



UNIVERSIDADE DE COIMBRA
FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
Departamento de Ciências da Terra

**O REGISTO DOS FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS NO
PLIENSBAQUIANO TERMINAL – TOARCIANO INFERIOR DO
PERFIL DE PENICHE (BACIA LUSITÂNICA, PORTUGAL):
ECOSTRATIGRAFIA E INTERPRETAÇÃO PALEOECOLÓGICA**

Patrícia Daniela Costa Rita

MESTRADO EM GEOCIÊNCIAS – RAMO GEOLOGIA DO PETRÓLEO

Orientadores científicos

Prof. Doutor Luís Vítor Duarte, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade
de Coimbra

Prof. Doutor Matías Reolid, Departamento de Geología da Universidad de Jaén

Junho, 2015

Esta dissertação foi redigida ao abrigo do Novo Acordo Ortográfico.

Aos meus país

Disse **Jonhathan Swift** em “**Gulliver’s Travels – A voyage to Brobdingnag**”: *I remember when I was at Lilliput, the complexions of those diminutive people appeared to me the fairest in the world; and talking upon this subject with a person of learning there, who was an intimate friend of mine; he said that my face appeared much fairer and smoother when he looked on me from the ground, than it did upon a nearer view when I took him up in my hand, and brought him close; which he confessed was at first a very shocking sight. He said he could discover great holes in my skin; that the stumps of my beard were ten times stronger than the bristles of a boar; and my complexion made up of several colours altogether disagreeable...***Há que olhar bem de perto!**

Agradecimentos

Em primeiro lugar quero agradecer ao meu orientador, Dr. Luís Vítor Duarte pelo entusiasmo, incentivo, constante disponibilidade e preocupação e pela disponibilização de meios e recursos. Em segundo lugar, agradeço ao Dr. Matías Reolid a hospitalidade, a boa disposição e calma nas horas de pressão. Aos dois, uma palavra de gratidão pela transmissão de conhecimento e por me contagiarem com a sua paixão pela Geologia!

Ao Sr. António Piedra, técnico de laboratório da Universidade de Jaén (Espanha) pelo ensinamento dos procedimentos laboratoriais, o primeiro passo neste projeto, um muitíssimo obrigada! À D. Amparo, do Centro de Instrumentación Científico-Técnica da Universidad de Jaén (Espanha), um agradecimento especial pelas fotografias em Microscópio Eletrónico de Varrimento, a cara deste projeto. Não podia também deixar de referir a D. Conceição, pela paciência, preocupação e disponibilidade na procura de bibliografia.

Ao Daniel pela força, ânimo, compreensão, pela confiança nas minhas capacidades, pelas horas de falta e pelas promessas não cumpridas.

Aos meus avós, à minha irmã e restante família pela preocupação, compreensão e pelos momentos divertidos numa fase tão difícil!

Às Anas da minha vida (Rita Candeias, Ana Dias, Rafaela Ferro, Ana Maduro), a todos os meus colegas e amigos, em especial ao Micael Jorge, à Marlisa Brito e ao Marco Ramos, por me terem acompanhado neste ano de desafios. Acima de tudo, um obrigada muito especial pelos momentos de distração e diversão!

Ao Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra, ao MARE e à Universidade de Jaén pela disponibilização dos meios logísticos para o trabalho laboratorial.

Por fim, um especial agradecimento aos meus pais, Carla e Fernando, a quem devo tudo o que sou.

Índice

Resumo	I
Abstract	II
Índice de figuras e tabelas	III
Preâmbulo	1
Capítulo I - Introdução geral.....	2
1. Interesse da transição Pliensbaquiano-Toarciano e do Evento Oceânico Anóxico do Toarciano	2
2. Interesse dos foraminíferos	3
3. Interesse do perfil de Peniche	4
4. Objetivos	4
Capítulo II - Enquadramento geológico.....	5
1. Enquadramento genérico da Bacia Lusitânica.....	5
2. O perfil de Peniche.....	9
Capítulo III - Metodologias e abordagem teórica.....	15
1. Materiais e métodos	15
1.1. Metodologia de limpeza das amostras	15
1.2. Metodologia de obtenção e classificação dos microfósseis.....	16
1.3. Análise quantitativa	18
1.4. Registo fotográfico	18
2. Foraminíferos bentónicos: uma abordagem teórica.....	18
2.1. Ecostratigrafia	19
2.2. Diferenciação em morfogrupos de foraminíferos e estilo de vida	20
2.2.1. Foraminíferos aglutinados.....	23
2.2.2. Foraminíferos calcários	24
Capítulo IV - Resultados	28
1. Tafonomia	28
2. Descrição do resíduo de cada amostra	29
3. Associações de foraminíferos	29
4. Distribuição ecostratigráfica das associações de foraminíferos.....	31
4.1. Intervalo Estratigráfico 1 (IE1).....	31
4.2. Intervalo Estratigráfico 2 (IE2).....	37
4.3. Intervalo Estratigráfico 3 (IE3).....	38
4.4. Intervalo Estratigráfico 4 (IE4).....	40
4.5. Intervalo Estratigráfico 5 (IE5).....	40
Capítulo V – Discussão.....	42
1. Considerações ecostratigráficas e evolução paleoambiental.....	42
1.1. Fase de pré-crise	45

1.2. Fase de Crise.....	48
1.3. Fase de Recuperação.....	51
1.4. Outras evidências	53
2. Relação da fauna de foraminíferos com outras variáveis bióticas	55
3. Comparação das associações de foraminíferos com regiões adjacentes.....	57
Capítulo VI - Considerações finais.....	64
Referências bibliográficas.....	68
Anexos	86

Resumo

A passagem Pliensbaquiano-Toarciano (Pli-Toa) e o Evento Oceânico Anóxico do Toarciano (EOA-T) são dois episódios conhecidos à escala global pelas mudanças paleoambientais que registam e pelos efeitos provocados nos organismos marinhos. O presente trabalho pretende ser uma contribuição para o estudo destes dois eventos no perfil de Peniche, onde está definido o *Global Boundary Stratotype Section and Point* do Toarciano.

A análise ecostratigráfica e paleoecológica das associações de foraminíferos bentónicos, através da definição de morfogrupos, presentes em 39 níveis margosos, permite traçar a evolução da crise biótica associada à transição Pli-Toa e ao EOA-T na Bacia Lusitânica e a recuperação da fauna de foraminíferos após este último. O final do Pliensbaquiano é marcado por associações de foraminíferos reveladoras de um ambiente bentónico estável, com boa oxigenação e disponibilidade de nutrientes, como evidenciado pela elevada diversidade de formas especialistas. A transição Pli-Toa revela elevada abundância de foraminíferos uma vez que corresponde a um intervalo levemente condensado. A base da Zona Levisoni é marcada por drásticas mudanças no modo de vida dos foraminíferos (aumento da epifauna e da infauna potencialmente profunda), por um aumento de formas oportunistas e pela diminuição da diversidade- α . Estas mudanças sugerem uma diminuição da disponibilidade de nutrientes e de oxigénio e coincidem com o início da excursão negativa do $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$. As condições paleoambientais tornaram-se mais severas na parte inferior a média da Zona Levisoni onde se observa um intervalo estéril em foraminíferos coincidente com os valores mais elevados de Carbono Orgânico Total. Após este episódio dá-se a recuperação da fauna de foraminíferos com associações típicas de ambiente bem oxigenado e com boa disponibilidade de nutrientes. As mudanças assinaláveis na fauna de foraminíferos bentónicos ao longo do Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior são comparáveis ao que ocorre noutros grupos micro e macrofaunísticos, tanto bentónicos (ostracodos, braquiópodes) como planctónicos (nanofósseis calcários), já estudados por outros autores no perfil de Peniche. A fauna de foraminíferos registada no perfil de Peniche é semelhante à fauna de outros setores tetisianos contemporâneos (Espanha, Norte de África e Reino Unido), com domínio da subordem Lagenina.

Palavras-chave: Foraminíferos bentónicos, Ecostratigrafia, Paleoecologia, Pliensbaquiano terminal - Toarciano inferior, Evento Oceânico Anóxico, Bacia Lusitânica

Abstract

The Pliensbachian-Toarcian (Pli-Toa) transition and the Toarcian Oceanic Anoxic Event (T-OAE) are two global episodes known by its palaeoenvironmental perturbations and their impact on marine biota. This work aims to contribute to the study of these two episodes in the Peniche section, where is defined the Toarcian Global Boundary Stratotype Section and Point.

The ecostratigraphic and palaeoecologic analysis of the benthic foraminiferal assemblages, through the definition of morphogroups in 39 marly samples, has allowed the interpretation of the Pli-Toa transition and the T-OAE biotic crisis evolution and the recovery of foraminiferal assemblages in the sea-bottom after this latter in the Lusitanian Basin. The foraminiferal assemblages of the uppermost Pliensbachian (Emaciatum Zone) reveal the presence of a stable benthic environment, with good oxygen and nutrient availability, as evidenced by the high diversity of K-strategists. The Pli-Toa transition reveals high foraminifera abundance once it's considered a slightly condensed interval. The base of the Levisoni Zone shows dramatic changes in foraminifera's life style (increase of the epifauna and potentially deep infauna), an increase in opportunistic forms and a diversity decrease. These changes suggest a nutrient availability and oxygenation degree diminution, which corresponds to the beginning of the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ negative excursion. Palaeoenvironmental conditions become severe in lower to middle Levisoni Zone where there is a record of a barren interval for foraminifera, coincident with the highest values of Total Organic Carbon. After this interval, foraminiferal fauna records a recovery with assemblages consistent with a well oxygenated environment and good nutrient availability. These changes in benthic foraminifera record through the uppermost Pliensbachian – lower Toarcian are comparable to what happens with other microfauna and macrofauna groups (ostracods, brachiopoda, calcareous nannofossils) already studied by other authors in the Peniche section. Foraminiferal fauna from Peniche section is comparable to other tethyan sections (Spain, North Africa and United Kingdom) from the same stratigraphic interval, with the suborder Lagenina dominating the assemblages.

Key-words: Benthic foraminifera, Ecostratigraphy, Palaeoecology, upper Pliensbachian – lower Toarcian, Oceanic Anoxic Event, Lusitanian Basin

Índice de figuras e tabelas

<i>Figura II-1 - Enquadramento geográfico e tectónico da Bacia Lusitânica. Definição de sectores: 1 – Rocha & Soares (1984); 2 – Ribeiro et al. (1996). Retirado de Kullberg et al. (2013).</i>	6
<i>Figura II-2 - Quadro litostratigráfico da Bacia Lusitânica para o topo do Pliensbaquiano, Toarciano e base do Aaleniano. Adaptado de Duarte & Soares (2002).</i>	7
<i>Figura II-3 - Perfil estratigráfico esquemático do Sinemuriano superior – Aaleniano superior (?) (Formações de Vale das Fontes, Lemed e Cabo Carvoeiro) na região de Peniche: litostratigrafia, estratigrafia sequencial (sequências de 2ª e 3ª ordens) e principais marcadores cartográficos. MP- Membro de Polvoeira; MPPL – Membro de Praia da Pedra Lisa; MCUP – Margas e calcários com Uptonia e Pentacrinus; MCG – Margas e calcários grumosos; MCNB – Margocalcários com níveis betuminosos; Cc1 a Cc5 – Cabo Carvoeiro 1 a 5. A banda sombreada indica o intervalo em estudo. Adaptado de Duarte et al. (2015).</i>	10
<i>Figura II-4 - A: Localização do perfil de Peniche na Bacia Lusitânica (segundo Duarte et al., 2010); B: Localização da Ponta do Trovão (1) e da Praia do Abalo (2) na Península de Peniche (adaptado de Google Maps™). Coordenadas geográficas (Google Earth™): 1- 39°22'15.29"N; 9°23'6.75"W; 2 - 39°22'12.66"N; 9°23'7.80"W.</i>	12
<i>Figura II-5 - Transição Pliensbaquiano (Zona Emaciatum) - Toarciano (Zona Polymorphum) e transição entre as zonas Polymorphum e Levisoni observadas na península de Peniche (dados biostratigráficos de Elmi, 2006; Rocha et al., 2013; Comas-Rengifo et al., 2015).</i>	13
<i>Figura II-6 - A: Perfil estratigráfico da sucessão da Ponta do Trovão – Praia do Abalo (construção adaptada de Duarte, 1995; Hesselbo et al., 2007; Barrón et al., 2013); B: Vista geral da Formação de Lemed; C: Vista geral do membro CC2 da Formação do Cabo Carvoeiro.</i>	14
<i>Figura III-1 - Ilustração esquemática dos principais passos do procedimento laboratorial de preparação das amostras para análise das associações de foraminíferos. A – Secagem; B e C – Desagregação mecânica; D - Desagregação química; E – Lavagem/ crivagem; F – Limpeza com recurso a ultra-sons; G – Secagem das diferentes frações. Modificado de Crasquin-Soleau et al. (2005). A, F e G baseados em figuras cedidas em http://camblab.info/wp/wp-content/uploads/2013/03/ElmasonicP300H.jpg e http://www.ecs.umass.edu/cee/reckhow/courses/572/572bk11/572BK11.html, respetivamente.</i>	17
<i>Tabela III-1 - Microhabitat e estratégias de nutrição de acordo com a morfologia das carapaças de foraminíferos aglutinados, baseado em interpretação de formas do Jurássico (Nagy, 1992; Tyszka 1994) e formas modernas (e.g., Corliss, 1985, 1991; Jones & Charnock, 1985; Bernhard, 1986; Corliss & Chen 1988). Modificado de Reolid et al. (2008b, 2012c).</i>	21
<i>Tabela III-2 - Microhabitat e estratégias de nutrição de acordo com a morfologia das carapaças de foraminíferos calcários, baseado em interpretação de formas do Jurássico (Nagy, 1992; Tyszka, 1994) e formas modernas (e.g., Corliss, 1985, 1991; Jones & Charnock, 1985; Bernhard, 1986; Corliss & Chen, 1988). Modificado de Reolid et al. (2008b, 2012c).</i>	22
<i>Figura IV-1 - Alguns exemplos dos microfósseis registados no resíduo das amostras do perfil de Peniche do intervalo Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior. A – D: Ostracodos; E: Esclerito de holoturoide; F-G: Microgastrópodes.</i>	29
<i>Figura IV-2 - Exemplos de foraminíferos da subordem Lagenina selecionados do perfil de Peniche para o intervalo Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior. A – E: Lingulina; F-N: Marginulina; O – R: Nodosaria; S: Pseudonodosaria.</i>	32
<i>Figura IV-3 - Exemplos de foraminíferos da subordem Lagenina selecionados do perfil de Peniche para o intervalo Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior. A-D: Astacolus; E-G: Dentalina; H-J – Eoguttulina; L-N: Ichtyolaria; O-R: Lenticulina.</i>	33
<i>Figura IV-4 - Exemplos de foraminíferos das subordens Textulariina, Miliolina, Robertinina e Spirillinina selecionados do perfil de Peniche para o intervalo Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior. A – D: Ammobaculites; E-F: Ophthalmidium, G-H: Reinholdella; I – Spirillina.</i>	34

<i>Figura IV-5 - Distribuição ecostratigráfica em abundância relativa (%) dos principais morfogrupos de foraminíferos identificados no perfil de Peniche, durante o intervalo Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior, com indicação dos intervalos estratigráficos definidos (IE).....</i>	<i>35</i>
<i>Figura IV-6 - Distribuição estratigráfica da abundância absoluta (espécimes/100 g de rocha), diversidade-α, modo de vida, abundância relativa de formas oportunistas (estrategas – r) e especialistas (estrategas – K) de foraminíferos e abundância absoluta de ostracodos (espécimes/100 g de rocha) ao longo do perfil de Peniche durante o intervalo Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior, com indicação dos intervalos estratigráficos definidos (IE).</i>	<i>36</i>
<i>Figura IV-7 - Distribuição ecostratigráfica em abundância absoluta (espécimes/ g de rocha) dos principais morfogrupos de foraminíferos identificados no perfil de Peniche durante o intervalo Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior, com indicação dos intervalos estratigráficos definidos (IE).</i>	<i>39</i>
<i>Figura V-1 - Interpretação da distribuição estratigráfica da abundância absoluta (espécimes/100 g de rocha), diversidade – α, modo de vida (%), abundância relativa de formas oportunistas (estrategas – r) e especialistas (estrategas – K) das associações de foraminíferos e abundância absoluta de ostracodos ao longo do Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior do perfil de Peniche.</i>	<i>44</i>
<i>Figura V-2 - Correlação para o intervalo Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior do perfil de Peniche entre os dados de abundância absoluta (espécimes/ 100 g de rocha) de foraminíferos e ostracodos recolhidos para o presente trabalho com dados de abundância absoluta de ostracodos (Pinto, 2008) (espécimes/ amostra), diversidade de braquiópodes (Comas-Rengifo et al., 2015) e abundância absoluta de nanofósseis calcários (Mattioli et al., 2008). A linha a tracejado marca um nível rico em foraminíferos e especialmente escasso em nanofósseis calcários (ver texto para explicação) e a área sombreada delimita um intervalo em que surge uma associação microbentónica particular (ver texto para explicação).....</i>	<i>47</i>
<i>Figura V-3 - Correlação para o intervalo Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior do perfil de Peniche entre dados de abundância absoluta de foraminíferos (espécimes/ 100 g de rocha) e dados de natureza abiótica já estudados no perfil de Peniche: COT (Hesselbo et al., 2007), isótopos de carbono (Hesselbo et al., 2007) e oxigénio (Suan et al., 2008a), presença de turbiditos (Hesselbo et al., 2007) e estratigrafia sequencial (Duarte, 2007). FT= Fase transgressiva e FR= Fase regressiva.</i>	<i>50</i>
<i>Figura V-4 - Abundância relativa (%) dos géneros Dentalina e Lingulina ao longo do perfil em estudo, com indicação dos intervalos estratigráficos (IE) definidos e interpretação dos mesmos no contexto do EOA-T.....</i>	<i>52</i>
<i>Figura V-5 - Abundância relativa (%) dos géneros Lenticulina e Lingulina ao longo do perfil em estudo, com indicação dos intervalos estratigráficos (IE) definidos e interpretação dos mesmos no contexto do EOA-T.....</i>	<i>54</i>
<i>Figura V-6 - Paleogeografia do Tétis Ocidental durante o Toarciano, com a localização das bacias em confronto. P – Peniche (Bacia Lusitânica, Portugal), FV - Fuente Vidriera (Cadeia Bética, Espanha), BA - Barranco de las Alicantas e MDA - Muro de Aguas (Cadeia Ibérica, Espanha), C - Camino (Bacia Basco-Cantábrica, Espanha), M – Mellala (Argélia), MA – Médio Atlas (Marrocos), AC - Almonacid de la Cuba (Cadeia Ibérica, Espanha) e RK - Raknet El Kahla (Argélia). Modificado de Thierry & Barrier (2000).</i>	<i>58</i>
<i>Figura V-7 - Comparação de dados de abundância absoluta (espécimes/ 100 g de rocha) e diversidade de foraminíferos do intervalo Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior entre a Bacia Lusitânica (perfil de Peniche), Norte de África (Argélia) (perfil de Raknet El Kahla: Reolid et al., 2012c e perfil de Mellala: Reolid et al., 2014a) e Cadeia Bética (perfil de Fuente Vidriera: Reolid, 2014).....</i>	<i>59</i>
<i>Tabela V-1 - Subordens (SO) e géneros de foraminíferos presentes em cada um dos setores tetisianos analisados: Cadeia Bética (Reolid, 2014), Cordilheira Ibérica (Herrero, 1994, 2006), Bacia Basco-Cantábrica (Herrero, 1998; Herrero & Ramirez, 2013) e Norte de África (Reolid et al., 2012a, 2012c, 2013, 2014a).</i>	<i>61</i>
<i>Tabela A-1 - Número total de exemplares de cada género de foraminíferos e do número total de exemplares de ostracodos presentes no resíduo analisado da fração de 100 μm de cada amostra do perfil de Peniche para o intervalo Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior.</i>	<i>87</i>
<i>Tabela A-2 - Número total de exemplares de cada género de foraminíferos e do número total de exemplares de ostracodos presentes no resíduo analisado da fração de 200 μm de cada amostra do perfil de Peniche para o intervalo Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior.</i>	<i>88</i>

Tabela A-3 - Número total de exemplares de cada gênero de foraminíferos e do número total de exemplares de ostracodos presentes no resíduo analisado da fração de 200 µm de cada amostra do perfil de Peniche para o intervalo Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior (continuação). 89

Tabela A-4 - Abundância relativa (%) dos diferentes morfogrupos em cada amostra analisada no perfil de Peniche para o intervalo Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior. 90

Tabela A-5 - Abundância absoluta (foraminíferos/ g de rocha) dos diferentes morfogrupos diferenciados em cada amostra analisada no perfil de Peniche para o intervalo Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior. 91

Preâmbulo

O presente trabalho realiza-se para obtenção do Grau de Mestre em Geociências - Ramo Geologia do Petróleo pela Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra e pretende constituir um contributo para a ampliação do conhecimento geológico da Bacia Lusitânica (BL), em especial do Toarciano inferior do perfil de Peniche.

Pessoalmente, a ânsia do estudo dos fósseis apresenta-se como a uma das principais razões de ingresso na Licenciatura em Geologia. A conclusão da presente etapa surge como a extensão deste fascínio pessoal e, dada a importância da micropaleontologia na indústria de hidrocarbonetos, enquadra-se neste ramo do Mestrado em Geociências, apresentando-se como uma perspectiva de futuro. Importa ainda referir o quão aliciante se torna o estudo dos foraminíferos num quadro de grandes mudanças à escala global, carácter que confere ao presente trabalho a atual formatação, prevendo futuras publicações.

Por fim, para além de todos os objetivos associados à obtenção de resultados na área científica em causa, definidos no capítulo I, pretende-se fazer jus ao Grau de Mestre, evidenciando, assim, o domínio de técnicas e metodologias de trabalho, tanto de campo como de laboratório. Pretende-se também o desenvolvimento de competências como a capacidade de pesquisa, análise crítica e síntese de informação. São ainda de referir competências como o sentido de responsabilidade e a capacidade de gestão do tempo.

Capítulo I - Introdução geral

1. Interesse da transição Pliensbaquiano-Toarciano e do Evento Oceânico Anóxico do Toarciano

O Pliensbaquiano-Toarciano inferior corresponde a um intervalo de tempo da história da Terra de grandes perturbações ambientais. A fase regressiva do final do Pliensbaquiano está marcada em várias bacias tetisianas ocidentais (Atlas Marroquino, Cordilheira Bética, Bacia Lusitânica) e também do NW da Europa (França, Alemanha e Reino Unido) (Mouterde et al., 1980; Brandt, 1986; Haq et al., 1988; Wignall & Maynard, 1993; de Graciansky et al., 1998), associada a um arrefecimento repentino, como demonstram dados de isótopos de oxigénio medidos em belemnites, medições da razão Mg/Ca (McArthur et al., 2000; Bailey et al., 2003; Rosales et al., 2004; van de Schootbrugge et al., 2005a, 2005b) e dados de isótopos de oxigénio de braquiópodes (Suan et al., 2008a). Esta regressão no Pliensbaquiano é seguida pela tão conhecida transgressão do Toarciano inferior (e.g. Haq et al., 1987; Hardenbol et al., 1998), acompanhada pela deposição de sedimentos ricos em matéria orgânica (*black shales*) em muitas bacias epicontinentais, interpretados como tendo sido depositados em condições de anoxia (Jenkyns, 1988, 2010). Este evento reflete-se nos domínios boreal, tetisiano e austral, sendo reconhecido então como o global Evento Oceânico Anóxico do Toarciano (EOA-T) (Jenkyns, 1985, 1988; Jenkyns & Clayton, 1997).

Além da deposição de *black shales* e das evidências de aquecimento que se seguem à fase fria do Pliensbaquiano terminal (e.g. Gómez & Arias, 2010; Gómez & Goy, 2011; Suan et al. 2011), o Toarciano inferior é marcado por perturbações do ciclo de carbono em todo o sistema oceano-atmosfera, dada a excursão negativa isotópica do carbono sobre carbonato ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) que se regista na base da Zona Levisoni, tanto em material marinho (sedimento carbonatado, calcite de braquiópodes, matéria orgânica e componentes orgânicos específicos; e.g. Jenkyns & Clayton, 1986; Schouten et al., 2000; Jenkyns et al., 2001, 2002; Röhl et al., 2001; Emmanuel et al., 2006; Van Breugel et al., 2006; Hesselbo et al., 2007; Suan et al., 2008a, 2011; Izumi et al., 2012) como em material continental (madeira fóssil; e.g. Hesselbo et al., 2000, 2007; Caruthers et al., 2011) em vários pontos a nível global (Duarte, 1998; Hesselbo et al., 2000; Schouten et al., 2000; Jenkyns et al., 2001; Gröcke et al., 2003; Kemp et al., 2005; Hesselbo et al., 2007; Al-Suwaidi, 2010; Caswell & Coe, 2012; Hermoso et al., 2014; Kafousia et al., 2014; entre muitos outros). Neste período ocorre também uma crise na produção de carbonato (uma queda no conteúdo em carbonato de cálcio nas sucessões bacinais), com o desaparecimento de plataformas pouco profundas (Dromart et al., 1996;

Blomeier & Reijmer, 1999) e uma diminuição na biocalcificação de nanofósseis, possivelmente relacionada com uma diminuição no pH das águas superficiais (Mattioli et al., 2009; Tremolada et al., 2005; Trecalli et al., 2012; Brazier et al., 2015).

A origem desta excursão negativa permanece dúbia, havendo autores que consideram que tem relação com *inputs* elevados de metano isotopicamente leve proveniente de hidratos de gás de origem sedimentar (Hesselbo et al., 2000; Kemp et al., 2005). Outros autores consideram que pode estar relacionada com metamorfismo termal da província ígnea de Karoo (McElwain et al., 2005; Svensen et al., 2007). Tem-se também questionado o tempo e as relações entre esta excursão e as perturbações paleoambientais associadas ao EOA-T (Suan et al., 2008b; Boulila et al., 2014; Huang & Hesselbo, 2014).

2. Interesse dos foraminíferos

Além das mudanças acima referidas, o Toarciano inferior é marcado por uma extinção em massa de segunda ordem especialmente marcada entre o limite Pliensbaquiano – Toarciano (Pli-Toa) e o limite entre as zonas Polymorphum (=Tenuicostatum) e Levisoni (=Serpentinum) (Little & Benton, 1995; Harries & Little, 1999; Aberhan & Fürsich, 2000; Pálffy & Smith, 2000; Wignall, 2001; Macchioni & Cecca, 2002; Vörös, 2002; Cecca & Macchioni, 2004; Wignall et al., 2005; Bilotta et al., 2009; Caswell et al., 2009; Mailliot et al., 2009; Gómez & Goy, 2010; Arias, 2013; Caruthers et al., 2014; Ullman et al., 2014), nomeadamente nos grupos bentónicos. Apesar de inicialmente documentado na fauna de bivalves e braquiópodes (e. g. García Joral et al., 2011; Danise et al., 2013), o evento Pli-Toa foi também descrito em outros grupos como ostracodos, amonites, belemnites e foraminíferos (Lord, 1982, 1988; Aberhan & Fürsich, 1997, 2000; Harries & Little, 1999; Guex et al., 2001; Arias, 2007, 2013; Dera et al., 2010; Gómez & Arias, 2010; Cabral et al., 2013). Estes últimos, nomeadamente a sua caracterização em morfogrupos e sua análise ecostratigráfica, constituem uma ferramenta fulcral para estudos paleoceanográficos e paleoecológicos, por permitirem inferir condições paleoambientais devido à sua diversidade morfológica, à estreita tolerância ecológica de espécies específicas, ao bom potencial de preservação e à abundância no sedimento marinho (e.g. Reolid et al., 2008a, 2008b, 2012a, 2012c).

Um estudo desta natureza é da máxima importância no intervalo em causa dada a possibilidade de análise das mudanças observadas nas associações de foraminíferos tanto no limite Pli-Toa como ao longo e após o EOA-T.

3. Interesse do perfil de Peniche

O Jurássico inferior de Peniche constitui uma referência a nível global no que respeita à estratigrafia do Toarciano inferior. De facto o perfil de Peniche constitui o *Toarcian Global Boundary Stratotype Section and Point* (GSSP do Toarciano) (Rocha et al., 2013), recentemente ratificado pela Comissão Internacional de Estratigrafia e pela *International Union of Geological Sciences* (IUGS) (<http://www.stratigraphy.org/> ; <http://www.iugs.org/>) e regista importantes evidências das perturbações paleoambientais associadas ao EOA-T (e.g. Hesselbo et al., 2007; Suan et al., 2008a, 2008b, 2010). Apesar dos inúmeros estudos desenvolvidos no âmbito da paleontologia (amonites, braquiópodes; Mouterde, 1955; Almeras., 1994; Elmi, 2006; Comas-Rengifo et al., 2015) e da micropaleontologia (ostracodos, nanofósseis calcários, palinologia; Pinto et al., 2006, 2007a, 2007b; Pinto, 2008; Mattioli et al., 2008, 2009; Barrón et al., 2013) do Pliensbaquiano e Toarciano, o perfil de Peniche carece de estudos detalhados da fauna de foraminíferos bentónicos. Torna-se, portanto, imperativo, um estudo deste grupo, pelo que se apresenta neste trabalho uma análise estratigráfica detalhada de 39 amostras do intervalo biostratigráfico entre as zonas de amonites *Emaciatum* e *Levisoni* do referido perfil.

4. Objetivos

Pretende-se com o presente trabalho apresentar um estudo ecostratigráfico/paleoecológico com base nas associações de foraminíferos bentónicos, tendo em conta os diferentes morfogrupos constituintes e o modo de vida associado (profundidade do microhabitat), na transição Pli-Toa e durante o EOA-T (entre as zonas *Emaciatum* e a parte intermédia de *Levisoni*) na secção de Peniche da BL. Pretende-se, desta forma, avaliar as alterações sofridas na fauna de foraminíferos durante estes dois episódios de mudança no ambiente marinho bentónico do Jurássico Inferior. Posteriormente, os dados das associações de foraminíferos serão correlacionados com dados bióticos e abióticos de trabalhos anteriores realizados neste perfil. Para finalizar, confrontar-se-á a fauna de foraminíferos bentónicos do perfil de Peniche com dados equivalentes de outras bacias contemporâneas do domínio tetisiano (Cadeia Ibérica, Bacia Basco-Cantábrica, Cadeia Bética e diferentes bacias do Norte de África).

Capítulo II - Enquadramento geológico

1. Enquadramento genérico da Bacia Lusitânica

A BL é uma bacia sedimentar mesozoica que se desenvolveu na Margem Ocidental Ibérica na sequência da abertura do Atlântico Norte e do sector ocidental do Tétis, devido à fragmentação da Pangeia (Kullberg et al., 2013). Este processo, que decorreu desde o Triásico Superior até próximo do limite superior do Cretácico Inferior, provocou a distensão e o afastamento da Península Ibérica relativamente aos Grandes Bancos da Terra Nova no Atlântico Norte e a abertura do Golfo da Gasconha (final do Cretácico), responsável pela rotação anti-horária da placa ibérica (Ribeiro et al., 1979; Rasmussen et al., 1998). Em termos tectónicos, corresponde a uma bacia distensiva associada a uma margem continental do tipo atlântico de *rift* não vulcânica. Estende-se segundo a direção NE-SW por mais de 20 000 km², alongando-se por cerca de 200 km na direção NNW-SSE e por mais de 100 km na direção perpendicular (Kullberg et al., 2013; ver também, Wilson et al., 1989; Hiscott et al., 1990; Pinheiro et al., 1996; Alves et al., 2002). Além de abarcar a Orla-Meso-Cenozoica de Portugal na área continental emersa, que ocupa, alonga-se ainda para *offshore* (fig. II.1). Os cerca de 5 km de preenchimento sedimentar depositaram-se sobre o soco varisco do Maciço Hespérico durante o Triásico Superior – Cretácico Superior, com destaque para a grande espessura do material sedimentar do Jurássico, adicionando-se ainda a cobertura terciária (Ribeiro et al., 1979; Wilson, 1988).

Segundo Wilson et al. (1989), a evolução da bacia pode dividir-se em quatro ciclos sedimentares evolutivos, correspondentes a episódios de extensão e *rifting*. O primeiro destes ciclos, que abrange a sucessão estratigráfica estudada, ocorreu durante o Triásico - Jurássico Médio (Caloviano) e originou uma topografia irregular devido a blocos falhados do soco cristalino hercínico que levou à deposição dos primeiros sedimentos na bacia, siliciclásticos avermelhados do Grupo de Silves (e. g. Palain, 1976; Soares et al., 2012). O segundo ciclo, e considerado o principal, pela formação de crosta oceânica, ocorreu durante o Jurássico Superior e o Cretácico Inferior (Oxfordiano médio-Berriasiano) e levou à abertura do oceano Atlântico. O terceiro e quarto ciclos sedimentares evolutivos decorreram no Valanginiano - Aptiano inferior e Aptiano superior-Turoniano aos quais se seguiu uma fase de inversão tectónica no Cretácico Superior-Miocénico associada à Orogenia Alpina. Uma vez que o presente trabalho se centra no Jurássico Inferior, importa caracterizar com mais detalhe o primeiro ciclo sedimentar evolutivo (ver, também, Soares et al., 1993; Azerêdo et al., 2003, 2014).

Após a sedimentação siliciclástica do Triásico inicia-se então a sedimentação marinha na BL. O topo do chamado, informalmente, Grupo de Silves (Formação de Pereiros) denuncia já esta nova etapa pela presença de dolomias e margas com fauna característica de ambiente marinho, indicando um ambiente lagunar a pericosteiro, facto corroborado pelas características do seu equivalente lateral, a Formação de Dagorda. Esta corresponde a uma série argilo-evaporítica depositada em ambiente lagunar e de planície de inundação de maré, de baixa profundidade, alimentado por águas marinhas em clima quente e seco. A Formação de Dagorda é atribuída ao Triásico Superior – Hetangiano. No setor oriental da bacia a interdigitação entre a Formação de Pereiros e a Formação de Dagorda é pouco evidente, estando a Formação de Coimbra sobreposta à Formação de Pereiros. Esta evolução vertical de fácies denuncia uma invasão gradual do mar (e.g. Azerêdo et al., 2003; Kullberg et al., 2013).

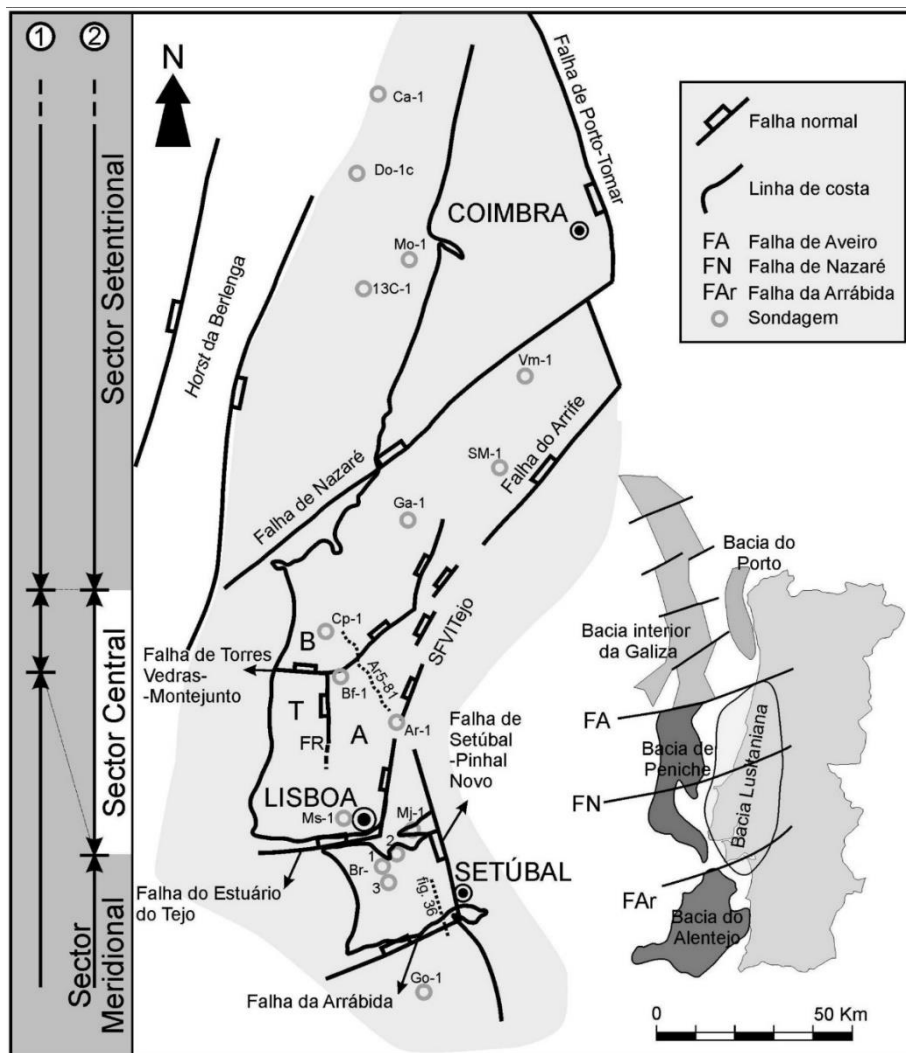


Figura II-1 - Enquadramento geográfico e tectónico da Bacia Lusitânica. Definição de sectores: 1 – Rocha & Soares (1984); 2 – Ribeiro et al. (1996). Retirado de Kullberg et al. (2013).

A Formação de Coimbra consta de um membro basal, dolomítico, ao qual se sobrepõe um membro calcário (e.g. Soares et al., 1993; Dimuccio et al., 2014). Na zona ocidental da bacia o seu equivalente lateral é a Formação de Água de Madeiros (Duarte & Soares, 2002). O topo da Formação de Coimbra, assim como o topo da Formação de Água de Madeiros, marcam uma descontinuidade sedimentar (ver Duarte et al., 2010, 2014a, 2014b), que antecede uma espessa série margo-calcária alternante, do Pliensbaquiano - Toarciano que abrange as formações de Vale das Fontes, Lemede, S. Gião e Póvoa da Lomba (ver Duarte & Soares, 2002; Duarte, 2007). Segundo Azerêdo et al. (2003), “esta acumulação pelítica é resposta a uma abertura acentuada e drástica da rampa carbonatada ao meio marinho” e constitui uma importante mudança nas condições deposicionais, havendo assim uma evolução de fácies peritidais para depósitos hemipelágicos. No entanto, segundo o esquema litostratigráfico formalizado por Duarte & Soares (2002) (fig. II. 2), individualizam-se na bacia durante o Toarciano alguns setores, como Peniche, Tomar e Arrábida, com sedimentação muito particular (e.g. Wright & Wilson, 1984; Duarte, 1995, 1997, 2007; Duarte et al., 2004), definindo-se para o primeiro dos locais a Formação do Cabo Carvoeiro, que abrange todo o Toarciano.

Cronostratigrafia				Zonas de amonites	Unidades litostratigráficas							
					Generalidade da Bacia	Peniche/ S. Pedro de Moel	Tomar	Arrábida (Manuppella & Azerêdo, 1996)				
Jurássico	Médio		Aaleniano		Opalinum	Formação de Póvoa da Lomba	Fm. do Cabo Carvoeiro	Fm. do Prado	Hiato			
	Inferior	Superior	Toarciano	Superior	Aalensis					Margas e margas calcárias com braquiópodes	mb. C. Carvoeiro 5	
				Médio	Meneghini	Margas e calcários margosos com bioconstruções de espongiários				mb. C. Carvoeiro 4		
				Inferior	Speciosum	Margas e calcários margosos com Hildaites e Hildoceras				mb. C. Carvoeiro 3		
	Superior	Toarciano	Toarciano	Superior	Bonarelli	C. nodul. em plaquetas				mb. C. Carvoeiro 2		
				Médio	Gradata	Margo-calcários com fauna de Leptaena				mb. C. Carvoeiro 1		
				Inferior	Bifrons							
				Inferior	Levisoni							
	Médio	Pliensb.	Domeriano	Polymorphum								Margas dolomíticas e Calcários dolomíticos com braquiópodes da Meia Velha
					Emaciatum	Fm. de Lemede						

Figura II-2 - Quadro litostratigráfico da Bacia Lusitânica para o topo do Pliensbaquiano, Toarciano e base do Aaleniano. Adaptado de Duarte & Soares (2002).

É neste contexto que se insere o presente estudo e dado o facto de em Peniche se observar a transição entre as formações de Lemede e do Cabo Carvoeiro, estas duas unidades serão descritas com algum detalhe (para além das referências acima citadas ver, também, Mouterde, 1955; Oliveira et al., 2006; Barrón et al., 2013; Comas-Rengifo et al., 2015).

A Formação de Lemedé data do Pliensbaquiano superior (topo da Zona Margaritatus – extrema base do Toarciano inferior; Silva et al., 2011; Barrón et al., 2013) e corresponde a um conjunto de alternâncias margo-calcárias decimétricas, bioturbadas, de claro domínio carbonatado. Amonites, belemnites, braquiópodes e bivalves são abundantes, sendo pouco frequentes os crinoides. Verifica-se na bacia alguma variação lateral de fácies, assim como variações de espessura, sendo que em setores distais a sedimentação é mais argilosa e muito rica em amonoides e belemnites e nos setores proximais a sedimentação é quase exclusivamente calcária (calcários bioclásticos) com abundância de braquiópodes e bivalves (Duarte & Soares, 2002; Azerêdo et al., 2003). Na região de Peniche esta unidade mostra uma espessura de 23,5 m (fig. II. 3).

Por sua vez, a Formação do Cabo Carvoeiro é “marcada pela ocorrência de um conjunto de fácies de natureza detrítica, oolítica e bioclástica” (Duarte & Azerêdo, 2012), diferente da sedimentação contemporânea no resto da bacia. De acordo com Duarte (1995, 1997) e Duarte & Soares (2002), esta formação subdivide-se em cinco membros que englobam o Toarciano e a possível base do Jurássico Médio (fig. II. 3).

- a) Membro Cabo Carvoeiro 1 (CC1):** caracterizado por um conjunto de margas cinzento-esverdeadas, decimétricas, localmente micáceas e laminadas, alternadas com calcários margosos centimétricos (biomicritos argilosos/*wackestones*). Em termos cronostratigráficos, situa-se na Zona Polymorphum. A diversidade macrofaunística é uma das características mais marcantes deste membro que mostra uma espessura de cerca de 11 m.

- b) Membro Cabo Carvoeiro 2 (CC2):** composto por margas cinzentas, localmente betuminosas, siltosas e arenosas. Podem ainda ver-se alguns níveis de calcários margosos, micríticos e gresoso e alguns níveis de arenitos e microconglomerados subarcósicos com cimento carbonatado. Ocorre granosseleção positiva, *groove-casts* e figuras de carga. O registo fóssilífero é escasso, observando-se alguns amonoides e braquiópodes. Ocorre uma correlação entre este membro e a base da Zona Levisoni. Esta associação de fácies sugere uma sedimentação controlada por processos turbidíticos (ver Wright & Wilson, 1984; Duarte, 1997), exibindo uma espessura de cerca de 25 m.

- c) Membro Cabo Carvoeiro 3 (CC3):** caracteriza-se por uma alternância de calcários margosos (finamente quartzosos e micáceos) e margas cinzentas (decimétricas), na base, aumentando a percentagem de carbonato para o topo. As camadas deste

membro estão afetadas por uma forte bioturbação e o registo fossilífero bentónico é raro, havendo apenas raros braquiópodes. Estima-se para este membro uma espessura de cerca de 30 m.

- d) Membro Cabo Carvoeiro 4 (CC4):** uma unidade bastante margosa constituída por alternâncias de margas com calcários oolíticos e peloidais (oosparitos a oopelsparitos/*grainstone*) granoscrecentes e estratocrescentes. Para o topo a unidade fica mais grosseira e gresosa. Estão presentes fragmentos de matéria carbonosa, nódulos piritosos, estruturas erosivas e tetos com superfícies irregulares bioturbadas. Em termos de macrofauna, apenas ocorrem alguns amonoides, pequenos braquiópodes e artículos de crinoides. Os icnogéneros *Zoophycos* (na base) e *Skolithos* (no topo) são característicos deste membro, que mostra uma espessura total de cerca de 54 m.
- e) Membro Cabo do Carvoeiro 5 (CC5):** a composição deste membro é idêntica à do membro anterior (calcários oolíticos, bioclásticos e siliciclásticos), a diferença está na granulometria do clastos de quartzo (mais grosseira) e no aumento de espessura das camadas. Perde-se a componente argilosa e atinge-se o pólo conglomerático. O conteúdo paleontológico é típico de um ambiente de litoral, observando-se bivalves, equinídeos, abundantes crinoides e fragmentos de coral. Os icnogéneros são os mesmos observados no membro anterior. Estima-se que a espessura deste membro seja superior a 90 m.

2. O perfil de Peniche

2.1. Trabalhos prévios

Ao olharmos para a bibliografia sobre o Jurássico da península Peniche, esta é hoje uma lista extensa, dado o elevado número de publicações, realçando-se aqui as contribuições que parecem mais relevantes em matéria do conhecimento estratigráfico, sedimentológico e paleontológico da parte terminal do Pliensbaquiano – Toarciano.

Apesar de existirem vários outros trabalhos prévios assinaláveis (e.g. Choffat, 1880; Freire Andrade, 1937), o primeiro grande trabalho de referência do Jurássico Inferior de Peniche é o de Mouterde (1955) com a definição de biozonas com base na biostratigrafia de amonites. Segue-se Mouterde et al. (1979), onde se apresenta um estudo do Jurássico português com dados de natureza faciológica, biostratigráficos e paleogeográficos. Em Wright & Wilson (1984) discute-se questões associadas à dinâmica deposicional das séries do

Toarciano-Aaleniano de Peniche, definindo-se 7 unidades sequenciais. De seguida, num elaborado trabalho sobre o Toarciano da Bacia Lusitânica, em Duarte (1995, 1997) demonstra-se a importância do corte de Peniche, estabelecendo-se uma discussão deposicional à escala da bacia.

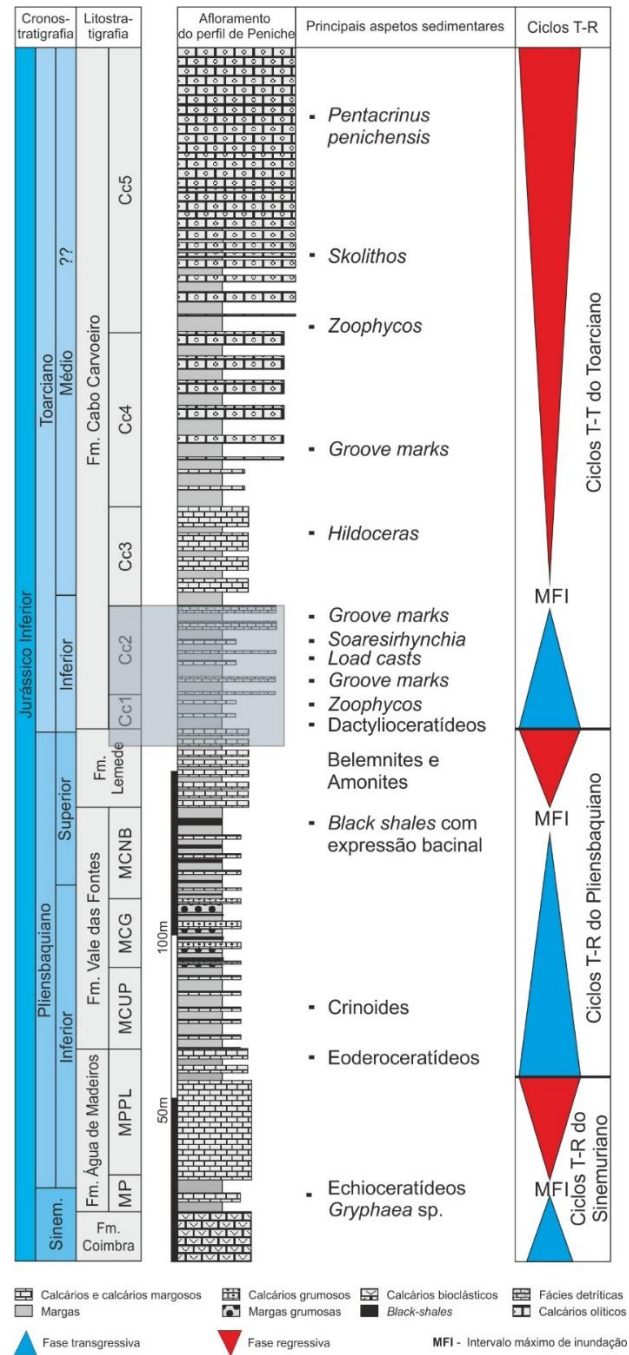


Figura II-3 - Perfil estratigráfico esquemático do Sinemuriano superior – Aaleniano superior (?) (Formações de Vale das Fontes, Lemedé e Cabo Carvoeiro) na região de Peniche: litostratigrafia, estratigrafia sequencial (sequências de 2ª e 3ª ordens) e principais marcadores cartográficos. MP-Membro de Polvoeira; MPPL – Membro de Praia da Pedra Lisa; MCUP – Margas e calcários com Uptonia e Pentacrinus; MCG – Margas e calcários grumosos; MCNB – Margo-calcários com níveis betuminosos; Cc1 a Cc5 – Cabo Carvoeiro 1 a 5. A banda sombreada indica o intervalo em estudo. Adaptado de Duarte et al. (2015).

É neste período que surge a primeira referência à importância do registo sedimentar da Ponta do Trovão como possível GSSP (Elmi et al., 1996). Em Duarte & Soares (2002) apresenta-se a formalização de várias unidades do Jurássico Inferior da BL, destacando-se as formações de Lemedede e do Cabo Carvoeiro (fig. II. 2). Em Duarte (2004, 2005) e Duarte et al. (2004) são enfatizadas a singularidade sedimentar e estratigráfica do corte de Peniche, em especial do Toarciano, e a candidatura da Ponta do Trovão a GSSP, o que vem a acontecer nos anos seguintes, através da formalização da candidatura na Comissão Internacional de Estratigrafia, para a qual muito contribuíram os diversos estudos apresentados no VII Congresso Internacional sobre o Sistema Jurássico, realizado em Cracóvia (Polónia, 2006). Destaca-se Elmi (2006), onde se apresenta um estudo de comparação da fauna de amonites de Peniche com a fauna de outras áreas tetisianas e do NW da Europa. Este trabalho constitui uma sequela de Elmi et al. (2005) e, em conjunto com Rocha (2007), destaca a validade do perfil de Peniche como GSSP do limite inferior do Toarciano. Em 2014, por fim, através da ratificação pela IUGS (ver Rocha et al., 2013), o perfil de Peniche foi considerado oficialmente o GSSP do limite inferior do Toarciano, após um longo e complexo processo.

Paralelamente a todo o decurso relativo ao GSSP do Toarciano, foi desenvolvido desde 2005, no Pliensbaquiano - Toarciano de Peniche, um conjunto vasto e diferenciado de trabalhos, entre os vários domínios da estratigrafia, sedimentologia e paleontologia. Destacam-se as contribuições de litostratigrafia, estratigrafia sequencial e quimiostратigrafia (Oliveira et al., 2006; Duarte, 2007; Hesselbo et al., 2007; Duarte et al., 2011; Silva et al., 2011, 2014), micropaleontologia/paleontologia, com estudo dos ostracodos (Pinto et al., 2006, 2007a, 2007b; Pinto, 2008), nanoplâncton calcário (Oliveira et al., 2007; Mailliot et al., 2007; Mattioli et al., 2008, 2009, 2013; Reggiani et al., 2010), palinologia (Barrón et al., 2013) e braquiópodes (Comas-Rengifo et al., 2015).

Contudo, a maior relevância de toda a atividade científica realizada no Toarciano Inferior parece ter resultado a partir de Hesselbo et al. (2007), onde se apresenta um contributo importantíssimo para o estudo do EOA-T, a partir da análise de alta resolução do registo isotópico do carbono em sedimento carbonatado e madeira fóssil. A excursão isotópica negativa do carbono, observada nos dois parâmetros (continental e marinho), evidencia uma clara perturbação do ciclo do carbono entre os diversos sistemas terrestres (essencialmente atmosfera e oceanos), ao longo do Toarciano inferior. Este estudo foi complementado em larga escala através dos trabalhos de Suan et al. (2008a, 2010), utilizando proxies paleoclimáticos e paleoambientais (isótopos de oxigénio em braquiópodes e estudo de nanofósseis calcários) que ajudam ao entendimento da variabilidade das condições marinhas durante o EOA-T. É também neste contexto que Suan et al. (2008b), através de análise

espectral de sedimentos de Peniche e do corte de Dotternhausen no SW da Alemanha, apresentam um estudo de ciclostratigrafia, com vista a uma definição do intervalo temporal da excursão isotópica do carbono. Mais recentemente, Pittet et al. (2014) apresentam um estudo sobre descontinuidades sedimentares e mudanças no nível do mar, maioritariamente durante o Toarciano inferior, mas abordando também a passagem Pli-Toa. Este estudo baseia-se em perfis isotópicos de carbono de vários cortes da BL, entre eles, o de Peniche.

2.2. Localização e descrição do corte

O perfil estudado localiza-se na península de Peniche (fig. II. 4), mais especificamente na Ponta do Trovão, onde se observa a transição Pli-Toa (fig. II. 5), e a Praia do Abalo. Corresponde a uma sucessão margo-calcária alternante com 37 m de espessura, na qual os estratos apresentam direção N68°W, pendendo 16° para S.

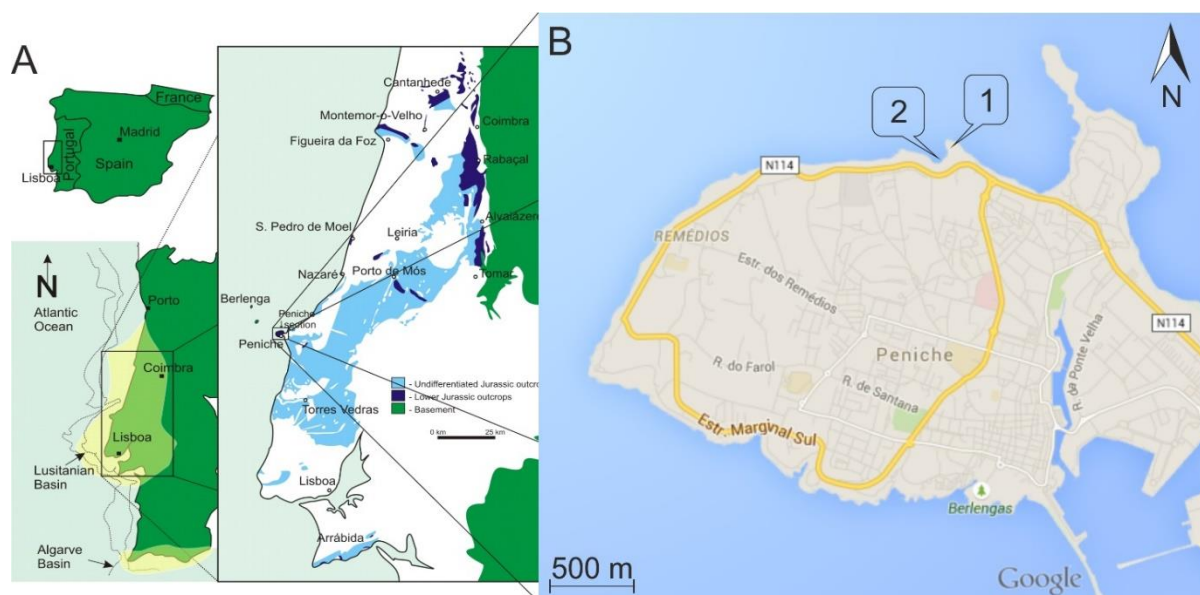


Figura II-4 - A: Localização do perfil de Peniche na Bacia Lusitânica (segundo Duarte et al., 2010); B: Localização da Ponta do Trovão (1) e da Praia do Abalo (2) na Península de Peniche (adaptado de Google Maps™). Coordenadas geográficas (Google Earth™): 1- 39°22'15.29"N; 9°23'6.75"W; 2 - 39°22'12.66"N; 9°23'7.80"W.

Na fig. II. 6A é possível observar o registo estratigráfico sob a forma de perfil observável na Ponta do Trovão – Praia do Abalo. Estudou-se o topo da Formação de Lemede (Zona Emaciatum, Pliensbaquiano) que consta de uma alternância de calcários margosos, decimétricos, com margas, centimétricas, muito rica em amonites e belemnites (fig. II. 6B). Esta porção do perfil apresenta 11,2 m nos quais foram recolhidas 7 amostras sempre que a natureza da rocha o permitiu. Foram estudados os seguintes 26 m do perfil, já pertencentes

ao Toarciano (fig. II. 6C), sendo que os primeiros 11 m correspondem à Zona Polymorphum (membro CC1) e os restantes 15 m se inserem já na Zona Levisoni (membro CC2), tendo sido recolhidas 32 amostras. Tal como referido, o membro CC1 apresenta uma alternância de margas, por vezes micáceas, com calcários margosos. Destaca-se nesta sucessão o abundante conteúdo fossilífero (belemnites, pequenos braquiópodes, amonoides piritizados e bivalves). O membro CC2 da Formação Cabo Carvoeiro, por sua vez, apresenta margas muito ricas em fração siliciclástica (essencialmente quartzo e filossilicatos), laminadas, intercaladas com calcários margosos micríticos ou gresosos. Apresenta ainda microconglomerados e grés com cimento carbonatado, sendo o registo fossilífero escasso, embora se observem ocasionalmente alguns amonoides e braquiópodes. Observa-se também a presença de *groove-casts* e figuras de carga.



Figura II-5 - Transição Pliensbaquiano (Zona Emaciatum) - Toarciano (Zona Polymorphum) e transição entre as zonas Polymorphum e Levisoni observadas na península de Peniche (dados biostratigráficos de Elmi, 2006; Rocha et al., 2013; Comas-Rengifo et al., 2015).

O registo dos foraminíferos bentónicos no Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior do perfil de Peniche (Bacia Lusitânica, Portugal): ecostratigrafia e interpretação paleoecológica

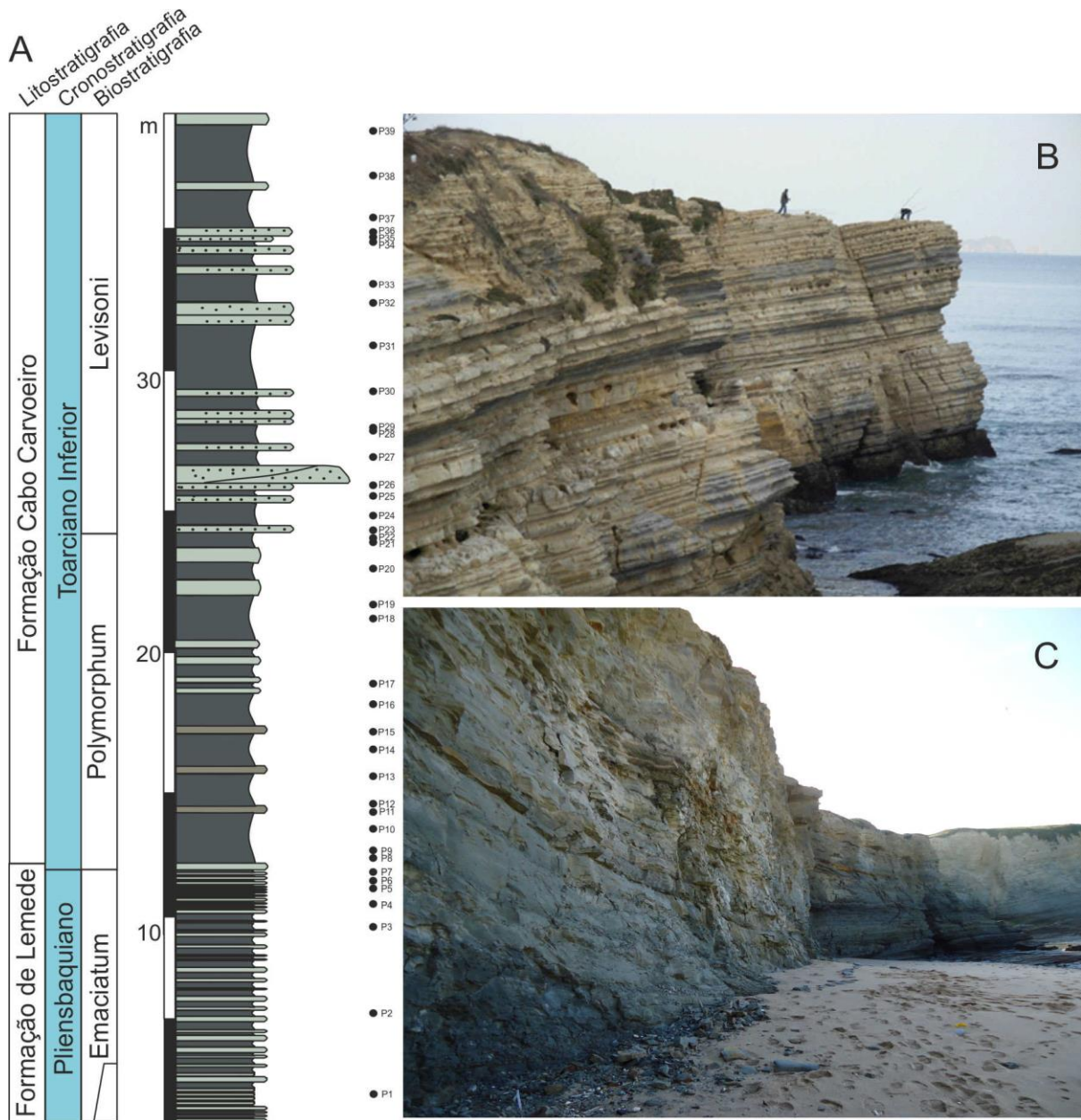


Figura II-6 - A: Perfil estratigráfico da sucessão da Ponta do Trovão – Praia do Abalo (construção adaptada de Duarte, 1995; Hesselbo et al., 2007; Barrón et al., 2013); B: Vista geral da Formação de Lemedo; C: Vista geral do membro CC2 da Formação do Cabo Carvoeiro.

Capítulo III - Metodologias e abordagem teórica

O capítulo III engloba dois subcapítulos que, apesar de distintos, se complementam uma vez que constituem fundamentos práticos e teóricos que estão na base do estudo das associações de foraminíferos. Assim, apresenta-se no subcapítulo inicial uma descrição dos materiais e métodos utilizados na preparação das amostras para o estudo micropaleontológico, desde o processo de limpeza das amostras até à classificação e registo fotográfico dos microfósseis identificados. O segundo subcapítulo, por sua vez, corresponde a uma compilação de questões teóricas associadas aos foraminíferos, tais como a taxonomia, a definição de ecostratigrafia e a diferenciação em morfogrupos, tidos em conta no presente estudo.

1. Materiais e métodos

O trabalho desenvolvido tem por base o perfil de Peniche (ver figs. II.3 e II.6), onde foram recolhidas 39 amostras em níveis margosos, de forma a garantir a preservação dos microfósseis durante a preparação das amostras, uma vez que as margas são mais brandas comparativamente às litologias calcárias. Tal como o enfatizado no capítulo II, esta fase teve por base os trabalhos de Mouterde (1955), Duarte (1995, 1997), Duarte & Soares (2002) e Hesselbo et al. (2007), assim como as precisões biostratigráficas de amonites que constam em Barrón et al. (2013) e Comas-Rengifo et al. (2015). Grande parte das metodologias a seguir descritas foi desenvolvida nos Laboratórios de Análise de Bacias Sedimentares e de Sedimentologia do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra. Recorreu-se ainda a três missões realizadas na Universidade de Jaén (Espanha) onde foi possível a aquisição de conhecimentos a aplicar na preparação laboratorial, na triagem e no processo de classificação dos microfósseis.

1.1. Metodologia de limpeza das amostras

Após a recolha e identificação, cada amostra foi descrita sucintamente. De seguida, o material foi seco (fig. III. 1A) e pesado. Cerca de 300 g foram reduzidos a uma granulometria de cerca de 0,5 cm com o auxílio de um martelo (fig.III.1B), em primeiro lugar, e um almofariz de porcelana (fig.III.1C), em segundo lugar. De seguida, o material foi colocado em copos com água para uma maior desagregação. No caso de níveis muito argilosos foi adicionada à água uma solução de hexametáfosfato de sódio (5-10 g para 200 ml de água) e detergente da loiça

comum para simplificar o processo de lavagem. Relativamente às amostras mais calcárias, menos brandas, foi necessário, por vezes, adicionar uma solução de ácido acético ($C_2H_4O_2$) (70%) e água destilada (30%) (fig.III.1D) com controlo da reação de forma a evitar a dissolução dos microfósseis. O tempo de atuação do ácido acético esteve dependente da natureza de cada amostra, de forma que houve diferentes tempos de mergulho na solução ácida, sendo o mínimo duas horas e o máximo seis horas. É importante referir que as amostras expostas prolongadamente (i.e. mais de duas horas) à solução de ácido acético foram lavadas a cada duas horas, de modo a que apenas o material de maior dimensão pudesse ser desagregado por ação do ácido acético, evitando-se assim a dissolução dos foraminíferos.

Para a lavagem/crivagem do material utilizaram-se os crivos de 1 mm, 500 μm , 200 μm , 100 μm e 53 μm (fig.III.1E), os quais foram sujeitos a um banho numa solução de azul-de-metileno entre cada lavagem para evitar contaminações. As frações de 100 e 200 μm depois de lavadas foram sujeitas a ultra-sons para uma melhor limpeza do material (fig.III.1F), sendo posteriormente secas numa estufa juntamente com as restantes frações, a uma temperatura de cerca de 35° C (fig.III.1G). Todo o material foi organizado e arquivado, após pesagem das diferentes frações.

1.2. Metodologia de obtenção e classificação dos microfósseis

Após o processo de limpeza das amostras iniciou-se o processo de triagem, ou seja, a análise detalhada do resíduo de cada amostra com o objetivo de extrair todos os foraminíferos encontrados. Os resíduos analisados correspondem à fração de 100 μm e 200 μm , de acordo com as dimensões aproximadas dos foraminíferos deste intervalo estratigráfico. Assim, com o auxílio de uma lupa binocular de modelo Leica EZ4, uma pequena bandeja quadriculada de fundo negro e um pincel, foram extraídos todos os exemplares de foraminíferos e ostracodos encontrados. Foram também recolhidos alguns elementos que pudessem fornecer informação sobre a natureza da amostra, tais como outros microfósseis (ostracodos, microgastrópodes), bioclastos (fragmentos de equinodermes e de conchas de moluscos) e outras partículas. Após a extração, cada foraminífero foi classificado ao nível genérico, tendo o último passo sido a quantificação dos exemplares de cada género. Quantificaram-se também os exemplares de ostracodos recolhidos. A classificação dos foraminíferos foi adotada de Loeblich & Tappan (1988) e auxiliada com alguns trabalhos realizados com foraminíferos do Toarciano (Riegraf, 1985; Ruget, 1985; Fischer et al., 1986; Boutakiout, 1990; Herrero, 1993; Bejjaji, 2007). Os microfósseis recolhidos foram guardados em porta-amostras apropriados, tendo sido devidamente identificados. É de referir que após a observação à lupa, cada bandeja de material foi pesada numa balança de precisão e guardada em pequenos frascos.

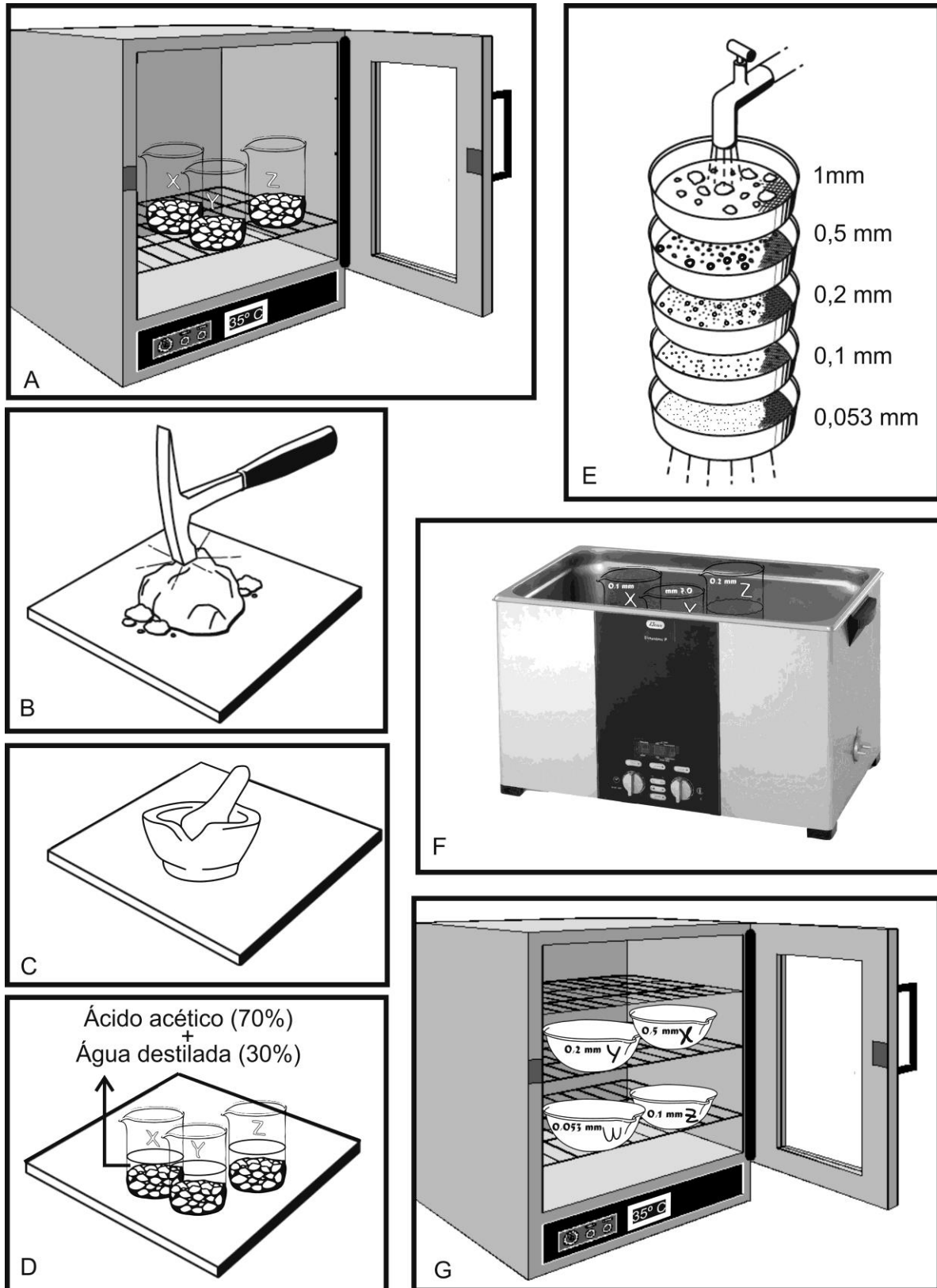


Figura III-1 - Ilustração esquemática dos principais passos do procedimento laboratorial de preparação das amostras para análise das associações de foraminíferos. A – Secagem; B e C – Desagregação mecânica; D - Desagregação química; E – Lavagem/ crivagem; F – Limpeza com recurso a ultra-sons; G – Secagem das diferentes frações. Modificado de Crasquin-Soleau et al. (2005). A, F e G baseados em figuras cedidas em <http://camblab.info/wp/wp-content/uploads/2013/03/ElmasonicP300H.jpg> e <http://www.ecs.umass.edu/cee/reckhow/courses/572/572bk11/572BK11.html>, respetivamente.

Adicionalmente, com vista a uma pequena análise faciológica, foram também observadas 26 lâminas delgadas de amostras calcárias, com o auxílio de um microscópio de luz transmitida de modelo Motic SMZ – 168.

1.3. Análise quantitativa

Tal como foi dito anteriormente, a totalidade de resíduo de cada fração foi pesada, assim como a quantidade de amostra triada. Após o processo de triagem foram feitas análises quantitativas, utilizando cálculos de abundância absoluta (por 100 gramas de amostra total) e abundância relativa. Para efeitos de análise da diversidade microfaunística, calculou-se o índice de diversidade- α (Fisher et al., 1943).

1.4. Registo fotográfico

Foi feito registo fotográfico dos diversos espécimes que constam nas 39 amostras analisadas, tendo sido selecionadas algumas delas para constarem no capítulo IV, como exemplos ilustrativos dos foraminíferos encontrados na sucessão de Peniche. As fotografias foram obtidas no Microscópio Eletrónico de Varrimento Merlin Carl Zeiss do Centro de Instrumentación Científico-Técnica da Universidade de Jaén.

2. Foraminíferos bentónicos: uma abordagem teórica

A maioria dos foraminíferos atuais é bentónica, registando-se desde o Câmbrico até à atualidade, sendo que durante o Mesozoico surgiram também as formas planctónicas (Boudagher-Fadel, 2012). No século XIX, D'Orbigny (1826) utilizou o termo “foraminíferos” para classificar pequenos organismos cujas carapaças são constituídas por câmaras sucessivas, ligadas entre elas por orifícios designados por forâmens e divididas por septos. Em termos taxonómicos, os foraminíferos são protozoários (e.g. Dujardin, 1835; Loeblich & Tappan, 1988; Boudagher-Fadel, 2012) e correspondem a seres eucariontes unicelulares, exibindo um comportamento animal (Boudagher-Fadel, 2012). Apesar de inicialmente incluídos na Ordem Foraminiferida, esta categoria foi elevada a Classe em Lee (1990). A taxonomia sistemática dos foraminíferos continua atualmente em revisão discutindo-se a afinidade deste grupo com os restantes eucariontes recorrendo-se a estudos filogenéticos com base em material genético de foraminíferos atuais (ver Wray et al, 1995; Archibald et al, 2003, entre outros). Continua também a discutir-se a própria taxonomia dos diferentes grupos de foraminíferos (Pawlowski et al., 2013).

Os foraminíferos bentônicos constituem grande parte da biomassa marinha (Snider et al., 1984) e correspondem a uma componente significativa na cadeia alimentar, tanto por serem predadores (e.g. Lee & Capriulo, 1990; Gooday et al., 1992) como por constituírem uma fonte de alimento para outros organismos (e.g. Lipps, 1983; Lee & Capriulo, 1990). Podem viver nos primeiros 10 cm de sedimento, aproximadamente, mas concentram-se essencialmente no primeiro centímetro desta coluna ou na superfície do mesmo (formas epifaunais) (Corliss, 1991). As formas infaunais pouco profundas, por sua vez, vivem a uma profundidade inferior a 5 cm na coluna de sedimento (Kuhnt et al., 1996). Existem contudo algumas formas que apesar de serem infaunais pouco profundas ou epifaunais, podem migrar no sedimento e ocupar nichos mais profundos, sendo designados por formas infaunais potencialmente profundas (e.g. Reolid et al., 2008b). Alguns grupos vivem associados a formas vegetais (formas epifíticas ou fitais) ou encontram-se fixos a um substrato (formas sésseis ou incrustantes) (e.g. Murray, 2006; Reolid et al., 2008b).

A abundância e a diversidade dos foraminíferos bentônicos variam em função da disponibilidade de nutrientes no fundo marinho e do oxigénio, segundo o modelo TROX (Jorissen et al., 1995), sendo portanto largamente utilizados em reconstruções paleoambientais (Bernhard, 1986; entre outros). No geral, a sua abundância aumenta com o aumento da quantidade de nutrientes, no entanto, a partir de um certo limite, a presença destes no fundo marinho resulta num consumo de oxigénio, levando a uma diminuição da abundância dos foraminíferos (Murray, 1991). Os taxa designados por oportunistas (estrategas-r), por oposição às formas especialistas (estrategas-K), beneficiam destas condições de baixo grau de oxigenação mas elevada quantidade de nutrientes, reproduzindo-se a elevada taxa, dominando as associações de foraminíferos (e.g. Nocchi & Bartolini, 1994; Boutakiout & Elmi, 1996; Reolid et al., 2012a, 2012c; entre outros).

2.1. Ecostratigrafia

Segundo Boucot (1986), a ecostratigrafia é uma ferramenta de grande potencial na análise de bacias sedimentares sob o ponto de vista ambiental/ecológico. Também definida como “estratigrafia de ecossistemas” (Martinsson, 1973), a ecostratigrafia, de acordo com Olóriz et al. (2012), assume que as sucessões sedimentares registam informação sobre a dinâmica ambiental que afetou as paleocomunidades aí presentes. Assume, portanto, que através do estudo da distribuição estratigráfica de um dado grupo de organismos fósseis é possível determinar as variações ecológicas ocorridas no paleoambiente associado, dada a influência da flutuação de fatores ambientais nas comunidades bióticas. Um dos grandes objetivos da ecostratigrafia é melhorar a definição das subdivisões estratigráficas, providenciando intervalos estratigráficos mais detalhadas que aqueles obtidos pela

biostratigrafia clássica (Waterhouse, 1976; Sokolov, 1988). Em alternativa, pode ainda providenciar um enquadramento paleoecológico que esteja em sintonia com os intervalos estratigráficos usados tradicionalmente (Rabe & Cisne, 1980; Boucot, 1982; Cisne & Chandlee, 1982; Berry, 1983; Cisne et al., 1984; Martin, 1991; entre outros). Mais recentemente, a ecostratigrafia tem sido interpretada como um registo da dinâmica ecológica (e.g., Olóriz, 2000) e um contributo nas mudanças observadas nas associações fósseis e nas flutuações do nível do mar em áreas epicontinentais (e.g., Brett & Baird, 1986, 1997; Brett, 1988a, 1988b, 1998; Brett et al., 2006, 2007a, 2007b; Nikitenko et al., 2013; Olóriz et al., 2008, 2012).





2.2. Diferenciação em morfogrupos de foraminíferos e estilo de vida

A utilização de morfogrupos de foraminíferos com vista à determinação de parâmetros paleoambientais tem tido especial interesse nas últimas décadas. O estudo das associações de foraminíferos fósseis e atuais demonstrou que a morfologia das carapaças (forma de enrolamento, arranjo e número de câmaras, características e posição das aberturas, entre outras) pode ser relacionada com diferentes estilos de vida e estratégias tróficas (Corliss, 1985, 1991; Nagy, 1992; Tyszka, 1994; entre outros). Após os trabalhos iniciais de análise de associações de foraminíferos (Chamney, 1977; Severin, 1983), segue-se o sistema de morfogrupos de foraminíferos bentónicos de Jones & Charnock (1985), baseado em faunas modernas. Mais tarde surgiram variações destes sistemas com o objetivo de interpretar alterações paleoambientais relacionadas com o grau de oxigenação e disponibilidade de nutrientes (Nagy, 1992; Tyska, 1994; Nagy et al., 1995; Bąk, 2004; Szydło, 2004; Lemańska, 2005; Reolid et al., 2008b; entre outros). A definição de morfogrupos tem por base o estilo de vida/microhabitat dos foraminíferos (epifaunal, infaunal pouco profundo e infaunal potencialmente profundo) e, em segundo lugar, as suas estratégias de nutrição (suspensívoro, filtrador, herbívoro, bacteriófago, omnívoro, etc.). De acordo com Nagy (1992), o uso de morfogrupos é vantajoso porque permite comparações fiáveis de associações de diferentes idades, reduzindo o efeito das divergências taxonómicas causadas pela evolução biológica, evita determinações taxonómicas ao nível específico e simplifica as análises reduzindo o número de variáveis.

Uma vez que a composição dos foraminíferos é controlada pela fácies, maioritariamente por variações das condições eco-sedimentares durante a deposição da sucessão estratigráfica, é necessário adequar o sistema de morfogrupos a cada fácies sedimentar (sistema de plataforma siliciclástica ou carbonatada). Assim, em Reolid et al. (2008b) apresenta-se um sistema passível de ser aplicado a fácies mistas, como é o caso dos sedimentos do Toarciano inferior de Peniche.





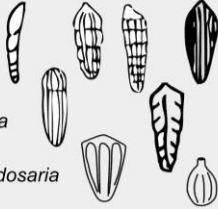




Diferenciaram-se 13 morfogrupos (tabs. III.1 e III.2), seguindo a nomenclatura de Reolid et al. (2008b, 2012c), que refletem em primeiro lugar, diferentes microhabitats e posteriormente, estratégias de nutrição. Os morfogrupos definidos apresentam designações de C a K (MG-C a MG-K), sendo que alguns se dividem em subgrupos. As formas aglutinadas (tab.III.1) são estudadas separadamente das formas calcárias (tab III.2), agrupando-se num diferente conjunto de morfogrupos.

Tabela III-1 - Microhabitat e estratégias de nutrição de acordo com a morfologia das carapaças de foraminíferos aglutinados, baseado em interpretação de formas do Jurássico (Nagy, 1992; Tyszka, 1994) e formas modernas (e.g., Corliss, 1985, 1991; Jones & Charnock, 1985; Bernhard, 1986; Corliss & Chen, 1988). Modificado de Reolid et al. (2008b, 2012c).

		Morfogrupo	Morfologia da carapaça	Microhabitat/ estilo de vida	Estratégias de nutrição	Géneros
Foraminíferos aglutinados	C	C1	Uniseriada alongada	Infaunal potencialmente profundo (estratega-r)	Vasívoros (necrófagos detritívoro-bacteriófagos)	<i>Reophax</i> 
		C2	Uniseriada alongada com fase inicial planispiralada ou estreptospiralada	Infaunal pouco profundo (estratega-K)	Vasívoros (necrófagos detritívoro-bacteriófagos)	<i>Ammobaculites</i> 
		C3	Alongada bisseriada	Infaunal pouco profundo a potencialmente profundo (estratega-K)	Vasívoros (necrófagos detritívoro-bacteriófagos)	<i>Textularia</i> 
	E		Discoidal (planispiral ou estreptospiral)	Epifaunal e fital (estratega-K)	Herbívoros, detritívoros	<i>Glomospira</i> 

O registo dos foraminíferos bentónicos no Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior do perfil de Peniche (Bacia Lusitânica, Portugal): ecostratigrafia e interpretação paleoecológica

Tabela III-2 - Microhabitat e estratégias de nutrição de acordo com a morfologia das carapaças de foraminíferos calcários, baseado em interpretação de formas do Jurássico (Nagy, 1992; Tyszka, 1994) e formas modernas (e.g., Corliss, 1985, 1991; Jones & Charnock, 1985; Bernhard, 1986; Corliss & Chen, 1988). Modificado de Reolid et al. (2008b, 2012c).

Morfogrupo		Morfologia da carapaça	Microhabitat/ estilo de vida	Estratégias de nutrição	Géneros	
Foraminíferos calcários	F	Enrolamento plano-convexo e meandriforme, com fase inicial enrolada	Epifaunal sésil (estratega-K)	Herbívoros passivos (suspensívoros?)		
	G	Enrolamento plano-convexo (trocospiralado)	Epifaunal (estratega-r)	Herbívoros raspadores	<i>Reinholdella</i> 	
	H	Planispiralada (discoidal achatada)	Epifaunal a fital (estratega-K)	Herbívoros e fitodetrítivos	<i>Spirillina</i> 	
	I	Planispiralada alongada	Epifaunal (estratega-K)	Vasívoros, herbívoros e detritívoros	<i>Ophthalmidium</i> 	
	J	J1	Alongada subcilíndrica uniseriada	Infaunal pouco profundo (estratega-K)	Vasívoros, herbívoros e necrófagos bacteriófagos	<i>Dentalina</i> <i>Ichtyolaria</i> <i>Lagena</i> <i>Lingulina</i> <i>Marginulina</i> <i>Nodosaria</i> <i>Pseudonodosaria</i> <i>Tristix</i> 
		J2	Alongada aplanada	Infaunal pouco profundo (estratega-K)	Vasívoros a raspadores omnívoros	<i>Astacolus</i> <i>Falsopalmula</i> <i>Marginulinopsis</i> 
		J3	Espiro-sigmoidal alongada com com disposição assimétrica das câmaras	Infaunal pouco profundo a potencialmente profundo (estratega-r)	Vasívoros, raspadores omnívoros	<i>Eoguttulina</i> 
		J4	Alongada biseriada	Infaunal pouco profundo (estratega-K)	Vasívoros (bacteriófagos e detritívoros necrófagos)	<i>Bolivina</i> 
	K	Biconvexa planispiralada (lenticular)	Epifaunal a infaunal potencialmente profundo (estratega-r)	Vasívoros, raspadores omnívoros	<i>Lenticulina</i> 	

2.2.1. Foraminíferos aglutinados

O morfogrupo C Engloba foraminíferos com carapaça alongada, multilocular (arranjo unisseriado e potencial enrolamento numa fase inicial), subcilíndrica e com modo de vida infaunal. Diferenciam-se aqui três subgrupos:

Subgrupo C1: Inclui formas unisseriadas necrófagas detritívoro-bacteriófagas com modo de vida infaunal pouco profundo a potencialmente profundo. Inclui o género *Reophax*, considerado oportunista com modo de vida infaunal (Jenkins, 2000). Galeotti et al. (2002) referem que algumas espécies têm comportamento oportunista e alto poder de dispersão. Relativamente aos hábitos de nutrição e modo de vida deste género, Nagy (1992) e Tyszka (1994) consideraram-no necrófago detritívoro-bacteriófago com preferência por habitats infaunais profundos. No Jurássico, *Reophax* é atribuído a ambiente deltaico (Nagy & Johansen, 1989), ambiente de plataforma intermédia e externa (Reolid, 2003; Reolid & Nagy, 2005; Olóriz et al., 2006), ambiente lagunar profundo (Hughes, 2004) e ambiente lagunar salobro pouco profundo (Bhalla & Talib, 1991). Exemplares atuais de *Reophax* vivem enterrados no sedimento até uma profundidade de 15 cm (Kaminski et al., 1988; Mackensen & Douglas, 1989; Hunt & Corliss, 1993) e toleram baixas concentrações de oxigénio (0,5 ml/l) (Kaminski et al., 1995). De acordo com Schafer et al. (1981), este género, em conjunto com *Ammobaculites*, tende a aumentar com o aumento de profundidade,

Subgrupo C2: Abarca formas com uma fase inicial planispiralada ou estreptospiralada e uma fase final unisseriada com modo de vida infaunal pouco profundo e relativamente às estratégias de nutrição são detritívoro-bacteriófagos necrófagos. Inclui o género *Ammobaculites*. Nagy (1992) e Tyska (1994) consideram que este género, no Jurássico, tinha um modo de vida infaunal pouco profundo e relativamente às estratégias de nutrição, é detritívoro-bacteriófago necrófago. A granulometria dos grãos constituintes das carapaças deste género permite inferir condições paleoambientais. Assim, Gaillard (1983) refere que quanto mais grosseiro for o grão, mais proximais são as condições, no caso de ambiente de plataforma. Por outro lado, Barnard et al. (1981) referem que as formas de grão mais fino representam ambientes de águas pouco profundas com reduzida salinidade ou oxigenação e as formas mais grosseiras se associam a ambientes mais profundos. Há ainda autores, como Ellison & Nichols (1976) e Kapp (1977), que defendem que as formas mais grosseiras se associam a ambientes de baixa salinidade, como estuários ou deltas. Podem também associar-se a fácies de laguna profunda (Hughes, 2000). Jenkins (2000) estudou sedimentos do Kimeridgiano e constatou a existência de uma correlação negativa entre os valores de Carbono Orgânico Total (COT) e a presença de *Ammobaculites*,

associando ainda exemplares com carapaça sem fase final unisseriada de habitat infaunal pouco profundo a elevados valores de COT. Segundo Reolid & Martínez-Ruiz (2012), *Ammobaculites* pode ser considerado intolerante a baixos níveis de oxigénio, em microhabitats infaunais pouco profundos.

Subgrupo C3: Engloba formas alongadas bisseriadas, trisseriadas e trocospiraladas com modo de vida infaunal pouco profundo a potencialmente profundo, sendo detritívoros a escavadores bacteriófagos. Inclui o género *Textularia*. Este género, segundo Nagy (1992) e Tyszka (1994), é uma forma potencialmente infaunal profunda.

Morfogrupo E: Este morfogrupo inclui foraminíferos aglutinados com carapaças achatadas com um prolóculo ao qual se segue uma segunda câmara longa enrolada planispiralmente ou estreptospiralmente (enrolamento caótico, semelhante ao de um novelo). Apresentam um modo de vida epifaunal e fital (associado a comunidades fitais, como algas) e, em termos de estratégias de nutrição, são herbívoros e detritívoros. Inclui o género *Glomospira* que Benjamini (1984) registou num ambiente de águas rasas de baixa energia. Bąk (2000) associou este mesmo género a condições de baixa produtividade em fundo marinho oxigenado em ambiente bacinal e de talude associado a baixa taxa de sedimentação. Espécies vivas de *Glomospira* vivem na superfície do sedimento ou perto desta (1,5 cm abaixo da superfície) (Mackensen & Douglas, 1989). Em sedimentos do Triássico e do Jurássico, quando associada a *Ammodiscus*, *Glomospira* pode ser encontrada em ambientes salobros de planície deltaica ou estuários (Nagy et al., 2010).

2.2.2. Foraminíferos calcários

Morfogrupo F: Agrupa formas sésseis incrustantes plano-convexas e meandriformes, por vezes com enrolamento inicial. Estas formas são interpretadas como sendo herbívoras passivas epifaunais e possivelmente suspensívoras. Pela sua natureza sésil, este morfogrupo é muito sensível ao aumento da taxa de sedimentação (Reolid et al., 2005; Reolid & Gaillard, 2007) e está dependente da disponibilidade de nutrientes no meio, alimentando-se de tapetes microbianos (Bernhard & Bowser, 1992).

Morfogrupo G: Este grupo é constituído por foraminíferos aragoníticos com carapaça enrolada trocospiralmente (plano-convexa). São formas epifaunais, tidas como herbívoras raspadoras, incluindo-se neste morfogrupo o género *Reinholdella*. Este táxone é considerado uma forma oportunista no Jurássico Inferior (Boutakiout & Elmi, 1996; Reolid et al., 2012a, 2012c), sendo indicador de eventos transgressivos, águas profundas e baixo grau de oxigenação do fundo marinho (Brouwer, 1969).

Morfogrupo H: Abarca formas calcárias planispiraladas (discoidais, achatadas) ou trocospiraladas (plano-convexas), constituídas por um prolóculo, seguido por uma segunda câmara. Apresentam um modo de vida epifaunal a fital herbívoro e fitodetrívoro. Compreende o género *Spirillina*. Relativamente ao ambiente que denuncia, este género suscita alguma controvérsia. Formas atuais deste género vivem associadas a algas em lagunas (Davies, 1970; Brasier, 1975), alimentando-se de diatomáceas epifíticas e outras microalgas (Kitazato, 1988). Segundo Morris (1982) esta tendência para a associação com algas mantém-se nas formas fósseis do Jurássico, pelo menos na espécie *Spirillina infima*. Esta espécie foi identificada por Johnson (1977) em depósitos de plataforma interna a externa do Pliensbaquiano – Toarciano. Em contrapartida, Nagy (1992) associa spirilínídeos (Família Spirillinidae) de sedimentos deltaicos do Mar do Norte (Bajociano) a ambientes fóticos rasos onde, segundo um modo de vida vágil epifaunal, estes foraminíferos se associam a algas macroscópicas ou colonizam na camada floculenta. Relativamente a estratégias de nutrição, Tyzka (1994) associa a este género o comportamento herbívoro raspador e detritívoro, mantendo a tese da associação com algas. Gordon (1970) associou o aumento da proporção de *Spirillina* à diminuição da profundidade, enquanto Monaco et al. (1994) consideram que este género é indicativo de um ambiente de plataforma intermédia em contexto regressivo, em sedimentos do Aaleniano. Segundo Samson (1997), os spirilínídeos são um grupo característico da zona fótica de um ambiente infralitoral. No Jurássico Superior, vários autores consideram que a presença de *Spirillina* se coaduna com um ambiente batial profundo e também de plataforma (Munk, 1980; Stam, 1986; Olóriz et al., 2003a, 2003b). Piotelat (1984) afirma que este género ocorre em zonas profundas com baixa taxa de sedimentação. Gaillard (1983) comparou os géneros *Spirillina* e *Ophthalmidium*, concluindo que este último indica taxa de sedimentação mais alta e ambiente mais raso comparativamente ao primeiro. Associou também os spirilínídeos a fácies de plataforma intermédia, associadas a esponjas. Por fim, em Bouhamdi et al. (2001), num estudo de depósitos de plataforma do Oxfordiano, afirma-se que a presença de *Spirillina* se associa a ambientes com abundância de recursos tróficos de origem fotossintética, facto apoiado por Reolid et al. (2008a) e Reolid & Martínez-Ruiz (2012).

Morfogrupo I: Reúne foraminíferos aporcelanados com forma espiral discoidal alongada. São vasívoros, herbívoros e detritívoros (Tyzka, 1994) com modo de vida epifaunal. O género *Ophthalmidium* integra este morfogrupo. Os miliolínídeos são, geralmente, intolerantes a condições de défice de oxigénio (Boudchiche & Ruget, 1993; Gooday et al., 2000; Reolid et al., 2013) e são característicos, atualmente, da zona intertidal e da plataforma interna (Bandy, 1956; Bandy & Arnal, 1957). A sua abundância aumenta proporcionalmente com o incremento de nutrientes disponíveis, quando não há défice de oxigénio (Halfar & Ingle, 2003). Gaillard

(1983) defende que este género tem preferência por zonas de plataforma profunda com elevada taxa de sedimentação, quando comparado com *Nubeculinella*, em sedimentos do Oxfordiano. Esta tese difere da defendida por Gordon (1970), Barnard et al. (1981), Boudchiche (1986), Gregory (1990) e Hughes (2004) que referem a preferência por ambientes de águas pouco profundas bem oxigenadas. Ainda assim, Boudchiche & Ruget (1993), Reolid & Martínez-Ruiz (2012) e Reolid et al. (2013) afirmam que os exemplares de *Ophthalmidium* com dimensão inferior a 250 µm podem surgir em ambientes restritos.

Morfogrupos J: Este morfogrupo reúne formas calcíticas com carapaças multiloculares alongadas com modo de vida infaunal pouco profundo ou potencialmente infaunal profundo. É possível ser dividido em quatro subgrupos:

Subgrupo J1: Inclui formas com carapaças alongadas, subcilíndricas e unisseriadas, tidas como filtradoras, herbívoras e escavadoras bacteriófagas, em termos de estratégias de nutrição. O seu modo de vida é infaunal pouco profundo. Este grupo é representado pelos géneros *Nodosaria*, *Dentalina*, *Ichtyolaria*, *Lingulina*, *Marginulina*, *Pseudonodosaria*, *Lagena* e *Tristix*. No Jurássico Médio, *Nodosaria* é interpretada como tendo hábitos infaunais pouco profundos com estratégias alimentares desde vasívoro a omnívoro raspador e/ou necrófago bacteriófago (Koutsoukos et al., 1990; Tyska, 1994). O formato alongado dos foraminíferos pertencentes à Família Nodosaridae no Jurássico Inferior tem sido interpretado como uma adaptação a um ambiente confinado (Rey et al., 1994), o que não se coaduna com a presença desta família nas associações registadas no setor Pré-Bético, correspondentes a um setor interpretado como representativo de um ambiente de plataforma externa (Olóriz et al., 2002, 2003a, 2003b, 2006). *Lingulina* é considerada, por vezes, uma forma oportunista, bem adaptada a ambientes mal oxigenados pela grande área de superfície por unidade de volume que possui (Bartolini et al., 1992). Adicionalmente, a presença de costilhas bem definidas na carapaça aumenta a fricção com o sedimento, impedindo também o organismo de se afundar no mesmo e, conseqüentemente, de migrar para microambientes menos oxigenados (Bartolini et al., 1992).

Subgrupo J2: Inclui formas aplanadas associadas a um microhabitat infaunal pouco profundo e com um comportamento trófico de filtrador a raspador omnívoro. Inclui os géneros *Astacolus*, *Falsopalmula* e *Marginulinopsis*. Os taxa sem ornamentação nas carapaças estão associados a ambientes com valores normais de oxigénio, enquanto os taxa com ornamentação são reveladores de um ambiente mal oxigenado (Bernhard, 1986; Boudchiche & Ruget, 1993; Reolid et al., 2013).

Subgrupo J3: Este subgrupo é representado pelo táxone *Eoguttulina*, uma forma espiro-sigmoidal alongada com disposição assimétrica das câmaras. Este táxone é associado a um modo de vida infaunal pouco profundo a potencialmente profundo (Tyszka, 1994) e, em termos de estratégias tróficas, como vasívoro e raspador omnívoro. Considera-se também que pode ter um comportamento oportunista (Nocchi & Bartolini, 1994) e, dada a elevada mobilidade que apresenta no sedimento, pode indicar variações no grau de oxigenação (Reolid et al., 2012a, 2012b, 2013).

Subgrupo J4: O subgrupo J4 inclui o género *Bolivina*, correspondente a uma forma bisseriada alongada (Loeblich & Tappan, 1988). Segundo Koutsoukos & Hart (1990), em termos de estratégias de nutrição, *Bolivina* é uma forma vasívora (bacteriófaga e detritívora necrófaga).

Morfogrupo K: Composto por formas de carapaça multilocular biconvexa (lenticular) planispiral, como a do género *Lenticulina*, com modo de vida epifaunal a infaunal potencialmente profundo (Tyszka, 1994), apresentando-se como vasívoro a raspador omnívoro em termos de estratégias alimentares. *Lenticulina*, como cosmopolita, no Jurássico, ocupou com sucesso diversos microhabitats, devido à morfologia discoidal da sua carapaça, permitindo, por um lado, a estabilidade em substratos não consolidadas, se em posição horizontal, e, por outro, a deslocação, se em posição vertical (Tyszka, 1994). O seu comportamento é considerado oportunista enquanto colonizador do fundo marinho, após flutuações do grau de oxigenação no Jurássico (Tyszka, 1994; Reolid et al., 2008a, 2008b, 2012a, 2012c; Reolid & Martínez-Ruiz, 2012) e podendo também indicar níveis elevados de oxigénio dissolvido (Bernhard, 1986; Koutsoukos et al., 1990). Esta forma enrolada das morfologias pertencentes à Família Nodosaridae sugere uma não especialização, em contraste com as formas desenroladas, como é o caso de *Astacolus* e *Marginulinopsis* (Rey et al., 1994). Hughes (2000, 2004) refere que os géneros *Astacolus*, *Lenticulina* e *Nodosaria* (formas especialistas) estão associados a ambientes marinhos abertos e, em elevada proporção, podem indicar superfícies máximas de inundação.

Capítulo IV - Resultados

No presente capítulo faz-se, em primeiro lugar uma análise tafonómica onde se analisa o estado de conservação das carapaças dos foraminíferos, apresentando-se, em seguida, uma breve descrição da composição do resíduo das amostras. Segue-se um subcapítulo dedicado à análise geral das associações de foraminíferos no perfil em estudo, onde se definem as categorias taxonómicas em que se inserem (subordens e géneros), fazendo-se uma abordagem relativamente à abundância relativa de cada uma destas categorias. Referem-se ainda os morfogrupos e o modo de vida dominantes. O subcapítulo 4 consta de uma análise ecostratigráfica das associações de foraminíferos nos vários intervalos estratigráficos (IE) definidos na sucessão em estudo. Estes intervalos foram definidos de acordo com as principais mudanças observadas nas associações de foraminíferos identificadas no perfil de Peniche e são descritos sumariamente, em termos macroscópicos (amostra de mão) e microfaciológicos.

A análise das associações de foraminíferos nas 39 amostras estudadas, feita com base nos 1874 espécimes recolhidos, permitiu a identificação de 21 géneros de foraminíferos bentónicos distribuídos por 6 subordens.

1. Tafonomia

Em geral o estado de preservação dos foraminíferos no perfil de Peniche é pobre, sendo frequentes os exemplares fragmentados ou preenchidos por óxidos de ferro, micrite ou glauconite (?). As carapaças do género *Reinholdella* apresentam sempre recristalização dada a sua natureza aragonítica. Verifica-se que o estado de conservação dos microfósseis é mais deficiente nos primeiros 17,5 m do perfil e, uma vez que este intervalo corresponde à parte mais carbonatada da sucessão, é de admitir que a fragmentação, ou pelo menos parte dela, tenha sido induzida pelo processo de preparação laboratorial, dificultado pela natureza carbonatada das amostras. Verifica-se também que a má preservação das carapaças é mais comum nas fração mais fina (100 µm) e em exemplares alongados, dada a sua maior fragilidade, comparativamente, por exemplo, às formas lenticulares. Observou-se também alguma dissolução nas carapaças de foraminíferos junto ao limite Pli-Toa, num intervalo de cerca de 5,5 m. Não se observam evidências de polimento ou abrasão.

2. Descrição do resíduo de cada amostra

A análise do resíduo das amostras estudadas revelou a existência, além de foraminíferos, de ostracodos (fig. IV.1A-D), fragmentos de equinodermes, incluindo escleritos de holoturoides (fig. IV.1E), “vértebras” de ofiurídeos, espículas de equinoides, fragmentos de bivalves e braquiópodes, restos de vegetais carbonizados e fragmentos de pistas piritizadas. Óxidos de ferro e pirite são também uma constante ao longo do perfil, sendo que a pirite se pode apresentar em framboides, euédrica ou anédrica. Menos abundantes são os microgastrópodes piritizados (fig.IV.1F-G) e raros são os braquiópodes juvenis na mesma condição. Observa-se uma grande quantidade de fração siliciclástica, especialmente de filossilicatos, especialmente a partir da amostra P14 (cerca de 12 m acima da base do perfil) (Zona Polymorphum).

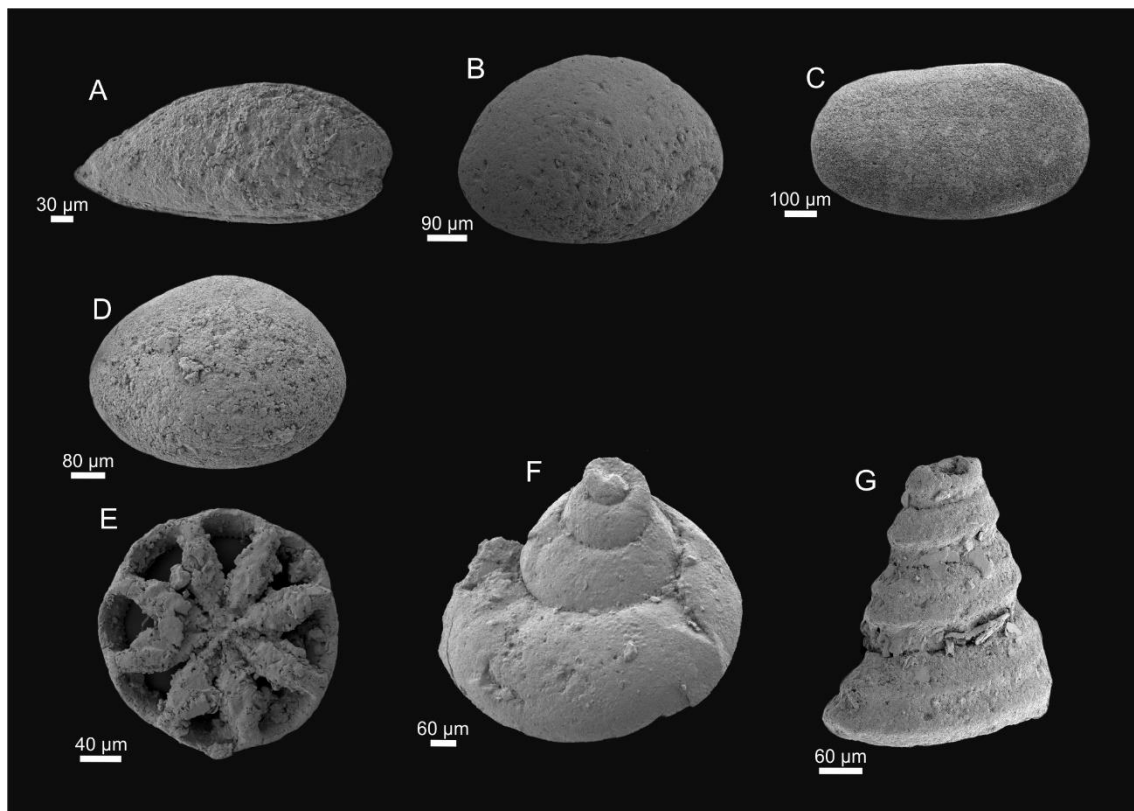


Figura IV-1 - Alguns exemplos dos microfósseis registados no resíduo das amostras do perfil de Peniche do intervalo Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior. A – D: Ostracodos; E: Esclerito de holoturoide; F-G: Microgastrópodes.

3. Associações de foraminíferos

Em linhas gerais, a subordem Lagenina domina as associações de foraminíferos da sucessão sedimentar estudada, tal como acontece na maioria dos perfis do Toarciano no setor tetisiano (Herrero, 1994, 1998; Hylton, 2000; Reolid et al., 2012a, 2012c, 2013, 2014a; Herrero & Ramírez, 2013; Reolid, 2014; entre outros).

Adicionalmente, reconhece-se a presença das seguintes subordens: Miliolina, Robertinina, Rotaliina, Spirillinina e Textulariina. A associação bentónica inclui maioritariamente carapaças calcárias perfuradas (ou hialinas), ocorrendo também formas aporcelanadas e aglutinadas. O grupo de foraminíferos com carapaça calcária perfurada é constituído por exemplares com carapaça calcítica ou aragonítica. As subordens Lagenina (*Astacolus*, *Dentalina*, *Eoguttulina*, *Falsopalmula*, *Ichtyolaria*, *Lagena*, *Lenticulina*, *Lingulina*, *Marginulina*, *Marginulinopsis*, *Nodosaria*, *Planularia*, *Pseudonodosaria*, *Tristix*) (figs. IV.2 e IV.3), Rotaliina (*Bolivina*) e Spirillinina (*Spirillina*) (fig. IV.4I) caracterizam-se por apresentar carapaça calcítica perfurada, enquanto que a subordem Robertinina (*Reinholdella*) apresenta carapaça aragonítica perfurada (fig. IV.4G-H). Com carapaça aporcelanada regista-se a subordem Milionina, representada pelo género *Ophthalmidium* (fig. IV.4E-F). Por último, com carapaça aglutinada ocorre a subordem Textulariina, representada pelos géneros *Reophax*, *Ammobaculites* (fig. IV.4A-D), e, mais raramente, *Textularia*. É de referir que foi encontrado um único exemplar fragmentado de um foraminífero sésil (subordem Lagenina) não tendo sido possível a sua classificação. Contabilizam-se ainda 70 exemplares de foraminíferos classificados como *Nodosaridae* sp., por não ser possível afirmar se se tratava do género *Nodosaria* ou *Pseudonodosaria*, devido à fragmentação exibida.

Nas tabelas III.1 e III.2 encontra-se uma súpula dos géneros constituintes de cada morfogrupo identificados no perfil de Peniche. Nas tabelas A1 – A4, em anexo, encontra-se o registo do número total de exemplares de cada género presente em cada amostra estudada, nas frações de 100 µm e 200 µm, bem como os dados de abundância relativa (%) e absoluta de morfogrupos (n.º de foraminíferos/ g de rocha) que lhes estão associados. Em todo o intervalo estudado os morfogrupos mais abundantes são MG-J1 (43,3%), MG-C2 (15%) e MG-K (11%) (fig. IV.5). Os morfogrupos MG-J2, MG-J3, MG-G e MG-H estão presentes com valores entre os 5,8 % e os 8,7% (fig. IV.5). Por último, os morfogrupos MG-C1, MG-C3, MG-E, MG-I e MG-J4 são minoritários, ocorrendo em percentagens entre 0,01% e 2,1% (fig. IV.5).

O modo de vida de cada morfogrupo permite diferenciar entre epifauna (MG-E, MG-F, MG-G, MG-H e MG-I), infauna pouco profunda (MG-C2, MG-J1, MG-J2 e MG-J4) e infauna potencialmente profunda (MG-C1, MG-C3, MG-J3 e MG-K) (ver tabs. III.1 e III.2). As formas infaunais pouco profundas dominam as associações (64%), seguindo-se as formas infaunais potencialmente profundas (21%), sendo o modo de vida epifaunal o menos abundante (15%) (fig. IV.6). Estas proporções médias flutuam estratigraficamente, por vezes com mudanças abruptas (fig. IV.6).

A epifauna é representada essencialmente por *Reinholdella* (MG-G), *Spirillina* (MG-H), *Ophthalmidium* (MG-I) e, em menor quantidade, por foraminíferos sésseis (MG-F) e *Glommospira* (MG-E) (fig. IV.5). A infauna pouco profunda é dominada pelo MG-J1, incluindo também os morfogrupos MG-C2 (*Ammobaculites*), MG-J2 (*Marginulinopsis*, *Falsopalmula* e *Astacolus*) e MG-J4 (*Bolivina*) (fig. IV.5). O género *Lenticulina* (MG-K) é a forma infaunal potencialmente profunda dominante, no entanto os morfogrupos MG-J3 (*Eoguttulina*), MG-C1 (*Reophax*) e MG-C3 (*Textularia*) também se enquadram neste grupo (fig. IV.5).

4. Distribuição ecostratigráfica das associações de foraminíferos

A distribuição das associações de foraminíferos desde o final da Zona Emaciatum até à Zona Levisoni permite discriminar 5 intervalos estratigráficos (IE):

4.1. Intervalo Estratigráfico 1 (IE1)

O primeiro intervalo estratigráfico corresponde à base do perfil (final da Zona Emaciatum), apresenta uma espessura de 11,2 m e inclui o intervalo de amostras P1 - P7 (fig. IV.5). Apresenta margas e calcários margosos de cor cinzenta clara, por vezes laminadas e bioturbadas com pequenos restos de vegetais e pistas piritizadas. Em termos de registo fóssil, observam-se belemnites, equinodermes, braquiópodes e ostracodos. Observa-se alguma oxidação e alguma fração siliciclástica (filossilicatos).

Este intervalo inicia-se com valores de abundância de 1300 foraminíferos/100 g, diminuindo este valor para 274 foraminíferos/100 g. No limite Pli-Toa ocorre uma subida drástica deste parâmetro, atingindo-se o valor de 6858 foraminíferos/100 g (fig. IV.6). A diversidade- α neste intervalo é próxima de 2, subindo ligeiramente no limite Pli-Toa para valores entre 3 e 4 (fig. IV.6). Em termos de microhabitat, a epifauna (MG-F) é quase nula (0,4%), dominando a infauna pouco profunda (MG-C1, MG-J1 e MG-J2) (77%), tendo a infauna profunda valores significativos (23%) (MG-C1, MG-J3 e MG-K) (fig. IV.6). Os estrategas-K (*Lenticulina* e *Eoguttulina*) dominam claramente neste intervalo (77%) (fig. IV.6).

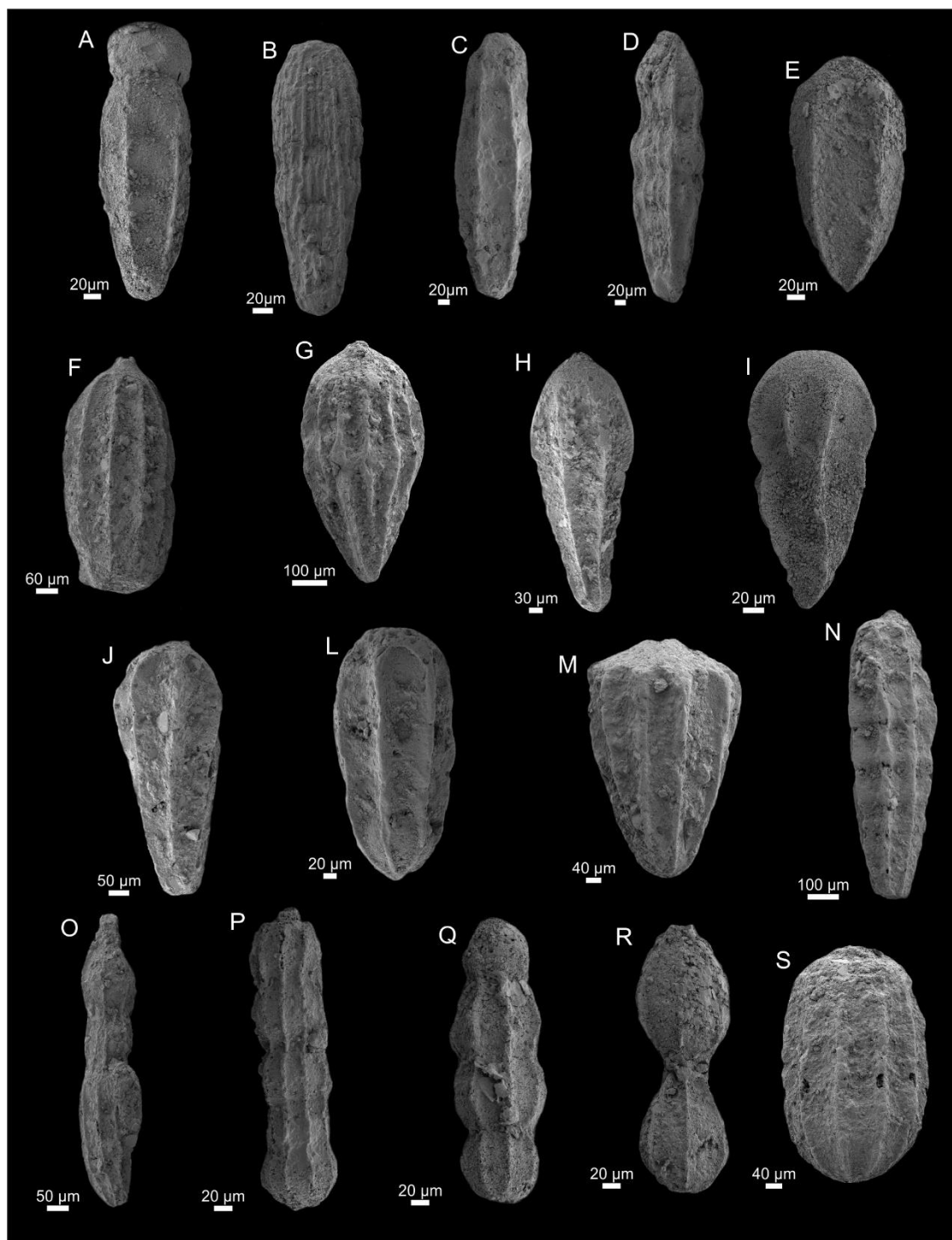


Figura IV-2 - Exemplos de foraminíferos da subordem Lagena selecionados do perfil de Peniche para o intervalo Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior. A – E: Lingulina; F-N: Marginulina; O – R: Nodosaria; S: Pseudonodosaria.

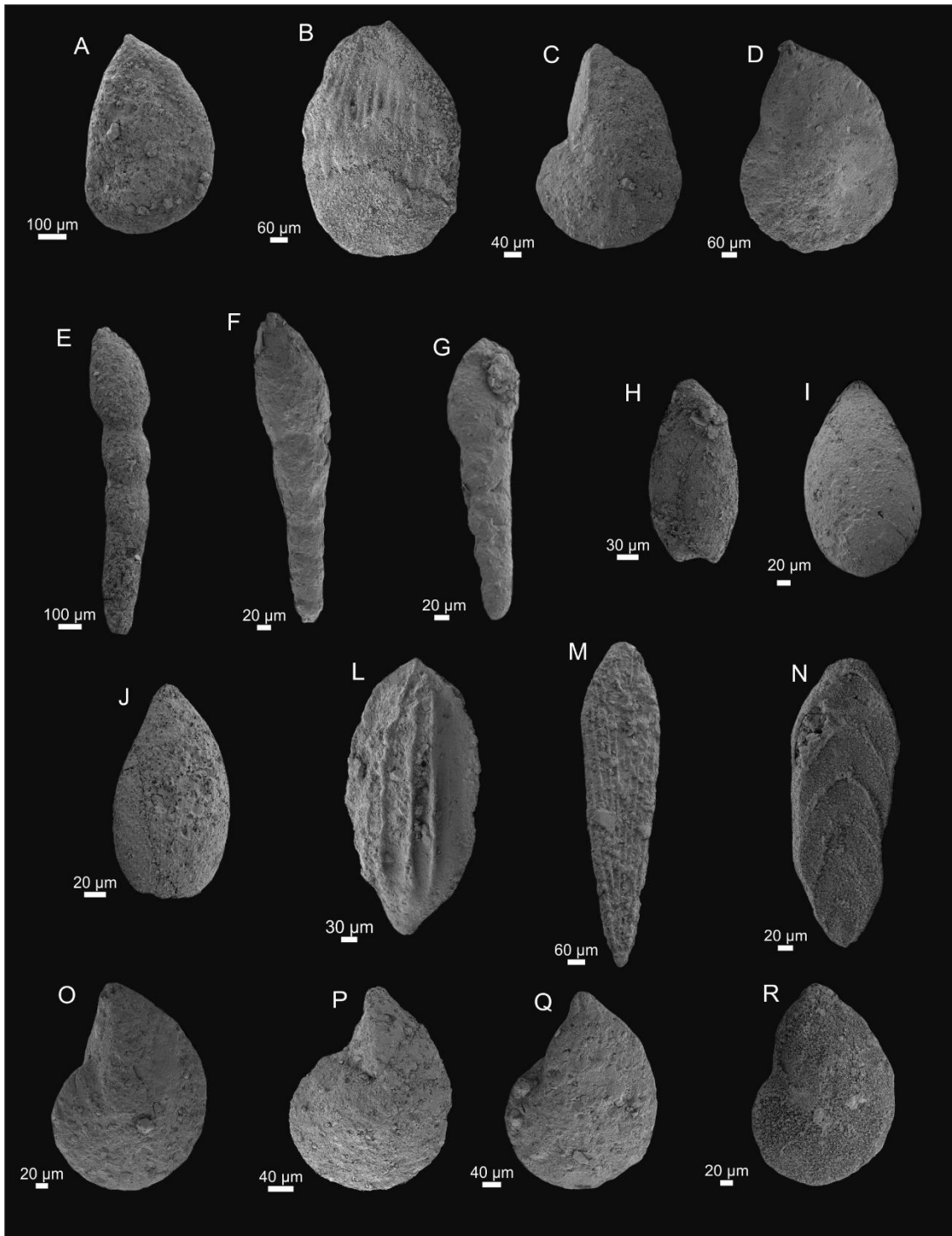


Figura IV-3 - Exemplos de foraminíferos da subordem Lagenina selecionados do perfil de Peniche para o intervalo Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior. A-D: Astacolus; E-G: Dentalina; H-J – Eoguttulina; L-N: Ichtyolaria; O-R: Lenticulina.

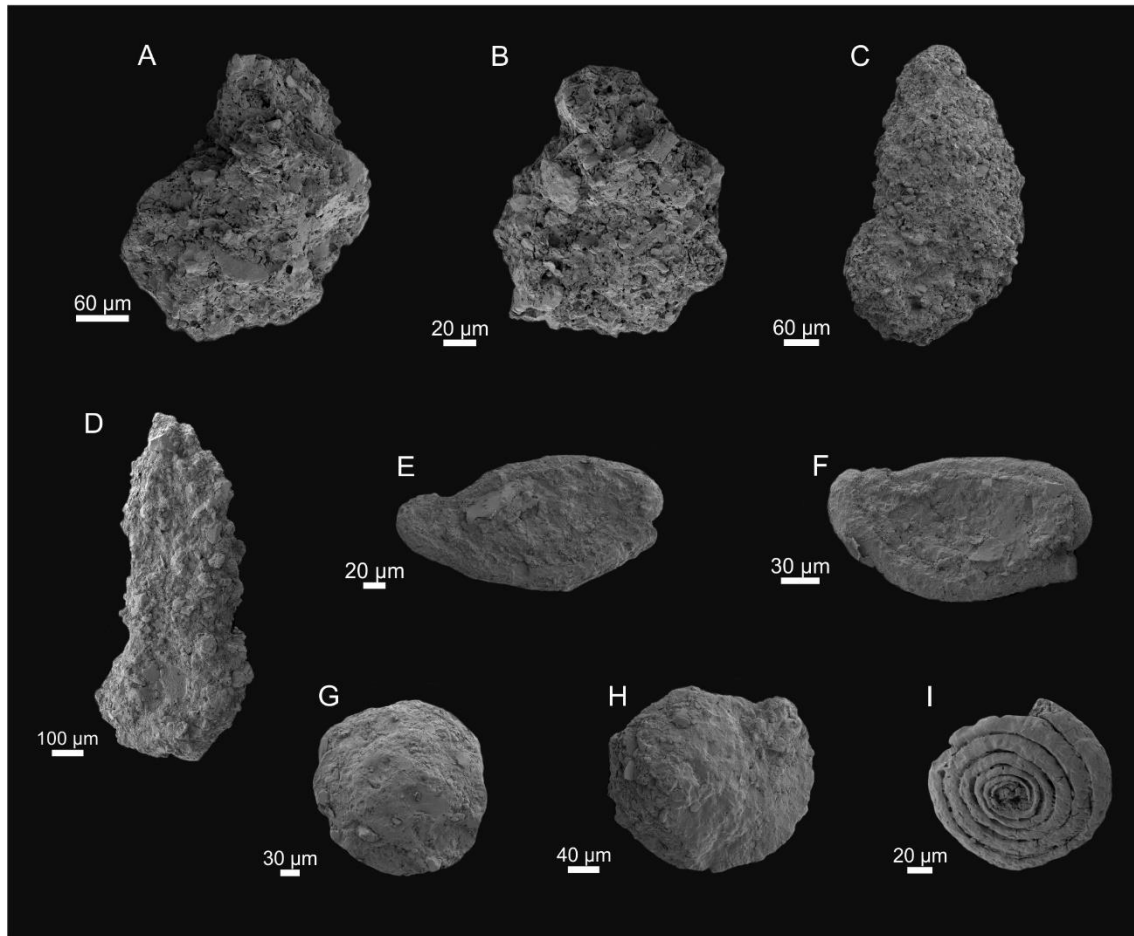


Figura IV-4 - Exemplos de foraminíferos das subordens *Textulariina*, *Miliolina*, *Robertinina* e *Spirillinina* selecionados do perfil de Peniche para o intervalo Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior. A – D: Ammobaculites; E-F: Ophthalmidium, G-H: Reinholdella; I – Spirillina.

Por ordem de importância, os morfogrupos presentes neste intervalo estratigráfico são MG-J1 (54% - essencialmente, *Lingulina*, *Nodosaria*, *Dentalina* e *Marginulina*), MG-C2 (17%), MG-K (11%), MG-J2 (6% - essencialmente, *Astacolus*), MG-J3 (4%), MG-C1 (2%) e MG-F (0,07%) (fig. IV.5). Em termos de abundância, MG-J1, MG-J2 e MG-C2 são os morfogrupos dominantes (fig. IV.7). O morfogrupo MG-C1 apenas surge no topo do intervalo, onde MG-J2 aumenta a sua importância (fig. IV.7). A abundância dos morfogrupos MG-C2 e MG-J3 aumenta ao longo do IE1, contrariamente ao que acontece com o morfogrupo MG-J1 (fig. IV.7).

A curva de abundância de ostracodos tem um comportamento semelhante à curva de abundância de foraminíferos, descendo de 662 para 111 ostracodos/100 g e começando a subir até ao topo da Zona Emaciatum, registando um valor de 526 ostracodos/100 g, no último nível da mesma (fig. IV.6).

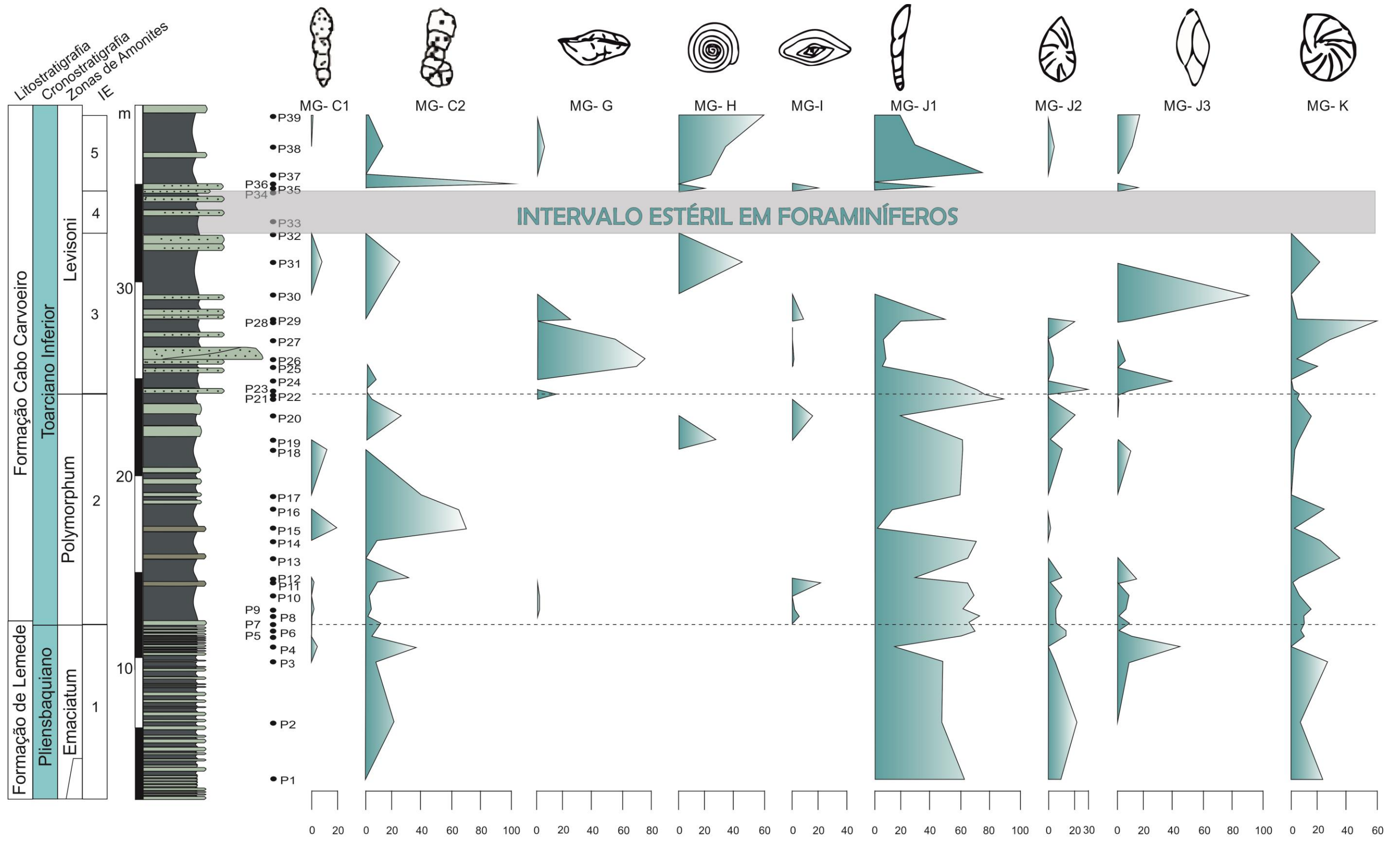


Figura IV-5 - Distribuição ecostratigráfica em abundância relativa (%) dos principais morfogrupos de foraminíferos identificados no perfil de Peniche, durante o intervalo Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior, com indicação dos intervalos estratigráficos definidos (IE).

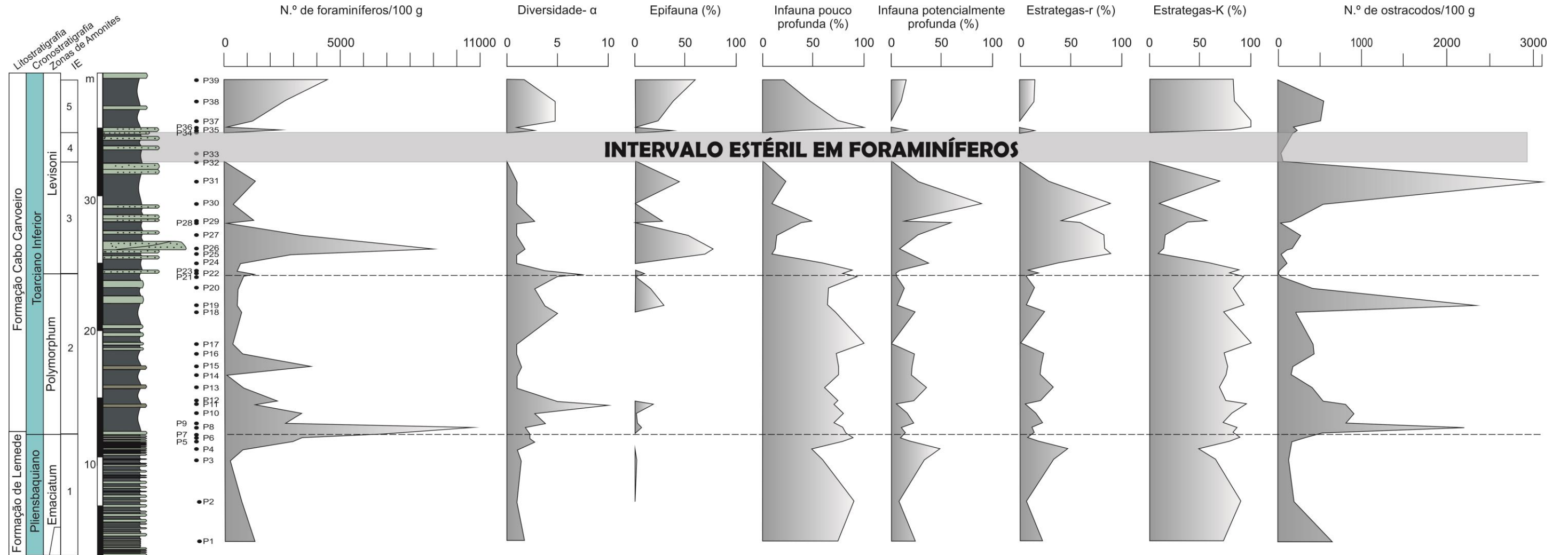


Figura IV-6 - Distribuição estratigráfica da abundância absoluta (espécimes/100 g de rocha), diversidade- α , modo de vida, abundância relativa de formas oportunistas (estrategas – r) e especialistas (estrategas – K) de foraminíferos e abundância absoluta de ostracodos (espécimes/100 g de rocha) ao longo do perfil de Peniche durante o intervalo Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior, com indicação dos intervalos estratigráficos definidos (IE).

4.2. Intervalo Estratigráfico 2 (IE2)

O segundo intervalo estratigráfico corresponde a toda a Zona Polymorphum, apresenta uma espessura de cerca de 11,9 m e inclui o intervalo de amostras P8 - P22 (fig. IV.5). O IE2 é constituído por margas cinzentas escuras, por vezes micáceas e laminadas que alternam com calcários muito margosos. Mostra uma grande abundância faunística (amonites, belemnites, braquiópodes, bivalves, equinodermes e ostracodos). As litologias revelam pistas piritizadas, pequenos restos de vegetais carbonizados, alguma oxidação e bioturbação.

A abundância de foraminíferos é alta, iniciando-se este intervalo com cerca de 10600 foraminíferos/100 g, essencialmente devido ao género *Lingulina* (fig. IV.6). Este valor diminui para 157 foraminíferos/100 g registando-se, no entanto, logo de seguida, um pico de quase 4000 foraminíferos/100 g logo no nível P15 (sensivelmente a meio da Zona Polymorphum) devido ao género *Ammobaculites*, a partir do qual os valores de abundância são relativamente baixos até ao final da Zona Polymorphum (680-1346 foraminíferos/100 g) (figs. IV.6 e IV.7). A média da diversidade- α é 3,6 mas o comportamento da curva é irregular, registando-se os valores mais baixos entre os níveis P13 e P17 (fig. IV.6). As formas típicas de microhabitat infaunal pouco profundo (MG-C2, MG-J1, MG-J2, MG-J4) dominam (77%) seguindo-se o microhabitat infaunal profundo (MG-C1, MG-C3, MG-J3, MG-K) (17%) (fig. IV.6). A epifauna (MG-E, MG-G, MG-H, MG-I) é rara (6%), sendo nula em vários níveis (fig. IV.6). Os estrategas-K (especialistas) dominam claramente neste intervalo estratigráfico (82%), muito semelhante ao ocorrido no intervalo subjacente, essencialmente devido à abundância de *Lingulina* (fig. IV.6). Em termos de morfogrupos, estão presentes, por ordem de importância, MG-J1 (54,4%), MG-C2 (18,1%), MG-K (10,9%), MG-J2 (4,8%), MG-J3 (3,2%), MG-C1 (2,3%) (fig. IV.5). Os morfogrupos MG-C3, MG-E, MG-J4, MG-G, MG-H, MG-I têm valores quase nulos, surgindo pela primeira vez neste perfil (fig. IV.6). Em termos de abundância os morfogrupos MG-J1 (essencialmente *Lingulina*), MG-C2 (*Ammobaculites*), MG-J2 (*Astacolus*) e MG-K (*Lenticulina*), dominam, diminuindo a sua expressão ao longo do intervalo, exceto para o MG-C2 que regista uma tendência de aumento (fig. IV.7).

A abundância de ostracodos é elevada na base da Zona Polymorphum mas diminui ao longo da mesma, apresentando um pico elevado no nível P19 e outros de menor dimensão em P16 e P17 (fig. IV.6).

4.3. Intervalo Estratigráfico 3 (IE3)

O início do terceiro intervalo estratigráfico coincide com o início da Zona Levisoni a prolonga-se desde o nível P23 até ao P31, apresentando uma espessura de cerca de 8,3 m (fig. IV.5). A sucessão correspondente a este intervalo regista margas cinzentas escuras com raros níveis castanhos, por vezes micáceas e laminadas. Ocorrem também arenitos, por vezes com uma matriz argilosa/siltosa. Nas diferentes litologias estão presentes pistas piritizadas, pequenos restos de vegetais carbonizados, pirite, minerais opacos, quartzo e raro feldspato. Em termos de registo fóssil observam-se equinodermes, raros ostracodos e moluscos.

O **IE3** inicia-se com valores baixos de abundância de foraminíferos (606 foraminíferos/100 g), aumentando até um máximo de 8947 foraminíferos/100 g no nível P26 (fig. IV.6). No nível P28 atinge valores mínimos (96 foraminíferos/100 g), após o qual se registam valores medianos (entre 452-1377 foraminíferos/100 g) (fig. IV.6). A média da diversidade- α no intervalo em questão é 1,7, iniciando-se esta curva com o valor de 4 mas diminuindo, de seguida, para o valor de 1, registando apenas valores mais elevados (entre 3 e 4) nas amostras P26 e P29 (fig. IV.6). O microhabitat preferencial nos intervalos subjacentes (infaunal pouco profundo) sofre agora uma drástica diminuição apresentando um valor de 35%, contra os 34% das formas de meio infaunal profundo e os 31% da epifauna, sendo que esta última anteriormente tinha tido uma expressão muito diminuta (fig. IV.6). Este intervalo caracteriza-se também por mudanças ao nível da abundância relativa de géneros com modo de vida oportunista (estrategas-r), uma vez que estes passam a dominar (59%), contrariamente ao ocorrido anteriormente (fig. IV.6). O intervalo que decorre entre o nível P25 e P27 (1,25 m acima da base da Zona Levisoni) corresponde a um grande pico na abundância de foraminíferos, precisamente associado à presença de estrategas-r (maioritariamente *Reinholdella* e *Lenticulina* e, em menor expressão, *Eoguttulina*) (fig. IV.6). A abundância máxima de formas oportunistas dá-se no nível P26, 1,6 m acima do limite entre as zonas Polymorphum e Levisoni (figs. IV.6 e IV.7). Relativamente aos morfogrupos presentes, na generalidade do intervalo, registam-se MG-G (25%), MG-J1 (23,1%), MG-J3 (17%), MG-K (15,9%), MG-J2 (6,5%), MG-C2 (5,8%), MG-H (5%), MG-I (0,9%) e MG-C1 (0,8%) (fig. IV.5). Em termos de abundância absoluta, os morfogrupos MG-G, MG-J2 (*Astacolus*), MG-J1 e MG-K são os mais expressivos (fig. IV.7).

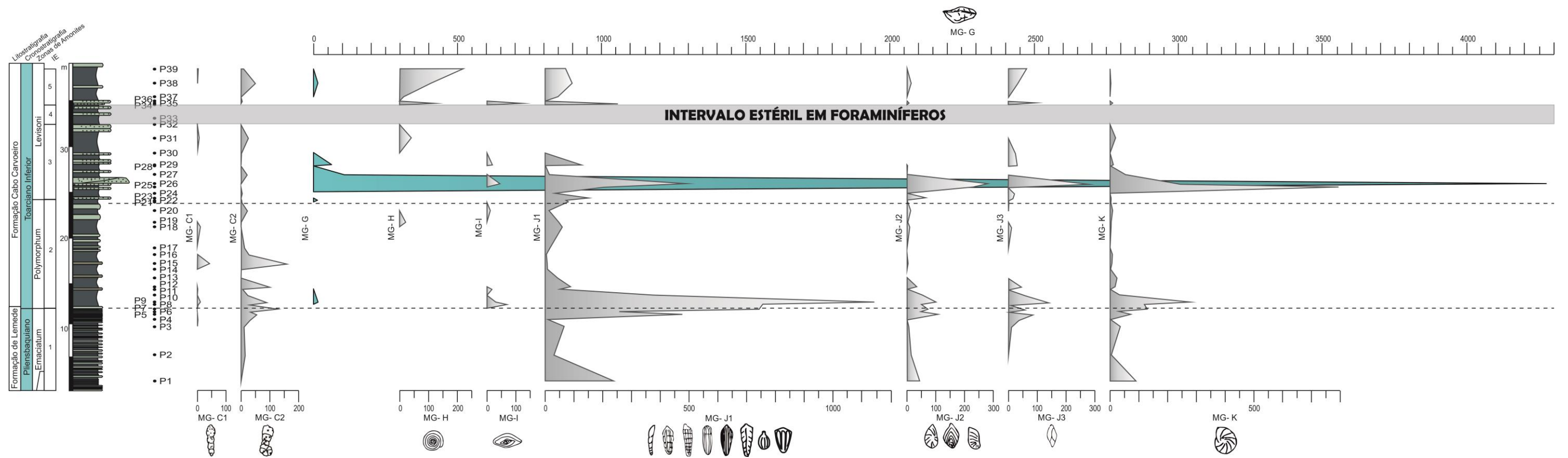


Figura IV-7 - Distribuição ecostratigráfica em abundância absoluta (espécimes/ g de rocha) dos principais morfogrupos de foraminíferos identificados no perfil de Peniche durante o intervalo Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior, com indicação dos intervalos estratigráficos definidos (IE).

É de salientar que os últimos 3 m deste intervalo (desde o nível P30 até ao final do intervalo) se caracterizam por uma diminuição da diversidade de foraminíferos (fig. IV.6) e na abundância absoluta de determinados morfogrupos, nomeadamente MG-K (*Lenticulina*), MG-J1, MG-J2 e MG-G (*Reinholdella*) e MG-I (*Ophthalmidium*) (figs. IV.5 e IV.7). Esta diminuição é concomitante com o aparecimento dos morfogrupos MG-C2 (*Ammobaculites*) e MG-H (*Spirillina*) (figs. IV.5 e IV.7).

Quanto à abundância de ostracodos, a transição entre as zonas Polymorphum e Levisoni (transição **IE3 - IE3**) corresponde a uma diminuição drástica na abundância, iniciando-se este intervalo estratigráfico com valores de 6 ostracodos/100 g (fig. IV.6). Este valor mantém-se até ao nível P28, a partir do qual aumenta, alcançando o valor de 3103 ostracodos/100 g no nível P31 (fig. IV.6).

4.4. Intervalo Estratigráfico 4 (IE4)

O penúltimo intervalo estratigráfico localiza-se na Zona Levisoni, apresenta uma espessura de cerca de 2,3 m e inclui o intervalo de amostras P32 - P34 (fig. IV.5). A sucessão estratigráfica que lhe corresponde regista margas cinzentas escuras laminadas, uma das quais acastanhada muito escura, intercaladas com níveis arenosos discretos. Registam-se ostracodos, raros equinodermes e pequenos restos de vegetais.

Este intervalo caracteriza-se pelo desaparecimento dos foraminíferos bentónicos, sendo este acompanhado por uma drástica diminuição na abundância de ostracodos, tendência contrariada no último nível deste intervalo, uma vez que se verifica um pequeno aumento nesta última curva de abundância (fig. IV.6).

4.5. Intervalo Estratigráfico 5 (IE5)

O último intervalo estratigráfico, localizado ainda na Zona Levisoni, correspondente ao topo do perfil, apresenta uma espessura de cerca de 4 m e inclui o intervalo de amostras P35 - P39 (fig. IV.5). Este intervalo inclui margas de cor cinzenta escura laminadas micáceas e arenitos com uma matriz silto-argilosa. Observam-se restos de vegetais, pequenas pistas piritizadas, equinodermes, alguma oxidação e raros moluscos.

O **IE5** inicia-se com um pico na curva de abundância de foraminíferos, registando o valor de 2459 foraminíferos/100 g (fig. IV.6). No nível seguinte este valor diminui drasticamente para, nos níveis superiores, se registar um aumento gradual, desde valores

mínimos (91 foraminíferos/100 g) até 448 foraminíferos/100 g, no último nível do perfil (fig. IV.6). A diversidade- α apresenta o valor médio de 3,2, tendo a sua curva um comportamento irregular (fig. IV.6). Observa-se um domínio das formas infaunais pouco profundas (58%), seguindo-se a epifauna (32,8%) (fig. IV.6). As formas infaunais potencialmente profundas correspondem a 9,2% dos espécimes registados (fig. IV.6). Este intervalo caracteriza-se por mudanças nas associações de foraminíferos uma vez que se observa o domínio claro de estratégias-K (especialistas) (90%) (fig. IV.6). Regista-se a presença dos morfogrupos MG-J1, MG-H, MG-C2, MG-C1, MG-G, MG-I, MH-J2, MG-J3 e MG-K, dominando os dois primeiros com valores percentuais de 33,3%, 27,8%, respetivamente (fig. IV.5). O morfogrupo MG-H (*Spirillina*) aumenta em abundância absoluta ao longo do IE5 e o morfogrupo MG-J1 (*Dentalina*, essencialmente) apresenta-se com um comportamento irregular (fig. IV.7).

É necessário realçar o primeiro nível deste intervalo onde, como referido anteriormente, se regista um pico na curva de abundância de foraminíferos (fig. IV.6). Neste nível registam-se também pequenos picos na abundância relativa dos morfogrupos MG-H (*Spirillina*), MG-I (*Ophthalmidium*), MG-J1 (*Dentalina*, *Lingulina* e *Pseudonodosaria*, maioritariamente) e MG-J3 (*Eoguttulina*) (fig. IV.5). O nível seguinte, 36, apresenta um registo peculiar na medida em que apresenta um número muito reduzido de foraminíferos/100 g (fig. IV.6) mas corresponde a uma elevada abundância relativa de formas infaunais pouco profundas, uma vez que apenas o MG-C2 (*Ammobaculites*) está presente (fig. IV.5). A partir do nível 37, a abundância relativa de MG-J1 diminui gradualmente até ao final do perfil estudado (fig. IV.5).

Relativamente à abundância de ostracodos, dá-se um aumento gradual até ao penúltimo nível do perfil, continuando a tendência iniciada no intervalo estratigráfico subjacente (fig. IV.6). O último nível do perfil não regista ostracodos (fig. IV.6).

Capítulo V – Discussão

Como referido e enfatizado no capítulo I, o perfil de Peniche é reconhecido internacionalmente pela excelente exposição da sucessão sedimentar (Duarte, 2004; Duarte et al., 2004), e em especial do limite Pli - Toa (ver, entre outros, Elmi, 2006; Rocha et al., 2013). O reconhecimento como GSSP do limite inferior do Toarciano levou ao surgimento de inúmeros trabalhos nas mais diversas áreas da geologia sedimentar e estratigrafia, já referidos no capítulo II (e.g. Hesselbo et al., 2007; Suan et al., 2008a, 2008b, 2010; Mattioli et al., 2008, 2009; Comas-Rengifo et al., 2015).

Para uma correta discussão dos resultados obtidos do estudo da fauna de foraminíferos neste perfil, é imperativa uma análise integrada destes dados com outros já existentes de natureza abiótica. Assim, após algumas considerações gerais relacionadas com a distribuição das associações de foraminíferos ao longo do perfil, será feita uma análise da evolução paleoambiental da sucessão estratigráfica, que resulta da integração dos dados fornecidos pela análise da fauna de foraminíferos com dados de COT (Oliveira et al., 2006; Hesselbo et al., 2007), isótopos de carbono (Hesselbo et al., 2007) e oxigénio (Suan et al., 2008a), outros dados de natureza sedimentológica, estratigráfica e ainda dados de análise sequencial (e.g. Wright & Wilson, 1984; Duarte, 1997; Duarte, 2007). Considerando as importantes alterações na biosfera do planeta associadas a este intervalo, posteriormente é feita uma análise desta evolução paleoambiental em paralelo com a evolução de outros parâmetros bióticos recolhidos por outros autores, como ostracodos (Pinto et al., 2006, 2007a, 2007b; Pinto, 2008), braquiópodes (Comas-Rengifo et al., 2015) e nanofósseis calcários (Mattioli et al., 2008) no perfil de Peniche. Por fim, apresenta-se uma comparação entre os dados obtidos no perfil de Peniche para o intervalo Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior com dados correlativos de outros setores tetisianos, como Argélia, Marrocos, Espanha e, de forma mais genérica, Reino Unido, Alemanha e França.

1. Considerações ecostratigráficas e evolução paleoambiental

A análise ecostratigráfica das associações de foraminíferos revela que a subordem mais abundante nas amostras estudadas do perfil de Peniche é a Lagenina o que, em conjunto com o facto de não se observarem foraminíferos típicos de ambientes pouco profundos (para outros exemplos ver Fugagnoli, 2004; Haig et al.,

2007), poderá ser indicativo de um ambiente de plataforma média a externa (e.g. Reolid et al., 2012a, 2012c, 2014a). Esta evidência coaduna-se com os dados de análise faciológica de Duarte (1997) e Duarte & Soares (2002), onde se refere que a sucessão estudada, enquadrada à escala de toda a bacia, corresponde essencialmente a uma sucessão hemipelágica, embora num ambiente marinho claramente epicontinental. Também o escasso registo de formas sésseis (um único exemplar) se coaduna com a sucessão margo-calcária registada no perfil em estudo, uma vez que este tipo de registo sedimentar não é favorável ao desenvolvimento destas formas, dada a elevada taxa de sedimentação que lhes está associada. Além deste fator, também o frequente influxo de sedimentos de origem continental, como o que se observa a partir da Zona Levisoni, é um fator limitante na distribuição dos foraminíferos sésseis, pelo que as fácies turbidíticas registadas em Peniche (ver Wright & Wilson, 1984; Duarte, 1997) serão desfavoráveis ao desenvolvimento dos mesmos, por não permitir o desenvolvimento de um substrato firme (Reolid et al., 2005; Reolid & Gaillard, 2007).

Além da informação fornecida pelas associações de foraminíferos, também a inexistência de elementos carbonatados típicos de outros ambientes, como por exemplo, oólitos e algas de ambiente de plataforma rasa, nos revela que esta sucessão estratigráfica é indicativa de uma fácies hemipelágica e não de plataforma interna, por exemplo, como nos casos de Fugagnoli (2004) e Haig et al. (2007).

Estes dados, em conjunto com os aspetos tafonómicos mencionados no capítulo IV, permitem portanto admitir que a associação de foraminíferos registada neste perfil é parautóctone. Admite-se ainda assim a possibilidade de ocorrência de algum transporte que não terá, no entanto, afetado significativamente as associações de foraminíferos.

Além da caracterização do ambiente sedimentar, a análise ecostratigráfica das associações de foraminíferos permite traçar uma evolução paleoambiental ao longo do intervalo Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior. Desta forma foi possível uma análise do impacto do EOA-T na fauna de foraminíferos bentónicos, distinguindo-se então 3 fases específicas, individualizadas através de importantes eventos ecostratigráficos: fase de pré-crise, fase de crise (fase inicial e fase extrema) e fase de recuperação (fig. VI.1).

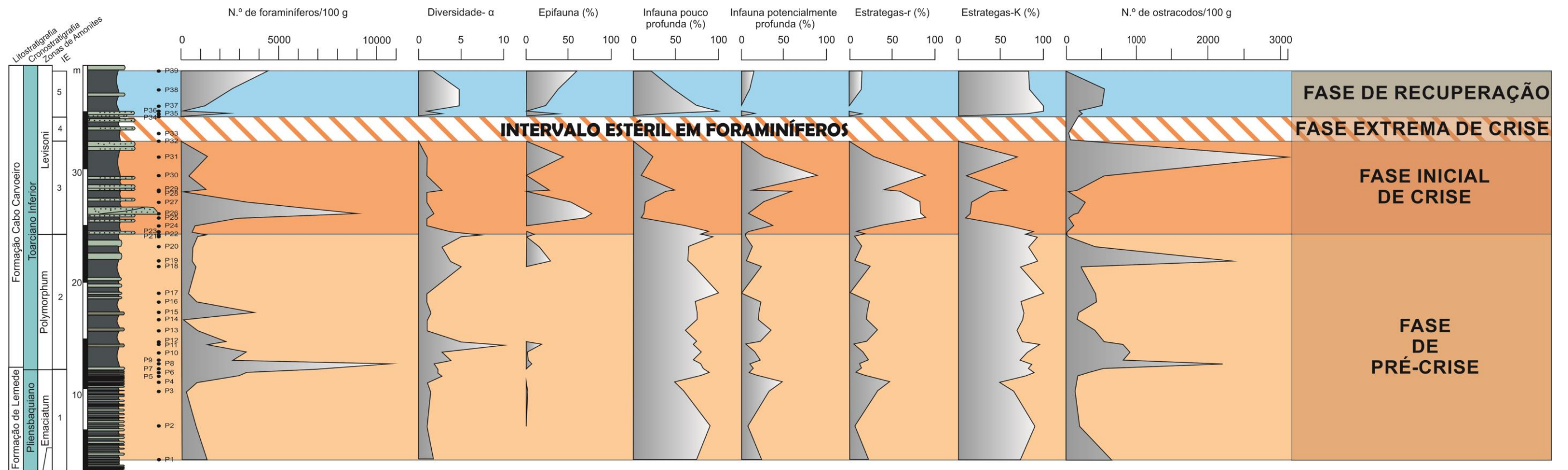


Figura V-1 - Interpretação da distribuição estratigráfica da abundância absoluta (espécimes/100 g de rocha), diversidade – α , modo de vida (%), abundância relativa de formas oportunistas (estrategas – r) e especialistas (estrategas – K) das associações de foraminíferos e abundância absoluta de ostracodos ao longo do Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior do perfil de Peniche.

1.1. Fase de pré-crise

O final do Pliensbaquiano (Zona Emaciatum) (**IE1**) é caracterizado por associações de foraminíferos dominadas pelo modo de vida infaunal, pouco profundo, registrando-se também formas características de outros microhabitats (fig. V.1), o que sugere um ambiente infaunal com boas condições de oxigenação. A elevada diversidade de estratégias-K (*Dentalina*, *Marginulina*, *Lingulina*, *Pseudonodosaria*, entre outros) e a presença de estratégias-r, em menor proporção (*Lenticulina*, *Eoguttulina*, *Reinholdella* e *Reophax*) (fig. V.1), bem como a presença de formas aglutinadas (ver fig. IV.2), constituem bons indicadores de um ambiente bentónico estável e constante, com boas condições de oxigenação e de disponibilidade de nutrientes (ver, por exemplo, Reolid et al., 2014a).

A transição Pli-Toa caracteriza-se por um aumento na abundância e, logo de seguida, na diversidade de foraminíferos (fig V.1). Uma vez que este aumento se regista essencialmente nas formas especialistas (estratégias-K) e é acompanhado por um aumento na abundância de ostracodos (fig. V.1; ver também Pinto et al, 2006, 2007a, 2007b; Pinto, 2008), poderemos estar perante um intervalo levemente condensado, ou seja, um nível da sucessão estratigráfica correspondente a uma baixa taxa de sedimentação, onde se pode registar uma grande acumulação de organismos fósseis. Esta evidência pode ser confirmada, de alguma forma, pela baixa expressão vertical da Subzona Mirabile, da base da Zona Polymorphum (ver, por exemplo, Rocha et al., 2013; Comas-Rengifo et al., 2015). Por outro lado, comparando a sucessão de Peniche com a sucessão observada no perfil de Ribeiro, localizado na região de Coimbra (ver Duarte, 1997; Duarte et al., 2004) (ver fig. II.4 para localização), correspondente a um setor mais distal da bacia no intervalo em estudo, a maior espessura observada da Zona Polymorphum neste local, constitui um argumento mais a favor desta interpretação. Este nível condensado coincide, basicamente, com a descontinuidade sedimentar observada em toda a BL na extrema base da Zona Polymorphum (ver, por exemplo, Duarte, 1997, 2007; Duarte et al., 2004; Pittet et al., 2014).

Após o limite Pli-Toa, a Zona Polymorphum (**IE2**) caracteriza-se por uma diminuição na abundância dos foraminíferos e ostracodos, com algumas flutuações irregulares (fig. V.1), possivelmente associadas a mudanças muito específicas nas condições paleoambientais no meio deposicional. Este intervalo regista mudanças nas proporções do modo de vida, uma vez que se regista um aumento na epifauna (*Ophthalmidium*) e uma diminuição ligeira na infauna potencialmente profunda (essencialmente *Lenticulina* e *Eoguttulina*), apesar de a infauna pouco profunda

(essencialmente, *Ammobaculites*, *Dentalina*, *Marginulina*, *Lingulina*, *Nodosaria*, *Pseudonodosaria* e *Astacolus*) continuar a dominar (fig. V.1; ver também fig. IV.2). Estas mudanças poderão ser o reflexo de variações na taxa de sedimentação, uma vez que esta se traduz num aumento do tempo de exposição dos detritos no fundo marinho (uma vez que estes não são imediatamente enterrados). Deste modo, as formas epifaunais detritívoras, como é o caso de *Ophthalmidium*, são favorecidas por poderem alimentar-se dos detritos depositados no fundo marinho. Associado a este contexto pode verificar-se uma diminuição na ocorrência de foraminíferos com modo de vida infaunal potencialmente profundo (neste caso *Lenticulina* e *Eoguttulina*), dada a falta de nutrientes no seu microhabitat, uma vez que estes foram consumidos na interface sedimento/água pelos foraminíferos epifaunais. De facto, Duarte (1997) associa a Zona Polymorphum em Peniche a uma baixa taxa de sedimentação, relativamente à Zona subjacente, o que pode ser corroborado através de cálculos efetuados utilizando as espessuras das zonas definidas em Mouterde (1955), Hesselbo et al. (2007), Barrón et al. (2013) e Comas-Rengifo et al. (2015) e a duração das mesmas indicada em Ogg & Innov (2012). No entanto é de referir que isto apenas é válido se se considerar o início da Zona Emaciatum mais abaixo do que o proposto inicialmente (ver fig. II.6).

Para além das mudanças na taxa de sedimentação, poderá admitir-se uma mudança na composição química da água e na produção de carbonato, sensivelmente a meio desta Zona (5 m acima do limite inferior da Zona Polymorphum – linha a tracejado na fig. V.2), uma vez que o nível considerado é particularmente rico em foraminíferos (3778 foraminíferos/100 g), sendo de enfatizar o registo máximo de *Ammobaculites* e *Reophax*, apresentando valores mínimos na abundância de nanofósseis calcários e na % de carbonato de cálcio produzida pelos mesmos (Mattioli et al., 2008, 2009; Suan et al., 2008a) (fig. V.2; ver também fig. IV.2).

Após a base da Zona Polymorphum, o registo de *Ophthalmidium* é escasso, só voltando a ter alguma expressão após o intervalo estéril (ver fig. IV.2), o que poderá ser indicativo do desenvolvimento de fase inicial de destabilização das condições de oxigenação do ambiente bentónico logo após a base desta Zona, uma vez que os miliolínideos são, em geral, intolerantes a condições de défice de oxigénio (Boudchiche & Ruget, 1993; Gooday et al., 2000; Reolid et al., 2013). Esta crise terá sido muito subtil pois não terá afetado significativamente o género *Ammobaculites* (fig. V.2), também considerado intolerante a baixos níveis de oxigénio, em microhabitats infaunais pouco profundos, que apresenta o seu maior registo em abundância durante a Zona Polymorphum.

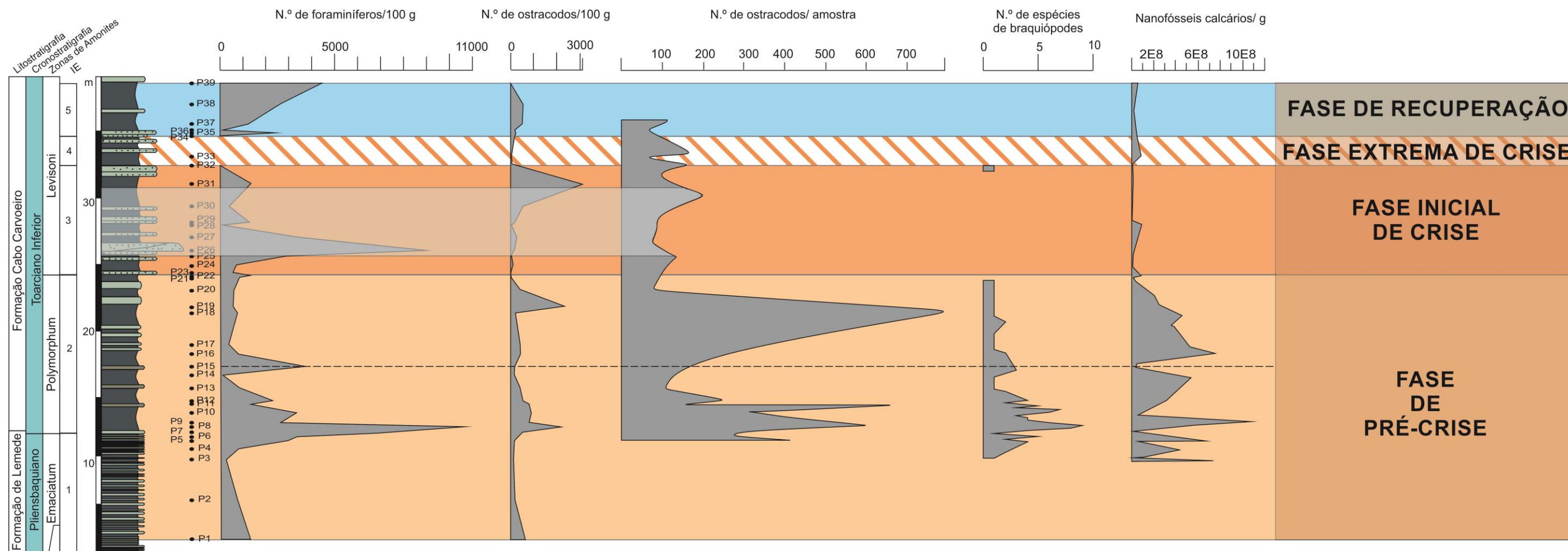


Figura V-2 - Correlação para o intervalo Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior do perfil de Peniche entre os dados de abundância absoluta (espécimes/ 100 g de rocha) de foraminíferos e ostracodos recolhidos para o presente trabalho com dados de abundância absoluta de ostracodos (Pinto, 2008) (espécimes/ amostra), diversidade de braquiópodes (Comas-Rengifo et al., 2015) e abundância absoluta de nanofósseis calcários (Mattioli et al., 2008). A linha a tracejado marca um nível rico em foraminíferos e especialmente escasso em nanofósseis calcários (ver texto para explicação) e a área sombreada delimita um intervalo em que surge uma associação microbentónica particular (ver texto para explicação).

1.2. Fase de Crise

a) Fase inicial

Uma drástica mudança paleoambiental tem lugar no início da Zona Levisoni (**IE3**), onde se verifica um aumento na abundância de foraminíferos, principalmente das formas oportunistas (*Lenticulina*, *Eoguttulina* e *Reinholdella*) (fig. V.1; ver também fig. IV.2). O modo de vida predominante até então (infaunal pouco profundo) diminui, passando a haver um domínio de formas com modo de vida epifaunal e infaunal potencialmente profundo (fig.V.1), o que é típico de condições restritas de oxigénio. Esta tendência das associações de foraminíferos bentónicos, em conjunto com a diminuição da diversidade (fig.V.1), corresponderá à primeira evidência do EOA-T. Segundo Rey et al. (1994), Tyszká (1994) e Reolid et al. (2008a, 2008b, 2012a, 2012c, 2013) *Eoguttulina* e *Lenticulina* são géneros infaunais com elevada mobilidade no sedimento e um aumento no seu registo sugere variações no grau de oxigenação do fundo marinho. Estes géneros toleram o *stress* ambiental por terem uma capacidade de adaptação, mudando de nicho ecológico assegurando, assim, a sua sobrevivência, daí que os eventos pré-extinção ou as fases iniciais de crise biótica lhes sejam favoráveis (Sjoerdsma & Van der Zwaan, 1992; Gooday, 1996). O ambiente bentónico não era, portanto, favorável à proliferação de outros géneros, pelo que as formas oportunistas, com capacidade de proliferar em ambientes hostis, se reproduziram rapidamente de forma a assegurar a sua sobrevivência. Além de *Eoguttulina* e *Lenticulina*, regista-se também neste intervalo a expressão máxima da forma oportunista *Reinholdella* (ver fig. IV.2), o que corrobora os dados anteriores. É ainda de referir as reduzidas dimensões apresentadas por *Reinholdella* (< 100µm), descrito como Efeito Lilliput (Twitchett, 2007; Morten & Twitchett, 2009), que consiste numa estratégia adotada por foraminíferos oportunistas que lhes permite prosperar em ambientes desfavoráveis. Associada ao EOA-T, esta estratégia foi já identificada em foraminíferos em diversas partes do globo (Médio Atlas de Marrocos: Reolid et al., 2013; Sibéria: Nikitenko et al., 2013, entre outras). Além de corresponder a uma forma oportunista, o género *Reinholdella*, pode ser considerado nesta sucessão um “disaster” táxone, de acordo com a definição de Hylton (2000) e Clémence et al. (2010), uma vez que corresponde a uma forma oportunista que prolifera em períodos de crise ambiental, sendo o seu registo escasso antes da mesma. Esta tendência não se verifica por exemplo, no género *Lenticulina*. Segundo Brouwer (1969), *Reinholdella* é também associada a rápidas transgressões, o que se poderá coadunar com a transgressão de 2ª ordem admitida por Duarte (2007) para todo o Toarciano, que envolve o intervalo que compreende a Zona Polymorphum e grande parte da Zona Levisoni (fig. V.3).

Segundo Duarte (1997), grande parte da Zona Levisoni em Peniche caracteriza-se por uma acumulação de fácies siliciclásticas, intercaladas com níveis margosos, com características típicas de fluxos turbidíticos (ver, também, Wright & Wilson, 1984) (fig V.3). Apresenta um fraco registo fóssil, quando comparado com a riqueza observada na Zona Polymorphum o que, em conjunto com a presença do icnogénero *Chondrites*, apoia a tese de destabilização das condições paleoambientais, provavelmente associada a uma diminuição no grau de oxigenação (Seilacher, 1990; Fu, 1991; Reolid et al., 2014b). É ainda de referir que esta drástica mudança nas associações de foraminíferos na base da Zona Levisoni é contemporânea de uma descontinuidade de carácter erosivo, com uma provável origem tectónica, no registo estratigráfico de Peniche e do resto de toda a BL (ver Duarte, 1997; Duarte et al., 2004, 2007), evento tectónico perfeitamente reconhecido na região da Arrábida, através da ocorrência de paleosismos na base da Zona Levisoni (Kullberg et al., 2001).

b) Fase extrema

Após este evento ecostratigráfico, a acentuação das condições adversas, provavelmente uma diminuição severa da oxigenação, provoca o desaparecimento da fauna de foraminíferos bentónicos, incluindo as formas oportunistas. Este intervalo estéril em foraminíferos apresenta 2,2 m de espessura e inicia-se a cerca de 8 m acima do limite entre as zonas Polymorphum e Levisoni (fig. V.1). De acordo com os dados de Oliveira et al. (2006) e Hesselbo et al. (2007), este intervalo estratigráfico (**IE4**) coincide com os valores mais elevados de COT do perfil (2,6%) (fig. V.3). A existência deste intervalo estéril é apoiada por Pinto (2008) que, na descrição do resíduo de cada amostra, refere não ter registado a presença de foraminíferos no intervalo considerado. O ambiente bentónico terá sido austero o suficiente para levar ao desaparecimento da fauna de foraminíferos não afetando, no entanto, tão drasticamente, a fauna de ostracodos, dado que este evento apenas afeta a sua abundância, não levando ao seu desaparecimento (fig. V.1). Verifica-se que este intervalo de fase extrema de crise é correlacionável com a expressão da fase final da excursão isotópica negativa de $\delta^{13}C_{carb}$ apresentada em Hesselbo et al. (2007), que se inicia na base da Zona Levisoni (fig.V.3).

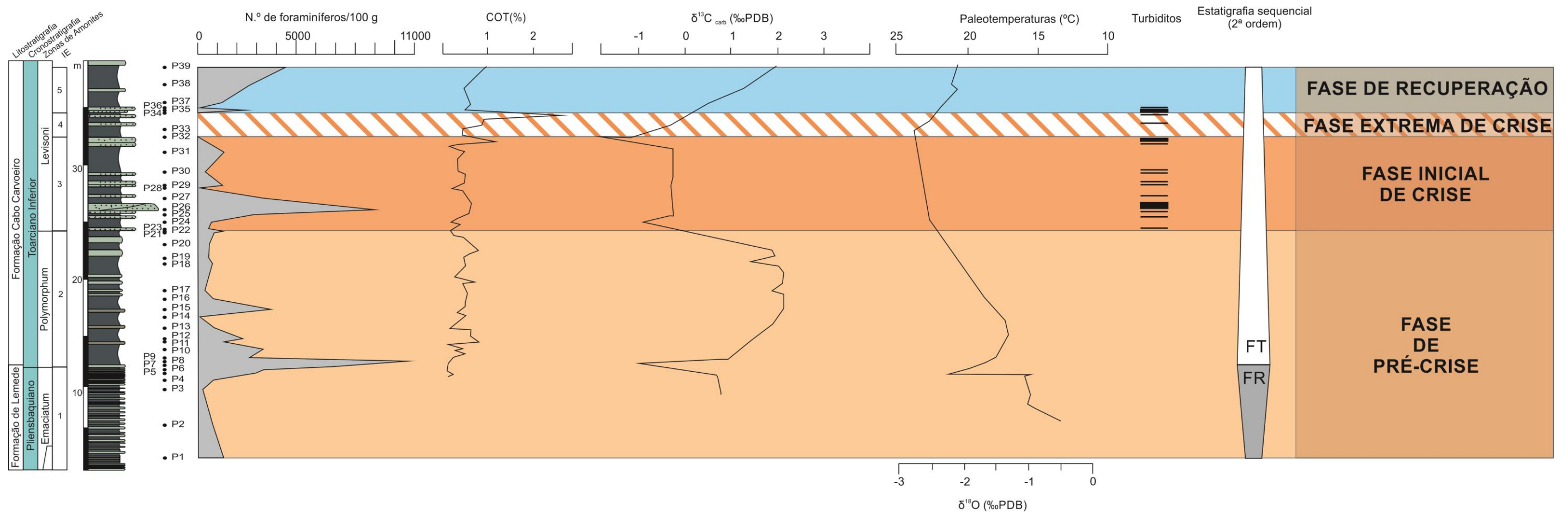


Figura V-3 - Correlação para o intervalo Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior do perfil de Peniche entre dados de abundância absoluta de foraminíferos (espécimes/ 100 g de rocha) e dados de natureza abiótica já estudados no perfil de Peniche: COT (Hesselbo et al., 2007), isótopos de carbono (Hesselbo et al., 2007) e oxigénio (Suan et al., 2008a), presença de turbiditos (Hesselbo et al., 2007) e estratigrafia sequencial (Duarte, 2007). FT= Fase transgressiva e FR= Fase regressiva.

1.3. Fase de Recuperação

A recuperação das associações de foraminíferos dá-se na parte média a superior da Zona Levisoni (**IE5**), no topo do perfil estudado, com o aumento na abundância e diversidade, em comparação com os níveis anteriores ao intervalo estéril, e o domínio das formas epifaunais (fig. V.1). O morfogrupo MG-H (*Spirillina*) tem pela primeira vez uma expressão significativa (27,85%) o que, aliado à presença do MG-I (*Ophthalmidium*) (ver figs. IV.2 e IV.3), evidencia uma maior disponibilidade de nutrientes no substrato dado o seu comportamento trófico como herbívoros ativos e fitodetrítvoros (Bouhamdi et al., 2000, 2001; Halfar & Ingle, 2003; Reolid et al., 2008a; Reolid & Martínez-Ruiz, 2012). Além de fornecer informações sobre a disponibilidade de nutrientes, *Ophthalmidium*, em conjunto com *Ammobaculites*, pode ser indicador de uma melhor oxigenação, dada a sua intolerância a baixos níveis de oxigénio dissolvido (Boudchiche & Ruget, 1993; Gooday et al., 2000; Reolid & Martínez-Ruiz, 2012). Assim, após um registo considerável no período de pré-crise, estes dois taxa surgem neste intervalo com alguma expressão (ver figs. IV.2. e IV.3), após um escasso registo na fase de crise biótica.

O intervalo estratigráfico posterior ao intervalo estéril em foraminíferos regista, portanto, mudanças no ambiente bentónico ao nível da disponibilidade de nutrientes e da oxigenação, originando um ambiente estável com uma competição elevada (elevada diversidade- α e elevada abundância relativa de estratégias - K). O domínio do morfogrupo MG-J1 (ver fig. IV.2) neste intervalo de recolonização merece algum destaque, uma vez que é dominado pelo género *Dentalina* e não por *Lingulina*, como se observou em **IE2** e **IE3** (em termos de abundância relativa – fig. V.4). Uma vez que *Dentalina* é uma forma especialista e *Lingulina* pode ser considerada, por alguns autores, uma forma oportunista (Levinton, 1970; Bartolini et al., 1992), é natural que o domínio de *Dentalina*, no caso de um ambiente bentónico estável, seja substituído por *Lingulina* no caso de condições adversas. Assim, no caso do **IE2** e **IE3**, em que as condições ambientais seriam desfavoráveis em termos de grau de oxigenação e fornecimento de nutrientes, o género *Lingulina* domina o MG-J1. No caso do **IE5**, assiste-se a uma recuperação das condições ambientais ótimas ao desenvolvimento de uma fauna de foraminíferos equilibrada, pelo que o género *Dentalina* domina o morfogrupo a que corresponde, em detrimento do género *Lingulina*. Tendência semelhante a esta observa-se também em Itália, na Bacia Umbria-Marche (Bartolini et al., 1992), onde *Prodentalina* (= *Dentalina*, neste trabalho) desaparece quando *Lingulina* domina as associações. Estes autores referem que, de facto, as formas alongadas achatadas, como é o caso de *Paralingulina* (= *Lingulina*, neste trabalho) estão bem

adaptadas a ambientes mal oxigenados pela grande área de superfície por unidade de volume que possuem. Adicionalmente, a presença de costilhas bem definidas na carapaça, presentes nos exemplares do Toarciano inferior de Peniche, aumenta a fricção com o sedimento, impedindo também o organismo de se afundar no mesmo e, conseqüentemente, de migrar para microambientes menos oxigenados (Bartolini et al., 1992).

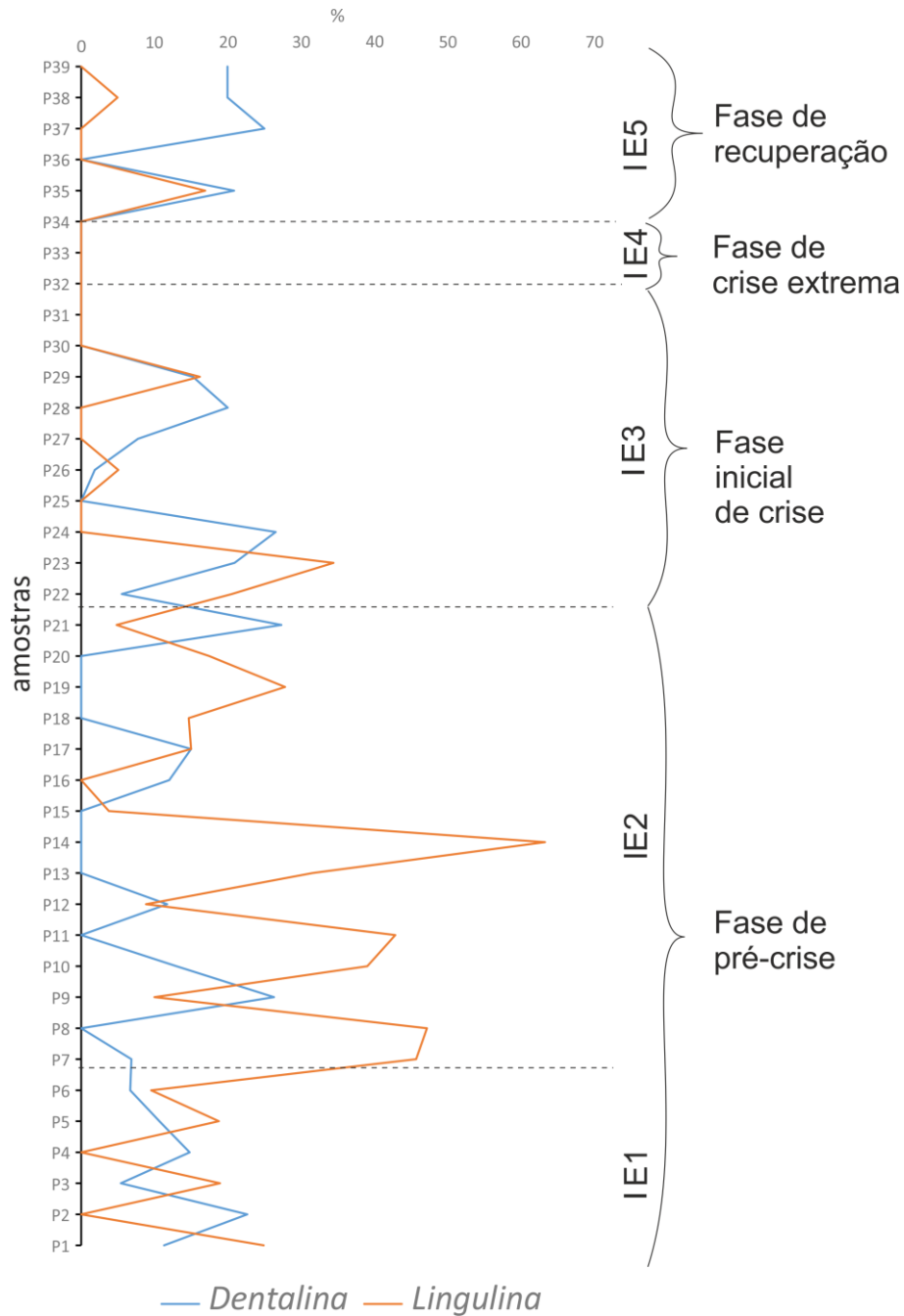


Figura V-4 - Abundância relativa (%) dos géneros Dentalina e Lingulina ao longo do perfil em estudo, com indicação dos intervalos estratigráficos (IE) definidos e interpretação dos mesmos no contexto do EOA-T.

1.4. Outras evidências

Após esta análise ecostratigráfica é necessário ainda tecer algumas considerações acerca de alguns dados que necessitam de ser analisados ao longo de todo o perfil, não se enquadrando portanto em nenhuma das fases definidas anteriormente.

Através da análise conjunta de todo o perfil é possível constatar algumas tendências em gêneros particulares, designadamente *Lingulina* e *Lenticulina*. O comportamento antagônico entre estes dois gêneros é evidenciado na fig. V.5 pelo que estes poderão ser gêneros em competição no ambiente bentônico. Esta tendência é semelhante, por exemplo, à registada em sequências margo-calcárias hemipelágicas toarcianas do Médio Atlas de Marrocos (Reolid et al., 2013).

Como finalização da correlação entre os dados da fauna de foraminíferos e os dados abióticos estudados no perfil de Peniche, apresenta-se uma breve análise da variação da paleotemperatura ao longo do intervalo Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior. Este estudo é apresentado em Suan et al. (2008a) e tem por base medições de isótopos de oxigénio efetuadas em conchas de braquiópodes. Verifica-se que as paleotemperaturas mais elevadas ocorreram no limite Pli-Toa e durante a excursão isotópica negativa de carbono iniciada na base da Zona Levisoni (fig. V. 3; ver Hesselbo et al., 2007). É de notar, no entanto, que na extrema base da Zona Levisoni este estudo é pouco completo devido à ausência de espécimes, tal como é ilustrado em Comas-Rengifo et al. (2015), pelo que os dados devem ser analisados com precaução. Uma vez que o limite Pli-Toa corresponde a um intervalo em que a abundância de foraminíferos é máxima, e o segundo momento de máximo aquecimento (Zona Levisoni) corresponde ao intervalo onde se terá dado a crise biótica na fauna de foraminíferos, a relação dos isótopos de oxigénio com esta última não é óbvia. Poderá, pois, admitir-se que a temperatura não terá sido um fator determinante na evolução da fauna de foraminíferos que se observa ao longo do intervalo Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior. Esta conclusão é suportada pelo modelo TROX, de Jorissen et al. (1995), em que se considera que os principais fatores controladores das associações de foraminíferos são a disponibilidade de nutrientes e o oxigénio. Recentemente, em Danise et al. (2015) e em Danise & Twitchett (2015), estes dois fatores são também apresentados como os mais preponderantes na crise biótica do EOA-T, em detrimento da temperatura.

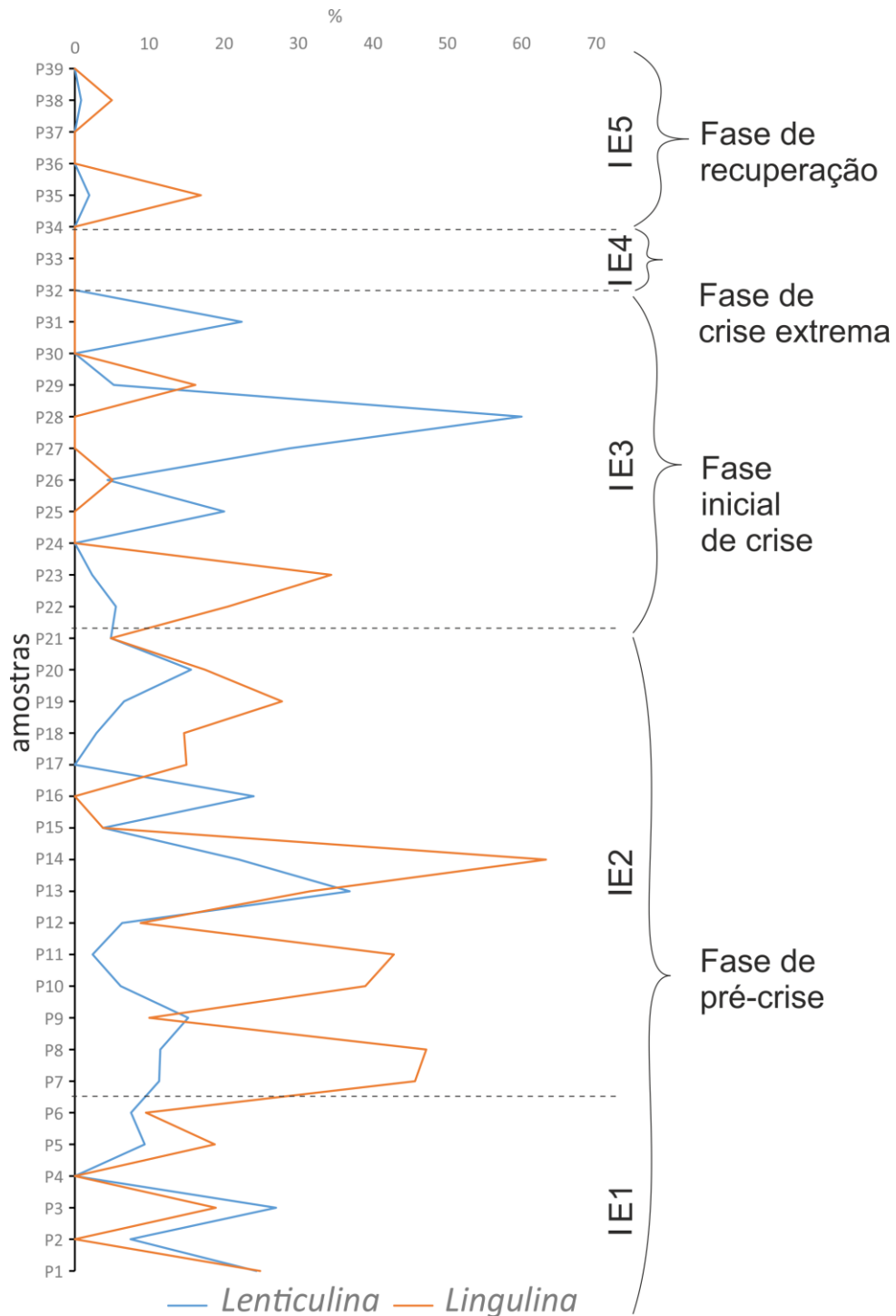


Figura V-5 - Abundância relativa (%) dos géneros *Lenticulina* e *Lingulina* ao longo do perfil em estudo, com indicação dos intervalos estratigráficos (IE) definidos e interpretação dos mesmos no contexto do EOA-T.

2. Relação da fauna de foraminíferos com outras variáveis bióticas

Apresenta-se no presente subcapítulo uma análise ecostratigráfica e comparativa das variáveis bióticas estudadas anteriormente no perfil de Peniche (ostracodos, braquiópodes e nanofósseis calcários) (fig. V.2) (Pinto et al., 2006, 2007a, 2007b; Mattioli et al., 2008; Pinto, 2008; Suan et al., 2008a; Comas-Rengifo et al., 2015) relativamente à fauna de foraminíferos. No caso concreto da fauna de ostracodos, faz-se também uma análise paralela entre os valores de abundância absoluta recolhidos para o presente trabalho com os valores apresentados em Pinto et al. (2006, 2007a) e em Pinto (2008).

No que respeita à fauna de ostracodos (Pinto et al., 2006, 2007a; Pinto 2008), e tal como o representado na fig. V.2, as zonas *Emaciatum* e *Polymorphum* caracterizam-se por elevadas diversidade e abundância, sendo que este último parâmetro aumenta no limite Pli-Toa, tal como se verifica no caso dos foraminíferos. Após este limite, a abundância diminui, aumentando de seguida, alcançando-se um máximo, na parte superior da Zona *Polymorphum*. É também no topo desta Zona que se regista a extinção do grupo *Metacopina*, conforme o documentado em Pinto et al. (2006), Pinto (2008) e Cabral et al. (2013), esta última referência relativa ao setor de Rabaçal (parte NE da BL). Imediatamente antes da passagem para a Zona *Levisoni*, e durante esta última, a abundância e diversidade dos ostracodos diminuem drasticamente acompanhando as mudanças registadas no modo de vida dos foraminíferos (fig. V.2). Segundo os trabalhos acima citados, apenas no Toarciano médio (Zona *Bifrons*) (parte já não incluída no perfil em estudo) se retomam valores mais elevados de abundância e diversidade de ostracodos, sendo, portanto, a recuperação mais tardia, relativamente à recuperação da fauna de foraminíferos.

Comparando os dados de abundância de ostracodos de Pinto et al. (2006, 2007a) e Pinto (2008) com os dados de abundância do mesmo grupo recolhidos para o presente trabalho, observam-se as mesmas tendências exceto para o nível localizado 6,7 m acima do limite inferior da Zona *Levisoni*, não analisado em Pinto (2008), onde se regista um aumento drástico na abundância (fig. V.2). É ainda de referir que a parte basal da Zona *Levisoni*, onde se observa a proliferação de foraminíferos oportunistas, se caracteriza por apresentar uma reduzida abundância de ostracodos (fig. V.2). Imediatamente após este intervalo, o registo de ostracodos compreende uma associação de baixa diversidade com alguma abundância do género *Liasina* (Pinto,

2008). Assim, o intervalo de 5,2 m de espessura, que se inicia 1,4 m metros acima da base da Zona Levisoni (área sombreada na fig. V.2), corresponde a um período em que as condições ambientais não terão sido propícias à proliferação de ostracodos e de foraminíferos especialistas, provavelmente devido a um reduzido grau de oxigenação do meio bentónico.

As condições de escassa oxigenação do meio bentónico em vigor neste intervalo específico (intervalo de 5,2 m de espessura, que se inicia 1,4 m metros acima da base da Zona Levisoni – área sombreada na fig. V.2) terão provocado, igualmente, o desaparecimento da fauna de braquiópodes (ver Comas-Rengifo et al., 2015) (fig. V.2). É de referir, no entanto, segundo Comas-Rengifo et al. (2015), que a primeira mudança no registo da fauna de braquiópodes no perfil de Peniche no intervalo Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior ocorre na base da Zona Polymorphum, no contacto entre as formações de Lemedo e de Cabo Carvoeiro, através da diminuição clara do tamanho dos espécimes. Esta mudança acompanha assim o aumento na abundância de foraminíferos e ostracodos já referida. No topo da Zona Polymorphum a diversidade deste grupo diminui, de tal forma que não ocorre qualquer braquiópode junto ao limite entre esta e a Zona Levisoni, tal como o supracitado (fig. V.2). Esta ausência parece manter-se em cerca de 7 m acima deste nível, voltando a registar-se, com o aparecimento de *Soaesiirhynchia bouchardi* (fig. V.2). Estas evidências são muito similares às ocorridas na base da Zona Levisoni na região de Rabaçal, norte da BL (ver fig. II.4 para localização), tal como documentado em Comas-Rengifo et al. (2013). Também em Espanha se documenta o desaparecimento da fauna de braquiópodes na transição entre as zonas Polymorphum e Levisoni (García Joral & Goy, 2009). De Comas-Rengifo et al. (2015) fica clara a extinção do género *Liospiriferina*, registada na base da Zona Levisoni de Peniche, um facto igualmente corroborado em Rabaçal (Comas-Rengifo et al., 2013) e em Espanha (Comas-Rengifo et al., 2006). No que respeita à recuperação da fauna de braquiópodes após o período de crise biótica, esta ocorre na parte média da Zona Levisoni, anteriormente à recuperação dos restantes bentónicos analisados (foraminíferos e ostracodos).

Relativamente ao grupo dos nanofósseis calcários, segundo Mattioli et al. (2008) e Suan et al., (2008a), na transição entre as zonas Emaciatum e Polymorphum registam-se os valores mais elevados de abundância (número de nanofósseis/g de rocha) de todo o perfil, tal como documentado no registo de foraminíferos e ostracodos (fig. V.2), corroborando a interpretação anterior onde se associa esta transição a um intervalo de condensação. Uma diminuição drástica ocorre simultaneamente com o limite entre as zonas Polymorphum e Levisoni, permanecendo os valores baixos durante esta última

(fig. V.2). Este escasso registo durante a Zona Levisoni é correspondente ao intervalo de crise estabelecido através da análise ecostratigráfica das associações de foraminíferos e que também se reflete na fauna de ostracodos e braquiópodes. Os dados de nanofósseis calcários não são suficientes para nos referirmos à sua recuperação.

Integrando os dados de abundância dos nanofósseis calcários com dados das dimensões médias de *Schizosphaerella* e ainda dados de paleotemperatura fornecidos pelos isótopos de oxigénio, em Suan et al. (2008a), são diferenciados distintos eventos que se caracterizam por mudanças nas condições paleoambientais. Assim, a base da Zona Polymorphum apresenta paleotemperaturas mais elevadas relativamente à Zona subjacente e uma menor produção de carbonato, com espécimes de *Schizosphaerella* de pequena dimensão. Por sua vez, a meio da Zona Polymorphum, ocorre um segundo evento caracterizado por uma diminuição na paleotemperatura e aumento do tamanho de *Schizosphaerella*. Na base da Zona Levisoni, momento da incidência do EOA-T, os valores de paleotemperatura são máximos e o tamanho de *Schizosphaerella* mínimos.

Relativamente à possível acidificação da água do mar, em Mattioli et al. (2009) refere-se que durante o EOA-T poderá ter havido um aumento na acidificação das águas do mar devido ao *input* de CO₂, não sendo esta informação de todo definitiva.

3. Comparação das associações de foraminíferos com regiões adjacentes

De forma a ter uma noção geográfica mais ampla, a nível paleoambiental, neste subcapítulo serão analisadas as tendências registadas na fauna de foraminíferos no intervalo Pliensbaquiano terminal - Toarciano inferior em vários setores europeus - Península Ibérica (Herrero, 1994, 1998, 2006; Herrero & Ramírez, 2013; Reolid, 2014), Reino Unido (Hylton, 2000), França (Hylton, 2000), Alemanha (Hylton, 2000) - e Norte de África (Reolid et al. 2012a, 2012c, 2013, 2014a) (figs. V.6 e V.7). No entanto é de referir que os trabalhos realizados na Bacia Basco-Cantábrica e na Cadeia Ibérica são essencialmente de natureza biostratigráfica, o que dificulta a comparação com trabalhos de paleoecologia, como o presente e os realizados no Norte de África. Esta dificuldade surge também na análise do perfil de Fuente Vidriera (Reolid, 2014), na Cadeia Bética, onde o trabalho realizado se centrou na análise isotópica das carapaças de foraminíferos, sendo a estudo paleoecológico quase inexistente.

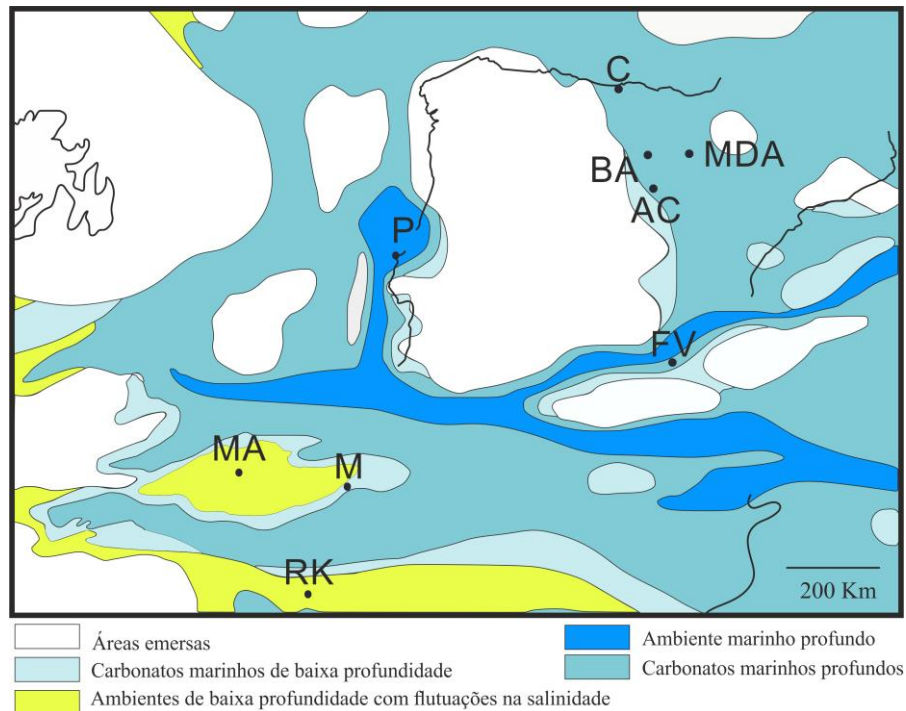


Figura V-6 - Paleogeografia do Tétis Ocidental durante o Toarciano, com a localização das bacias em confronto. P – Peniche (Bacia Lusitânica, Portugal), FV - Fuente Vidriera (Cadeia Bética, Espanha), BA - Barranco de las Alicantas e MDA - Muro de Aguas (Cadeia Ibérica, Espanha), C - Camino (Bacia Basco-Cantábrica, Espanha), M – Mellala (Argélia), MA – Médio Atlas (Marrocos), AC - Almonacid de la Cuba (Cadeia Ibérica, Espanha) e RK - Raknet El Kahla (Argélia). Modificado de Thierry & Barrier (2000).

Proceder-se-á também a uma breve análise de dados recolhidos no Reino Unido, França e Alemanha apresentados em Hylton (2000), embora o grau de detalhe, nos últimos dois setores, seja inferior ao dos restantes.

Em termos de associações de foraminíferos, as encontradas no perfil de Peniche são típicas do intervalo Pliensbaquiano-Toarciano, semelhantes às de outros setores do Tétis analisados (Herrero, 1994, 1998, 2006; Reolid et al., 2012a, 2012c, 2013, 2014a; Herrero & Ramírez, 2013; Reolid, 2014), dominando a subordem Lagenina. Os géneros presentes em cada setor são aproximadamente os mesmos, com ligeiras variações (tab. V.1).

3.1. Argélia

Na Argélia, nos perfis de Raknet El Kahla (Atlas saariano) (Reolid et al., 2012a, 2012c) e Mellala (Montanhas de Traras) (Reolid et al., 2014a) (fig. V.6), tal como em Peniche, o final do Pliensbaquiano caracteriza-se por uma associação de foraminíferos equilibrada sugerindo um ambiente bentónico estável (domínio de formas infaunais potencialmente profundas mas com presença de formas epifaunais e infaunais pouco profundas, elevada diversidade- α (fig. V.7), abundância de estratégias-K e presença de formas aglutinadas).

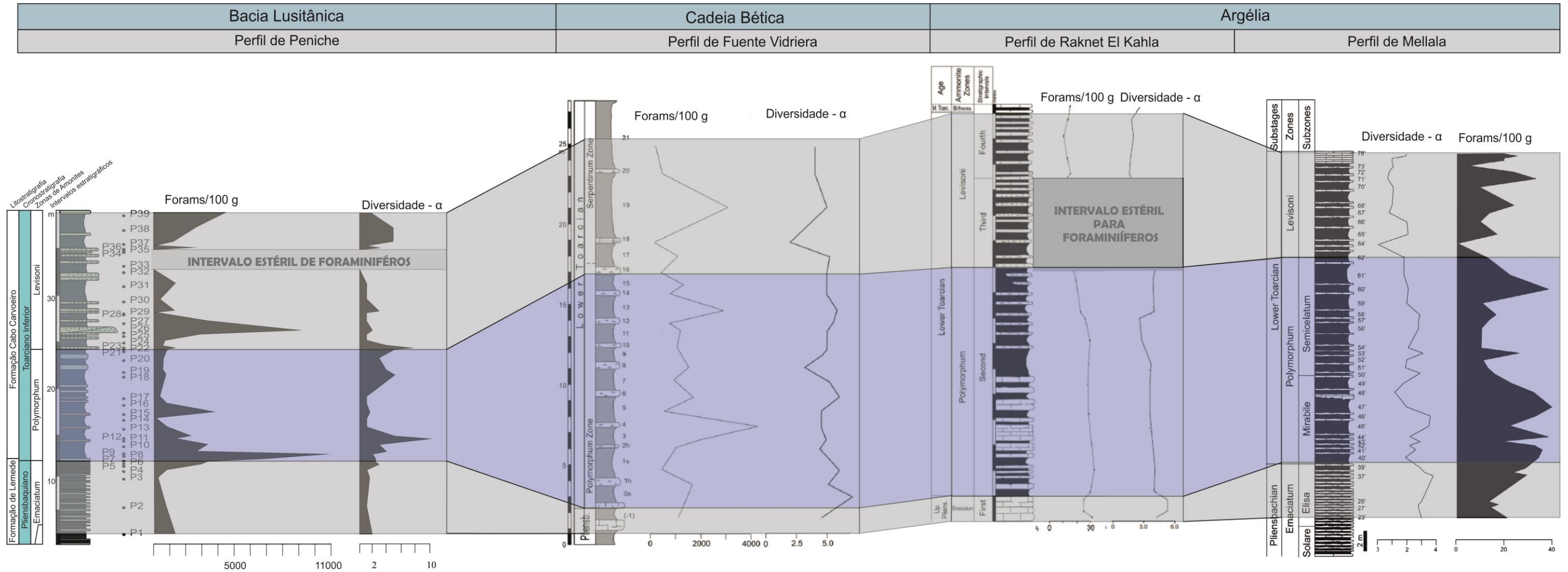


Figura V-7 - Comparação de dados de abundância absoluta (espécimes/ 100 g de rocha) e diversidade de foraminíferos do intervalo Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior entre a Bacia Lusitânica (perfil de Peniche), Norte de África (Argélia) (perfil de Raknet El Kahla: Reolid et al., 2012c e perfil de Mellala: Reolid et al., 2014a) e Cadeia Bética (perfil de Fuente Vidriera: Reolid, 2014)

Em Raknet El Kahla, a Zona Polymorphum evidencia uma fase inicial de destabilização do ambiente bentónico, sendo afetadas algumas espécies enquanto outras permanecem constantes. Dá-se um aumento das formas oportunistas (*Epistomina* e *Lenticulina*), sugerindo variações no grau de oxigenação. O início da Zona Levisoni é marcado por mudanças de um ambiente disóxico para anóxico, levando ao desaparecimento da fauna de foraminíferos (fig. V.7), correspondendo a um aumento ligeiro do COT (valor máximo de 1%). Após este desaparecimento dá-se uma recolonização do ambiente bentónico (fig. V.7), cada vez melhor oxigenado, na parte superior de Levisoni, com domínio de formas oportunistas (*Reinholdella*, *Lenticulina* e *Eoguttulina*), especialmente as formas infaunais potencialmente profundas com grande mobilidade (*Lenticulina* e *Eoguttulina*). Em termos de subordens presentes, dá-se o domínio de Lagenina, havendo também Robertinina e Textulariina. No caso do perfil Mellala (Montanhas de Traras) (Reolid et al., 2013), a Zona Polymorphum revela alguma instabilidade, iniciando-se com uma diminuição da diversidade- α e subseqüentes flutuações irregulares (fig. V.7) interpretadas como resultado de mudanças paleoambientais. O limite entre as zonas Polymorphum e Levisoni constitui um episódio de condições restritas no fundo marinho, sendo o início da Zona Levisoni marcado pelo desaparecimento das formas epifaunais, pela reduzida diversidade e rara presença de foraminíferos (fig. V.7), dominado o género *Lenticulina*.

3.2. Marrocos

Em Reolid et al. (2013), em várias secções, com diferentes registos sedimentares, do Médio Atlas verifica-se a influência do EOA-T nas associações de foraminíferos, registando-se mudanças na composição das mesmas e adaptações morfológicas nas carapaças dos foraminíferos. No caso de fácies margo-calcárias, observa-se um antagonismo na distribuição dos géneros *Lenticulina* e *Lingulina*, tal como ocorre no perfil de Peniche (fig. V. 5). É ainda de referir que localmente, em fácies argilosas associadas a ambientes confinados, se regista elevada abundância de formas oportunistas (*Reinoldella* e *Eoguttulina*), o que é comparável ao registo de foraminíferos da base da Zona Levisoni no perfil de Peniche.

3.3. Cadeia Bética

No perfil de Fuente Vidriera, na Cadeia Bética (Espanha) (fig. V.6), segundo Reolid (2014), verifica-se uma diminuição na abundância e diversidade- α de foraminíferos na parte inferior de Levisoni (fig. V.7), associada a um aumento dos valores de COT, que não ultrapassam o valor de 1%.

Tabela V-1 - Subordens (SO) e géneros de foraminíferos presentes em cada um dos setores tetisianos analisados: Cadeia Bética (Reolid, 2014), Cordilheira Ibérica (Herrero, 1994, 2006), Bacia Basco-Cantábrica (Herrero, 1998; Herrero & Ramirez, 2013) e Norte de África (Reolid et al., 2012a, 2012c, 2013, 2014a).

		Localização							
		Cadeia Bética		Cordilheira Ibérica		Bacia Basco-Cantábrica		Norte de África	
SO	Géneros	FV	BA e MDA	AC	C	RK	MA	M	
Lagenina	<i>Dentalina</i>	✓				✓	✓	✓	
	<i>Eoguttulina</i>	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	
	<i>Lenticulina</i>	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	
	<i>Nododaria</i>	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	
	<i>Citharina</i>	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	
	<i>Prodentalina</i>		✓	✓	✓				
	<i>Berthelinella</i>	✓	✓						
	<i>Falsopalmula</i>	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	
	<i>Ichtyolaria</i>	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	
	<i>Planularia</i>	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	
	<i>Astacolus</i>	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	
	<i>Pseudonodosaria</i>		✓	✓	✓	✓	✓	✓	
	<i>Marginulina</i>	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	
	<i>Marginulinopsis</i>	✓					✓	✓	
	<i>Lagena</i>	✓	✓	✓				✓	
	<i>Paralingulina</i>		✓	✓	✓	✓			
	<i>Vaginulina</i>	✓	✓	✓			✓	✓	
	<i>Lingulina</i>	✓					✓	✓	
	<i>Vaginulinopsis</i>			✓					
	<i>Saracenaria</i>							✓	
formas sésseis			✓						
<i>Saracnella (ou Tristix)</i>	✓	✓	✓		✓	✓	✓		
Spirillinina	<i>Spirillina</i>	✓	✓	✓	✓		✓	✓	
Robertinina	<i>Ceratobuliminidae</i>		✓	✓	✓				
	<i>Reinholdella</i>	✓				✓	✓		
Textularina	<i>Ammobaculites</i>	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	
	<i>Trochammina</i>	✓		✓					
	<i>Ammodiscus</i>	✓	✓	✓				✓	
	<i>Reophax</i>	✓	✓	✓					
	<i>Haplophragmoides</i>							✓	
	<i>Haurania</i>							✓	
	<i>Textularia</i>	✓						✓	
	<i>Gaudryina</i>	✓							
<i>Bathysiphon</i>	✓								
<i>Verneuilinoides</i>			✓						
Miliolina	<i>Ophthalmidium</i>	✓		✓			✓	✓	
Involutinina		✓							
Rotaliina	<i>Brizalina</i>		✓						

Legenda

FV	Perfil de Fuente Vidriera	✓	abundante
AC	Perfil de Almonacid de la Cuba	✓	muito abundante
C	Perfil de Camino	✓	minoritário
RK	Perfil de Raknet El Kahla		
MA	Perfis do Médio Atlas		
M	Perfil de Mellala		
BA e MDA	Perfis de Barranco de las Alicantas e Muro de Aguas		

3.4. Cadeia Ibérica

Na Cadeia Ibérica, e de acordo com Herrero (1994), no perfil de Muro de Aguas e Barranco de las Alicantas (fig. V.6), no limite entre as zonas Spinatum (= Emaciatum) e Tenuicostatum (= Polymorphum) dá-se uma descida drástica da diversidade, tal como da Zona Tenuicostatum para a Zona Serpentinum (= Levisoni). A diversidade mantém-se baixa na Zona Levisoni, no caso do perfil de Muro de Aguas. Ainda na Cadeia Ibérica, na secção de Almonacid de la Cuba, não se registam mudanças associadas ao limite Pli-Toa (Herrero, 2006).

3.5. Bacia Basco-Cantábrica

Segundo Herrero (1998) e Herrero & Ramírez (2013), na Bacia Basco-Cantábrica, no perfil de Camino (fig. V.6), os valores de diversidade (número de espécies) e abundância (número de foraminíferos/ g) aumentam desde a Zona Spinatum (= Emaciatum) até à base da Zona Tenuicostatum (= Polymorphum). No topo desta última, observa-se, no entanto, uma diminuição destes parâmetros que se mantém até meio da Zona Serpentinum (= Levisoni), sensivelmente, onde a abundância regista um aumento. De seguida, até à Zona Bifrons, a abundância é reduzida, só voltando a aumentar no topo do perfil. Estas mudanças estão associadas a um aumento nos valores de COT, registando-se, segundo estes autores, um máximo de 2%. A subordem Lagenina domina registando-se também a presença de Miliolina, Robertinina, Textulariina, Spirillinina.

3.6. Reino Unido, França e Alemanha

De acordo com Hylton (2000), em Leicestershire (Reino Unido) (fig. V.6), regista-se uma fauna típica do intervalo Pli-Toa. Na base da Zona Levisoni, após uma rápida transgressão, regista-se uma grande abundância de espécimes de *Reinholdella* de pequena dimensão. A presença deste género antecede um intervalo estéril em foraminíferos, tal como ocorre em Peniche. Na parte superior da Zona Levisoni inicia-se uma recuperação da fauna de foraminíferos. Na Costa Norte de Yorkshire as associações são típicas do intervalo em questão, destacando-se apenas o aumento da abundância ou o domínio de *Reinholdella* na Zona Polymorphum, dependendo do perfil em causa. Para o topo desta Zona a diversidade diminui e na Zona Levisoni regista-se também um intervalo onde não ocorrem foraminíferos.

No perfil Truc de Balduc (França) (fig. V.6) (Hylton, 2000), a Zona Polymorphum apresenta uma espessura muito reduzida, dando a impressão de que associado ao limite Pli-Toa haverá uma extinção, dando-se uma diminuição na diversidade até à base da Zona

Levisoni. No topo desta mesma Zona não se observam foraminíferos ocorrendo apenas a recuperação desta fauna na Zona Bifrons.

Por fim, no sudoeste da Alemanha, em Dotternhausen (fig. V.6) (Hylton, 2000), a abundância de foraminíferos diminui no limite Pli-Toa, ocorrendo extinções já na Zona Polymorphum. A Zona Levisoni, caracterizada por fácies ricas em matéria orgânica (*black shales*) e por elevados valores de COT (máximo de 16% *in* Röhl et al., 2001), não apresenta foraminíferos, só se dando a sua recuperação na Zona Bifrons.

Capítulo VI - Considerações finais

De acordo com os objetivos definidos inicialmente efetuou-se, através das associações de foraminíferos bentónicos presentes em 39 amostras, um estudo ecostratigráfico/paleoecológico no perfil de Peniche (BL, Portugal) durante o intervalo Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior. Desta forma foi possível avaliar a evolução da fauna de foraminíferos durante a transição Pli-Toa e ao longo do EOA-T, dois episódios de grande mudança no ambiente marinho bentónico do Jurássico Inferior.

A análise das associações de foraminíferos, nomeadamente a discriminação de morfogrupos e a análise do seu modo de vida revelam a existência de um período de crise biótica durante a Zona Levisoni, seguido por uma fase de recuperação e antecedido por um período de pré-crise (zonas Emaciatum e Polymorphum). A discriminação destes intervalos é também apoiada por dados de natureza abiótica e outros dados bióticos anteriormente estudados no perfil de Peniche.

O período de pré-crise é caracterizado por associações indicativas de um ambiente bentónico estável, com grau normal de oxigenação e disponibilidade de nutrientes. A transição Pli – Toa caracteriza-se por um aumento na abundância de foraminíferos, também registado na fauna de ostracodos e de nanofósseis calcários, o que se compatibiliza com a interpretação feita anteriormente onde se considera este intervalo como algo condensado. A Zona Polymorphum apresenta flutuações na abundância de foraminíferos e nas suas associações o que pode ser o reflexo, também, de uma baixa taxa de sedimentação. Nesta Zona regista-se também um nível particularmente rico em *Ammobaculites* e *Reophax* o que, aliado aos valores mínimos de nanofósseis calcários, poderá indicar uma mudança na composição química da água e na produção de carbonato de cálcio.

Na Zona Polymorphum haverá já um distúrbio muito subtil nas condições de oxigenação dada a escassez de *Ophthalmidium*. A parte terminal desta Zona é marcada por valores baixos de abundância de foraminíferos e uma diminuição drástica no caso dos ostracodos. A diversidade de braquiópodes sofre também uma diminuição, sendo este grupo drasticamente afetado no limite entre as zonas Polymorphum e Levisoni, onde deixa de se registar. Simultaneamente, a abundância de nanofósseis calcários diminui abruptamente, acompanhando uma ligeira diminuição de abundância de foraminíferos, continuando a registar-se valores reduzidos na abundância de ostracodos. Estas mudanças nos diferentes grupos faunísticos, paralelamente ao início da excursão isotópica negativa do $\delta^{13}\text{C}$ (registado em carbonato e em fragmentos carbonosos), marcam o final do intervalo de pré-crise e a

passagem à fase inicial de crise biótica, relacionada com o EOA-T, que se inicia com a Zona Levisoni.

O início da Zona Levisoni caracteriza-se por registar mudanças no modo de vida dos foraminíferos e um aumento abrupto de formas oportunistas o que reflete uma destabilização das condições paleoambientais, nomeadamente uma diminuição do grau de oxigenação do ambiente marinho. Estas mudanças correspondem às primeiras evidências do EOA-T e além da sua influência na fauna de foraminíferos, provocam também uma drástica diminuição na abundância de nanofósseis calcários e ostracodos. Esta expressão inicial da crise biótica terá sido mais dramática para o grupo dos braquiópodes, uma vez que a base da Zona Levisoni é marcada em toda a BL pela quase ausência destes organismos. As condições paleoambientais ter-se-ão agravado de seguida, na parte inferior-média da Zona Levisoni, onde se registam os valores mais elevados de COT, levando ao desaparecimento da fauna de foraminíferos, e correspondendo, portanto, à máxima expressão da crise biótica.

Mesmo tendo em conta a natureza sedimentológica, de caráter siliciclástico, que afeta parte da sucessão da base da Zona Levisoni em Peniche, conclui-se que as condições paleoambientais associadas ao EOA-T terão afetado, de uma maneira geral, vários grupos faunísticos, em especial os de natureza bentónica. Estas condições deficitárias em oxigénio, associadas a um claro aumento de temperatura da água marinha, terão afetado inclusivamente as formas de foraminíferos oportunistas.

A recuperação da fauna dá-se exatamente após a excursão isotópica negativa, sendo os braquiópodes o primeiro grupo a recuperar, na parte média da Zona Levisoni, seguidos pelos foraminíferos, na parte média a superior desta Zona, e pelos ostracodos, na Zona Bifrons.

Como referido inicialmente, o último objetivo do presente trabalho é a confrontação da fauna de foraminíferos registada no perfil de Peniche com dados equivalentes de outras bacias contemporâneas do domínio tetisiano. Em termos de associações de foraminíferos, as registadas no perfil de Peniche são típicas do intervalo Pli-Toa, semelhantes às encontradas em outros setores do Tétis, como são os casos do Norte de África (Marrocos e Argélia), Espanha (Cadeia Bética, Cadeia Ibérica e Bacia Basco-Cantábrica) e Reino Unido, dominando a subordem Lagenina.

Tal como no perfil de Peniche, na Bacia Basco-Cantábrica a transição Pli-Toa representa um episódio de aumento da diversidade e da abundância de foraminíferos, contrariamente ao que se verifica na Cadeia Ibérica (perfis de Muro de Aguas e Barranco de

las Alicantas), na Alemanha e na França. No caso da Cadeia Bética e no Reino Unido não se registam mudanças assinaláveis associadas a esta transição.

A Zona Polymorphum constitui um período de alguma destabilização do ambiente bentónico, provavelmente associada a uma diminuição do grau de oxigenação, sendo mínima em Peniche, mas assinalável na Argélia e na costa Norte de Yorkshire, onde se regista um aumento de foraminíferos oportunistas, e na Alemanha, onde se registam algumas extinções neste grupo.

A influência do EOA-T parece ter sido máxima na Zona Levisoni, registando-se o desaparecimento da fauna de foraminíferos na Argélia (perfil Raknet El Kahla), Reino Unido, França e Alemanha, para além do perfil em estudo na BL. Nas áreas onde os efeitos do EOA-T não se fizeram sentir tão drasticamente, registou-se uma diminuição nos valores de abundância e/ou diversidade de foraminíferos (Cadeia Bética, Cadeia Ibérica, Bacia Basco-Cantábrica) ou ocorreram mudanças na composição das associações e adaptações morfológicas nas suas carapaças (Marrocos). O domínio e/ou abundância de formas oportunistas na Zona Levisoni é também assinalável, ocorrendo na Argélia (perfil Mellala), Leicestershire (Inglaterra) e Peniche, antecedendo, inclusivamente o intervalo estéril em foraminíferos, no caso destes dois últimos perfis. Estas mudanças na fauna de foraminíferos acompanham frequentemente aumentos nos valores de COT (Argélia, Cadeia Bética, Bacia Basco-Cantábrica e Peniche).

No caso de Argélia e Leicestershire, tal como em Peniche, a recuperação das condições adversas associadas ao EOA-T dá-se na zona média/ topo da Zona Levisoni, registando-se formas oportunistas no caso do perfil Raknet El Kahla (Argélia). Na Bacia Basco-Cantábrica, na Alemanha e França a recolonização do ambiente bentónico é mais tardia, ocorrendo apenas na Zona Bifrons.

Como remate final é importante referir a possibilidade de ampliar verticalmente o estudo ecostratigráfico/paleoecológico realizado no perfil de Peniche de forma a melhorar a análise da recuperação da fauna de foraminíferos após o EOA-T. Uma outra melhoria a executar neste estudo é a diminuição da malha de amostragem, reduzindo o espaço entre os níveis amostrados, aumentando assim a resolução da análise ecostratigráfica e diminuindo o erro que lhe está associado. Esta análise poderá ainda estender-se a outras secções da BL, nomeadamente a setores mais proximais, de forma a obter-se um estudo paleoecológico com base na fauna de foraminíferos à escala de toda a bacia.

Para finalizar, além das possibilidades de ampliação do estudo efetuado referida anteriormente, uma perspetiva de trabalho futuro seria uma análise

taxonômica/biostratigráfica, o que possibilitaria uma melhor comparação com outros setores contemporâneos, dada a abundância de estudos deste caráter para o intervalo Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior.

Referências bibliográficas

- Aberhan, M., Fürsich, F. T. (1997). Diversity analysis of Lower Jurassic bivalves of the Andean Basin and the Pliensbachian – Toarcian mass extinction. *Lethaia*, 29, pp. 181-195
- Aberhan, M., Fürsich, F. T. (2000). Mass origination versus mass extinction: The biological contribution to the Pliensbachian – Toarcian extinction event. *Journal of the Geological Society of London*, 157, pp. 55-60
- Almeras, Y. (1994). Le genre *Soaresirhynchia* (*Brachiopoda*, *Rhynchonellacea*, *Wellerellidae*) dans le Toarcien du Sous-Bassin Nord-Lusitanien (Portugal). *Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon*, 130, pp. 1-135
- Al-Suwaidi, A. H., Angelozzi, G. N., Baudin, F., Damborenea, S. E., Hesselbo, S. P., Jenkyns, H. C., Manceñido, M. O., Riccardi, A. C. (2010). First record of the Early Toarcian Oceanic Anoxic Event from the Southern Hemisphere, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society of London*, 167, pp. 1-4
- Alves, T. M., Gawthorpe, R. L., Hunt, D. H., Monteiro, J. H. (2002). Jurassic tectono-sedimentary evolution of the northern Lusitanian basin (offshore Portugal). *Marine Petroleum Geology*, 19, pp. 727-754
- Archibald, J. M., Longet, D., Pawlowski, J., Keeling, P. J. (2003). A novel polyubiquitin structure in Cercozoa and Foraminifera: evidence for a new eukaryotic supergroup. *Molecular Biology and Evolution*, 20, pp. 62-66
- Arias, C. (2007). Pliensbachian -Toarcian ostracod biogeography in NW Europe: evidence for water mass structure evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 251, pp.398-421
- Arias, C. (2013). The early Toarcian (Early Jurassic) ostracod extinction events in the Iberian Range: The effect of temperature changes and prolonged exposure to low dissolved oxygen concentrations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 387, pp. 40-55
- Azerêdo, A. C., Duarte, L. V., Henriques, M. H., Manuppella, G. (2003). Da dinâmica continental no Triásico aos mares do Jurássico Inferior e Médio. *Cadernos de Geologia de Portugal, Instituto Geológico e Mineiro*, pp. 7-24
- Azerêdo, A. C., Duarte, L. V., Silva, R. L. (2014). Sequential configuration in transgressive-regressive facies cycles (2nd order) of the Lusitanian Basin (Portugal) Lower and Middle Jurassic. *Comunicações Geológicas*, 101, Especial I, pp. 383-386
- Bailey, T. R., Rosenthal, Y., McArthur, J. M., van de Schootbrugge, B., Thirlwall, M. F. (2003). Paleoceanographic changes of the late Pliensbachian – early Toarcian interval: A possible link to the genesis of an oceanic anoxic event. *Earth and Planetary Science Letters*, 212, pp. 307-320
- Bąk, K. (2000). Biostratigraphy of deep-water agglutinated foraminifera in Scaglia Rossa-type deposits of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Grzybowski Foundation Special Publication*, 7, pp. 15-41
- Bąk, K. (2004). Deep-water agglutinated foraminiferal changes across the Cretaceous/Tertiary and Paleocene/Eocene transitions in the deep flysch environment; eastern Outer Carpathians (Bieszczady Mts, Poland). In Bubik, M., Kaminski, M. A. (Eds.). *Proceedings of the 6th IWAF*, 8, Grzybowski Foundation Special Publication, pp.1-56
- Bandy, O. L. (1956). Ecology of foraminifera in northeastern Gulf of Mexico. *United States Geological Survey Professional Paper*, 274-G, pp. 179-204

- Bandy, O. L., Arnal, R. E. (1957). Distribution of recent foraminifera off west coast of Central America. American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Bulletin, 41, pp. 2037-2053
- Barnard, T., Cordey, W. G., Shipp, D. J. (1981). Foraminifera from the Oxford Clay (Callovian – Oxfordian of England). Revista Española de Micropaleontología, 13, pp. 383-462
- Barrón, E., Comas-Rengifo, M. J., Duarte, L. V. (2013). Palynomorph succession of the Upper Pliensbachian – Lower Toarcian of the Peniche section (Portugal). Comunicações Geológicas, 100, Edição Especial I, pp. 55-61
- Bartolini, A., Nocchi, M., Baldanza, A., Parisi, G. (1992). Benthic life during the Early Toarcian Anoxic Event in the south western Tethyan Umbria-Marche Basin, central Italy. In Takayanagi, Y., Saito, T. (Eds.). Studies in benthic foraminifera. Proceedings of the 4th International Symposium on Benthic Foraminifera, Sendai, Japan, 1990, pp. 323-338. Tokai University Press
- Bejjaji, Z. (2007). Biostratigraphie, paleoenvironnements et paleoecologie des foraminiferes toarciens du Moyen Atlas. Tese de doutoramento apresentada à Universidade Mohammed V, Rabat, 231 p.
- Benjamini, C. (1984). Foraminifera from the Ra'af Formation (Anisian), Har'areif, western Negev, Israel. Bulletin des Centre de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine, 6, pp. 35-40
- Bernhard, J. M. (1986). Characteristic assemblages and morphologies from anoxic organic rich deposits: Jurassic through Holocene. Journal of Foraminiferal Research, 16, pp. 207-215
- Bernhard, J. M., Bowser, S. S. (1992). Bacterial biofilms as a trophic resource for certain benthic foraminifera. Marine Ecology Progress Series, 83, pp. 263-272
- Berry, W. B. N. (1983). On the relationship between ecostratigraphy and zonal stratigraphy. Newsletters on Stratigraphy, 12, pp. 84-97
- Bhalla, S. N., Talib, A. (1991). Callovian – Oxfordian foraminifera from Jhurio Hill, Kutch, Western India. Revue de Paléobiologie, 10, pp. 85-114
- Bilotta, M., Venturi, F., Sassaroli, S. (2009). Ammonite faunas, OAE and the Pliensbachian – Toarcian boundary (Early Jurassic) in the Apennines. Lathia, pp.1-24
- Blomeier, D. P. G., Reijmer, J. J. G. (1999). Drowning of a Lower Jurassic carbonate platform: Jbel Bou Dahar, High Atlas, Marocco, Facies, 41, pp. 81-110
- Boucot, A. J. (1982). Ecostratigraphic framework for the Lower Devonian of the North American Appohimchi Subprovince. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, 163, pp. 81-121
- Boucot, A. J. (1986). Ecostratigraphic criteria for evaluating the magnitude, character and duration of bioevents. In Walliser, O. H. (Ed.). Bioevents. Lecture Notes in Earth Sciences. Springer-Verlag, pp. 25-46
- Boudagher-Fadel, M. K. (2012). An introduction to planktonic foraminifera, pp. 1-32. In Boudagher-Fadel, M. K. (Ed.). Biostratigraphic and Geological Significance of Planktonic Foraminifera (1.^a edição), Londres, 307p.
- Boudagher-Fadel, M. K., Banner, E. T., Whittaker, J. E. (1997). The Early Evolutionary History of Planktonic Foraminifera. Chapman & Hall, London
- Boudchiche, L. (1986). Etude micropaléontologique du Domerien, Toarcien et Bajocien du massif des Béni-Snassen orientaux (Maroc nord oriental). Tese de doutoramento apresentada à Universidade de Claude-Bernard Lyon-1, 190 p.

- Boudchiche, L., Ruget, C. (1993). Une réponse morphologique à un problème écologique: l'exemple des foraminifères du Toarcien inférieur des Béni-Snassen (Maroc nord-oriental). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 316, pp. 815-821
- Bouhamdi, A., Gaillard, C., Ruget, C., Bonnet, L. (2000). Foraminifères benthiques de l'Oxfordien moyen de la plate-forme au bassin dans le Sud-Est de la France. Répartition et contrôle environnemental. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 93, pp. 315-330
- Bouhamdi, A., Gaillard, C., Ruget, C. (2001). Spirillines versus agglutinants: impact du flux organique et intérêt paléoenvironnemental (Oxfordien moyen du sud-est de la France). *Geobios*, 34, pp. 267-277
- Boulila, S., Galbrun, B., Huret, E., Hinnov, L., Rouget, I., Gardin, S., Bartolini, A. (2014): Astronomical calibration of the Toarcian Stage: Implications for sequence stratigraphy and duration of the early Toarcian oceanic anoxic event (OAE). *Earth and Planetary Science Letters*, 386, pp. 98-111
- Boutakiout, M. (1990). Les foraminifères du Jurassique des Rides Sud-Rifaines et des régions voisines (Maroc). *Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon*, 112, 247 p.
- Boutakiout, M., Elmi, S. (1996). Tectonic and eustatic controls during the Lower and Middle Jurassic of the South Rif Ridge (Morocco) and their importance for the foraminifera communities. *Georesearch Forum*, 1-2, pp. 237-247
- Brandt, K. (1986). Glacioeustatic cycles in the Early Jurassic? *Neues Jahrbuch für Geologia und Paläontologie Monatshefte*, 5, pp. 257-274
- Brasier, M. D. (1975). Ecology of recent sediment dwelling and phytal foraminifera from the lagoons of Barbuda, West Indies. *Journal of Foraminiferal Research*, 5, pp. 42-62
- Brazier, J. M., Suan, G., Tacaïl, T., Simon, L., Martin, J. E., Mattioli, E., Balter, V. (2015). Calcium isotope evidence for dramatic increase of continental weathering during the Toarcian oceanic anoxic event (Early Jurassic). *Earth Planetary Science Letters*, 411, pp. 164-176
- Brett, C. E., (1988a). Paleoecology and evolution of marine hard substrate communities: an overview. *Palaios*, 3, pp. 374-378
- Brett, C. E., (1988b). Taphofacies models for epeiric sea environments: Middle Paleozoic examples. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 63, pp. 225-262
- Brett, C. E. (1998). Sequence stratigraphy, paleoecology, and evolution: biotic clues and responses to sea-level fluctuations. *Palaios*, 13, pp. 241-262
- Brett, C. E., Baird, G. C. (1986). Comparative taphonomy: a key to paleoenvironment interpretation based on fossil preservation. *Palaios*, 1, pp. 207-227
- Brett, C. E., Baird, G. C. (Eds.) (1997). *Paleontological events: stratigraphic, ecological and evolutionary implications*. Columbia University Press, New York, 604 p.
- Brett, C. E., Allison, P. A., Moffat, H., Soldani, D. (2006). Sedimentology, taphonomy and paleoecology of meter-scale cycles from the Upper Ordovician of Ontario. *Palaios*, 21, pp. 530-547
- Brett, C. E., Bartholomew, A. J., Baird, G. C. (2007a). Biofacies recurrence in the middle Devonian of New York state: an example with implications for evolutionary paleoecology. *Palaios*, 22, pp. 306-324
- Brett, C. E., Hendy, A. J. W., Bartholomew, A. J., Bonelli Jr., J. R., McLaughlin, P. I. (2007b). Response of shallow marine biotas to sea-level fluctuations: a review of faunal replacement and the process of habitat tracking. *Palaios*, 22, pp. 228-244
- Brouwer, J. (1969). Foraminiferal assemblages from the Lias of Northwestern Europe. *Verhandlungen der Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen, Afd. Natuurkunde*, 25, pp. 1-64

- Cabral, M. C., Colin, J. P., Azerêdo, A. C., Silva, R. L., Duarte, L. V. (2013). Ostracod assemblages from the Coimbra Formation (Sinemurian) of S. Pedro de Moel: palaeoecological and palaeobiogeographical interest. *Comunicações Geológicas*, 100, Especial I, pp. 43-47
- Caruthers, A. H., Gröcke, D. R., Smith, P. L. (2011). The significance of an Early Jurassic (Toarcian) carbon-isotope excursion in Haida Gwaii (Queen Charlotte Islands), British Columbia, Canada. *Earth and Planetary Science Letters*, 307, pp. 19-26
- Caruthers, A. H., Smith, P. L., Gröcke, D. R. (2014). The Pliensbachian – Toarcian (Early Jurassic) extinction: A North American perspective. In Keller, G., Kerr, A. C. (Eds.). *Volcanism, Impacts and Mass Extinctions: Causes and Effects*. Geological Society of America Special Paper, 505
- Caswell, B. A., Coe, A. L., Cohen, A. S. (2009). New range data for marine invertebrate species across the early Toarcian (Early Jurassic) mass extinction. *Geological Society of London Journal*, 166, pp. 859-872
- Caswell, B. A., Coe, A. L. (2012). A high-resolution shallow marine record of the Toarcian (Early Jurassic) Oceanic Anoxic Event from the East Midlands Shelf, UK. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 365-366, pp. 124-135
- Cecca, F., Macchioni, F. (2004). The two Early Toarcian (Early Jurassic) extinction events in ammonoids. *Lethaia*, 37, pp. 35-56
- Chamney, T. P. (1977). Foraminiferal morphogroup symbol for paleoenvironmental interpretation of drill cutting samples: Artic America, Albian Continental Margin. *Marine Sediments, Special Publication*, 1B, pp. 585-624
- Choffat, P. (1880). Étude stratigraphique et paléontologique des terrains jurassiques du Portugal. Première livraison. Le Lias et le Dogger au Nord du Tage. *Memória da Secção de Trabalhos Geológicos de Portugal*, Lisboa, XIII+72+7 p.
- Cisne, J. L., Chandler, G. O. (1982). Taconic Foreland Basin graptolites: age zonation, depth zonation and use in ecostratigraphic correlation. *Lethaia*, 15, pp. 343-363
- Cisne, J. L., Gildner, R. F., Rabe, B. D. (1984). Epeiric sedimentation and sea-level: synthetic ecostratigraphy. *Lethaia*, 17, pp. 267-288
- Clémence, M. E., Gardin, S., Bartolini, A., Paris, G., Beaumont, V., Guex, J. (2010). Benthic-planktonic evidence from the Austrian Alps for a decline in sea-surface carbonate production at the end of the Triassic. *Swiss Journal of Geosciences*, 103, pp. 293-315
- Comas-Rengifo, M., Duarte, L. V., Félix, F. F., García Joral, F., Goy, A., Rocha, R. B. (2015). Latest Pliensbachian – Early Toarcian brachiopod assemblages from the Peniche section (Portugal) and their correlation. *Episodes*, 38, vol. 1, pp. 2-8
- Comas-Rengifo, M. J., Duarte, L. V., García Joral, F., Goy, A. (2013). Os braquiópodes do Toarciano inferior (Jurássico) da região de Rabaçal-Condeixa (Portugal): distribuição estratigráfica e paleobiogeografia. In Duarte, L. V., Silva, R. L., Azerêdo, A. C. (Eds.). *Fácies carbonatadas ricas em matéria orgânica do Jurássico da Bacia Lusitânica. Novos contributos paleontológicos, sedimentológicos e geoquímicos*. *Comunicações Geológicas*, 100, Especial I, pp. 37-42
- Comas-Rengifo, M. J., García Joral, F., Goy, A. (2006). Spiriferinida brachiopoda del Jurassico Inferior del NE de Espanha: distribución y extinción durante el Evento Anoxico del Toarciense inferior. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica)*, 101 (1-4), pp.147-157
- Corliss, B. H. (1985). Microhabitats of benthic foraminifera within deep-sea sediments. *Nature*, 314, pp. 435-438

- Corliss, B. H. (1991). Morphology and microhabitat preferences of benthic foraminifera from the northwest Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*, 17, pp. 195-236
- Corliss, B. H., Chen, C. (1988). Morphotype patterns of Norwegian deep sea benthic foraminifera and ecological implications. *Geology*, 16, pp. 716-719
- Crasquin-Soleau, S., Vaslet, D., Le Nindre, Y. (2005). Ostracods as markers of the Permian/Triassic boundary in the Khuff Formation of Saudi Arabia. *Palaeontology*, 48 (4), pp. 853-868
- D'Orbigny, A. (1826). Tableau méthodique de la classe des Céphalopodes. *Annales des Sciences Naturelles*, 7, pp. 245-314
- Danise, S., Twitchett, R. J. (2015). Environmental controls on marine ecosystems during the early Toarcian extinction event. *Geophysical Research Abstracts*, 17, EGU General Assembly 2015
- Danise, S., Twitchett, R. J., Little, C. T. S. (2015). Environmental controls on Jurassic marine ecosystems during global warming. *Geological Society of America, Geology*, 43 (3), pp. 263-266
- Danise, S., Twitchett, R. J., Little, C. T. S., Clémence, M. E. (2013). The Impact of Global Warming and Anoxia on Marine Benthic Community Dynamics: an Example from the Toarcian (Early Jurassic). *Plos One*, 8 (2)
- Davies, G. R. (1970). Carbonate bank sedimentation, East Shark Bay, Western Australia. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 13, pp. 85-168
- De Graciansky, P. C., Jacquin, T., Hesselbo, S. P. (1998). The Ligurian cycle: an overview of Lower Jurassic 2nd-order transgressive/ regressive facies cycles in western Europe. In De Graciansky, P. C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P. R. (Eds.). *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication, 60, pp. 467-479
- Dera, G., Neige, P., Dommergues, J. L., Fara, E., Lafont, R., Pellenard, P. (2010). High resolution dynamics of Early Jurassic marine extinctions: the case of Pliensbachian–Toarcian ammonites (Cephalopoda). *Journal of the Geological Society of London*, 167, pp. 21-33.
- Dimuccio, L. A., Duarte, L. V., Cunha, L. (2014). Facies and Stratigraphic Controls of the Palaeokarst Affecting the Lower Jurassic Coimbra Group, Western Central Portugal. *STRATI 2013, Springer Geology 2014*, pp. 787-791
- Dromart, G., Allemand, P., Garcia, J., Robin, C. (1996). Variation cyclique de la production carbonatée au Jurassique le long d'un transect Bourgogne-Ardèche. E-France, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 167, pp. 423-433
- Duarte, L. V. (1995). O Toarciano da Bacia Lusitaniana. *Estratigrafia e Evolução Sedimentogenética*. Tese de doutoramento apresentada à Universidade de Coimbra, 349 p.
- Duarte, L. V. (1997). Facies analysis and sequential evolution of the Toarcian-Lower Aalenian series in the Lusitanian Basin (Portugal). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro* (83), pp. 65-94
- Duarte, L. V. (1998). Clay minerals and geochemical evolution in the Toarcian-Lower Aalenian of the Lusitanian Basin. *Cuadernos de Geologia Iberica*, 24, pp. 69-98
- Duarte, L. V. (2004). The geological heritage of the Lower Jurassic of Central Portugal: selected sites, inventory and main scientific arguments. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 110 (1), pp. 381-388
- Duarte, L. V. (2005). The Jurassic of the Peniche Peninsula (Central Portugal): An international reference point of great scientific value and educational interest. In Henriques, M. H., Azerêdo, A. C., Duarte, L. V., Ramalho, M. (Eds.). *Jurassic heritage and geoconservation in Portugal: Selected sites*. IV International Symposium ProGEO on the Conservation of the Geological Heritage, Braga, Field Trip Guide Book Volume, pp. 23-31

- Duarte, L. V. (2007). Lithostratigraphy, sequence stratigraphy and depositional setting of the Pliensbachian and Toarcian series in the Lusitanian Basin (Portugal). In Rocha, R. B. (Ed.). The Peniche section (Portugal). Contributions to the definition of the Toarcian GSSP. International Subcommission on Jurassic Stratigraphy, pp. 17-23
- Duarte, L. V., Azerêdo, A. C. (2012). Sedimentação calciclástica do Toarciano superior – base do Jurássico Médio do Cabo Carvoeiro (Peniche). In Azerêdo, A. C, Duarte, L. V. (Eds.). Bacia Lusitânica: Perspectivas de campo com ênfase nos reservatórios carbonatados. Livro-guia de apoio ao módulo “Trabalho de campo na Bacia Lusitânica”, 2012, pp. 72-74
- Duarte, L. V., Comas-Rengifo, M. J., Silva, R. L., Paredes, R., Goy, A. (2014a). Carbon isotope stratigraphy and ammonite biochronostratigraphy across the Sinemurian-Pliensbachian boundary in the western Iberian margin. *Bulletin of Geosciences*, 89 (4), pp.719-736
- Duarte, L. V., Matioli, E., Rocha, R. B., Silva, R. L. (Coords.) (2015). The Lower Jurassic at Peniche (Lusitanian Basin). Recent advances in stratigraphy and sedimentary geology. Field Trip Guide excursion, STRATI2013, Ciências da Terra, 19, *in press*
- Duarte, L. V., Oliveira, L. C. V., Rodrigues, R. (2007). Carbon isotopes as a sequence stratigraphic tool: examples from the lower and middle Toarcian marly limestones of Portugal. *Boletín Geológico y Mineiro*, 118, pp. 3-18
- Duarte, L. V., Silva, R. L., Azerêdo, A. C., Paredes, R., Rita, P. (2014b). A Formação de Coimbra na região de S. Pedro de Moel (Oeste de Portugal). Caracterização litológica, definição litostratigráfica e interpretação sequencial. *Comunicações Geológicas*, 101, Especial I, pp. 421-425
- Duarte, L. V., Silva, R. L., Mendonça Filho, J. G., Poças Ribeiro, N., Ferreira, F. (2011). Case Studies (Dispersed Organic Matter). Lusitanian Basin: Geological setting, stratigraphy and organic matter record in the lower Jurassic hemipelagic deposits of the Lusitanian Basin. In Flores, D., Marques, M. (Eds.). ICCP Training Course on Dispersed Organic Matter, ICCP Training program Commission I, Porto, pp. 107-118
- Duarte, L. V., Silva, R. L., Oliveira, L. C. V., Comas-Rengifo, M. J., Silva, F. (2010). Organic-rich facies in the Sinemurian and Pliensbachian of the Lusitanian Basin, Portugal: Total Organic Carbon distribution and relation to transgressive-regressive facies cycles. *Geologica Acta*, 8 (3), pp. 325-340
- Duarte, L. V., Soares, A. F. (2002). Litostratigrafia das séries margo-calcárias do Jurássico inferior da Bacia Lusitânica (Portugal). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 89, pp.135-154
- Duarte, L. V. (Coord.), Wright, V. P., Fernández-López, S., Elmi, S., Krautter, M., Azerêdo, A. C., Henriques, M. H., Rodrigues, R., Perilli, N. (2004). Early Jurassic carbonate evolution in the Lusitanian Basin (Portugal): facies, sequence stratigraphy and cyclicity. In Duarte, L. V., Henriques, M. H. (Eds.). Carboniferous and Jurassic carbonate Platforms of Iberia. 23rd IAS meeting of sedimentology, Field Trip Guide Book, Coimbra, pp. 45-71
- Dujardin, F. (1835). Observations nouvelles sur les Céphalopodes microscopiques. *Annales des Sciences Naturelles, Zoologie*, 2 (3), pp. 108-109
- El Khanchoufi, A. (1988). Les alternances marno-calcaires du Jurassique inferieur et moyen de Provence: micropaléontologie, sédimentologie, paléoécologie. Tese de doutoramento apresentada à Universidade de Provence, 446 p.
- Ellison, R. L., Nichols, M. M. (1976). Modern and Holocene foraminifera in the Chesapeake Bay region. *Maritime Sediments Special Publication*, 1, pp. 131-151
- Elmi, S. (2006). Pliensbachian/Toarcian boundary: the proposed GSSP of Peniche (Portugal). Proposals of the new GSSP: Pliensbachian/Toarcian boundary: the proposed GSSP of Peniche (Portugal). *Volumina Jurassica*, 4, pp. 5-16

- Elmi, S., Mouterde, R., Rocha, R. B., Duarte, L. V. (1996). La limite Pliensbachien-Toarcien au Portugal; intérêt de la coupe de Peniche. In Cresta, S. (Ed.), International Subcommission on Jurassic Stratigraphy, Meeting on Toarcian and Aalenian Stratigraphy, Nuévalos & Freiburg. Aalenews, 6, pp. 33-35
- Elmi, S., Mouterde, R., Rocha, R. B. (2005). Toarcian GSSP candidate: the Peniche Section at Ponta do Trovão. In Elmi, S., Duarte, L. V., Mouterde, R., Rocha, R. B., Soares, A. F. (Coords.). The Peniche Section (Portugal). Candidate to the Toarcian Global Stratotype Section and Point. Toarcian Working Group. Field Trip Meeting, CIGA/UNL & CG/UC, Caparica, pp. 20-30
- Emmanuel, L., Renard, M., Cubaynes, R., Rafélis de, M., Hermoso, M., Le Callonnec, L., Le Solleuz, A., Rey, J. (2006). Les schistes cartons du Quercy (Tarn-France): la manifestation lithologique d'un événement de dissociation d'hydrates de méthane au cours du Toarcien. Bulletin de la Société Géologique de France, 177, pp. 237-247
- Fischer, H. R., Jäger, K. M., Konstantinopoulou, P. A., Kristan-Tollmann, W. E., Luppold, I. F. W., Ohm, H. H. (1986). Paleontology of an Epicontinental Liassic Sequence: Upper Sinemurian to Upper Domerian at Empelde ear Hannover (Germany). Facies, 15, pp. 53-176
- Fisher, R. A., Corbet, A. S., Williams, C. B. (1943). The relations between the number of species and the number of individuals in a random sample of an animal population. The Journal of Animal Ecology, 12, pp. 42–58
- Fohrer, B., Samankassou, E. (2005). Paleoecological control of ostracod distribution in a Pennsylvanian Auernig cyclothem of the Carnic Alps, Austria. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 225, pp. 317-330
- Freire de Andrade, C. (1937). Os vales submarinos portugueses e o diastrofismo das Berlengas e da Estremadura. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa. 236 p.
- Fu., S. (1991). Funktion, Verhalten und Einteilung fucoider und lophoctenoider Lebensspuren. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 135, pp. 1–79
- Fugagnoli, A. (2004). Trophic regimes of benthic foraminiferal assemblages in Lower Jurassic shallow water carbonates from northeastern Italy (Calcarei Grigi, Trento Platform, Venetian Prealps). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 205, pp.111-130
- Gaillard, C. (1983). Les biohermes à spongiaires et leur environment dans l'Oxfordian du Jura méridional. Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon, 90, 515 p.
- Galeotti, S., Bellagamba, M., Kaminski, M. A., Montanari, A. (2002). Deep-sea benthic foraminiferal recolonisation following a volcanoclastic event in the lower Campanian of the Scaglia Rossa Formation (Umbria-Marche, central Italy). Marine Micropaleontology, 44, pp. 57-76
- García Joral, F., Goy, A. (2009). Toarcian (Lower Jurassic) brachiopods in Asturias (Northern Spain): stratigraphic distribution, critical events and palaeobiogeography. Geobios, 42, pp.255-264
- García Joral, F., Gómez, J. J., Goy, A. (2011). Mass extinction and recovery of the Early Toarcian (Early Jurassic) brachiopods linked to climate change in northern and central Spain. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 302, pp. 367-380
- Gómez, J. J., Arias, C. (2010). Rapid warming and ostracods mass extinction at the Lower Toarcian (Jurassic) of central Spain. Marine. Micropaleontology., 74, pp. 119-135
- Gómez, J. J., Goy, A. (2010). Early Toarcian (Early Jurassic) mass extinction linked to warming in northern and central Spain. Comparison with other sections of Western Europe. Frontiers of Earth Science, Special Publication, 17, pp. 374-375

- Gómez, J. J., Goy, A. (2011). Warming-driven mass extinction in the Early Toarcian (Early Jurassic) of northern and central Spain. Correlation with other time-equivalent European sections. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 306, pp. 176–195
- Gooday, A. (1996). Epifaunal and shallow infaunal foraminiferal communities at three abyssal NE Atlantic sites subject to differing phytodetritus input regimes. *Deep-Sea Research*, I (9), pp. 1395-1421
- Gooday, A. J., Levin, L. A., Linke, P., Heeger, T. (1992). The role of benthic foraminifera in deep-sea food webs and carbon cycling. In Rowe, G. T., Pariente, V. (Eds.). *Deep-sea food chains and the global carbon cycle*. Kluwer Academic Publishers, pp. 63-9
- Gooday, A. J., Bernhard, J. A., Levin, L. A., Suhr, S. B. (2000). Foraminifera in the Arabian Sea oxygen minimum zone and other oxygen-deficient settings: taxonomic composition, diversity, and relation to metazoan faunas. *Deep-Sea Research II*, 47, pp. 25-54
- Gordon, W. A. (1970). Biogeography of Jurassic foraminifera. *Geological Society of America Bulletin*, 81, pp. 1689-1704
- Gregory, F. J. (1990). Foraminiferal biostratigraphy and paleoecology across the Aalenian/Bajocian of the proposal basal stratotype at Bearreraig Bay, NE Skye (Scotland). *Memoria Descritiva de la Carta Geologica d'Italia*, 62, 194 p.
- Gröcke, D. R., Hori, R. S., Arthur, M. A. (2003). The global significance of a deep-sea isotopic event during the Toarcian oceanic anoxic event recorded in Japan, *Eos Transactions American Geophysical Union*, 84, 905
- Guex, J., Morard, A., Bartolini, A., Morettini, E. (2001). Découverte d'une importante lacune stratigraphique à la limite Domérien-Toarcien: implications paléo-océanographiques. *Bulletin de la Société vaudoise des Sciences Naturelles*, 87, pp. 277-284
- Haig, D. W., McCartain, E., Barber, L., Backhouse, J. (2007). Triassic-Lower Jurassic foraminiferal indices for bahaman-type carbonate-bank limestones, Cablac mountain, East Timor. *Journal of Foraminiferal Research*, 37 (3), pp. 248-264
- Halfar, J., Ingle, J. C. (2003). Modern warm-temperate and subtropical shallow water benthic foraminifera of the southern Gulf of California, Mexico. *Journal of Foraminiferal Research*, 33, pp. 309-329
- Haq, B. U., Hardenbol, J., Vail, P. R. (1987). Chronology of fluctuating sea-levels since the Triassic. *Nature*, 235, pp. 1156 – 1167
- Haq, B. U., Hardenbol, J., Vail, P. R. (1988). Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level changes. In Wilgos, C. K. et al. (Eds.). *Sea-level changes, an integrated approach*. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication, 42, pp. 71-108
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M., Jacquin, T., De Graciansky, P.C., Vail, P.R. (1998). Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In De Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P. (Eds.). *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication, 60, pp. 3-13
- Harries, P., Little, C. T. S. (1999). The early Toarcian (Early Jurassic) and the Cenomanian-Turonian (Late Cretaceous) mass extinctions: similarities and constraints. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 154, pp. 39-66
- Hermoso, M., Delsate, D., Baudin, F., Le Callonnec, L., Minoletti, F., Renard, M., Faber, A. (2014). Record of Early Toarcian carbon cycle perturbations in a nearshore environment: the Bascharage section (easternmost Paris Basin). *Solid Earth*, 5, pp. 793-804
- Herrero, C. (1993). Los foraminiferos del Toarciense inferior de la Cordillera Iberica. *Coleccion Tesis Doctorales*, 87, 524 p.

- Herrero, C. (1994). Lower Toarcian foraminifera from the northern sector of the Iberian Range (Spain). *GEOBIOS*, M.S., 17, pp. 287-295
- Herrero, C. (1998). Pliensbachian Foraminifera at Camino section (Basque-Cantabrian Basin, Spain). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 24, pp.121-139
- Herrero, C. (2006). Sucesión de asociaciones de foraminíferos en el tránsito Pliensbachense-Toarciense en Almonacid De La Cuba (Zaragoza, España). *Revista Española de Micropaleontología*, 38 (2-3), pp. 339-354
- Herrero, C., Ramírez, R. W. S. (2013). Upper Pliensbachian – Middle Toarcian Foraminiferal Assemblages in the Camino Section (Basque–Cantabrian Basin, Spain). In Rocha, R., Pais, J., Kullberg, J. C., Finney, S. (Eds.). *STRATI 2013 First International Congress on Stratigraphy - At the Cutting Edge of Stratigraphy*. Springer Geology, pp.1099-1103
- Hesselbo, S. P., Meister, C., Gröcke, D. R. (2000). A potential global stratotype for the Sinemurian – Pliensbachian boundary (Lower Jurassic), Robin Hood's Bay, UK: ammonite faunas and isotope stratigraphy. *Geological Magazine*, 137 (6), pp. 601-607
- Hesselbo, S. P., Jenkyns, H. C., Duarte, L. V., Oliveira, L. C. V. (2007). Carbon-isotope record of the Early Jurassic (Toarcian) Oceanic Anoxic Event from fossil wood and marine carbonate (Lusitanian Basin, Portugal). *Earth and Planetary Science Letters*, 253, pp. 455-470
- Hiscott, R. N., Wilson, R. C., Gradstein, F. M., Pujalte, V., Garcia-Mondejar, J., Boudreau, R. R., Wishart, H. A. (1990). Comparative stratigraphy and subsidence history of Mesozoic rift basins of North Atlantic. *American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Bulletin*, 74 (1), pp. 60-76
- Huang, C., Hesselbo, S. P. (2014). Pacing of the Toarcian Oceanic Anoxic Event (Early Jurassic) from astronomical correlation of marine sections. *Gondwana Research*, 25 (4), pp. 1348-1356
- Hughes, G. W. (2000). Saudi Arabian Late Jurassic and Early Cretaceous agglutinated foraminiferal associations and their application for age, palaeoenvironmental interpretation, sequence stratigraphy, and carbonate reservoir architecture. *Grzybowski Foundation Special Publication*, 7, pp. 149-165
- Hughes, G. W. (2004). Middle to Upper Jurassic Saudi Arabian carbonate petroleum reservoirs: biostratigraphy, micropalaeontology and palaeoenvironments. *GeoArabia*, 9, pp. 79-114
- Hunt, A. S., Corliss, B. H. (1993). Distribution and microhabitats of living (stained) benthic foraminifera from the Canadian Arctic Archipelago. *Marine Micropaleontology*, 20, pp. 321-345
- Hylton, M. D. (2000). Microfaunal investigation of the early Toarcian (Lower Jurassic) extinction event in NW. Europe. Tese de doutoramento apresentada à Universidade de Plymouth, 287p.
- Izumi, K., Miyaji, T., Tanabe, K. (2012). Early Toarcian (Early Jurassic) oceanic anoxic event recorded in the shelf deposits in the northwestern Panthalassa: evidence from the Nishinakayama formation in the Toyora area, west Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 315–316, pp. 100–108
- Jenkins, C. D. (2000). The ecological significance of foraminifera in the Kimmeridgian of Southern England. *Grzybowski Foundation Special Publication*, 7, pp. 167-178
- Jenkyns, H. C. (1985). The Early Toarcian and Cenomanian-Turonian anoxic events in Europe: comparisons and contrasts. *Geologische Rundschau*, 74, pp. 505-518
- Jenkyns, H. C. (1988). The early Toarcian (Jurassic) anoxic event; stratigraphic, sedimentary and geochemical evidence. *American Journal of Science*, 288, pp. 101-151
- Jenkyns, H. C. (2010). Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11 (3)

- Jenkyns, H. C., Clayton, C. J. (1986). Black shales and carbon isotopes in pelagic sediments from the Tethyan Lower Jurassic. *Sedimentology*, 33, pp. 87-106
- Jenkyns, H. C., Clayton, C. J. (1997). Lower Jurassic epicontinental carbonates and mudstones from England and Wales: chemostratigraphic signals and the early Toarcian anoxic event. *Sedimentology*, 44, pp. 687-706
- Jenkyns, H. C., Gröcke, D. R., Hesselbo, S. P. (2001). Nitrogen-isotope evidence for watermass denitrification during the Early Toarcian (Jurassic) Oceanic Anoxic Event. *Paleoceanography*, 16, pp. 593-603
- Jenkyns, H. C., Jones, C. E., Gröcke, D. R., Hesselbo, S. P., Parkinson, D. N. (2002). Chemostratigraphy of the Jurassic System: applications, limitations and implications for palaeoceanography. *Journal of the Geological Society of London*, 159, pp. 351-378
- Johnson, B. (1977). Ecological ranges of selected Toarcian and Domerian (Jurassic) foraminiferal species from Wales. *Maritime Sediments Special Publication*, 1, pp. 546-566
- Jones, R. W., Charnock, M. A. (1985). "Morphogroups" of agglutinating foraminifera: Their life position, feeding habits and potential applicability in (paleo)ecological studies. *Revue de Paléobiologie*, 4, pp. 311-320
- Jorissen, F. J., De Stigter H. C., Widmark, J. G. V. (1995). A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. *Marine Micropaleontology*, 26, pp. 3-15
- Kafousia, N, Karakitsios, V, Mattioli, E., Kenjo, S., Jenkyns, H. C. (2014). The Toarcian Oceanic Anoxic Event in the Ionian Zone, Greece. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 393, pp. 135-145
- Kaminski, M. A., Gradstein, F. M., Berggren, W. A., Geroch, S., Beckmann, J. P. (1988). Agglutinated foraminiferal assemblages from Trinidad: taxonomy, stratigraphy and paleobathymetry. In Gradstein, F.M., Rögl, F. (Eds.). *Proceedings of the 2nd International Workshop on Agglutinated Foraminifera*, Austria. *Abhandlungen Der Geologischen Bundesanstalt*, 41, pp. 155-227
- Kaminski, M. A., Boersma, A., Tyszka, J., Holbourn, A. E. L. (1995). Response of deep-water agglutinated foraminifera to dysoxic conditions in the California Borderland basins. In Kaminski, M. A., Geroch, S., Gasifsky, M. A. (Eds.). *Proceedings of the Fourth International Workshop on Agglutinated Foraminifera*. Kraków, Poland. *Grzybowski Foundation Special Publication*, 3, pp. 131-140
- Kapp, U. S. (1977). Environmental aspects of foraminifera of Late Jurassic to Early Cretaceous deposits, McKenzie Delta, Northwest Territories, Canada. *Berichte der Naturforschenden Gesellschaft Freiburg im Breisgau*, 67, pp. 105-111
- Kemp, D. B., Coe, A. L., Cohen, A. S., Schwark, L. (2005). Astronomical pacing of methane release in the Early Jurassic period. *Nature*, 437, pp. 396-399
- Kitazato, H. (1988). Ecology of benthic foraminifera in the tidal zone of a rocky shore. *Revue de Paléobiologie*, volume especial 2, pp. 815-825
- Koutsoukos, E. A. M., Hart, M. B. (1990). Cretaceous foraminiferal morphogroup distribution patterns, palaeocommunities and trophic structures: a case of study from the Sergipe Basin, Brazil. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 81, pp. 221-246
- Koutsoukos, E. A. M., Leary, P. N., Hart, M. B. (1990). Latest Cenomanian – earliest Turonian low oxygen tolerant benthonic foraminifera: a case study from the Sergipe Basin (NE Brazil) and the Western Anglo-Paris Basin (Southern England). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 77, pp. 145-177
- Kuhnt, W., Moullade, M., Kaminski, M. A. (1996). Ecological structuring and evolution of deep sea agglutinated foraminifera – A review. *Revue de Micropaléontologie*, 39, pp. 271-281

- Kullberg, J. C., Olóriz, F., Marques, B., Caetano, P., Rocha, R. B. (2001). Flat-pebble conglomerates: a local marker for Early Jurassic seismicity related to syn-rift tectonics in the Sesimbra area (Lusitanian Basin, Portugal). *Sedimentary Geology*, 139, pp. 49-70
- Kullberg, J. C., Rocha, R. B., Soares, A. F., Rey, J., Terrinha, P., Callapez, P., Martins, L. (2013). A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. In Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J. C. (Eds.). *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*. Universidade de Évora, pp. 1090-1114
- Le Galvez, Y. (1958). Les foraminifères de la mer Celtique. *Revue des Travaux de l'Institut des Pêches Maritimes*, 22, pp. 147-194
- Lee, J. J. (1990). Phylum Granuloreticulosa (Foraminifera). In Margulis, L., Corliss, J. O., Melkonian, M., Chapman, D. J. (Eds.). *Handbook of Protozoista*. Jones & Bartlett, Boston, pp. 524-548
- Lee, J. J., Capriulo, G. M. (1990). The ecology of marine protozoa. In Capriulo, G. M. (Ed.). *Ecology of Marine Protozoa*. Oxford University Press, pp. 3-45
- Lemańska, A. (2005). Comparison of deep-water agglutinated foraminifera from the hemipelagic variegated shales (Lower Turonian-Lower Santonian) and the turbiditic Godula beds (Upper Santonian-Campanian) in the Lanckorona - Wadowice area (Silesian Unit, Outer Carpathians, Poland). *Studia Geologica Polonica*, 124, pp. 259-272
- Levinton, J. S. (1970). The paleontological significance of opportunistic species. *Lethaia*, 3, pp. 69-78
- Lipps, J. H. (1983). Biotic interactions in benthic foraminifera. In Tevez, M. J. J., McCalls, P. L. (Eds.). *Biotic Interactions in Recent and Fossil Communities*. Plenum, pp. 331-376
- Little, C. T. S., Benton, M. J. (1995). Early Jurassic mass extinction: a global long-term event. *Geology*, 23, pp. 495-498
- Loeblich, A. R., Tappan, H. (1988). *Foraminiferal Genera and their Classifications* (2 vols). XI + 970 pp.; IX + 213 pp. + 847 estampas. New York: Van Nostrand Reinhold; London: Chapman & Hall
- Lord, A. (1982). Ostracoda of the Early Jurassic Tethyan Ocean. In: Hani, T., Ikeya, N., Ishizaki, K. (Eds.). *Evolutionary biology of Ostracoda: its fundamentals and applications*. Proceeding of the Ninth International Symposium on Ostracoda, Shizuoka, Japan, *Developments in Paleontology and Stratigraphy*, 11, pp. 855-867
- Lord, A. (1988). Ostracoda of the early Jurassic Tethyan Ocean. In Hanai, T., Ikeya, N., Ishizaki, K. (Eds.). *Biology of Ostracoda, Its Fundamental and Applications*. Proceeding of the 9th International Symposium on Ostracoda, *Developments in Paleontology and Stratigraphy*, Shizuoka, Japan, 11, pp. 855-867.
- Macchioni, F., Cecca, F. (2002). Biodiversity and biogeography of middle-late liassic ammonoids: implications for the early Toarcian mass extinction. *Geobios*, 35, mémoire spécial 24, pp. 165-175
- Mackensen, A., Douglas, R. G. (1989). Down-core distribution of live and dead deep-water benthic foraminifera in box cores from the Weddell Sea and the California continental borderland. *Deep-Sea Research*, 36, pp. 879-900
- Mailliot, S., Elmi, S., Mattioli, E., Pittet, B. (2007). Calcareous nannofossil assemblages across Pliensbachian/Toarcian boundary at the Peniche section (Ponta do Trovão, Lusitanian Basin). *Ciências da Terra*, 16, pp. 1-14
- Mailliot, S., Mattioli, E., Bartolini, A., Baudin, F., Pittet, B., Guex, J. (2009). Late Pliensbachian - Early Toarcian (Early Jurassic) environmental changes in an epicontinental basin of NW Europe (Causses area, central France): a micropaleontological and geochemical approach. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 273, pp. 346-364

- Manuppela, G., Azerêdo, A. C. (1996). Contribuição para o conhecimento da geologia da região de Sesimbra. *Comunicações do Instituto Geológico Mineiro, Lisboa*, 82, pp. 37-50
- Martin, R. E. (1991). Ecostratigraphy datums and sequence stratigraphy: application to the marine quaternary. *American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Bulletin*, 75, 630
- Martinsson, A. (1973). Ecostratigraphy. *Lethaia*, 6, pp. 441-443
- Mattioli, E., Pittet, B., Petitpierre, L., Mailliot, S. (2009). Dramatic decrease of the pelagic carbonate production by nannoplankton across the Early Toarcian Anoxic Event (T-OAE). *Global and Planetary Changes*, 65, pp. 134-145
- Mattioli, E., Pittet, B., Suan, G., Mailliot, S. (2008). Calcareous nannoplankton changes across the early Toarcian oceanic anoxic event in the western Tethys. *Paleoceanography*, 23
- Mattioli, E., Plancq, J., Boussaha, M., Duarte, L. V., Pittet, B. (2013). Calcareous nanofossil biostratigraphy: new data from the Lower Jurassic of the Lusitanian Basin. *Comunicações Geológicas*, 100, Especial I, pp. 69-76
- McArthur, J. M., Donovan, D. T., Thirlwall, M. F., Fouke, B. W., Matthey, D. (2000). Strontium isotope profile of the early Toarcian (Jurassic) oceanic anoxic event, the duration of ammonite biozones and belemnite palaeotemperatures. *Earth and Planetary Science Letters*, 179, pp. 269-285
- McElwain, J. C., Wade-Murphy, J., Hesselbo, S. P. (2005). Changes in carbon dioxide during an oceanic anoxic event linked to intrusion into Gondwana coals. *Nature*, 435, pp. 479-482
- Meyer, M. (2000). Le complexe récifal kimméridgien-tithonien du Jura meridional interne (France), évolution multifactorielle, stratigraphie et tectonique. *Terre & Environment.*, 24, 179 p.
- Monaco, P., Nocchi, M., Ortega-Huertas, I., Martinez, F., Chiavini, G. (1994). Depositional trends in the Valdovia Section (Central Italy) during the Early Jurassic, as revealed by micropaleontology, sedimentology and geochemistry. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 87, pp. 157-223
- Morris, P. H. (1982). Distribution and paleoecology of Middle Jurassic foraminifera from the Lower Oolite of the Costwolds. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 37, pp. 319-347
- Morten, S. D., Twitchett, R. J. (2009). Fluctuations in the body size of marine invertebrates through the Pliensbachian-Toarcian extinction event. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 284, pp. 29-38
- Mouterde, R. (1955). Le Lias de Peniche. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 36, pp. 87-115
- Mouterde, R., Rocha, R. B., Ruget, C., Tintant, H. (1979). Faciès, biostratigraphie et paléogéographie du Jurassique portugais. *Ciências da Terra (UNL)*, 5, pp. 29-52
- Mouterde, R., Rocha, R. B., Ruget, C. (1980). Stratigraphie et faune du Lias et de la base du Dogger au Nord du Mondego (Quiaios et Brenha) (parties 2 à 4). *Comunicações do Serviço Geológico de Portugal*, LXVI, pp. 79-97
- Munk, C. (1980). Foraminiferen aus dem unteren Kimmeridge (Platynota-Schichten) der Nördlichen und Mittleren Frankenalb Faunenbestand und Palökologie. *Facies*, 2, pp. 149-218
- Murray, J. (1991). *Ecology and Paleoecology of Benthic Foraminifera*. Longmans, London.
- Murray, J. W. (2006). *Ecology and applications of benthic foraminifera*. Cambridge University Press, Cambridge, 426 p.
- Nagy, J. (1992). Environmental significance of foraminiferal morphogroups in Jurassic North Sea deltas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 95, pp. 111-134

- Nagy, J., Johansen, H. O. (1989). Preservation and distribution pattern of *Reophax metensis* (Foraminifera) in the Jurassic of the North Sea. *Journal of Foraminiferal Research*, 19, pp. 337-348
- Nagy, J., Gradstein, F. M., Kaminski, M. A., Holbourn, A. E. (1995). Foraminiferal morphogroups, paleoenvironments and new taxa from Jurassic to Cretaceous strata of Thakkhola, Nepal. *Grzybowski Foundation Special Publication*, 3, pp. 181-209
- Nagy, J., Hess, S., Alve, E. (2010). Environmental significance of foraminiferal assemblages dominated by small sized *Ammodiscus* and *Trochammina* in Triassic and Jurassic delta-influenced deposits. *Earth-Science Reviews*, 99, pp.31-49
- Nikitenko, B. L., Reolid, M., Glinskikh, L. (2013). Ecostratigraphy of benthic foraminifera for interpreting Arctic record of Early Toarcian biotic crisis (Northern Siberia, Russia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 376, pp.200-212
- Nocchi, M., Bartolini, A. (1994). Investigations on Late Domerian – Early Toarcian Lagenina and Glomospirella assemblages in the Umbria Marche Basin (Central Italy). *Geobios*, M. S., 17, pp. 689-699
- Ogg, J. G., Hinnov, L. A. (2012). Jurassic. In Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D., Ogg, G. M. (Eds.). *The Geologic Time Scale 2012*, Elsevier, pp. 731-792
- Oliveira, L. C., Rodrigues, R., Duarte, L. V., Lemos, V. B. (2006). Avaliação do potencial gerador de petróleo e interpretação paleoambiental com base em biomarcadores e isótopos estáveis de carbono da secção Pliensbaquiano – Toarciano inferior (Jurássico Inferior) da região de Peniche (Bacia Lusitânica, Portugal). *Boletim de Geociências da Petrobras*, 14 (2), pp. 207-234
- Oliveira, L. C., Duarte, L. V., Lemos, V. B., Comas-Rengifo, M. J., Perilli, N. (2007). Bioestratigrafia de nanofósseis calcários e correlação com as zonas de amonites do Pliensbaquiano-Toarciano basal (Jurássico Inferior) de Peniche (Bacia Lusitânica, Portugal). *Actas do XIX Congresso Brasileiro de Paleontologia, Búzios (Brasil)*, Editora Interciência, pp. 411-420.
- Olóriz, F. (2000). Time-averaging and long-term palaeoecology in macroinvertebrate fossil assemblages with amonites (Upper Jurassic). *Revue de Paléobiologie, Volume Spécial*, 8, pp. 123-140
- Olóriz, F., Reolid, M., Rodríguez-Tovar, F. J. (2002). Fossil assemblages, lithofacies and taphofacies for interpreting depositional dynamics in epicontinental Oxfordian (Prebetic Zone, Betic Cordillera, southern Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 185, pp. 53-75
- Olóriz, F., Reolid, M., Rodríguez-Tovar, F. J. (2003a). Palaeogeographic and stratigraphic distribution of Mid-Late Oxfordian foraminiferal assemblages in the Prebetic Zone (Betic Cordillera, southern Spain). *Geobios*, 36, pp. 733-747
- Olóriz, F., Reolid, M., Rodríguez-Tovar, F. J. (2003b). A Late Jurassic carbonate ramp colonized by sponges and benthic microbial communities (External Prebetic, southern Spain). *Palaios*, 18, pp. 528-545
- Olóriz, F., Reolid, M., Rodríguez-Tovar, F. J. (2006). Approaching trophic structure in Late Jurassic neritic shelves: a western Tethys example from southern Iberia. *Earth-Science Reviews*. 79, pp. 101-139
- Olóriz, F., Reolid, M., Rodríguez-Tovar, F. J., (2008). Taphonomy of fossil macroinvertebrate assemblages as a tool for ecostratigraphic interpretation in Upper Jurassic shelf deposits (Prebetic Zone, southern Spain). *Geobios*, 41, pp. 31-42
- Olóriz, F., Reolid, M., Rodríguez-Tovar, F. J., (2012). Palaeogeography and relative sea-level history forcing eco-sedimentary contexts in Late Jurassic epicontinental shelves (Prebetic Zone, Betic Cordillera): an ecostratigraphic approach. *Earth-Science Reviews*, 111, pp. 154-178

- Palain, C. (1976). Une série détritique terrigène, les "Grés de Silves": Trias et Lias inférieur du Portugal. *Memórias do Serviço Geológico de Portugal*, N.S., 25, 363 p.
- Pálffy, J., Smith, P. L. (2000). Synchrony between Early Jurassic extinction, oceanic anoxic event and the Karoo-Ferrar flood basalt volcanism. *Geology*, 28, pp. 747-750
- Pawlowski, J., Hlzmann, M., Tyszka, J. (2013). New supraordinal classification of Foraminifera: molecules meet morphology. *Marine Microapaleontology*, 100, pp. 1-10
- Pinheiro, L. M., Wilson, R. C. L., Reis, R. P., Whitmarsh, R. B., Ribeiro, A. (1996). The western Iberia margin: a geophysical and geological overview. In Whitmarsh, R. B., Sawyer, D. S., Klaus, A., Masson, D. G. (Eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, 149, pp. 3-23
- Pinto, S. (2008). Ostracodos do Toarciano da Bacia Lusitânica (Peniche e Alvaiázere) - Sistemática, Aspectos biostratigráficos, paleoecológicos e paleobiogeográficos. Tese de mestrado apresentada à Universidade de Lisboa, 174 p.
- Pinto, S., Cabral, M. C., Duarte, L. V. (2006). Ostracodos do Toarciano inferior da região de Peniche. VII Congresso Nacional de Geologia, Estremoz
- Pinto, S., Cabral, M. C., Duarte, L. V. (2007a). Preliminary data on ostracods fauna from the Lower Toarcian of Peniche. *Ciências da Terra (UNL)*, 16, pp. 37-43
- Pinto, S., Cabral, M. C., Duarte, L. V. (2007b). Biostratigrafia do limite Pliensbaquiano superior-Toarciano inferior de Peniche, baseada nalguns ostracodos. I EJIGUL, Lisboa, pp. 61-64
- Piotelat, H. (1984). Etude systématique et statistique des peuplements de foraminifères et d'ostracodes du Callovien – Oxfordien dans la région de Besançon. Tese de doutoramento apresentada à Universidade de Claude-Bernard Lyon-1, 193 p.
- Pittet, B., Suan, G., Lenoir, F., Duarte, L. V., Mattioli, E. (2014). 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, pp. 1-14
- Rabe, B. D., Cisne, J. L. (1980). Chronostratigraphic accuracy of Ordovician ecostratigraphic correlation. *Lethaia*, 13, pp. 109-118.
- Rasmussen, E. S., Lomholt, S., Andersen, C., Vejbæk, O. V. (1998). Aspects of the structural evolution of the Lusitanian Basin in Portugal and the shelf and slope area offshore Portugal. *Tectonophysics*, 300, pp. 199-225
- Reggiani, L., Matioli, E., Pittet, B., Duarte, L. V., Oliveira, L. C. V., Comas-Rengifo, M. J. (2010). Pliensbachian (Early Jurassic) calcareous nannofossils from the Peniche section (Lusitanian Basin, Portugal): a clue for palaeoenvironmental reconstructions. *Marine Micropaleontology*, 75, pp. 1-16
- Reolid, M. (2003). Dinâmica eco-sedimentaria durante el Oxfordiense medio-Kimmeridgiense temprano en la Zona Prebética: interpretacion ecostratigrafica y secuencial. Tese de Doutoramento apresentada à Universidade de Granada, 254 p.
- Reolid, M. (2014). Stable isotopes on foraminifera and ostracods for interpreting incidence of the Toarcian Oceanic Anoxic Event in Westernmost Tethys: Role of water stagnation and productivity. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 395, pp. 77-91
- Reolid, M., Chakiri, S., Bejjaji, Z. (2013). Adaptative strategies of the Toarcian benthic foraminiferal assemblages from the Middle Atlas (Morocco): Palaeoecological implications. *Journal of African Earth Sciences*, 84, pp. 1-12
- Reolid, M., Gaillard, C. (2007). Microtaphonomy of bioclasts and paleoecology of microencrusters from Upper Jurassic spongiolithic limestones (External Prebetic, Southern Spain). *Facies*, 53, pp. 97-112

- Reolid, M., Gaillard, C., Olóriz, F., Rodríguez-Tovar, F. J. (2005). Microbial encrustations from the Middle Oxfordian-earliest Kimmeridgian lithofacies in the Prebetic Zone (Betic Cordillera, southern Spain): characterization, distribution and controlling factors. *Facies*, 50, pp. 529-543
- Reolid, M., Marok, A., Sebane, A. (2014a). Foraminiferal assemblages and geochemistry for interpreting the incidence of Early Toarcian environmental changes in North Gondwana palaeomargin (Traras Mountains, Algeria). *Journal of African Earth Sciences*, 95, pp. 105-122
- Reolid, M., Martínez-Ruiz, F. (2012). Comparison of benthic foraminifera and geochemical proxies in shelf deposits from the Upper Jurassic of the Prebetic (southern Spain). *Journal of Iberian Geology*, 38 (2), pp. 449-465
- Reolid, M., Mattioli, E., Nieto, L. M., Rodríguez-Tovar, F. J. (2014b). The Early Toarcian Oceanic Anoxic Event in the External Subbetic (South Iberian Palaeomargin, Westernmost Tethys): Geochemistry, nanofossils and ichnology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 411, pp. 79-94
- Reolid, M., Nagy, J. (2005). Jurassic transgressive–regressive cycles in carbonate and siliciclastic shelf facies: comparison of foraminiferal assemblages. Abstracts 7th International Workshop Agglutinated Foraminifera, Urbino, Italy, pp. 63-65
- Reolid, M., Nagy, J., Rodríguez-Tovar, F.J., Olóriz, F. (2008a). Foraminiferal assemblages as palaeoenvironmental bioindicators in Late Jurassic epicontinental platforms: Relation with trophic conditions. *Acta Palaeontologica Polonica*, 53 (4), pp. 705-722
- Reolid, M., Rodríguez-Tovar, F. J., Marok, A., Sebane, A. (2012a). The Toarcian oceanic anoxic event in the Western Saharan Atlas, Algeria (North African paleomargin): Role of anoxia and productivity. *Geological Society of America Bulletin*, 124 (9/10), pp. 1646-1664
- Reolid, M., Rodríguez-Tovar, F. J., Nagy, J. (2012b). Ecological replacement of Valanginian agglutinated foraminifera during a maximum flooding event in the Boreal realm (Spitsbergen). *Cretaceous Research*, 33, pp. 196-204
- Reolid, M., Rodríguez-Tovar, F. J., Nagy, J., Olóriz, F. (2008b). Benthic foraminiferal morphogroups of mid to outer shelf environments of the Late Jurassic (Prebetic Zone, Southern Spain): characterization of biofacies and environmental significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 261, pp. 280-299
- Reolid, M., Sebane, A., Rodríguez-Tovar, F. J., Marok, A. (2012c). Foraminiferal morphogroups as a tool to approach the Toarcian Anoxic Event in the Western Saharan Atlas (Algeria). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 323-325, pp. 87-99
- Rey, J., Bonnet, L., Cubaynes, R., Qajoun, A., Ruget, C. (1994). Sequence stratigraphy and biological signals: statistical studies of benthic foraminifera from Liassic series. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 111, pp.149-171
- Ribeiro, A., Antunes, M. T., Ferreira, M. P., Rocha, R. B., Soares, A. F., Zbyszewski, G., Moitinho de Almeida, F., Carvalho, D., Monteiro, J. H. (1979). Introduction à la géologie générale du Portugal. *Serviços Geológicos de Portugal*, 114 p.
- Riegraf, W. (1985). Mikrofauna, Biostratigraphie und Fazies im Unteren Toarcium Südwestdeutschlands und Vergleiche mit benachbarten Gebieten. Tese de doutoramento apresentada à Universidade de Tübingen, 232 p.
- Rocha, R. B., Soares, A. F. (1984). Algumas reflexões sobre a sedimentação jurássica na orla mesozóica ocidental de Portugal. *Memórias e Notícias*, 97, pp. 133-142
- Rocha, R. B. (Coord.) (2007). The Peniche section (Portugal). Contributions to the definition of the Toarcian Global Stratotype Section and Point (GSSP). International. Subcommission on Jurassic Stratigraphy, Lisboa, 66 p.

- Rocha, R. B., Duarte, L. V., Mantioli, E., Elmi, S., Mouterde, R., Cabral, M. C., Comas-Rengifo, M. J., Gómez, J. J., Goy, A., Hesselbo, S. P., Jenkyns, H. C., Littler, K., Mailliot, S., Oliveira, L. C. V., Osete, M. L., Perilli, N., Pinto, S., Pittet, B., Ruget, C., Suan, G. (2013). 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, 63 p.
- Röhl, H. J., Schmid-Röhl, A., Oschmann, W., Frimmel, A., Schwark, L. (2001). The Posidonia Shale (Lower Toarcian) of SW-Germany: an oxygen-depleted ecosystem controlled by sea level and palaeoclimate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 165, pp. 27–52
- Rosales, I., Quesada, S., Robles, S. (2004). Paleotemperature variations of Early Jurassic seawater recorded in geochemical trends of belemnites from the Basque-Cantabrian Basin, northern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 203, pp. 253-275
- Ruget, C. (1985). Les foraminifères (Nodosariides) du Lias de l'Europe occidentale. *Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon*, 94, 272 p.
- Samson, Y. (1997). Utilisation des foraminifères dans l'estimation des variations bathymétriques des environnements de dépôt marins Jurassiques: application au Kimméridgien de l'Ouest-européen. *Mémoires des sciences de la Terre de l'Université Pierre et Marie Curie*, 10, pp. 1-398
- Schafer, C. T., Cole, F. E., Carter, L. (1981). Bathyal zone benthic foraminiferal genera of northeast Newfoundland. *Journal of Foraminiferal Research*, 11, pp. 1-8
- Schouten, S., van Kaam-Peters, H. M. E., Rijpstra, W. I. C., Schoell, M., Sinninghe Damsté, J. S. (2000). Effects of an oceanic anoxic event on the stable carbon isotopic composition of early Toarcian carbon, *American Journal of Science*, 300, pp. 1-22
- Seilacher, A. (1990). Aberration in bivalve evolution related to photo- and chemosymbiosis. *Historical Biology*, 3, pp. 289-311
- Severin, K. P. (1983). Test morphology of benthic foraminifera as a discriminator of biofacies. *Marine Micropaleontology*, 8, pp. 65-76
- Silva, K. A., Corliss, B. H., Rathburn, A. E., Thunell, R. C. (1996). Seasonality of living benthic foraminifera from the San Pedro Basin, California borderland. *Journal of Foraminiferal Research*, 26, pp. 71-93
- Silva, R. L., Duarte, L. V., Comas-Rengifo, M. J., Mendonça Filho, J. G., Azerêdo, A. C. (2011). Update of the carbon and oxygen isotopic records of the Early-Late Pliensbachian: insights from the organic-rich hemipelagic series of the Lusitanian Basin (Portugal). *Chemical Geology*, 283, pp. 177-184
- Silva, R. L., Mendonça Filho, J. G., Azerêdo, A., Duarte, L. V. (2014). Palynofacies and TOC analysis of marine and non-marine sediments across the Middle-Upper Jurassic boundary in the central-northern Lusitanian Basin (Portugal). *Facies*, 60, pp. 255-276
- Sjoerdsma, P. G., Van der Zwaan, G. J. (1992). Simulating the effect of changing organic flux and oxygen content on the distribution of benthic foraminifera. *Marine Micropaleontology*, 19, pp. 163-180
- Snider, L. J., Burnett, B. R., Hessler, R. R. (1984). The composition and distribution of meiofauna and nanobiota in a central North Pacific deep-sea area. *Deep-Sea Research*, 31, pp. 1225-1249
- Soares, A. F., Rocha, R. B., Elmi, S., Henriques, M. H., Mouterde, R., Almeras, Y., Ruget, C., Marques, J., Duarte, L. V., Carapito, C., Kullberg, J. C. (1993). 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, pp. 1659-1666

- Soares, A. F., Kullberg, J. C., Marques, J. F., Rocha, R. B., Callapez, P. M. (2012). Tectonosedimentary model for the evolution of the Silves Group (Triassic, Lusitanian basin, Portugal). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 183 (3), pp. 203-216
- Sokolov, B. K. (1988). Ecostratigraphy, its place and role in modern stratigraphy. *International Geology Review*, 30, pp. 3-10
- Stam, B. (1986). Quantitative analysis of Middle and Late Jurassic foraminifera from Portugal and its implications for the Grand Banks of Newfoundland. *Utrecht Micropaleontological Bulletins*, 34, 168 p.
- Suan, G., Mattioli, E., Pittet, B., Mailliot, S., Lécuyer, C. (2008a). Evidence for major environmental perturbation prior to and during the Toarcian (Early Jurassic) Oceanic Anoxic Event from the Lusitanian Basin, Portugal. *Paleoceanography*, 23, PA1202
- Suan, G., Pittet, B., Bour, I., Mattioli, E., Duarte, L.V., Mailliot, S. (2008b). Duration of the Early Toarcian carbon isotope excursion deduced from spectral analysis: consequence for its possible causes. *Earth and Planetary Science Letters*, 267, pp. 666-679
- Suan, G., Mattioli, E., Pittet, B., Lecuyer, C., Sucheras-Marx, B., Duarte, L. V., Philippe, M., Reggiani, L., Martineau, F. (2010). Secular environmental precursors to Early Toarcian (Jurassic) extreme climate changes. *Earth and Planetary Science Letters*, 290 (3-4), pp. 448-58
- Suan, G., Nikitenko, B. L., Rogov, M. A., Baudin, F., Spangenberg, J. E., Knyazev, V. G., Glinskikh, L. A., Goryacheva, A. A., Adatte, T., Riding, J. B., Föllmi, K. B., Pittet, B., Mattioli, E., Lécuyer, C. (2011). Polar record of Early Jurassic massive carbon injection. *Earth and Planetary Science Letters*, 312, pp. 102-113
- Svensen, H., Planke, S., Chevallier, L., Malthe-Sorensen, A., Corfu, F., Jamtveit, B. (2007). Hydrothermal venting of greenhouse gases triggering Early Jurassic global warming. *Earth Planetary Science Letters*, 256, pp. 554-566
- Szydło, A. (2004). The distribution of agglutinated foraminifera in the Cieszyn Basin, Polish Outer Carpathians. In Bubik, M., Kaminski, M. A. (Eds.): *Proceedings of the 6th International Workshop on Agglutinated Foraminifera*, Krakow. Grzybowski Foundation Special Publication, 8, pp. 461-470
- Thierry, J., Barrier, E. et al. (2000). Middle Toarcian Map (8) at the scale 1/10 000000. *Peri-Tethys Programme*
- Trecalli, A., Spangenberg, J., Adatte, T., Föllmi, K. B., Parente, M. (2012). Carbonate platform evidence of ocean acidification at the onset of the Early Toarcian Oceanic Anoxic Event. *Earth and Planetary Science Letters*, 357-358, pp. 214-225
- Tremolada, F., van de Schootbrugge, B., Erba, E. (2005). Early Jurassic schizosphaerellid crisis in Cantabria, Spain: implications for calcification rates and phytoplankton evolution across the Toarcian oceanic anoxic event, *Paleoceanography*, 20, PA2011
- Twitchett, R. J. (2007). The Lilliput effect in the aftermath of the end-Permian extinction event. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 252, pp. 132-144
- Tyszka, J. (1994). Response of Middle Jurassic benthic foraminiferal morphogroups to dysoxic/anoxic conditions in the Pieniny Klippen Basin, Polish Carpathians. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 110, pp. 55-81
- Ullmann, C. V., Thibault, N., Ruhl, M., Hesselbo, S. P., Korte, C. (2014). Effect of a Jurassic oceanic anoxic event on belemnite ecology and evolution: *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 111, pp. 10073-10076
- Van Breugel, Y., Baas, M., Schouten, S., Mattioli, E., Sinninghe Damsté, J. S. (2006). Isorenieratane record in black shales from the Paris Basin, France: constraints on recycling of respired CO₂ as a

mechanism for negative carbon isotope shifts during the Toarcian oceanic anoxic event. *Paleoceanography*, 21

van de Schootbrugge, B., Bailey, T. R., Rosenthal, Y., Katz, M. E., Wright, J. D., Miller, K. G., Feist-Burkhardt, S., Falowski, P. (2005a). Early Jurassic climate change and the radiation of organic-walled phytoplankton in the Tethys Ocean. *Paleobiology*, 31, pp. 73-97

van de Schootbrugge, B., McArthur, J. M., Bailey, T. R., Rosenthal, Y., Wright, J. D., Miller, K. G. (2005b). Toarcian oceanic anoxic event: An assessment of global causes using belemnite C isotope records. *Paleoceanography*, 20, PA3008

Vörös, A. (2002). Victims of the Early Toarcian anoxic event: the radiation and extinction of Jurassic Koninckinidae (Brachiopoda). *Lethaia*, 35, pp. 345-357

Waterhouse, J. B. (1976). The significance of ecostratigraphy and need for biostratigraphic hierarchy in stratigraphic nomenclature. *Lethaia*, 9, pp. 317-325

Wignall, P. B. (2001). Large igneous provinces and mass extinctions. *Earth-Sciences Reviews*, 53, pp.1-33

Wignall, P. B., Maynard, J. R. (1993). The sequence stratigraphy of transgressive black shales. In Katz, J., Pratt, L. M. (Eds.). *Source Rocks in a Sequence Stratigraphic Framework*. American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology, 37, pp. 35-47

Wignall, P. B., Newton, R. J., Little, C. T. S. (2005). The timing of paleoenvironmental change and cause-and-effect relationships during the Early Jurassic mass extinction in Europe, *American Journal of Science*, 305, pp. 1014-1032

Wilson, R. C. L. (1988). Mesozoic development of the Lusitanian Basin, Portugal. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, Madrid, 1, pp. 393-407

Wilson, R. C. L., Hiscott, R. N., Willis, M. G., Gradstein, F. M. (1989). The Lusitanian Basin of West-Central Portugal: Mesozoic and Tertiary tectonic, stratigraphic and subsidence history. *American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Memoir*, 46, pp. 341-362

Wray, C. G., Langer, M. R., DeSalle, R., Lee, J. J., Lipps, J. H. (1995). Origin of the foraminifera. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 92, pp. 141-145

Wright, V. P., Wilson, R. C. L. (1984). A carbonate submarine-fan sequence from the Jurassic of Portugal. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, 54, pp. 394-412

Anexos

Tabela A-1 - Número total de exemplares de cada género de foraminíferos e do número total de exemplares de ostracodos presentes no resíduo analisado da fração de 100 µm de cada amostra do perfil de Peniche para o intervalo Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior.

Am.	P total (g)	P triado (g)	Ostracodo	Dentalina	Reophax	Marginulina	Lenticulina	Eoguttulina	Ammobaculites	Lingulina	Astaculus	Spirillina	Pseudonodosaria	Nodosaria	Nodosaridae sp.	Reinholdella	Marginulinopsis	Ichtyolaria	Ophthalmidium	Lagena	Σ	Σ sem ostracodos
P-39	14,487	0,027		5				4				15									24	24
P-38	11,621	0,029	4	4				2	3	1	1	7	1			1					24	20
P-37	17,439	0,056	5	3								3	4					2			17	12
P-36	27,489	0,032																			0	0
P-35	8,429	0,029	2	5				4		4		5	1						5		26	24
P-34	26,562	0,06	1																		1	0
P-33	35,852	0,066																			0	0
P-32	30,167	0,035																			0	0
P-31	22,007	0,024	10				1		1			2									14	4
P-30	33,075	0,041	2					1													3	1
P-29	11,034	0,07	1	4			1	3		4		4				6		1	2		26	25
P-28	29,495	0,0493																			0	0
P-27	21,886	0,055	2	2			7		1							8					20	18
P-26	3,775	0,017	2	2			4	6		6	6			2		80			1		109	107
P-25	1,236	0,022	1				12				9		6		2	107					137	136
P-24	12,004	0,039	1	2				3						2							8	7
P-23	5,385	0,043		3				1		5	4									1	14	14
P-22	19,428	0,032								1			1			1		2			5	5
P-21	10,523	0,017		1		1							1								3	3
P-20	13,224	0,033	4						1	1	1								1		8	4
P-19	15,72	0,032	12							1		1			1						15	3
P-18	5,773	0,024	2		1			1		1	1				4						10	8
P-17	7,871	0,037	5	1					2	1			2								11	6
P-16	14,12	0,048	4	1			2		4												11	7
P-15	9,411	0,044	1		10		2		38	2	1										54	53
P-14	12,884	0,043								1											1	1
P-13	19,025	0,023	1				1			1			1								4	3
P-12	9,207	0,0925	3	7		1		11	21	5	6		1	1			1			3	60	57
P-11	21,837	0,024	2			1				2									1		6	4
P-10	8,528	0,106	17	14		4	3	13	2	40	12		3	3	3	1		1		2	118	101
P-9	3,091	0,047	20	28			9	9	4	12	6		4	14	7				2	2	117	97
P-8	8,653	0,027	17			5	11	1	2	50	5		5	4	8			3	7		118	101
P-7	7,574	0,043	6	8		4	11	6	14	53	7		4	3				2			118	112
P-6	4,127	0,042	6	7		13	7	1	9	10	14		1	11	12			2		16	109	103
P-5	3,25	0,025	1	7		1	5	7	4	13	8		2	8	5		1	2		1	65	64
P-4	9,456	0,025	1	1				3	2												7	6
P-3	1,657	943,074	5	17		6	5	14		11	18		2	13	14					3	108	103
P-2	13,795	0,027	1	1		1			1		1										5	4
P-1	6,187	0,028	7	2			3			4	2		1		1			2			22	15

Tabela A-2 - Número total de exemplares de cada género de foraminíferos e do número total de exemplares de ostracodos presentes no resíduo analisado da fração de 200 µm de cada amostra do perfil de Peniche para o intervalo Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior.

Am.	P _{total} (g)	P _{triado} (g)	Ostracodo	Dentalina	Reophax	Marginulina	Lenticulina	Eoguttulina	Glommospira	Ammobaculites	Lingulina	Astacolus	Tristix
P-39	21,653	0,192			1			1		3			
P-38	13,762	1,220	3	1			6						
P-37	41,617	0,198											
P-36	28,477	0,207	4							2			
P-35	3,698	0,129	3	3			5				3	1	
P-34	49,744	0,670	1										
P-33	35,919	0,528	1										
P-32	39,728	0,54	2										
P-31	24,073	0,17	1		2					1			
P-30	19,848	0,144						3		1			
P-29	5,585	0,29	14				3				2		
P-28	15,594	0,27	1	1			3					1	
P-27	30,522	0,166					1			3			
P-26	0,993	0,038	1	2			11				1		
P-25	0,955	0,09	1				101						
P-24	28,995	0,175								1			
P-23	2,171	0,46	4	1			9					2	
P-22	21,962	0,197		2		1	2			1	2		
P-21	15,972	0,533	3	2		1	4	1		4	4	1	
P-20	20,699	0,868					15			10		2	
P-19	5,953	0,306	58			5	6		1	1		2	
P-18	14,765	0,249	2				1				1		
P-17	37,23	0,261	2							1			
P-16	41,525	0,427	1							4			
P-15	41,886	0,391	3										
P-14	22,369	0,643	13				3			1			
P-13	19,319	0,412	8				3						
P-12	15,098	0,138	12	1			4			2	1	1	
P-11	29,039	0,287	6		1		1			3		1	
P-10	9,607	0,234	34	4		3	9	1		5	16	1	
P-9	1,324	0,075	65	16	3	9	36	1		7	1	3	3
P-8	24,06	0,453	39		1	4	7			7			
P-7	10,499	0,161	8			2	6				1	2	
P-6	23,527	1,314	19			4	5			1			
P-5	7,987	0,165	8	1		3	4	1		2		1	2
P-4	22,867	0,239	1		1					2			
P-3	4,358	0,196	15	2		8	10	3		3	7	2	
P-2	22,33	0,53	1			1	4						
P-1	4,268	0,34	35			3	23				7	1	

Tabela A-3 - Número total de exemplares de cada género de foraminíferos e do número total de exemplares de ostracodos presentes no resíduo analisado da fração de 200 µm de cada amostra do perfil de Peniche para o intervalo Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior (continuação).

Am.	P _{total} (g)	P _{triado} (g)	Textularia	Pseudonodosaria	Nodosaria	Nodosaridae sp.	F. séssil	Reinholdella	Marginulinopsis	Ichtyolaria	Falsopalmula	Bolivina	Σ	Σ sem ostracodos
P-39	21,653	0,192											5	5
P-38	13,762	1,220											7	7
P-37	41,617	0,198											0	0
P-36	28,477	0,207											2	2
P-35	3,698	0,129							2				14	14
P-34	49,744	0,670											0	0
P-33	35,919	0,528											0	0
P-32	39,728	0,54											0	0
P-31	24,073	0,17											3	3
P-30	19,848	0,144											4	4
P-29	5,585	0,29						5					10	10
P-28	15,594	0,27											5	5
P-27	30,522	0,166						13					17	17
P-26	0,993	0,038		1				103					118	118
P-25	0,955	0,09											101	101
P-24	28,995	0,175											1	1
P-23	2,171	0,46		1						1			14	14
P-22	21,962	0,197		1									9	9
P-21	15,972	0,533		2	2								21	21
P-20	20,699	0,868				2							29	29
P-19	5,953	0,306											15	15
P-18	14,765	0,249											2	2
P-17	37,23	0,261											1	1
P-16	41,525	0,427											4	4
P-15	41,886	0,391											0	0
P-14	22,369	0,643				1							5	5
P-13	19,319	0,412											3	3
P-12	15,098	0,138	1							1			11	11
P-11	29,039	0,287											6	6
P-10	9,607	0,234		1	1	1				2			44	44
P-9	1,324	0,075	4	1	1	4		4		1		2	96	96
P-8	24,06	0,453			4	5				1	1		30	30
P-7	10,499	0,161			1					1			13	13
P-6	23,527	1,314											10	10
P-5	7,987	0,165											14	14
P-4	22,867	0,239											3	3
P-3	4,358	0,196		1			1						37	37
P-2	22,33	0,53											5	5
P-1	4,268	0,34		8	3					2			47	47

O registo dos foraminíferos bentónicos no Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior do perfil de Peniche (Bacia Lusitânica, Portugal): ecostratigrafia e interpretação paleoecológica

Tabela A-4 - Abundância relativa (%) dos diferentes morfogrupos em cada amostra analisada no perfil de Peniche para o intervalo Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior.

Am.	MG-C1	MG-C2	MG-C3	MG-E	MG-F	MG-G	MG-H	MG-I	MG-J1	MG-J2	MG-J3	MG-J4	MG-K
P-39	3,1205	9,3616	0	0	0	0	222,7	0	74,233	0	62,507	0	0
P-38	0	47,361	0	0	0	15,79	110,5	0	95,167	15,787	31,574	0	2,666
P-37	0	0	0	0	0	0	15,82	0	47,458	0	0	0	0
P-36	0	4,9162	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
P-35	0	0	0	0	0	0	119,8	120	253,86	7,0916	95,87	0	11,82
P-34	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
P-33	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
P-32	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
P-31	6,1461	22,972	0	0	0	0	39,8	0	0	0	0	0	19,9
P-30	0	2,6044	0	0	0	0	0	0	0	0	23,056	0	0
P-29	0	0	0	0	0	62,7	0	19	125,62	0	28,455	0	12,96
P-28	0	0	0	0	0	0	0	0	1,2809	1,2809	0	0	3,843
P-27	0	18,118	0	0	0	106,4	0	0	15,186	0	0	0	56,66
P-26	0	0	0	0	0	4290	0	46,6	487,65	279,44	279,44	0	246,6
P-25	0	0	0	0	0	2744	0	0	205,14	230,78	0	0	796,9
P-24	0	4,0412	0	0	0	0	0	0	30,03	0	22,522	0	0
P-23	0	0	0	0	0	0	0	0	151,04	67,545	16,574	0	5,622
P-22	0	2,6935	0	0	0	14,67	0	0	74,834	0	0	0	5,387
P-21	0	4,5241	0	0	0	0	0	0	82,53	1,131	1,131	0	4,524
P-20	0	18,843	0	0	0	0	0	11,8	13,219	13,219	0	0	10,54
P-19	0	0,8976	0	0,898	0	0	22,67	0	49,821	1,7953	0	0	5,386
P-18	11,712	0	0	0	0	0	0	0	61,447	11,712	11,712	0	2,887
P-17	0	12,596	0	0	0	0	0	0	18,867	0	0	0	0
P-16	0	28,137	0	0	0	0	0	0	5,2865	0	0	0	10,57
P-15	41,696	158,44	0	0	0	0	0	0	8,3391	4,1696	0	0	8,339
P-14	0	0,9868	0	0	0	0	0	0	9,4862	0	0	0	2,96
P-13	0	0	0	0	0	0	0	0	43,145	0	0	0	25,24
P-12	0	95,003	4,5014	0	0	0	0	0	87,219	33,168	45,048	0	18,01
P-11	1,9888	5,9663	0	0	0	0	0	17,9	53,653	1,9888	0	0	1,989
P-10	0	20,192	0	0	0	4,436	0	0	373,93	55,5	59,936	0	33,68
P-9	11,995	87,574	15,994	0	0	15,99	0	29,8	1142	101,37	138,06	7,997	278
P-8	1,6236	30,959	0	0	0	0	0	68,6	757,49	50,607	9,7968	0	119,1
P-7	0	136,44	0	0	0	0	0	0	739,25	75,438	58,476	0	128,9
P-6	0	32,627	0	0	0	0	0	0	258,42	49,746	3,5533	0	28,11
P-5	0	54,891	0	0	0	0	0	0	477,03	108,43	85,29	0	75,08
P-4	2,9601	29,324	0	0	0	0	0	0	11,702	0	35,106	0	0
P-3	0	11,09	0	0	3,697	0	0	0	66,557	7,3983	11,094	0	36,97
P-2	0	14,143	0	0	0	0	0	0	29,453	14,143	0	0	4,665
P-1	0	0	0	0	0	0	0	0	238,96	43,47	0	0	91,02

Tabela A-5 - Abundância absoluta (foraminíferos/ g de rocha) dos diferentes morfogrupos diferenciados em cada amostra analisada no perfil de Peniche para o intervalo Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior.

Am.	MG-C1	MG-C2	MG-C3	MG-E	MG-F	MG-G	MG-H	MG-I	MG-J1	MG-J2	MG-J3	MG-J4	MG-K
P-39	3,1205	9,3616	0	0	0	0	222,7	0	74,233	0	62,507	0	0
P-38	0	47,361	0	0	0	15,79	110,5	0	95,167	15,787	31,574	0	2,666
P-37	0	0	0	0	0	0	15,82	0	47,458	0	0	0	0
P-36	0	4,9162	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
P-35	0	0	0	0	0	0	119,8	120	253,86	7,0916	95,87	0	11,82
P-34	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
P-33	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
P-32	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
P-31	6,1461	22,972	0	0	0	0	39,8	0	0	0	0	0	19,9
P-30	0	2,6044	0	0	0	0	0	0	0	0	23,056	0	0
P-29	0	0	0	0	0	62,7	0	19	125,62	0	28,455	0	12,96
P-28	0	0	0	0	0	0	0	0	1,2809	1,2809	0	0	3,843
P-27	0	18,118	0	0	0	106,4	0	0	15,186	0	0	0	56,66
P-26	0	0	0	0	0	4290	0	46,6	487,65	279,44	279,44	0	246,6
P-25	0	0	0	0	0	2744	0	0	205,14	230,78	0	0	796,9
P-24	0	4,0412	0	0	0	0	0	0	30,03	0	22,522	0	0
P-23	0	0	0	0	0	0	0	0	151,04	67,545	16,574	0	5,622
P-22	0	2,6935	0	0	0	14,67	0	0	74,834	0	0	0	5,387
P-21	0	4,5241	0	0	0	0	0	0	82,53	1,131	1,131	0	4,524
P-20	0	18,843	0	0	0	0	0	11,8	13,219	13,219	0	0	10,54
P-19	0	0,8976	0	0,898	0	0	22,67	0	49,821	1,7953	0	0	5,386
P-18	11,712	0	0	0	0	0	0	0	61,447	11,712	11,712	0	2,887
P-17	0	12,596	0	0	0	0	0	0	18,867	0	0	0	0
P-16	0	28,137	0	0	0	0	0	0	5,2865	0	0	0	10,57
P-15	41,696	158,44	0	0	0	0	0	0	8,3391	4,1696	0	0	8,339
P-14	0	0,9868	0	0	0	0	0	0	9,4862	0	0	0	2,96
P-13	0	0	0	0	0	0	0	0	43,145	0	0	0	25,24
P-12	0	95,003	4,5014	0	0	0	0	0	87,219	33,168	45,048	0	18,01
P-11	1,9888	5,9663	0	0	0	0	0	17,9	53,653	1,9888	0	0	1,989
P-10	0	20,192	0	0	0	4,436	0	0	373,93	55,5	59,936	0	33,68
P-9	11,995	87,574	15,994	0	0	15,99	0	29,8	1142	101,37	138,06	7,997	278
P-8	1,6236	30,959	0	0	0	0	0	68,6	757,49	50,607	9,7968	0	119,1
P-7	0	136,44	0	0	0	0	0	0	739,25	75,438	58,476	0	128,9
P-6	0	32,627	0	0	0	0	0	0	258,42	49,746	3,5533	0	28,11
P-5	0	54,891	0	0	0	0	0	0	477,03	108,43	85,29	0	75,08
P-4	2,9601	29,324	0	0	0	0	0	0	11,702	0	35,106	0	0
P-3	0	11,09	0	0	3,697	0	0	0	66,557	7,3983	11,094	0	36,97
P-2	0	14,143	0	0	0	0	0	0	29,453	14,143	0	0	4,665
P-1	0	0	0	0	0	0	0	0	238,96	43,47	0	0	91,02