



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO

Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza

Instituto de Geociências

Departamento de Geologia

**ANÁLISE PALINOFACIOLÓGICA E
ORGANOGEOQUÍMICA DO PERFIL GSSP
REFERENTE AO TOARCIANO INFERIOR DA
FORMAÇÃO DO CABO CARVOEIRO, PENICHE,
PORTUGAL**

FERNANDA PESSANHA ALVARENGA COSTA

Orientador: Prof. Dr. João Graciano Mendonça Filho
Coorientadores: Dr. Antônio Donizeti de Oliveira
M.Sc. Jaqueline Torres de Souza

Rio de Janeiro
Outubro de 2015

Análise Palinofaciológica e Organogeoquímica do perfil GSSP referente ao Toarciano Inferior da Formação do Cabo Carvoeiro, Peniche, Portugal.

Fernanda Pessanha Alvarenga Costa, João Graciano Mendonça Filho, Antônio Donizeti de Oliveira & Jaqueline Torres de Souza.

Resumo

O Jurássico Inferior é particularmente bem representado na Bacia Lusitânica e correspondente a uma série marinha carbonática de grande espessura. A variação lateral de fácies observada em toda a bacia sugere que esses sedimentos foram depositados em um sistema de rampa carbonática marinha, mergulhando em direção ao oeste/noroeste. O Toarciano Inferior da região de Peniche (Portugal) está inserido na Formação do Cabo Carvoeiro, unidade pelito carbonática alternante, de origem marinha, que mostra em grande parte da Zona Levisoni uma importante intercalação siliciclástica, sedimentação que se diferencia no contexto da Bacia Lusitânica. Para este trabalho, foram escolhidas 18 amostras provenientes do perfil GSSP do Toarciano, localizado na Ponta no Trovão em Peniche. As mesmas foram submetidas à análise de Palinofácies associada às técnicas de geoquímica com o objetivo de auxiliar na caracterização das condições deposicionais e paleoambientais de tal sucessão sedimentar. Os valores de COT e enxofre apresentaram-se baixos, o primeiro variou de 0,23% a 0,95% enquanto o segundo de 0,14% a 1,69%; já a análise organopalinofaciológica mostrou predomínio de componentes do grupo fitoclasto, o que garantiu um caráter proximal ao ambiente deposicional. Em consequência das variações percentuais dos grupos e subgrupos da matéria orgânica particulada ao longo do perfil, constatou-se que o mesmo divide-se em três períodos distintos com relação às condições deposicionais. Além disso, concluiu-se que estes períodos estão relacionados a pequenos ciclos transgressivos e regressivos. Desta maneira, observa-se na base e no topo períodos de maior energia, com regime mais oxidante e com maior aporte de matéria orgânica terrestre; e no meio um período com condições de menor energia, menor taxa de aporte continental e mais anóxico, influenciado pelo Evento de Oceano Anóxico do Toarciano.

Palavras-chave: Bacia Lusitânica, Peniche, Toarciano Inferior, Cabo Carvoeiro, Palinofácies, Matéria Orgânica Particulada, Condições Depositionais.

Abstract

The Lower Jurassic is particularly well represented in Lusitanian Basin and corresponds to a really thick carbonate marine series. The lateral variation of facies observed in whole basin suggests that these sediments were deposited in a system of marine carbonate ramp, which dips to the west/northwest direction. The Lower Toarcian in the Peniche region (Portugal) is inserted in Cabo Carvoeiro Formation, an alternating marine pelitic carbonate unit, which shows an important siliciclastic interleaving in largely of its Levisoni Zone, a differentiated sedimentation in the Lusitanian Basin's context. For this research were picked out eighteen samples of a Toarcian GSSP section located in Ponta do Trovão (Peniche). These samples were submitted to Palynofacies analyses associated with geochemical techniques in order to contribute to the characterization of depositional conditions and paleoenvironmental of the studied section. The COT and sulfur values were low, the first varied between 0,23% to 0,95%, whereas the second had values from 0,14% to 1,69%; and in organicpalynofaciologic analyze the phytoclast group constituents were predominant, which represented a proximal feature to the depositional environment. Due to percentage variations of the particulate organic matter throughout the section, it was divided into three distinct periods regarding to the depositional conditions. Moreover, it is concluded that these periods are related to small transgressive and regressive cycles. Thus, is observed in the base and in the top higher energy, with more oxidants regimes e with more terrestrial organic matter input periods; while in the middle a lower energy conditions, less land contribution rates and more anoxic period, influenced by the Toarcian Oceanic Anoxic Event.

Keywords: Lusitanian Basin, Peniche, Lower Toarcian, Cabo Carvoeiro, Palynofacies, Particulate Organic Matter, Depositional Conditions.

1. INTRODUÇÃO

O desenvolvimento da Bacia Lusitânica (BL) se deu na margem Ocidental Ibérica e está associado à abertura do Oceano Atlântico Norte (Kullberg *et al.*, 2013). Seu preenchimento sedimentar é datado desde o Triássico Superior ao Cretáceo Superior (Pinheiro *et al.*, 1996).

Tendo em conta a especificidade de sedimentação ocorrida nas extremidades da bacia durante o Pliensbaquiano e o Toarciano, em consequência de diferentes enquadramentos tectono-paleogeográficos, são individualizados os setores Arrábida, Tomar e Peniche, os quais apresentam características litológicas e sedimentológicas distintas (Kullberg *et al.*, 2013). Aflorante no setor de Peniche, a Formação (Fm) do Cabo Carvoeiro (CC) consiste em uma sucessão carbonática com intercalações pelíticas, siliciclásticas (arenitos e microconglomerados arcoseanos), oolíticas e peloidais. A mesma é datada desde o Toarciano Inferior ao Aaleniano/Bojaciano (?) e encontra-se subdividida em cinco membros (Mb) (Duarte, 2007; Duarte & Soares, 2002).

Este trabalho se aplica ao estudo da matéria orgânica particulada (MOP) presente em determinados horizontes da Fm. do Cabo Carvoeiro, mais especificamente dos seus membros Cabo Carvoeiro 1 (CC1) e Cabo Carvoeiro 2 (CC2), ambos pertencentes ao Toarciano Inferior.

Foram analisadas dezoito amostras, das quais quatro pertencem ao MbCC1 e catorze ao MbCC2. O trabalho contou com uma etapa de campo referente à coleta de amostras, contudo o mesmo é estritamente de cunho laboratorial. Sendo utilizadas técnicas de geoquímica orgânica como determinação de Carbono Orgânico Total (COT), Enxofre total (ST) e Resíduo Insolúvel (RI) e também técnicas de Palinofácies. E todos os procedimentos relacionados a estas análises foram realizados no Laboratório de Palinofácies & Fácies Orgânica (LAFO) da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), por um período de, aproximadamente, doze meses.

1.2. Objetivos

O presente trabalho tem como objetivo o estudo da matéria orgânica por meio das técnicas Organogeoquímicas e Palinofácies, buscando determinar suas particularidades pelo uso da microscopia, bem como sua polaridade deposicional. E, desta maneira, contribuir com a caracterização das condições deposicionais e paleoambientais das unidades referentes ao Toarciano Inferior aflorantes em Peniche, evidenciando o comportamento da matéria orgânica particulada durante este período evolutivo da Bacia Lusitânica.

1.3. Palinofácies

O termo Palinofácies foi introduzido por Combaz (1964), como o estudo palinológico da assembleia total de matéria orgânica particulada contida em um sedimento, seguido pela remoção da matriz mineral por meio de acidificação com ácido clorídrico (HCl) e ácido fluorídrico (HF). Tyson (1995) complementou esta definição ao afirmar que palinofácies é o estudo palinológico do ambiente deposicional e do potencial gerador de hidrocarbonetos de rochas baseado na assembleia total de matéria orgânica particulada.

Ela é, atualmente, considerada a técnica mais assertiva para o estudo da matéria orgânica particulada (MOP), uma vez que, permite determinar: variações no ambiente de sedimentação e na área fonte da MO, bem como o estado de preservação das partículas por observação direta (Tyson, 1995).

Neste trabalho, a identificação da MO particulada segue a classificação proposta por Tyson (1995) e Mendonça Filho *et al.* (2010, 2010a, 2011, 2012), a qual baseia-se, primeiramente, na morfologia e no estado de preservação utilizando-se microscopia óptica sob luz branca transmitida e modo fluorescência. A MO particulada é dividida em três grupos principais: grupo fitoclasto, grupo amorfo e grupo palinomorfo.

O grupo fitoclasto abrange todas as partículas de tamanho argila a areia fina do querogênio derivadas de tecidos lignificados de vegetais superiores. Estas partículas costumam ter elevada resistência à degradação devido à alta estabilidade, resistência e natureza hidrofóbica da lignina. O grupo se divide em opacos, não opacos e tecidos

cuticulares. Os opacos são fragmentos de cor preta, considerados resultado de alteração pré e pós deposicional, devido flutuação na coluna d'água que permite exposição subaérea, ou de oxidação durante o transporte. Já os não opacos são translúcidos, podem apresentar coloração de amarela a marrom escuro e estão divididos em não bioestruturados e bioestruturados, estes últimos podendo ser do tipo listrados, estriados, perfurados ou bandados. Os tecidos cuticulares representam a camada mais externa da epiderme das folhas de vegetais (Tyson, 1995; e Mendonça Filho *et al.* 2010, 2010a).

O grupo amorfo consiste em todo componente orgânico particulado que se apresente sem estrutura na escala microscópica, incluindo matéria orgânica amorfa (MOA) derivada de fitoplâncton, MOA bacteriana, MOA derivada de material lenhoso e resinas (Tyson, 1995; Mendonça Filho *et al.*, 2010, 2011).

O grupo palinomorfo, por sua vez, é dividido em continentais e marinhos. Os primeiros integram o microplâncton de parede orgânica de água doce (como as algas *Botryococcus* e *Pediastrum*) e os esporomorfos, que são representados pelos esporos de Briófitas e Pteridófitas e pelos grãos de pólen de Gimnospermas e Angiospermas. Já os marinhos são representados pelo microplâncton de parede orgânica marinho (que engloba prasinófitas, acritarcos e cistos de dinoflagelados) e pelos zoomorfos, que incluem palinoforminíferos, quitinozoários e escolecodontes (Tyson, 1995; Mendonça Filho *et al.*, 2010, 2010a).

2. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

A Bacia Lusitânica (BL) é uma bacia sedimentar estreita e alongada, de caráter distensivo, do tipo rifte, limitada a oeste pelo Horst da Berlenga e a leste pela Zona de Cisalhamento Porto-Tomar (Figura1). Sua gênese e evolução se deram na margem Ocidental Ibérica durante parte do Mesozóico em consequência da fragmentação do supercontinente Pangeia, mais especificamente da abertura do Oceano Atlântico Norte (Kullberg *et al.*, 2013).

É a maior das bacias interiores portuguesas, ocupando uma área aproximada de 20.000 Km², dos quais 2/3 encontram-se em continente e o restante imerso, na plataforma continental (Kullberg *et al.*, 2013).

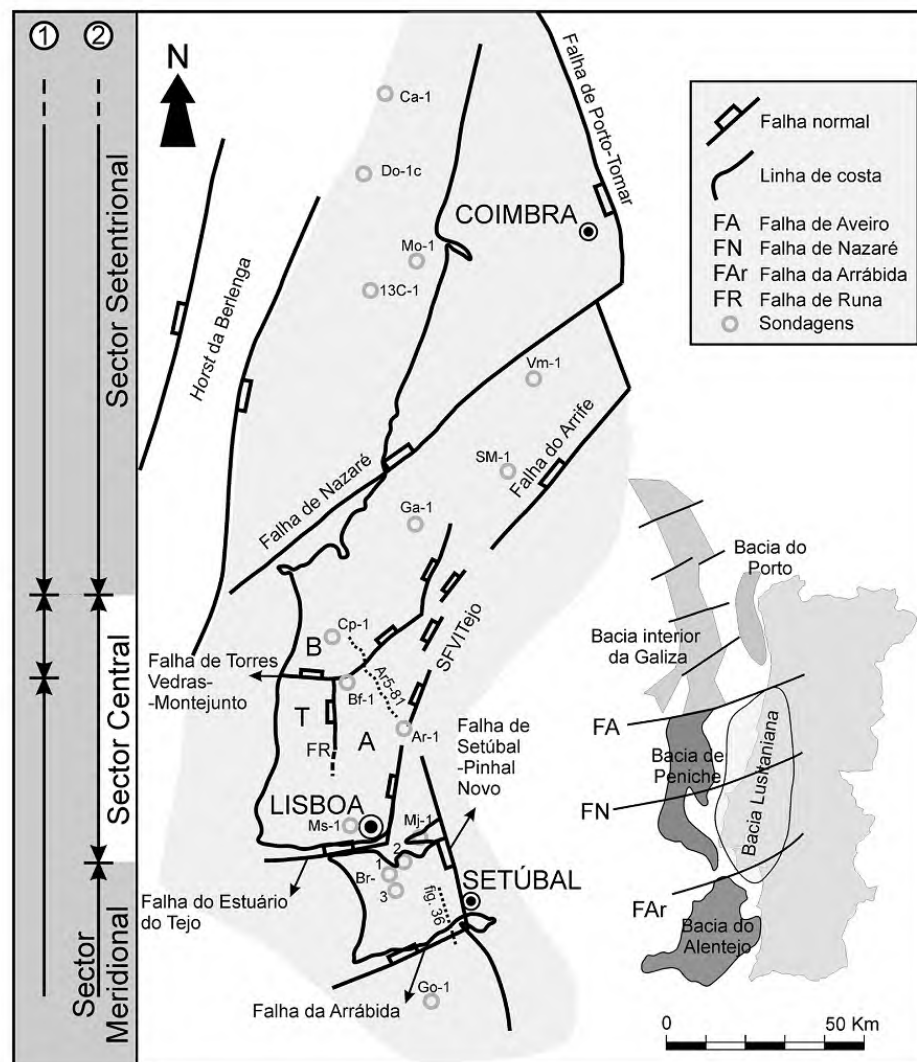


Figura 1: Enquadramento geográfico e tectônico da Bacia Lusitânica (Kullberg *et al.*, 2013).

Em relação à evolução tectônica da bacia, esta foi condicionada por fraturamentos relacionados ao estágio tardio da Orogenia Variscana. O qual deu origem às falhas de direção NNE-SSW a NE-SW, no entanto, outros falhamentos que também remetem ao Variscano com orientação N-S e NW – SE foram igualmente importantes na estruturação. A variação de direções de falhas é motivo de forte compartimentação na bacia, o que está intimamente ligado à distinção de setores em virtude de diferenças no estilo tectônico e no conteúdo sedimentar (Figura1) (Kullberg *et al.*, 2013).

A BL teve sua sedimentação iniciada no Triássico Superior, com espessura total estimada em 6 km, da qual a maioria pertence ao Jurássico e se estende até o Cretáceo Superior (Pinheiro *et al.*, 1996). Seus depósitos encontram-se dispostos em diferentes ciclos deposicionais que exprimem sua evolução tectono-sedimentar e o primeiro deles, do Triássico Superior ao Caloviano (Wilson, 1988; Wilson *et al.*, 1989; Soares *et al.*, 1993; Azerêdo *et al.*, 2003), será aqui detalhado, dado que, abrange o objeto de estudo deste trabalho.

A fase inicial de deposição, como dito acima, teve início no Triássico, e é caracterizada como predominantemente siliciclástica, devido a condições tectônicas de blocos soerguidos e abatidos, que geraram depósitos de natureza alúvio-fluvial como conglomerados, arenitos e pelitos avermelhados, que se interdigitam lateralmente com depósitos margosos e evaporíticos (Azeredo *et al.*, 2003; Palain, 1976).

Sequencialmente, na base do Jurássico se encontra a primeira evidência contundente de condições marinhas na bacia. Sendo a sedimentação neste momento hemipelágica, pelito-carbonática, muito rica em macrofauna nectônica e bentônica, o que sugere que tenham sido depositados em ambiente de rampa carbonática de baixa energia, sendo este quadro comum durante o Jurássico Inferior (Duarte, 1995, 1997; Duarte & Soares, 2002). Apesar deste contexto geológico geral para a bacia, a variação lateral de fácies pela metade sul da BL durante o Pliensbaquiano e o Toarciano, diferencia três grandes setores: Arrábida, Tomar e Peniche, com especiais características litológicas e sedimentológicas. (Duarte, 2007; Kullberg *et al.*, 2013).

A partir do Jurássico Médio, especialmente durante o Bojaciano, o sistema deposicional assumiu uma tendência regressiva em relação à bacia, apresentando fácies de pequena a média profundidade e neste momento a rampa carbonática evoluiu para rampa de alta energia, atingindo sua máxima expressão. Os depósitos sedimentares são de calcários que variam lateralmente para fácies alternantes de argilitos, margas e calcário fino (Azerêdo *et al.*, 2003). Durante a passagem do Caloviano - Oxfordiano é reconhecida como descontinuidade, uma lacuna estratigráfica de escala bacinal, que se deu devido ao estabelecimento de

condições regressivas neste momento, ocasionando a exposição da plataforma continental. Esta descontinuidade, por sua vez, marca o topo do primeiro ciclo deposicional da bacia (Azerêdo *et al.*, 2003).

Em estudos como, por exemplo, Wilson, (1988) e Wilson *et al.*, (1989) estão detalhados os ciclos subsequentes de sedimentação da bacia, até o Cretáceo. Vale ressaltar que diferentes autores consideram números distintos de episódios de rifteamento para a evolução da bacia. Os dois supracitados, entre outros, consideram três episódios, já Kullberg, (2000) e Kullberg *et al.*, (2013), e outros, consideram que a evolução se deu em quatro episódios.

2.1. Enquadramento estratigráfico da unidade estudada

Este trabalho tem como foco o estudo de parte da unidade denominada por Duarte & Soares (2002) como Formação (Fm) do Cabo Carvoeiro, mais especificamente de suas sequências iniciais depositadas durante o Toarciano Inferior.

A Fm. do Cabo Carvoeiro tem idade do Toarciano Inferior ao Aaleniano/Bojaciano (?) e apresenta uma sucessão carbonática com intercalações pelíticas, siliciclásticas (arenitos e paraconglomerados arcoseanos), oolíticas e peloidais com mais de 200m de espessura. Ela é exclusiva do setor de Peniche, que se localiza a SW da BL, sendo suas fácies equivalentes laterais das formações São Gião e Prado, que afloram em outros setores da bacia (Duarte, 2007; Duarte & Soares, 2002). Seu sistema deposicional é definido como rampa carbonática homoclinal suavemente inclinada de SE para NW (Azerêdo *et al.*, 2003; Duarte, 1995, 1997, 2000, 2007; Duarte & Soares, 2002). Além disso, do ponto de vista litoestratigráfico a Formação é subdividida em cinco Membros (Mb CC 1, Mb CC 2, Mb CC 3, Mb CC4 e Mb CC5) (Duarte & Soares, 2002), dos quais somente o primeiro e o segundo estão compreendidos no tema deste trabalho (Figura 2; Quadro 1).

O Membro Cabo Carvoeiro 1 caracteriza-se por pelitos carbonáticos cinza-esverdeados, as vezes micáceos e laminados, os quais alternam com calcários. Ele pertence ao Toarciano Inferior, é exclusivo da Biozona *Polymorphum* (estabelecida por amonóides) (Duarte & Soares, 2002) e segundo Azerêdo *et al.*, (2003), sua acumulação pelítica se dá pela abertura drástica da rampa ao meio marinho. Já o Membro Cabo Carvoeiro 2, também de idade Toarciano Inferior, porém exclusivo da Biozona *Levisoni* (estabelecida por amonóides) (Duarte & Soares, 2002), exibe associação vertical de fácies que reúne diversificadas litologias como, pelitos cinzentos, negros, siltosos e arenosos, pelitos carbonáticos, micríticos

e arenosos, e paraconglomerados subarcoseanos com cimento carbonático. As fácies detríticas apresentam espessuras muito variáveis e estruturas sedimentares como granodecrescência ascendente, laminação plano paralela, estratificações cruzadas do tipo *hummocky*, *riples* simétricas, marca de objetos e estruturas de carga, sendo tais características indicativas de deposição de natureza turbidítica. E a ocorrência destes turbiditos a partir da base da Biozona *Levisoni* está associada à deposição em regime de cone submarino que se estabeleceu em consequência do soerguimento do bloco Paleozóico da Berlenga iniciado justamente neste momento (Wright & Wilson, 1984; Duarte, 1995, 1997; Kullberg *et al.*, 2013).

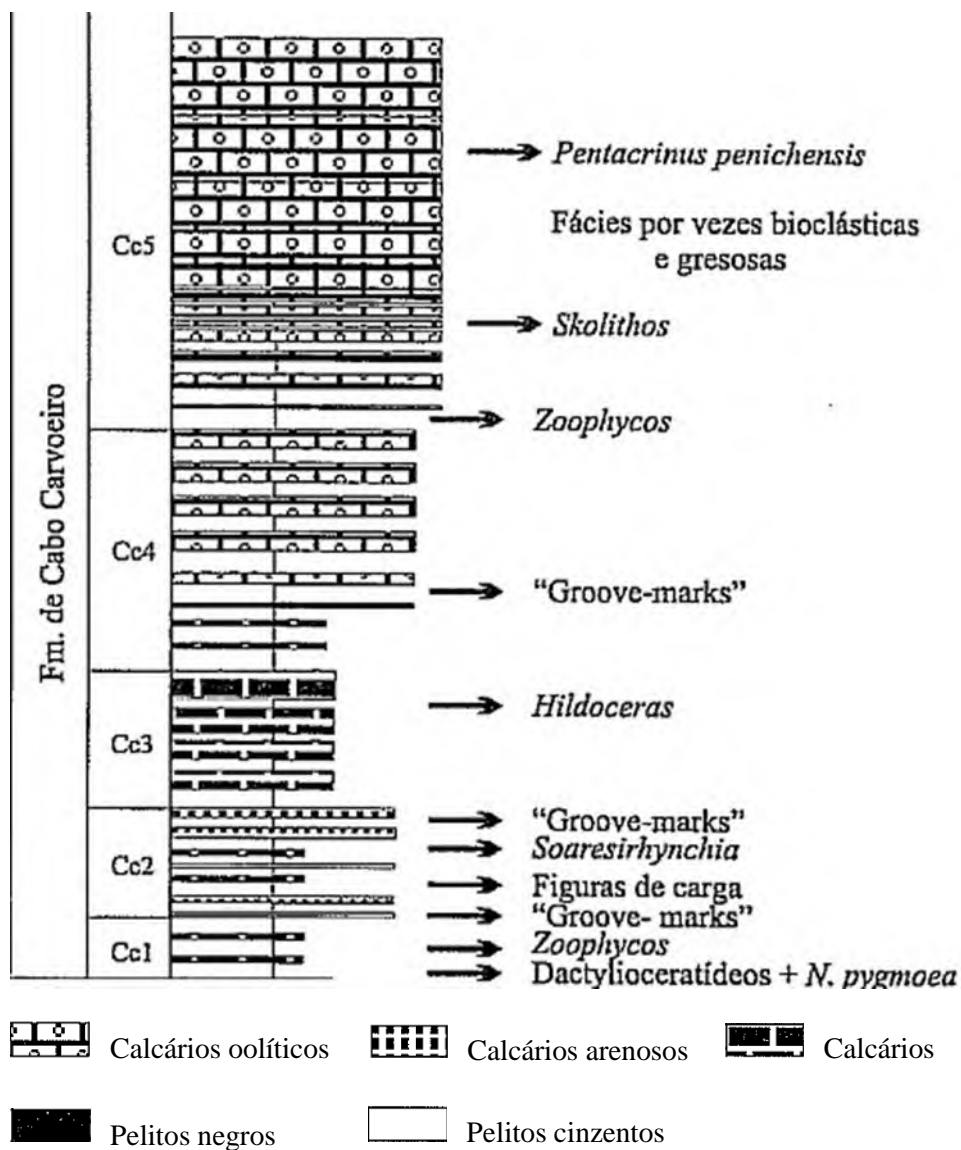


Figura 2: Perfil esquemático e principais marcadores cartográficos da Fm. do Cabo Carvoeiro (Adaptado de Duarte & Soares, 2002).

3. ÁREA DE ESTUDO

As amostras analisadas neste trabalho são provenientes de um perfil conhecido localizado na Ponta do Trovão, região de Peniche em Portugal, cujas coordenadas geográficas são as seguintes: 39°22'14.91"N e 9°23'7.20"W (Figura 3).

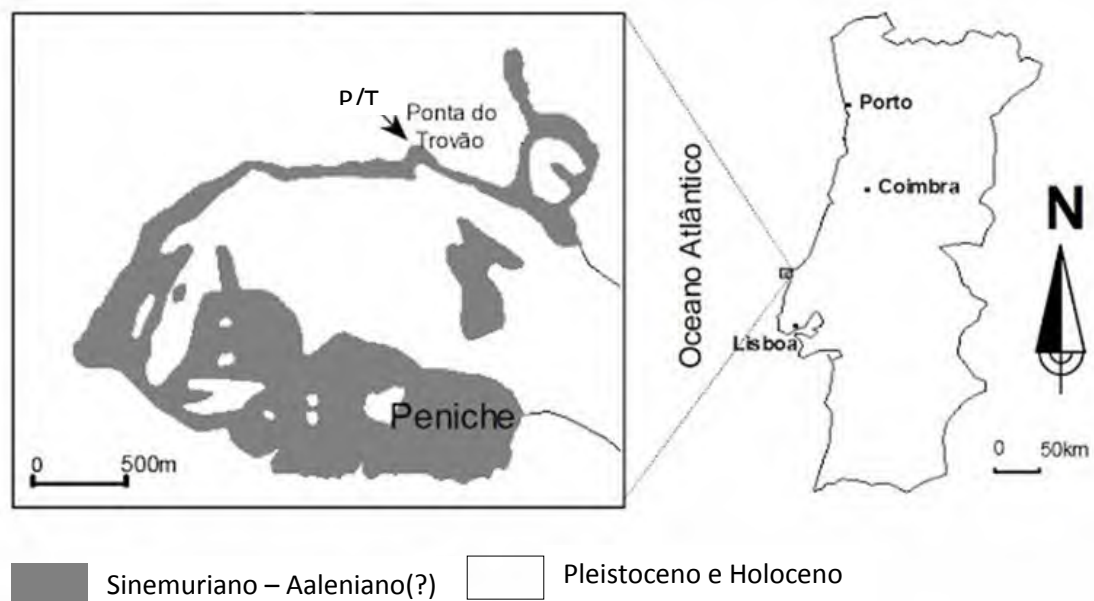


Figura 3: Localização geográfica da região de Peniche e esboço cartográfico das unidades aflorantes neste setor – P/T: Limite Pliensbaquiano - Toarciano (Imagem adaptada de Duarte, 2003).

3.1. PERFIL ESTRATIGRÁFICO ESTUDADO

A amostragem realizada em Peniche corresponde a coleta de dezoito amostras com espaçamento variável entre as mesmas e teve como base o perfil estratigráfico do Toarciano Inferior da Fm. do Cabo Carvoeiro de Hesselbo, *et al.*, (2007) (Figura 4), no qual afloram os Membros CC 1 e CC 2, pertencentes às Biozonas *Polymorphum* e *Levisoni*, respectivamente (Duarte & Soares, 2002).

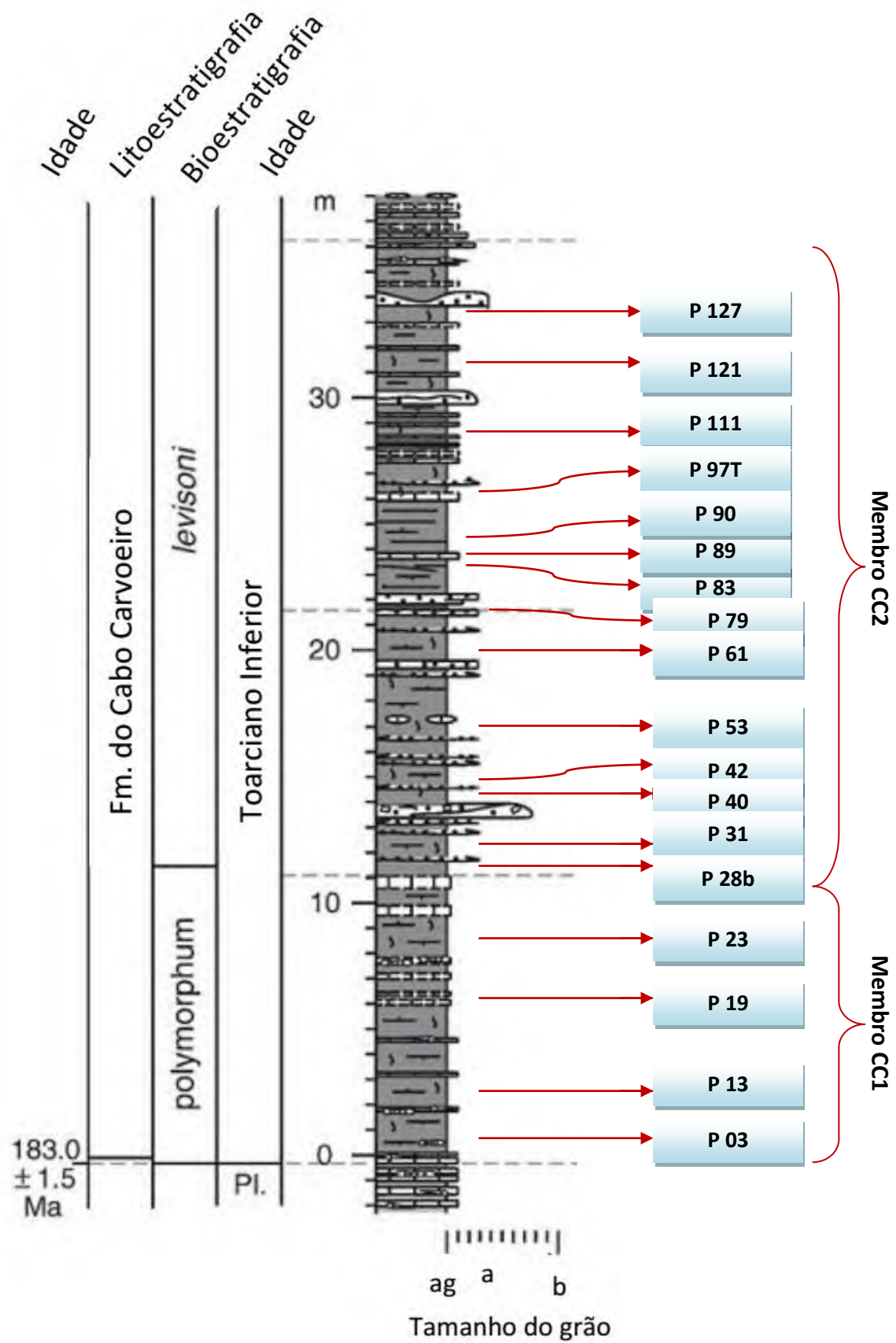


Figura 4: Perfil do Toarciano Inferior de Peniche, indicando as profundidades das amostras utilizadas neste trabalho. Adaptado de Hesselbo *et al.*, 2007.

Vale ressaltar que este perfil é considerado por Duarte *et al.* (2004, 2010) parte do registro mais completo do Jurássico Inferior em Portugal, em função de sua excelente exposição de afloramentos e continuidade. Por esta razão foi, em dezembro de 2014, foi aceito como GSSP (Global Boundary Stratotype Section and Point) do limite Pliensbaquiano/Toarciano (Rocha *et al.*, 2013) (Figura 5).



Figura 5: Visão geral de SW para NE do GSSP do Toarciano na Ponta do Trovão, Península de Peniche (Portugal) (Imagem adaptada de Elmi *et al.*, 2007).

4. MATERIAL E MÉTODOS

Para este trabalho foram coletadas manualmente dezoito amostras de um afloramento cuja base localiza-se na Ponta do Trovão e segue até a Praia do Abalo, na região de Peniche, Portugal.

As dezoito amostras, devidamente identificadas e armazenadas, foram encaminhadas ao LAFO, onde passaram por processos laboratoriais padrão para análises geoquímicas e de Palinofácies, os quais estão descritos abaixo.

4.1. Análise do Carbono Orgânico Total (COT%), Enxofre Total (ST%) e Resíduo Insolúvel (RI%)

A análise do Carbono Orgânico Total (COT) revela o teor de matéria orgânica contida em sedimentos e é frequentemente expressa em porcentagem em massa relativa de carbono orgânico (Jarvie, 1991). A análise de COT consiste em um critério inicial para caracterização de rochas potencialmente geradoras de hidrocarbonetos. Além disso, esses dados são utilizados para auxiliar na interpretação paleoambiental (Tyson, 1995; Tissot & Welte, 1984). A partir deste método determina-se o teor de enxofre total, bem como o resíduo insolúvel da amostra, este último é obtido por meio da retirada de carbonato.

A determinação elementar do carbono (COT%) foi realizada no aparelho SC 144 da LECO. E o método aplicado segue as normas de referências da ASTM D 4239 (American Society for Testing and Materials - ASTM, 2008) e NCEA-C-1282 (United States Environmental Protection Agency-US EPA, 2002).

Inicialmente, as dezoito amostras passaram por processo de descarbonatação. Para tal, foram pesados 0,3 g de cada uma delas, previamente pulverizadas, em recipiente de porcelana filtrante (de massa conhecida). Em seguida, realizou-se a acidificação do material com adição de ácido clorídrico (HCl) 1:1 a frio e então, deixou-se em repouso por 24 horas a fim de eliminar a fração carbonática.

Após, as amostras foram lavadas com água destilada quente (a 100° C) durante 1 hora para eliminação dos cloretos. O processo de lavagem prosseguiu, desta vez, com água destilada à temperatura ambiente, até se alcançar pH próximo a 6, valor conferido utilizando-se papel universal.

O excesso de água presente foi descartado e as amostras foram secas em estufa a 65°C por, aproximadamente, 3 horas. Quando resfriadas, elas foram novamente pesadas, sendo possível assim, o cálculo da quantidade de resíduo insolúvel e consequentemente de CaCO₃. Uma vez que, o RI corresponde à fração da amostra não eliminada pelo processo de acidificação, pressupondo-se ter ocorrido total eliminação dos carbonatos durante o processo, considerou-se que aquele equivaleria à fração siliciclástica. Desta forma, ao diminuir-se o valor do RI da quantidade inicial obtêm-se o teor de CaCO₃.

Sendo assim, as seguintes relações matemáticas foram aplicadas:

$$\text{RI (\%)} = \frac{\text{Massa do insolúvel} \times 100}{\text{Massa inicial da amostra}}$$

$$\text{Teor de CaCO}_3 (\%) = 100 - \text{RI}$$

Ao final, as amostras foram encaminhadas para o equipamento SC 144 – LECO, no qual a massa inicial, antes da acidificação, foi informada ao seu programa. No aparelho, as amostras foram levadas a um forno numa atmosfera de oxigênio à temperatura de 1350°C. A combinação da temperatura com o fluxo de oxigênio levou à combustão total do material. A partir deste processo, todo o carbono e enxofre contidos na amostra sofreram oxi-redução, formando CO₂ e SO₂, respectivamente. A leitura destes gases foi feita por uma célula de infravermelho e suas concentrações obtidas em porcentagem.

4.2. Análise de Palinofácies

A preparação do material para a análise de palinofácies foi realizada de acordo com o procedimento padrão não oxidativo descrito por Tyson (1995); Mendonça Filho *et al.*, (2010a; 2011 e 2012).

Inicialmente, as dezoito amostras foram trituradas e em seguida, cada uma teve, aproximadamente, 30g de seu conteúdo dispostos em béqueres de plástico com capacidade para 1000 mL devidamente identificados. Tais recipientes foram, então, levados à capela, local onde as amostras foram submetidas a três etapas de acidificação.

A primeira etapa consistiu na adição de HCl a 37% com o intuito de eliminar a fração carbonática. Após o repouso de 18h, a solução ácida foi neutralizada a partir da adição de água filtrada ao béquer, que então foi deixado em repouso por mais 1h. Para evitar perda de material, realizou-se peneiramento do sobrenadante em malha de 10 μ m, assim, retornando com o material retido na peneira ao béquer. Os procedimentos de adição de água filtrada e peneiramento foram realizados por três vezes. Em seguida, iniciou-se a segunda etapa de acidificação, na qual houve adição do ácido fluorídrico (HF) a 40% objetivando a remoção da fração sílica do material. Desta vez a solução permaneceu em repouso por 24h. Novamente, encerrado o tempo de repouso, a solução foi neutralizada com o uso de peneira, exatamente como descrito acima para o HCl. Sendo assim, deu-se início, a terceira etapa de acidificação, na qual, visou-se a remoção de possíveis fluorsilicatos formados durante as etapas anteriores e para isso utilizou-se novamente o HCl a 37%. O repouso da solução durou 3h e, novamente, o material foi neutralizado.

Após a neutralização, o excesso de água foi retirado e o material foi transferido para um tubo Falcon, o qual foi centrifugado por 3 minutos a 1500rpm. Com o material decantado, o líquido sobrenadante foi retirado e adicionou-se cloreto de zinco (ZnCl₂), solução de densidade intermediária entre o material orgânico e o inorgânico, para que ocorresse isolamento da matéria orgânica. O material orgânico isolado (sobrenadante) foi transferido para outro tubo de centrífuga e ao mesmo foi acrescentado HCl a 3% para remoção do ZnCl₂, ficando em repouso por 1h. Em seguida, o material foi neutralizado.

Com esta solução final, resíduo orgânico, as lâminas organopalinológicas foram confeccionadas. Para isto, duas lamínulas (uma para resíduo peneirado em malha de 10 μ m e outra para resíduo não peneirado) foram fixadas em uma placa aquecida (50°C), adicionando-se algumas gotas do resíduo orgânico e água filtrada, para espalhar o material. Após a secagem do material, as lamínulas foram coladas em uma mesma lâmina com resina Entellan.

Após o preparo das lâminas, seguiu-se para a análise de palinofácies, que consistiu no exame qualitativo e quantitativo dos grupos e subgrupos da matéria orgânica particulada. Tal análise foi realizada em microscópio Zeiss, modelo Axioskop 2-plus, utilizando técnicas de luz branca transmitida e modo fluorescência.

Como sugerido por Gorin & Steffen (1991), foram contadas de 300 a 500 partículas obedecendo à classificação geral dos componentes da matéria orgânica que a divide em três grupos principais: fitoclastos, matéria orgânica amorfa e palinomorfos. Os mesmos autores

concluíram que a quantidade mínima de 300 partículas deveria ser contada, pois acima desta um erro percentual inferior a 1% seria adicionado na continuação da contagem. Além disso, afirmaram que o principal motivo para um total de 300 a 500 partículas se deve aos casos nos quais os subgrupos são raros ou escassos, permitindo, assim, um cálculo confiável de suas percentagens.

A contagem foi realizada com a objetiva de 20x, fazendo-se uma cobertura da lâmina, através de seções transversais verticais, utilizando-se uma ocular com retículo cruzado graduado, onde somente foram contadas as partículas localizadas sob o retículo (Figura 6). Além disso, o tamanho mínimo das partículas considerado para contagem foi de 50µm, exceto para palinomorfos, pois para estes independe o tamanho. É válido ressaltar que, eventualmente, foram utilizadas as objetivas com os aumentos de 40x e 100x para melhor visualização das partículas, bem como para a captura de imagens.

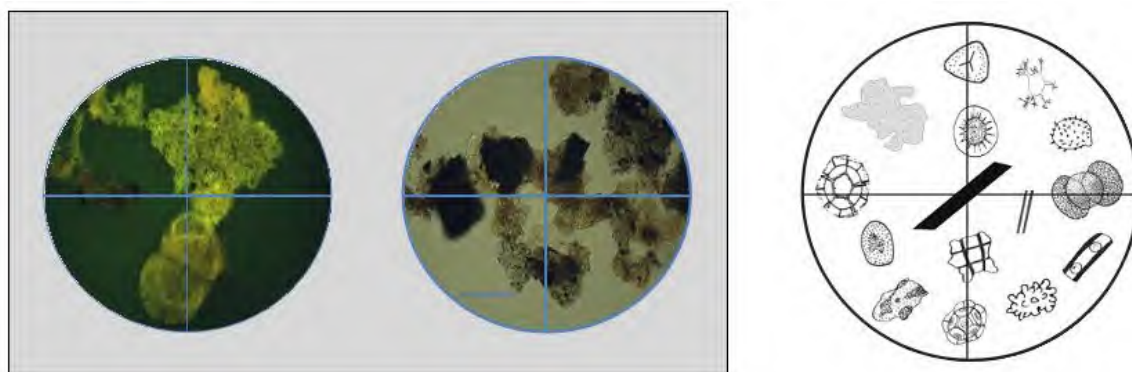


Figura 6: Ilustração da contagem de Palinofácies (em modo fluorescência e luz branca transmitida). Na qual, somente são contadas partículas que estão sob os retículos graduados. Imagem retirada de Mendonça Filho *et al.*, (2011).

Segundo Mendonça Filho *et al.* (2011), para componentes menos abundantes, os totais baixos de contagem podem limitar significativamente a confiabilidade do resultado final, sendo assim, necessária uma contagem adicional. Na presente análise, o grupo palinomorfo se mostrou pouco representativo, motivo pelo qual optou-se por realizar paralelamente à convencional, uma contagem adicional, a qual consistiu em considerar as partículas deste grupo que se localizavam fora dos retículos.

Terminada a contagem, os valores absolutos foram recalculados para valores percentuais relativos aos grupos e subgrupos da matéria orgânica e gráficos de dispersão foram confeccionados, utilizando o programa Excel. É importante salientar que para o grupo palinomorfo há dois tipos de gráficos, um com resultados da contagem convencional em relação ao total de matéria orgânica particulada. E outro, no qual se utilizaram os valores da contagem adicional e, além disso, foram considerados cem por cento (100%) de palinomorfos tendo em vista uma melhor visualização do resultado graficamente. Por fim, com os valores totais de fitoclastos, MOA e palinomorfos foi confeccionado também um diagrama ternário no programa Grapher. E, no programa Corel Draw, este diagrama foi sobreposto ao diagrama de Tyson, o qual apresenta divisões em Campos de Palinofácies referentes a determinados paleoambientes.

5. RESULTADOS

5.1 – COT% (Carbono Orgânico Total), S% (Enxofre Total) e RI% (Resíduo Insolúvel).

Os valores obtidos a partir das análises de COT, S e RI apresentaram-se baixos. O primeiro variou entre 0,23 e 0,95% e o segundo de 0,14 a 1,69%, já os valores de RI variaram entre 44 e 82% (Tabela 1).

Tabela 1: Valores percentuais de COT, Enxofre e RI das amostras do perfil estudado.

Amostra	Profundidade (cm)	Membro	COT	Enxofre	RI
P127	3340	Mb CC2	0,63	0,27	59
P121	3140		0,55	0,50	60
P111	2880		0,60	0,22	57
P97T	2635		0,56	0,14	62
P90	2415		0,76	0,26	67
P89	2350		0,94	1,69	47
P83	2330		0,55	0,28	65
P79	2170		0,56	0,20	63
P61	1980		0,23	0,17	72
P53	1690		0,40	0,28	65
P42	1480		0,31	0,24	79
P40	1430		0,95	0,34	80
P31	1220		0,33	0,23	82
P28b	1150		0,35	0,24	78
P23	890	Mb CC1	0,74	0,30	62
P19	615		0,57	0,24	44
P13	220		0,59	0,44	54
P03	30		0,58	0,32	60

Por meio dos resultados de COT, foi possível notar três intervalos onde há oscilação nos valores, de 30 – 1220 cm, 1480 – 2330 cm e 2415 – 3340 cm. Além disso, duas inflexões positivas se destacaram em 1430 cm e 2350 cm, correspondentes aos maiores valores do carbono orgânico. Fazendo-se a mesma análise para o S, se verificaram valores praticamente constantes ao longo de todo o perfil, com exceção de uma notável inflexão positiva a 2350 cm. Já em relação ao RI, foram observados três intervalos distintos. O primeiro deles, de 30 – 615 cm, mostrou decréscimo de valores da base para o topo, no segundo, de 615 – 1220 cm, por outro lado, ocorreu um aumento nos valores da base em direção ao topo, já o terceiro intervalo, de 1220 – 3340 cm exibiu alternância em seus valores. Além desses intervalos, foi

possível perceber também no gráfico do RI uma inflexão negativa a 2350 cm, onde está o seu segundo valor mais baixo (Figura 7).

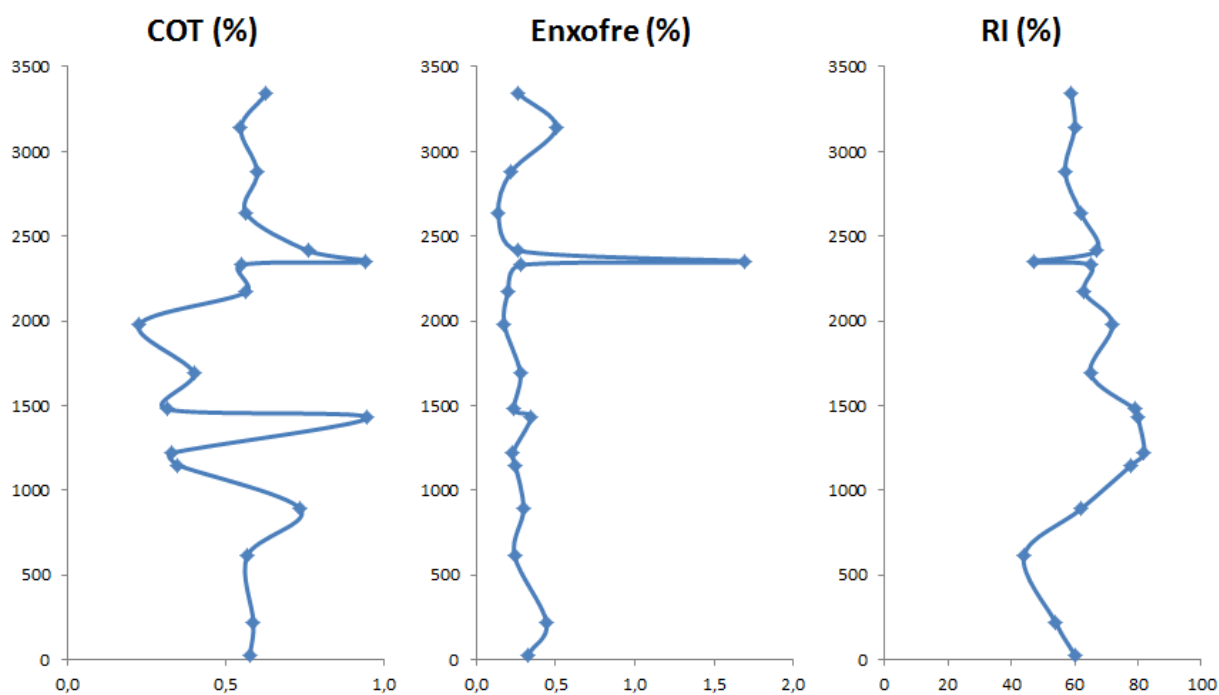


Figura 7: Gráficos percentuais da variação de COT(%), S(%) e RI(%) ao longo do perfil estudado.

5.2 – Matéria orgânica particulada

No decorrer da análise organopalinológica foram encontrados representantes dos três principais grupos da matéria orgânica particulada: grupo fitoclasto, grupo amorfo (representado pela MOA) e grupo palinomorfo.

O grupo fitoclasto variou de 66,6 a 99,1%, a MOA de 0,3 a 27,9% e o grupo palinomorfo de 0,0 a 6,1% (Tabela 2).

Tabela 2: Valores percentuais dos três principais grupos da MO particulada: fitoclasto, amorfo (representado pela MOA) e palinomorfo.

Amostra	Profundidade (cm)	Membro	Fitoclasto Total	MOA Total	Palinomorfo Total
P127	3340	Mb CC2	92,7	7,0	0,3
P121	3140		97,3	2,4	0,3
P111	2880		99,0	1,0	0,0
P97T	2635		99,0	1,0	0,0
P90	2415		96,7	3,0	0,3
P89	2350		79,2	18,8	1,9
P83	2330		95,8	3,3	0,9
P79	2170		92,8	5,2	2,0
P61	1980		66,6	27,9	5,6
P53	1690		97,4	1,3	1,3
P42	1480		95,3	4,1	0,6
P40	1430		88,3	5,8	5,8
P31	1220		82,1	12,7	5,2
P28b	1150		85,2	8,7	6,1
P23	890	Mb CC1	85,8	8,2	6,0
P19	615		90,7	5,8	3,5
P13	220		94,4	3,7	1,9
P03	30		99,1	0,3	0,6

O grupo fitoclasto foi o predominante ao longo de todo o perfil. No entanto, duas quedas em seus valores percentuais foram evidenciadas graficamente por inflexões negativas, uma a 1980 cm e outra a 2350 cm. Foi observada uma menor ocorrência do grupo amorfo, no entanto, duas inflexões positivas localizadas nas profundidades de 1980 cm e 2350 cm, evidenciaram os momentos nos quais este material foi mais abundante, com valores de 27,9 e 18,8%, respectivamente. Já o grupo palinomorfo apresentou baixos valores relativos em praticamente todo o perfil, sendo somente observados pequenos picos positivos, como nas profundidades de 1430 cm e 1980 cm (Figura 8).

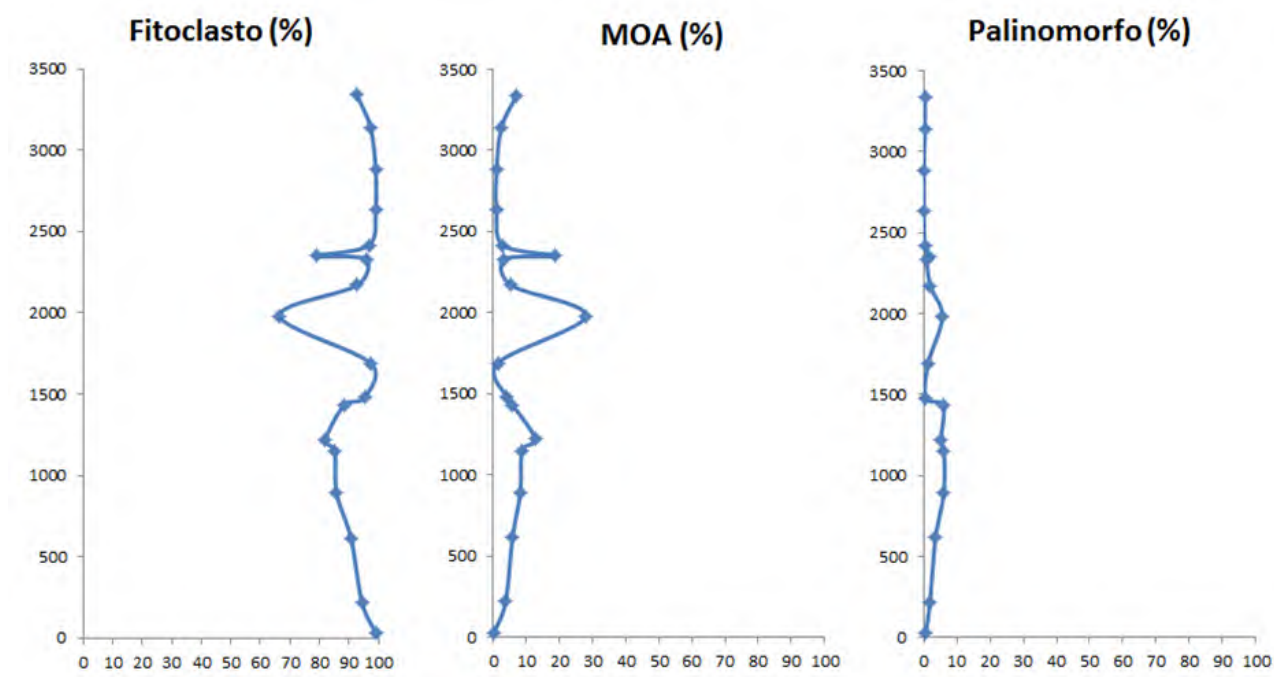


Figura 8: Gráficos percentuais de variação dos principais grupos da matéria orgânica particulada: Fitoclasto, MOA e Palinomorfo, ao longo do perfil.

Em relação aos subgrupos do grupo fitoclasto, o menos abundante em termos de abundância relativa foi o dos opacos, que apresentou valores entre 4,2 e 46%. Já os não opacos foram os mais abundantes com valores percentuais que variaram de 40,6 a 91,2%. Dentre os não opacos, os não bioestruturados variaram de 13,8 a 54,7%, enquanto os bioestruturados apresentaram valores percentuais entre 9,3 e 58,3%. Sendo os listrados os mais abundantes dentre os não opacos bioestruturados e variaram de 8,7 a 51,5% (Tabela 3).

Tabela 3: Valores percentuais dos subgrupos dos fitoclastos. Abreviaturas: **OP:** Opaco; **NOP:** Não Opaco **NOP NB:** Não Opaco Não Bioestruturado; **NOP BIO:** Não Opaco Bioestruturado.

Amostra	Profundidade (cm)	Membro	Fitoclasto Total	OP	NOP	NOP NB	NOP BIO	Listrado
P127	3340	Mb CC2	92,7	31,2	60,1	25,9	34,2	33,9
P121	3140		97,3	39,4	57,0	34,5	22,4	20,3
P111	2880		99,0	35,8	63,3	27,5	35,8	33,2
P97T	2635		99,0	46,0	52,7	27,3	25,4	24,1
P90	2415		96,7	29,4	67,3	50,8	16,5	14,2
P89	2350		79,2	38,3	40,6	19,8	20,8	16,3
P83	2330		95,8	4,2	91,2	51,1	40,2	32,9
P79	2170		92,8	14,8	78,0	43,0	35,1	30,5
P61	1980		66,6	19,3	45,6	13,8	31,8	29,8
P53	1690		97,4	6,2	90,2	31,9	58,3	51,5
P42	1480		95,3	15,0	80,3	39,4	40,9	34,7
P40	1430		88,3	5,8	82,1	43,8	38,3	36,0
P31	1220		82,1	6,2	75,6	40,7	34,9	29,6
P28b	1150		85,2	20,9	64,0	54,7	9,3	8,7
P23	890	Mb CC1	85,8	15,1	70,4	51,1	19,3	16,9
P19	615		90,7	26,7	63,7	41,8	21,9	15,1
P13	220		94,4	40,7	53,1	27,0	26,1	23,0
P03	30		99,1	29,3	69,8	46,2	23,6	22,7

Os gráficos dos valores percentuais dos subgrupos do grupo fitoclasto representaram melhor a variação ao longo do perfil (Figura 9). O subgrupo opaco apresentou maior abundância relativa nas profundidades de 30 – 1150 cm e 2350 - 3340 cm e menor abundância de 1220 – 2330. E estes ocorreram, principalmente, nas formas equidimensional (Figura 10: A-B) e alongado (Figura 10: C-D). O subgrupo não opaco foi o mais abundante ao longo do perfil, com seus maiores valores percentuais localizados nas profundidades 1690 cm e 2330 cm. Dentro desse subgrupo os não opacos não bioestruturados (Figura 10: E-F; G-H) e os bioestruturados apresentaram contribuições com valores bastantes semelhantes, com exceções de alguns pontos onde um ou outro foi mais abundante. Os listrados (Figura 10: I-J), por sua vez, foram largamente os mais abundantes dentre os não opacos bioestruturados, visto que seu comportamento gráfico quase se sobrepõe ao total destes últimos (Figura 9).

Ocorrem ainda, com menor representatividade, os não opacos bioestruturados estriados (Figura 10: K-L); não opacos bioestruturados perfurados (Figura 10: M-N); não opacos bioestruturados bandados (Figura 10: O-P); cutículas (Figura 10: Q-R) e membranas (Figura 10: S-T).

De uma maneira geral, os fitoclastos apresentaram cor castanha, moderado a baixo estado de preservação e fluorescência baixa em tons marrom a alaranjado (Figura 10).

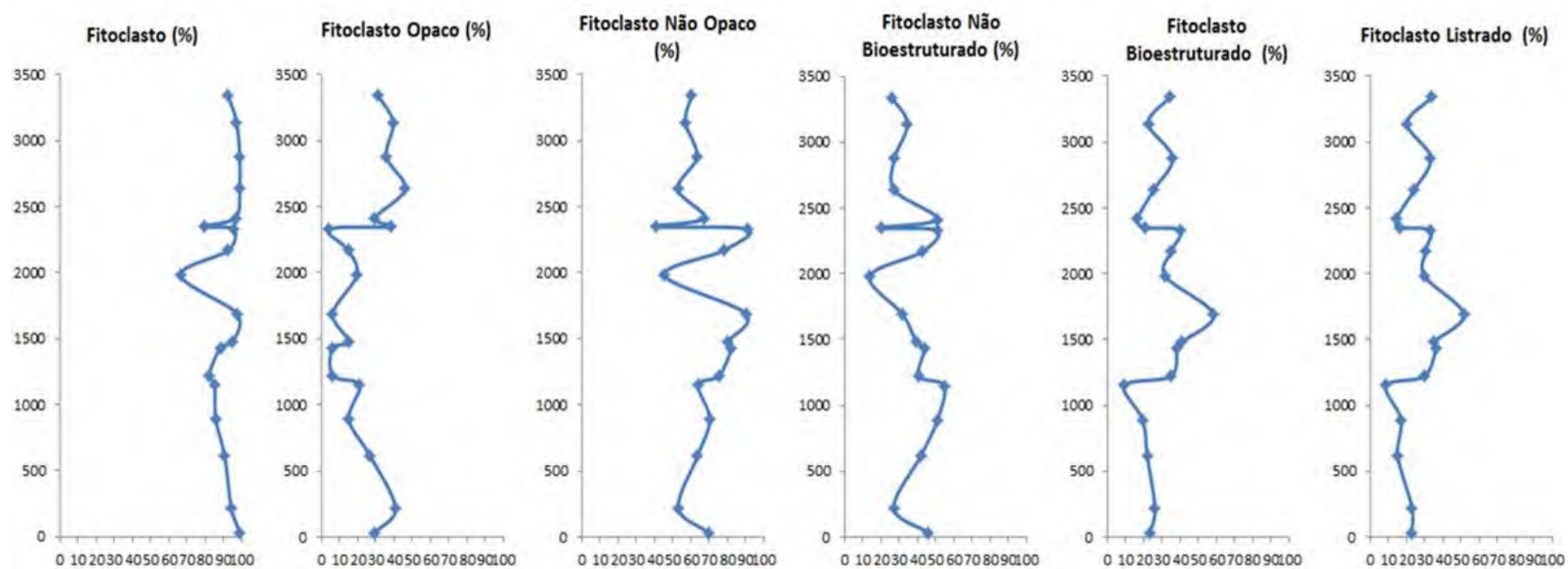


Figura 9: Gráficos percentuais da variação dos subgrupos mais abundantes dentre os fitoclastos.

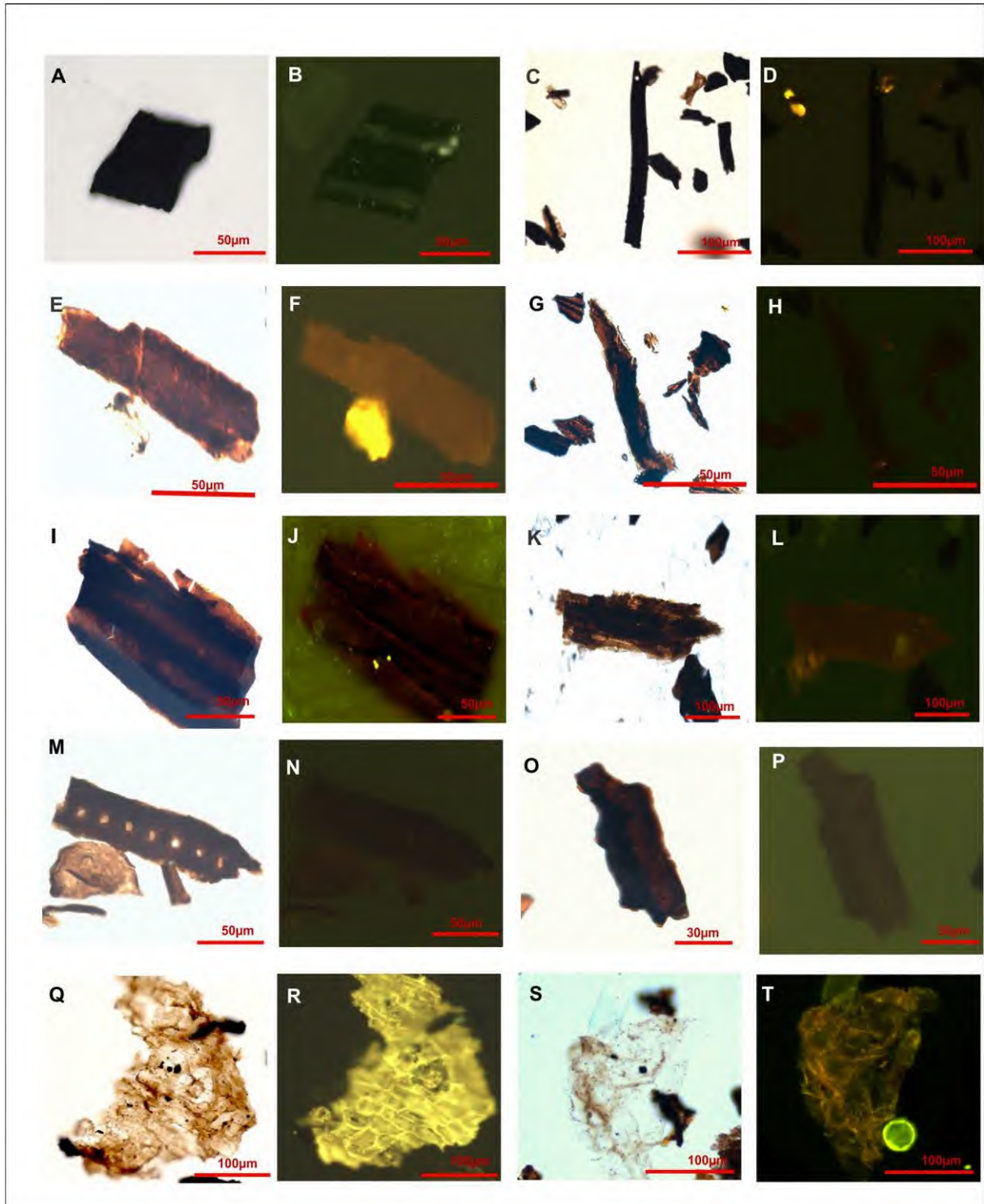


Figura 10: Estampa de imagens do grupo fitoclasto. A-B: fitoclasto opaco equidimensional; C-D: fitoclasto opaco alongado; E-F: fitoclasto não opaco não bioestruturado não degradado; G-H: fitoclasto não opaco não bioestruturado degradado; I-J: fitoclasto não opaco bioestruturado listrado; K-L: fitoclasto não opaco bioestruturado estriado; M-N: fitoclasto não opaco perfurado; O-P: fitoclasto não opaco bioestruturado bandado; Q-R: cutícula e S-T: membrana. Fotomicrografias em A, C, E, G, I, K, M, O, Q e S sob luz branca transmitida; em B, D, F, H, J, L, N, P, R e T em modo fluorescência.

Inserido no grupo amorfo, o componente mais comum foi a MOA heterogênea (0,0 – 25,2%) e, em menores porcentagens, ocorreram a MOA homogênea (0,0 – 2,7%), MOA bacteriana pelicular (0,0 – 2,6%) e a resina (0,0 – 2,9%) (Tabela 4).

Tabela 4: Valores percentuais dos principais componentes do grupo amorfo encontrados ao longo do perfil.

Amostra	Profundidade (cm)	Membro	MOA Total	MOA Heterogênea	MOA Homogênea	MOA Bacteriana	Resina
P127	3340	Mb CC2	7,0	3,7	2,7	0,0	0,3
P121	3140		2,4	1,5	0,0	0,0	0,9
P111	2880		1,0	0,0	0,3	0,0	0,6
P97T	2635		1,0	0,0	0,0	0,3	0,6
P90	2415		3,0	0,7	0,0	0,0	2,3
P89	2350		18,8	17,6	0,3	0,6	0,3
P83	2330		3,3	0,9	0,3	1,2	0,9
P79	2170		5,2	1,3	2,6	0,7	0,7
P61	1980		27,9	25,2	1,3	0,7	0,7
P53	1690		1,3	0,7	0,3	0,3	0,0
P42	1480		4,1	2,9	0,6	0,3	0,3
P40	1430		5,8	1,3	1,3	0,3	2,9
P31	1220		12,7	8,8	1,6	1,6	0,7
P28b	1150		8,7	7,4	0,0	0,3	1,0
P23	890	Mb CC1	8,2	4,2	2,4	0,3	1,2
P19	615		5,8	1,6	1,3	2,6	0,3
P13	220		3,7	2,2	0,6	0,6	0,3
P03	30		0,3	0,0	0,0	0,3	0,0

A MOA heterogênea apresentou cor castanha, aspecto denso, com muitas inclusões, as quais não foram identificadas, e fluorescência, na maioria das vezes, baixa de cor alaranjada (Figura 12: A-B). A MOA homogênea apresentou uma cor mais clara, marrom alaranjada e fluorescência também de cor alaranjada (Figura 12: C-D). Já a MOA pelicular exibiu cor amarelada bem clara, aspecto de “crateras” (Combaz, 1980) em sua superfície e fluorescência mais alta do que as outras, na maioria das vezes, de cor amarela (Figura 12: E-F). A resina, por sua vez, apresentou cor castanha clara, superfície límpida e fluorescência alta de cor amarela (Figura 12: G-H).

Tendo em vista a contagem associada juntamente com o referencial de 100% de palinórfos, os palinórfos continentais variaram de 0,0 a 100% e os marinhos de 0,0 a 48,1% (Tabela 5).

Tabela 5: Valores percentuais de palinórfos continentais e marinhos utilizando-se a contagem adicional e tendo como referencial 100% de palinórfos.

Amostra	Profundidade (cm)	Membro	Palinomorfo Continental	Palinomorfo Marinho
P127	3340	Mb CC2	83,3	16,7
P121	3140		100,0	0,0
P111	2880		0,0	0,0
P97T	2635		0,0	0,0
P90	2415		62,5	37,5
P89	2350		100,0	0,0
P83	2330		100,0	0,0
P79	2170		96,4	3,6
P61	1980		51,9	48,1
P53	1690		87,5	12,5
P42	1480		100,0	0,0
P40	1430		98,3	1,7
P31	1220		87,5	12,5
P28b	1150		75,9	24,1
P23	890	Mb CC1	80,0	20,0
P19	615		92,3	7,7
P13	220		100,0	0,0
P03	30		100,0	0,0

Desta maneira, verificou-se que os palinórfos continentais foram predominantes em todo o perfil e apresentaram quedas bruscas nos intervalos de 2635 – 2880 cm, 2415 cm, 1980 cm, e 1150 cm, onde se encontraram seus menores valores percentuais que variaram entre 0,0 e 75,9%. Já os palinórfos marinhos, comparados aos continentais, revelaram baixa abundância ao longo do perfil, contudo, ocorreram inflexões positivas em 2415 cm, 1980 cm e 1150 cm, pontos de suas maiores porcentagens, que variaram entre 24,1% e 48,1% (Figura 11).

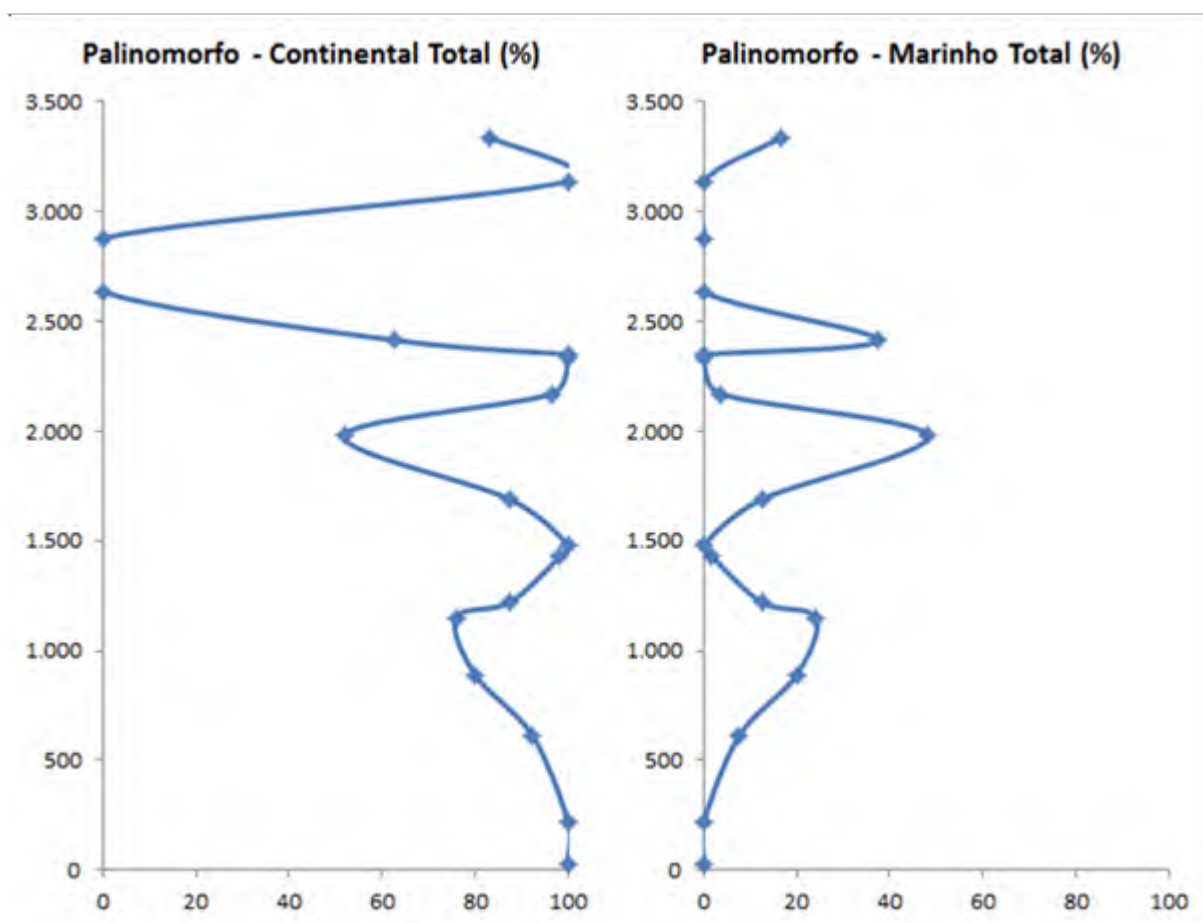


Figura 11: Gráficos percentuais da variação de palinórmfos continentais e marinhos ao longo do perfil, com referencial de 100% de palinórmfos.

Os palinórmfos continentais foram representados por grãos de pólen e esporos. Os grãos de pólen, de maneira geral, apresentaram formato, aproximadamente, circular, micro poros, cor marrom clara, parede lisa e fluorescência baixa de coloração alaranjada. Dentre os mesmos, foi possível se identificar o gênero *Classopollis classoides* (Figura 12: I-J), o qual apresentou, além de suas características distintivas, cor amarela bem clara, inclusões de pirita, fluorescência alta de cor amarela e algumas vezes ocorreram em tétrades na parte basal do perfil. Já os esporos apresentaram formato, aproximadamente, circular, cor marrom, parede, em alguns, lisa e, em outros, ornamentada com rugosidades (Figura 12: K-L) e fluorescência baixa de cor alaranjada. Foi possível se observar a marca trilete, comum nestes microfósseis (Figura 12: M-N).

Os palinórmfos marinhos, por sua vez, foram representados por três componentes: acritarcos, dinocistos e palinoforaminíferos (Figura 12 – O-P; Q-R e S-T, respectivamente). Os primeiros apresentaram formato, aproximadamente, circular, espinhos, cor amarela bem clara e fluorescência, na maioria das vezes, alta de cor amarela. Os segundos exibiram

paratabulação, processos, coloração amarela bem clara e fluorescência moderada, com tom alaranjado. Já os últimos aparentaram formato em espiral, cor castanha clara e fluorescência baixa de cor marrom (Figura 12).

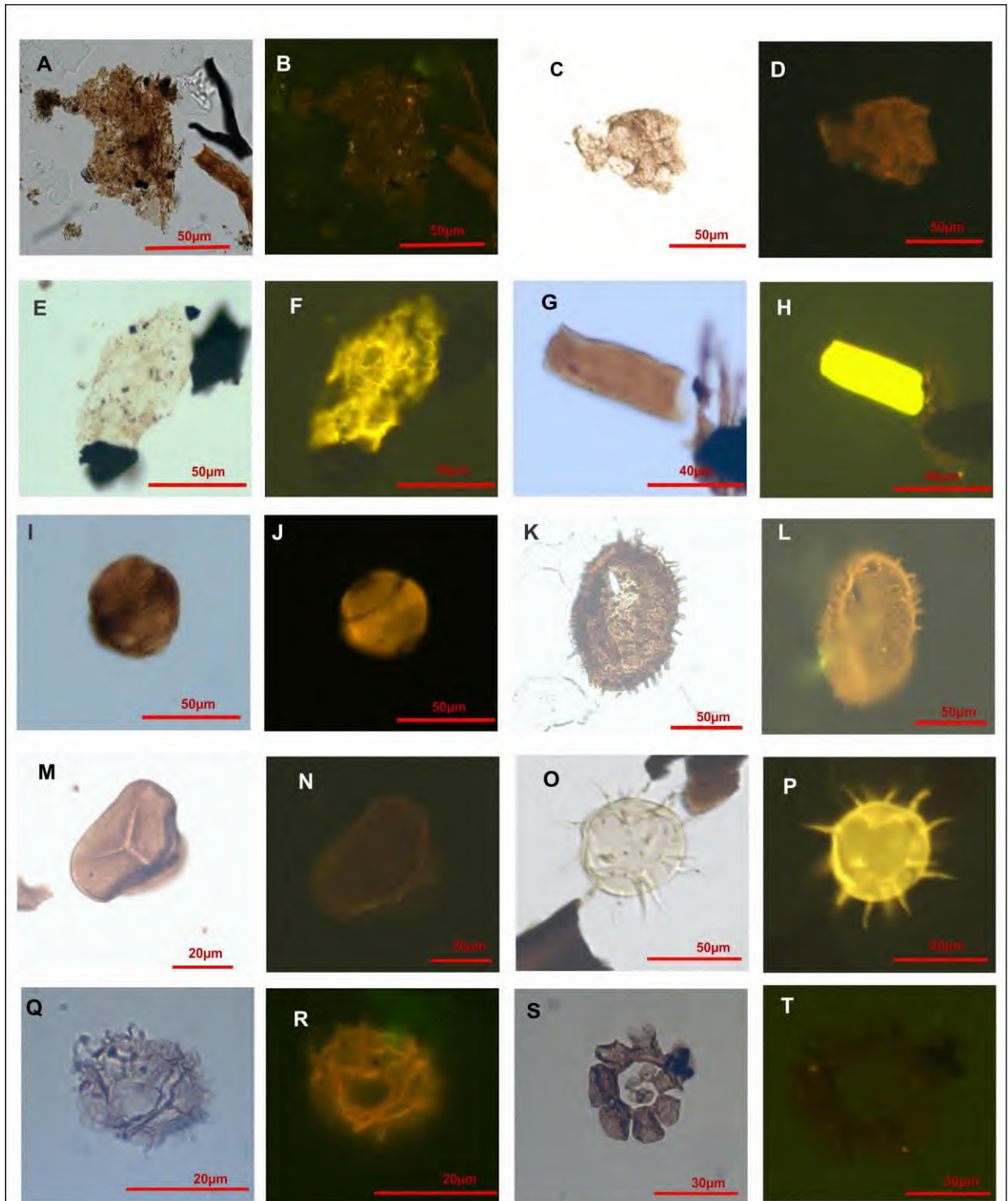


Figura 12: Estampa de imagens dos grupos amorfo e palinomorfo. A-B: MOA heterogênea; C-D: MOA homogênea; E-F: MOA pelicular; G-H: resina; I-J: *Classopollis classoides*; K-L: esporo ornamentado; M-N: esporo trilete; O-P: acritarco; Q-R: dinocisto e S-T: palinoforaminífero. Fotomicrografias em A, C, E, G, I, K, M, O, Q e S sob luz branca transmitida; em B, D, F, H, J, L, N, P, R e T em modo fluorescência.

Dentre os palinomorfos marinhos, os acritarcos apresentaram valores percentuais entre 0,0 e 38,5%, os dinocistos foram muito raros ao longo do perfil e variaram entre 0,0 e 1,9% e os palinoforaminíferos variaram entre 0,0 e 37,5% (Tabela 6).

Tabela 6: Valores percentuais dos três componentes dos palinomorfos marinhos, utilizando-se a contagem adicional e tendo como referencial 100% de palinomorfos.

Amostra	Profundidade (cm)	Membro	Acritarco	Dinocisto	Palinoforaminífero
P127	3340	Mb CC2	0,0	0,0	16,7
P121	3140		0,0	0,0	0,0
P111	2880		0,0	0,0	0,0
P97T	2635		0,0	0,0	0,0
P90	2415		0,0	0,0	37,5
P89	2350		0,0	0,0	0,0
P83	2330		0,0	0,0	0,0
P79	2170		0,0	0,0	3,6
P61	1980		38,5	1,9	1,9
P53	1690		12,5	0,0	0,0
P42	1480		0,0	0,0	0,0
P40	1430		0,0	0,0	0,0
P31	1220		2,5	0,0	10,0
P28b	1150	Mb CC1	1,9	1,9	20,4
P23	890		18,8	1,3	0,0
P19	615		0,0	0,0	3,8
P13	220		0,0	0,0	0,0
P03	30		0,0	0,0	0,0

Ao longo do perfil, os acritarcos foram mais abundantes nas profundidades de 890 cm e 1980 cm, com percentuais de 18,8 e 38,5%, respectivamente, e de 1150 a 1220 cm ocorreram em menores percentuais. Os dinocistos foram raros, porém ocorreram nas profundidades de 890 a 1150 cm e em 1980 cm. Já os palinoforaminíferos se mostraram presentes em grande parte do perfil e apresentaram maior abundância nas profundidades de 1150, 2415 e 3340 cm, com percentuais de 20,4; 37,5 e 16,7%, respectivamente (Figura 13).

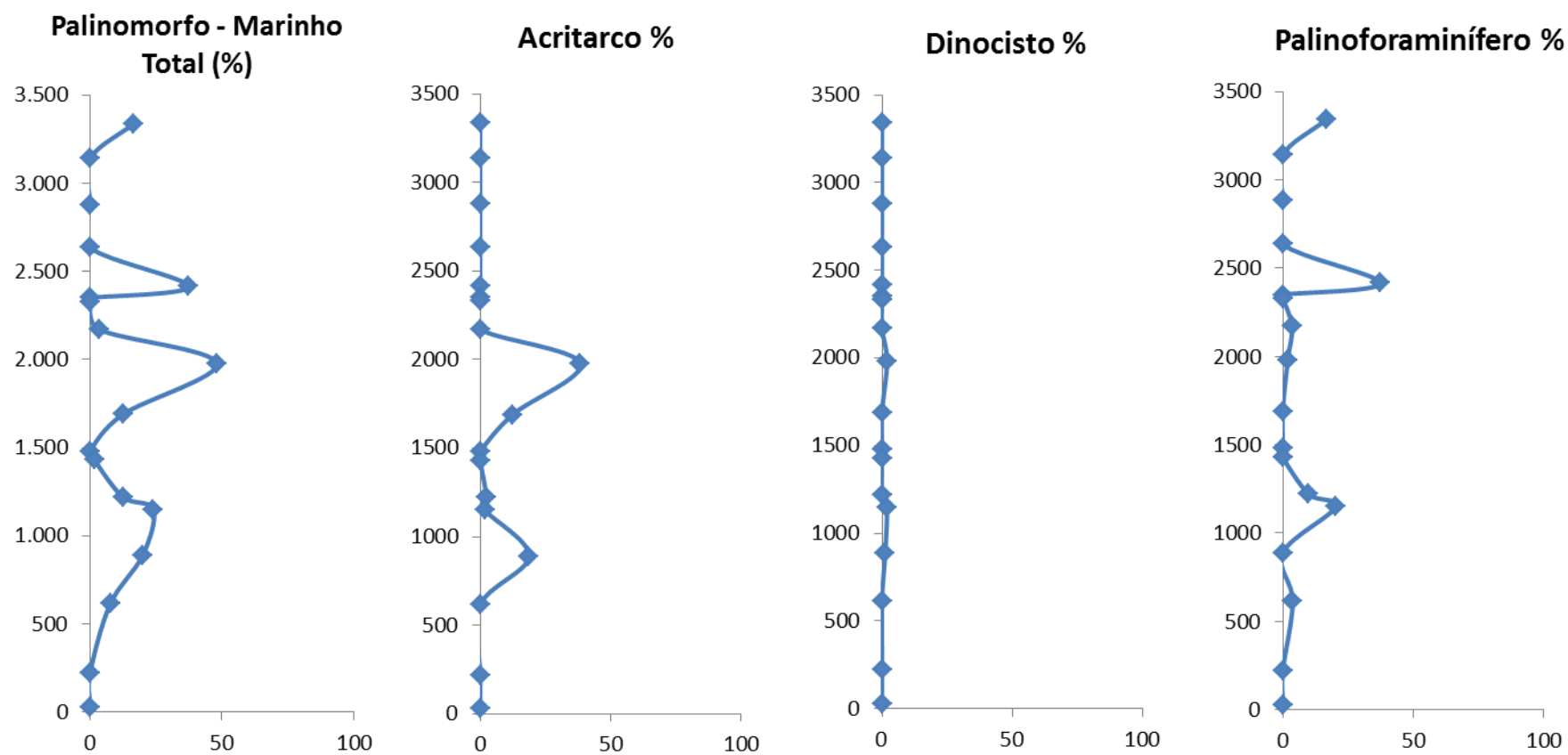


Figura 13: Gráficos percentuais da variação dos componentes dos palinomorfos marinhos ao longo do perfil, com referencial de 100% de palinomorfos e contagem adicional.

Com relação ao diagrama ternário de Tyson, (1989; 1993 e 1995), a Figura 14 mostra que os valores ficaram distribuídos nos Campos de Palinofácies I e II. No entanto, a grande maioria concentrou-se no primeiro.

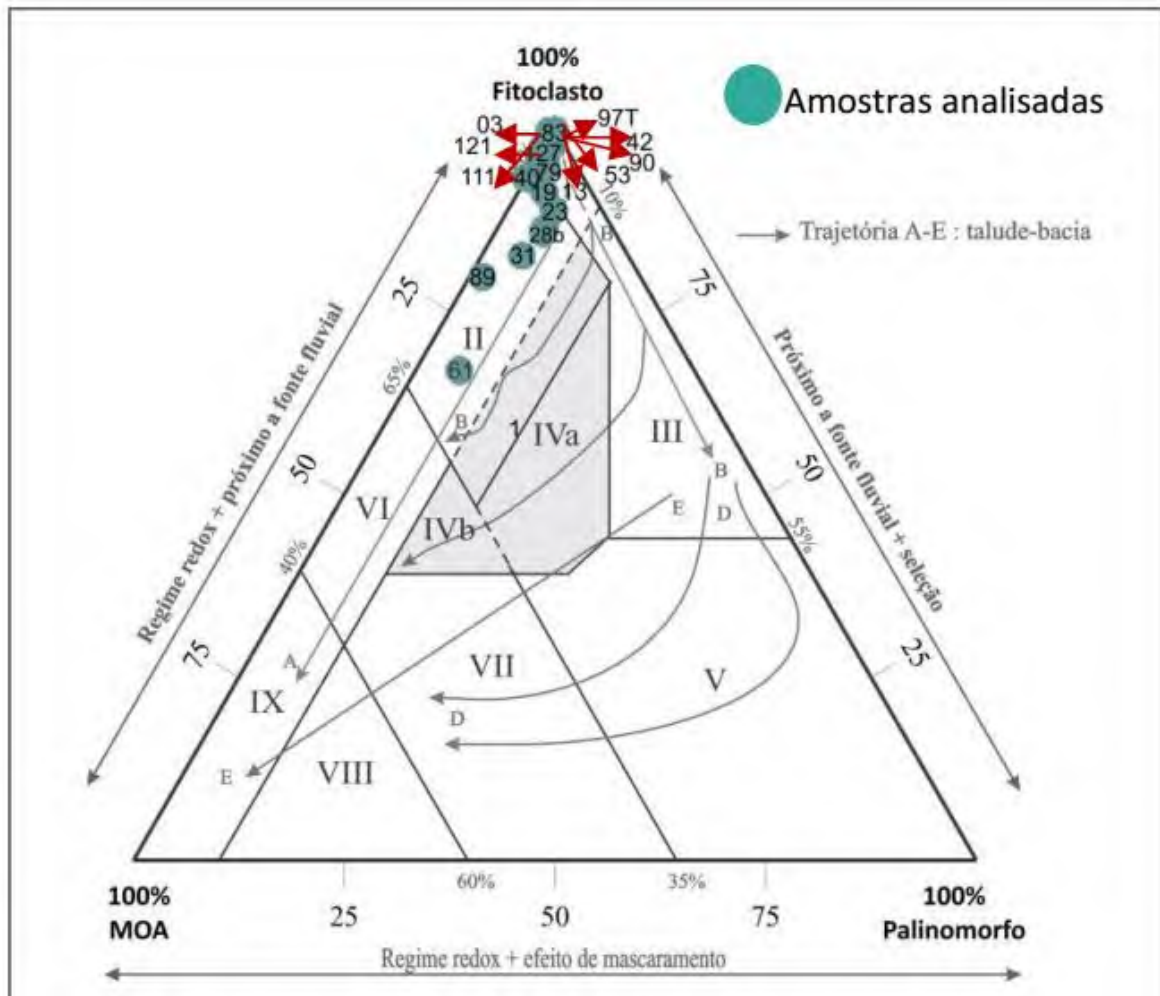


Figura 14: Diagrama ternário relacionando os principais grupos da MO particulada, com divisões em Campos de Palinofácies (Tyson, 1989; 1993 e 1995 ; Mendonça Filho *et al.*; 2011).

6. DISCUSSÃO

6.1. COT (%), S (%) e RI (%)

Os valores baixos encontrados para o COT neste perfil estão de acordo com trabalhos anteriores para o Jurássico Inferior de Peniche, uma vez que Hesselbo *et al.*, (2007) afirmam que apesar da predominância argilosa, esta sucessão não é especialmente rica em matéria orgânica, usualmente com valores em torno de 0,5%, sendo 0,6% a média encontrada para o COT das amostras estudadas. Nas profundidades 1430 cm e 2350 cm (amostras P40 e P89, respectivamente) estão seus maiores valores (0,94% e 0,95%), evidenciando pontos onde as condições foram mais propícias à preservação da MO particulada, ou seja, condições ambientais redutoras (Tyson, 1995) (Figura 15).

Como já dito, o enxofre apresentou valores baixos ao longo de praticamente todo o perfil. Porém, sua única inflexão proeminente (1,69%) acompanhou o segundo pico mais alto de COT e também um pico negativo no RI na mesma altura, o que sugere para este intervalo sedimentação mais carbonática em ambiente redutor (Tyson, 1995) (Figura 15).

Em relação ao RI, como já dito anteriormente, seu comportamento variou em três intervalos distintos ao longo do perfil. No primeiro deles, na parte basal do perfil, observou-se uma tendência mais carbonática em direção ao topo e no segundo intervalo, uma tendência oposta. Já no terceiro intervalo os valores oscilantes do RI estão de acordo com a litologia do Mb CC2, ao qual pertence, dado que neste há alternância entre fácies carbonáticas e siliciclásticas (Duarte & Soares, 2002). Além disso, os maiores valores de RI localizaram-se logo após o intervalo que marca o evento de soerguimento das Berlengas, o que pode estar relacionado ao aumento na taxa de aporte de sedimentos siliciclásticos devido à imposição do regime de cone submarino a partir deste momento (Duarte, 1995, 1997; Kullberg *et al.*, 2013; Wright & Wilson, 1984) (Figura 15).

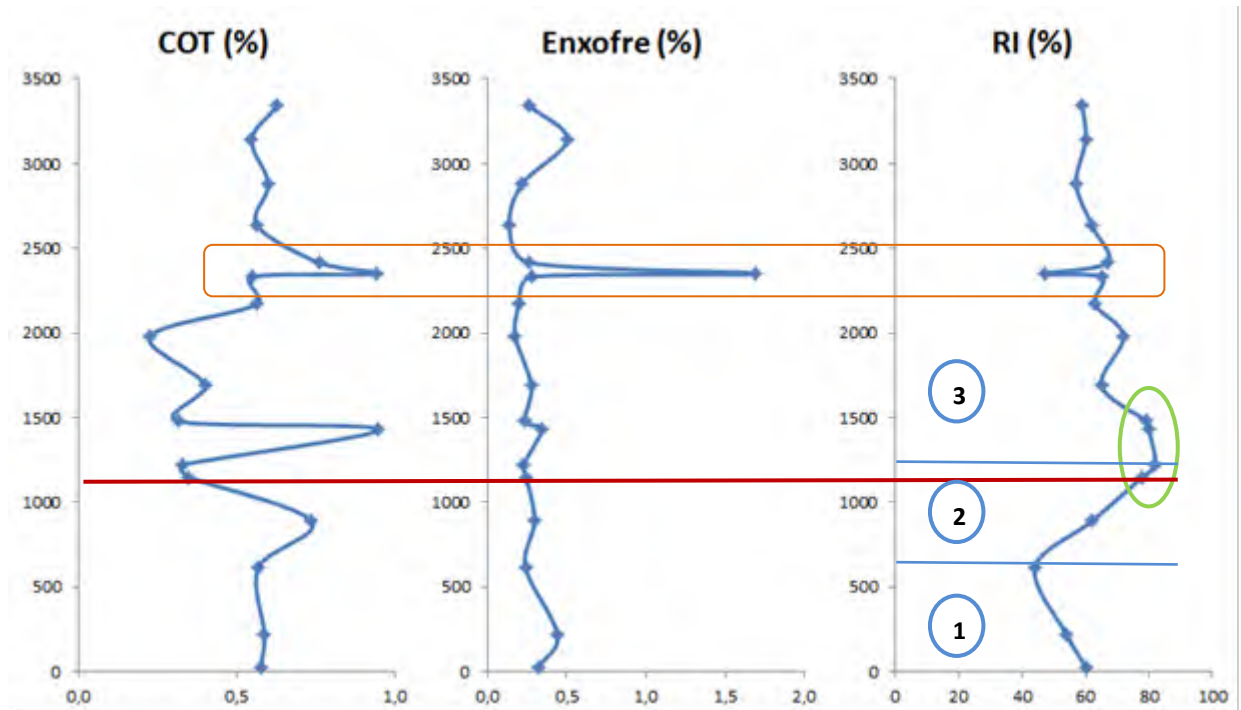


Figura 15: Gráficos percentuais da variação de COT(%), S(%) e RI(%) ao longo do perfil estudado. O retângulo de cor laranja delimita as inflexões positivas de COT% e S% acompanhadas de uma inflexão negativa de RI%. A elipse em verde evidencia os maiores valores de RI%. A linha de cor vermelha marca o evento de soerguimento do bloco das Berlengas. E as linhas e círculos em azul limitam os três intervalos observados para o RI%.

6.2. PALINOFÁCIES

A partir da análise de palinofácies, com domínio do grupo fitoclasto ao longo do perfil estratigráfico estudado, a deposição da MO particulada sugere condições proximais de deposição para o mesmo (Figuras 8 e 14).

Contudo, a partir das variações percentuais de cada grupo da MO particulada ao longo do perfil, foi possível se identificar três períodos com características distintas (Figura 16).

O primeiro deles foi estabelecido da base do perfil (amostra P03) a aproximadamente 1700 cm (amostra P53), no qual se notou domínio do grupo fitoclasto e pouca expressão da MOA e Palinomorfos. Desta maneira, sugere-se que este intervalo esteja associado a um período de alta taxa de aporte terrestre, com condições óxicas e alta energia (Tyson, 1989, 1993, 1995) (Figura 16).

O segundo período foi determinado na parte mediana do perfil, iniciado a partir do final do 1º período até, aproximadamente, 2500 cm (amostra P90). E caracterizou-se por aumento significativo da MOA e diminuição dos fitoclastos em dois momentos especificamente (amostras P61 e P89), no entanto este último continuou sendo mais abundante. É importante ressaltar que, apesar da pequena expressão do grupo palinomorfo ao longo do perfil, uma pequena inflexão (amostra P61) foi notada acompanhando o aumento da MOA neste período (Figuras 9 e 16). Desta maneira, diante do aumento na taxa de preservação da MOA, bem como da presença de palinomorfos marinhos, é sugerido tenham sido estabelecidas condições menos oxidantes e de menor energia (Tyson, 1989, 1993, 1995).

Já o terceiro período estendeu-se a partir do topo do 2º período em direção ao topo do perfil e devido à predominância de fitoclastos em detrimento dos outros grupos, foi interpretado como tendo as mesmas características do primeiro período em relação à energia, oxidação e aporte sedimentar (Figura 16).

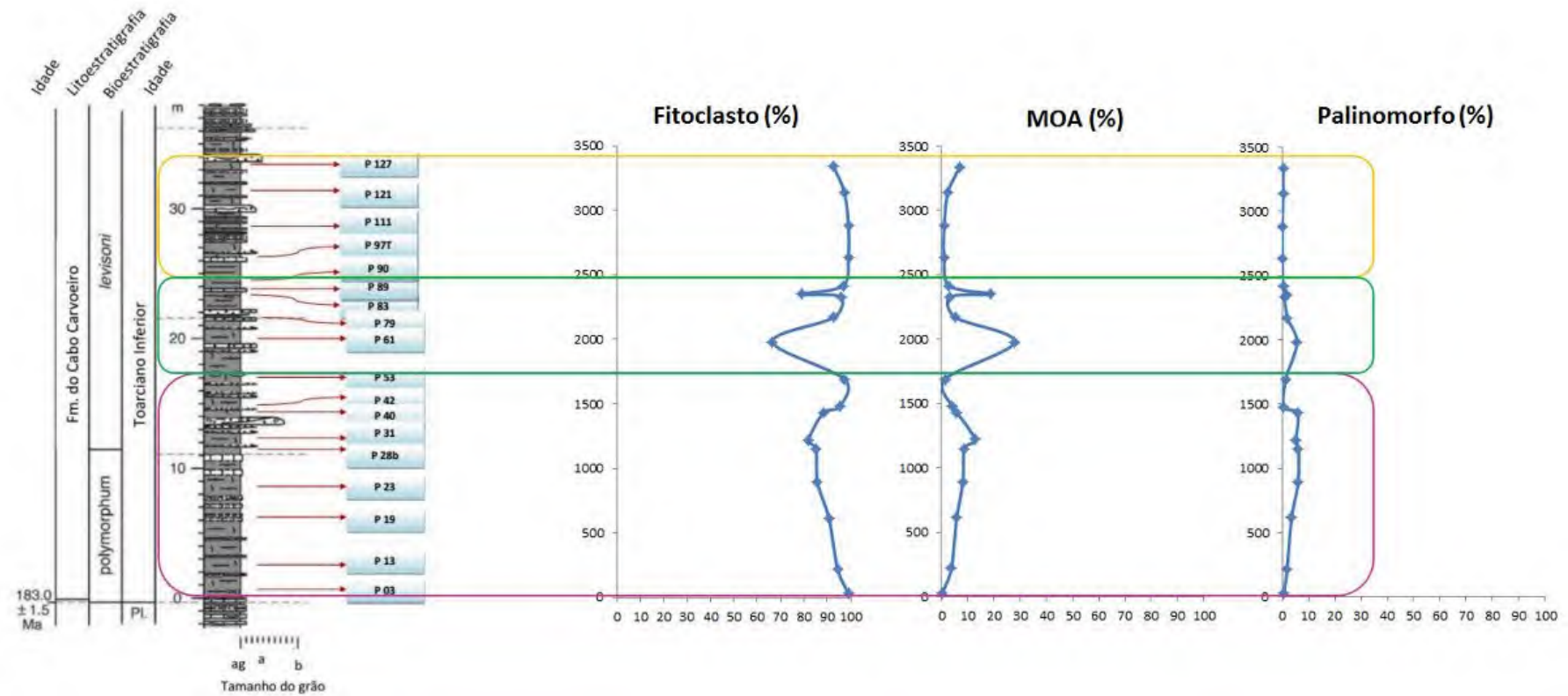


Figura 16: Perfil estudado e gráficos percentuais dos principais grupos da MO particulada divididos em três períodos. Sendo o 1º delimitado pelo retângulo de cor rosa, o 2º pelo de cor verde e o 3º pelo de cor amarela. Adaptado de Hesselbo *et al.*, (2007).

6.2.1. O papel dos Fitoclastos

Os fitoclastos estiveram presentes e dominantes em todas as amostras ao longo do perfil.

Na figura 17 está esquematizada uma sequência que ilustra os tipos de fitoclasto e seu grau de preservação à medida que são transportados para regiões cada vez mais distantes de sua área fonte (Tyson, 1993, 1995; Vicent, 1995; Mendonça Filho, 1999; Mendonça Filho *et al.*, 2010, 2010a). Fica evidente que, quanto maior a distância da área fonte, maior a tendência em se acumular os opacos, uma vez que, são partículas muito resistentes e apresentam equivalência hidrodinâmica com sedimentos de tamanho silte - areia fina, levados por flutuação a ambientes mais distais (Tyson, 1989, 1995).



Figura 17: Esquema de relação proximal-distal para os diferentes tipos de fitoclasto (segundo Tyson, 1993, 1995; Vicent, 1995; Mendonça Filho, 1999; Mendonça Filho *et al.*, 2010, 2010a).

Ao se analisar a contribuição dos diferentes tipos de fitoclastos ao longo do perfil, como proposto no esquema da Figura 17, foi possível se avaliar a proximidade e distância relativa em que ocorreu a deposição destas partículas dentro de um ambiente de natureza proximal.

Os valores absolutos para os tipos de fitoclastos na tabela 7 foram agrupados baseando-se nos três períodos definidos anteriormente para o perfil. O primeiro período, que englobou as amostras desde a P03 até a P53, no entanto, foi subdividido em dois momentos, visto que, a amostra P28b marca a base da biozona *Levisoni* a partir da qual a sedimentação no perfil foi modificada graças à imposição do regime em cone submarino (Duarte, 1995, 1997; Kullberg *et al.*, 2013; Wright & Wilson, 1984) o que, conseqüentemente, afetou a deposição da matéria orgânica particulada (Figura 18).

Tabela 7: Valores absolutos dos tipos diferentes de fitoclastos em intervalos definidos ao longo do perfil. **FNOPNB Deg** – Fitoclasto Não Opaco Não Bioestruturado Degradado; **FNOPNB NDeg** – Fitoclasto Não Opaco Não Bioestruturado Não Degradado.

Intervalos	Período	FNOPNB Ndeg	FNOPNB Deg	Listrado + Estriado	Opaco
P97T - P127	3º período	163	201	349	481
P61 - P90	2º período	336	222	419	327
P31 - P53	1º período	274	218	483	107
P03 - P28b		246	463	283	426

No primeiro intervalo do primeiro período, da amostra P03 até a P28b, houve maior aporte de opacos e FNOPNB Deg e menores quantidades de FNOPNB NDeg e listrados + estriados. O que reflete, segundo a figura 17, área relativamente mais distal. Já no segundo intervalo, da amostra P31 até a P53, os opacos diminuíram significativamente e os não opacos tornaram-se dominantes, com predominância de listrados + estriados (Figura 18). A mudança para uma característica mais proximal neste momento pode ser explicada pelo aumento na energia do transporte ocasionado pela atividade tectônica de soerguimento, à medida que expôs a plataforma continental, que ao sofrer erosão permitiu que partículas continentais alcançassem o ambiente deposicional marinho (Tyson, 1995; Mendonça Filho *et al.*, 2011).

Em relação ao segundo período, os parâmetros de proximidade – distância da área de deposição não mudaram muito quando comparados ao intervalo anterior onde os não opacos foram dominantes (Tabela 7). No entanto, ao se observar a Figura 19, nota-se, no gráfico referente aos não opacos, duas inflexões negativas neste intervalo (amostras P61 e P89), revelando queda percentual deste tipo de fitoclasto, bem como de todo o grupo, o que significa uma diminuição na taxa de aporte terrestre. E na mesma figura, o gráfico referente aos opacos exibe dois pequenos aumentos em seus percentuais nas mesmas duas amostras citadas acima. Ambas as situações corroboram com a interpretação de diminuição de energia para este segundo período proposta no item anterior.

Já o terceiro período, assim como o primeiro, apresentou maior quantidade de opacos e listrados + estriados, os quais sugerem deposição em áreas mais distais de acordo com o esquema da figura 17 (Tabela 7).

Desta maneira, pode-se observar que os tipos de fitoclastos encontrados ao longo do perfil indicam que, na maior parte do tempo, a deposição deste grupo ocorreu em áreas mais afastadas da rampa carbonática, a qual, ainda assim, se encontra em um contexto proximal.

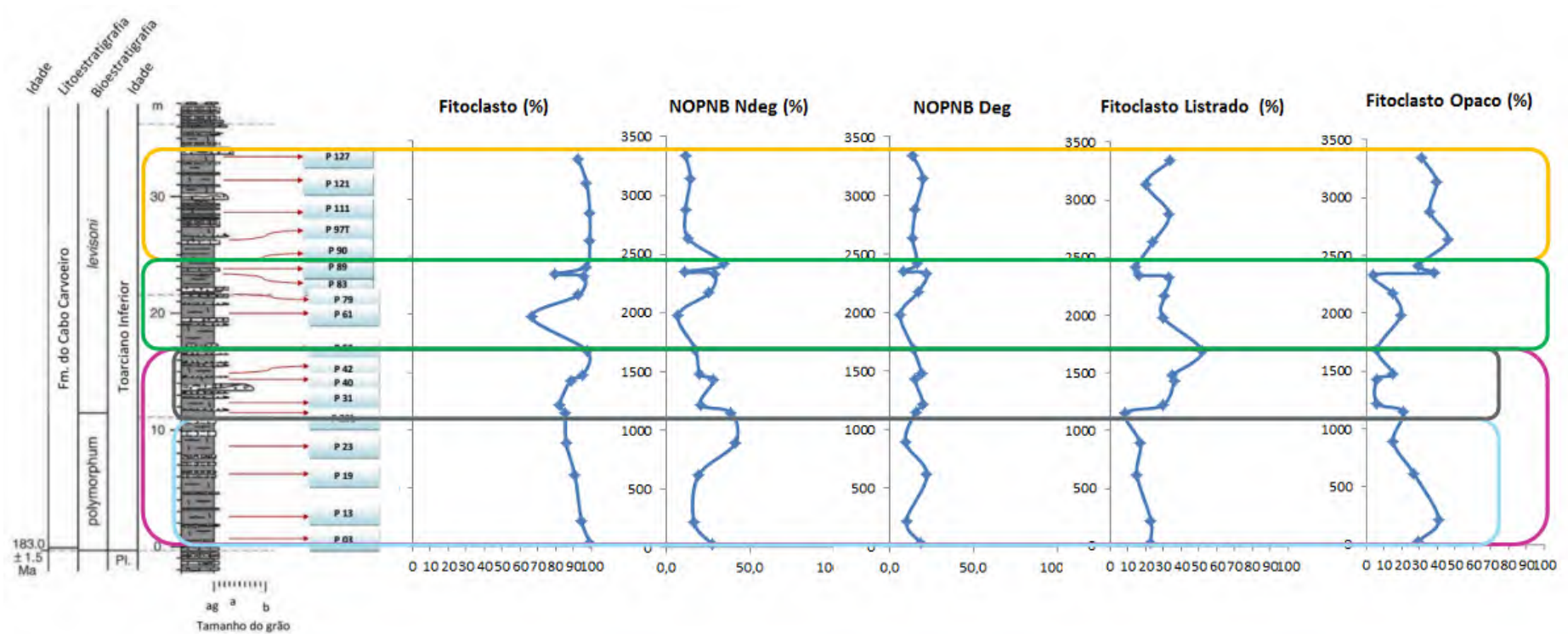


Figura 18: Perfil estudado e gráficos dos principais tipos de fitoclastos que ocorrem, divididos em três períodos. Sendo o 1º delimitado pelo retângulo rosa, o 2º pelo de cor verde e o 3º pelo de cor amarela. O 1º período encontra-se dividido em dois intervalos, dos quais o 1º encontra-se delimitado pelo retângulo de cor azul clara e o 2º pelo retângulo cinza. Adaptado de Hesselbo *et al.*, (2007).

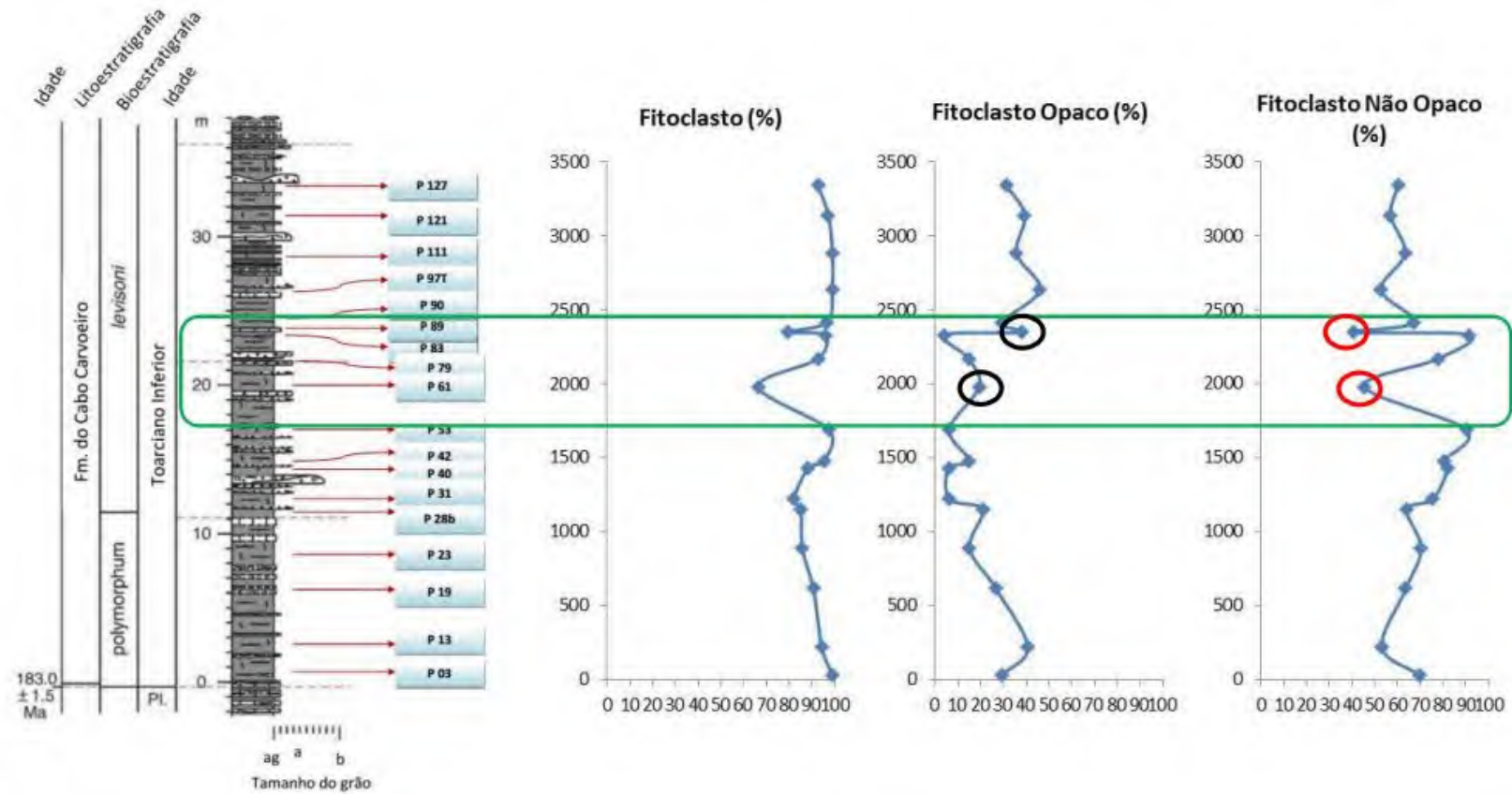


Figura 19: Perfil estudado e gráficos percentuais de fitoclasto opaco e fitoclasto não opaco. O retângulo verde delimita o 2º período estabelecido para o perfil, os círculos pretos apontam o aumento relativo dos opacos e os vermelhos apontam a queda percentual dos não opacos. Adaptado de Hesselbo *et al.*, (2007).

6.2.2. O papel da MOA

A MOA estudada neste trabalho foi subdividida em Heterogênea, Homogênea e Bacteriana, sendo a primeira o tipo mais abundante ao longo de todo o perfil.

Conforme já mencionado, a MOA teve uma elevação percentual principalmente durante segundo período definido para o perfil, mais especificamente nas amostras P61 e P89. E segundo Tyson, (1993), aumento deste tipo de partícula reflete preservação em ambiente redutor, afastado da ação de fontes de MO terrestre.

A característica fluorescente da MOA estudada é mais um fator que atesta a interpretação de ambiente deposicional redutor para este intervalo. Dado que, condições anóxicas permitem a preservação dos componentes ricos em hidrogênio da MOA; e estes têm relação diretamente proporcional à intensidade de fluorescência da mesma partícula (Tyson, 1995). Já a MOA bacteriana, rara ao longo do perfil, não tem sua alta fluorescência necessariamente ligada ao aspecto redutor do ambiente, pois sua ocorrência possui menor dependência do estado de preservação (Combaz, 1980).

Nos demais períodos estabelecidos para o perfil, devido às características oxidantes e de mais alta energia relacionadas ao altíssimo aporte de fitoclastos, a produção e preservação da MOA foram muito baixas.

6.2.3. O papel dos Palinomorfos

Os palinomorfos encontrados nas amostras estudadas foram oriundos de fontes continentais e marinhas.

Como já dito, os continentais foram representados por esporos e grãos de pólen, por exemplo, o gênero *Classopollis classoides*, o que demonstra uma associação de origens distintas.

Os grãos de pólen são produzidos por plantas produtoras de sementes, como Gymnospermas e Angiospermas (plantas com flores). Os do gênero *Classopollis* são originários de uma vegetação de coníferas de pequeno porte e apresentam características de adaptação a condições de salinidade e clima árido. E os esporos são originários das Pteridófitas, as quais dependem de umidade para fertilização (Tyson, 1995; Medonça Filho,

2010; 2010a). Como estes espormorfos ocorreram ao longo de, praticamente, todo o perfil, é possível dizer que os tipos de vegetação supracitados eram comuns na região continental mais próxima da área de deposição. De onde partiram e foram depositados por ação do vento ou fluxo hidrodinâmico, em ambientes mais distais, juntamente com partículas finas (Tyson, 1995; Mendonça Filho & Menezes, 2001).

Ao se analisar o gráfico referente aos palinomorfos continentais, nota-se que estes foram predominantes ao longo de todo o perfil. No segundo intervalo do primeiro período estabelecido para o perfil foi observado um aumento percentual destas partículas, a partir da amostra P28b, justo no momento em que a atividade tectônica favoreceu a redeposição de material oriundo de áreas flúvio-deltáicas como turbiditos (Tyson 1993, 1995) (Figura 20).

Já no segundo período, uma queda percentual dos palinomorfos continentais acompanhou o pico negativo (amostra P61, profundidade 1980 cm) observado para o grupo fitoclasto. O que sugere diminuição na taxa de aporte de partículas terrestres (Tyson 1993, 1995) (Figura 20).

Em relação ao terceiro período, previamente interpretado como de ambiente oxidante e de alta energia, a ausência de palinomorfos continentais nas amostras P97T e P111, pode ser consequência do alto aporte de fitoclastos, que teriam provocado diluição dos demais componentes, menos resistentes, da MO particulada (Tyson 1993, 1995) (Figura 20).

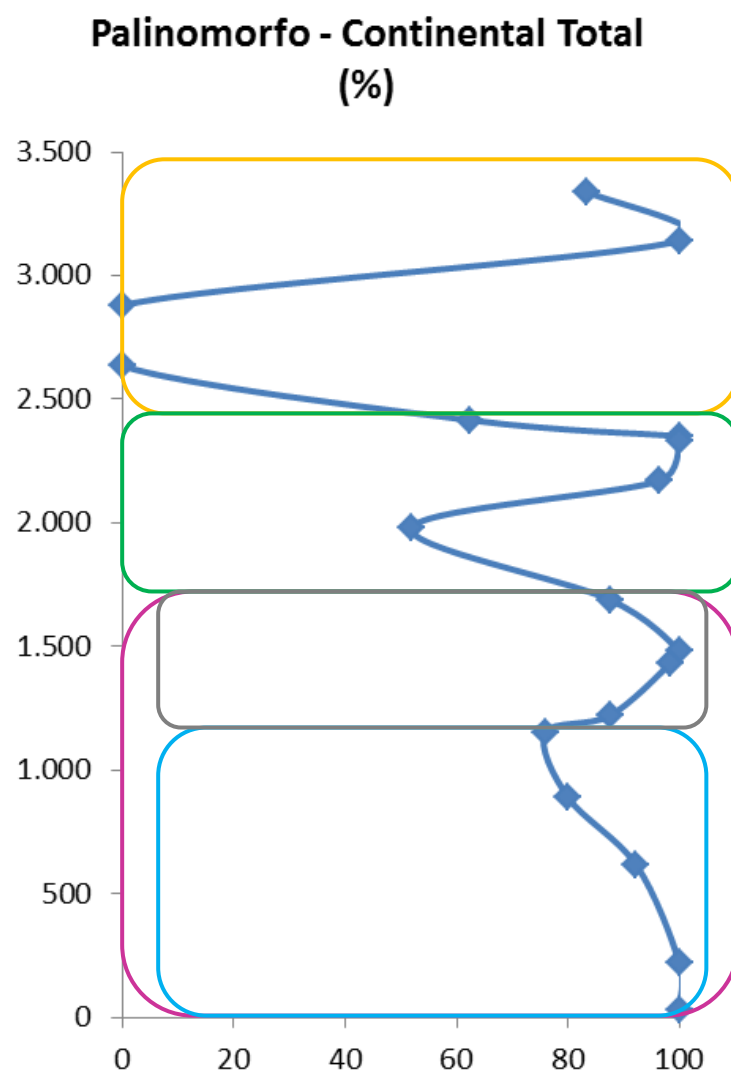


Figura 20: Gráfico percentual da variação de palinóforos continentais ao longo do perfil, com referencial de 100% de palinóforos e divisões nos três períodos estabelecidos para o perfil. Sendo o 1º delimitado pelo retângulo de cor rosa, o 2º pelo de cor verde e o 3º pelo de cor amarela. O 1º período encontra-se dividido em dois intervalos, dos quais o 1º encontra-se delimitado pelo retângulo de cor azul clara e o 2º pelo retângulo cinza.

O microplâncton marinho, como já mencionado, foi representado nas amostras por acritarcos, dinocistos e palinoforaminíferos, dentre os quais os primeiros e os últimos foram os mais numerosos.

A presença elevada de acritarcos geralmente sugere ambiente marinho plataformar (Tyson, 1995). Entre os palinomorfos marinhos são mais resistentes à salinidade, comuns em ambientes de baixa energia, relativamente *offshore*, portanto, ocorrem preferencialmente em rochas de granulação fina (Tyson, 1995). Os dinocistos sugerem ambiente marinho de alta produção primária, sazonal, instável e com salinidade normal (Tyson, 1993, 1995). Já os palinoforaminíferos, derivados de organismos bentônicos, são indicadores de condições marinhas ou plataformas marinhas salobras (Tyson, 1993, 1995).

Os gráficos da Figura 21, referentes aos palinomorfos marinhos, foram divididos nos três períodos estabelecidos para o perfil e o primeiro período encontra-se dividido em dois intervalos.

No primeiro intervalo do 1º período, verificou-se que o microplâncton marinho (acritarcos e dinocistos), bem como palinoforaminíferos, ocorreu em baixas proporções e foi até ausente nas primeiras amostras e sugere-se que isso tenha ocorrido devido ao alto aporte de fitoclastos, que tendem a diluir os outros grupos menos resistentes (Tyson 1993, 1995). Já no segundo intervalo do 1º período, a partir da amostra P28b (profundidade de 1150 cm), que marca o evento tectônico de soerguimento, houve um decréscimo do microplâncton marinho com valores próximos a zero. Esta diminuição percentual está de acordo com o estabelecido pelos outros grupos para este momento do primeiro período, uma vez que, o alto aporte terrestre em regime de cone submarino, acarretou na diluição destas partículas. Já os palinoforaminíferos apresentaram porcentagens significativas no início do evento tectônico, e após, seus valores foram diminuindo chegando até zero no fim deste intervalo. Sendo assim, sugere-se que estes microfósseis tenham sido preservados por serem mais resistentes do que o microplâncton marinho, tendo desfrutado da dispersão dos nutrientes do fundo marinho ocasionado pelo alto aporte terrestre neste momento. E sua queda percentual logo após, pode ter sido ocasionada pela elevação da turbidez da coluna d'água, que impediu a entrada de luz na mesma dificultando a vida destes organismos (Tyson, 1993; 1995) (Figura 21).

No segundo período, ocorreu um aumento percentual significativo dos três tipos de palinomorfos marinhos principalmente nas amostras P61 e P90 (profundidades 1980 e 2415 cm, respectivamente), o que está de acordo com que antes foi sugerido para este intervalo no

que se refere à baixa energia e taxa de aporte continental. Desta maneira, a diminuição da energia implicou em menos turbidez e maior entrada de luz na coluna d'água permitindo maior eficiência na proliferação destes microfósseis, que em ambiente redutor são mais facilmente preservados (Tyson, 1993, 1995) (Figura 21).

A respeito do terceiro período, nele não houve ocorrência do microplâncton marinho e houve baixa porcentagem de palinoforaminíferos, os quais só apareceram no topo. Sugere-se que isto se deveu à alta taxa de aporte de terrestre, uma vez que, neste momento ocorreram uns dos maiores valores percentuais de fitoclastos (de 97 a 99%), mais especificamente nas amostras P97T a P121 (profundidades 2635 a 3140 cm), os quais teriam provocado diluição dos palinomorfos marinhos, bem como dos continentais que também não ocorreram em tais profundidades (Tyson, 1993, 1995) (Figura 21).

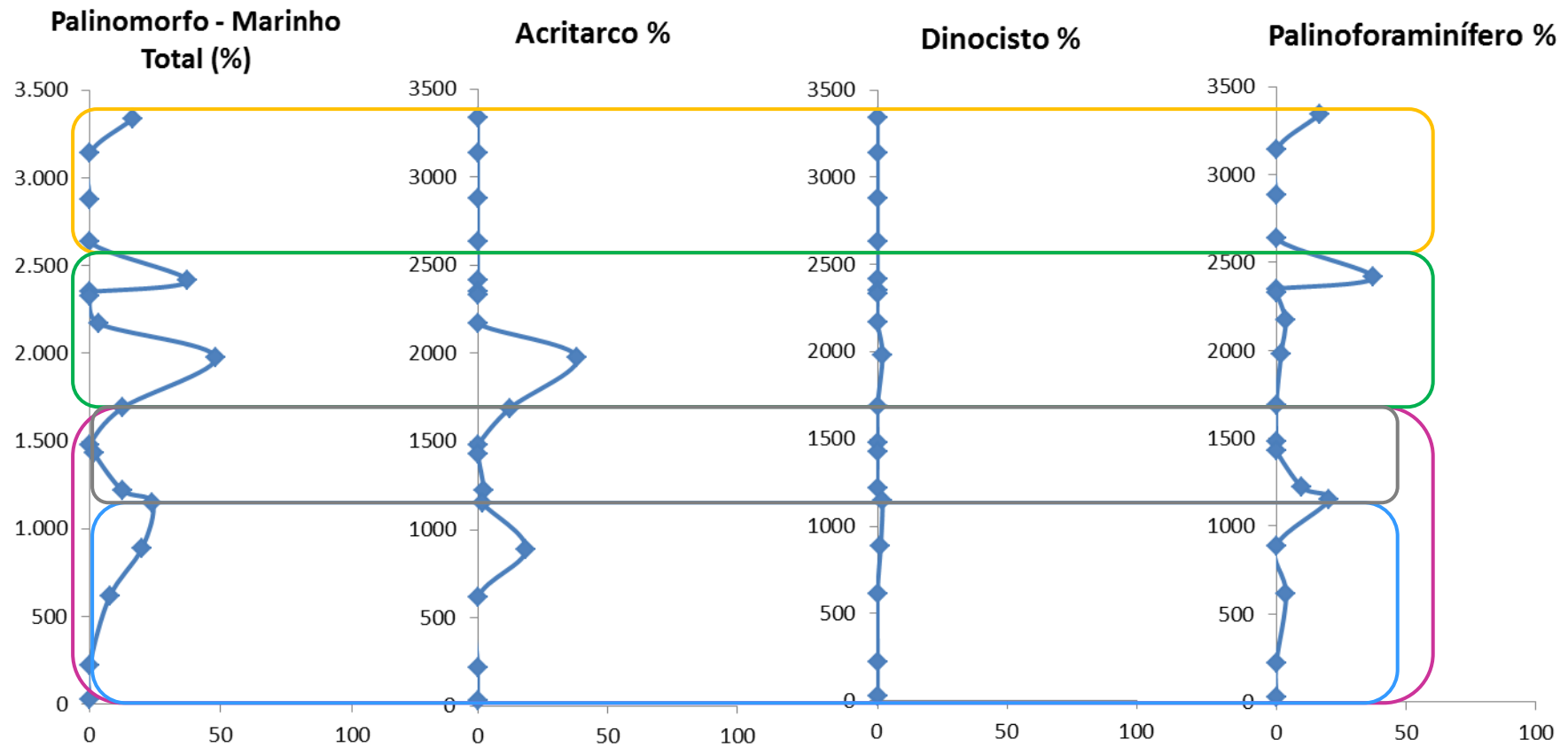


Figura 21: Gráficos percentuais da variação dos componentes dos palinomorfos marinhos ao longo do perfil, com referencial de 100% de palinomorfos, com divisões nos períodos estabelecidos para o perfil. Sendo o 1º delimitado pelo retângulo de cor rosa, o 2º pelo de cor verde e o 3º pelo de cor amarela. O 1º período encontra-se dividido em dois intervalos, dos quais o 1º encontra-se delimitado pelo retângulo de cor azul clara e o 2º pelo retângulo cinza.

6.3. INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL

Duarte (2007) propõe para o Toarciano em Peniche uma sequência de 2º ordem denominada ST (Sequência do Toarciano), cuja fase transgressiva abrange todo o perfil estudado (Mb CC1 e CC2) (Figura 22). Sendo a base da sequência (inserida na Biozona *Polymorphum*) equivalente a um abrupto evento de inundação com grande acúmulo de argila em toda a bacia.

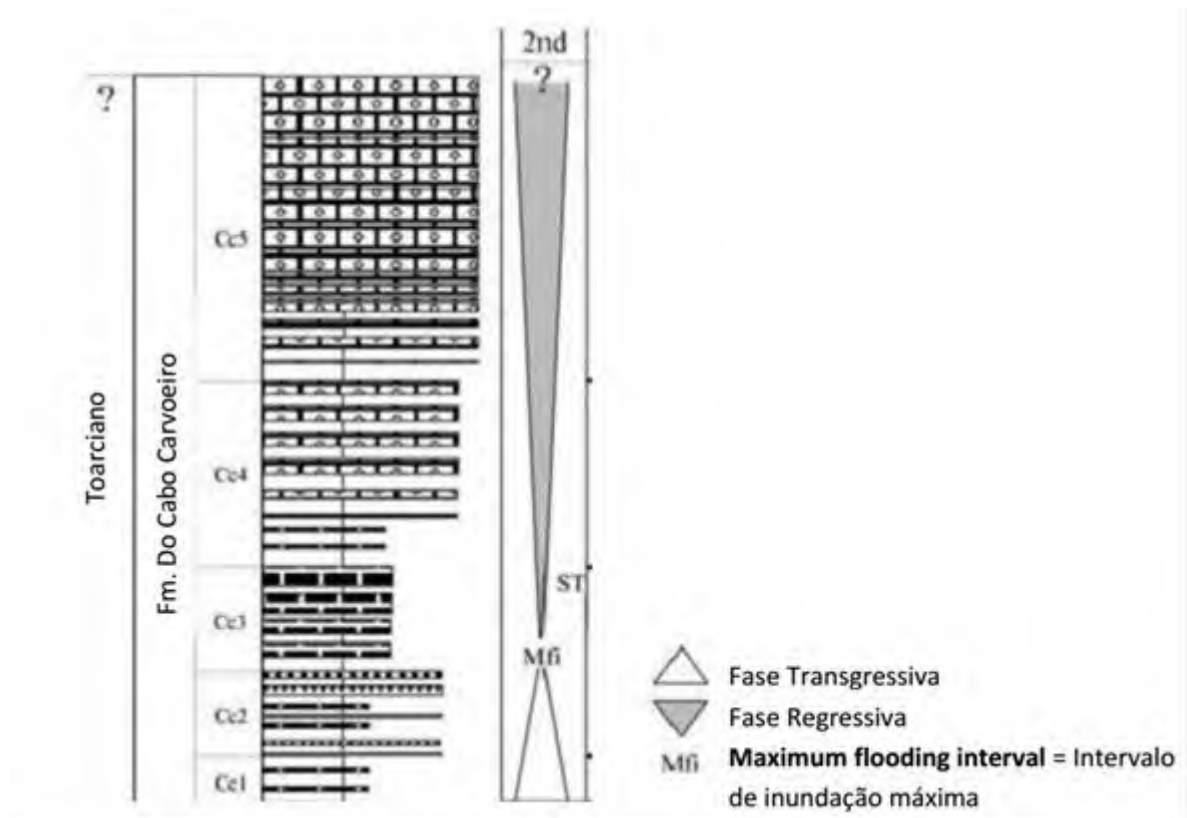


Figura 22: Perfil litoestratigráfico da Fm. Do Cabo Carvoeiro relacionando à sequência de 2ª ordem ST. Adaptado de Duarte, (2007).

A análise de palinofácies, a partir da abundância relativa de fitoclastos, MOA e palinomorfos marinhos, permitiu a identificação de ciclos transgressivos e regressivos de menor escala ao longo do perfil. (Figura 23).

Sugere-se que o primeiro período do perfil abranja três pequenos ciclos, dois regressivos e um transgressivo. No primeiro deles de 30 – 615 cm (amostras P03 – P19) foi

identificado caráter regressivo devido à predominância de fitoclastos em detrimento dos outros grupos. Além disso, observa-se neste mesmo ciclo a tendência de aumento percentual de MOA e palinórfos marinhos da base para o topo e diminuição percentual de fitoclastos neste mesmo sentido. Sendo assim, o topo deste ciclo pode caracterizar um princípio de alagamento, ou seja, início do próximo ciclo, de natureza transgressiva. O segundo ciclo do primeiro período encontra-se no intervalo de 615 – 1220 cm (amostras P19 – P31) e foi interpretado como de natureza transgressiva graças ao aumento percentual nos valores de MOA e palinórfos marinhos acompanhado da diminuição percentual do grupo fitoclasto. Já o terceiro ciclo, inserido no primeiro período do perfil, corresponde ao intervalo de 1220 – 1690 cm (amostras P31 – P53) e foi interpretado como regressivo em virtude do aumento percentual do grupo fitoclasto junto da diminuição percentual de MOA e palinórfos marinhos. Ademais, propõe-se para este último ciclo um mecanismo de regressão forçada ocasionada pelo evento tectônico de soerguimento do bloco das Berlengas (Figura 23).

No segundo período do perfil, a palinofácies marcada pelo aumento percentual de MOA e palinórfos marinhos e pela queda percentual do grupo fitoclasto sugere nova subida do nível relativo do mar, ou seja, novo ciclo transgressivo. No topo deste ciclo observam-se também maiores valores de COT e enxofre corroborando para a hipótese de ambiente de mais baixa energia em contexto transgressivo. (Figura 23).

Em relação ao terceiro período do perfil, a elevada contribuição continental e os baixos valores percentuais de MOA e palinórfos marinhos sugerem que este esteja relacionado a um ciclo regressivo. Depois, no topo deste período observa-se um princípio de elevação do nível relativo do mar, marcado por aumento percentual de MOA e palinórfos marinhos. Sendo assim, propõe-se que na continuidade do perfil se encontre uma nova fase transgressiva (Figura 23).

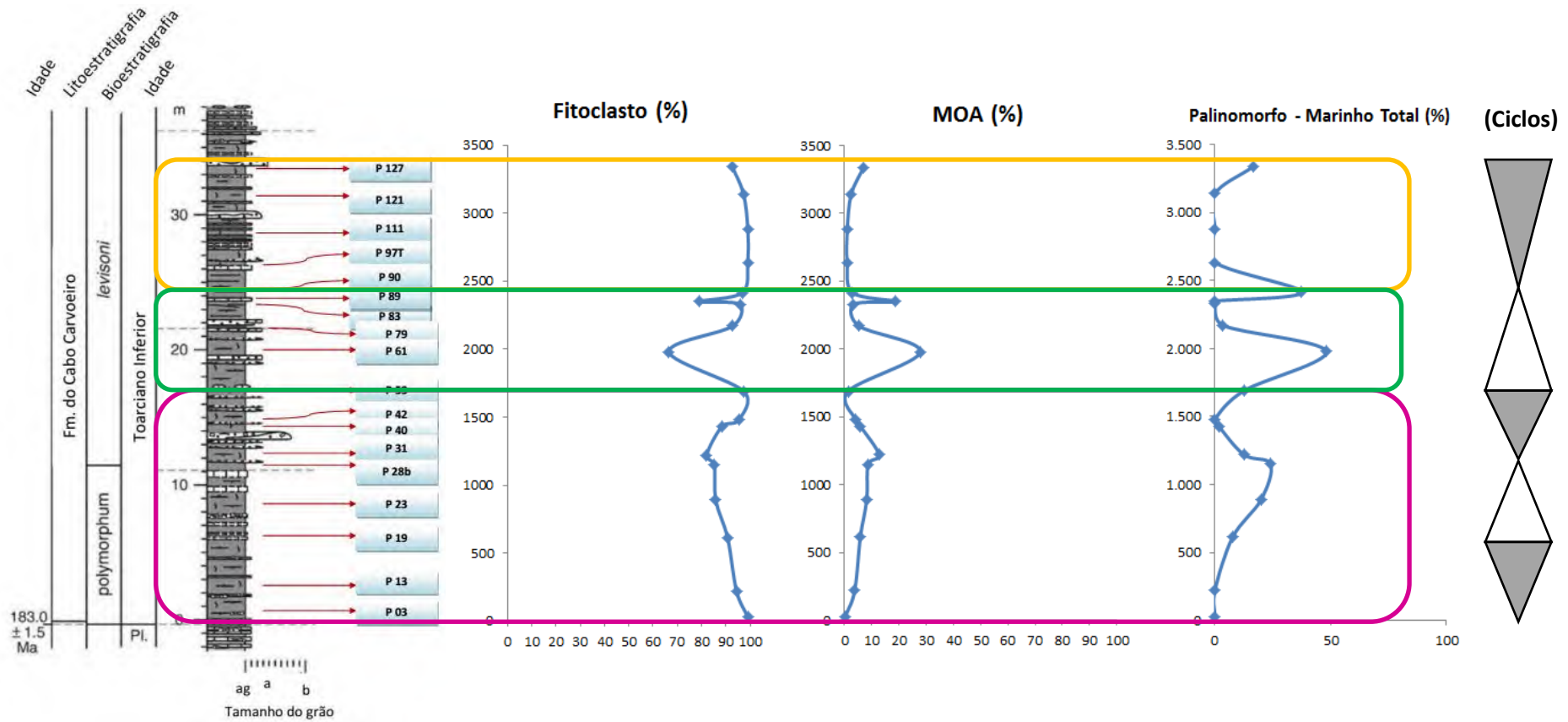


Figura 23: Perfil estudado e gráficos percentuais dos principais grupos da MO particulada divididos em três períodos. Sendo o 1º delimitado pelo retângulo de cor rosa, o 2º pelo de cor verde e o 3º pelo de cor amarela. Os triângulos à direita representam pequenos ciclos regressivos e transgressivos. De forma que, os de cor cinza indicam fases regressivas e os brancos fases transgressivas. Adaptado de Hesselbo *et al.*, (2007).

A região delimitada pelo segundo período estabelecido para o perfil coincide com o intervalo referente ao Evento de Oceano Anóxico do Toarciano (EOA-T) estabelecido por Hesselbo *et al.*, (2007) a partir da interpretação de um *trend* negativo de isótopo de carbono 13 ($\delta^{13}\text{C}$) referente ao mesmo perfil (Figura 24). De acordo com Pittel *et al.*, (2014), o EOA-T é considerado um dos acontecimentos paleoambientais mais perturbadores do Fanerozóico e corresponde a um momento, dentre outras características, de amplo soterramento de MO. Explicando, assim, o aumento na preservação da MOA e de palinomorfos marinhos neste momento, que está associado a condições redutoras.

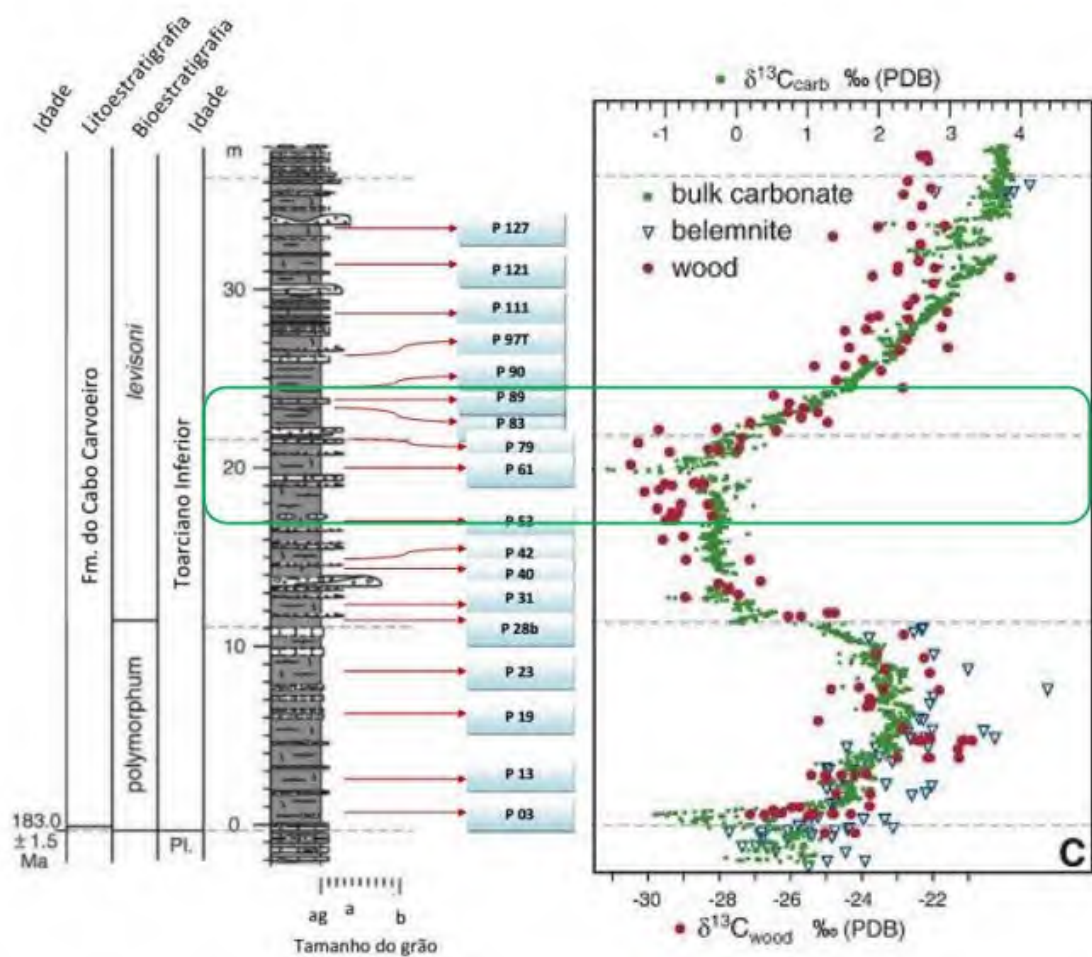


Figura 24: Perfil estudado comparado ao perfil de Hesselbo *et al.*, (2007), no qual o trend negativo de $\delta^{13}\text{C}_{\text{wood}}$ corresponde ao EOA-T. O 2º período estabelecido para o perfil encontra-se delimitado pelo retângulo verde. Adaptado de Hesselbo *et al.*, (2007).

Com relação ao diagrama ternário, as amostras concentraram-se nos Campos de Palinofácies I e II, os quais se relacionam com ambientes deposicionais do tipo bacia ou plataforma altamente proximal e bacia marginal disóxica-anóxica, respectivamente (Figura 25). Nota-se que as amostras referentes aos 1º e 3º períodos estabelecidos para o perfil, reuniram-se no Campo de Palinofácies 1, corroborando com o contexto proximal para a plataforma, como dito no parágrafo anterior. Já aquelas amostras com maiores valores percentuais de MOA, principalmente as referentes ao 2º período estabelecido para o perfil, agruparam-se no Campo de Palinofácies II, reforçando o quadro de anoxia imposto à bacia no momento referente ao EOA-T.

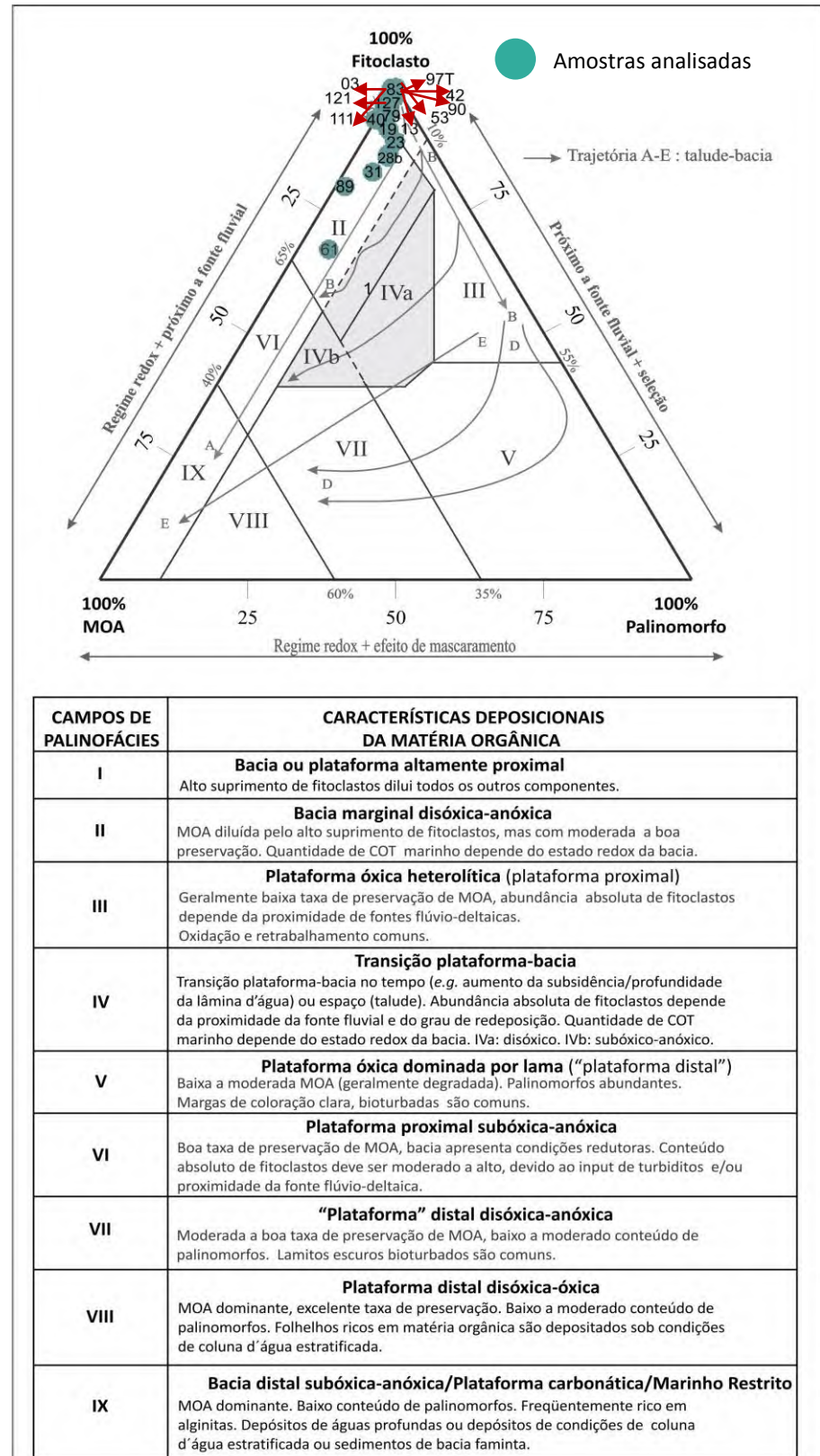


Figura 25: Diagrama ternário relacionando os principais grupos da MO particulada, com divisões em Campos de Palinofácies e seus respectivos ambientes deposicionais (Tyson, 1989; 1993 e 1995 ; Mendonça Filho et al., 2011).

7. CONCLUSÃO

O predomínio do grupo fitoclasto, a partir da análise de Palinofácies, apontou para o perfil estratigráfico estudado um contexto proximal de deposição.

E a partir das variações percentuais dos grupos e subgrupos da MO particulada ao longo deste perfil, foi possível se estabelecer três períodos e correlacioná-los a pequenos ciclos transgressivos e regressivos:

1º: período deposicional relacionado à alta taxa de aporte continental, mais alta energia e mais alta oxidação. Nele identificaram-se três pequenos ciclos: o primeiro regressivo seguido de um transgressivo e no topo, novamente, um ciclo regressivo;

2º: período de deposição ao qual estão relacionadas condições de mais baixa taxa de aporte continental, menor energia e ambiente mais anóxico; correlacionado ao evento global conhecido como Evento de Oceano Anóxico do Toarciano - EOA-T. Além de corresponder a um ciclo transgressivo;

3º: período no qual ocorre o retorno das características de alta energia, alta taxa de aporte continental e mais alta oxidação, antes observadas para o primeiro período. E encontra-se inserido em um ciclo regressivo.

Além disso, sugere-se que em outros perfis da mesma região de Peniche sejam realizadas a análise de Palinofácies e se façam correlações de resultados, possibilitando, assim, melhor entendimento da polaridade deposicional da MO particulada durante o Toarciano Inferior neste setor da Bacia Lusitânica.

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Luis Vitor Duarte da Universidade de Coimbra, por ceder as amostras analisadas no trabalho e também pela boa vontade em compartilhar seus conhecimentos;

Aos meus orientadores Prof. Dr. João Graciano, Dr. Antônio Donizeti e M. Sc. Jaqueline Torres por transmitirem de maneira muito agradável seus conhecimentos e me auxiliarem em todas as etapas do trabalho;

À equipe de pesquisadores, técnicos e estagiários do LAFO pelo acolhimento e apoio;

Aos meus familiares e amigos, em especial aos meus pais e minha irmã pelo suporte e encorajamento ao longo de toda a minha vida;

Ao meu namorado pelo companheirismo e incentivo;

Aos mestres do curso de Graduação em Geologia da UFRJ, por terem sido fundamentais na minha jornada acadêmica;

Aos amigos da Turma de 2010, em especial ao Pedro Henrique por ter estado ao meu lado em momentos muito importantes.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AMERICAN SOCIETY FOR TESTING AND MATERIALS (ASTM), 2008. **Standard test methods for Sulfur in the analysis sample of coal and coke using high-temperature tube furnace combustion methods**. ASTM D 4239. Publicado on-line em 01 Fev 2008. (<http://engineers.ihs.com/document/abstract/NWETIBA>).
- AZERÊDO, A.C.; DUARTE, L.V.; HENRIQUES, M.H.; MANUPELLA, G. Da dinâmica continental no Triássico aos mares do Jurássico Inferior e Médio. **Cadernos de Geologia de Portugal**. Lisboa, Instituto Geológico e Mineiro, 43p, 2003.
- COMBAZ, A. Les palynofaciès. **Revue de Micropaléontologie**. 7: p. 205-218, 1964.
- COMBAZ, A. Les kérogènes vus au microscope. In : **Kerogen**. Durand, B. (Ed.), Éditions Technip, Paris, pp. 55-111, 1980.
- DUARTE, L.V. **O Toarciano da Bacia Lusitaniana**: Estratigrafia e evolução sedimentogenética. 342p, Tese (Doutorado), Centro de Geociências Universidade de Coimbra, Coimbra, 1995.
- DUARTE, L.V. Facies analysis and sequential evolution of the Toarcian-Lower Aalenian series in the Lusitanian Basin (Portugal). **Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro**, Lisboa, 83, p.65-94, 1997.
- DUARTE, L.V. Variação de Fácies, Litoestratigrafia e Interpretação Sequencial do Liásico Médio a Superior ao Longo da Transversal Tomar-Peniche (Portugal). **Ciências Terra (UNL)**, Lisboa, nº esp. V, p.A53-A56, 2003.
- DUARTE, L.V., Lithostratigraphy, sequence stratigraphy and depositional setting of the Pleinsbachian and Toarcian series in the Lusitanian Basin (Portugal). **Ciências da Terra (UNL)**, Lisboa, nº 16, p. 17-23, 2007.
- DUARTE, L.V.; SOARES, A.F. Litoestratigrafia das séries margo-calcárias do Jurássico Inferior da Bacia Lusitânica (Portugal). **Comunicação do Instituto Geológico e Mineiro**, Lisboa, nº 89, p. 115-134, 2002.

- DUARTE, L.V.; WRIGHT, V. P.; LÓPEZ, S. F.; ELMI, S. KRAUTTER, M; AZERÊDO, A. C.; HENRIQUES, M.H.; RODRIGUES, R; PERILLI, N. Jurassic carbonate evolution in the Lusitanian Basin (Portugal): facies, sequence stratigraphy and cyclicity. In: DUARTE, L. V.; HENRIQUES, M.H. **Carboniferous and Jurassic Carbonate Platforms of Iberia**. 23° IAS Meeting of Sedimentology, Coimbra, Field Trip Guide Book, 1, p.45-71, 2004.
- DUARTE, L.V.; SILVA, R.L.; MENDONÇA FILHO, J.G. **Evidência geoquímicas do Jurássico Inferior de Peniche (Bacia Lusitânica, Portugal): Estado de arte e perspectiva futuras**. 2010. Trabalho apresentado a XVI Semana de Geoquímica/X Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Porto, Memória nº15, Saída de Campo 1, p.3-24, 2010.
- ELMI, S.; MOUTERDE, R.; ROCHA, R.B. e RUGET, Ch. Toarcian GSSP candidate: the Peniche section at Ponta do Trovão. **Ciências Terra (UNL)**, Lisboa, nº 16, p.25-35, 2007.
- GORIN , G.; STEFFEN, D. Organic facies as a tool for recording eustatic variations in marine finegrained carbonates- example of the Berriasian stratotype at Berrias. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, França, v. 85, p. 303-20, 1991.
- HESELBO, S.P.; JENKYN, H.C.; DUARTE, L.V.; OLIVEIRA, L.C.V. Carbon-isotope record of the Early Jurassic (Toarcian) Oceanic Anoxic from fossil wood and marine carbonate (Lusitanian Basin, Portugal). **Earth and Planetary Science Letters**, 253, p.455-470, 2007.
- JARVIE, D. M. Total Organic Carbon (TOC) Analysis. In: MERRIL, R. K. (Ed.), Source and Migration Processes and Evaluation techniques, Tulsa, Treatise of Petroleum Geology. **American Association of Petroleum Geologists**, p. 113 - 118, 1991.
- KULLBERG, J.C. **Evolução tectônica mesozoica da Bacia Lusitaniana**. 361p, Tese (Doutorado), Univ. Nova Lisboa, 2000.
- KULLBERG, J.C.; ROCHA, R.B.; SOARES, A.F.; REY, J.; TERRINHA, P.; AZERÊDO, A.C.; CALLAPEZ, P.; DUARTE, L.V.; KULLBERG, M.C.; MARTINS, L.; MIRANDA, R.; ALVES, C.; MATA, J.; MADEIRA, J. MATEUS, O.; MOREIRA, M. e

- NOGUEIRA, C.R.A. Bacia Lusitânica: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectônica. In: DIAS, R.; ARAÚJO, A.; TERRINHA, P & KULLBERG, J. C. **Geologia de Portugal: Geologia Meso-cenozóica de Portugal**. 2ª edição. Lisboa: Escolar, 2013. Volume 2, p. 196-347.
- MENDONÇA FILHO, J.G. **Aplicação de estudos de palinofácies e fácies orgânica em rochas do Paleozóico da Bacia do Paraná, Sul do Brasil**. 242p. Tese (Doutorado). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1999.
- MENDONÇA FILHO, J.G.; MENEZES T.R.; MEDONÇA, J.O; OLIVEIRA, A.D.; CARVALHO, M.A.; SANT'ANA, A.J; SOUZA, J.T. Palinofácies. In: CARVALHO, I.S. **Paleontologia 3**. Rio de Janeiro: Interciência, 2010. Volume 2, p.379-413.
- MENDONÇA FILHO, J.G.; MENEZES T.R.; MEDONÇA, J.O; OLIVEIRA, A.D.; CARVALHO, M.A.; SANT'ANA, A.J; SOUZA, J.T. Palinofácies. In: CARVALHO, I.S. **Paleontologia**. Rio de Janeiro: Interciência, p.289-323, 2010a.
- MENDONÇA FILHO, J.G.; MENEZES, T.R.; MENDONÇA, J.O.; Oliveira, A.D. e SANTANA, A.J. Kerogen: Composition and classification. In: FLORES, D.; MARQUES, M. **ICCP Training Course on Dispersed Organic Matter**. (ISBN no 978-989-8265-67-8) ed. Plenimagem, p. 17-23, 2011.
- MENDONÇA FILHO, J.G.; MENEZES, T.R.; MENDONÇA, J.O.; OLIVEIRA, A.D.; SILVA, T.F.; RONDON, N.F.; SILVA, F.S. Organic Facies: Palynofacies and Organic Geochemistry Approaches. In: **Geochemistry: Earth's System Process**. Editora Dionisios Panagiotaras, p. 211-248, 2012.
- PALAIN, C. Une série détritique terrigène. Les "Grés de Silves": Trias et Lias inférieur du Portugal. **Memória, Serviços Geológicos de Portugal**, Lisboa, 25 (nova série), 377p., 1976.
- PINHEIRO, L.M.; WILSON, R.C.L.; PENA DOS REIS, R.P.; WHITMARSH, R.B.; RIBEIRO, A. The Western Iberia Margin: A Geophysical and Geological overview. **Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results**. Volume 149, p. 3-23, 1996.

PITTEL, B.; SUAN, G.; LENOIR, F.; DUARTE, L.V.; MATTIOLI, E. Carbon isotope evidence for sedimentary discontinuities in the lower Toarcian of the Lusitanian Basin (Portugal): Sea level change at the onset of the Oceanic Anoxic Event. **Sedimentary Geology**, 303, p.1-14, 2014.

ROCHA, R.B.; DUARTE, L.V.; MATIOLLI, E.; ELMI, S.; MOUTERDE, R.; CABRAL, M.C.; COMAS-RENGIFO, M.J.; GÓMES, J.J.; GOY, A.; HESSELBO, S.P.; JENKYN, H. C., LITTLER, K., MAILLIOT, S.; OLIVEIRA, L.C.V.; OSETE, M. L.; PERILLI, N.; PINTO, S.; PITTET, B.; RUGET, C.; SUAN, G. Formal proposal for the Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Toarcian Stage, at the base of the Polymorphum Zone in the Peniche section (Portugal). **International Subcommission on Jurassic Stratigraphy**, Toarcian task Group, 63p, 2013.

SOARES, A.F.; ROCHA, R.B.; ELMI, S.; HENRIQUES, M.H.; MOUTERDE, R.; ALMERAS, Y.; RUGET, C.; MARQUES, J.; DUARTE, L.V.; CARAPITO, M.C.; KULLBERG, J. Le sous-bassin nord-lusitanien (Portugal) du Trias au Jurassique moyen: histoire d'un "Rift avorté". **Comptes rendus de l'Académie des sciences de Paris**, 317, p. 1659-1666, 1993.

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

TYSON, R.V. Late Jurassic palynofacies trends, Piper and Kimmeridge Clay Formations, UK onshore and northern North Sea. In: BETTER, D.J.. **Northeast European Micropalaeontology and Palynology**. The British Micropalaentological Society Series, Chichester: Ellis Horwood, 1989, p.135-172.

TYSON, R.V. Palynofacies analysis. In: JENKINS, D.G.. **Applied Micropaleontology**. Amsterdam: Kluwer Academic Publishers, 1993, p.153-191.

- TYSON, R.V. **Sedimentary Organic Matter**: Organic facies and palynofacies. Londres: Chapman and Hall, 615p, 1995.
- UNITED STATES ENVIRONMENTAL PROTECTION AGENCY (USEPA), 2002. **Methods for the determination of total organic carbon (TOC) in soils and sediments. Ecological Risk Assessment Support Center.** NCEA-C-1282 Las Vegas: Office of Research and Development. Disponível em: <http://www.epa.gov>. Acessado em 01 agosto de 2015.
- VICENT, A.J.. **Palynofacies analysis of Middle Jurassic sediments from the Inner Hebrides**. 475p. Tese (PhD). University of Newcastle upon Tyne, Newcastle upon Tyne, 1995.
- WILSON, R. C. L. Mesozoic development of the Lusitanian basin, Portugal. **Rev. Soc. Geol. España**, 1(3-4), p.393-407, 1988.
- WILSON, R. C. L.; HISCOTT, R. N.; WILLIS, M.G.; GRADSTEIN, F. M. The Lusitanian Basin of West Central Portugal: Mesozoic and Tertiary Tectonic, Stratigraphic and Subsidence History. **Am. Assoc. Petrol. Geol.**, 46, p.341-361, 1989.
- WRIGHT, V. P.; WILSON, R. C. L. A carbonate submarine-fan sequence from the Jurassic of Portugal. **Journ. Sed. Petrol.** 54 (2), p. 394-412, 1984.