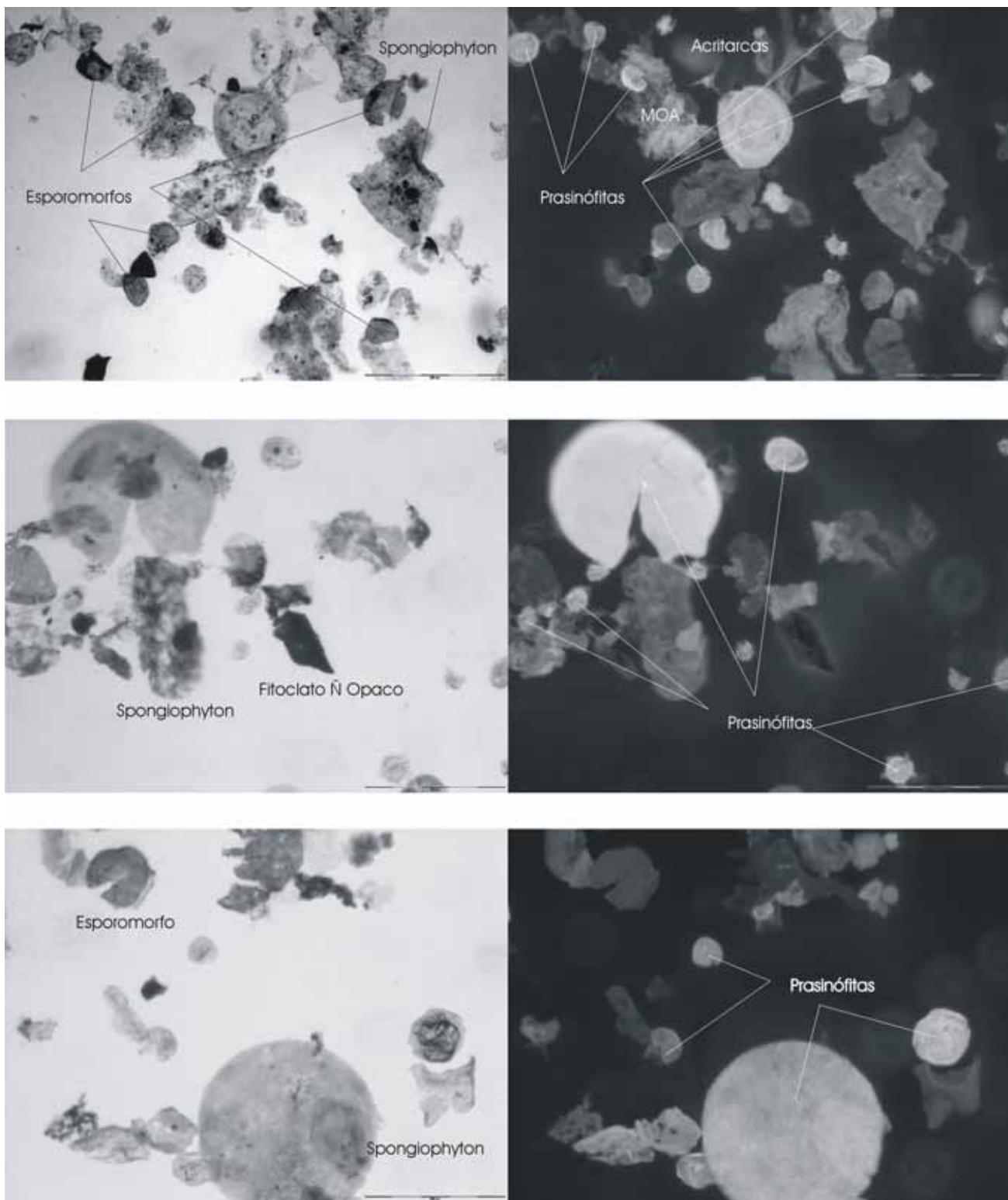
Palinofácies “III” – afloramento Voçoroca (am. 11)

ESTAMPA 4



Palinofácies "IV" – afloramentos 7sd-01 (am.5), 7sd-07 (am.6) e Voçoroca (am.10)

ESTAMPA 5



Palinofácies “V” – afloramentos 7sd-03 (am.1), 11sd-18 (am.13) e 11sd-19 (am.19)

9) Bibliografia

- 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.
- 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.
- CAREY, S.W. & AHMAD, N., 1961. Glacial marine sedimentation. In: Raasch, G.O. (Eds) *Geology of the Arctic: Proceedings of the First International Symposium on Arctic Geology*, University of Toronto Press, 2, 865-893.
- COMBAZ, A. 1964. Les palynofaciès. *Revue de Micropaléontologie*, v. 7, p. 205-218.
- 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.
- DARREL, H.; & HART, G.F., 1970. Environmental determinations using absolute miospore frequency Mississipi River delta. *Geological Society of America Bulletin*, 81: 2513-2518.
- DORMING, K.J., 1981. Silurian acritarch distribution in the Ludlovian shelf sea of south of Wales and the welsh Borderland. In Neale, J.W. & Brasier, M.D. (Eds) *Microfossils From Recent and Fossil Shelf Seas*, British Micropaleontological Society Series, Ellis Hordwood, Chichester, pp31-36.
- FILIPIAK, P., 2002. Palynofacies around the Frasnian/Famennian boundary in the Holy Cross Mountains, southern Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 181, 313-324.

- FÚLFARO, V.J.; GAMA, J.R.; SOARES, P.C. 1980. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná, São Paulo. PAULIPETRO. P.155, (PAULIPETRO Rel. BP-008/80).
- HABIB, D. 1982. Sedimentary supply origin of cretaceous black shales, In: SCHLANGER, S.O & CITA, M.B. (eds) *Nature and origin of Cretaceous Carbon-rich Facies*, Academic Press, London, p. 113-27.
- LANGE, F. W.; PETRI, S. 1967. The Devonian in the Paraná Basin. Boletim Paranaense de Geociências, 21/22.
- LANGE, F.W. 1967. Biostratigraphic subdivision and correlation of the Devonian in the Paraná Basin. Boletim Paranaense de Geociências.
- LECKIE, D.A.; SINGH, C.; GOODARZI, F.; WALL, J.H., 1990. Organic-rich, radioactive marine shale: a case study of a shallow-water condensed section, Cretaceous Shaftesbury Formation, Alberta, Canada. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60**, 101-117.
- 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, Sutho Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências – Resumo das comunicações, 67, v.3, p391-392.
- LOUTIT, T.S.; HARDENBOL, J.; Vail, P.R., 1988. Condensed sections: the key to age determination and correlation of continental margin sequences. In: Wilgus, C.K. & Hastings, B.S. (eds) *Sea-Level Changes – An Integrated Approach, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, **42**, 183-215.
- M. M. R. da CUNHA, Estudo de Palinofácies e Fácies Orgânicas Aplicada a Análise Paleoambiental em Rochas Sedimentares da Formação Ponta Grossa, Bacia do Paraná.
- MAACK, R. 1947. Breves notícias sobre a geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. Arquivos 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 orgânicas 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.
- MILANI, E. Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana do 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
- MUDIE, P.J. 1982. Pollen distribution in Recent marine sediments, eastern Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 19, p. 47-729.
- MÜLLER, J. 1959. Palynology of Recent Orinoco Delta and shelf sediments: reports of the Orinoco Shelf expedition; volume 5. *Micropaleontology* v.5, p. 1-2.
- OLIVEIRA, E.P. 1912. Terreno Devoniano do sul do Brasil. Anais da escola de Minas, Ouro Preto, 14:31-41
- PRAUSS, M. & RIEGEL, W., 1989. Evidences from phytoplankton association for causes of black shales formation in epicontinental seas. *Neuves Jahrbuch für geologie und Paläontologie Monat-shefte*, 1989, pp.671-682.
- PEREIRA, E. 1992. Análise estratigráfica do Paleozóico médio da bacia do Alto Garças, no sudeste de Goiás. Bacia do Paraná, Brasil. Dissertação de Mestrado. IG-UFRJ, p.162.

- PETRI, S.; FÚLFARO, V.J. 1983. Geologia do Brasil. São Paulo. EDUSP, P.631.
- REVILL, A. T.; VOLKMAN, J. K.; O'LEARY T.; SUMMON, R. E.; BOREHAM C. J.; BANK M.R.; Denwer K., 1994. Hydrocarbon biomarkers, thermal maturity, and depositional setting oftasmanite oil shales from Tasmania, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 58, nº 18, pp. 3803-3822.
- RUE, S.R.; ROWE, H.D.; RIMMER, S.M., 2006. Palynological amd bulk geochemical constraints on the paleoceanographic conditions across the Frasnian-Famennian boundary, New Albany Shale, Indiana. *International Journal of Coal Geology*, no prelo.
- TAPPAN, H., 1980. *The Paleobiology of Plant Protists*, Freeman, San Francisco, 1028p.
- TAYLOR, T.N. & TAYLOR, E.L. 1993. *The Biology and Evolution of Fossil Plants*. Prentice Hall Inc., New Jersey, The Ohio State University, 982 p.
- TURNAU, E. & RACKI, G., 1999. Givetian palynostratigraphy and palynofacies: new data from the Bodzentyn Syncline (Holy Cross Mountains, central Poland). Review of Palaeobotany and Palynology 106 (1999) 237-271.
- TYSON, R. V. 1989. Late Jurassic palinofacies trends, Piper and Kimmeridge Clay Formations, UK onshore and northern North Sea. The British Micropaleontological Society. Pp. 135-172
- TYSON, R. V. 1993. Palynofacies Analysis. Kluwer Academic Publishers. Pp. 153-191
- TYSON, R. V. 1995. Sedimentary Organic Matter. Organic facies and palynofacies. Chapman & Hall. Londres. 615 p.
- 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. (eds.) *Geology of the Brent Group, Geological Society of London Special Publication*. V. 61, p. 169-202.