

**UNIVERSIDADE DE LISBOA  
FACULDADE DE CIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**



**SÉRIES DE MEIO MARINHO INTERNO DO JURÁSSICO  
MÉDIO DE CONDEIXA-SICÓ-ALVAIÁZERE:  
SEDIMENTOLOGIA, MICROPALÉONTOLOGIA E  
CORRELAÇÃO COM O MACIÇO CALCÁRIO  
ESTREMENHO.**

**José Miguel Fontes de Melo Bastos Martins**

**VOLUME I**

**DOCTORAMENTO EM GEOLOGIA  
(Paleontologia e Estratigrafia)**

**2007**

**UNIVERSIDADE DE LISBOA  
FACULDADE DE CIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**



**SÉRIES DE MEIO MARINHO INTERNO DO JURÁSSICO  
MÉDIO DE CONDEIXA-SICÓ-ALVAIÁZERE:  
SEDIMENTOLOGIA, MICROPALÉONTOLOGIA E  
CORRELAÇÃO COM O MACIÇO CALCÁRIO  
ESTREMENHO.**

**José Miguel Fontes de Melo Bastos Martins**

**VOLUME I**

**DOUTORAMENTO EM GEOLOGIA  
(Paleontologia e Estratigrafia)**

**Tese orientada pelos**

**Prof. Doutora Ana Cristina Costa Neves Santos Azerêdo  
Prof. Doutor Luis Vitor da Fonseca Pinto Duarte**

**2007**

Aos meus filhos,  
Pedro e Teresa

## RESUMO

Calcários de pequena profundidade, parcialmente representativos do Jurássico Médio da Bacia Lusitânica, constituem parte importante dos maciços distribuídos desde a região de Alvaiázere até às imediações de Condeixa. Neste trabalho caracterizam-se esses calcários através da análise das fácies e da micropaleontologia, faz-se a reconstituição paleoambiental e propõem-se correlações e unidades litostratigráficas.

A Bacia Lusitânica, na margem ocidental da micro-placa Ibérica, pertence à família de bacias marginais atlânticas formadas no decurso da formação do Atlântico Norte. As suas características litostratigráficas resultaram de episódios de *rifting*, alternantes com períodos de relativa estabilidade tectónica e subsidência. Durante a maior parte do Jurássico Inferior e do Jurássico Médio, e sob um regime transgressivo global, desenvolveram-se sucessões espessas em rampa carbonatada. No Jurássico Médio, essas sucessões são argilo-margo-carbonatadas para oeste da bacia e carbonatadas, predominantemente de pequena profundidade, para leste.

Nos calcários estudados foram individualizadas onze litofácies, duas delas com subtipos. As litofácies mais expandidas correspondem a calcários micríticos com *fenestrae* e laminitos microbiano-algais e a calcários oncolíticos. Durante o Bajociano superior-Batoniano inferior, com o decréscimo da taxa de subsidência da bacia acompanhado por período de regressão relativa do nível do mar, fácies calciclásticas passam a dominar sobre as de águas mais profundas. Com a contínua progradação dos sedimentos de pequena profundidade para oeste, desenvolvem-se sedimentos perimareais a lagunares até ao Batoniano superior-Caloviano (?).

A maior frequência de biolitos de coraliários e algas e de depósitos pedogénicos, bem como a menor espessura estimada da série sedimentar, em relação ao observado no Maciço Calcário Estremenho, são aqui discutidas.

De entre os microorganismos identificados, para os quais se apresenta a descrição sistemática e a repartição estratigráfica, destacam-se os foraminíferos bentónicos de carapaça imperfurada e as Porostromata, associados a outros foraminíferos, algas calcárias, ostracodos, *incertae sedis* e macrofósseis. Nos macrofósseis, destacam-se os coraliários.

Com base na análise das características e da distribuição das litofácies e na sua comparação com as formações equivalentes do Maciço Calcário Estremenho, foi possível confirmar o modelo dum sistema deposicional de rampa carbonatada de expressão bacinal—parte da zona intermédia e a zona interna, no caso estudado.

## **PALAVRAS-CHAVE**

Jurássico Médio; Sicó-Alvaiázere; fácies; micropaleontologia; rampa carbonatada.

## **ABSTRACT**

The Middle Jurassic shallow-water limestones of the Lusitanian Basin crop out significantly over an area from Alvaiázere to Condeixa, near Coimbra. In this work, the limestones from this region are characterized through facies and micropalaeontological analysis. Palaeoenvironmental reconstruction, as well as lithostratigraphic correlations and unit proposals are made also.

The Lusitanian Basin is located in the western margin of the Iberian plate and belongs to a family of Atlantic margin basins formed during the opening and expansion of the North-Atlantic. Its lithostratigraphic characteristics result from rifting episodes, alternating with phases of relative tectonic-subsidence stability. During most of the Lower and Middle Jurassic, under a dominant transgressive regime, thick successions were developed on a carbonate ramp depositional system. In the Middle Jurassic, those successions are composed of shales, marls and carbonates to the West of the basin and of mostly shallow-water carbonates to the East.

In the studied limestones, eleven lithofacies were recognized, two of them with subtypes. The most developed lithofacies are fenestral mudstones with laminites and oncoidal wackestones. During the late Bajocian-early Bathonian, with a decrease in the subsidence rate of the basin, together with a relative sea-level drop, bio-intra-oolithic facies became dominant over deeper-water limestones. With continuing progradation of shallow-water limestones towards the West, peritidal to lagoonal sediments developed until late Bathonian-Callovian (?).

The higher frequency of coral-algal facies and of pedogenic deposits, as well as the overall thinner sedimentary succession, relative to similar series of the Maciço Calcário Estremenho, are discussed here.

Among the identified microorganisms, for which a systematic approach and stratigraphic distribution are made, the benthic imperforate Foraminifera and Porostromate

are the main groups, associated with other foraminifers and algae, ostracods, *incertae sedis* and macrofossils. In the macrofossils, corals are particularly focused.

The analysis of the lithofacies features and distribution and its comparison with the equivalent formations from the Maciço Calcário Estremenho, lead us to reinforce the suggestion of a basin wide carbonate ramp depositional system - for the studied successions, part of middle ramp and of inner ramp.

### **KEY WORDS**

Middle Jurassic; Sicó-Alvaiázere; facies; micropaleontology; carbonate ramp.

## AGRADECIMENTOS

Quem viaja de Lisboa para o Porto pela auto-estrada A1 pode observar a leste, sensivelmente ao Km 155, o alinhamento dos maciços calcários, predominantemente do Jurássico Médio, que se prolongam desde Pombal até às proximidades de Condeixa. Foi com determinação e prazer que iniciei o estudo destes calcários, através de um percurso de cerca de cinco anos que se veio a revelar excitante mas igualmente trabalhoso e, por vezes, mesmo, difícil.

Este trabalho só foi possível devido ao contributo directo ou indirecto de várias pessoas e instituições. Nos passos finais da redacção deste trabalho, é com honra e prazer que agradeço a todos os que estiveram na sua origem e realização.

A minha iniciação ao estudo dos calcários do Jurássico Médio de meio marinho interno, nomeadamente aquando da realização da tese de Mestrado em Sedimentologia, concluída em 1998, deve-se à Professora Doutora Ana Cristina Azerêdo, do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, minha orientadora científica e amiga. A ela devo a minha primeira palavra de gratidão pela sua amizade, disponibilidade e apoio – não só no campo e na discussão e leitura minuciosa desta dissertação, como também através dos anos em que mantivemos constante colaboração científica e grande amizade.

Ao Professor Doutor Luís Vitor Duarte, do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra, também meu orientador científico e amigo, que desde o primeiro momento me orientou no reconhecimento da região estudada, com agrado e disponibilidade – também pelas discussões, contributo científico, bibliografia actualizada e leitura crítica desta dissertação.

Ao falecido Doutor Giuseppe Manuppella, do ex-Instituto Geológico e Mineiro, ao qual me atrevo chamar de co-orientador, pelo seu incentivo e confiança, pelos seus conhecimentos cartográficos e visão global do Mesozóico português e pela informação cedida - sob a forma de numerosas lâminas delgadas de calcários do Jurássico Médio da região e de minutas geológicas de campo (inéditas).

Aos Professores Doutores Winfred Werner, da Universidade de Munique, e Bernard Lathuilière, da Universidade de Nancy, bem como aos seus colaboradores, pela classificação dos coraliários e formas afins e pela visita à Serra de Sicó para observação das ocorrências de coraliários e recolha de amostras.

Ao Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa e ao Centro de Geologia da Universidade de Lisboa (sub-projecto MAPBASINS), por todas as facilidades concedidas, desde as logísticas às laboratoriais. Agradeço especialmente ao Professor Doutor Nuno Pimentel o apoio prestado na interpretação dos difractogramas obtidos nas amostras de argilas. Destaco também a prestimosa colaboração do funcionário Sr. Alberto Verde na execução das lâminas delgadas, imprescindíveis para o estudo dos calcários compactos e a colaboração da colega Elisabete Nunes, na preparação das amostras de argilas e execução da difractometria de raios-X.

Ao Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra, nomeadamente pela possibilidade de execução de algumas lâminas delgadas.

À Divisão para a Pesquisa e Exploração de Petróleo da Direcção-Geral de Geologia e Energia, nomeadamente à Chefe de Divisão Doutora Teresinha Abecasis, pelo seu total apoio durante a realização deste trabalho. Também aos colegas Virgílio Cabrita da Silva e Carlos Moita pelo apoio e leitura crítica.

Ao ex-Instituto Geológico e Mineiro, pela possibilidade de estudo de testemunhos da sondagem Sicóx e, particularmente à colega Rita Silva, pela sua disponibilidade e paciência aquando da realização de fotografias das lâminas delgadas e consulta de dados no Arquivo de Sub-superfície de Alfragide.

À empresa norte-americana Mohave Oil & Gas Corporation, pelo suporte financeiro para realização de lâminas delgadas no âmbito de projecto interno.

A todos aqueles que indirectamente contribuíram para a solidez deste trabalho e em especial, aos amigos mais próximos, que sempre estiveram presentes de forma desinteressada.

À minha família, de cuja companhia me privei algumas vezes para realizar este trabalho, agradeço a compreensão e paciência.

À minha mulher Luísa, uma palavra final de gratidão muito sentida.

# ÍNDICE GERAL

## Volume I

Resumo.....	I
Palavras-chave.....	II
Abstract.....	II
Key words.....	III
Agradecimentos.....	IV
Introdução.....	1
<u>Capítulo I</u> – Enquadramento geral.....	3
I.1. Introdução.....	3
I.2. Evolução geodinâmica e enquadramento paleogeográfico.....	5
I.2.1. Evolução geodinâmica.....	5
I.2.2. Enquadramento paleogeográfico.....	9
I.3. A Bacia Lusitânica: enquadramento regional.....	15
I.3.1. Caracterização geral da bacia e seus limites.....	15
I.3.2. Evolução da bacia.....	18
I.3.3. Estruturação da bacia.....	19
I.3.4. Estratigrafia; nomenclatura, evolução sequencial e principais formações.....	21
I.4. Os maciços de Condeixa-Sicó-Alvaiázere: enquadramento local.....	30
I.4.1. Trabalhos anteriores.....	30
I.4.2. Unidades morfo-estruturais.....	33
I.4.3. Litostratigrafia.....	33
I.4.3.1. Precâmbrico e Paleozóico.....	34
I.4.3.2. Mesozóico.....	36
I.4.3.2.1. Triásico-Jurássico.....	36
I.4.3.2.2. Pós-Jurássico.....	38
I.4.4. Tectónica.....	39
<u>Capítulo II</u> – Metodologia de estudo, classificações, terminologias e critérios.....	42
II.1. Metodologia de estudo.....	42
II.1.1. Trabalho de campo.....	43

II.1.2. Estudo microscópico.....	46
II.1.3. Estudo micropaleontológico.....	46
II.1.4. Estudo de sondagem.....	47
II.1.5. Análise de argilas.....	47
II.1.6. Diversos.....	48
II.2. Classificações, terminologias, critérios.....	49
II.2.1. Classificações.....	49
II.2.2. Terminologias e critérios.....	50
Capítulo III – Descrição e interpretação das litofácies e das associações sequenciais.....	55
III.1. Litofácies dos maciços calcários de Condeixa-Sicó-Alvaiázere.....	56
III.1.1. Litofácies 1 – Calcários compactos com nódulos de sílex e “filamentos”.....	57
III.1.1.1. Descrição genérica.....	57
III.1.1.2. Petrografia.....	60
III.1.1.3. Discussão.....	61
III.1.2. Litofácies 2 – <i>Grainstones</i> e <i>Packstones</i> de equinóides e “ninhos” de braquiópodes.....	65
III.1.2.1. Descrição genérica.....	65
III.1.2.2. Petrografia.....	67
III.1.2.3. Discussão.....	68
III.1.3. Litofácies 3 – <i>Wackestones</i> , <i>Packstones</i> e <i>Grainstones</i> bioclásticos.....	69
III.1.3.1. Descrição genérica.....	69
III.1.3.2. Petrografia.....	71
III.1.3.3. Discussão.....	74
III.1.4. Litofácies 4: <i>Packstones</i> e <i>Grainstones</i> oopelóidicos e Intrapelóidicos.....	79
III.1.4.1. Descrição genérica.....	79
III.1.4.2. Petrografia.....	81
III.1.4.3. Discussão.....	83
III.1.5. Litofácies 5 – <i>Rudstones</i> e <i>Grainstones</i> intra-oncolíticos.....	85
III.1.5.1. Descrição genérica.....	85

III.1.5.2. Petrografia.....	86
III.1.6. Litofácies 6 – Biolititos de coraliários, espongiários e algas.....	87
III.1.6.1. Descrição genérica.....	87
III.1.6.2. Petrografia.....	90
III.1.6.3. Discussão.....	91
III.1.7. Litofácies 7 – <i>Wackestones/Floatstones</i> oncolíticos a intra-oncolíticos e <i>Rudstones</i> oncolíticos.....	97
III.1.7.1. Descrição genérica e petrografia.....	97
III.1.7.1.1. Sub-litofácies 7a - <i>Wackestones/Floatstones</i> oncolíticos.....	97
III.1.7.1.2. Sub-litofácies 7b – <i>Rudstones</i> oncolíticos.....	99
III.1.7.1.3. Sub-litofácies 7c – <i>Wackestones/Floatstones</i> intra-oncolíticos.....	100
III.1.7.2. Discussão.....	101
III.1.8. Litofácies 8 – <i>Wackestones</i> bioclásticos e Lumachelas.....	103
III.1.8.1. Descrição genérica.....	103
III.1.8.2. Petrografia.....	104
III.1.9. Litofácies 9 – <i>Mudstones</i> e <i>Wackestones</i> , por vezes fenestrados e laminitos.....	105
III.1.9.1. Descrição genérica.....	105
III.1.9.2. Petrografia.....	108
III.1.9.3. Discussão.....	113
III.1.10. Litofácies 10 – Brechas e conglomerados pedogénicos.....	118
III.1.10.1. Descrição genérica e petrografia.....	118
III.1.10.1.1. Sublitofácies 10a – Brechas.....	118
III.1.10.1.2. Sublitofácies 10b – Microbrechas.....	120
III.1.10.1.3. Sublitofácies 10c – Conglomerados.....	121
III.1.10.1.4. Sublitofácies 10d – Microconglomerados.....	121
III.1.10.2. Discussão.....	122
III.1.10.3. Principais resultados da análise das argilas e interpretação expedita.....	125
III.1.11. Litofácies 11 – Calcários dolomíticos e dolomitos intercalares.....	129
III.1.11.1. Descrição genérica.....	129

III.1.11.2. Petrografia.....	130
III.1.11.3. Discussão.....	132
III.2. – Litofácies de Pataias.....	134
III.2.1. Litofácies 1 – <i>Packstones</i> e <i>Grainstones</i> bio-intra-oolíticos.....	135
III.2.1.1. Descrição genérica.....	135
III. 2.1.2. Petrografia.....	136
III.2.2. Litofácies 2 – Biostromas e bioermas de coraliários.....	136
III.2.2.1. Descrição genérica.....	136
III.2.2.2. Petrografia.....	137
III.2.3. Discussão.....	138
III.3. Associações sequenciais.....	139
III.3.1. Associação de bacia/rampa.....	140
III.3.2. Associação de ante-praia/praias de barreira.....	141
III.3.2.1. Subambientes.....	141
III.3.2.2. Paleocorrentes.....	147
III.3.2.3. Arranjo das fácies de barreira.....	147
III.3.2.4. Depósitos de galgamento ( <i>Washovers fans</i> ).....	150
III.3.2.5. Canais/deltas de maré.....	151
III.3.3. Associação lagunar.....	152
III.3.4. Associação perimareal (peritidal).....	154
III.3.4.1. Diferenciação entre zonas de maré.....	155
III.3.4.2. Organização das sequências.....	159
III.3.4.3. “Tipo climático” de planície de maré.....	161
III.3.5. Ciclicidade.....	164
III.4. Modelo deposicional.....	172
Capítulo IV – Micropaleontologia sistemática.....	176
IV.1. Foraminíferos.....	176
IV. 2. Ostracodos.....	205
IV.3. Algas calcárias <i>sensu lato</i> .....	205
IV.4. Organismos de afinidade incerta.....	210
IV.5. Macroorganismos.....	216
IV.6. Icnofósseis.....	221
IV.7. Estruturas organo-sedimentares.....	221

IV.8. Distribuição paleoecológica dos principais grupos de microfósseis.....	222
Capítulo V – Aspectos diagenéticos e petrofísicos.....	228
V.1. Origem da micrite e micritização; microsparitização.....	228
V.2. Neomorfismo e recristalização.....	233
V.3. Tipos de cimentos e meios diagenéticos.....	234
V.4. Estilolitização.....	235
V.5. Diagénese precoce.....	236
V.6. Porosidades estimadas.....	236
V.6.1. Definições.....	237
V.6.2. Características da porosidade associada às litofácies.....	239
V.6.3. Discussão.....	241
Capítulo VI – Génese e evolução do sistema sedimentar no contexto da Bacia Lusitânica. Conclusões.....	243
VI.1. Aplicação do modelo de rampa carbonatada.....	243
VI.1.1. Conceitos.....	245
VI.1.2. Tipos de plataformas carbonatadas e o exemplo específico de rampa carbonatada.....	245
VI.2. Caso específico dos maciços de Condeixa-Sicó-Alvaiázere.....	249
VI.2.1. O ambiente de ilhas-barreira.....	252
VI.3. Integração do modelo deposicional no contexto da evolução da Bacia Lusitânica.....	254
VI.3.1. Características específicas observadas nas séries carbonatadas estudadas.....	254
VI.3.2. Subsidência diferencial: uma hipótese.....	258
VI.3.3. Integração do modelo deposicional.....	262
VI.4. Proposta para os termos litostratigráficos na região estudada.....	267
VI.5. Considerações paleobiogeográficas e cronostatigráficas.....	270
VI.5.1. Paleobiogeografia.....	271
VI.5.2. Considerações cronostatigráficas.....	271
VI.6. Conclusões.....	275
Bibliografia.....	277

## Volume II

Anexos I a IV e Estampas.....	308
Anexo I – Descrição dos afloramentos.....	309
Maciços de Condeixa-Sicó-Alvaiázere	
1. Sector Norte.....	311
1.1. Casmilo (Vale dos Covões).....	311
1.2. Senhora do Circo.....	319
2. Sector Central.....	326
2.1. Vale dos Poios.....	326
2.2. Senhora da Estrela.....	332
2.3. Cabeça da Corte.....	343
2.3.1. Cabeça da Corte (Parte I).....	344
2.3.2. Cabeça da Corte (Parte II).....	348
2.4. Cabeço da Pena Redonda.....	357
2.4.1. Corte 1.....	359
2.4.2. Corte 2.....	360
2.5. Sabugueiro.....	360
2.5.1. Sabugueiro.....	363
2.5.2. Afloramento 1.....	364
2.5.3. Afloramento 2.....	366
2.6. Mata.....	366
2.7. Mouta Negra.....	368
2.8. Charneca.....	370
3. Sector Sul.....	372
3.1. Cabeço do Nacreal.....	372
3.2. Base de Sicó.....	373
3.3. Vértice de Sicó.....	374
3.4. Sicó (Flanco NE).....	384
3.5. Pedreira da Iberobrita (ex-Lopes e Gonçalves).....	389
3.6. Encosta Sul à Pedreira.....	496
3.7. Melriça.....	399
3.8. Povoação de Melriça.....	405
3.9. Sondagem de Sicóx.....	409

3.10. Ramalhais.....	415
3.11. Afloramentos da Estrada Pombal-Ansião.....	422
3.11.1. Afloramento 1.....	422
3.11.2. Afloramento 2.....	423
3.11.3. Afloramento 3.....	426
3.11.4. Afloramento 4.....	427
3.11.5. Afloramento 5.....	428
3.12. Portela de Ameixoeira.....	430
3.13. Lomba.....	433
3.14. NE do Monte da Panela.....	435
3.15. Covão da Silva e Afloramentos de Aroeiras-Chão do Ulmeiro.....	440
4. Sector Oriental.....	444
4.1. Ariques.....	444
4.2. Alvaiázere.....	453
Martingança-Pataias	
1. Pataias.....	461
Anexo II – Listagem dos principais organismos identificados.....	471
Anexo III – Glossário.....	475
Anexo IV - Representação regional de todos os cortes sistemáticos, sondagem e afloramentos, sobre a “mancha” de calcários do Dogger, incluindo as fácies de rampa intermédia.....	478
Estampas (I a XXIX).....	479

# ÍNDICE DAS FIGURAS

## Volume II

Figura I: Mapa de localização da área de estudo, na Bacia Lusitânica (M.C.S.A. – Maciços de Condeixa-Sicó-Alvaiázere), distinguindo-se igualmente o Maciço Calcário Estremenho (M.C.E.) a sul, bem como a localização aproximada de Pataias (zona abordada a título complementar).....	1
Figura I.1 Delimitação de novas bacias meso-cenozóicas segundo TGS-NOPEC (retirado do site da Divisão para a Pesquisa e Exploração de Petróleo, da Direcção-Geral de Geologia e Energia).....	4
Figura I.2: Bacias de <i>rift</i> circum-atlânticas, antes da expansão oceânica (retirado de HISCOTT <i>et al.</i> , 1990).....	6
Figura I.3: Elementos fisiográficos principais no <i>rifting</i> do Atlântico Norte. As linhas mais escuras indicam os locais de separação continental (retirado de HISCOTT, 1990).....	8
Figura I.4: Deslocamento do eixo da expansão oceânica de A para B, segundo WILSON (1989) e rotação da Ibéria com posterior colisão com a placa Europeia em C, D e E (retirado de WILSON, 1989).....	9
Figura I.5: Paleogeografia e principais fácies durante o Noriano (216,5-203,6 Ma segundo GRADSTEIN <i>et al.</i> , 2004) nas bacias em torno da Meseta Ibérica: LB-Bacia Lusitânica, IM-Meseta Ibérica, FC- <i>Flemish Cap</i> , GB-Banco da Galiza; CCD – <i>Nível de Compensação da Calcite</i> (retirado de DERCOURT <i>et al.</i> , 1993). A legenda reporta-se igualmente às Figs. I.6 B, I.7 B e I.8 B.....	11
Figura I.6: A- Mapa paleogeográfico da posição da Ibéria no Jurássico Inferior e B - principais fácies durante o Toarciano (183-175,6 Ma. segundo GRADSTEIN <i>et al.</i> , 2004): LB-Bacia Lusitânica, IM-Meseta Ibérica, FC- <i>Flemish Cap</i> , GB-Banco da Galiza (adaptado de <a href="http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/Jurassic.html">http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/Jurassic.html</a> e de DERCOURT <i>et al.</i> , 1993) .....	12
Figura I.7: A - Mapa paleogeográfico da posição da Ibéria no Jurássico Médio e B - principais fácies no Caloviano (164,7-161,2 Ma segundo GRADSTEIN <i>et al.</i> , 2004.): LB-Bacia Lusitânica, IM-Meseta Ibérica, FC- <i>Flemish Cap</i> , GB-Banco da Galiza (adaptado de <a href="http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/Jurassic.html">http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/Jurassic.html</a> e de DERCOURT <i>et al.</i> , 1993).....	13
Figura I.8: A - Mapa paleogeográfico da posição da Ibéria no Jurássico Superior e B - principais fácies no Kimmeridgiano (155,7-150,8 Ma segundo GRADSTEIN <i>et al.</i> , 2004): LB-Bacia Lusitânica, IM-Meseta Ibérica, FC- <i>Flemish Cap</i> , GB-Banco da Galiza (adaptado de <a href="http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/Jurassic.html">http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/Jurassic.html</a> e de DERCOURT <i>et al.</i> , 1993).....	14

Figura I.9: Mapa geológico simplificado da Bacia Lusitânica (retirado de AZERÊDO, 1993 depois de BOILLOT <i>et al.</i> , 1979).....	16
Figura I.10: Mapa estrutural muito simplificado, mostrando os principais limites da bacia, excepto a oeste, onde o limite do <i>horst</i> das Berlengas está submerso (retirado de KULLBERG, 2000).....	17
Figura I.11: Modelo tridimensional dos sectores da Bacia Lusitânica e suas principais falhas de extensão N-S, NE-SW, E-W (retirado de KULLBERG, 2000).....	20
Figura I.12: Esquema relativamente simplificado da estratigrafia do Meso-Cenozóico da Bacia Lusitânica (WILSON <i>et al.</i> , 1989; GPEP; 1986) e das bacias a Norte (GPEP, 1986) – designação informal das unidades litostratigráficas (retirado de WILSON <i>et al.</i> , 1989 e ALVES, 2002).....	24
Figura I.13: Quadro representativo das principais unidades litostratigráficas depositadas na Bacia Lusitânica durante o Triásico ao Jurássico Médio (retirado de AZERÊDO <i>et al.</i> , 2003).....	25
Figura I.14: Mapa representativo da “mancha” de calcários do Jurássico Médio que constituem o alinhamento dos maciços calcários e respectivas povoações e marcos geodésicos.....	34
Figura I.15: Mapa geológico do sector Condeixa-Sicó-Alvaiázere estudado (retirado de Cunha, 1988): 1-formações superficiais (Quaternário); 2-Tufos calcários (Quaternário); 3-Grés e argilas (Cretácico Superior a Pliocénico); 4-“Calcários apinhoados da Costa de Arnes” (Cretácico Médio); 5-Arenitos do Carrascal; 6-Arenitos finos (Kimmeridgiano-Portlandiano); 7-Calcários margosos e margas (Oxfordiano-Kimmeridgiano); 8-Calcários (Bajociano-Batoniano); 9-Calcários margosos; 10-Margas e calcários margosos (Liásico Médio e Superior); 11-Dolomias e calcários dolomíticos; 12-“Grés de Silves” (Triásico-Hetangiano); 13-Rochas xistosas (Precâmbrico e Paleozóico); 14-Falha; 15-Falha provável.....	35
Figura I.16: Principais alinhamentos tectónicos do Sector Norte da região estudada (retirado de CUNHA, 1988).....	40
Figura I.17: Principais alinhamentos tectónicos no Sector Sul da região estudada (retirado de CUNHA, 1988).....	40
Figura II.1: Representação esquemática grosseira da “mancha” de calcários do Jurássico Médio (Aaleniano-Caloviano), extrapolada a partir de CUNHA (1988), à qual foi sobreposta a delimitação artificial dos diferentes sectores estudados.....	45
Figura II.2.: Classificações de texturas bio-construídas: A- EMBRY & KLOVAN, 1971; B – Papel dos organismos na construção de bio-edificações (TSIEN, 1994) (retirado de FLÜGEL, 2004).....	50

Figura II.3: Representação de esquema dos sectores internos, intermédios e externos de uma rampa carbonatada de acordo com BURCHETTE & WRIGHT, 1992 (retirado de FLÜGEL, 2004).....	51
Figura II.4 - Legenda dos “logs” apresentados no Anexo I.....	54
Figura III.1: Composição de uma das “buracas” no Vale dos Covões (corte de Casmilo), cujo esquema interpretativo se encontra apresentado no Anexo I, conferindo as dimensões actuais das cavidades.....	64
Figura III.2: As buracas da Sr <sup>a</sup> da Estrela, em calcários calciclásticos das litofácies 2, 3 e 4.....	64
Figura III.3: Laminação paralela horizontal na base e no topo, “encerrando” estratificação oblíqua planar, de ângulo variável e base ligeiramente tangencial, em calcários da litofácies 2, no corte da Sr <sup>a</sup> da Estrela (interpretação da Fig. 4, Estampa III).....	66
Figura III.4: Laminação paralela horizontal, de feixes sigmoidais, lateralmente truncados. Corte da Sr <sup>a</sup> da Estrela.....	67
Figura III.5: Laminação paralela horizontal, de feixes sigmoidais, lateralmente truncados e feixes tabulares, associada a estratificação oblíqua planar de ângulo variável e base não-tangencial. Blocos de calcários da litofácies 3, no flanco SW de Sicó (interpretação da Fig.3, Estampa IV).....	72
Figura III.6: Estratificação oblíqua em-espinha, em blocos soltos do flanco SW de Sicó. Representativa da litofácies 3 (interpretação da Fig.4, Estampa IV).....	72
Figura III.7: Sequência tempestítica ideal e respectiva interpretação hidrodinâmica segundo AIGNER (1982) (retirado de AZERÊDO, 1993).....	75
Figura III.8: Modos de formação dos envelopes micríticos (em cortóides). A: micritização destrutiva por parte de organismos fitófagos, cujos produtos do metabolismo provocam a dissolução dos esqueletos e formação de bioperfurações; B: dissolução parcial e recristalização; C: precipitação de calcite microcristalina em volta e entre densas populações de algas e ciano-bactérias, cujos filamentos estão expostos a topo do clasto (retirado de FLÜGEL, 2004).....	78
Figura III.9: Representação esquemática da estrutura sedimentar observada na litofácies 4, no topo do corte da Sr <sup>a</sup> do Circo (Fig.2, Estampa VI).....	80
Figura III.10: Esquema adaptado de FLÜGEL, 2004 (depois de STRASSER, 1986). Os oóides de tipo 3 e 4 parecem ser os dominantes nos calcários das litofácies 3 e 4. Os oóides de tipo 2 podem ser também interpretados como grãos revestidos ( <i>coated grains</i> ).....	85

Figura III.11: Representação esquemática do bioerma presente na série de Sr <sup>a</sup> da Estrela, presente na Fig.1, Estampa VII.....	89
Figura III.12: Nomenclatura simplificada das principais texturas identificadas na microestrutura de coraliários (retirado de MCROBERTS, 1998 e de STANDLEY JR., 2002 <i>in</i> FLÜGEL, 2004).....	91
Figura III.13: Esquema representativo da forma e resposta ao tipo crescimento dos coraliários em relação às taxas de sedimentação e hidrodinamismo (retirado de FLÜGEL, 2004).....	95
Figura III.14: Esquema representativo das associações de organismos incrustantes e sua relação com o meio deposicional (retirado de FLÜGEL, 2004).....	97
Figura III.15: Representação esquemática dos “fabrics” fenestrados (retirado de FLÜGEL, 2004).....	116
Figura III.16: Esquema retirado de FLÜGEL (2004), segundo a classificação dos estromatólitos por LOGAN <i>et al.</i> (1964).....	117
Figura III.17: Esquema interpretativo da Fig.2, Estampa XIV.....	120
Figura III.18: Esquema interpretativo sugerido por MORROW (1982), para a classificação de tipos de brechas (retirado de MORROW, 1982).....	124
Figura III.19: Espectro obtido na amostra de argila não-glicolada, da sublitofácies 10c (conglomerados pedogénicos). K = Caulinite, I = Illite, M = Moscovite. 1 a 6 representam os picos evidenciados.....	127
Figura III.20: A – representação dos tipos básicos de texturas dolomíticas segundo a classificação de SIBLEY & GREGG, 1987; B - representação dos tipos de texturas dolomíticas segundo FRIEDMAN (1965) (retirado de FLÜGEL, 2004).....	131
Figura III.21: Interpretação paleoambiental sumária para os cortes de Sr <sup>a</sup> da Estrela (A) e Vértice de Sicó (B). Os cortes não estão à mesma escala. n.m.o.: nível médio de base da ondulação normal; n.m.t.: nível médio de base de tempestades; n.m.b.: nível médio da maré baixa. Ambos os “logs” estão representados em maior escala no Anexo I.....	149
Figura III.22: Interpretação paleoambiental sumária para os cortes de Flanco NE de Sicó (A) e Melriça (B). Os cortes não estão à mesma escala. n.m.a.: nível médio da maré alta; n.m.b.: nível médio da maré baixa. Os “logs” acima são apresentados no Anexo I em maior escala.....	162
Figura III.23: Modelo interpretativo do sistema deposicional de rampa carbonatada para as séries carbonatadas estudadas. A- interpretação da configuração da rampa no Bajociano superior-Batoniano inferior	

e <b>B-</b> interpretação da configuração da rampa no Batoniano inferior-Batoniano superior, para a região estudada (ver evolução interpretada no Capítulo VI). 1- Zona de transição <i>offshore</i> -Face-de-praia inferior; 2- Face-de-praia; 3- Praia intertidal; 4- Ante-praia-interna; 5- Laguna/faixa submareal; 6- faixa intermareal; 7- faixa supramareal. Veja-se a legenda na Fig.III.25, bem como a atribuição das litofácies a cada sub-ambiente.....	174
Figura III.24: Legenda da Fig.III.24.....	175
Fig.IV.1: Repartição estratigráfica dos principais foraminíferos bentónicos identificados nas séries carbonatadas de plataforma do Dogger da Bacia Lusitânica (retirado de AZERÉDO <i>et al.</i> , 2003).....	177
Fig.IV.2: Elementos de comparação da estrutura interna de alguns dos lituolídeos presentes nos calcários estudados. A: <i>S. giganteus</i> ; B: <i>H. gr. deserta</i> ; C: <i>A. cuvillieri</i> ; D: <i>Pseudocyclamina</i> sp.; es: excrescências septais; e: epiderme; h: rede hipodérmica; p: pilares; pb: poros aperturais. C e D sem endosqueleto. (retirado de PELISSIÉ & PEYBERNÉS, 1982).....	186
Fig.IV.3: Representação dos elementos objecto de medição nos exemplares <i>Trocholina</i> sp. Note-se, neste exemplo, os pilares raros e grosseiros, também obliterados pela micritização da carapaça. Exemplar de <i>Trocholina</i> gr. <i>palastiniensis-alpina</i> .....	199
Figura IV.4: Distribuição dos principais microorganismos identificados (foraminíferos bentónicos e algas calcárias) segundo os sub-ambientes identificados. 1- Zona de transição <i>offshore</i> -Face-de-praia; 2- Face-de-praia; 3- Praia-intertidal; 4- Ante-praia-interna; 5- Laguna submareal; 6- Faixa intermareal; 7- Faixa supramareal.....	226
Figura V.1: Esquema interpretativo hipotético para a formação de microesparite (mecanismos 1 e 2) (retirado de FLÜGEL, 2004).....	232
Figura VI.1: Comportamento da fábrica de carbonato nas plataformas protegidas, nas plataformas abertas e nas rampas carbonatadas. Note-se a distribuição dos sedimentos na rampa carbonatada (retirado de FLÜGEL, 2004).....	246
Figura VI.2: Representação do Modelo de Pomar (2001a, 2002) para quatro tipos principais de plataforma carbonatada, consoante o comportamento dos organismos produtores de carbonato, tipo e distribuição de sedimentos e competência hidráulica. l-argila (vasa), s-silte, A-areia, S-seixo, C-calhau, F- <i>Floatstone</i> (adaptado de POMAR, 2001a e de FLÜGEL, 2004).....	248
Figura VI.3: Evolução esquemática das fases de criação e “empilhamento” dos corpos arenosos durante o Jurássico Médio na Bacia Lusitânica. 1) progradação durante o Bajociano superior das fácies de águas pouco profundas sobre fácies de águas profundas com decréscimo de espaço de acomodação; 2) taxas de	

sedimentação em balanço com taxa de subida relativa do nível do mar durante o Batoniano inferior com agradação e progradação de depósitos de rampa interna; 3)a) ocorrência de fase retrogradativa rápida durante o Caloviano inicial com fácies de “*offshore*” suprajacentes a depósitos de face-de-praia devido à subida relativa do nível do mar mais rápida do que a produção carbonatada, impedindo a última de preencher o espaço de acomodação; 3)b) subida relativa do nível do mar mais lenta permitiu à sedimentação carbonatada de águas pouco profundas recuperar e gradualmente preencher o espaço de acomodação com nova ligeira progradação da cintura de fácies pouco profunda (retirado de AZERÊDO, 1998).....253

Figura VI.4: Cortes simplificados interpretativos das principais unidades paleoambientais reconhecíveis no terreno. Observe-se o mapa de localização dos cortes A-B e C-D, nas respectivas cartas topográficas 1:25.000: 262,263,274 e 275.....257

Figura VI.5: Colunas estratigráficas compiladas a partir de relatórios de sondagens mostrando subsidência menos acentuada, pelo menos a partir do Jurássico Médio, na parte norte da Bacia Lusitânica (a norte da Falha da Nazaré) (retirado de STAPEL *et al.*, 1996).....260

Figura VI.6: Curvas de subsidência mostrando não-deposição durante o Jurássico Médio na Bacia Portuguesa, menor subsidência na parte norte da Bacia Lusitânica e maior subsidência a sul do acidente Lousã-Pombal-Nazaré (parte sul da Bacia Lusitânica) (retirado de STAPEL *et al.*, 1996).....261

Figura VI.7: Diagrama regional simplificado para as sucessões da Serra dos Candeeiros (M.C.E.), do Bajociano superior ao Caloviano, ilustrativo dos padrões de fácies e sua interpretação (retirado de AZERÊDO, 1998).....263

Figura VI.8: Comparação entre as Curvas Eustáticas propostas para o Jurássico. **a)** Hallam (1988), **b)** Haq *et al.* (1987b), **c)** Hardenbol *et al.* (1998) depois de Haq *et al.* (1987) e recalibradas de Gradstein *et al.* (1994) e de Berggren *et al.* (1995) (adaptado de HALLAM, 2001 e HARDENBOL *et al.*, 1998).....264

Figura VI.9: Interpretação crono-litostratigráfica e paleoambiental das séries de rampa interna do Jurássico médio dos Maciços de Condeixa-Sicó-Alvaiázere.....265

Figura VI.10: Proposta de nomenclatura das principais unidades litostratigráficas identificadas na região estudada.....269

## Volume II

Figura A1.1. –Mancha de calcários do Jurássico Médio da área estudada (adaptado de CUNHA, 1988) sobre as cartas topográficas à escala 1:25.000, dos Serviços Cartográficos do Exército. Folhas 250 (Soure), 251 (Condeixa-a-Nova), 262 (Redinha), 263 (Espinhal (Penela)), 274 (Pombal), 275 (Ansião) e 287 (Alvaiázere).....310

Figura A1.2: Localização do corte de Casmilo. Extracto da folha 251 (Condeixa-A-Nova) da carta topográfica 1:25.000 (Serviços Cartográficos do Exército), cuja escala foi alterada.....	312
Figura A1.3: “Log” de Casmilo (Vale dos Covões).....	314
Figura A1.4 – Representação esquemática de uma das “buracas” complexas de Casmilo, cuja fotografia se encontra na Fig.III.1 (Cap.III).....	318
Figura A1.5: Localização do corte de Senhora do Circo. Extracto das folhas 250 (Soure) & 251 (Condeixa-a-Nova) das cartas topográficas 1:25.000 (Serviços Cartográficos do Exército), cuja escala foi alterada.....	320
Figura A1.6: “Log” de Senhora do Circo.....	323
Figura A1.7: Localização do corte de Vale dos Poios. Extracto da folha 262 (Redinha) da carta topográfica 1:25.000 (Serviços Cartográficos do Exército), cuja escala foi alterada.....	327
Figura A1.8: “Log” de Vale dos Poios.....	330
Figura A1.9: Localização do corte de Senhora da Estrela e afloramentos amostrados (“estrelas”). Extracto da folha 262 (Redinha) da carta topográfica 1:25.000 (Serviços Cartográficos do Exército), cuja escala foi alterada.....	333
Figura A1.10: “Log” de Sr <sup>a</sup> da Estrela.....	335
Figura A1.11: Localização do corte de Cabeço da Corte. Extracto da folha 262 (Redinha) da carta topográfica 1:25.000 (Serviços Cartográficos do Exército), cuja escala foi alterada.....	344
Figura A1.12: “Log” de Cabeça da Corte (Parte I).....	346
Figura A1.13: “Log” de Cabeça da Corte (Parte II).....	350
Figura A1.14: Localização do corte de Cabeço da Pena Redonda. Extracto da folha 262 (Redinha) da carta topográfica 1:25.000 (Serviços Cartográficos do Exército), cuja escala foi alterada.....	358
Figura A1.15: “Logs” de Cabeço da Pena Redonda.....	361
Figura A1.16: Localização do corte de Sabugueiro e afloramentos 1 e 2 adicionais. Extracto da folha 262 (Redinha) da carta topográfica 1:25.000 (Serviços Cartográficos do Exército), cuja escala foi alterada.....	362

Figura A1.17: “Log” de Sabugueiro.....	365
Figura A1.18: Localização do corte de Mata e afloramentos de Charneca (“estrela”). Extracto das folhas 262 (Redinha) e 263 (Espinhal) das cartas topográficas 1:25.000 (Serviços Cartográficos do Exército), cuja escala foi alterada.).....	367
Figura A1.19: “Log” de Mata.....	369
Figura A1.20: Localização do corte de Mouta Negra. Extracto da folha 262 (Redinha) da carta topográfica 1:25.000 (Serviços Cartográficos do Exército), cuja escala foi alterada.....	368
Figura A1.21: “Log” de Mouta Negra.....	371
Figura A1.22: Localização dos corte de Sicó (Flanco NE), à esquerda, de base de Sicó, à direita, do afloramento do Cabeço do Nacreal e local de recolha de amostras (“estrelas”). Extracto da folha 274 (Pombal) da carta topográfica 1:25.000 (Serviços Cartográficos do Exército), cuja escala foi alterada.....	373
Figura A1.23: “Log” de base de Sicó.....	375
Figura A1.24: Localização do corte de Vértice de Sicó e das lâminas representativas das amostras colhidas por G. Manuppella em Sicó e, por cortesia, cedidas para estudo (“conjunto de estrelas”). Extracto da folha 274 (Pombal) da carta topográfica 1:25.000 (Serviços Cartográficos do Exército), cuja escala foi alterada.....	376
Figura A1.25: “Log” de Vértice de Sicó.....	379
Figura A1.26: “Log” de Sicó (Flanco NE).....	388
Figura A1.27: Localização do corte da Pedreira da Iberobrita. Actualmente, as dimensões da pedreira ultrapassam largamente as dimensões apresentadas na carta. Extracto da folha 274 (Pombal) da carta topográfica 1:25.000 (Serviços Cartográficos do Exército), cuja escala foi alterada.....	390
Figura A1.28: “Log” de Pedreira Iberobrita (ex-Lopes & Gonçalves).....	393
Figura A1.29: Localização do corte da Encosta sul à Pedreira e amostragem ao longo do contacto Bat.superior-Jurássico Superior. Extracto da folha 274 (Pombal) da carta topográfica 1:25.000 (Serviços Cartográficos do Exército), cuja escala foi alterada.....	396
Figura A1.30: “Log” de Encosta Sul (à pedreira).....	398

Figura A1.31: Localização do corte de Melriça. Extracto da folha 262 (Redinha) da carta topográfica 1:25.000 (Serviços Cartográficos do Exército), cuja escala foi alterada.....	400
Figura A1.32: “Log” de Melriça.....	402
Figura A1.33: Localização do corte de Povoação de Melriça e afloramentos de Ereiras (“estrela”). Extracto da folha 262 (Redinha) da carta topográfica 1:25.000 (Serviços Cartográficos do Exército), cuja escala foi alterada.....	406
Figura A1.34: “Log” de Povoação de Melriça.....	407
Figura A1.35: Localização da Sondagem de Sicóx. Extracto da folha 274 (Pombal) da carta topográfica 1:25.000 (Serviços Cartográficos do Exército), cuja escala foi alterada.....	410
Figura A1.36: “Log” da Sondagem da Pedreira de Sicox.....	411
Figura A1.37: Localização do corte de Ramalhais. Extracto da folha 274 (Pombal) da carta topográfica 1:25.000 (Serviços Cartográficos do Exército), cuja escala foi alterada.....	416
Figura A1.38: “Log” de Ramalhais.....	418
Figura A1.39: Localização dos afloramentos da Estrada Pombal-Ansião. Extracto das folha 274 (Pombal) & 275 (Ansião) das cartas topográficas 1:25.000 (Serviços Cartográficos do Exército), cuja escala foi alterada.....	424
Figura A1.40: “Log” dos afloramentos da Estrada Pombal-Ansião.....	425
Figura A1.41: Localização do corte da Portela da Ameixoeira. Extracto da folha 262 (Redinha) da carta topográfica 1:25.000 (Serviços Cartográficos do Exército), cuja escala foi alterada.....	431
Figura A1.42: “Log” de Portela de Ameixoeira.....	432
Figura A1.43: Localização do corte da Lomba. Extracto das folha 262 (Redinha) e 274 (Pombal) das cartas topográficas 1:25.000 (Serviços Cartográficos do Exército), cuja escala foi alterada.....	434
Figura A1.44: “Log” de Lomba.....	436
Figura A1.45: Localização do corte a NE do Monte da Panela. Extracto da folha 274 (Pombal) da carta topográfica 1:25.000 (Serviços Cartográficos do Exército), cuja escala foi alterada.....	437

Figura A1.46: “Log” a NE do Monte da Panela.....	438
Figura A1.47: Localização do corte de Covão da Silva. As “estrelas” representam outras amostras de controlo recuperadas. Extracto da folha 274 (Pombal) da carta topográfica 1:25.000 (Serviços Cartográficos do Exército), cuja escala foi alterada.....	440
Figura A1.48: “Log” de Covão da Silva.....	442
Figura A1.49: “Log” de representação vertical das lâminas de Sicó observadas.....	445
Figura A1.50: “Log” de representação vertical das lâminas de Lopes & Gonçalves observadas (ref <sup>a</sup> S1).....	446
Figura A1.51: “Log” de representação vertical das lâminas de Lopes & Gonçalves observadas (ref <sup>a</sup> S2).....	447
Figura A1.52: Localização do corte de Ariques. Extracto da folha 275 (Ansião) da carta topográfica 1:25.000 (Serviços Cartográficos do Exército), cuja escala foi alterada.....	449
Figura A1.53: “Log” de Ariques.....	451
Figura A1.54: Localização do corte de Alvaiázere a linha contínua. A tracejado corte do Bofinho (MARTINS, 1998a). As “estrelas” representam amostras colhidas. Extracto da folha 287 (Alvaiázere) da carta topográfica 1:25.000 (Serviços Cartográficos do Exército), cuja escala foi alterada.....	454
Figura A1.55: “Log” de Alvaiázere.....	456
Figura A1.56: Localização do corte de Pataias. Extracto da carta topográfica de Marinha Grande (296), 1:25.000 dos Serviços Cartográficos do Exército, cuja escala foi alterada.....	462
Figura A1.57: “Log” de Pataias.....	469

## ÍNDICE DOS QUADROS

### Volume I

Quadro IV.1: Distribuição dos nove morfotipos de AZERÊDO (1993), pelas diferentes litofácies definidas no presente trabalho.....	208
Quadro IV.2: Distribuição dos tipos de estruturas organo-sedimentares de AZERÊDO (1993), pelas diversas litofácies definidas no presente trabalho.....	222

Quadro IV.3: Repartição estratigráfica global dos organismos identificados no Jurássico Médio dos Maciços de Condeixa-Sicó-Alvaiázere.....227

Quadro VI.1: Escala biocronológica dos Grandes Foraminíferos bentónicos. As associações a cinzeno representam as biozonas discretas, baseadas nos géneros acima, sempre isoladas por intervalos de separação (note-se o número de géneros e espécies representado pelos números 9 a 25 e note-se o número 33, no Batoniano, resultante da “explosão” do número de géneros e espécies). Os números com asterisco de 1 a 10 representam escalonamento às biozonas de amonites: 1 e 2: Amonites de Marrocos, 3: dois níveis do Aaleniano (*Planammatoceras* gr.*spinosum*) e Bajociano inferior (*Otoites sauzei*); 4 a 6: Zonas de *Clydoniceras discus* do Batoniano superior; 7: Zona de *Macrocephalites* do Caloviano; 8: região de Dijon (Oxfordiano sup.-Kimmeridgiano inferior; 9: Nível de *Lithacoceras siliceus* do Kimmeridgiano sup.-Titoniano; 10: Aparecimento de *Protopenneroplis trochangulata* nos Alpes Suíços (retirado de SEPTFONTAINE *et al.*, 1991).....273

## ÍNDICE DAS TABELAS

### Volume I

Tabela III.1: Resultados obtidos para as amostras de argila da litofácies 10 (brechas e conglomerados pedogénicos).....126

Tabela IV.1: Dimensões e características das espécies de *Trocholina* determinantes para a avaliação dos indivíduos deste género presentes nos calcários das séries dos Maciços de Condeixa-Sicó-Alvaiázere (retirado de PELISSIÉ & PEYBERNÈS, 1982).....200

Tabela V.1: Quantificação estimada adoptada para as características petrográficas observadas nas lâminas delgadas, segundo a *Shell Standard Legend*.....239

# INTRODUÇÃO

Na região entre Condeixa-a-Nova e a Serra de Sicó, e um pouco mais a sul/sudeste, na região de Alvaiázere (Fig.1), afloram séries carbonatadas do Jurássico Médio. Estes calcários traduzem, predominantemente, uma deposição em meio marinho interno, similarmente às séries carbonatadas da mesma idade que existem a sul, nomeadamente no Maciço Calcário Estremenho (M.C.E.) – estas últimas interpretadas como tendo sido formadas num sistema deposicional de rampa carbonatada (AZERÊDO, 1988a, 1993, 1998; WATKINSON, 1989). Na região a norte do M.C.E., estas séries definem pequenos maciços, desde a Serra do Circo (a norte de Sicó), à Serra de Alvaiázere (a sudeste de Sicó), aqui designados no conjunto por Maciços de Condeixa-Sicó-Alvaiázere (M.C.S.A.).

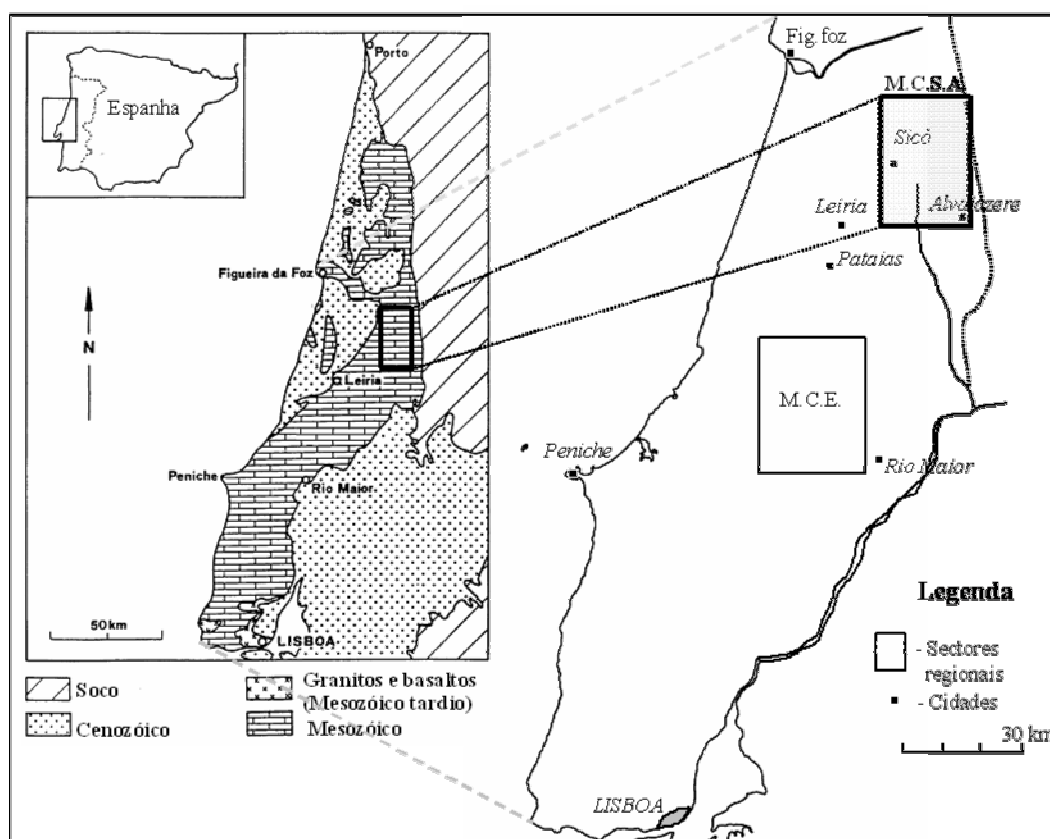


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo, na Bacia Lusitânica (M.C.S.A. – Maciços de Condeixa-Sicó-Alvaiázere), distinguindo-se igualmente o Maciço Calcário Estremenho (M.C.E.) a sul, bem como a localização aproximada de Pataias (zona abordada a título complementar).

É sobre estas séries carbonatadas que incidiu o estudo aqui apresentado, o qual teve os seguintes objectivos:

1. O reconhecimento, identificação e caracterização das litofácies presentes e do modo como estas se associam vertical e lateralmente.

2. O estabelecimento do paleossistema deposicional e a caracterização do mesmo através do reconhecimento de subambientes e sua dinâmica evolutiva, que, por seu lado, são definidos através da tipologia e organização das litofácies.

3. O estudo sistemático da micropaleontologia das mesmas formações, principalmente no que diz respeito aos foraminíferos bentônicos e às algas calcárias.

4. A comparação das séries estudadas e dos resultados obtidos, com as séries da mesma idade que afloram a sul, no M.C.E..

Fora da área de estudo e a título de complemento, abordam-se de forma preliminar ocorrências localizadas de fácies de coraliários da zona de Pataias (a sul de Leiria) (ver localização na Fig. 1), dada a sua singularidade e potencial interesse para a reconstituição paleogeográfica do Jurássico Médio da bacia.

# CAPÍTULO I

## ENQUADRAMENTO GERAL

### I.1. INTRODUÇÃO.

As unidades calcárias do Jurássico Médio que constituem os Maciços de Condeixa-Sicó-Alvaiázere encontram-se nas regiões que SOARES & ROCHA (1984) citaram como Norte e Central da Bacia Lusitânica. Esta bacia pertence a um grupo de bacias mesozóicas da Península Ibérica formadas pelos processos geodinâmicos que conduziram à abertura do Atlântico Norte; algumas estão também relacionadas com o domínio tétisiano e sofreram por isso influências directas deste. Neste capítulo aborda-se o enquadramento geológico onde estes calcários se encontram, partindo do enquadramento paleogeográfico e evolução geodinâmica global e finalizando com o enquadramento local.

Assim, inicia-se o capítulo com o enquadramento paleogeográfico e evolução geodinâmica global da Península Ibérica (Ibéria). Segue-se o enquadramento regional da Bacia Lusitânica, destacando-se a caracterização geral da bacia e os seus limites, as suas características estruturais mais marcantes bem como a compartimentação resultante e a sua estratigrafia, indissociável dos processos tectónicos que lhe deram origem e da sua evolução sequencial. No final procede-se ao enquadramento geológico local, com o estabelecimento dos limites da área estudada, sua estratigrafia e suas características tectónicas.

O termo “Bacia Lusitânica” é encarado quer num sentido lato (*sensu lato*) – associação “petrotectónica” ocupando toda a margem Oeste do Maciço Hespérico e preenchida pelas rochas sedimentares relacionadas com a abertura do Oceano Atlântico Norte, logo envolvendo as bacias Galicia-Porto (*offshore*), Lusitânica *sensu strictum* (*onshore-offshore*) e do Alentejo (*offshore*) (ROCHA *et al.*, 1996; RIBEIRO *et al.*, 1996) – quer num sentido restrito (*sensu strictum*) (RASMUSSEN *et al.*, 1998) - envolvendo apenas a cobertura sedimentar registada entre Aveiro e a Cadeia da Arrábida (ver os limites em I.3.1).

Optou-se aqui pela segunda interpretação, logo, *sensu strictum*. Deve referir-se ainda que, recentemente (1998-2001), uma companhia norueguesa – TGS – realizou um levantamento sísmico especulativo em toda a margem portuguesa. A interpretação das linhas sísmicas obtidas permitiu uma melhor definição das bacias sedimentares portuguesas. A Fig. I.1 abaixo foi extraída do *site* da Divisão para a Pesquisa e Exploração de Petróleo, da Direcção-Geral de Geologia e Energia (DGGE).

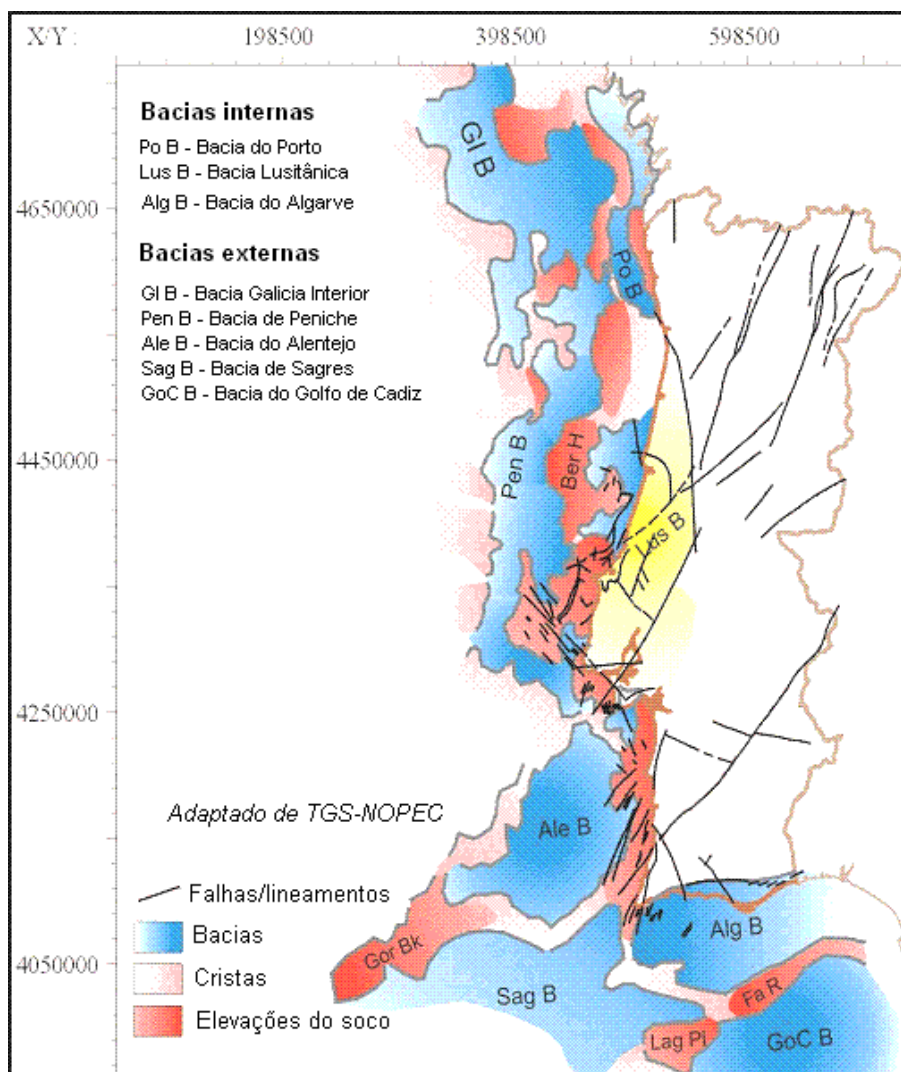


Figura I.1: Delimitação de novas bacias meso-cenozóicas segundo TGS-NOPEC (retirado do *site* da Divisão para a Pesquisa e Exploração de Petróleo, da Direcção-Geral de Geologia e Energia).

## I.2. EVOLUÇÃO GEODINÂMICA E ENQUADRAMENTO PALEOGEOGRÁFICO

### I.2.1. EVOLUÇÃO GEODINÂMICA.

As bacias sedimentares meso-cenozóicas portuguesas sofreram distintas fases de extensão, levantamento, subsidência e inversão e foram geradas durante os períodos de extensão e *rifting* relacionados com a abertura do Oceano Atlântico Norte e encerramento do Oceano Tétis.

Estes eventos tectónicos provocaram, ao longo do tempo, na Bacia Lusitânica, diferentes taxas de levantamento e subsidência, traduzidas na sua compartimentação em sub-bacias e pela diferenciação em relação às outras bacias mais próximas. Estes mesmos movimentos tectónicos, quando associados a variações eustáticas do nível do mar, foram criando diferentes sistemas deposicionais também ao longo do tempo (GUÉRY *et al.*, 1986; WILSON, 1988; WILSON *et al.*, 1989; REIS *et al.*, 1993; ROCHA *et al.*, 1996; KULLBERG *et al.*, 2006).

A Bacia Lusitânica está directamente relacionada com a evolução tectónica do Maciço Hespérico, fragmento do soco Varisco, tendo-se desenvolvido na sua margem oeste e sofrido um forte controlo estrutural por parte do soco hercínico (herança hercínica) (WILSON, 1988; WILSON & LEINFELDER, 1990; ROCHA *et al.*, 1996; STAPEL *et al.*, 1996; RIBEIRO *et al.*, 1996; KULLBERG, 2000; KULLBERG *et al.*, 2006). É neste sentido que se torna adequado, como base de partida, perceber, ainda que resumidamente, a evolução geodinâmica deste Maciço e, logo, da Península Ibérica.

De acordo com as características das bacias sedimentares formadas e do estilo tectónico actuante, é possível caracterizar grosseiramente dois regimes tectónicos neste maciço:

- regime orogénico predominantemente compressivo durante o Paleozóico, com a formação de rochas metamorfizadas, dobradas e falhadas, bem como abundantes intrusões ígneas. Durante o Cenozóico, com formação dos Pirinéus e consequente inversão tectónica da Bacia (RIBEIRO *et al.*, 1979, 1996) devido à colisão da Península Ibérica com a placa da Europa;

- um regime de distensão crustal, com reactivação de estruturas tectónicas hercínicas e subsequente formação das bacias sedimentares peri-atlânticas, durante o Mesozóico (RIBEIRO *et al.*, 1996; KULLBERG, 2000; ALVES, 2002) (Fig.I.2).

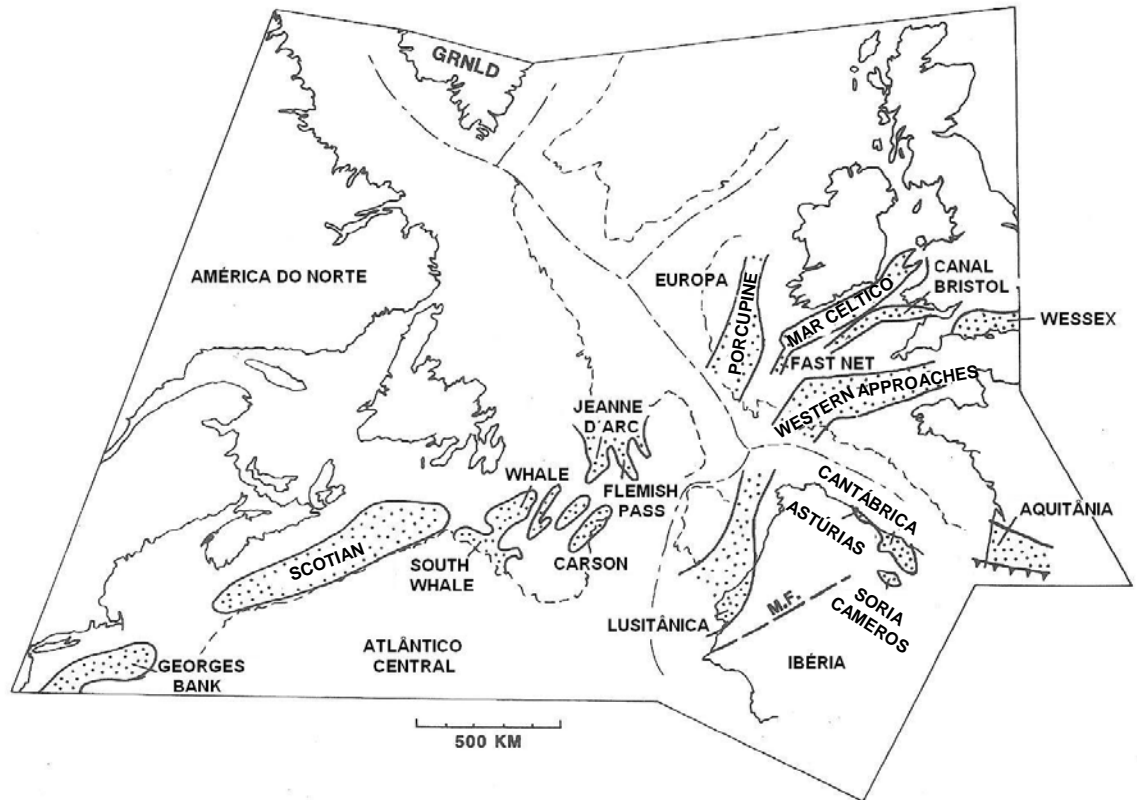


Figura I.2: Bacias de *rift* circum-atlânticas, antes da expansão oceânica (retirado de HISCOTT *et al.*, 1990).

Neste trabalho abordar-se-á a influência do regime distensivo na génese e evolução da Bacia Lusitânica, durante o Mesozóico e, mais resumidamente, a forte influência posterior do regime compressivo durante o Cenozóico.

Antes dos eventos de *rifting*, a margem Oeste da Península Ibérica estava próxima dos *Grand Banks* da Terra Nova (*Newfoundland*). O Sul da Ibéria estaria próxima do Arco Varisco de Marrocos (ZIEGLER, 1988; RIBEIRO *et al.*, 1996).

Durante o Pérmico superior, dá-se a fragmentação do supercontinente Pangeia, com a geração das placas Gondwana e Laurásia, formando-se o Golfo da Biscaia no norte da Península Ibérica e, a Oriente, do Triásico Inferior ao Superior, o *rift* pelo qual o Mar de Tétis avançou para oeste (ZIEGLER, 1988).

É durante esta reorganização de placas que se dá o desenvolvimento de sistemas de *rifting*, gerados a partir da reactivação das falhas hercínicas. Estes sistemas propagaram-se para sul, com a formação de *grabens*. Ao mesmo tempo, transgressões cíclicas no Mar de Tétis, permitiram o desenvolvimento de plataformas carbonatadas nas suas margens (ZIEGLER, 1988; DERCOURT *et al.*, 1993; GAETANI *et al.*, 2003). São estas transgressões,

associadas aos sistemas de *rifting*, as responsáveis pela formação de carbonatos e evaporitos nas bacias da Aquitânia e Cantábrica durante o Triásico Médio e pela formação dos primeiros depósitos evaporíticos nas bacias mesozóicas portuguesas, já no Triásico Superior (primeira fase de *rifting*) (e.g. SOARES *et al.*, 1993a; KULLBERG, 2000; ALVES, 2002).

No Jurássico Médio há nova reorganização de placas com a separação crustal entre as massas Gondwana e Laurásia, resultando na separação de África e da América do Norte (ZIEGLER, 1988; TANKARD & BALKWILL, 1989) (Fig.I.2).

No que respeita à expansão do fundo oceânico, mediante o desenvolvimento dos sistemas de *rifts*, alguns autores (HISCOTT *et al.*, 1990; SAWYER, 1993 *in* RASMUSSEN *et al.*, 1998; WALLRABE-ADAMS *et al.*, 2005) propõem uma abertura sucessiva de sul para norte de três segmentos de propagação: Planície Abissal do Tejo durante o Jurássico Superior, Planície Abissal Ibérica durante a transição Jurássico/Cretácico e Banco da Galiza no início do Cretácico. Outros autores adicionam que, no início do Cretácico, um novo sistema de *rifts* era gerado na actual área do talude continental da Península Ibérica, onde a Falha da Nazaré (aqui referida como acidente Lousã-Pombal-Nazaré) se comportava como importante estrutura tectónica, separando uma área de expansão oceânica (Planície Abissal do Tejo) de outra a norte, com contínuo *rifting* continental (ALVES *et al.*, 2006).

É evidente que os episódios de *rifting* não precederam imediatamente a expansão do fundo oceânico. O início da expansão do fundo oceânico entre diferentes sectores da margem continental da Ibéria foi, assim, diacrónico (HISCOTT *et al.*, 1990). Por outro lado, são reconhecidas várias descontinuidades que testemunham múltiplas fases de *rifting* nas bacias mais profundas do Atlântico Norte, incluindo o *offshore* da Ibéria (ALVES *et al.*, 2006).

O que parece consensual é a migração do eixo de expansão oceânica do Atlântico em direcção a norte, tendo sido finalmente consolidada a abertura oceânica com formação de crosta oceânica no Cretácico Inferior (Aptiano, WALLRABE-ADAMS *et al.*, 2005) (Fig.I.3).

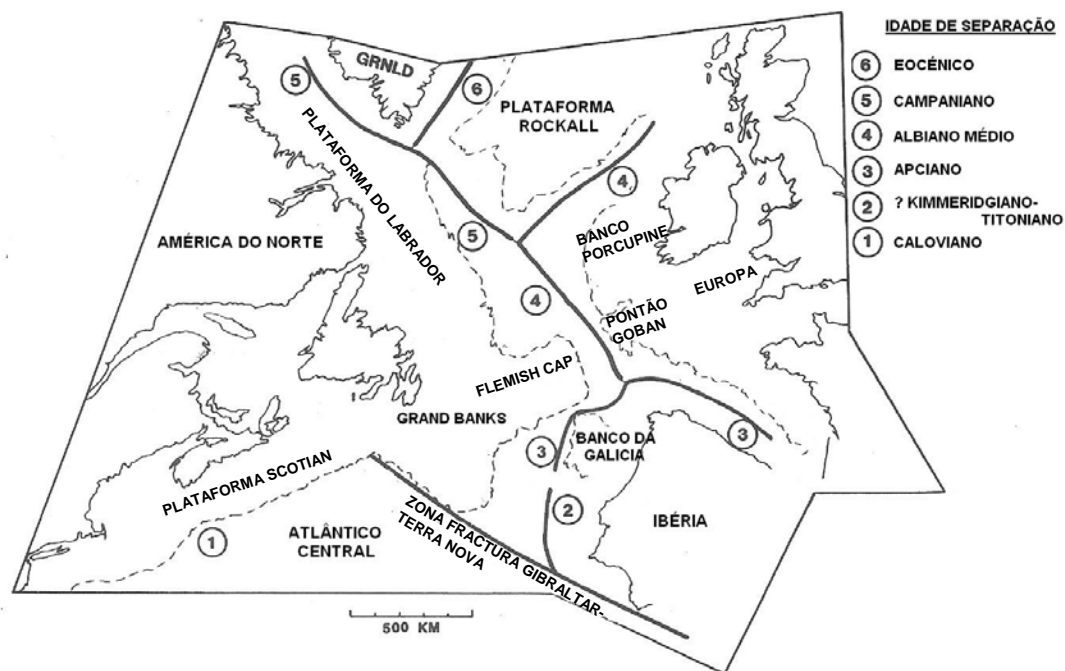


Figura I.3: Elementos fisiográficos principais no *rifting* do Atlântico Norte. As linhas mais escuras indicam os locais de separação continental (retirado de HISCOTT, 1990).

No início do Aptiano, ou mesmo antes segundo WILSON *et al.* (1989), o bloco que constitui a Península Ibérica passará a descrever um movimento anti-horário e passará a comportar-se como uma “micro-placa” graças à progressiva abertura do Golfo da Biscaia e separação entre o Banco da Galiza e a Bacia de *Flemish* (no actual Canadá) (RIBEIRO *et al.*, 1990, 1996).

Do Cretácico Inferior ao Médio, com a continuação da abertura oceânica, a Península sofrerá uma segunda fase de rotação anti-horária. No Campaniano inferior, no Golfo de Gasconha, a extensão crustal cessa (WILSON *et al.*, 1988; ALVES *et al.*, 2006), do que resultará, mais tarde, a convergência (já no sentido horário) da Península Ibérica com a margem SW da Europa (PINHEIRO *et al.*, 1996; RIBEIRO *et al.*, 1996; ALVES *et al.*, 2006) (Fig.I.4). É durante os finais do Cenomaniano que ocorre a colmatação da Bacia Lusitânica (REY *et al.*, 2006)

Na continuação da segunda fase em regime compressivo, com convergência entre as placas Ibérica e Euro-asiática, dá-se, durante o Cretácico Superior e o Paleogénico, a propagação da “frente colisional” para oeste. Há evidências da reactivação de sistemas de falhas a que se associam intrusões basálticas na região de Lisboa (RIBEIRO *et al.*, 1996).

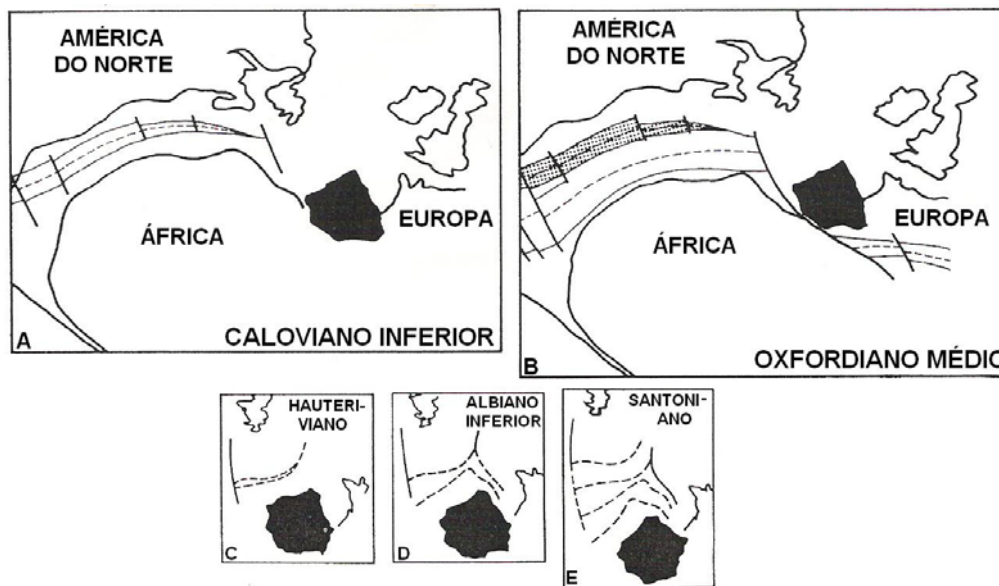


Figura I.4: Deslocamento do eixo da expansão oceânica de A para B, segundo WILSON (1989) e rotação da Ibéria com posterior colisão com a placa Europeia em C, D e E (retirado de WILSON, 1989).

Durante a passagem Oligocénico-Miocénico Inferior, dá-se a colisão da “micro-placa” Ibérica com a margem sul de França, com a criação dos Pirinéus e nova reactivação de falhas hercínicas e mesozóicas. Esta nova fase compressiva exerceu grande influência na Bacia Lusitânica, criando uma “inversão” tectónica (PINHEIRO *et al.*, 1996; ALVES *et al.*, 2006; KULLBERG *et al.*, 2006) cujo evento principal, segundo WILSON *et al.* (1996), terá ocorrido no final do Miocénico Médio. Foi esta “inversão” que provocou a elevação e subsequente exposição de grande parte das formações mesozóicas da Bacia Lusitânica (MOUGENOT *et al.*, 1979; RIBEIRO *et al.*, 1979, 1990, 1996; WILSON, 1988; PINHEIRO *et al.*, 1996; AZERÊDO *et al.*, 2003).

## I.2.2. ENQUADRAMENTO PALEOGEOGRÁFICO.

Depois de ZIEGLER (1988) e com DERCOURT *et al.* (1993, 2000) e GAETANI *et al.* (2003), os conhecimentos acerca da paleogeografia das regiões desenvolvidas em torno do Oceano Tétis – e, conseqüentemente trazendo informações adicionais à própria paleogeografia na Península Ibérica - evoluíram de forma notável. Não se pretendeu, neste trabalho, uma análise exaustiva sobre o tema; apenas se pretendeu um enquadramento paleogeográfico em linhas muito gerais.

Assim, relativamente à posição paleogeográfica da Península Ibérica durante o Mesozóico e correspondente tipo de clima e circulação oceânica, resumiram-se seguidamente os aspectos principais:

1) Durante o Triásico, destaca-se a deposição de evaporitos em águas pouco profundas e oxigenadas, sob um clima quente e seco e que testemunham o início de uma incursão marinha na Ibéria e nas proto-bacias circum-atlânticas (HALLAM, 1984, 2001; JANSÁ, 1986; GRADSTEIN *et al.*, 1990; HUBBARD & BOULTER, 1997; AURELL *et al.*, 2003). Todo o sector peri-atlântico encontrar-se-ia nas latitudes entre 10 e 25° N e a Ibéria aproximadamente nos 20°N. O Mar de Tétis contactaria com o Mar Boreal a norte através do *rift* do Golfo da Biscaia, não estando ainda formado o Atlântico nas margens da Ibéria; a sul, o Mar de Tétis desenvolvia-se em direcção à falha de Gibraltar (JANSÁ, 1986; GRADSTEIN *et al.*, 1990; DERCOURT *et al.*, 1993, 2000); no final deste período e início do Jurássico, o regime de circulação seria comparável ao de um golfo com mistura vertical completa, como o testemunham as rochas clásticas fortemente oxidadas, intercaladas entre as camadas de evaporitos (Fig.I.5).

2) Durante o início do Jurássico Inferior, ter-se-á verificado uma elevação do nível do mar (HALLAM, 1979, 1981, 2001; HAQ *et al.*, 1987), devido a uma transgressão marinha, associada ao reajustamento das placas tectónicas, cujas consequências foram a mudança de fácies evaporítica para uma fácies calcária francamente marinha e um aumento da largura, da extensão e da profundidade da bacia oceânica. Esta largura da bacia deposicional que separava o oeste da Ibéria dos *Grand Banks* é estimada em 500 km e o comprimento em 1700 km (JANSÁ, 1986) (Fig.1.6).

Com o prosseguimento da transgressão, os calcários foram substituídos por sedimentos margosos de meios mais profundos e já com salinidade marinha normal (JANSÁ, 1986; DERCOURT *et al.*, 1993).

A julgar pela repartição dos sedimentos, o clima era temperado e húmido no Ártico e no norte da Europa e sub-tropical e quente no centro do Atlântico Norte e sul da Europa (GRADSTEIN *et al.*, 1990). Na Bacia Lusitânica, o clima era mais temperado e húmido devido à crescente influência oceânica (JANSÁ, 1986). Esta mesma influência oceânica, no que respeita ao conteúdo em oxigénio, já conferia uma estratificação na coluna de água (indicativa de um golfo profundo), com circulação relativamente restrita. No entanto, o aumento de diversidade biológica sugere já aumento de nutrientes nas águas.

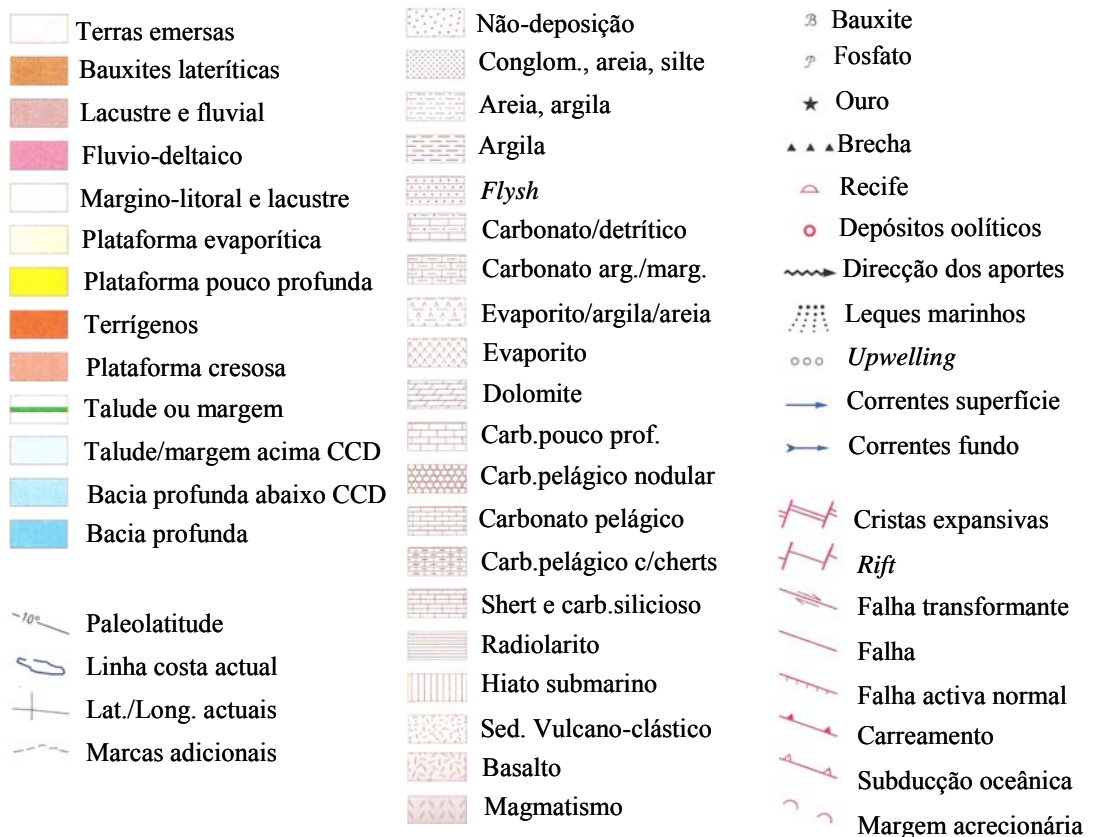
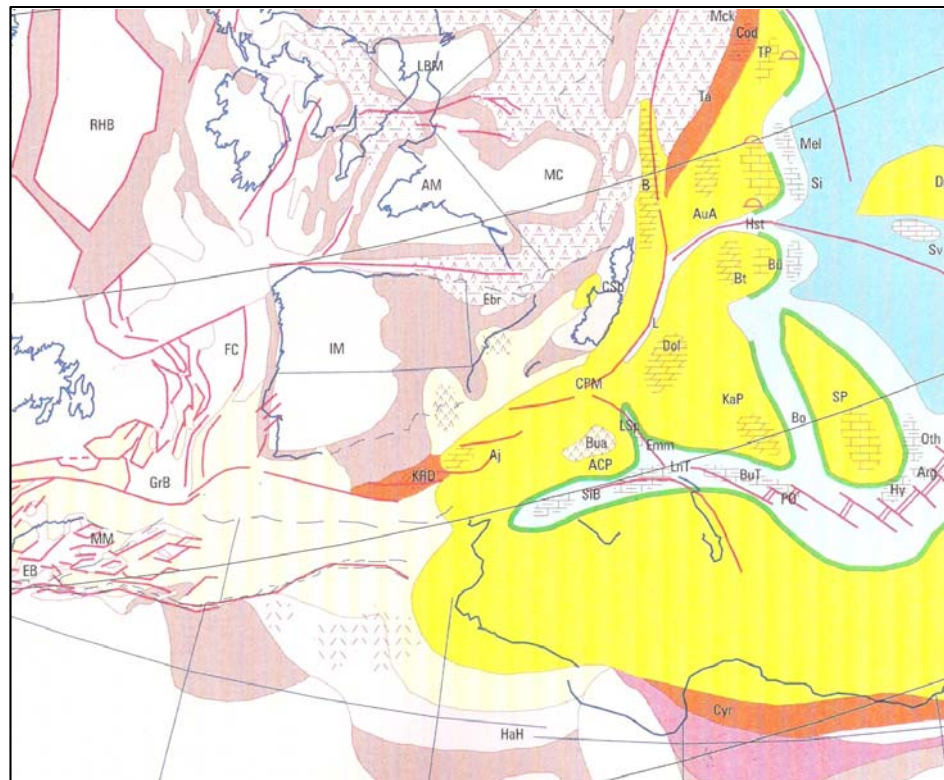


Figura I.5: Paleogeografia e principais fácies durante o Noriano (216,5-203,6 Ma segundo GRADSTEIN *et al.*, 2004) nas bacias em torno da Meseta Ibérica: LB-Bacia Lusitânica, IM-Meseta Ibérica, FC-Flemish Cap, GB-Banco da Galiza; CCD – *Nível de Compensação da Calcite* (retirado de DERCOURT *et al.*, 1993). A legenda reporta-se igualmente às Figs. I.6 B, I.7 B e I.8 B.

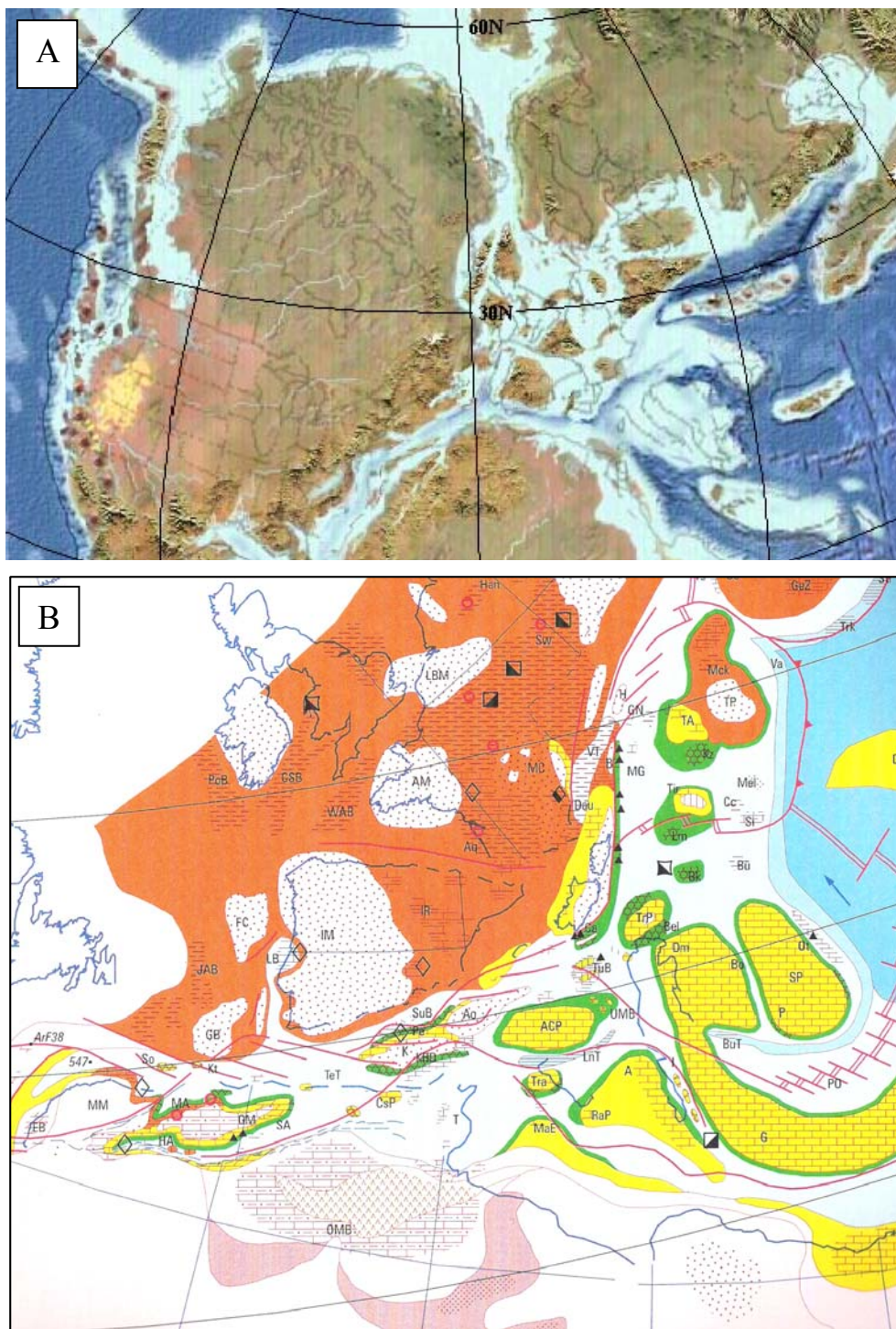


Figura 1.6: A- Mapa paleogeográfico da posição da Ibéria no Jurássico Inferior e B - principais fácies durante o Toarciano (183-175,6 Ma segundo GRADSTEIN *et al.*, 2004): LB-Bacia Lusitânica, IM-Meseta Ibérica, FC-Flemish Cap, GB-Banco da Galiza (adaptado de <http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/Jurassic.html> e de DERCOURT *et al.*, 1993).

3) No Jurássico Médio, registava-se um clima sub-tropical, com uma melhor circulação de fundo através da comunicação entre o Atlântico e o Mar de Tétis. Neste

período, o tamanho da bacia oceânica, no Atlântico Norte, seria de cerca de 600 km de largura e 3000 Km de comprimento, com eixo de orientação NE-SW. A profundidade do fundo do oceano no Caloviano é ainda incerta (Fig.1.7).

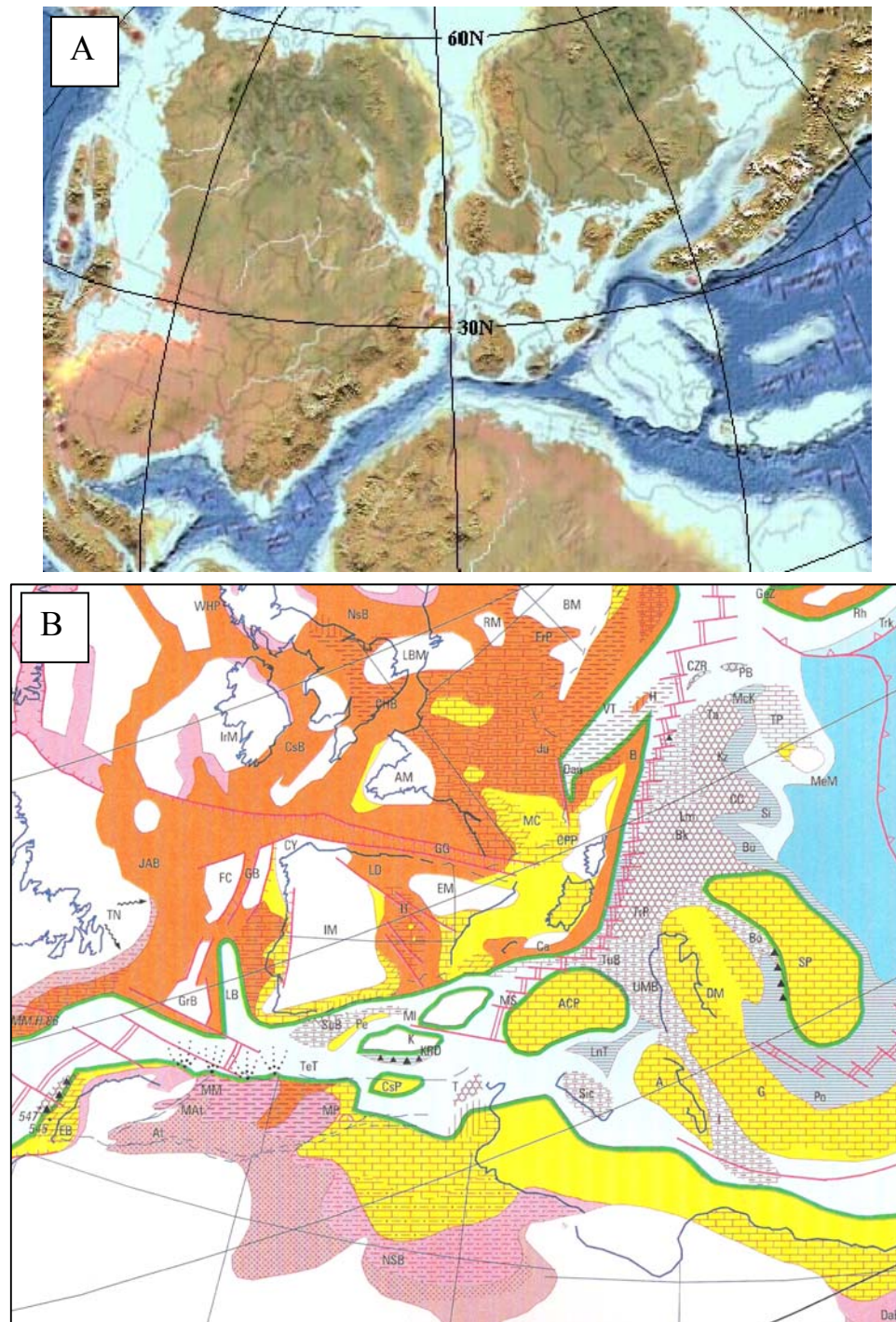


Figura 1.7: A - Mapa paleogeográfico da posição da Ibéria no Jurássico Médio e B - principais fácies no Caloviano (164,7-161,2 Ma segundo GRADSTEIN *et al.*, 2004.): LB-Bacia Lusitânica, IM-Meseta Ibérica, FC-Flemish Cap, GB-Banco da Galiza (adaptado de <http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/Jurassic.html> e de DERCOURT *et al.*, 1993).

4) No Jurássico Superior, a bacia do Atlântico Norte possuía já 1300 a 1500 km de largura e 3300 km de comprimento e estava conectada ao Tétis Ocidental pela passagem a sul da Ibéria e aos mares epicontinentais que cobriam os *Grand Banks*, a Ibéria e a Europa Ocidental. A profundidade das águas atingia já 3600 m, como, por exemplo, é sugerido para a Bacia Blake-Bahama (SHERIDAN *et al.*, 1983 *in* JANSÁ, 1986) (Fig.1.8).

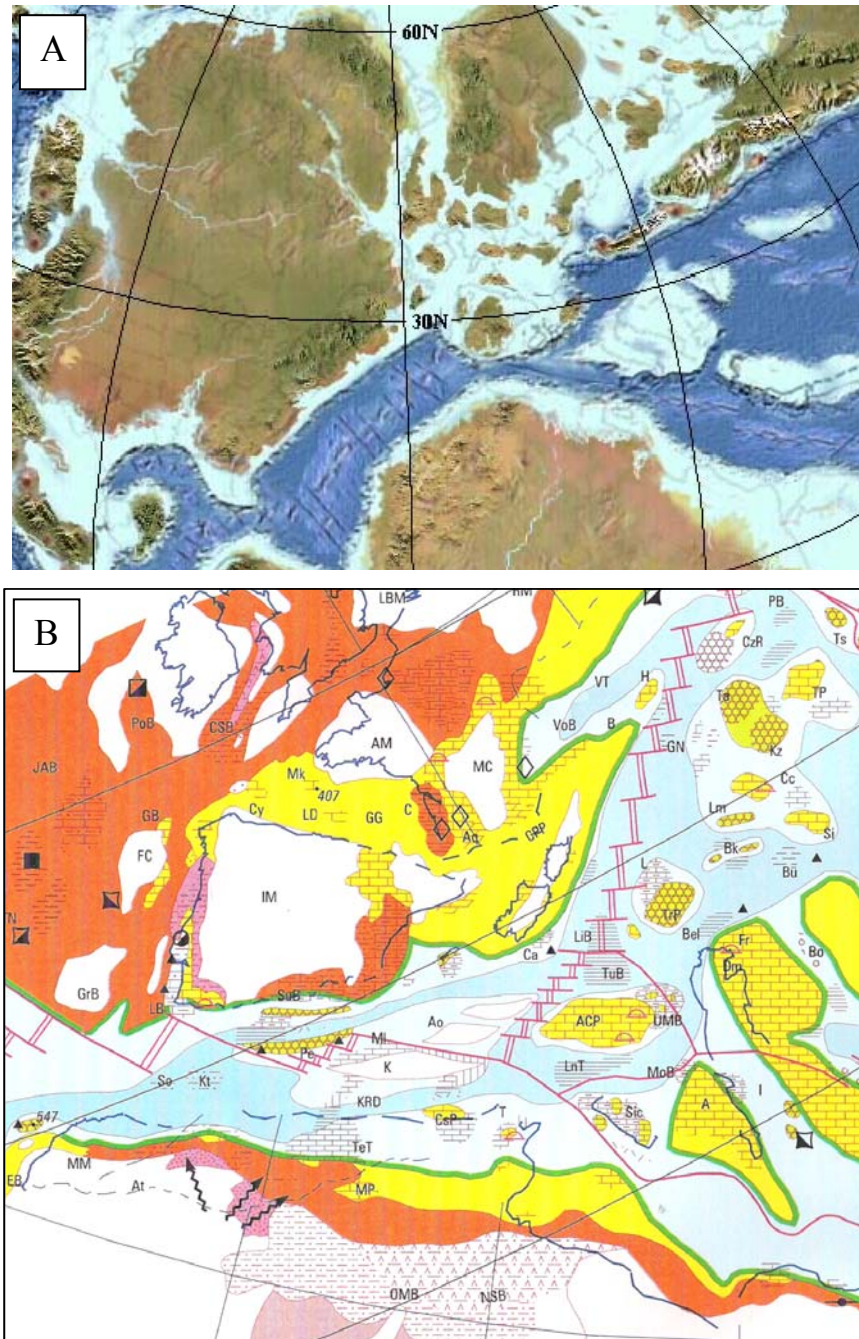


Figura 1.8: A - Mapa paleogeográfico da posição da Ibéria no Jurássico Superior e B - principais fácies no Kimmeridgiano (155,7-150,8 Ma segundo GRADSTEIN *et al.*, 2004): LB-Bacia Lusitânica, IM-Meseta Ibérica, FC-Flemish Cap, GB-Banco da Galiza (adaptado de <http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/Jurassic.html> e de DERCOURT *et al.*, 1993).

É nesta altura que se estabelece uma verdadeira circulação oceânica entre o Atlântico e Tétis, acompanhada da formação de sistema de correntes à volta do globo, já com algumas semelhanças com o sistema actual (JANSA, 1986; DERCOURT *et al.*, 1993).

5) No início do Cretácico, já existia uma proto-corrente do Golfo com uma circulação aproximada da actual. Condições climáticas húmidas persistiram durante o Cretácico Médio e Superior (HALLAM, 1984).

As variações térmicas no Mesozóico eram relativamente pequenas quando comparadas com as actuais, devido à provável inexistência de calotes polares (WRIGHT, 1992; HALLAM, 2001; IMMENHAUSER, 2005).

### **I.3. A BACIA LUSITÂNICA : ENQUADRAMENTO REGIONAL**

#### **I.3.1. CARACTERIZAÇÃO GERAL DA BACIA E SEUS LIMITES**

A Bacia Lusitânica está localizada ao longo da margem Oeste da Península Ibérica, cobrindo de 22.000 a 23.000 km<sup>2</sup> (Fig.I.9). O pacote sedimentar apresenta-se alongado segundo NNE-SSW (eixo de máxima subsidência), com cerca de 250-300 km de comprimento e 100-150 km de largura incluindo a sua parte imersa e a sua espessura máxima situa-se entre 4 a 5 km (RIBEIRO *et al.*, 1979, 1996; WILSON, 1988; ROCHA *et al.*, 1996; AZERÊDO *et al.*, 2003; KULLBERG *et al.*, 2006). Os sedimentos compreendem o intervalo Triásico-Cretácico, com cobertura terciária.

Se se comparar as margens conjugadas da Ibéria e da Terra Nova, observa-se uma assimetria estrutural e de enchimento, na espessura e paleoambientes das séries jurássicas, existindo uma maior espessura na margem ocidental, onde as séries meso-cenozóicas atingem 15 km de espessura (TANKARD & WELSINK, 1989), implicando uma extensão *simple-shear* (DINIS, 1992).

A evolução estrutural da Bacia Lusitânica foi descrita por inúmeros autores (RIBEIRO *et al.*, 1979, 1990, 1996; GUERY *et al.*, 1986; WILSON, 1988; WILSON *et al.*, 1990, PINHEIRO *et al.*, 1996; WILSON *et al.*, 1996; RIBEIRO *et al.*, 1996; ROCHA *et al.*, 1996; RASMUSSEN *et al.*, 1998; KULLBERG, 2000; KULLBERG *et al.*, 2006; entre outros – ver bibliografia) e resultou de fases de *rifting* seguidas pelos movimentos de inversão cenozóica devidos à colisão alpina.

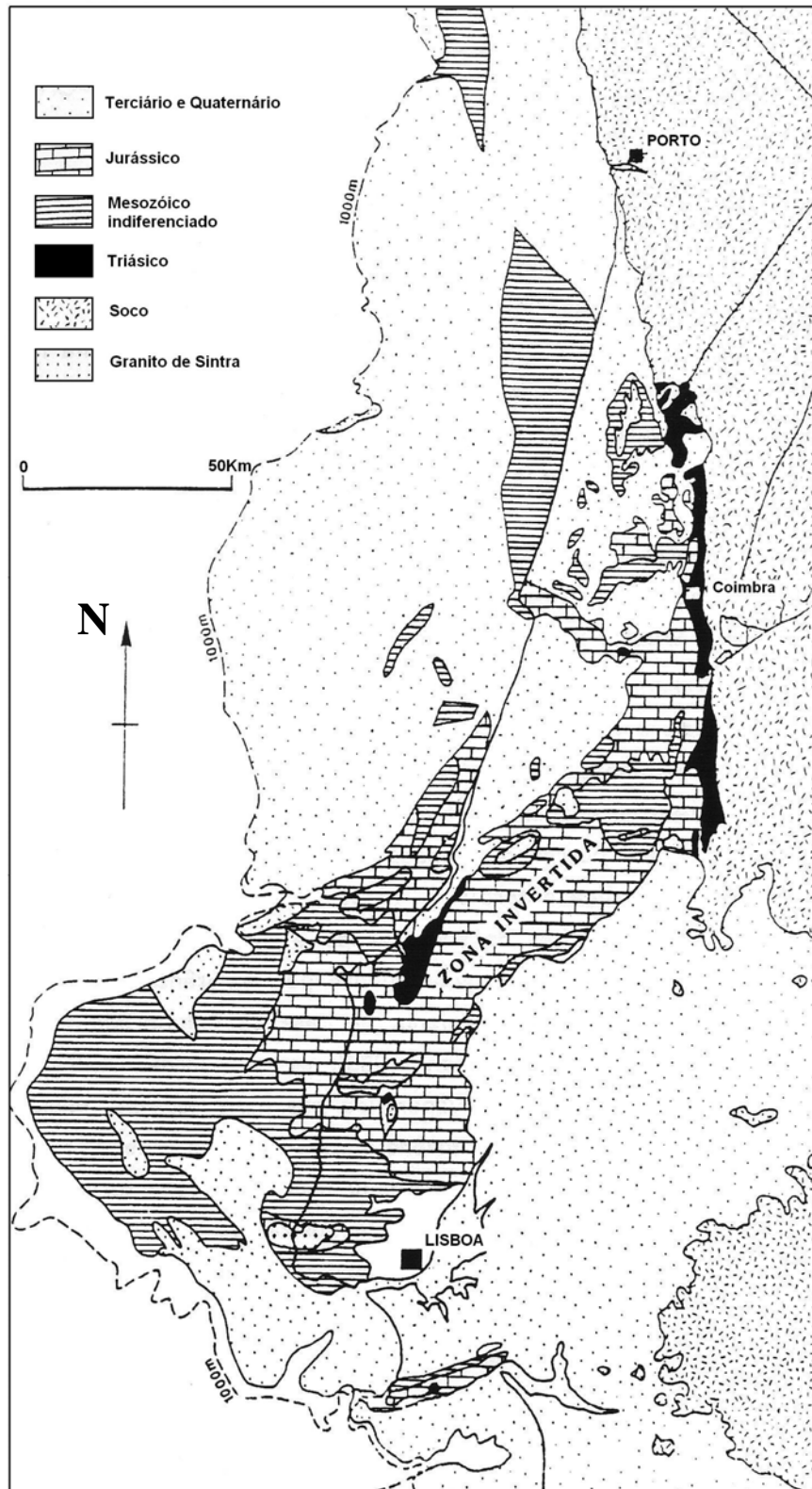


Figura I.9: Mapa geológico simplificado da Bacia Lusitânica (retirado de AZERÊDO, 1993 depois de BOILLOT *et al.*, 1979).

Relativamente aos seus limites, esta bacia é fundamentalmente limitada por dois blocos crustais de soco hercínico, com o Maciço Hespérico a leste e o *horst* das Berlengas a oeste. A sul, é limitada pela Falha da Arrábida (falha transcorrente). A norte é delimitada pela Falha Porto-Tomar-Badajoz (falha também transcorrente NNW-SSE) (RIBEIRO *et al.*, 1996; KULLBERG, 2000) (Fig.I.10).

A Falha de Arrife também pode ser considerada como um limite da bacia, bem como as falhas do Baixo Tejo e de Setúbal Pinhal-Novo (RIBEIRO *et al.*, 1996).

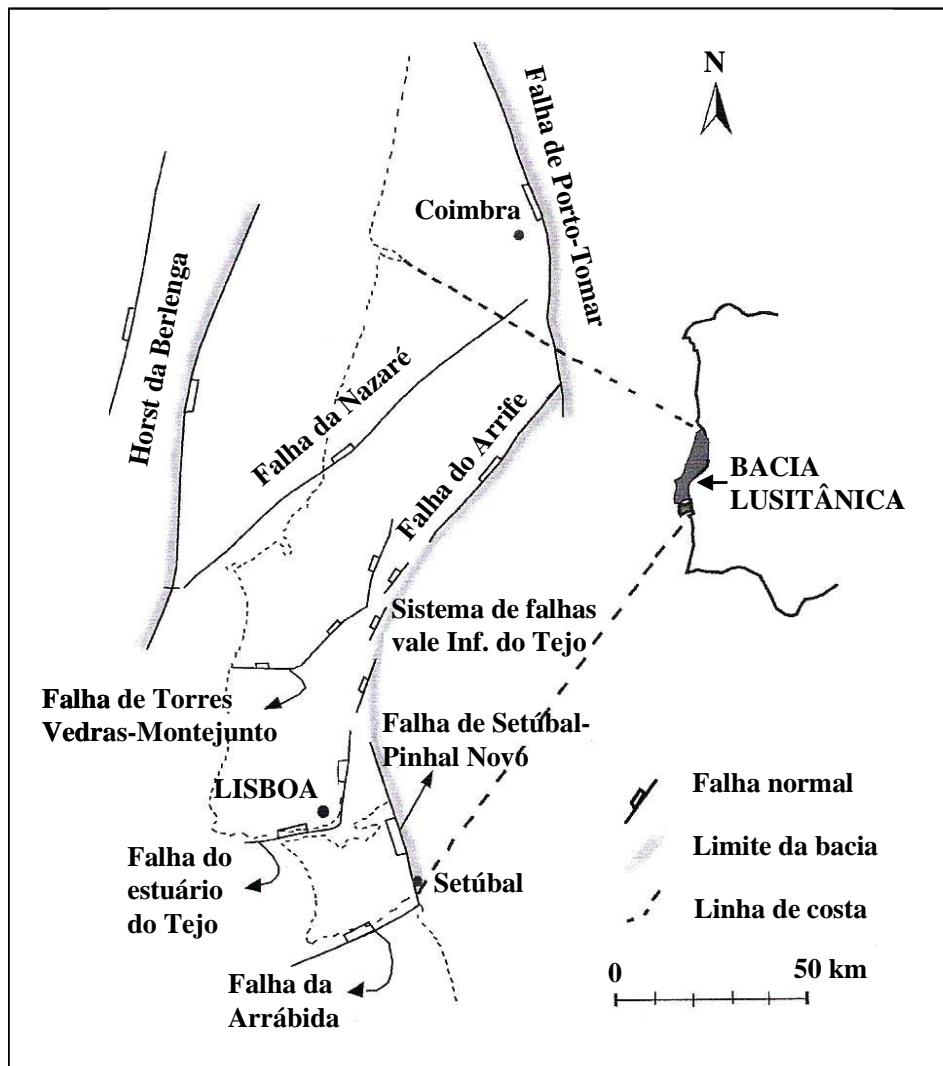


Figura I.10: Mapa estrutural muito simplificado, mostrando os principais limites da bacia, excepto a oeste, onde o limite do *horst* das Berlengas está submerso (retirado de KULLBERG, 2000).

### I.3.2. EVOLUÇÃO DA BACIA

A primeira fase de *rifting* da Bacia Lusitânica ocorreu no Triásico Superior (SOARES *et al.*, 1993a; ROCHA *et al.*, 1996; RASMUSSEN *et al.*, 1998; KULLBERG, 2000; ALVES *et al.*, 2006; KULLBERG *et al.*, 2006). Verifica-se entretanto a ligação entre os domínios oceânicos a norte e a sul da margem da Ibéria através do processo de subsidência tectónica dos sistemas de *rift* combinada com a elevação generalizada do nível do mar (VAIL *et al.*, 1977; HALLAM, 2001), já durante o Jurássico Inferior. Esta ligação é testemunhada pelas influências boreal (do Atlântico Norte) e tetisiana (Mar de Tétis) que exibem as faunas observadas nos depósitos do Liásico da Bacia Lusitânica: se no início do Liásico se observa uma maior influência da província sub-mediterrânica em bacias como a do Algarve e uma maior influência sub-boreal na Bacia Lusitânica, já no Pliensbaquiano superior há faunas mistas de amonóides (ROCHA, 1976; MOUSTERDE *et al.*, 1979, ROCHA *et al.*, 1996; AZERÊDO *et al.*, 2003).

Segundo alguns autores, no Sinemuriano-Pliensbaquiano há nova fase de *rifting* (RASMUSSEN *et al.*, 1998; KULLBERG, 2000; ALVES, 2002; KULLBERG *et al.*, 2006), enquanto que para outros (WILSON, 1988; SOARES *et al.*, 1993a) só no Oxfordiano é que esta se verifica.

A partir do Sinemuriano, verificam-se condições de formação de uma rampa carbonatada “relativamente estável” que perduraram até ao Caloviano (AZERÊDO, 1993, 1998; AZERÊDO *et al.*, 2003; DUARTE *et al.*, 2004; entre outros).

No início do Jurássico Superior, um rápido aprofundamento acompanhado de sedimentação siliciclástica marca o início de nova fase de *rifting*. Esta nova fase extensiva, durante o Oxfordiano médio e o Berriasiano, é então registada na margem oeste da Ibéria (SOARES *et al.*, 1993a; ROCHA *et al.*, 1996; RASMUSSEN *et al.*, 1998; entre outros) e coincide com a principal fase de subsidência nos sectores central e norte da Bacia Lusitânica (RASMUSSEN *et al.*, 1998; ALVES *et al.*, 2006).

A regressão do Titoniano-Berriasiano marca a última fase de *rifting* (RASMUSSEN *et al.*, 1998; ALVES, 2002; WALLRABE-ADAMS *et al.*, 2005).

### I.3.3. ESTRUTURAÇÃO DA BACIA

O desenvolvimento do *rifting* ocorre na direcção E-W, e logo, o desenvolvimento da Bacia Lusitânica, através da formação de um *half-graben* constituído por falhas normais no lado W do *horst* das Berlengas e falhas lítricas normais e cobertura *roll-over* no lado E.

As falhas hercínicas com direcções NE-SW, NNE-SSW e NNW-SSE foram reactivadas como falhas normais durante esta extensão E-W (RIBEIRO *et al.*, 1990). Mais tarde, durante a compressão N-S relacionada com o “encerramento” do Tétis Oeste, estas zonas de falhas foram reactivadas como rampas laterais e zonas de transferência (*transfer zones*) (RIBEIRO *et al.*, 1996; KULLBERG, 2000).

De um modo simplificado, podem ser evidenciados nesta bacia dois estilos tectónicos dominantes – relacionados por um lado com estruturas halocinéticas e por outro com as falhas acima enunciadas. As estruturas halocinéticas desenvolveram-se onde a série evaporítica do Hetangiano era mais espessa enquanto que as falhas se localizavam nos locais de pequena ou inexistente espessura de evaporitos (RIBEIRO *et al.*, 1979). Contudo, o padrão e relação entre estes estilos tectónicos pode ter sido bem mais complexo, como se evidencia na estruturação interna da bacia (KULLBERG, 2000).

Com efeito, internamente, esta bacia pode ser subdividida em três sectores principais que foram delimitados por falhas e que mostram taxas de sedimentação e de subsidência diferentes (KULLBERG, 2000; KULLBERG *et al.*, 2006) (Fig.I.11). O acidente Lousã-Pombal-Nazaré separa a zona norte da zona central e a Falha do Estuário do Tejo separa a zona central da zona sul (Arrábida) (SOARES & ROCHA, 1984). Desta divisão interna ressalta a importância relativa do acidente Lousã-Pombal-Nazaré que é, segundo alguns autores, uma das estruturas tectónicas mais importantes e complexas da Bacia Lusitânica (ALVES *et al.*, 2006) - ora de cavalgamento para norte e inclinando para sul (RIBEIRO *et al.*, 1996; KULLBERG, 2000) ou normal inclinada para norte (WILSON *et al.*, 1989; GEUS, 1995; RASMUSSEN *et al.*, 1998).

Diferenças nos eventos cronológicos aquando da abertura do Oceano Atlântico nas margens a norte e a sul do acidente Lousã-Pombal-Nazaré (sul, no Jurássico Superior e norte, no Aptiano), podem ter sido responsáveis por *rifting* e subsidência mais tardios na zona norte, explicando-se assim a reactivação extensional de falhas crustais coincidentes com os acidentes hercínicos maiores (RIBEIRO *et al.*, 1996).

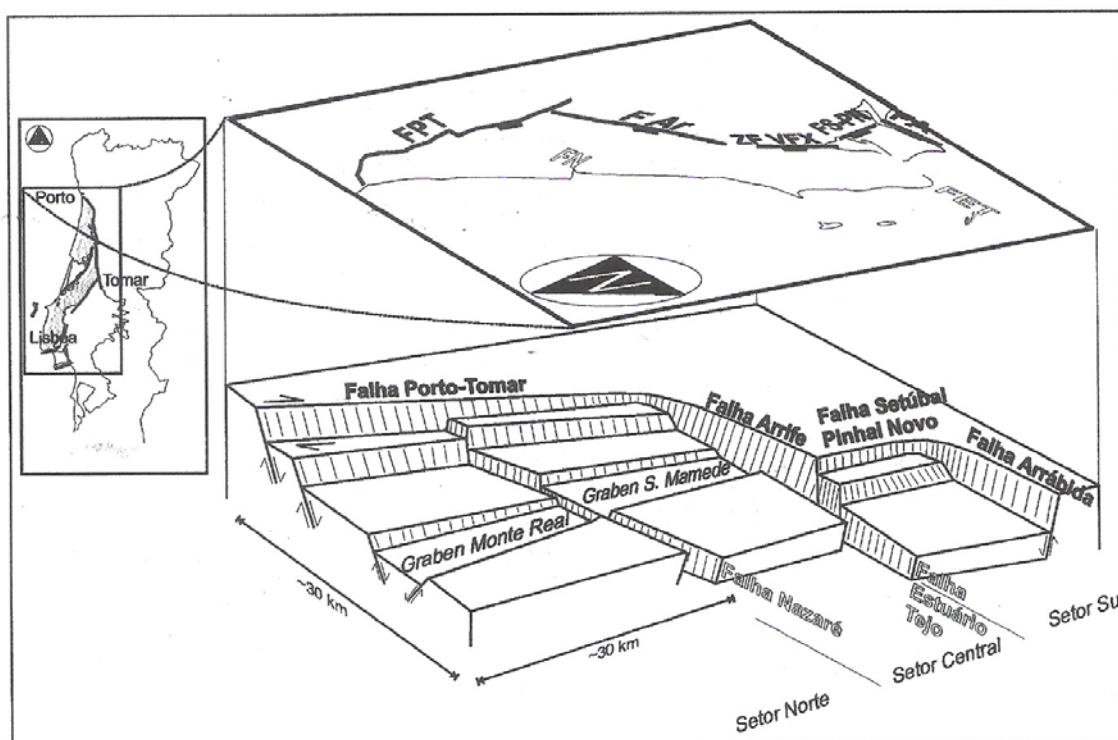


Figura I.11: Modelo tridimensional dos sectores da Bacia Lusitânica e suas principais falhas de extensão N-S, NE-SW, E-W (retirado de KULLBERG, 2000).

Resta saber até que ponto este acidente terá implicado a divisão da margem oeste da Ibéria em duas áreas com diferentes histórias de subsidência. Para MONTENANT *et al.* (1988), BERNARDES (1992) e STAPEL *et al.* (1996), houve a divisão do território em dois domínios de distinta subsidência. Segundo outros autores (KULLBERG, 2000; KULLBERG *et al.*, 2006), existem importantes factores a considerar, que não justificam a atribuição de diferentes taxas de subsidência a sul e a norte do referido acidente – entre os factores estão valores de estiramento total do soco ( $\beta$ ) da mesma ordem de grandeza.

No que respeita às rochas ígneas mesozóicas, elas dominam a sul do acidente Lousã-Pombal-Nazaré e não foram identificadas a norte de Figueira da Foz. São reconhecidas três fases de actividade magmática no Mesozóico (MARTINS, 1991):

- ciclo toleítico, subalcalino, no Jurássico Médio inicial (180-200 Ma);
- ciclo transicional, alcalino, no Cretácico Inferior (130-135 Ma);
- ciclo alcalino no Cretácico Superior (72-100 Ma).

RIBEIRO *et al.* (1979) e MARTINS (1991) referem ainda a actividade ígnea do Pérmico-Jurássico Inferior, distinta do carácter toleítico do primeiro episódio magmático.

#### I.3.4. ESTRATIGRAFIA DO TRIÁSICO SUPERIOR AO JURÁSSICO MÉDIO: NOMENCLATURA, EVOLUÇÃO SEQUENCIAL E PRINCIPAIS FORMAÇÕES.

A respeito da nomenclatura da estratigrafia das séries mesozóicas, particularmente as do Jurássico Médio destacadas neste trabalho, é de salientar a dificuldade em estabelecer um critério único e consensual. As companhias petrolíferas operadoras em Portugal contribuíram significativamente para o conhecimento e divulgação da Bacia Lusitânica mas também usaram termos estratigráficos específicos por vezes muito abrangentes no tempo (exemplos da formação da Brenha e formação de Candeeiros, WITT, 1977).

Trabalhos recentes (AZERÊDO *et al.*, 2003; KULLBERG *et al.*, 2006; REY *et al.*, 2006) tentaram uniformizar o uso dos termos, permitindo um reconhecimento das diferentes formações e sua correlação, através de uma revisão da litostratigrafia e da cartografia com base em novos critérios.

Ao longo do tempo, com destaque para os estudos mais recentes e principalmente para o sector norte da bacia (SOARES & ROCHA, 1984), têm sido propostos quadros sequenciais (megassequências) para o Mesozóico que traduzem as tendências verticais na relação paleoambiental das fácies das séries deposicionais (PALAIN, 1976; SOARES *et al.*, 1985; 1993a,b; SOARES & DUARTE, 1995, 1997; AZERÊDO *et al.*, 2003; DUARTE *et al.*, 2004; entre outros). Estas megassequências, correspondentes a ciclos de 2ª ordem (JACQUIN & GRACIANSKY, 1998; JACQUIN *et al.*, 1998), são delimitadas por descontinuidades de valor regional e são indissociáveis dos processos geodinâmicos que actuaram na formação das sequências sedimentares. As megassequências contêm um valor intrínseco, definindo processos tectono-estratigráficos (eustasia, erosão/deposição, etc) que abarcam períodos de tempo da ordem dos 6-8 Ma.

SOARES & DUARTE (1995) identificaram oito sequências megassequenciais (**A** a **H**) limitadas pelas descontinuidades **D1** a **D9**, para o período Triásico Médio (?) – Caloviano superior:

- D1: Base do Mesozóico;
- D2: Intra-Noriano (?);
- D3a: Hetangiano inferior (termo B2 de PALAIN, 1976);
- D3b: Hetangiano inferior (termos entre B2 e C1 de PALAIN, 1976);
- D3c: Intra-Sinemuriano (passagem entre C1 e C2 de PALAIN, 1976);
- D4: Lotaringiano-Carixiano (megassequências C e D de SOARES *et al.*, 1993a,b, 1995);

- D5a: Toarciano inferior (fronteira entre megassequências D e E de SOARES *et al.*, 1993a, E1 (DUARTE & SOARES, 1993a,b) e MST1 (DUARTE, 1995));
- D5b: Toarciano inferior (fronteira entre megassequências E1 e E2 de DUARTE & SOARES, 1993a,b);
- D6: Aaleniano inferior;
- D7: Bajociano inferior;
- D8: Batoniano inferior-médio;
- D9: Caloviano superior.

No presente trabalho, não nos debruçamos em detalhe sobre as características das formações sedimentares que compreendem todo o preenchimento sedimentar do Mesozóico da Bacia Lusitânica. Para o efeito, chama-se a atenção para os trabalhos de síntese sobre a estratigrafia da Bacia Lusitânica, de valor inestimável: HENRIQUES (1992), CUNHA & REIS (1995), ROCHA *et al.* (1996), DUARTE & SOARES (2002), AZERÊDO *et al.* (2003), KULLBERG *et al.* (2006). Outros trabalhos importantes sobre a paleogeografia da Bacia Lusitânica durante o Jurássico, são os de MOUTERDE & RUGET (1975), MOUTERDE *et al.* (1979), WILSON (1979, 1988, 1989), WATKINSON (1989), AZERÊDO (1993, 1998), entre outros.

Descreve-se apenas, de modo sucinto, o “pacote sedimentar” correspondente ao 1º dos quatro ciclos propostos por WILSON (1989), para o Mesozóico da Bacia Lusitânica (Fig.I.12). O primeiro ciclo em causa é ainda desenvolvido segundo os 8 estádios evolutivos propostos por AZERÊDO *et al.* (2003) – com destaque para o Jurássico Médio (Fig. I.13).

## **1º CICLO: TRIÁSICO-JURÁSSICO MÉDIO**

1. Triásico Superior: com o “abortar” do processo de *rifting*, sem geração de crosta oceânica e com a reactivação dos acidentes hercínicos (RIBEIRO *et al.*, 1979, 1996; SOARES *et al.*, 1993a), foi originada uma topografia irregular onde se depositaram sedimentos aluvio-fluviais terrígenos - “**Grés de Silves**” (PALAIN, 1976) - resultantes de condições de tectónica activa, erosão de relevos e preenchimento de depressões. Lateral e superiormente estes sedimentos passam para sedimentos pelítico-carbonatados e evaporíticos – parte mais inferior das “**Margas de Dagorda**” (CHOFFAT, 1903-1904; PALAIN, 1976). Constituem um alinhamento longitudinal a norte do Tejo. A sul deste rio, na sub-bacia de Santiago do

Cacém, depositaram-se os **Arenitos de Silves**, correlacionáveis com os “Grés de Silves” (AZERÊDO *et al.*, 2003). Trata-se da fase inicial do preenchimento da bacia.

No Baixo Mondego, a Unidade Grés de Silves foi posteriormente subdividida em **Formações de Conraria, Castelo Viegas e Pereiros** (AZERÊDO *et al.*, 2003), anteriormente designadas como “Camadas” (SOARES *et al.*, 1985; ROCHA *et al.*, 1990, 1996).

2. Base do Jurássico: o primeiro evento que testemunha as primeiras condições francamente marinhas na Bacia é marcado pelos depósitos constituintes da **Formação de Pereiros** (megassequência C de PALAIN, 1976), de características lagunares e pericosteiras, de idade Hetangiano e pela parte superior da **Formação de Dagorda** (AZERÊDO *et al.*, 2003) (= Margas da Dagorda, SOARES *et al.*, 1993b), espessa série argilo-evaporítica e cujo topo é também do Hetangiano. Estas formações estão frequentemente interdigitadas (SOARES *et al.*, 1993b).

O **Complexo Vulcano-Sedimentar** que ocorre nas regiões de Setúbal e de Santiago do Cacém com espessura variável, sobrepõe-se à Formação de Dagorda havendo uma superfície erosiva entre eles (MANUPPELLA & AZERÊDO, 1996; AZERÊDO *et al.*, 2003).

3. Liásico Médio e Superior: durante o Sinemuriano superior, com os primeiros depósitos das **Formações de Coimbra, Sesimbra e Água de Madeiros** e da **Formação de Fateota-Santa Cruz**, esta última em Santiago do Cacém, é testemunhada a primeira abertura da bacia ao mar, com a instalação de uma rampa carbonatada, inclinada para ocidente (DUARTE, 1995, 1997; AZERÊDO *et al.*, 2003; DUARTE *et al.*, 2004).

Com a contínua e crescente abertura do mar, a sedimentação carbonatada é representada pelas **Formações de Vale das Fontes, Lemedo, S.Gião e Póvoa da Lomba** (correspondentes às unidades megassequenciais D, E1 e E2 de DUARTE, 1995 e SOARES & DUARTE, 1997). O topo da **Formação de Coimbra** (AZERÊDO *et al.*, 2003) (= Camadas de Coimbra, SOARES *et al.*, 1993a) marca uma importante descontinuidade sedimentar – D4 (SOARES *et al.*, 1993a,b) – nas regiões do Maciço Calcário Estremenho e de Montejunto (AZERÊDO *et al.*, 2003).

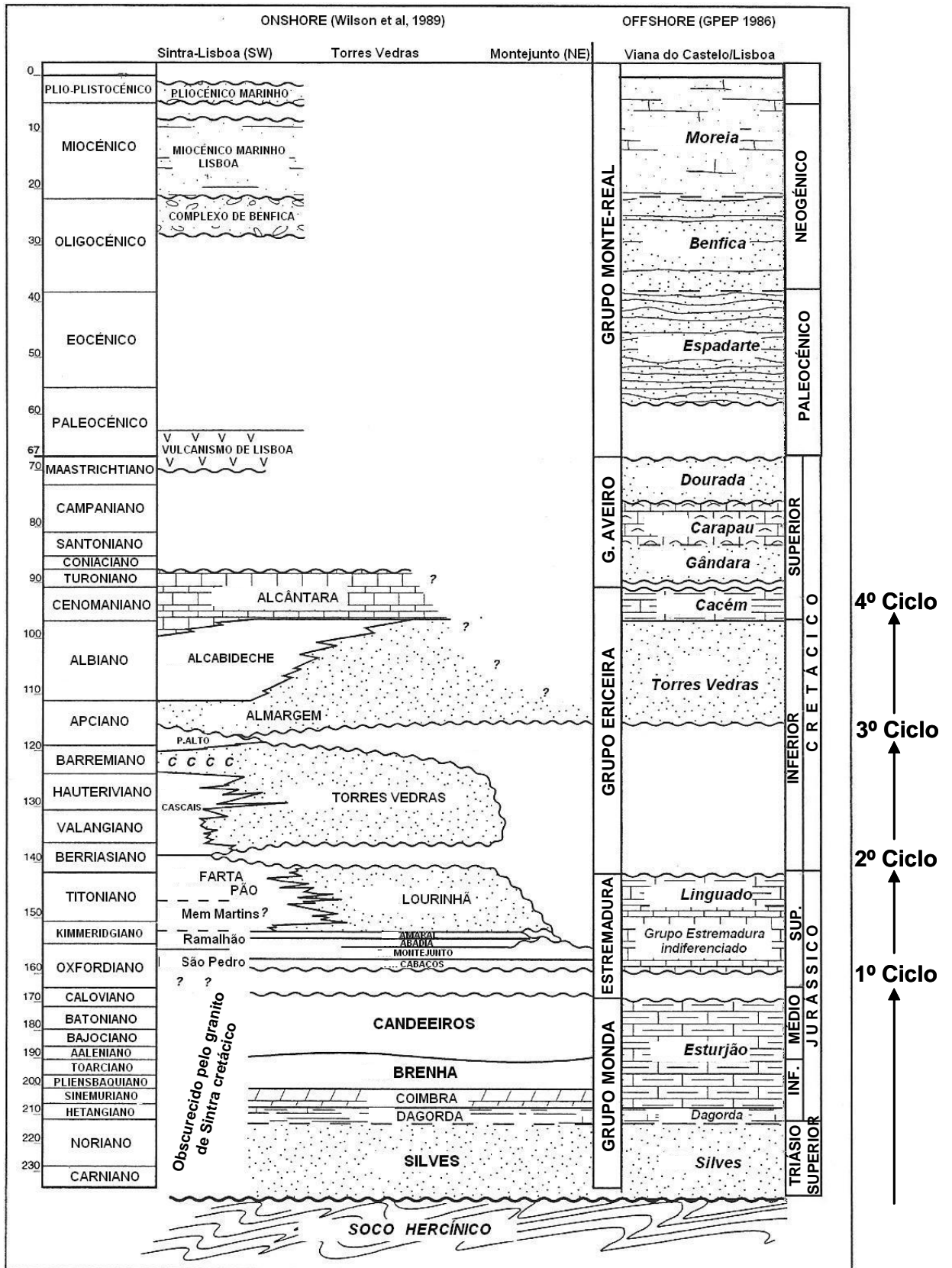


Figura I.12: Esquema relativamente simplificado da estratigrafia do Meso-Cenozóico da Bacia Lusitânica (WILSON *et al.*, 1989; GPEP, 1986) e das bacias a norte (GPEP, 1986) – designação informal das unidades litostratigráficas (retirado de WILSON *et al.*, 1989 e ALVES, 2002).

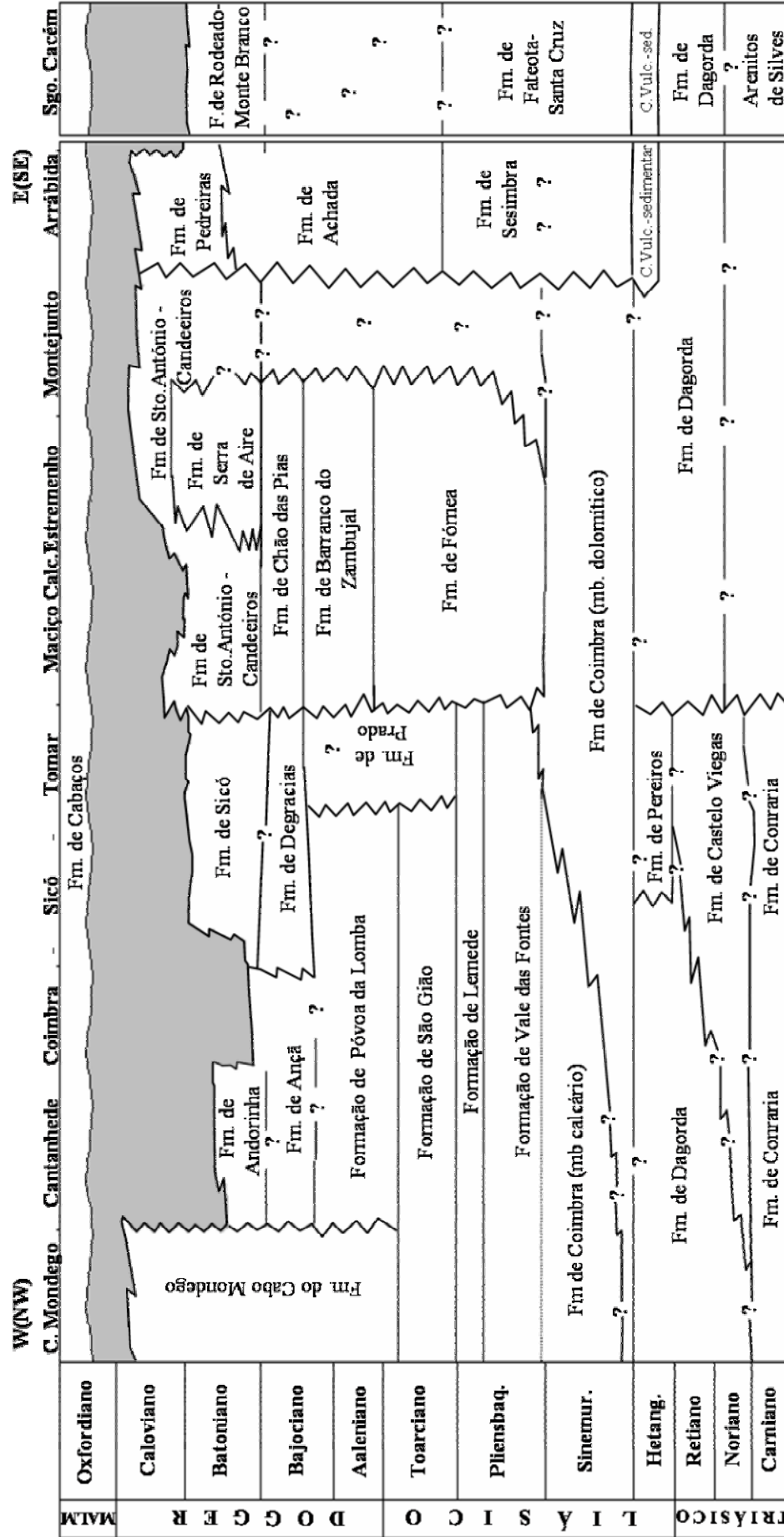


Figura I.13: Quadro representativo das principais unidades litostratigráficas depositadas na Bacia Lusitânica durante o Triásico ao Jurássico Médio (retirado de AZERÉDO *et al.*, 2003)

Uma rampa carbonatada homoclinal suavemente inclinada de SE para NW, caracterizava então a paleogeografia. Todavia, se nalguns sectores se registavam sequências de meio marinho aberto mais profundo, noutros sectores essa profundidade seria menor, como é confirmado pelo carácter proximal dos sedimentos da **Formação de Sesimbra** (MANUPPELLA & AZERÊDO, 1996; AZERÊDO *et al.*, 2003).

4. Toarciano-Aaleniano: após uma fase de regressão relativa no Pliensbaquiano superior, dá-se durante o Toarciano inferior um novo aprofundamento da bacia, com sedimentação margo-calcária, relativamente monótona e rítmica mas onde são registadas também importantes descontinuidades sedimentares de 3ª ordem (DT1 a DT5 de DUARTE, 1997).

Entre as formações destacam-se a **do Prado**, em Tomar e as **de S. Gião e de Póvoa da Lomba** (DUARTE, 1995, 1997; DUARTE & SOARES, 2002). Nas **Formações de S. Gião e de Póvoa da Lomba**, registam-se mecanismos de hidrodinamismo tipo tempestítico-turbidítico e a presença de *mud-mounds* com espongiários siliciosos (DUARTE & SOARES, 1993; DUARTE, 1997; DUARTE *et al.*, 2001, 2004).

Se bem que no Toarciano grande parte dos depósitos seja característica de rampa distal, em Tomar e Peniche verifica-se variação na paleotopografia do fundo marinho com polarização da rampa – zona proximal ( fácies bioclásticas de Tomar) e zona em regime de cone submarino ( fácies detríticas e oopelsparíticas de Peniche) (WRIGHT & WILSON, 1984; DUARTE, 1997; AZERÊDO *et al.*, 2003).

Durante a passagem Toarciano-Aaleniano, acentua-se o decréscimo de espaço de acomodação para os sedimentos (SOARES & DUARTE, 1997; AZERÊDO *et al.*, 2003). A uma sedimentação mais argilosa (**Formação de Fórnea**) seguem-se camadas mais calcárias e mais espessas (topo da **Formação de Barranco do Zambujal**) (MANUPPELLA *et al.*, 2000).

5. Bajociano-base do Batoniano: na generalidade da bacia observa-se uma tendência regressiva relativa com a deposição de fácies cada vez menos profundas e de maior energia – passagem das **Formações de Póvoa da Lomba e de Ançã** para as **Formações de Andorinha e de Sicó** nos sectores de Cantanhede e de Degraças-Rabaçal; sucessão **Formação do Prado – Formação de Degraças – Formação de Sicó**, na região de Sicó-Tomar-Alvaiázere; passagem da **Formação de Chão das Pias** para as **Formações de Serra de Aire e de Sto António-Candeeiros**, na região do M.C.E..

A sedimentação é então caracterizada por cada vez mais frequentes fácies carbonatadas de pequena/média profundidade a E/SE e retracção das fácies mais externas para W/NW (MOUTERDE & RUGET, 1975; WATKINSON, 1989; AZERÊDO, 1993; AZERÊDO *et al.*, 2003). Este tipo de sedimentação ocorreu numa rampa carbonatada em plena progradação, sob regime de relativa estabilidade tectónica, baixa taxa de subsidência, tendência dominante para subida eustática e lenta do nível do mar, clima subtropical e substrato de topografia suavizada mais ou menos uniforme (AZERÊDO, 1993, 1998; AZERÊDO *et al.*, 2003).

As fácies mais externas a W/NW são representadas pela **Formação de Cabo Mondego** (AZERÊDO *et al.*, 2003) (= Calcários e margas do Cabo Mondego, SOARES *et al.*, 1993b; = Grupo de Cabo Mondego, KULLBERG *et al.*, 2006) que apresenta um registo contínuo de associações de amonóides no Jurássico Médio da Bacia Lusitânica.

A sedimentação profunda, durante o Bajociano superior, foi perturbada por episódios de ressedimentação gravítica (Baleal - AZERÊDO, 1988b, 1993 e Cabo Mondego – WATKINSON, 1989) e por *slumping* (região de Ansião-Sicó - ROCHA *et al.*, 1996; KULLBERG *et al.*, 2006) (ver capítulo III), tectonicamente induzidos, indicando um aumento, localizado, no declive da rampa distal (AZERÊDO, 1988b, 1993, 1998; WATKINSON, 1989; AZERÊDO *et al.*, 2003).

Refere-se ainda a ratificação, pelo Comité Executivo da IUGS (*International Union of Geological Sciences*), da proposta feita para estabelecer o andar Bajociano no perfil da Murtinheira como estratótipo (*Global Boundary Stratotype Section and Point*), no Cabo Mondego (PAVIA & ENAY, 1997).

6. Batoniano-Caloviano: estes andares são representados pelas **Formação de Pedreiras**, na região da Arrábida; **Formações de Sto António-Candeeiros e Serra de Aire** no M.C.E., Montejunto e Serra d'El-Rei; **Formações de Sicó e Andorinha** em Cantanhede-Sicó-Tomar; **Formação de Rodeado-Monte Branco** em Santiago do Cacém e **Fm de Cabo Mondego**, na região do Mondego.

Muitas destas formações são traduzidas por espessas sequências de calcários de alta energia (**Fm de Sto António-Candeeiros**), calcários lagunares a perimareais (**Fm de Serra de Aire**) e biostromas (AZERÊDO, 1988a, 1993, 1998; WATKINSON, 1989; MARTINS, 1998a,b; MARTINS *et al.*, 2001) e traduzem uma inflexão no padrão deposicional anterior, relativamente profundo (AZERÊDO *et al.*, 2003).

A inflexão no tipo de fácies ocorreu devido ao equilíbrio entre a taxa de subida relativa da coluna de água e a taxa de sedimentação na rampa interna, que permitiu a progradação do sistema e o incremento consequente da componente de agradação (AZERÊDO, 1993, 1998; AZERÊDO *et al.*, 2003).

No início do Caloviano, no M.C.E., observa-se uma nova retrogradação das fácies mais clásticas, com “rápido” incremento do espaço de acomodação, coincidente com uma subida eustática do nível do mar (variação transgressiva relativa – fácies de meio marinho externo e de transição externo-interno sobrepostas a fácies clásticas de meio interno) (AZERÊDO, 1993, 1998; AZERÊDO *et al.*, 2003). Nos restantes sectores da bacia há também maior expressão das fácies distais (RUGET-PERROT, 1961; MOUTERDE *et al.*, 1972, 1979; ROCHA *et al.*, 1989, 1996).

No Caloviano médio a superior, nota-se novamente a progradação das séries, com fácies distais restringidas ao actual litoral e *offshore*.

As formações **da Brenha e Candeeiros**, termos utilizados pela indústria petrolífera (WITT, 1977) e que abarcam períodos de tempo alargados, traduzem o período de “acalmia tectónica” generalizada:

- **fm da Brenha**: dominada pela alternância de calcários, margas e *shales*, de granulometria fina. Foi definida perto da povoação da Brenha (WITT, 1977; WILSON *et al.*, 1983) e abarca um período de tempo considerável desde o Sinemuriano superior ao Caloviano e traduz deposição geralmente em águas profundas;
- **fm de Candeeiros**: dominada por calcários de plataforma carbonatada depositados em águas menos profundas, em ambiente de rampa interna (ver capítulo II) e que se interdigitam com a formação anterior a partir do Bajociano (WITT, 1977).

7. Passagem Dogger-Malm: já é há muito reconhecida a descontinuidade de âmbito bacinal que afecta a passagem do Jurássico Médio ao Superior na Bacia Lusitânica. Esta descontinuidade corresponde a uma importante lacuna estratigráfica durante, pelo menos, o período que vai do Caloviano terminal ao Oxfordiano inferior (RUGET-PERROT, 1961; RAMALHO, 1971, 1981; RIBEIRO *et al.*, 1979; MOUTERDE *et al.*, 1979; WILSON, 1979; LEINFELDER, 1983, 1993; AZERÊDO, 1993, 1998; SOARES *et al.*, 1993a,b; AZERÊDO *et al.*, 1998, 2000, 2002a,b, 2003).

Esta descontinuidade é marcada por carsificação e laterização (RUGET-PERROT, 1961; RAMALHO, 1971; AZERÊDO, 1993, 1998; AZERÊDO *et al.*, 1998, 2000). São também registados depósitos continentais com vegetais (Montejunto) e formações vermelhas (oeste da Serra de Candeeiros). As litofácies na passagem Dogger-Malm e associações sequenciais resultantes são muito variáveis (AZERÊDO *et al.*, 2000, 2002b).

A parte terminal do Caloviano, a oeste da Bacia, denota deposição em regime marinho batidecrescente (AZERÊDO *et al.*, 2000, 2003). AZERÊDO *et al.* (2000) sugerem a convergência de três processos intrabaciais, aliados ao controlo global para esta descontinuidade:

- regressão relativa acentuada por condicionamento tectónico – *semi-graben* com basculamento para oeste. Nas Bacias Lusitânica e do Algarve há evidências tectónicas de regime compressivo nesta transição (TERRINHA *et al.*, 1998);
- evolução paleoclimática subtil, com passagem de clima mais húmido para clima mais árido;
- interação entre oscilações relativas do nível do mar e factores hidrológico-climáticos, relacionados com os dois aspectos anteriores.

Em AZERÊDO *et al.* (2002b), sugere-se uma regressão forçada (*forced regression*), com pequenas flutuações relativas do nível do mar, precedendo a formação da descontinuidade bacinal .

O Jurássico Superior é caracterizado pela diferenciação da bacia em sub-bacias (WILSON, 1988, 1989), provocando uma importante variação lateral de fácies sedimentares (de carácter detrítico, carbonatado e misto). É a partir deste período que a Bacia constitui uma província halocinética (se bem que movimentos halocinéticos tenham ocorrido já no Jurássico Médio (GUÉRY, 1984; KULLBERG, 2000), com máximos de subsidência nos eixos inter-diapíricos (REIS *et al.*, 1992).

No Cretácico dominam as fácies terrígenas, embora haja deposição carbonatada em algumas regiões (Sintra-Cascais, RAMALHO, 1971, 1981). A bacia foi colmatada nos finais do Cenomaniano (REY *et al.*, 2006).

## **I.4. OS MACIÇOS DE CONDEIXA–SICÓ–ALVAIÁZERE: ENQUADRAMENTO LOCAL.**

### **I.4.1. TRABALHOS ANTERIORES.**

Como suporte para a descrição das principais unidades morfoestruturais, litostratigrafia e tectónica da região de Condeixa-Sicó-Alvaiázere, em estudo, destacam-se os trabalhos de RUGET-PERROT (1961), SOARES & ROCHA (1984), SOARES *et al.* (1986), CUNHA (1988), HENRIQUES (1995), DUARTE (1995), ROCHA *et al.* (1996), KULLBERG *et al.* (2006), entre outros. A informação contida nas cartas geológicas 1:50.000 do Instituto Geológico e Mineiro (folhas 19-C-Figueira da Foz e 23-A-Pombal) bem como em levantamentos geológicos à escala 1:25.000 (inéditos, da autoria de G.Manuppella), também foi utilizada.

É muito extensa a bibliografia sobre a evolução e preenchimento sedimentar da Bacia Lusitânica. Destacam-se aqui sobretudo os trabalhos realizados sobre a região de Condeixa-a-Nova-Pombal-Alvaiázere, mais precisamente sobre a investigação das séries do Jurássico Médio. Nos parágrafos finais apresentam-se igualmente outras referências bibliográficas consultadas, com destaque para algumas fundamentais para a execução deste trabalho.

Segundo RUGET-PERROT (1961), os primeiros trabalhos geológicos envolvendo a região estudada, iniciaram-se ainda no século XIX, com as primeiras referências geológicas precisas às cadeias que se estendem de Pombal a Condeixa-a-Nova (SHARPE, 1850).

Um segundo período, ainda no século XIX, está relacionado com a criação, em 1857, dos Serviços Geológicos de Portugal. Referem-se, assim, os primeiros trabalhos importantes de CHOFFAT (1880, 1908) - sobre os terrenos do Lias e do Dogger a norte do Tejo e na região de Tomar - e de CHOFFAT (1927) com a obra “Cartas e cortes geológicos nos distritos de Coimbra e Leiria”.

Num terceiro período, já dos anos 30 aos anos 60, vários investigadores e equipas começaram a desenvolver trabalhos importantes sobre a região estudada, mas não necessariamente sobre o Jurássico Médio. Os primeiros trabalhos são de ROBBINS (1950), DURENSOY (1961), DUPLAN (1963) e BAILLEAU (1965), nas regiões de Tomar-Ansião-Pombal.

RUGET-PERROT (1955 e 1957) estudou o Dogger a norte do Tejo, nomeadamente em Rabaçal, mas só em 1961 (RUGET-PERROT, 1961) apresenta a obra, ainda hoje largamente consultada, onde exaustivamente abordou o que designou por “*Affleurements Orientaux*” – destacam-se os cortes de Degracias, da Estrada Pombal a Ansião (que se tentou “reproduzir” grosseiramente nesta tese – Anexo I) e da região de Tomar (Alvaiázere).

Nos anos de 1961 e 1962, a então Companhia dos Petróleos de Portugal (C.P.P.) abordou a região de Pombal e sul do Mondego com o intuito de avaliar o seu potencial petrolífero. Destacam-se os trabalhos de SEIFERT (1961), GOMES (1962) e de AGUIAR & RICHE (1962). Nos dois últimos apresentaram-se cortes geológicos na região de Pombal, respectivamente na zona de Barrocal e zona de Covão da Silva. É de referir a elevada qualidade e pormenor dos cortes executados bem como das conclusões retiradas. Parte destes cortes já não são executáveis devido à elevada densidade populacional da área.

MOUSTERDE & RUGET (1967), estudaram o Lias da região de Alvaiázere, nomeadamente ao longo da estrada Mata de Cima até Pé da Serra, com referência ao Aaleniano. No mesmo ano, MOUSTERDE *et al.* (1967) abordaram o Lias da região de Tomar mas não particularizam o Dogger limitando-se a referir a existência de “...calcários bioclásticos ou oolíticos de tipo Dogger”.

Nos anos 70 podem-se referir os trabalhos de natureza tectónica de ROSSET *et al.* (1971) e de ROSSET & MOUSTERDE (1971), nas regiões de Tomar e Alvaiázere. No entanto, na segunda referência bibliográfica já são referidos depósitos em Ateanha, com referência a “...brèche visible sur le flanc oriental de l’Ateanha...”. HALLAM (1971) fornece uma síntese das fácies do Lias, nas áreas da região Condeixa-Pombal, da Bacia Lusitânica.

É com a equipa de A. F. Soares que se iniciam as primeiras tentativas de sintetizar os dados de modo estabelecer a sedimentação jurássica na Orla meso-cenozóica ocidental e mais especificamente na zona de Coimbra-Pombal e o estabelecimento de uma nomenclatura estratigráfica para as formações encontradas e definidas – SOARES *et al.* (1985, 1986, 1988) – bem como o uso do termo “Calcários de Sicó”. SOARES *et al.* (1993a e b) sintetizam um quadro importante das formações no sector setentrional da Bacia Lusitânica.

Nos finais dos anos 90, CUNHA (1988) apresentou o seu trabalho geomorfológico sobre “As Serras Calcárias de Condeixa-Sicó-Alvaiázere”, abordando resumidamente a geologia e a tectónica de toda esta região, ambas importantes para a caracterização da geomorfologia. Constitui uma obra de referência que permitiu a melhor individualização

dos sectores a explorar e a escolha, geomorfologicamente mais adequada, das séries a abordar.

Mais recentemente, DUARTE (1991, 1994, 1995, 1997) e DUARTE *et al.* (2001), caracterizaram os terrenos do Toarciano, em toda a Bacia Lusitânica, com destaque para a região abordada por este trabalho; destacam-se ainda os trabalhos de HENRIQUES (1992, 1995) para os andares Aaleniano-Bajociano da região estudada.

Ainda nos anos 90 foram feitos outros estudos importantes, destacando-se ROCHA *et al.* (1996), num projecto comunitário mais amplo (financiado pela União Europeia - MILUPOBAS – “Multidisciplinary Studies on the Lusitanian and Oporto Basins”) no qual foi abordada, sobre vários aspectos, a evolução das Bacias Lusitânica e do Porto. É no relatório deste projecto que se propõem, pela primeira vez, designações mais específicas para as formações individualizadas no norte e centro da região estudada. É também inserido neste projecto comunitário que RIBEIRO *et al.* (1996), em “Tectonics of the Lusitanian Basin”, aborda os “elipsóides de deformação” na região de Condeixa-Pombal-Ansião e refere a importância do acidente tectónico da Falha da Nazaré.

Os trabalhos de MARTINS (1998a,b) abordam a região de Tomar, nomeadamente a área de Agroal e a região de Alvaiázere (Bofinho), sob o ponto de vista do estabelecimento das litofácies e conhecimento micropaleontológico em dois cortes de séries do Jurássico Médio. É também nesta altura que MACHADO & MANUPPELLA (1998) apresentam uma primeira correlação entre as formações do Jurássico Médio no M.C.E. e as formações preliminarmente estabelecidas para a região estudada.

Nos anos 2000/2001, destacam-se:

- a avaliação do sistema aquífero Sicó – Alvaiázere, em ALMEIDA *et al.* (2000), com referências aos principais alinhamentos tectónicos desta região;

- o relatório no âmbito do projecto PRAXIS XXI, AZERÊDO *et al.* (2000), onde se aborda a passagem Jurássico Médio-Jurássico Superior na Bacia Lusitânica e onde se reavalia parte da série do Barrocal (Pombal), com referências ao Caloviano;

- o estudo de estruturas organo-sedimentares em calcários da região em apreço, nomeadamente em Alvaiázere e Aroeiras (base da Serra de Sicó-a leste de Pombal), apresentado por MARTINS *et al.* (2001);

- o trabalho de DUARTE & SOARES (2002) sobre o Liásico português, envolvendo igualmente a área em estudo.

Os trabalhos mais recentes sobre o Dogger, efectuados nesta região e de que se tenha conhecimento, envolveram o autor deste trabalho e abordaram os depósitos de natureza pedogénica estudados agora com mais detalhe – MARTINS *et al.* (2003, 2004).

Entretanto também foram publicadas pelos Serviços Geológicos de Portugal (actual Instituto Geológico e Mineiro), as cartas geológicas, na escala 1:50.000, de Pombal (23A) (MANUPPELLA *et al.*, 1978) e Figueira da Foz (19C) (ROCHA *et al.*, 1981). Mais recentemente é publicada a carta geológica revista de Figueira da Foz (19C). Destaca-se por fim a carta geológica de Coimbra (19D) (SOARES *et al.*, 2005) que se encontra já disponível mas sem notícia explicativa.

De âmbito mais geral e no domínio das investigações das séries carbonatadas do Jurássico Médio refere-se a importância das obras de MANUPPELLA *et al.* (1985), AZERÊDO (1988a,b, 1993, 1998, 1999), WATKINSON (1989), AZERÊDO *et al.* (1998, 2000, 2002b, 2003 e 2004). Os trabalhos desta última investigadora, que tem vindo a abordar as séries carbonatadas do Jurássico Médio, sobretudo as de rampa interna, na Bacia Lusitânica, serão referência constante nesta obra.

#### I.4.2. UNIDADES MORFO-ESTRUTURAIIS

Esta região corresponde, grosseiramente, ao alinhamento dos maciços calcários “competentes” do Jurássico Médio, que constituem as maiores elevações. O limite setentrional da região estudada corresponde ao vértice geodésico da Sr<sup>a</sup> do Circo e o limite meridional ao vértice geodésico de Alvaiázere (Fig. I.14). Estes maciços correspondem a uma unidade geomorfológica, composta, de norte para sul, pelas serras setentrionais e por uma fila de relevos orientados NNE-SSW e com altitudes crescentes (Sr<sup>a</sup> do Circo com 406 metros, Serra do Rabaçal com 532 metros, o Planalto de Degraças-Alvorge com 300 metros e a Serra de Sicó com 553 metros). Na parte oriental da região (Sector Oriental, ver capítulo II), os cimos também vão aumentando de cota de norte para sul (Castelo do Sobral com 347 metros, Serra do Mouro com 447 metros, Serra de Ariques com 533 metros e Serra de Alvaiázere com 618 metros).

#### I.4.3. LITOSTRATIGRAFIA.

Na Fig. I.15 apresenta-se um mapa geológico relativamente detalhado, adaptado de CUNHA (1988).

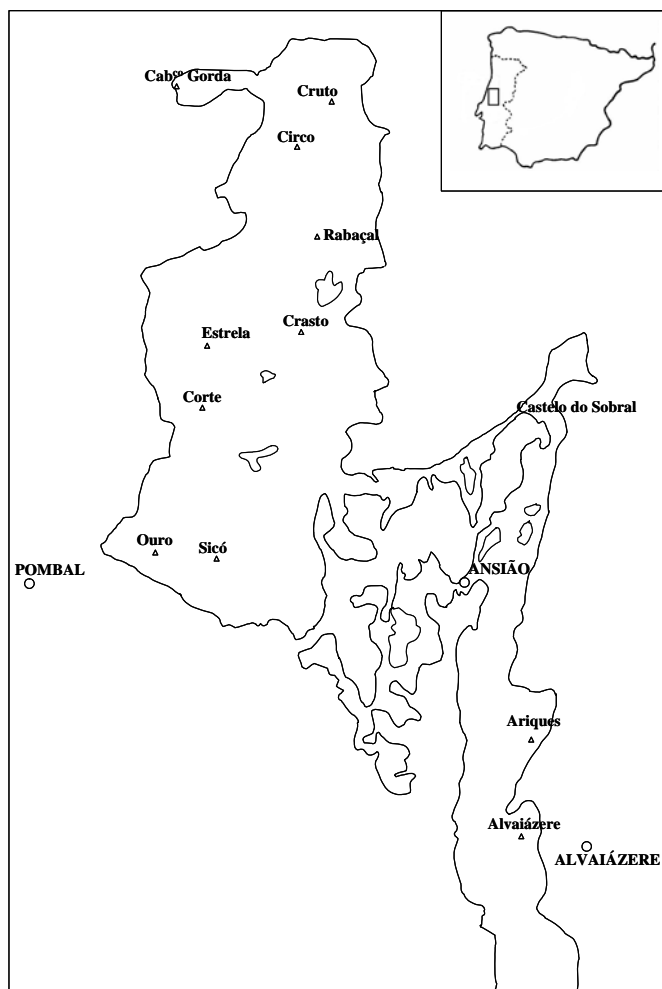


Figura I.14: Mapa representativo da “mancha” de calcários do Jurássico Médio que constituem o alinhamento dos maciços calcários e respectivas povoações e marcos geodésicos.

#### I.4.3.1. PRECÂMBRICO <sup>1</sup>E PALEOZÓICO

Na região estudada, estabelece-se o contacto entre as Zonas Centro-Ibérica e de Ossa Morena do Maciço Hespérico. Esse contacto é feito através do importante acidente tectónico, de orientação sensivelmente meridiana, Falha Porto-Tomar-Badajoz (RIBEIRO *et al.*, 1979). O rebordo do Maciço Hespérico a leste do mapa é marcado pela presença das rochas do **Complexo Cristalofílico**, composto por xistos e micaxistos, dobrados e cortados por veios e filões de quartzo e pela presença, mais a Oriente, do **Complexo Xistograuváquico** ante-ordovícico. Destacam-se também os xistos e quartzitos ordovícicos da Zona Centro-Ibérica e os xistos precâmbricos da Zona de Ossa-Morena, bem como gneisses, micaxistos e quartzitos negros do Precâmbrico da Zona de Ossa-Morena.

<sup>1</sup> Utiliza-se o termo informalmente

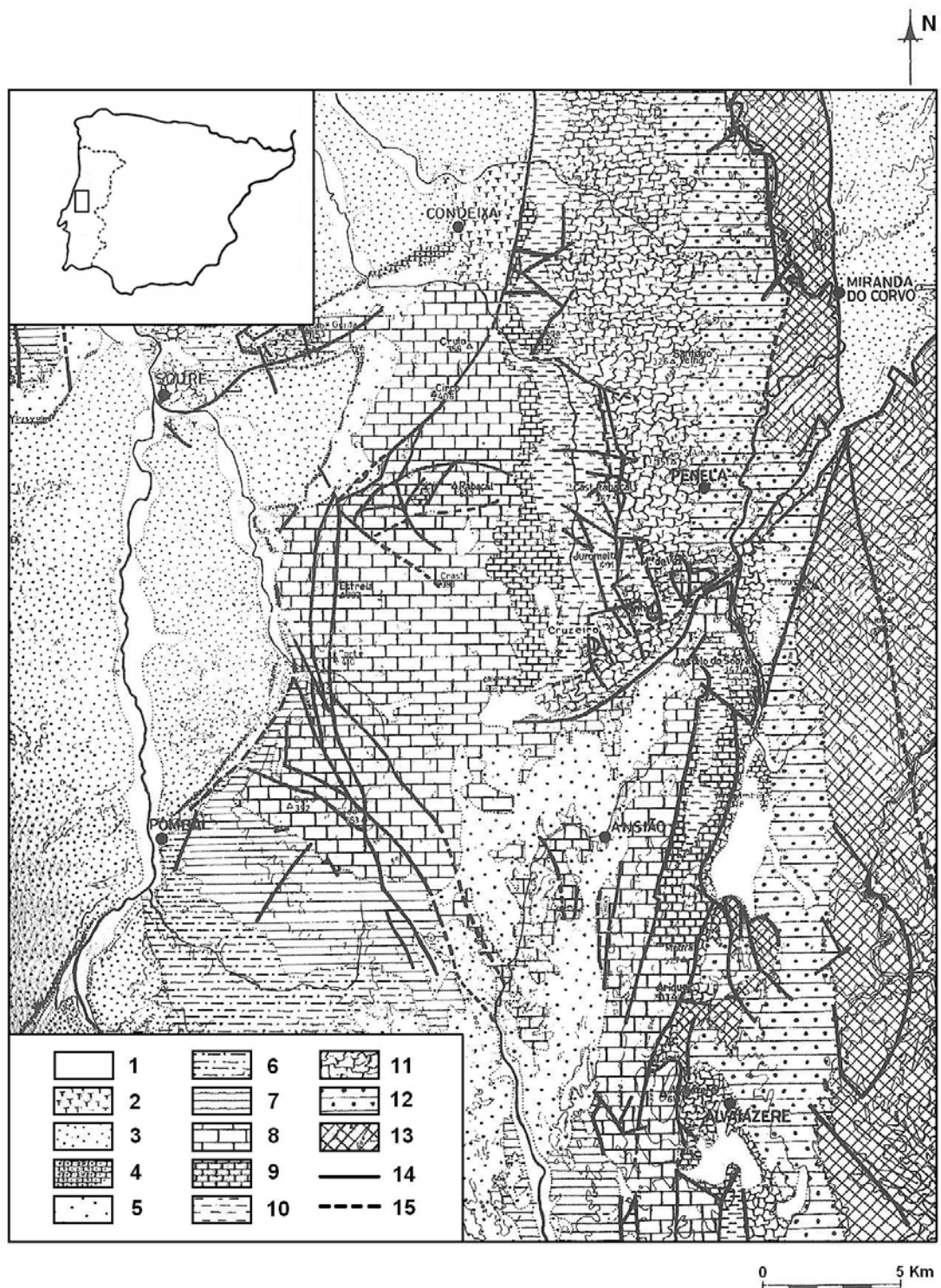


Figura I.15: Mapa geológico do sector Condeixa-Sicó-Alvaiázere estudado (retirado de Cunha, 1988): 1-formações superficiais (Quaternário); 2-Tufos calcários (Quaternário); 3-Grés e argilas (Cretácico Superior a Pliocénico); 4-“Calcários apinhoados da Costa de Arnes” (Cretácico Médio); 5-Arenitos do Carrascal; 6-Arenitos finos (Kimmeridgiano-Portlandiano); 7-Calcários margosos e margas (Oxfordiano-Kimmeridgiano); 8-Calcários (Bajociano-Batoniano); 9-Calcários margosos; 10-Margas e calcários margosos (Liásico Médio e Superior); 11-Dolomias e calcários dolomíticos; 12-“Grés de Silves” (Triásico-Hetangiano); 13-Rochas xistosas (Precâmbrico e Paleozóico); 14-Falha; 15-Falha provável.

#### I.4.3.2. MESOZÓICO

##### I.4.3.2.1. TRIÁSICO-JURÁSSICO

Inicia-se pela unidade tradicionalmente conhecida como **Grés de Silves**, constituída por conglomerados, microconglomerados, arenitos e argilitos. Constitui a série de PALAIN (1976), reconhecendo-se nela os termos A1, A2 e B1; a **Formação de Pereiros**, de natureza laguno-lacustre, corresponde aos termos B2, C1 e C2 (PALAIN, 1976; SOARES *et al.*, 1986). Nos **Grés de Silves** foram individualizadas as **Formações de Conraria** e de **Castelo Viegas** (ROCHA *et al.*, 1990, 1996; AZERÊDO *et al.*, 2003).

Em parte interdigitada com as formações acima, em parte suprajacente, destaca-se também a **Formação de Dagorda** (AZERÊDO *et al.*, 2003), constituída por pelitos e margas, com níveis de gesso, sal e carbonatos locais, do Hetangiano.

Segue-se, em continuidade, a **Formação de Coimbra** (AZERÊDO *et al.*, 2003) em série espessa (entre 100 e 200 metros de espessura), de limites inferiores e superiores de delimitação difícil, composta por calcários dolomíticos e dolomias, com intercalações argilosas, margosas ou calcárias, de idade Sinemuriano a Carixiano inferior (SOARES *et al.*, 1985).

Suprajacente à Formação de Coimbra, foi depositada uma série espessa, calcomargosa, composta por calcários, calcários margosos e margas, em camadas pouco espessas. Todo o conjunto corresponde às **Formações de Vale das Fontes** (idade Pliensbaquiano), **de Lemele** (idade Domeriano superior-base do Toarciano) e **de S. Gião** (idade Toarciano inferior-superior) (DUARTE & SOARES, 2002). Esta espessa série calcomargosa, depositada durante o intervalo Pliensbaquiano-Toarciano, diminui a sua espessura e aumenta o carácter carbonatado de norte para sul e de oeste para leste (DUARTE & SOARES, 2002). Ela é também responsável por uma topografia de relevo baixo dada a fraca resistência à erosão.

O Aaleniano é caracterizado por uma variação regional de espessura e litologia de região para região. Nesta região (constituindo a **Formação de Póvoa da Lomba** in DUARTE & SOARES, 2002) é mais calcário, variando de espessura de 50 a 60 metros em Condeixa a 35 a 45 metros em Alvaiázere (HENRIQUES, 1992).

Os andares Bajociano e Batoniano, cuja sigla J<sup>2</sup>ab nas cartas geológicas indica a dificuldade na sua separação, são representados por uma série espessa de calcários margosos e calcários puros e compactos, que constituem, respectivamente, nesta região, a **Formação de Degracias** e a **Formação de Sicó** (AZERÊDO *et al.*, 2003).

O corte geológico efectuado por RUGET-PERROT (1961), no Vale da Grota, com calcários beijos sublitográficos que passam superiormente a calcários oolíticos e pseudoolíticos, mostra uma espessura de cerca de 270 metros de espessura, sendo 220 metros para o Bajociano. Noutros locais da região o Batoniano chega a ter 150 metros de calcários puros, calciclásticos, oolíticos ou sublitográficos.

Nesta região apenas é referida pontualmente a possível existência do Caloviano (ver também Capítulo VI):

- RUGET-PERROT (1961), no corte efectuado na antiga Estrada Pombal-Ansião, entre os quilómetros 34 e 36, referiu como “provisoriamente” calovianos, “calcários com pequenas algas e raros braquiópodes (*Terebratula* gr. *intermedia* SOW)”;
- os últimos depósitos do Dogger observados em locais como Pombal, Vicentes, Barrocal, Covão da Silva, Vérigo e Monte de Vérigo, por AGUIAR & RICHE (1962), foram classificados como Dogger *sensu lato*, portanto não confirmados como Caloviano;
- no estudo do Corte do Barrocal, GOMES (1962), também atribui ao Dogger indiferenciado, os primeiros “calcários beijos claros finamente gravelosos e cristalinos”; numa revisão do mesmo corte, AZERÊDO *et al.* (2000), atribuem datação de possível Caloviano aos calcários de base: intrapelmicrites, dismicrites, pel-intrasparites com lamelibránquios, gastrópodes, *Trocholina* sp. e *Nautiloculina* sp.;
- MARTINS *et al.* (2001), na área de Aroeiras, base da Serra de Sicó, observaram calcários clásticos grosseiros, intra-bioclásticos, com *Trocholina* spp. que constituíam as últimas camadas antes da descontinuidade Dogger-Malm aí observada e que poderão corresponder ao Caloviano.

Ainda relativamente a estudos mais recentes, em ROCHA *et al.* (1996) e KULLBERG *et al.* (2006), é apresentada uma subdivisão das unidades dos calcários do Jurássico Médio na região de Sicó, com a individualização de formações, nomeadamente, da base para o topo: **Calcários de São Gião** (equivalentes à Formação de S.Gião em DUARTE & SOARES, 2002), **Formação de Poço Central** (equivalente à Formação de Póvoa da Lomba de DUARTE & SOARES, 2002) e **Formações de Casmilo, Sr<sup>a</sup> Estrela, Corte e Sabugueiro**.

Também se refere a contribuição de MACHADO & MANUPPELLA (1998) (ver I.4.1), de que resultou a definição, para a região em estudo, de três unidades informais que são, da base para o topo: **Calcários com nódulos de Sílex de Degracias, Calcários de Vale de**

**Couda-Ramalhais** e **Calcários de Sicó**. Estas unidades foram correlacionadas, respectivamente, com as unidades do M.C.E., **Calcários com nódulos de sílex de Chão das Pias**, **Calcários do Codaçal** e **Calcários de Aire**.

O início do Malm é caracterizado pelas **Formações de Cabaços** (ROCHA *et al.*, 1996 *sensus* ATROPS & MARQUES, 1988) e de **Montejunto** (ATROPS & MARQUES, 1988), do Oxfordiano médio e superior, com espessuras até 180 metros, compostas por calcários, calcários margosos e margas, com alternância rítmica. Estes depósitos do Jurássico Superior encontram-se bem expostos nas imediações de Pombal, na nova IC8 (Ansião-Figueira da Foz). Sobrepõe-se-lhes a **Formação de Abadia** (ROCHA *et al.*, 1996) (= Complexo marinho salobro *pars* MOUTERDE *et al.*, 1972) de espessura até 50 metros, atribuída ao Kimmeridgiano inferior, sendo composta por margas e calcários margosos, alternantes com argilas e grés fino e ocasionais bolsadas ligníticas.

Todo este conjunto de camadas do Malm é paralelizável com as unidades locais **Calcários de Ramalhais** e **Margas gresosas e margo-calcárias de Abiúl** (SOARES *et al.*, 1988; CUNHA, 1988). Suprajacente surge uma formação de arenitos finos e micáceos, com intercalações argilosas e margosas, do Kimmeridgiano médio e superior e Titoniano, em parte equivalentes laterais dos **Arenitos superiores** (SOARES *et al.*, 1985) ou **Arenitos de Boa Viagem** (SOARES *et al.*, 1985), estes bem patentes no sector Ocidental da bacia (região de Figueira da Foz).

#### I.4.3.2.2. PÓS-JURÁSSICO

As formações pós-jurássicas desta região são constituídas por:

- materiais gresosos cretácicos (Sabugueiro, por exemplo), como os **Arenitos do Carrascal** e os **Arenitos finos de Lousões**;
- materiais calcários cretácicos, como os **Calcários apinhoados da Costa de Arnes** (SOARES *et al.*, 1986; CALLAPEZ, 1998);
- materiais terciários constituindo a **Formação argilo-gresosa e conglomerática da Sr<sup>a</sup> do Bom Sucesso**.

A estes sedimentos sobrepõem-se, em lacuna com discordância, os sedimentos quaternários que compreendem os tufos calcários, os depósitos gresosos de remeximento e de derrame, os de vertente, os de terraço e os aluviões modernos (CUNHA, 1988).

#### I.4.4. TECTÓNICA

Em termos estruturais, na região estudada, destaca-se o grande acidente que constitui a Falha Porto-Tomar-Badajoz (zona de cisalhamento), cujos afloramentos mesozóicos acompanham em bandas paralelas, numa direcção meridiana. Estes alinhamentos são cortados por falhas com várias orientações que resultam numa tectónica complexa (Fig. I.15) relacionada com a cobertura mesozóica mas igualmente com a herança hercínica do soco (RIBEIRO *et al.*, 1996).

Assim, a tectónica essencialmente de fracturação foi condicionada principalmente pelos movimentos da Orogenia Alpina. Esta fracturação é acompanhada por alguns dobramentos com elas relacionados como os anticlinais de Cabeça Gorda, Serra do Rabaçal e Torre de Vale de Todos, numa direcção ENE-WSW (CUNHA, 1988).

Nos alinhamentos de fracturação são reconhecidas as direcções da fracturação tardi-hercínica N-S, ENE-WSW, NNE-SSW, NW-SE e E-W (MANUPPELLA *et al.*, 1978; RIBEIRO *et al.*, 1979, 1996):

- N-S, limitando a oeste o Planalto de Degracias e a grande falha da Senhora da Estrela com soerguimento de 200 metros e a leste, Monte de Vez e Alvaiázere, estes dois últimos também influenciados por um conjunto de falhas transversais e onde se verifica uma escarpa oriental de 250 metros em Alvaiázere;
- ENE-WSW, marcada no anticlinal de Torre de Vale de Todos;
- NNE-SSW, marcada pelo acidente das serras do Circo, Cruto e Alconcere e o *graben* de Tapéus e afectando também as regiões de Alvorge, NE de Redinha e Pombal. A Serra do Circo constitui um relevo resultante de uma estrutura em *demi-horst* e a sua escarpa de falha atinge 100 metros de altura (CUNHA, 1988); outras falhas transversais (NNW-SSE e NW-SE) afectam esta área dividindo-a em blocos (Fig.I.16);
- NW-SE, marcada pela importante escarpa que limita a nordeste a Serra de Sicó (Fig.I.17) e que destaca a falha de Degracias e as falhas da região de Santiago da Guarda. A Serra de Sicó possui uma forma grosseiramente triangular com limites condicionados a NE, NW e SW. É a vertente a NE que constitui a escarpa de falha com cerca de 150 metros de altura, com basculamento do bloco levantado para SW. Outras falhas transversais a esta vertente, de direcção N-S e NNE-SSW, criam uma área instável entre os vértices de Sicó e de Ouro;

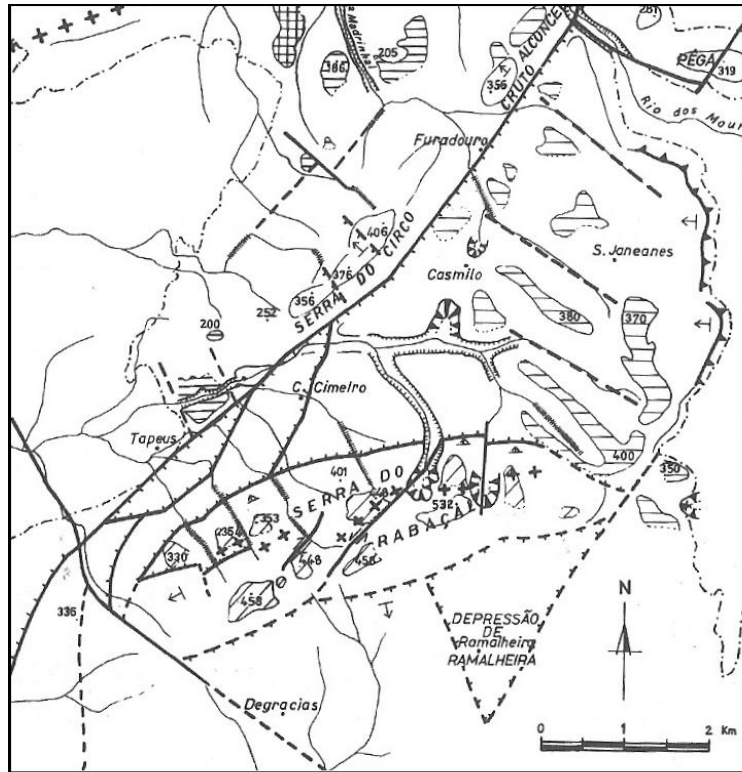


Figura I.16: Principais alinhamentos tectónicos do Sector Norte da região estudada (retirado de CUNHA, 1988).

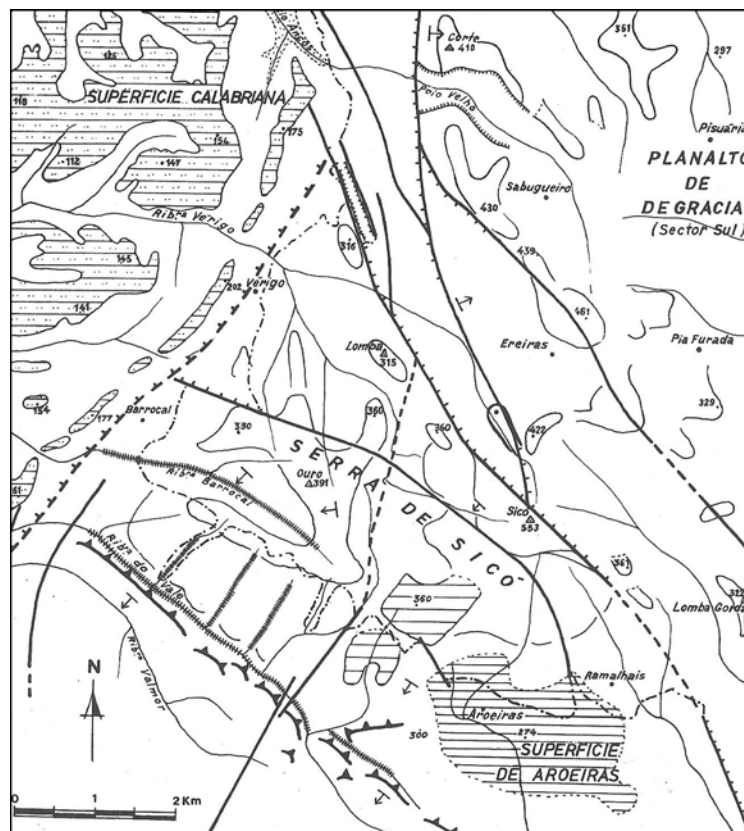


Figura I.17: Principais alinhamentos tectónicos no Sector Sul da região estudada (retirado de CUNHA, 1988).

- E-W, representando falhas de grande extensão encontrando-se sobretudo a norte da Serra do Rabaçal e a sul de Pousadas Vedras.

## **CAPÍTULO II**

### **METODOLOGIA DE ESTUDO; CLASSIFICAÇÕES, TERMINOLOGIAS E CRITÉRIOS**

#### **II.1. METODOLOGIA DE ESTUDO**

Neste trabalho, seguiu-se o método “estratonómico”(BROOKFIELD & BRETT, 1988), segundo o qual “é desejável e mais promissor estudar camadas individuais e estratos em grande detalhe de modo a compreenderem-se os processos dinâmicos que geraram a estratificação”.

Assim, fez-se o reconhecimento e a individualização das litofácies presentes na região, através da combinação dos estudos meso/macrocópicos com os estudos microscópicos – abordagem multi-escalar. As associações das litofácies, ocorrendo natural e repetitivamente nas séries, permitiram a interpretação dos processos que as formaram, os subambientes deposicionais onde ocorreram e a reconstrução final do sistema deposicional onde se desenvolveram.

Apesar da generalidade dos estudos mais recentes se concentrarem na Estratigrafia Sequencial das bacias, é de assinalar que, ao nível de certas bacias e ao nível de períodos de tempo geológicos específicos, certos fenómenos correspondem a eventos muito localizados no tempo e/ou no espaço, com nenhuma utilidade em correlações regionais mais amplas e que a abordagem sequencial não detecta, apesar de importantes (AZERÊDO *et al.*, 2004) (Capítulo VI). A abordagem escolhida neste trabalho tem a capacidade de identificar este tipo de fenómenos, importantes para a caracterização adequada dos sistemas deposicionais.

O estudo analítico processou-se nos seguintes domínios:

- análise mesoscópica e macroscópica dos estratos e das estruturas sedimentares, através de trabalho de campo, mediante a realização de vários cortes geológicos (Anexo I);

- análise microscópica através de estudo petrográfico em luz transmitida e estudo micropaleontológico apenas em lâmina delgada (uma vez que não existem níveis de litologia desagregável);

- estudo de testemunhos de uma sondagem (Sicóx), directo e indirecto (com a realização de lâminas delgadas), e de lâminas correspondentes aos cortes de Sicó e Lopes & Gonçalves (Pedreira da Iberobrita actual);

- análise de argilas (pontual, de interleitos argilosos associados a calcários pedogénicos);

- diversos.

### II.1.1. TRABALHO DE CAMPO

A primeira abordagem de campo foi o reconhecimento regional global, para selecção dos afloramentos mais adequados para a execução de cortes-padrão.

Na região abundam locais de vegetação densa, onde recentemente se desenvolveu intensa construção (Barrocal) ou onde a carsificação foi muito intensa (CUNHA, 1988; LIGA DE AMIGOS DE CONIMBRIGA, 1996). A intensa vegetação impediu muitas vezes o seguimento lateral e vertical das séries carbonatadas impedindo, assim, nessas zonas, a realização de cortes sistemáticos.

Relativamente à intensa carsificação, com a formação de “lapiás-em-agulha”, “lapiás-em-mesa” e “buracas”, foi provavelmente a causa mais impeditiva de uma correcta visualização macroscópica das estruturas sedimentares dos calcários da região. Esta carsificação não se desenvolveu apenas no topo das serras mas igualmente nos vales (Vale de Poios, Vale dos Covões) e nas encostas (Ramalhais, Sicó (Flanco NE)), traduzindo-se no alisamento superficial dos estratos e parecendo aumentar a espessura das camadas (aumento aparente), especialmente dos calcários micríticos e pelmicríticos (litofácies 9 – ver Capítulo III).

Além desta intensa carsificação, refere-se igualmente a raridade de pedreiras, em comparação com as presentes a sul, no M.C.E.. Com efeito, reconheceram-se apenas as pedreiras de Sicóx (estudada na sondagem aí efectuada) e Iberobrita - em laboração - e a pedreira abandonada perto do vértice geodésico de Melriça (estudada no corte de Melriça). Existe um conjunto de pedreiras em intensa laboração a norte de Degracias mas cuja litologia, representativa da litofácies 1, não se pretendeu estudar detalhadamente – litofácies de rampa externa (ver Capítulo III).

De qualquer modo, os calcários compactos que representam a litofácies 1 estão sempre infrajacentes às outras litofácies, estando muito bem representados nos vales de vertentes abruptas estudados, nomeadamente nos cortes de Vale de Poios, Casmilo e Ariques (ver localização dos cortes no Anexo IV).

Existem na região, todavia, bons locais de afloramento que permitiram a execução de cortes geológicos, cuja descrição e respectivo perfil litostratigráfico (“log” estratigráfico) se encontram no Anexo I. Durante a execução dos referidos cortes, procedeu-se a uma amostragem para realização de lâminas delgadas, cuja sistematização dependeu muito da variabilidade litológica e da preservação dos calcários.

No caso da impossibilidade de execução de cortes-contínuos, foram realizados estudos em afloramentos isolados (Sabugueiro, Charneca, Ereiras, Estrela, Aroeiras, Cabeço do Nacreal) e retiradas igualmente amostras para o estudo microscópico.

A base cartográfica utilizada foi à escala de 1: 25.000, do Instituto Geográfico do Exércitos (Ex-Serviços Cartográficos), nomeadamente as folhas 250 (Soure), 251 (Condeixa-a-Nova), 262 (Redinha), 263 (Espinhal (Penela)), 274 (Pombal), 275 (Ansião), 286 (Albergaria dos Doze) e 287 (Alvaiázere).

No Anexo I localizam-se os cortes geológicos efectuados, em extractos das cartas topográficas a diferentes escalas.

No que respeita à Carta Geológica 1: 50.000, do Instituto Geológico e Mineiro (ex-Serviços Geológicos de Portugal), foram utilizadas as Folhas de Pombal (23-A), e Figueira da Foz (19-A), também se tendo consultado a última cartografia correspondente à Folha 19-D de Coimbra (veja-se também no Capítulo I, Trabalhos anteriores).

Foram ainda utilizadas minutas geológicas de campo (inéditas), na escala 1:25.000, gentilmente cedidas por G. Manuppella, para fotocópias a cores, nomeadamente dos Sectores Central, Sul e Oriental (de acordo com o presente trabalho; veja-se a seguir).

A propósito desta últimas áreas, optou-se por subdividir a área regional de estudo por quatro diferentes **sectores** (Fig.II.1), facilitando a sistematização do estudo dos cortes no Anexo I.

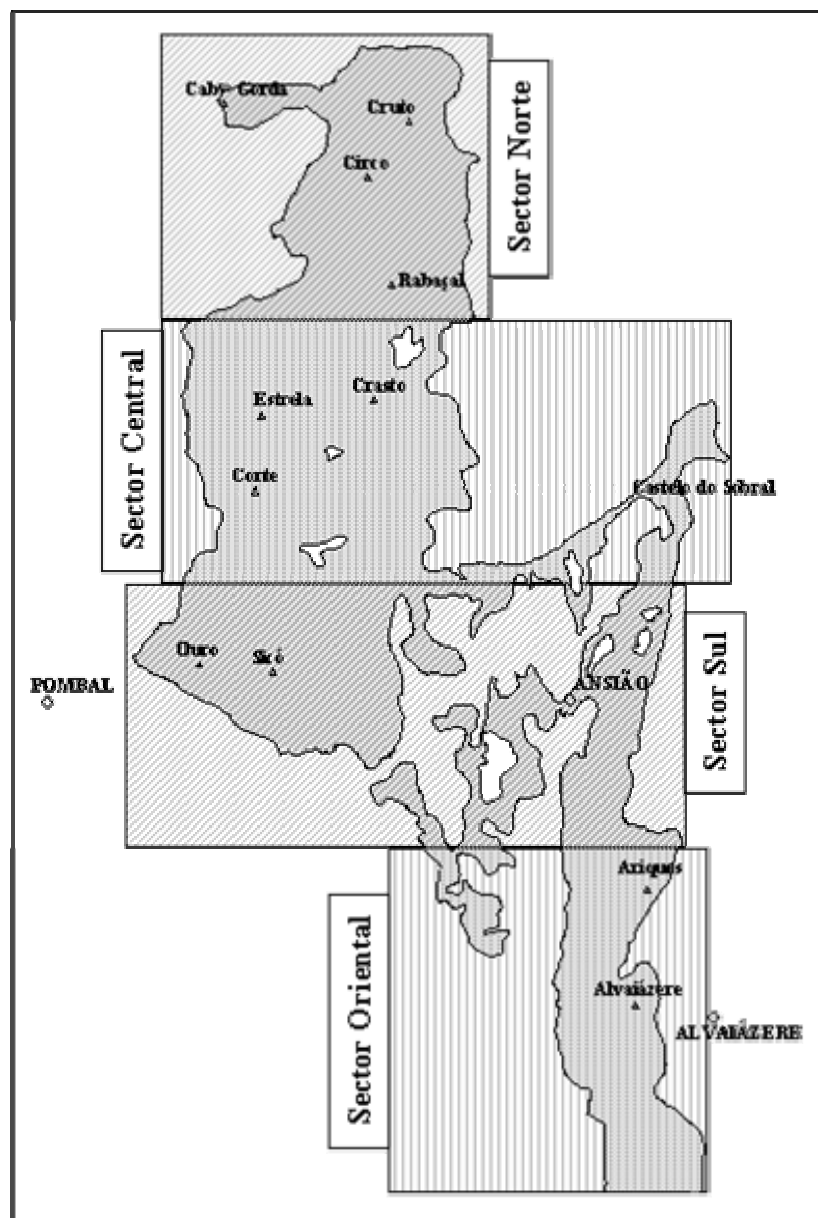


Figura II.1: Representação esquemática grosseira da “mancha” de calcários do Jurássico Médio (Aaleniano-Caloviano), extrapolada a partir de CUNHA (1988), à qual foi sobreposta a delimitação artificial dos diferentes sectores estudados.

Especialmente nos sectores Central e Sul, desenvolvem-se em vasta área calcários correspondentes a depósitos carbonatados de ambiente relativamente profundo, de rampa externa, ricos em amonóides, datados do Aaleniano ao Bajociano inferior (RUGET-PERROT, 1961; HENRIQUES, 1992) que não foram estudados por não corresponderem ao objectivo principal desta tese. Pode constatar-se assim, uma relativa redução de área estudada mas que, eventualmente, dificulta a definição das relações deposicionais entre as séries dos três sectores ocidentais e as do sector Oriental, relativamente mais interno.

### II.1.2. ESTUDO MICROSCÓPICO

O estudo petrográfico foi realizado sobre lâminas delgadas, executadas a partir de amostragem dos afloramentos isolados e nos cortes geológicos. Cerca de uma centena de lâminas foram cedidas para estudo por cortesia de G.Manuppella, representativas da região de Sicó (Maciço e pedreira da Iberobrita). Também foram observadas algumas lâminas da sondagem de Vermoil-1, da ex-Companhia de Petróleos de Portugal, nomeadamente aquelas correspondentes aos andares Batoniano e Caloviano. Ao todo foi estudado cerca de um milhar de lâminas. A observação destas lâminas foi sempre feita através de luz transmitida.

Os aspectos principais da micrografia das litofácies estudadas estão contemplados nas estampas da parte final deste trabalho.

### II.1.3. ESTUDO MICROPALEONTOLÓGICO

Os aspectos micropaleontológicos foram estudados unicamente por meio de lâminas delgadas, através de observação à lupa binocular, não se tendo utilizado resíduos de lavagem. O tipo de litologias estudadas e presentes no Jurássico Médio da região, composto maioritariamente por calcários compactos, não permitiram a desagregação e análise à luz directa.

Os microfósseis, constantes de quatro grupos principais – foraminíferos, algas calcárias (*sensu lato*), algas de posicionamento sistemático incerto e *incertae sedis* – são sistematicamente descritos no Capítulo IV, juntamente com os macrofósseis e as estruturas organo-sedimentares. Tentou-se a representação dos géneros e espécies identificados através de fotografias, sempre obtidas à luz transmitida na lupa binocular.

Quanto à classificação e sistemática usadas, estas serão abordadas também no Capítulo IV. Ter-se-á sempre o cuidado, no entanto, de esclarecer as razões das opções seguidas quanto às classificações utilizadas.

Em qualquer classificação biológica (neste caso, paleontológica), são sempre relativamente abundantes as sinonímias. Apresentar-se-ão, sempre que possível e caso a caso, as referências originais bem como as subsequentes terminologias, através da consulta

directa dos trabalhos que lhes deram origem. Não tendo sido possível obter o trabalho com a descrição original da espécie, o mesmo será citado a partir de outros autores.

Utilizou-se o termo *aff.* (“afim”) para designar formas muito semelhantes à forma originalmente descrita mas cujas características as diferenciam, ao ponto de, eventualmente corresponderem a variações genéticas importantes e, até, a espécies distintas.

O termo *cf.* (“confere”) foi usado para designar formas que se aproximam muito da originalmente descrita mas cujas características não são inequivocamente determinantes para a sua nomeação e não havendo motivo para se considerar a elevação a espécie. Este último termo é de necessidade frequente visto que muitas espécies, nomeadamente os “Grandes foraminíferos de concha imperfurada complexa” (SEPTFONTAINE *et al.*, 1991) - identificados a partir de secções da sua estrutura interna complexa - não se encontram sempre orientados em secções adequadas para identificar, de forma inequívoca, a espécie, ou mesmo o género, a que pertencem. Mesmo ocorrendo com frequência, as secções podem não ser determinantes.

No Anexo II apresenta-se a listagem dos géneros e espécies identificados neste trabalho.

#### II.1.4. ESTUDO DE SONDAGEM

A análise das litofácies foi complementada pelo estudo de uma sondagem, cujos testemunhos se encontram no Arquivo de Subsuperfície do Instituto Geológico e Mineiro (“Litoteca de Alfragide”), representativa de parte da série do Maciço de Sicó, feita para complemento do conhecimento da série calcária da actual Pedreira de Sicó, perto da povoação de Aroeiras.

O estudo foi feito sobre carotagem contínua, com o recurso sistemático à lupa de bolso, com recuperação de amostras para execução de lâminas delgadas.

#### II.1.5. ANÁLISE DE ARGILAS

Uma das litofácies, de fraca representação geográfica mas de importância crucial para a interpretação paleoambiental das séries do Jurássico Médio (litofácies 10 – brechas

e conglomerados pedogénicos, ver Capítulo III), continha material argiloso, passível de ser analisado. A fracção argilosa desta litofácies foi analisada através de Difracção de raios-X, cujo método se encontra descrito, por exemplo, em GOMES (1986) e HARDY & TUCKER (1988).

As análises foram feitas apenas sobre duas amostras representativas das brechas pedogénicas (sub-litofácies 10a, nos cortes de Melriça e Povoação de Melriça) e uma amostra representativa dos conglomerados pedogénicos (sub-litofácies 10c, no corte de Pedreira da Iberobrita). O processo analítico foi executado pelo preparador, tendo o autor deste trabalho apenas interpretado os difractogramas resultantes – ver III.1.10.3.

Chame-se a atenção para as características da matriz destas brechas e conglomerados estudados que se crê ter sido originalmente mais carbonatada e posteriormente enriquecida em minerais argilosos durante a pedogénese. Tendo em conta os minerais argilosos presentes nas amostras, realizaram-se apenas lâminas de argila normal e glicolada (ver III.1.10.2).

#### II.1.6. DIVERSOS

Foram consultados relatórios não-publicados, nomeadamente de diferentes companhias petrolíferas que operaram no passado em Portugal, bem como relatórios, igualmente não-publicados, de projectos comunitários, presentes na biblioteca da Divisão para a Pesquisa e Exploração de Petróleo da Direcção-Geral de Geologia e Energia. Os relatórios das companhias encontram-se já fora do período de confidencialidade de 5 anos, exigidos pela legislação petrolífera portuguesa.

Consultaram-se igualmente teses de doutoramento não-publicadas, presentes nas biblioteca dos Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa e Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra.

Refira-se também que se tiveram por base importantes obras (algumas delas pioneiras na análise de fácies de meios marinhos internos no Jurássico Médio português) que, por isso, serão recorrentemente referidas em todo trabalho (ver também I.5), nomeadamente, pela ordem de importância: AZERÊDO (1993), FLÜGEL (2004) e WATKINSON (1989).

## II.2. CLASSIFICAÇÕES, TERMINOLOGIAS, CRITÉRIOS

### II.2.1. CLASSIFICAÇÕES

A análise de uma rocha, principalmente de um calcário, revela uma elevada variedade de aspectos ligados com a importância relativa dos diferentes componentes, a sua origem ou a sua natureza.

No que respeita à classificação microscópica, usou-se uma classificação dupla, composicional (natureza dos elementos figurados, natureza e cristalinidade da fase-de-ligação, etc) e textural (presença ou ausência de vasa carbonatada, disposição dos grãos, etc). Estes aspectos são contemplados, respectivamente, nas classificações de FOLK (1959, 1965) e de DUNHAM (1962).

Relativamente à classificação textural de DUNHAM (1962), foi necessário recorrer, em casos particulares - como nas litofácies de importante contribuição por parte de organismos bio-construtores (litofácies 6 e litofácies 2 de Pataias – ver Capítulo III) – à extensão de EMBRY & KLOVAN (1971), *in* SCHOLLE (1983). Recorreu-se igualmente ao esquema representado na Fig. II.2, retirada de FLÜGEL (2004).

A classificação macroscópica foi essencialmente feita pela descrição relativamente simples dos calcários, tendo também como base a classificação de FOLK (1959). As classificações das estruturas sedimentares e tipos de estratificação são diversas mas recorreu-se essencialmente à classificação de HUMBERT (1976).

A classificação das rochas dolomíticas possui uma especificidade inerente, tendo-se, por isso, utilizado a classificação de SYBLEY & GREGG (1987) complementada com a classificação de FRIEDMAN (1965) (*in* FLÜGEL, 2004).

Na classificação dos tipos de porosidade, as classificações de CHOQUETTE & PRAY (1970) e de HUMBERT (1976) mostraram-se as mais adequadas pelo reconhecimento fácil dos tipos em lâmina delgada e pela aplicação descritiva dos termos. Essa classificação foi também complementada pela abordagem de LUCIA (1995).

Para a classificação expedita de alguns dos géneros de microfósseis usaram-se as referências de CHOFFAT (1885-1888, 1893), KOPY & CHOFFAT (1904-1905), CHOFFAT & TEIXEIRA (1947), HOROWITZ (1971), BATHURST (1976) e FLÜGEL (2004).

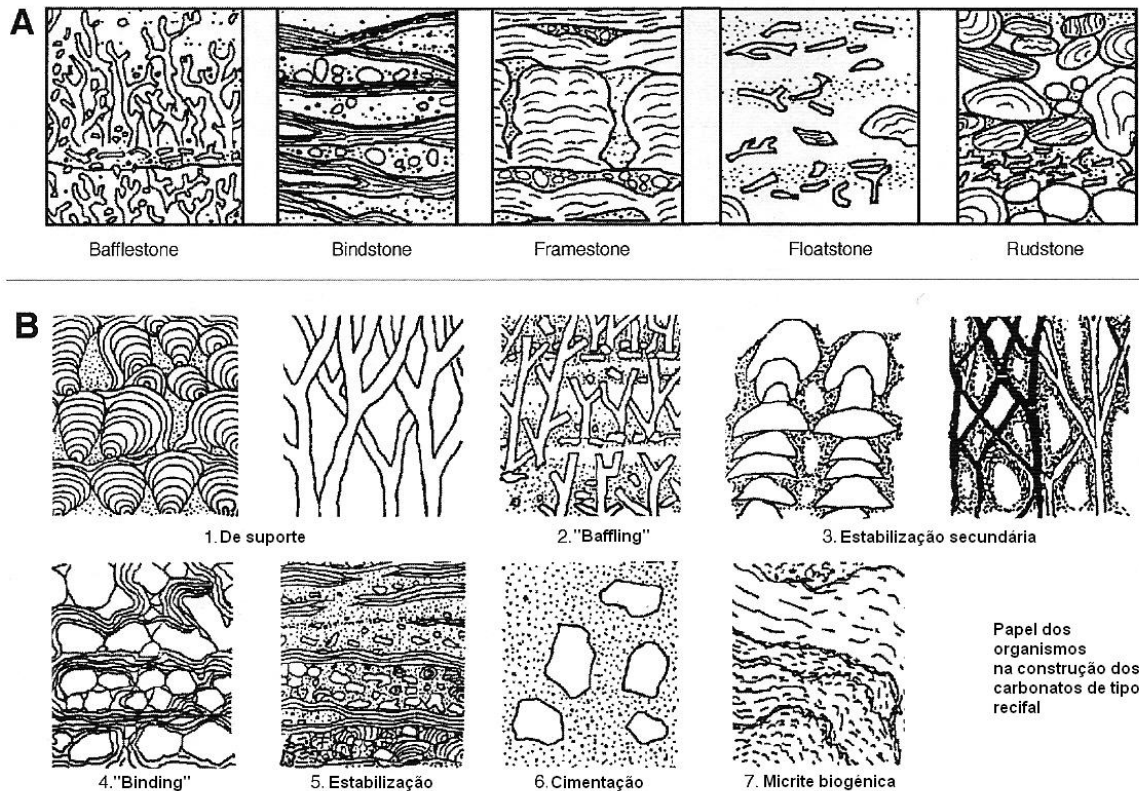


Figura II.2.: Classificações de texturas bio-construídas: A- EMBRY & KLOVAN, 1971; B – Papel dos organismos na construção de bio-edificações (TSIEN, 1994) (retirado de FLÜGEL, 2004).

## II.2.2. TERMINOLOGIAS E CRITÉRIOS

O uso de termos “calcários ou depósitos carbonatados de meio ou ambiente marinho de plataforma interna” podem não ser muito elucidativos, já que os termos “plataforma” e “interna” podem ser interpretados com diferentes sentidos, dependendo do referencial escolhido. Optou-se, por isso, por clarificar neste capítulo como se pretende usar o termo “ambiente (ou meio) de plataforma interna” neste trabalho.

As plataformas carbonatadas *sensu lato*<sup>2</sup> (*Carbonate platform* segundo WILSON, 1975 e BURCHETTE & WRIGHT, 1992 ou *Platform* segundo READ, 1982, 1985) consistem em “prismas deposicionais com expressão tridimensional, resultantes de persistente acumulação e expansão lateral de sedimentos carbonatados em meio marinho, maioritariamente pouco profundo e englobam diferentes configurações morfológicas e geométricas a grande escala de sucessões carbonatadas” (AZERÊDO, informação escrita). Por seu lado, são essas diferentes configurações que traduzem as principais categorias

<sup>2</sup> Segundo AZERÊDO (1993)

(parcialmente representadas no Cap.VI), nas quais se insere o termo rampa carbonatada (*Ramp* segundo AHR, 1973; *Carbonate ramp* segundo WILSON, 1975; READ, 1985 e BURCHETTE & WRIGH, 1992).

Sendo assim, considerar-se-á o termo rampa carbonatada como uma sub-categoria do termo plataforma carbonatada *s.l.*. Outros termos como *Rimmed shelf* (plataforma protegida), *Epeiric platform* (plataforma epírica) ou *drowned platform* (plataforma afundada) constituem as outras categorias. Os termos *Shelf*, *Rimmed carbonate shelf* ou *Carbonate shelf* são abrangidos pelo conceito de plataforma carbonatada *sensu strictum* (segundo AZERÊDO, 1993).

Quanto ao termo “interno”, como se pode ver na Fig.II.3 escolhida, que se pensa elucidativa, a parte interna da rampa situa-se entre dois níveis de referência fundamentais, o que implicará desde logo restrição nos mecanismos de deposição, na profundidade das águas e na proximidade ao continente: o nível médio das águas do mar (nível médio do mar) e o nível de base médio da ondulação normal (*Fairweather wave-base*, BURCHETTE & WRIGHT, 1992). A parte intermédia é geralmente bem mais extensa do que a representada na figura, que não está à escala, dependendo da própria morfologia da plataforma *s.l.* (ver Capítulo III e VI). Está compreendida entre o nível de base médio da ondulação normal e o nível de base médio das vagas de tempestade (*Storm wave-base*, BURCHETTE & WRIGHT, 1992).

COSTA		RAMPA INTERNA		RAMPA INTERMÉDIA		RAMPA EXTERNA		BACIA	
Zona perimareal, Sabkha		Laguna		Bancos oolíticos				<i>Nível médio do mar</i>	
Tapetes microbiano algais, evaporitos		Sedimento fino		Acumulação de bioclastos ou oóides		"Mud Mound"		<i>Nível de base médio da ondulação normal</i>	
		Ressedimentação		Camadas tempestíticas, gradadas e grosseiras, intercaladas em sedimentos finos		Camadas tempestíticas, ressedimentadas e finas, intercaladas em sedimentos finos		<i>Nível de base médio das vagas de tempestade</i>	
								Picnoclina	
								Sedimentos finos	
Energia das águas	Baixa a alta	Baixa	Alta	Baixa	Baixa a alta	Baixa	Baixa	Baixa	Baixa
Estruturas sedimentares	Laminação	Estratificação irregular, bioturbação	Estratificação oblíqua		Estratificação "Hummocky"		Bioturbação, laminação		Laminação
Texturas carbonatadas preservadas	Mudstones, bindstones, grainstones	Wackestones, mudstones	Grainstones	Wackestones, packstones	Wackestones e grain/packstones ressedimentados, mudstones				Mudstones, bindstones, grainstones

Figura II.3: Representação de esquema dos sectores internos, intermédios e externos de uma rampa carbonatada de acordo com BURCHETTE & WRIGHT, 1992 (retirado de FLÜGEL, 2004).

- Torna-se especialmente importante, dado o tratamento específico, referir a terminologia usada para a estratonomia. Utilizaram-se os mesmos critérios de AZERÊDO (1993) e MARTINS (1998a):

- *laminação entrecruzada* para níveis de espessura inferior ou igual a 1 cm;
- *estratificação entrecruzada* para níveis de espessura superior;
- *lâminas* para os folhetos internos dos feixes;
- *pequena escala* para feixes de estratificação oblíqua menores do que 5 cm;
- *média escala* para feixes até 50 cm de espessura;
- *pequeno ângulo* para os ângulos inferiores ou iguais a 15° que as *lâminas* fazem com os feixes (se superiores ou ambos, denominam-se de *ângulo variável*).

- Utilizou-se o termo bancada ou camada para descrever séries onde a estratificação assume espessuras acima de 20 cm. O termo nível ou leito foi usado para descrever espessuras relativamente variáveis, até aos 10 cm, de estruturas específicas dentro da mesma bancada – níveis fenestrados ou laminados (laminitos).

- Utilizou-se o termo bolsada para referir acumulações de intraclastos, pelóides, oncóides ou outros no interior de camadas mais espessas ou interstratificados entre camadas, geralmente com uma forma lenticular grosseira e sem continuidade lateral.

- Relativamente à dimensão dos macroorganismos quando não fragmentados, utilizaram-se as seguintes medidas de quantificação do comprimento/diâmetro (exceptuam-se os equinóides sempre mais fragmentados e mais difíceis de medir):

- 1) Gastrópodes e bivalves: - *pequenos*: secção transversal < 0,5 cm e longitudinal < 1 cm;
  - *médios*: secção transversal >0,5 cm e < 1,5 cm e longitudinal >1 cm e < 5 cm;
  - *grandes*: secção transversal > 0,5 cm e longitudinal > 5 cm;
- 2) Coraliários solitários: - *pequenos*: secção transversal < 0,5 cm;
  - *médios*: secção transversal >0,5 cm e < 5cm;
  - *grandes*: secção transversal > 5 cm.
- 3) Coraliários fasciculares: - *pequenos*: secção transversal < 4 cm de diâmetro máximo e comprimento máximo < 7 cm;
  - *médios*: secção transversal >4 cm e < 6 cm e comprimento máximo >7 cm e < 10 cm;

- *grandes*: secção transversal > 6 cm e comprimento máximo > 5 cm;

- 4) Coraliários maciços, de forma irregular: - *pequenos*: secção grosseiramente transversal de comprimento máximo < 6 cm;
- *médios*: secção grosseiramente transversal de comprimento máximo >6 cm e < 10 cm;
  - *grandes*: secção grosseiramente transversal de comprimento máximo > 10 cm.

- Nem sempre foi possível utilizar os termos geológicos portugueses já que alguns termos estrangeiros são usados pela comunidade científica internacional devido à sua frequente especificidade (casos de *birdeyes*, *fenestrae*, *firm-grounds*, *beach-rock*). Nos restantes termos sedimentológicos seguiu-se o glossário apresentado em AZERÊDO (1993), bem como o “Léxico de Termos Sedimentológicos” de RAMALHO (2003), este passível também de ser facilmente consultado na *Internet*.

No Anexo III apresenta-se um pequeno glossário de termos aplicados neste trabalho para eventuais elucidações.

- A escala estratigráfica usada para o Jurássico Médio foi a GRADSTEIN *et al.* (2004), previamente estabelecida pela ICS - *The International Commission on Stratigraphy* - em 2004. Outras escalas, nomeadamente as escalas de datação micropaleontológica ou as escalas estratigráficas referentes às Formações Geológicas Portuguesas já reconhecidas e aqui utilizadas são indicadas, respectivamente, nos capítulos I e IV.

- Optou-se por designar o conjunto das formações do Jurássico Médio da região estudada como **Maciços de Condeixa-Sicó-Alvaiázere**, indiciando, por um lado, o alinhamento das serras calcárias desde a Sr<sup>a</sup> do Circo até Alvaiázere e, por outro lado, o carácter descontínuo destes calcários – soerguidos tectonicamente, com zonas deprimidas ou constituídas por litologias ante-Bajociano superior ou pós-Caloviano.

- A simbologia utilizada nos “logs” litológicos descritos no Anexo I está indicada na Fig.II.4. A simbologia do “log” de Pataias é específica dadas as características dos afloramentos do corte efectuado nessa pedreira e é apresentada no Anexo I, juntamente com o respectivo “log”.

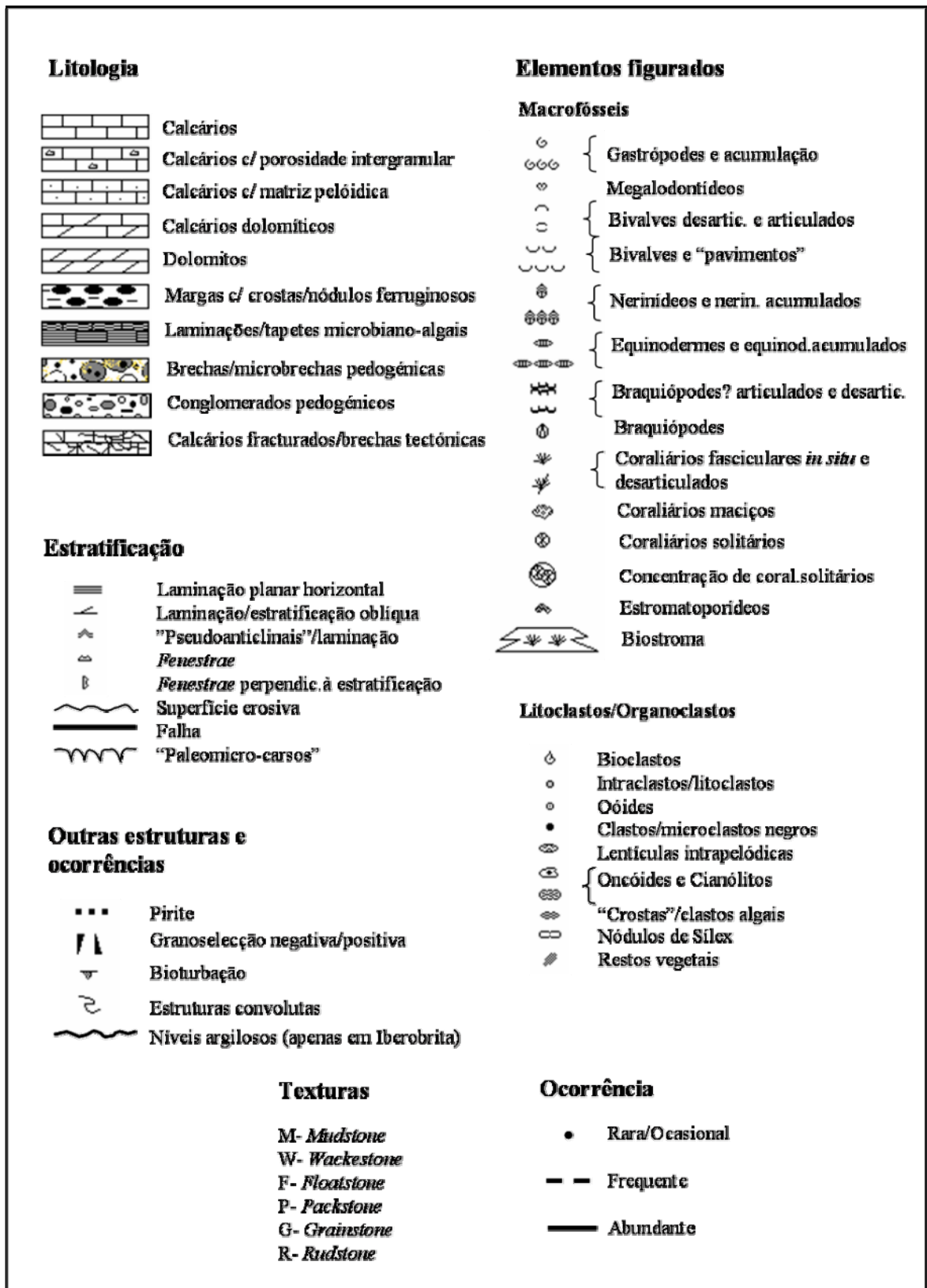


Figura II.4 - Legenda dos "logs" apresentados no Anexo I.

## **CAPÍTULO III**

### **DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO DAS LITOFÁCIES E DAS ASSOCIAÇÕES SEQUENCIAIS**

Na primeira parte deste capítulo são descritas em pormenor as litofácies na região estudada, tendo em atenção que a sua individualização seguiu critérios de fácil identificação no campo. A metodologia seguida para a individualização das litofácies já foi abordada no Capítulo II; chama-se contudo a atenção de que, por conveniência, na própria descrição de algumas das litofácies – pela sua especificidade - tornar-se-á a abordar o tema.

Tentou-se, ao descrever as litofácies, quer por observação macroscópica, quer por observação microscópica, restringir as interpretações de natureza ambiental. Contudo, pequenas interpretações serão feitas, principalmente no que respeita a parâmetros específicos - hidrodinamismo, profundidade das águas, iluminação, taxa de sedimentação, relações entre comunidades e sua importância como constituintes orgânicos dos calcários, etc.

Na segunda parte descrever-se-ão, de modo expedito e a título suplementar, as litofácies presentes na Pedreira de Martingança, Pataias (região de Leiria, a sul, portanto fora da área de estudo) mas devendo considerar-se esta apenas uma abordagem preliminar. É intenção, como explicado em III.2., dar continuidade a um estudo mais aprofundado desta série, dada a sua singularidade e potencial interesse para a reconstituição paleogeográfica do Jurássico Médio da bacia.

As interpretações de natureza ambiental constituem a terceira e última parte deste capítulo. São aquelas que se prendem com:

- 1) a atribuição das litofácies a sub-paleoambientes, determinados por condições físico-químicas e geomorfológicas específicas;
- 2) o modo como se distribuem lateralmente as litofácies e a relação espacial entre elas;

- 3) a repartição vertical das litofácies (isto é, ao longo da coluna estratigráfica, desde o Bajociano superior ao Caloviano);
- 4) o enquadramento num modelo deposicional global.

O modelo deposicional global proposto, inferido a partir das interpretações feitas principalmente neste capítulo, é o modelo de rampa carbonatada (AHR, 1973; READ, 1985; POMAR, 2001a,b; FLÜGEL, 2004).

Deve referir-se, mais uma vez, que as investigações anteriores de AZERÊDO (1988a,b, 1993, 1998), WATKINSON (1989) e AZERÊDO *et al.* (2003, 2004) facilitaram as interpretações, bem como a adequação das litofácies a um modelo deposicional geralmente aceite para o Jurássico Médio da Bacia Lusitânica.

No Capítulo VI tentar-se-á integrar o modelo deposicional no contexto do Jurássico Médio da Bacia Lusitânica, identificando as especificidades reconhecidas para a região aqui abordada e consequentemente fazendo a comparação com os sectores a sul, nomeadamente no M.C.E.

### **III.1. LITOFÁCIES DOS MACIÇOS CALCÁRIOS DE CONDEIXA-SICÓ-ALVAIÁZERE**

Tal como sistematizado por AZERÊDO (1993), para as litofácies do M.C.E., as litofácies individualizadas neste trabalho inserem-se em quatro grandes grupos de rochas carbonatadas, estando o último grupo relativamente pouco representado na região:

- calcários micríticos, por vezes argilosos, de ambiente marinho externo;
- calcários clásticos de ambiente litoral dinâmico;
- calcários micríticos de ambiente lagunar e perimareal;
- calcários dolomíticos e dolomitos.

Distribuídas pelos quatro grupos acima, individualizaram-se as seguintes litofácies:

1. Calcários compactos com nódulos de sílex e “filamentos”;
2. *Grainstones* e *Packstones* de equinóides e “ninhos” de braquiópodes;
3. *Wackestones*, *Packstones* e *Grainstones* bioclásticos;

4. *Packstones* e *Grainstones* oopelóidicos e intrapelóidicos;
5. *Rudstones* e *Grainstones* intra-oncolíticos;
6. Biolititos de coraliários, espongiários e algas;
7. *Wackestones/Floatstones* oncolíticos a intra-oncolíticos e *Rudstones* oncolíticos;
  - 7a – *Wackestones/Floatstones* oncolíticos;
  - 7b – *Rudstones* oncolíticos;
  - 7c – *Wackestones/Floatstones* intra-oncolíticos;
8. *Wackestones* bioclásticos e Lumachelas;
9. *Mudstones* e *Wackestones*, por vezes fenestrados e *Laminitos*;
10. Brechas e conglomerados pedogénicos;
  - 10a- Brechas;
  - 10b – Microbrechas;
  - 10c – Conglomerados;
  - 10d – Microconglomerados;
11. Calcários dolomíticos e Dolomitos intercalares.

A descrição das litofácies inicia-se sempre por uma abordagem acerca das características meso/macrosópicas observadas no campo, seguindo-se as características microscópicas. No final, quando justificado, abordam-se questões (Discussão) que se prendem com aspectos particulares encontrados ou com caracterizações específicas de alguns parâmetros físico-químicos ou de natureza ecológica.

Para a litofácies 11, aborda-se já mais pormenorizadamente o modelo previsto para a dolomitização dos calcários e dolomitos intercalares.

Guardam-se os aspectos diagenéticos que afectam mais globalmente as litofácies para o Capítulo V.

### **III.1.1. LITOFÁCIES 1 - CALCÁRIOS COMPACTOS COM NÓDULOS DE SÍLEX E “FILAMENTOS”**

#### **III.1.1.1. DESCRIÇÃO GENÉRICA**

Como se poderá constatar mais adiante neste capítulo, esta litofácies representa uma deposição em águas relativamente profundas, já em meio de rampa externa (segundo

definição de FLÜGEL, 2004, ver Cap.II), o que se afasta já do pretendido nesta tese. Contudo, optou-se por estudar, ainda que um pouco superficialmente, esta litofácies, pois:

- encontra-se presente em grande parte da área em estudo, contrariamente ao observado no M.C.E. por AZERÊDO (1993), destacando-se principalmente toda a zona desde o SW de Pombal até à Serra de Ariques; além de ser facilmente observada ao longo da antiga estrada Ansião-Pombal (hoje parte da via IC8) e numa grande pedreira a noroeste de Ansião – Sarzedela (actualmente abandonada e servindo de depósito para lixo industrial), também constitui grande parte da zona de Degracias, onde estão em laboração grandes pedreiras;

- representa, como se verá, os últimos depósitos de meio de rampa externa, fazendo a transição para o meio de rampa interna e para uma maior diversificação nas litofácies;

- principalmente representada nos cortes de Vale de Poios, Casmilo e Ariques (ver localização no Anexo IV), é a base sobre a qual se depositaram os estratos do Jurássico Médio subsequentes estudados, constituindo assim o “suporte” à própria interpretação das associações sequenciais, paleoambiente deposicional e distribuição regional das litofácies de “meio marinho interno”.

Os estratos que representam esta litofácies foram abordados por RUGET-PERROT (1961) e parcialmente por HENRIQUES (1992), respectivamente, no estudo dos afloramentos orientais – Degracias (Vale da Grota) e Estrada Pombal a Ansião e no estudo da região de Degracias-Casmilo.

O corte representado pelos “Afloramentos da Estrada Pombal-Ansião”, bem como o corte de Casmilo, foram efectuados com o intuito de complementar os estudos anteriores de RUGET-PERROT (1961), agora sob o ponto de vista petrográfico e micropaleontológico.

Macroscopicamente, esta litofácies é representada por séries relativamente monótonas de calcários mais ou menos argilosos, compactos, de coloração cinzenta escura a verde azeitona ou acastanhada a alaranjada, mas mostrando sempre uma tendência carbonatada crescente da base para o topo.

A estratificação é maciça, planar, desenvolvendo-se inicialmente em pequenas camadas tabulares de 10 a 15 cm de espessura média, mas chegando a estratos de 20 a 50 cm de espessura e com planos de estratificação ondulantes. Para o topo, esta litofácies torna-se mais calcária, sendo este carácter carbonatado acompanhado por ligeiro aumento da espessura das camadas até 60-70 cm.

Estes calcários compactos exibem raros fósseis, destacando-se pequenos belemnóides, finos bioclastos (bivalves) e, por vezes, mais frequentes braquiópodes. Estes últimos são mais abundantes no corte de Ariques, nomeadamente representando terebratulídeos (*Terebratula* sp.) (CHOFFAT & TEIXEIRA, 1947).

Por vezes as camadas apresentam uma estratificação nodular, disfarçada pela intensa carsificação, onde se pode observar forte porosidade vacuolar conferindo um aspecto “rendilhado” à rocha. Crê-se que estes poros, por vezes alongados e dispostos grosseiramente perpendiculares ao plano de estratificação, com dimensões até 5 cm de comprimento máximo, possam representar intensa bioturbação. Esta bioturbação é ainda mais comum, por exemplo, no corte de Ariques, com a formação de espessos e alongados tubos, não-interconectados (Fig.1, Estampa I).

Outra característica é a ocorrência de nódulos de sílex. Estes nódulos possuem desde formas grosseiramente esféricas a elipsoidais (mais comuns) até formas muito irregulares, de superfície lisa a botrioidal. As dimensões são igualmente variadas, desde 7 a 12 cm de comprimento máximo nas formas elipsoidais a 30 cm de comprimento máximo nas formas maiores de superfície botrioidal (Fig.2, Estampa I).

Todos os nódulos se encontram geralmente “achatados” segundo os planos de estratificação, concentrados ao longo de planos de estratificação específicos e quase inexistentes ao longo de outros planos adjacentes. O espaçamento ao longo das camadas não obedece a qualquer regra.

Grande parte dos nódulos observados possui uma coloração esbranquiçada exterior ou enegrecida, por incrustação de líquenes e musgos. Todos os nódulos partidos e observados macroscopicamente possuíam um aspecto granuloso, açucarado, em cores cinzentas a brancas, parecendo ter sofrido intensa lixiviação. Não havia qualquer diferença do centro do nódulo para a periferia, como ocorre frequentemente noutras ocorrências (BLATT *et al.*, 1972; SAITO & TIBA, 1974; KWIATKOWSKI, 2005). Não obstante, devido aos poucos exemplares observados, devem adoptar-se reservas quanto a estas características.

A formação dos nódulos de sílex é ainda actualmente motivo de controvérsia (à frente abordado), especialmente se se observarem relíquias desses mesmos nódulos já completamente substituídos por calcite (base do corte da Sr<sup>a</sup> da Estrela).

Nas séries de Vale de Poios e Casmilo, nesta litofácies, é notória a presença de planos de fracturação de componente horizontal, perfeitamente concordante com a estratificação, com nítida formação de estrias de falha no plano de estratificação.

Associados a estes planos de falha foram observadas pequenas estruturas convolutas (fenómenos de escorregamento - *slumping*) no sedimento calcário, principalmente no corte de Casmilo. Este tipo de estruturas sin-sedimentares já haviam sido abundantemente registadas na região, nomeadamente em Casmilo, Sicó, Sr<sup>a</sup> da Estrela, Degracias, Ateanha e Monte de Vez (ROCHA *et al.*, 1996): foram designadas como sequências de escorregamento semi-plásticas, logo, sin-deposicionais, polarizadas segundo N 270±30°, N220±20° e N90±20°.

Estes fenómenos de comportamento semi-plástico, se bem que observados a nível de afloramento, podem ter tido repercussões a uma maior escala. Se se observar a série de Casmilo a partir do flanco NE do Vale dos Covões e numa posição superior, já junto do característico campo de lapiás (CUNHA, 1988) (Fig.3, Estampa I), pode-se extrapolar a afectação da própria série carbonatada por movimentos tectónicos de componente horizontal, com aparente “acunhamento” de parte da série inferior relativamente à superior (Fig.4, Estampa I) e, logo, conferindo uma maior importância aos deslizamentos observados a nível de afloramento.

Finalmente, outra característica desta litofácies, se bem que observada também nas litofácies 2, 3 e 4, é a presença de “buracas”. Estas buracas foram descritas exhaustivamente por CUNHA (1988) como, e citando, “*pequenas reentrâncias de desenvolvimento horizontal, cuja abertura e profundidade raramente ultrapassam a dezena de metros,...*”.

Relativamente à relação desta litofácies com as restantes descritas, enquanto que nos cortes de Vale de Poios e Casmilo, esta litofácies dá gradualmente lugar às litofácies 2 e 3 (e também nos cortes da Sr<sup>a</sup> da Estrela e Sr<sup>a</sup> do Circo), no corte de Ariques encontra-se intercalada entre *grainstones* pelóidicos com equinóides (litofácies 2) e tempestitos de braquiópodes (litofácies 3). Esta diferente ocorrência terá implicações a nível paleoambiental e regional (ver Capítulo VI).

### III.1.1.2. PETROGRAFIA

Em lâmina delgada, esta litofácies é caracterizada preferencialmente por micrites *mudstones*, muito argilosos nas amostras da base dos cortes. Essa componente argilosa é evidenciada ainda mais pela presença de diminutos fragmentos de óxidos e material piritoso.

À medida que foram analisadas amostras recuperadas para o topo dos cortes, os calcários apresentavam-se como *mudstones* densos a finamente pelóidicos, com raros e dispersos muito diminutos equinóides, raros foraminíferos indeterminados e lenticulinídeos (Fig.1, Estampa II). Ocorrem igualmente raros valvulinídeos diminutos. São frequentes os *mudstones* com “filamentos” curtos e finos, atribuídos a bivalves pseudo-planctônicos diminutos (PEYRE, 1950; AZERÊDO, 1993). Mais raramente observadas foram espículas de espongiários (Fig.2, Estampa II) e estruturas globulares diminutas indeterminadas (*incertae sedis*).

Por vezes a bioturbação é intensa, sob forma de cavidades tubulares, muito irregulares, com preenchimento por vasa carbonatada de coloração mais clara que a da matriz envolvente. São *mudstones* muito compactos, sem porosidade ou permeabilidade. Mesmo a porosidade criada pela bioturbação foi posteriormente colmatada por micrite, por vezes argilosa.

### III.1.1.3. DISCUSSÃO

Alguns comentários impõem-se relativamente a algumas das características observadas nesta litofácies.

#### 1) Nódulos de sílex e sua origem.

O processo da simultânea solubilização de calcite e precipitação de sílica é favorecido por relativamente baixo pH, baixa temperatura e saturação dos poros com sílica (BLATT *et al.*, 1972). No entanto, o processo parece ser bem mais complexo, a começar pela pequena similaridade que existe entre os dois minerais. No entanto, a presença de nódulos de sílex em calcários é ocorrência bastante comum. Na base da formação destes nódulos (bem como de bancadas estratificadas de cherte, no seio de séries calcárias) estão as fontes orgânicas (biológicas) e inorgânicas:

a) Fonte orgânica: alguns organismos (diatomáceas, radiolários, esponjas siliciosas) são capazes de remover sílica do meio aquático onde se encontram, por vezes em quantidades muito apreciáveis e polimerizando-a. É deste modo que conseguem produzir as suas conchas num meio que as deveria dissolver. Ao morrerem, os tecidos orgânicos são oxidados e a sílica pode começar a sua dissolução. No entanto, essa dissolução é muito lenta a 25° C e ainda menor a mais baixas temperaturas nas águas profundas. Se há remanescência de sílica, ainda que em muito pequenas proporções no sedimento

carbonatado, esta estará disponível para a formação de nódulos, nomeadamente na forma de um gel (BLATT *et al.*, 1972).

Efectivamente, há cada vez mais crescente apoio à hipótese orgânica:

- SAITO & TIBA (1974) observaram, nos nódulos da Bacia Douara (Síria), a presença de espículas de espongiários. A dissolução posterior destas espículas terá fornecido a sílica necessária; ao mesmo tempo que foi invocado o decréscimo do pH do meio com dissolução de material carbonatado, é invocada a precipitação simultânea de sílica. Esta substituição de carbonato por sílica parece ter sido um fenómeno lento e gradual, com indícios para o preenchimento por sílica com redução desta porosidade e diminuição de volume relativo;

- KWIATKOWSKI (2005) também observou fragmentos esqueléticos siliciosos em nódulos de sílex, na Polónia, indicando que esses haviam sido formados pela silicificação dos calcários, muitas vezes de nódulos calcários pré-existentes, adoptando uma fonte orgânica mas invocando processo de silicificação um pouco mais complexa;

- se bem que nas lâminas delgadas obtidas em nódulos de sílex não tenhamos tido a possibilidade de observar quaisquer estruturas orgânicas, em nódulos de sílex presentes no M.C.E., AZERÊDO (1993) observou espículas de espongiários.

b) Fonte inorgânica: envolve a precipitação directa de sílica amorfa a partir de águas marinhas ou lacustres (BLATT *et al.*, 1972).

Segundo BLATT *et al.* (1972), em lagos efémeros australianos, desenvolve-se um meio muito alcalino (pH superior a 10) pela proliferação de algas fotossintéticas. A estes valores, os grãos de quartzo e minerais de argila são corroídos, saturando o meio de sílica. Com a oscilação do pH, há nova precipitação de sílica sob forma de um gel amorfo. Outras fontes inorgânicas de sílica podem estar ligadas a fenómenos vulcânicos. Questões ficam por resolver nomeadamente quando existe a formação de depósitos siliciosos em volumes apreciáveis no Précâmbrico, quando o aparecimento dos organismos produtores de sílica (espongiários e radiolários) é admitido apenas a partir do Câmbrio (BLATT *et al.*, 1972).

## 2) A génese das buracas – um contributo:

CUNHA (1988) reconhece mais de um tipo de origem para estas formas cársicas:

- “antigas galerias hipogeias cortadas pelo trabalho de aprofundamento de canhões e “reculées”;

- “trabalho de sapa fluvial, quer nas margens côncavas de meandros, quer na base de pequenas quedas de água”;

- “acção da gelifracção diferencial, correspondendo as “buracas” a rochas mais porosas, mais diaclasadas... – formadas em épocas mais frias que a actual, devendo ter-se formado durante o último período glacial do Quaternário”.

É a última hipótese que pretendíamos testar já que se enquadrava num estudo mais detalhado quer macroscópico quer microscópico.

É deveras evidente que as buracas observadas se encontram preferencialmente em locais de diaclasamento/falhamento mais intenso, estando, por exemplo no Vale dos Poios, geomorfologicamente muito encaixado, associadas a planos horizontais com estrias de falha e concordantes com a estratificação. Também na Sr<sup>a</sup> da Estrela há fracturação intensa provocada pela própria escarpa de falha.

No estudo mais detalhado que se fez de uma das buracas relativamente complexas de Casmilo, pôde observar-se uma nítida estratificação fina em degraus, associado a diaclasamentos horizontais e na parede central da buraca maior (Fig.A1.2, Anexo I e Fig.III.1) uma rede de diaclasamentos horizontais e verticais relativamente complexa. Estas observações vêm apoiar, em parte, a acção da gelifracção diferencial.

Por outro lado, a extensão da ocorrência das buracas estende-se às litofácies 2, 3 e 4 na Sr<sup>a</sup> da Estrela (como atrás afirmado), litofácies com características petrofísicas (porosidades e permeabilidades) variadas.

Como explicar, por um lado, a presença de buracas em alguns dos calcários compactos de Casmilo e a sua inexistência noutros? A amostragem feita na buraca de Casmilo resultou na caracterização de todas as amostras como *mudstones*, argilosos, com “filamentos”, sem qualquer porosidade, muito similares às amostras das camadas suprajacentes à referida buraca. Por outro lado, as buracas da Sr<sup>a</sup> da Estrela enquadram-se em *packstones* e *grainstones* biopelóidicos a bio-ooipelóidicos, por vezes muito grosseiros, com relativamente elevada porosidade (Fig.III.2). Crê-se, por estes motivos, que não são as características petrofísicas intrínsecas das rochas que determinam a formação destas buracas, mas sim as características, por assim dizer, extrínsecas, nomeadamente o tipo de fracturação/diaclasamento e posição geomorfológica relativa, em vales, da própria série onde se enquadram.



Figura III.1: Composição de uma das “buracas” no Vale dos Covões (corte de Casmilo), cujo esquema interpretativo se encontra apresentado no Anexo I, conferindo as dimensões actuais das cavidades.

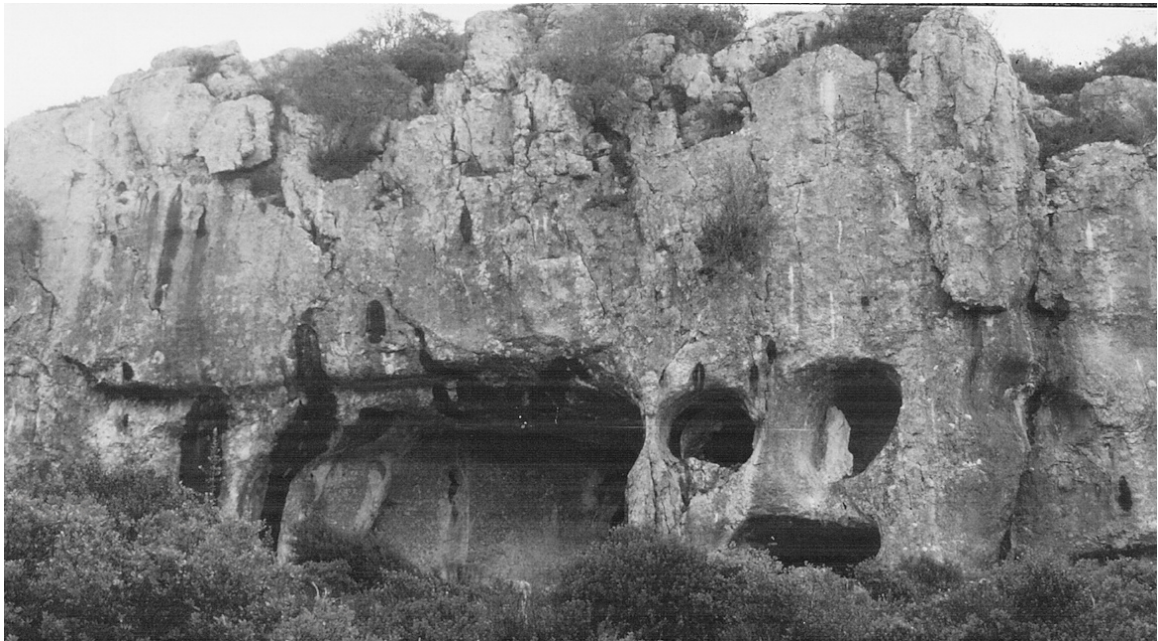


Figura III.2: As buracas da Sr<sup>a</sup> da Estrela, em calcários calciclásticos das litofácies 2, 3 e 4.

### **III.1.2. LITOFÁCIES 2 - *GRAINSTONES* E *PACKSTONES* DE EQUINÓIDES E “NINHOS” DE BRAQUIÓPODES**

#### **III.1.2.1. DESCRIÇÃO GENÉRICA**

Esta litofácies encontra-se frequentemente associada à litofácies 3, nomeadamente àquela onde a componente fossilífera consiste especialmente no grupo dos equinóides.

Efectivamente, em certas camadas, como no corte da Sr<sup>a</sup> da Estrela, torna-se difícil, mas não impossível, distinguir entre ambas as litofácies pois verifica-se uma transição, pelo menos a nível macroscópico, de uma para a outra. Quer a nível macroscópico quer a nível microscópico, contudo, esta litofácies apresenta características muito específicas não encontradas na litofácies 3, o que permitiu a sua individualização e enquadramento paleoambiental muito específico (ver III.3).

Os calcários desta litofácies são calcários em bancadas de estratificação média, da ordem dos 50-60 cm de espessura, mas podendo possuir bancadas de apenas 10 cm de espessura, principalmente quando interstratificadas com a litofácies 1 (por exemplo, no corte de Ariques). Possuem sempre planos de estratificação bem definidos, na sua maioria planares, mais raramente ondulantes e erosivos, estes últimos associados a depósitos de natureza tempestática (ver litofácies 3).

São calcários amarelados a alaranjados, por vezes brancos (como no Cabeço do Nacreal), nitidamente pelóidicos, com muito diminutos equinóides fragmentados, geralmente da dimensão dos pelóides mas ocasionalmente fragmentos maiores dispersos e espículas de cidarídeos. São camadas ocasionalmente muito ferruginosas e por vezes estilolitizadas. Em certos cortes, como no da Sr<sup>a</sup> da Estrela ou afloramentos da Estrada Pombal-Ansião, fazem uma transição gradual a partir da litofácies 1, apresentando-se muito finamente pelóidicos.

Dispersos na matriz bio-pelóidica encontram-se ocasionalmente concentrações de conchas de espessura muito fina e diversamente orientadas, atribuídas a braquiópodes (Fig.3, Estampa II), cuja concentração lembra pequenos “ninhos” (lembrando pequenos remoínhos) que resultam provavelmente de um transporte selectivo local por pequenas correntes.

Associados aos cidarídeos e pequenas placas de equinóides maiores, encontram-se por vezes grandes braquiópodes, por vezes perfeitamente articulados, orientados com o

eixo paralelo aos planos de estratificação, de concha lamelar e de dimensões apreciáveis (até 10 cm de comprimento máximo) (Fig.4, Estampa II), bem como pectinídeos e pequenas “bolsadas” centimétricas com diminutos intraclastos.

O tipo de estratificação parece ser bastante variável, encontrando-se estratificação maciça (cortes da Sr<sup>a</sup> do Circo, Alvaiázere, topo de Vale dos Poios, Cabeça da Corte e afloramentos da Estrada Pombal-Ansião), por vezes muito afectada por carsificação (Cabeço do Nacreal), estratificação oblíqua planar, de pequeno ângulo a ângulo variável, de pequena escala, possível ocorrência de estratificação oblíqua tipo *swaley* e laminação paralela horizontal (corte da Sr<sup>a</sup> da Estrela). As laminações paralelas horizontais e tipos de estratificação são fornecidas pelo alinhamento dos diminutos fragmentos de cidarídeos e restantes equinóides (Fig.5, Estampa II; Figs. III.3 e III.4). No entanto, apenas no corte da Sr<sup>a</sup> da Estrela foi possível descrever mais pormenorizadamente o tipo de estratificação presente, dada a intensa carsificação e fraca exposição dos restantes cortes para a adequada observação destas estruturas. Esta litofácies, associada à litofácies 3, forma pares tempestíticos, especialmente na Sr<sup>a</sup> da Estrela. Abordar-se-á este tipo de deposições aquando da descrição da litofácies 3.

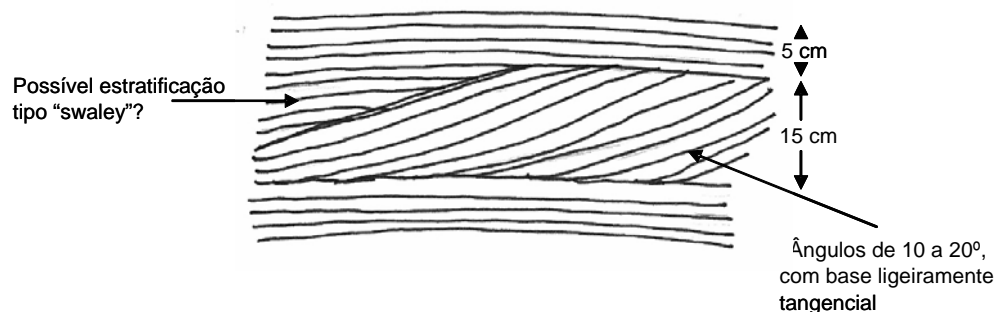


Figura III.3: Laminação paralela horizontal na base e no topo, “encerrando” estratificação oblíqua planar, de ângulo variável e base ligeiramente tangencial, em calcários da litofácies 2, no corte da Sr<sup>a</sup> da Estrela (interpretação da Fig. 4, Estampa III).

#### Tipos de estratificação:

- laminação paralela horizontal: este tipo, observado nesta litofácies, diz respeito àquela que se encontra em associação com os outros tipos de estratificação oblíqua, cujas unidades possuem espessuras que variam de 5 a 10 cm de espessura. Como tal ou são lateralmente descontínuas ou acabam por ser truncadas eventualmente pela estratificação oblíqua. A forma dos conjuntos é assim geralmente tabular mas ocasionalmente também sigmoidal;

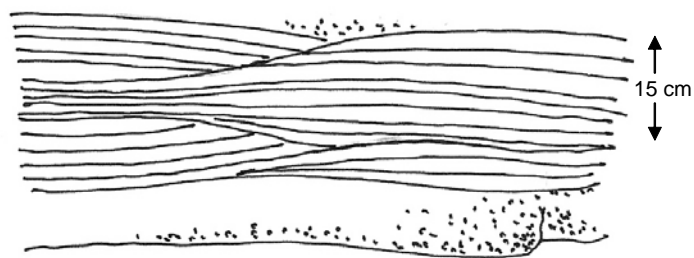


Figura III.4: Laminação paralela horizontal, de feixes sigmoidais, lateralmente truncados. Corte da Sr<sup>a</sup> da Estrela.

- b) estratificação oblíqua planar, de pequeno ângulo a ângulo variável, de pequena escala: corresponde a pequenos feixes planares, tabulares, entre 5 a 15 cm de espessura, cujas lâminas fazem ângulos quer maiores quer menores do que 15° com a base do feixe. O contacto das lâminas com a base dos feixes é geralmente não-tangencial mas localmente fá-lo de modo tangencial;
- c) estratificação oblíqua tipo *swaley*: talvez este tipo de estratificação possa ser considerada a ocorrência mais duvidosa, correspondendo a uma unidade apenas observada no corte da Sr<sup>a</sup> da Estrela, de espessura da ordem dos 5-6 cm, onde lâminas paralelas entre si estão associadas numa superfície basal ligeiramente côncava;
- d) pares tempestíticos: ocorrência frequente de sequências com base erosiva e muito grosseiras na base, com pavimentos de bioclastos aleatoriamente distribuídos e passagem gradual para o topo de granulometria mais fina e ocasional laminação paralela.

### III.1.2.2. PETROGRAFIA

No que respeita à petrografia, a litofácies 2 consiste preferencialmente em *packstones* a *grainstones* biopelódicos, onde se verifica por vezes a completa colmatação dos pelóides, sempre individualizados, mas onde quase não se observa um cimento microsparítico. Na maioria das lâminas observadas, estes calcários consistem numa boa calibração dos elastos, encontrando-se os diminutos bioclastos, quase predominantemente compostos por equinóides, na mesma dimensão dos pelóides (Fig.1, Estampa III). Ocasionalmente observam-se pequenas espículas de cidarídeos.

Os braquiópodes, raros e dispersos, apresentam conchas finas e curtas, mais raramente espessas com parede dupla foliada e prismática (BATHURST, 1976) e as conchas dos ostreídeos observadas são compostas por estrutura foliada, por vezes bastante espessa. Acompanham também os equinóides, pequenos gastrópodes e outros bivalves de concha fina.

No seio dos pelóides e diminutos micropelóides, encontram-se diminutos valvulinídeos; foraminíferos planispiralados indeterminados, bisseriados e/ou unisseriados; raros rotaliídeos e lenticulinídeos; raras espículas de espongiários; ocasionais oóides de centro micritizado e raros e dispersos intraclastos rolados. Só muito ocasionalmente se encontraram clastos pelmicríticos angulosos (*lumps*, FLÜGEL, 2004), consistindo em clastos de rochas pré-existentes e evidenciando pequeno transporte; também são muito raros bioclastos maiores consistindo em fragmentos de coraliários muito micritizados. Os fragmentos de equinóides observados nunca evidenciam micritização ou periferia bioturbada.

Na litofácies 2 destaca-se a presença de *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, (Fig.2, Estampa III), de *Haplophragmoides* sp., de diminutas Porostromata de morfotipo 2 (comparável a *Cayeuxia moldavica* BOUROULLEC & DELOFFRE) e de *Aeolisaccus* sp.. No que respeita aos morfotipos de Porostromata encontrados, abordar-se-á a questão da sua classificação aquando da descrição da litofácies 9.

Localmente observam-se indícios de pequena bioturbação, sob a forma de diminutas microestruturas circulares. Caracteristicamente, trata-se de uma litofácies geralmente pobre em bioclastos passíveis de classificação.

### III.1.2.3. DISCUSSÃO

Relativamente ao observado nesta litofácies, e constatado também na litofácies 3 (ver adiante), a associação dos tipos de estratificação parece mais característico de influência de processos de ondulação e tempestades (AZERÊDO, 1993), se bem que na litofácies 3, como se verá adiante, também não se descarta alguma influência por parte das marés.

### III.1.3. LITOFÁCIES 3 - *WACKESTONES*, *PACKSTONES* E *GRAINSTONES* BIOCLÁSTICOS

#### III.1.3.1. DESCRIÇÃO GENÉRICA

Estes calcários estão associados mais frequentemente às litofácies 2, 4 e 6, encontrando-se assim interstratificadas entre calcários biopelóidicos de equinóides, calcários intrapelóidicos e oopelóidicos e entre biolititos de coraliários. Contudo, verificaram-se casos particulares, onde camadas tabulares relativamente espessas destes calcários são encontradas no seio de calcários micríticos a pelmicríticos, por vezes fenestrados, da litofácies 9. Optámos, por isso, por apresentar os quatro casos grosseiramente identificados que esta litofácies representa.

#### *WACKESTONES* DE BRAQUIÓPODES

Estes calcários encontram-se apenas no corte de Ariques, no sector oriental. Estão perfeitamente interestratificados no seio de calcários micríticos a pelóidicos das litofácies 1 e 2 mas, pelas suas características, possuem desde logo um destaque especial na série.

Constituem camadas relativamente espessas, até 1 m de espessura, tabulares, mas cujos planos de estratificação são fortemente erosivos sobre as camadas pré-existentes (Fig.3, Estampa III). Na base destes planos erosivos, destacam-se “pavimentos” paralelos à estratificação e constituídos por conchas articuladas ou desarticuladas de braquiópodes – *Zeilleria* sp., rinconelídeos e terebratulídeos (CHOFFAT & TEIXEIRA, 1947). Esses “pavimentos”, contínuos e paralelos aos planos de estratificação, resultam do alinhamento de uma concha a seguir à outra ou por um alinhamento “bimodal” com alternância de conchas duas a duas ou mais. Para o topo da camada, a frequência e número dessas conchas, numa matriz oo-intraclástica nítida, diminui, desaparecendo qualquer alinhamento preferencial (Fig.3, Estampa III). Acompanhando os braquiópodes, foram também observados radíolas de cidarídeos, gastrópodes e fragmentos raros de equinóides.

A estratificação observada resulta em pares, de granulometria batidecrescente, com material mais grosseiro na base e em plano de estratificação erosivo e topo de material mais fino, sobre o qual se desenvolve novo plano erosivo.

Petrograficamente, estes calcários são compostos por *wackestones*, de matriz intrapelóidica a intraclástica, destacando-se conchas de braquiópodes, raros gastrópodes de

concha espessa, ocasionais diminutos valvulinídeos e raras Porostromata (comparáveis a *Heterotrichella* sp.).

### *PACKSTONES* e *GRAINSTONES* DE EQUINÓIDES

Estes calcários geralmente grosseiros, encontram-se associados, como mencionado em III.1.2., à litofácies 2, principalmente no corte da Sr<sup>a</sup> da Estrela:

- ou constituem a base de camadas tabulares, de espessuras entre 20 a 30 cm, camadas essas com planos de estratificação nitidamente erosivos sobre as camadas infrajacentes. O topo é constituído pela litofácies 2, de granulometria mais fina. Estes calcários são relativamente grosseiros, biopelóidicos a biointraclásticos, compostos essencialmente por fragmentos de equinóides e por radiólas de cidarídeos mas igualmente podendo conter pequenos bivalves de concha espessa. Estes últimos encontram-se de forma caótica junto ao plano erosivo ou grosseiramente com a concavidade voltada para baixo (Fig.4, Estampa III);

- ou constituem camadas muito espessas, de estratificação maciça, até 4-5 metros, como, por exemplo, na unidade 34 do corte da Sr<sup>a</sup> da Estrela (Anexo I, Fig. A1.10). Estes calcários biointraclásticos apresentam-se com grandes radiólas de cidarídeos até 5 cm de comprimento máximo, geralmente alinhados paralelamente à estratificação.

São calcários muito grosseiros, *packstones* e *grainstones*, constituídos por grandes placas de equinóides, por vezes com calcite de crescimento sintáxico, raramente micritizadas, em matriz intraclástica grosseira, com intraclastos rolados, mal calibrados ou intrapelóidica, num cimento microsparítico.

### *WACKESTONE* DE CORALIÁRIOS

Estes calcários são apenas representados por uma única camada, grosseiramente tabular, de cerca de 80 cm de espessura, presente no corte de Melriça, interstratificada entre calcários micríticos, pelmicríticos, por vezes fenestrados (sub-unidade 19b, Anexo I, Fig. A1.32).

Trata-se de um calcário pouco grosseiro, rosado, composto principalmente por fragmentos de coraliários fasciculares, caoticamente dispostos, dispersos, relativamente espaçados entre si, em matriz pelóidica a pelmicrítica (Fig.1, Estampa IV). Crê-se tratar-se de depósito de galgamento (*washovers*), traduzindo fluxos hidrodinâmicos esporádicos de

maior energia (tempestade ou marés-vivas) para um meio de fraca energia. Este tipo de depósitos de galgamento são conhecidos no Jurássico Médio da Bacia Lusitânica (WATKINSON, 1989; AZERÊDO, 1993; MARTINS, 1998a,b).

#### *WACKESTONES, PACKSTONES e GRAINSTONES* BIOCLÁSTICOS:

São os calcários mais comumente observados, associados às litofácies 4 e 6. Foram observados em variados locais, destacando-se os cortes do Vértice de Sicó, da base de Sicó, do Covão da Silva, de Alvaiázere e dos afloramentos calciclásticos observados nas cercanias da povoação de Aroeiras.

Estes calcários bioclásticos são geralmente muito grosseiros, compostos por fragmentos de diversa natureza – coraliários, gastrópodes (nerineídeos), equinóides e bivalves, tendo-se observado mais raramente clastos de serpulídeos, *Chaetetidae* e estromatoporídeos. A matriz de base é oopelóidica a intrapelóidica, de coloração branca a bege mas por vezes muito ferruginosa, com colorações rosadas a alaranjadas. Surgem frequentes oncóides e clastos micríticos a pelóidicos rolados, de forma esférica a alongada. Desenvolvem frequentes poros intergranulares, destacados pela erosão diferencial.

Constituem camadas de espessura muito variável, tabulares, onde exibem diferentes tipos de estruturas e estratificação:

- grano-selecções positivas e/ou negativas, por vezes na mesma camada; estas gradações são ainda mais evidenciadas pela presença de uma matriz intrabioclástica grosseira;
- estratificação maciça, composta pela acumulação de fragmentos diversos, sem qualquer disposição preferencial (Fig.2, Estampa IV);
- estratificação e/ou laminação oblíquas planares, de ângulo variável, de pequena a média escala (Fig.3, Estampa IV; fig.III.5);
- estratificação em-espinha de média escala (Fig.4, Estampa IV; Fig.III.6);
- pares de base grosseira e topo fino (Fig.1, Estampa V).

#### III.1.3.2. PETROGRAFIA

No que respeita à análise petrográfica, a litofácies 3, e predominantemente o último caso, consiste maioritariamente em *packstones* e *grainstones* biointraclásticos a bio-ooopelóidicos, com subordinação para os *wackestones* bio-intrapelóidicos.

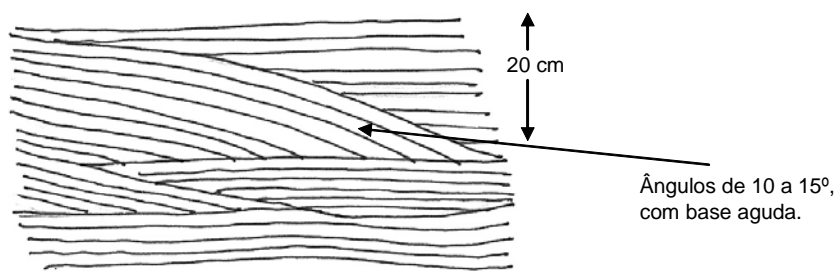


Figura III.5: Laminação paralela horizontal, de feixes sigmoidais, lateralmente truncados e feixes tabulares, associada a estratificação oblíqua planar de ângulo variável e base não-tangencial. Blocos de calcários da litofácies 3, no flanco SW de Sicó (interpretação da Fig.3, Estampa IV).

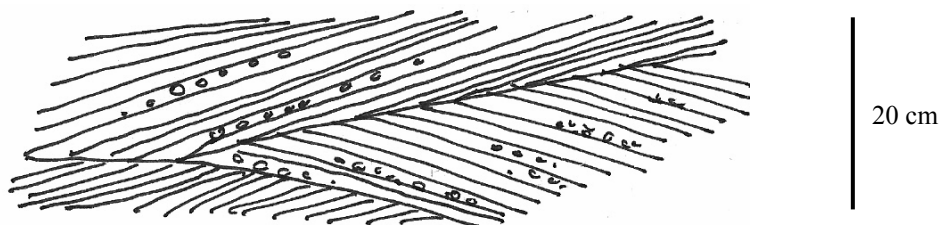


Figura III.6: Estratificação oblíqua em-espinha, em blocos soltos do flanco SW de Sicó. Representativa da litofácies 3 (interpretação da Fig.4, Estampa IV).

Entre os bioclastos, destacam-se grandes fragmentos de coraliários, gastrópodes (entre os quais nerineídeos), bivalves de estrutura foliada a prismática, ostreídeos, braquiópodes, placas de equinóides e diminutos crinóides, mais raros serpulídeos e espongiários (*Chaetetidae*) (Figs 2 & 3, Estampa V). Os serpulídeos também ocorrem frequentemente, mas vulgarmente incrustando clastos micríticos, resultantes do transporte de sedimentos parcialmente consolidados e pré-existentes. Destaca-se a presença, associada a calcários da litofácies 6, de grandes fragmentos de novelos de serpulídeos (Fig.2, Estampa V), também herdados de rochas pré-existentes (de biolititos de coraliários?). Nas placas de equinóides é comum a presença de calcite sintáxica. Todos os bioclastos se encontram parcialmente micritizados e/ou com periferia bioturbada, constituindo frequentemente o que vulgarmente se designam cortóides.

As Porostromata, de tamanho muito variável, são também muito comuns, livres na matriz e geralmente muito micritizadas ou incorporadas em clastos herdados. Foram observados os seguintes morfotipos (segundo a classificação de AZERÊDO, 1993): 1 (caracteristicamente *Cayeuxia piae* FROLLO, por vezes de grande tamanho), 2 (formas semelhantes a pequenos *Zonotrichites* sp. BORNEMANN), 5 (formas similares a

*Apophoretella* sp. ELLIOT), 6 (similar a *Cayeuxia* cf. *fruticulosa* JOHNSON & KASKA) e 8 (formas similares a *Pycnoporidium lobatum* YABE & TOYAMA). Mais raros são os corpos de algas filamentosas indeterminadas, de filamentos muito finos, sem forma bem definida e associadas a estruturas globulares diminutas.

Na matriz abundam pelóides, geralmente esféricos, mas também alguns alongados e sub-angulosos e oóides. Os últimos possuem frequentemente um centro bioclástico variado, desde foraminíferos planispiralados indeterminados e valvulinídeos, a fragmentos de diminutos equinóides. Na sua maioria, no entanto, possuem centro micrítico e periferia concêntrica a mista. Mais raramente foram observados agregados de oóides, com capa periférica micrítica e muito fina.

São comuns intraclastos geralmente rolados, por vezes bem calibrados; outras vezes muito mal calibrados, associados a pelóides, a *grapestones* e a *lumps* micríticos. Ocorrem também grandes clastos compostos, de matriz pelmicrítica grumosa (*clotted texture*), consistindo em agregados e *lumps* (até 9 mm de comprimento máximo), com estruturas globulares, fragmentos de coraliários e outros bioclastos. São mais ocasionais os fragmentos de *beach-rock*, bem como grandes clastos micríticos com capa oncolítica incipiente (tipo de *coated grain* mas ainda não oncóide). Destacam-se também abundantes clastos de composição variada, rolados a angulosos, por vezes de periferia bioperfurada, herdados de outras litofácies. Ocorrem frequentemente também alguns oncóides, de tipo 4 (segundo a classificação de AZERÊDO, 1993), com centro de bioclasto e cortéx globular a micrítico.

A microfauna observada é muito variada, destacando-se nos foraminíferos *P. striata*, *Pseudoegerella* sp., *Egerella* sp., *Chablaisia chablaisensis* (SEPTFONTAINE), *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE, frequentes valvulinídeos entre os quais *Siphovalvulina* sp., *Haplophragmoides* sp., *Neotrocholina* sp., *Trocholina* sp., *Trocholina* cf. *minuta* DERIN & REISS, *Trocholina* gr. *palastiniensis-alpina* (Fig.4, Estampa V), *Trocholina* cf. *elongata* LEUPOLD, *Trocholina palastiniensis* “var.elevada”, hauraniídeos, nomeadamente *Amijiella amiji* HENSON, foraminíferos incrustantes em placas de equinóides, nomeadamente *Placopsilina* sp., lituolídeos grosseiros indeterminados e foraminíferos bisseriados. Detecta-se ainda a presença de *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), associada a *Bacinella irregularis* RADOICIC e mais raramente *Lithocodium aggregatum* ELLIOT, no interior de grandes clastos herdados.

O cimento oscila entre a microsparite e a esparite. A esparite tende a desenvolver-se no caso de maior porosidade primária intergranular ou móldica (no caso dos *wackestones* e

*packstones*) - equigranular a inequigranular - e a microsparite parece ligada aos *grainstones*, onde o espaço deixado para o crescimento dos cristais é menor. O mesmo parece suceder na litofácies 4, onde se descrevem sucintamente os tipos de cimentos observados, muito similares aos observados nesta litofácies (ver secção III.1.4).

Se bem que a porosidade secundária seja praticamente nula (ver capítulo V), pode reconhecer-se, em lâmina delgada, uma porosidade de dissolução primária, onde são frequentes cimentos vadosos em menisco, unindo pequenos oóides e pelóides. Também são esporádicas lâminas onde se observa alguma porosidade intergranular onde se depositou silte vadoso, posteriormente colmatada por microsparite.

### III.1.3.3. DISCUSSÃO

#### 1) Os pares tempestíticos:

Frequentes são já os estudos dedicados às sequências ou depósitos tempestíticos, frequentemente acompanhados pela observação de estratificação tipo *hummocky* e destacando séries carbonatadas onde é evidenciada a sequência tempestítica ideal (WALKER *et al.*, 1983; DOTT & BOURGEOIS, 1983; HANDFORD, 1986; BROOKFIELD & BRETT, 1988; AZERÊDO, 1993; FLÜGEL, 2004). Aliás, é crescente a confirmação da importância de depósitos tempestíticos nas séries carbonatadas depositadas em meio de rampa carbonatada (ver Cap.VI) (BROOKFIELD & BRETT, 1988; BURCHETTE & WRIGHT, 1992; MYROW & SOUTHARD, 1996; MARTINS, 1998a; FLÜGEL, 2004).

A sequência ideal (Fig.III.7) é iniciada por um contacto erosivo, pavimentado por fragmentos de conchas, por vezes alinhadas paralelamente à estratificação e frequentemente orientadas com a concavidade para baixo. Resulta de um fluxo rápido e muito energético induzido por tempestade – erosão de tempestade. O seguinte elemento, em continuidade da base para o topo, corresponde a uma granoselecção positiva, isto é, estratificação gradada, traduzindo o desaceleração do fluxo tempestítico com concomitante deposição de material cada vez mais fino para o topo, até, nas sequências ideais, seguir-se a deposição em laminação paralela, em que a taxa de sedimentação começa a diminuir. Ainda se poderão observar *ripples* de onda como terceiro elemento até à complexa diminuição da energia hidrodinâmica do meio, em que o fluxo é laminar e a taxa de sedimentação é muito baixa.

A granoselecção positiva do sedimento indica rápida deposição a partir de suspensão e a presença de texturas granodecrescentes para o topo e bases erosionais

apontam para rápida deposição a partir de fluxos episódicos e energéticos (KREISA, 1981; HANDFORD, 1986) – logo, tempestíticos. Por vezes, sobre o segundo elemento, observa-se novo plano erosivo, implicando tratar-se de pares tempestíticos formados uns a seguir aos outros, testemunhando-se meio de regime hidrodinamicamente influenciado por tempestades recorrentes.

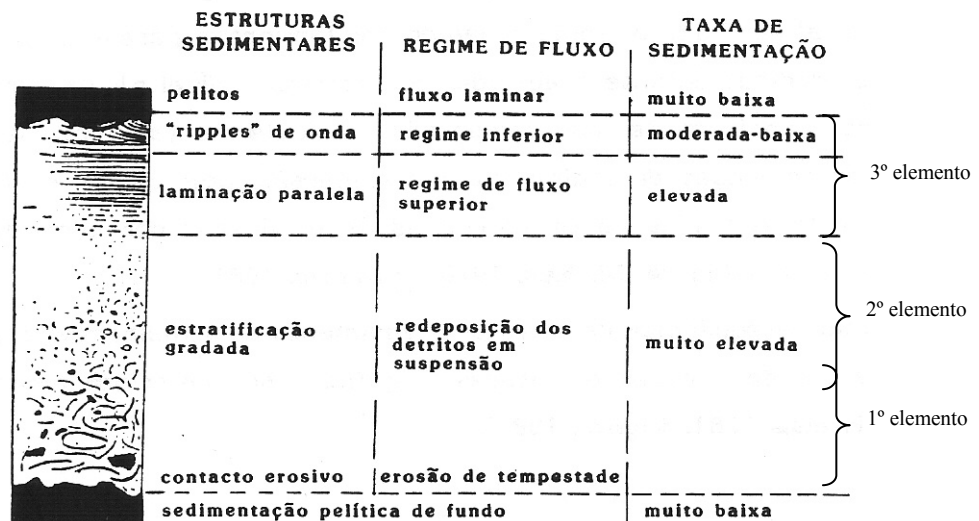


Figura III.7: Sequência tempestítica ideal e respectiva interpretação hidrodinâmica segundo AIGNER (1982) (retirado de AZERÊDO, 1993).

Tal como para a litofácies 2, admite-se que se trata de pares tempestíticos onde se verifica a ocorrência sistemática dos dois elementos da sequência tempestítica, se bem que nem sempre se observe a laminação paralela final (Fig.3, Estampa III, Fig. 4, Estampa III). Os pares tempestíticos dominados pela litofácies 2, de natureza mais fina, correspondem aos tempestitos distais. Os pares onde domina a litofácies 3, mais grosseira, consideram-se tempestitos proximais.

No caso dos pares tempestíticos admitidos para o corte de Ariques, deverão ter sido o resultado de tempestades extraordinárias já que estão inseridas em litofácies de hidrodinamismo menos elevado (no final deste capítulo e nos capítulo VI voltar-se-ão a abordar este tipo de ocorrências). Destaque-se a presença também de possível depósito tempestítico no flanco SW de Sicó (Fig.1, Estampa V).

## 2) Os tipos de estratificação:

Discute-se aqui essencialmente os tipos de estratificação e/ou laminação oblíquas planares, de ângulo variável, de pequena a média escala e a estratificação em-espinha (*herringbone*). Do mesmo modo como foi dito para a litofácies 2, tornou-se bastante difícil a observação de estruturas deste tipo. Se no corte da Sr<sup>a</sup> da Estrela, a exposição dos calcários das litofácies 2 e 3 eram relativamente adequadas a observações de pormenor, já nos cortes acima mencionados, a observação destas estruturas específicas teve de ser sempre feita em blocos de rocha, nomeadamente seguindo não um corte específico mas o flanco SW da Serra de Sicó, o que comprometeu desde logo medições de possíveis paleocorrentes ou integração na evolução vertical das séries. Não obstante, tenta-se uma abordagem ainda que muito ligeira.

Relativamente às estratificação e/ou laminação oblíquas planares, de ângulo variável, de pequena a média escala, compõem predominantemente formas tabulares mas também sigmoidais. Os ângulos das lâminas variam de 10 a 25 ° e a sua base é sempre angular. No caso da estratificação em-espinha, as lâminas inclinam nitidamente em direcções opostas.

Relativamente ao observado, e constatado também na litofácies 2 (ver III.1.2), os tipos de estratificação parecem mais característicos de influência de processos de ondulação e tempestades, estando os processos influenciados por marés traduzidos apenas por estratificação oblíqua em-espinha. Esta influência de marés menos decisiva, está de acordo com o observado por AZERÊDO (1993), para os depósitos carbonatados do Jurássico Médio do M.C.E. (regime micromareal). A não-observação de canais-de-maré indiscutíveis, bem como a inexistência de recobrimentos de vasa ou de superfícies de reactivação, também apoia esta hipótese (AZERÊDO, 1993). Contudo, tal como afirmado já anteriormente (III.1.2), a fraca exposição e raridade de estruturas sedimentares numa região fortemente afectada por carsificação e em cujas pedreiras não se observaram as litofácies 2 e 3, impõe sempre bastantes reservas a esta interpretação.

## 3) Aspectos petrográficos:

Um dos aspectos principais a reter quando se analisa petrograficamente esta litofácies, é a presença inequívoca de clastos de natureza variada, herdados de rochas e/ou sedimentos parcialmente consolidados, que constituem outras litofácies; se bem que ocasionalmente, devido à forte micritização das partículas, seja difícil distinguir entre grãos agregados *in situ* e ressedimentados. Destes clastos destacam-se principalmente

clastos de calcários micríticos a pelmicríticos (litofácies 9), de calcários oncomicríticos a onco-intraclásticos (litofácies 7), de biolititos de coraliários e algas (litofácies 6) e, mais raramente, de calcários oo-intrasparíticos ou microsparíticos.

Também alguns dos bioclastos terão sido remobilizados a partir de sedimentos pouco consolidados, e alguns, como os fragmentos de coraliários, sofreram inclusivamente algum transporte com abrasão da periferia. Um hidrodinamismo elevado é sugerido para o transporte e remobilização destes clastos. Contudo, a forma destes clastos é incerta, bem como a periferia, muitas vezes angulosa e bioperfurada. É de admitir, que face a períodos de elevado hidrodinamismo, ocorram também períodos de relativa acalmia, nomeadamente para a formação de agregados de oólitos, cortóides e *lumps*.

Os cortóides (*cortoids* de FLÜGEL, 2004) são uma categoria específica de grãos carbonatados – bioclastos, oóides, litoclastos – cuja periferia exhibe um chamado “envelope micrítico” (AZERÊDO, 1993). A sua formação está implicitamente ligada ao processo incompleto da micritização. Três modos de formação dos cortóides são invocados (Fig.III.8), onde ambos os organismos fotossintéticos e não fotossintéticos jogam um papel preponderante. Os envelopes micríticos resultantes, relativamente resistentes à dissolução, protegem em última análise os grãos que envolvem e contribuem, por isso, muitas vezes, para a preservação dos grãos esqueléticos originalmente aragoníticos, durante a diagénese em águas meteóricas (FLÜGEL, 2004). São bons indicadores de ambientes tropicais de águas pouco profundas, onde proliferam organismos fitófagos dependentes da luz.

De entre os clastos agregados destacam-se os *grapestones* – agregados de oóides ou grãos esféricos lembrando cachos de uvas – e os *lumps* – correspondendo a estádios avançados de grãos agregados onde a micritização é mais intensa (TUCKER & WRIGHT, 1990; FLÜGEL, 2004). Pensa-se que este tipo de agregados, herdados ou formados *in situ*, indicam geralmente níveis alternantes baixos a moderados de hidrodinamismo, sob condições tropicais a sub-tropicais, em ambientes com poucos nutrientes e taxas de sedimentação baixas.

Estes factos permitem admitir que, de um modo geral, estes agregados poderão resultar de clastos sobretudo herdados das litofácies 4, 6 e 9, já que se admite um relativamente elevado hidrodinamismo para esta litofácies 3 (tipos de estratificação, deposição tempestítica), se bem que intermitentemente intervalados com períodos relativamente calmos (formação de alguns cortóides; o tempo para a formação de *lumps* deverá ser superior ao verificado nos períodos de acalmia energética admitidos para esta litofácies).

Destaca-se igualmente a presença, se bem que muito rara, de cimentos vadosos, testemunhando alguma deposição em meio marinho vadoso (ver capítulo V).

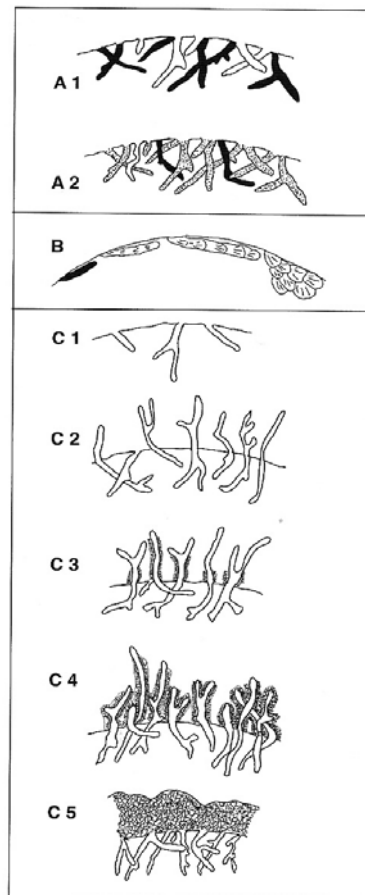


Figura III.8: Modos de formação dos envelopes micríticos (em cortóides). A: micritização destrutiva por parte de organismos fitófagos, cujos produtos do metabolismo provocam a dissolução dos esqueletos e formação de bioperfurações; B: dissolução parcial e recristalização; C: precipitação de calcite microcristalina em volta e entre densas populações de algas e ciano-bactérias, cujos filamentos estão expostos a topo do clasto (retirado de FLÜGEL, 2004).

Outra característica é a pouco frequente mas ocorrente presença de *beach-rock*. Este tipo de clastos é originado através da rápida cimentação dos grãos de areia carbonatados através do crescimento, em poros intergranulares, de aragonite e de calcite hipermagnésiana (por exemplo, FLÜGEL, 2002) e são formados quer em climas tropicais quer em climas temperados (Fig.7, Estampa XXVIII). Não obstante, é perfeitamente possível que alguns destes clastos sejam igualmente herdados de outras litofácies, nomeadamente da litofácies 4.

### III.1.4. LITOFÁCIES 4: *PACKSTONES* E *GRAINSTONES* OOPELÓIDICOS E INTRAPELÓIDICOS

#### III.1.4.1. DESCRIÇÃO GENÉRICA

Esta litofácies está preferencialmente associada à litofácies 3 precedente e à litofácies 6, nomeadamente nos cortes da Sr<sup>a</sup> do Circo, do Vértice de Sicó, de Cabeça da Corte (parte II), de Alvaiázere e nos afloramentos da Estrada Pombal-Ansião.

Compreendem calcários brancos a beijos, por vezes rosados e ferruginosos, onde alterna a componente oolítica, intraclástica (Fig.1, Estampa VI) e ambas. No caso dos calcários mais finos, a matriz oolítica dá lugar, muito ocasionalmente a uma matriz pelóidica ainda mais fina.

Nestes cortes, as camadas de calcário apresentam-se grosseiramente tabulares, de espessuras variáveis mas geralmente entre 50 a 70 cm de espessura. Foi rara a observação de quaisquer estruturas sedimentares nas camadas *in situ* devido à forte carsificação e fraca exposição. Todavia, são frequentes, mas a nível dos blocos soltos na encosta SW de Sicó, pares de granosselecções positivas e negativas. Observaram-se também frequentes blocos soltos, representativos desta litofácies, com laminação/estratificação oblíqua planar.

De um modo geral, a melhor calibração é registada nos calcários mais finos, oopelóidicos, enquanto que nos calcários mais grosseiros, a calibração é geralmente muito fraca, exibindo os intraclastos 6 a 8 mm de diâmetro máximo. Não obstante, o rolamento dos intraclastos é evidente pela dominante forma esférica e rodada com que estão presentes nesta fácies. Mais rara é a ocorrência de clastos micríticos e diversos *coated grains* (cortóides, oncóides) (Fig.1, Estampa VI).

Nos calcários oo-intraclásticos, com componente bioclástica destacada, pode-se observar o preenchimento do interior de alguns dos bioclastos por uma matriz mais fina, oopelóidica, fenómeno perfeitamente visível a olho-nu (microestruturas de infiltração segundo AZERÊDO, 1993).

Associados aos oólitos e intraclastos, encontram-se bioclastos muito variados, desde bivalves e gastrópodes de concha espessa (incluindo nerineídeos), equinóides, coraliários fragmentados e coraliários solitários. Estes últimos ocorrem por vezes concentrados em pequenos “ninhos” nos calcários oolíticos.

Destaca-se, no topo do corte da Sr<sup>a</sup> do Circo, uma camada de cerca de 1,5 metros de espessura, onde se desenvolve um tipo particular de estrutura sedimentar, representada

grosseiramente na Fig.III.9. Nos primeiros 100 cm da base, observa-se uma série de feixes de formas grosseiramente sigmoidais, compostos na base por intraclastos e bioclastos e a topo por material oointraclástico mais fino. Poderá representar uma forma grosseira de estratificação oblíqua planar, com truncamento sucessivo dos feixes e onde as laminações não são directamente observáveis devido às dimensões dos grãos presentes (Fig.2, Estampa VI, Fig.III.9). Pequenas micro-avalanches podem ser observadas na base dos feixes, com o material intraclástico mais grosseiro sobrepondo-se ao material oolítico mais fino.

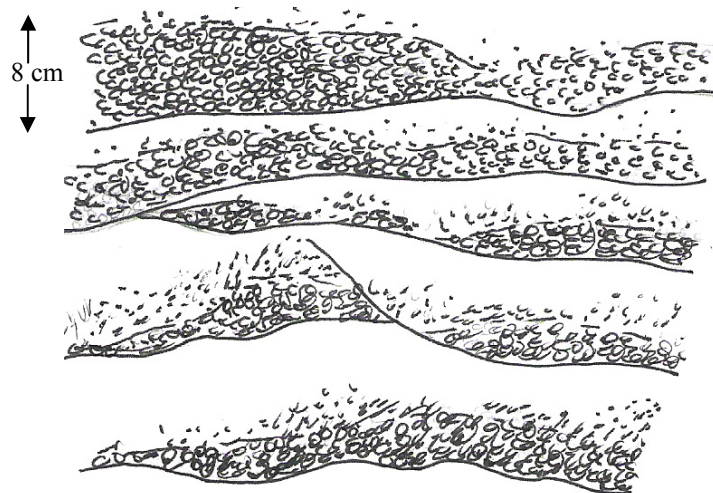


Figura III.9: Representação esquemática da estrutura sedimentar observada na litofácies 4, no topo do corte da Srª do Circo (Fig.2, Estampa VI).

No topo dos cortes de Cabeça da Corte (parte II) e de Alvaiázere, esta litofácies está associada preferencialmente à litofácies 5. Noutros cortes aparece esporadicamente, muitas vezes associado às litofácies 9 e sub-fácies 10c (cortes da Pedreira da Iberobrita e de Ramalhais).

No caso da Pedreira da Iberobrita, a litofácies é representada apenas por calcários oolíticos e ocorre associada a calcários lagunares, perimareais e pedogénicos. Estes calcários oolíticos, brancos a cinzentos claros, constituem camadas de espessura muito variável, desde 1 metro, onde se observa uma laminação planar muito grosseira, até 40 cm.

Nestas camadas mais delgadas, os calcários oolíticos, bem calibrados, de estratificação maciça, apresentam-se muito bem calibrados, de coloração acinzentada, mas possuem pequenos clastos negros e raros e pequenos nerineídeos. No topo destas camadas desenvolvem-se planos de estratificação erosiva, com a formação subsequente de conglomerados pedogénicos, que constituirão a sub-litofácies 10c (ver interpretação na secção III.1.10).

Em alguns cortes, como por exemplo no de Ramalhais, constituem “níveis oolíticos residuais”, correspondentes a relíquias de hidrodinamismo mais elevado, intercalados em litofácies de águas calmas, pouco profundas (ver secção III.2.) e possuem espessura da ordem de 5 a 8 cm.

#### III.1.4.2. PETROGRAFIA

Petrograficamente, estes calcários consistem em *packstones* e *grainstones*, sendo dominados ora por intraclastos rolados, por vezes bem calibrados mas geralmente de fraca calibração, ora por oólitos bem calibrados (Fig.3, Estampa VI), ora por ambos. No último caso, aparecem frequentemente associados pelóides, perfeitamente individualizados e elipsoidais (também se observaram pelóides micro-perfurados, também de origem fecal). Por vezes a componente pelóidica chega a dominar parte da lâmina, como se pode observar em amostras do corte de Cabeça da Corte (parte II).

No que respeita ao tipo de oóides presentes, normalmente apresentam-se de centro muito micritizado, por vezes compostos totalmente por micrite, sem qualquer aparente periferia (por exemplo no corte da Pedreira da Iberobrita, associados a conglomerados pedogénicos). Noutros casos, observa-se ainda perfeitamente um cortéx, de espessura muito variável, dominado por microestrutura tangencial ou mista. São abundantes os oólitos de cortéx com microestrutura radial, mas encontrando-se sempre com grande núcleo micritizado.

Nos *grainstones* oopelóidicos, os oóides constituem, por vezes, mais de 95% dos clastos presentes. Localmente, observa-se que a esparite preencheu totalmente alguns oóides. Ainda que raros, foram também observados oóides de contactos ajustados (*fitted-fabric*) bem como oóides maiores (até 1,8 mm de diâmetro) com lâminas deslocadas (*spalled-off*) (WILKINSON *et al.*, 1984; STRASSER & JEDOUÏ, 1990). Os agregados de oóides são muito raros e compostos, no máximo, por cerca de três a quatro oóides, com uma capa periférica micrítica muito fina. No centro dos oólitos observam-se pequenos bioclastos e pequenos foraminíferos (valvulinídeos, *P. striata* ou *Neotrocholina* sp.).

Nos bioclastos reconheceram-se nerineídeos e gastrópodes de concha espessa, bivalves de concha de estrutura foliada a lamelar-cruzada (BATHURST, 1976), frequentes equinóides (incluindo cidarídeos), frequentes Porostromata diversas e mais raros pequenos fragmentos de coraliários e espongiários (*Chaetetidae*). Os bioclastos estão geralmente micritizados, constituindo também cortóides.

Associados aos intraclastos nos calcários mais grosseiros, observam-se pequenos *lumps* e *beach-rock*, sempre muito rolados, de periferia lisa, bem como pequenos litoclastos nomeadamente compostos por pelmicrite e incrustados frequentemente por novelos de serpulídeos, com grandes Porostromata (*C. piae*) ou *T. parvovesiculifera* no seu interior. Estes clastos herdados possuem até 5 mm de diâmetro máximo.

Os oncóides observados nas camadas mais grosseiras são de tipo 2, com projecções colunares; de tipo 3 (AZERÊDO, 1993), com cortéx micrítico interior denso e periférico pelmicrítico grumoso (*clotted*) a fenestrado; e de tipo 4, mais raros, com centro de bivalves, coraliários ou equinóides e periferia de *B. irregularis*.

O cimento varia de microsparítico a esparítico, dominando, contudo o microsparítico, quer nos *packstones* quer nos *grainstones*. O crescimento dominante do cimento parece ter sido da periferia dos clastos para o centro dos poros (crescimento centrípeto), notando-se um crescimento inicial microsparítico (fibroso, acicular ou radial) e posteriormente, em direcção ao centro do poro, um crescimento de esparite inequicristalina.

Os raros cimentos observados, devido à forte recristalização e neoformação (ver capítulo V) foram preferencialmente cimentos isópacos e circum-granulares, aciculares a fibrosos, cimentos em mosaico granular (de recristalização) a drúsico e cimentos de crescimento sintáxico (calcite sintáxica apenas em fragmentos menores de equinóides).

A porosidade secundária é praticamente inexistente (como observado e constatado no capítulo V), mas pode observar-se ocasionalmente nítida porosidade de dissolução inicial, com contactos entre os grãos por intermédio de cimentos vadosos (em-menisco e em-ponte).

Se bem que a micritização pareça preferencialmente afectar alguns dos clastos e o centro de alguns oóides nesta litofácies, em algumas lâminas observou-se a completa micritização da matriz e do cimento, quase impedindo o reconhecimento dos oóides (amostras do flanco SW de Sicó). Também raramente se observou silte vadoso disperso no cimento microsparítico.

Entre os microorganismos destacam-se foraminíferos diversos: raros valvulinídeos, foraminíferos bisseriados e lituolídeos aglutinados planispiralados a desenrolados grosseiros e indeterminados; raros hauraniídeos e *A. amiji* de pequeno tamanho; muito raros miliolídeos; foraminíferos incrustantes em placas de equinóides (*Placopsilina* sp.); *Egerella* sp.; *Pseudoegerella* cf. *elongata* SEPTFONTAINE.; *P. striata*; *Haplophragmoides* sp.; *Nautiloculina* sp. e *Nautiloculina oolithica* MOHLER;

*Neotrocholina* sp.; *Trocholina* sp.; *T. gr. palastinensis-alpina*; *T. cf. minuta*; *T. palastiniensis* “forma elevada”; *Trocholina gigantea* PELISSIÉ & PEYBERNÈS; *V. lugeoni*; *Siphovalvulina* sp.; formas de passagem *Valvulina-Paravalvulina* e *Pfenderina-Kilianina*; *Spiraloconulus giganteus* CHERCHI & SCHROEDER e *Spiraloconulus* aff. *giganteus* (similar à forma observada por AZERÊDO, 1993); *C. chablaisensis*; *Paleopfenderina* sp. e *Mesoendothyra croatica* GUSIC.

Entre as algas calcárias observadas, destacam-se as Porostromata, nomeadamente os morfotipos 1 (*C. piae*), 4 (similar a *Cayeuxia* sp.) e 5 (similar a *Apophoretella* sp.). Entre a matriz mais fina, onde dominam os pelóides, observou-se *Aeolisaccus* sp. ELLIOT. Do mesmo modo, em calcários oopelóidicos, com grande proporção de pelóides, observou-se *T. parvovesiculifera* em células dispersas na matriz, bem como *incertae sedis* de natureza globular.

### III.1.4.3. DISCUSSÃO

1) Tipos de oóides: os oóides são geralmente considerados como válidos indicadores paleoambientais no que respeita à energia, temperatura, salinidade e profundidade das águas (FLÜGEL, 2004).

Como regra, são partículas consideradas menores do que 2 mm de diâmetro, variando geralmente entre 0,5 e 1 mm (FLÜGEL, 2004). A sua formação obedece a condições relativamente específicas, incluindo a presença de um núcleo, agitação das águas para a movimentação dos grãos, uma fonte de águas sobre-saturadas, processos de renovação das águas e processos mínimos de degradação dos grãos. Mantidas estas condições, formam-se os oóides, actualmente desenvolvidos em meios marinhos e não-marinhos, desde meios submareais a intermareais. A estrutura interna básica resulta em lamelas concêntricas à volta de um núcleo de dimensões variáveis, cuja microestrutura pode ser tangencial (concêntrica), radial (radial fibrosa), aleatória ou mesmo mista (AZERÊDO, 1993). Outro tipo característico são os oóides micríticos (aragoníticos), formados por uma micritização pervasiva, comuns nas Bahamas.

Relativamente aos oóides não-actuais, a interpretação dos padrões texturais é complicada pela intervenção dos processos diagenéticos. Nos menos abundantes oóides não-micritizados, maioritariamente de estrutura tangencial a mista, é muito provável que a aragonite original tenha sido substituída pela calcite (quer por dissolução e preenchimento, quer por neoformação) (RICH, 1982; AZERÊDO, 1993). Contudo, a maior parte dos oóides

observados encontra-se parcial ou totalmente micritizada (mesmo na litofácies 4). E aqui reside a dificuldade no reconhecimento da origem primária ou secundária da micrite. No caso de alguns, é de aceitar que tenham sofrido micritização posterior, principalmente se “encerrados” num sedimento que tenha ele próprio indícios de intensa micritização. No entanto, a maior parte dos oóides micritizados ocorre em calcários sem grandes indícios de intensa micritização (apenas formação fraca de cortóides, com envelopes relativamente pouco espessos).

Como uma parte significativa dos oóides micritizados possui microestrutura radial (contrariamente aos oóides não-micritizados) no cortéx de espessura variável, e pelo facto de se observarem poucos indícios de substituição de aragonite por calcite, é provável que grande parte da micrite observada nos oóides seja de natureza calcítica primária (AZERÊDO, 1993).

A partir da observação do tipo oóides presentes, principalmente nas litofácies 3 e 4, podem ser extrapoladas, de forma grosseira, as condições de salinidade, hidrodinamismo e meio deposicional, tendo igualmente em atenção as restantes características das litofácies analisadas (Fig.III.10). Os tipos 3 e 4 (*in* FLÜGEL, 2004) são os dominantes nos oóides observados, com centro micrítico e periferia de microestrutura radial a mista, envolvendo calcite como mineralogia dominante, relativamente alta salinidade e hidrodinamismo moderado. O tipo 1, compreendendo oóides micríticos de cortéx tangencial, originalmente aragoníticos, são os geralmente admitidos como substituídos posteriormente por calcite.

2) Tipos de cimentos e porosidade: relativamente ao tipo de cimentos observados, pode constatar-se a formação destes calcários calciclásticos predominantemente em meio marinho-freático. No entanto há indícios de que parte dos calcários esteve, a dada altura, sujeito a condições vadosas (marinho-vadoso e/ou meteórico-vadoso). A calcite sintáctica, observada principalmente na litofácies 3, mas igualmente em fragmentos de equinóides na litofácies 4 é o resultado de afundimento da série (LONGMAN, 1980; AZERÊDO, 1993; FLÜGEL, 2004), bem como a diagénese por afundimento proposta por STRASSER & JEDOUÏ (1990), para os oóides de lâminas deslocadas. No capítulo V abordar-se-á com mais pormenor as características diagenéticas presentes nas diversas litofácies.

3) Litoclastos: este tipo de calcários clásticos possui fragmentos herdados de substratos previamente endurecidos ou semi-endurecidos, outrora constituintes primordialmente da litofácies 9. O mesmo foi observado por AZERÊDO (1993) na descrição

da sua Litofácies 1, definida para o M.C.E., e correspondente grosseiramente às litofácies 3 e 4 aqui definidas.

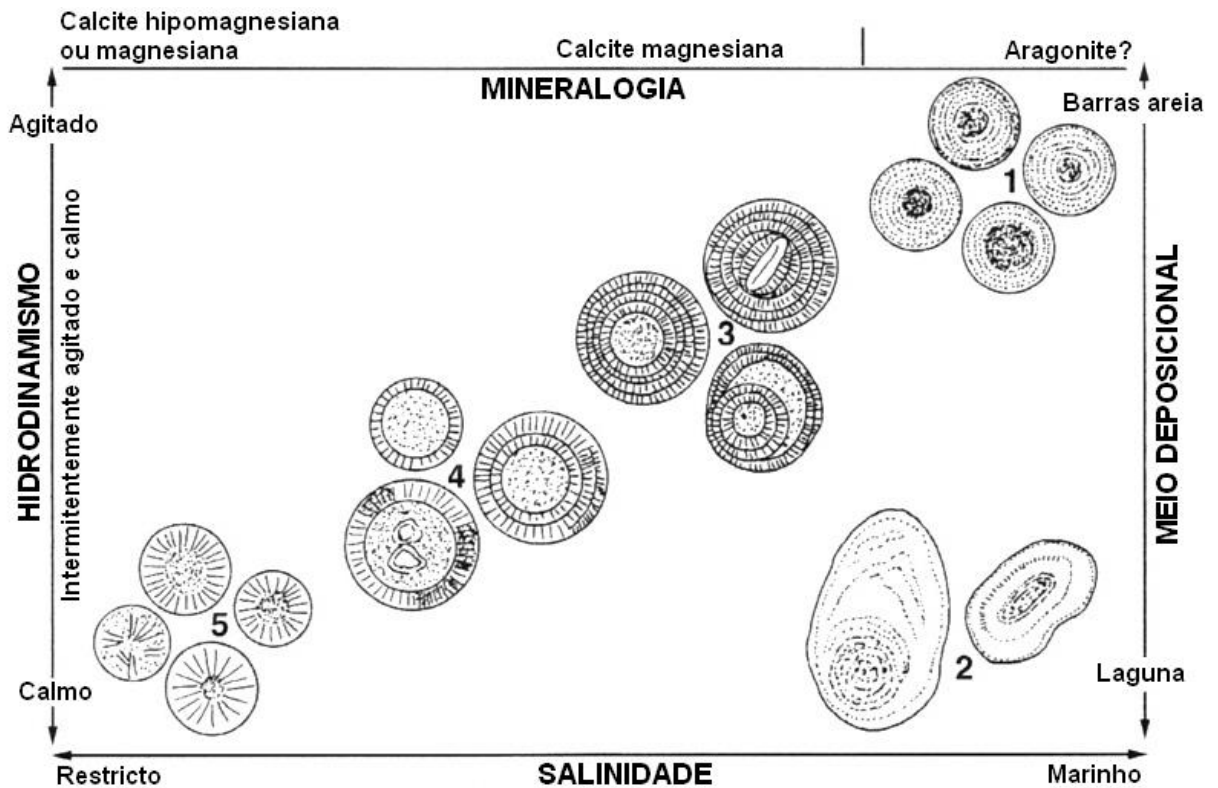


Figura III.10: Esquema adaptado de FLÜGEL, 2004 (depois de STRASSER, 1986). Os oóides de tipo 3 e 4 parecem ser os dominantes nos calcários das litofácies 3 e 4. Os oóides de tipo 2 podem ser também interpretados como grãos revestidos (*coated grains*)

### III.1.5. LITOFÁCIES 5 – *RUDSTONES* E *GRAINSTONES* INTRA-ONCOLÍTICOS

#### III.1.5.1. DESCRIÇÃO GENÉRICA

Trata-se de uma litofácies relativamente rara, tendo sido apenas observada, como mencionado em III.1.4., no topo dos cortes de Cabeça da Corte (parte II) e Alvaiázere. Contudo, trata-se de uma das litofácies mais grosseiras e facilmente identificada no terreno.

Consiste em camadas tabulares, de planos de estratificação geralmente planares, mais raramente ondulantes, na ordem de 1 a 2 metros de espessura na série de Cabeça da Corte (parte II) e na ordem dos 50 a 70 cm na série de Alvaiázere. Os calcários são muito

grosseiros, brancos a cremes, intraclásticos, litoclásticos e intra-oncolíticos. A estratificação observada sugere uma estratificação maciça; contudo esta interpretação deve ser feita sob reserva já que no M.C.E., AZERÊDO (1993), em litofácies similares a esta (Litofácies 2 daquele trabalho) observou estratificação oblíqua planar, de pequeno ângulo e “grande escala”.

Os clastos diversos são perfeitamente identificados a olho-nu, desde grandes intraclastos mal calibrados (1 a 3 mm de diâmetro máximo), esféricos a alongados e elipsoidais, a grandes clastos micríticos esféricos ou sem forma definida (até 5 cm de diâmetro máximo) ou clastos de natureza complexa (alguns *beach-rock*) (até 6 mm de diâmetro máximo).

Os oncóides são perfeitamente identificados ao nível do tipo (segundo AZERÊDO, 1993), nomeadamente tendo-se observado do tipo 4 – de cortéx laminado concêntrico e núcleo com centro de bioclastos (mais geralmente nerineídeos) – até 3 cm de diâmetro e do tipo 3a - com laminação pouco evidente, de dimensões geralmente menores. Chame-se a atenção de que todos os clastos, nem sempre esféricos, apresentam-se sempre, contudo, muito rolados e de periferia muito lisa. São acompanhados por frequentes a raros bioclastos, nomeadamente nerineídeos e bivalves de concha bastante espessa.

### III.1.5.2. PETROGRAFIA

Em lâmina delgada, destacam-se grandes *lumps* pelmicríticos, com periferia lisa, numa matriz pelóidica a pelmicrítica, associados a intraclastos rolados, muito mal calibrados (Fig.4, Estampa VI), bem como clastos de *beach-rock* de pequeno tamanho e ocasionais agregados de intraclastos (*grapestones* com três a quatro intraclastos mal calibrados), com envelope micrítico pouco espesso. Associados a oncóides de tipo 3a e 4, a petrografia veio a revelar também a presença de oncóides tipo 3b – esféricos, perfeitamente laminados e fenestrados, até 4 cm de diâmetro.

Nos microorganismos observou-se *P. striata*, *Siphovalvulina* sp., *V. lugeoni*, formas de passagem *Valvulina-Pfenderina*; valvulinídeos frequentes, raros foraminíferos bisseriados e lituolídeos grosseiros indeterminados, ocasionais Porostromata (morfotipos 2 – semelhantes a *C. moldavica*, 3– similares a *Ortonella* sp. GARWOOD e 4 – similares a *Garwoodia* sp. WOOD).

Os bioclastos presentes consistem em bivalves e nerineídeos, de concha espessa e micritizada (alguns cortóides) bem como mais raros equinóides e muito raros coraliários fragmentados, sempre de pequenas dimensões.

O raro cimento observado é microspáritico. Nota-se contudo, em algumas lâminas, a presença de silte vadoso.

### **III.1.6. LITOFÁCIES 6 - BIOLITITOS DE CORALIÁRIOS, ESPONGIÁRIOS E ALGAS**

#### **III.1.6.1. DESCRIÇÃO GENÉRICA**

Esta litofácies vem a destacar-se como uma das litofácies mais determinantes na região, não devido à sua extensão geográfica nem pela sua distribuição vertical, ambas relativamente restritas (ver parte final deste capítulo e capítulo VI), mas sim pela sua efectiva frequência no seio das litofácies 3 e 4, nomeadamente no sector Central (cortes de Sr<sup>a</sup> da Estrela e Cabeça da Corte) e no sector Sul (corte do Vértice de Sicó e afloramentos do flanco SW do mesmo maciço).

Devido à especificidade na classificação e abordagem deste tipo de fácies, aproveitou-se uma oportunidade de colaboração com a equipa do Professor Winfred Werner (Universidade de Munique) e com o Professor Bernard Lathuilière (Universidade de Nancy). Esta equipa não só classificou, na medida do possível, algumas das formas de coraliários e grupos afins (espongiários, estromatoporídeos, algas vermelhas (*Solenopora*)) como igualmente se deslocou à região de Pombal para se inteirar, em parte, do modo de ocorrência desta litofácies.

Contudo, chama-se a atenção que essa colaboração se desenvolveu bastante mais a nível da identificação sistemática do que a nível de campo – visita apenas ao flanco SW de Sicó.

As primeiras observações, na coluna estratigráfica da região estudada, foram feitas no corte de Sr<sup>a</sup> da Estrela. Aqui, após calcários micríticos com nódulos de sílex (litofácies 1) e intercalado entre calcários clásticos das litofácies 2, 3 e 4, ocorre uma estrutura de natureza orgânica que, observada mais em pormenor, revela a presença de um pequeno bioerma (ou bioerme – BRAITHWAITE, 1973; JAMES, 1983, *in* SCHOLLE *et al.*, 1983), com coraliários fasciculares erectos, *in situ*, numa matriz oopelódica a biopelódica.

Lateralmente, observa-se uma nítida desagregação do material biológico, sob a forma de calcários bioclásticos com fragmentos de coraliários, placas de equinóides e radiólas de cidarídeos. A forma do bioerma é salientado pelo acunhamento das camadas suprajacentes (Fig.III.11; Fig.1, Estampa VII). Da observação feita pode ser inferido que estamos na presença de litofácies bio-construídas e *in situ*. Não nos alongaremos nesta descrição pois encontra-se presente no Anexo I, aquando da descrição do corte de Sr<sup>a</sup> da Estrela.

No mesmo corte, em camadas suprajacentes, observam-se novos depósitos representantes desta litofácies. No entanto, a natureza da matriz é bastante distinta, sendo preferencialmente micrítica a pelmicrítica. Do mesmo modo, o tamanho máximo dos leques dos coraliários, tipicamente fasciculares, é superior, os seus filamentos são mais finos e estão em diversas posições, localmente sobrepondo-se uns aos outros (Fig.2; Estampa VII). É de admitir que estes coraliários não se encontrem *in situ* e que tenham sido deslocados da sua posição de origem. Contudo, essa deslocação não deve ter envolvido grande transporte face à preservação dos leques e face ao tipo de matriz presente.

A partir da observação destas duas ocorrências, pode-se compreender a razão porque se optou por designar esta litofácies como “Biolititos de Coraliários, Espongiários e Algas” e não como biostromas de organismos bio-construtores. Se bem que se observem camadas perfeitamente estratiformes com coraliários e formas afins *in situ* (biostromas (LINK, 1950; JAMES, 1983, *in* SCHOLLE *et al.*, 1983 – ver adiante), também se observam frequentes camadas onde os coraliários, quer maciços quer fasciculares, apesar de se encontrarem perfeitamente preservados, não há certeza de estarem perfeitamente *in situ* ou se sofreram transporte, ainda que fraco e a curtas distâncias.

Assim, no flanco SW de Sicó ou no corte de Cabeça da Corte, onde se observam estes coraliários e formas afins perfeitamente preservadas, não se pode afirmar que correspondam a organismos *in situ*. No flanco SW de Sicó, os afloramentos encontram-se em blocos soltos, onde é difícil estabelecer qualquer sobreposição de camadas (Figs 3 & 4, Estampa VII). No corte de Cabeça da Corte, estamos na presença de um local de relativa instabilidade tectónica (continuação da escarpa de falha da Sr<sup>a</sup> da Estrela, CUNHA, 1988), onde igualmente se torna mais difícil uma observação determinante (Figs 1 & 2, Estampa VIII; Fig.1, Estampa IX). Não nos alongaremos nas descrições destas ocorrências, já feitas na descrição das séries e elaboração de respectivos “logs”, no Anexo I.

É frequente a inclusão dos fragmentos de coraliários e formas afins na biofase das litofácies 2, 3, 4 e 5; é assim por vezes difícil, em lâmina delgada, distinguir esta litofácies da litofácies 3, recorrendo-se, nesse caso, à observação de campo, determinante.

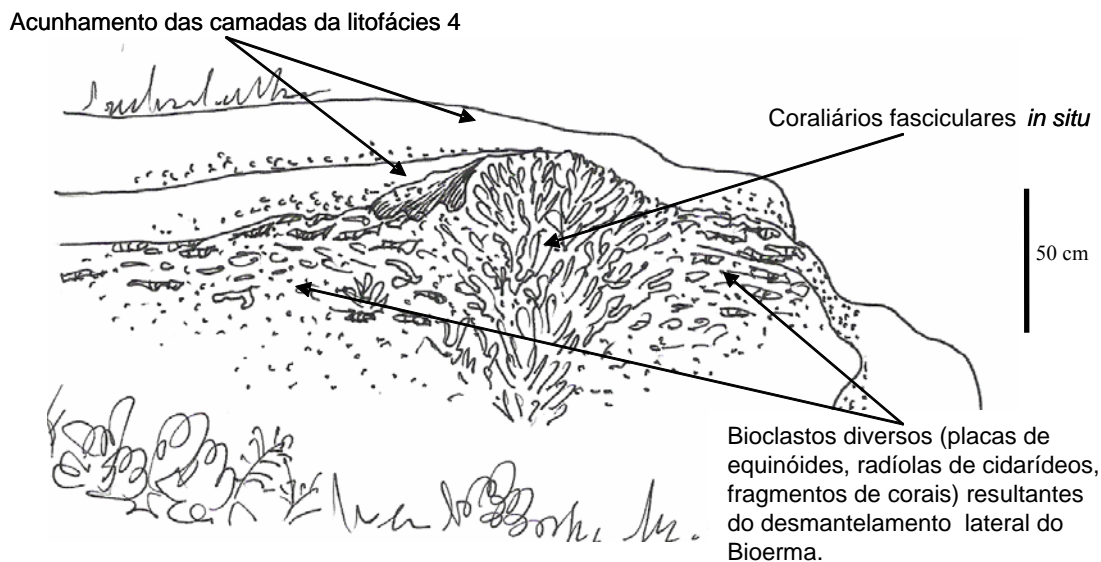


Figura III.11: Representação esquemática do bioerma presente na série de Srª da Estrela (ver Fig.1, Estampa VII).

Outras observações que caracterizam esta litofácies foram as feitas no corte do Vértice de Sicó. Destacam-se os biostromas de coraliários maciços *in situ*, de grande tamanho, de formas esféricas a indefinidas (Fig. 3, Estampa VIII), “em-doma” ou “em-placa”, relacionadas com o grupo *Microsolenidae*, aos quais se associam coraliários solitários semelhantes a *Thecosmilia* sp. (Koby & Choffat, 1904), pequenos gastrópodes e nerineídeos, bivalves (de concha de microestrutura foliada) e ostreídeos, estromatoporídeos (Fig.4, Estampa VIII), raros braquiópodes e mais raros coraliários fasciculares, de leques de pequeno comprimento máximo e de amplitude variável. A matriz destes calcários varia de oopelóidica a pelóidica ou localmente pelmicrítica.

Chama-se igualmente a atenção para a presença de pequenos coraliários fasciculares a facelóides, isolados, intercalados em litofácies de águas muito pouco profundas (litofácies 9 e 10), como observado na série de Melriça.

### III.1.6.2. PETROGRAFIA

A análise petrográfica revelou a presença de alguns géneros e espécies de coraliários, bem como de organismos afins:

- Coraliários: *Thamnasteria* sp. (?) (ou formas similares a *Stephanastrea* ou *Actinastrea*), *Thecosmilia* sp. e *Complexastrea* sp. (grupo *Montlivaltiidae*), mais frequentes *Stylosmilia* sp. (*S. cf. tenuis* (KOBY, 1889)), *Cladophyllia* sp., *Microsolena* sp. e outros Microsolenídeos (*Latomeandridae*), coraliários stilinídeos ou eu-heliídeos frequentes (géneros indeterminados possíveis *Enallhelia*, *Goniocora* ou *Stylina*) e coraliários de estrutura cerióide (Fig.III.12).

Associados aos coraliários foram também identificadas e/ou observadas esponjas calcárias (e espículas), bivalves litófagos, bivalves e gastrópodes, frequentes equinóides (também cidarídeos), crinóides, novelos de serpulídeos (muitas vezes incrustados nos próprios coraliários), raros e ocasionais briozoários (similar a *Berenicea*).

Todos os bioclastos se encontram relativamente micritizados, alguns assemelhando-se a cortóides. Mais raros destacam-se ocasionais intraclastos, clastos micríticos e *lumps*, estes dois últimos provavelmente herdados de substratos endurecidos ou semi-endurecidos.

Entre os microorganismos contam-se *T. parvovesiculifera*; *L. aggregatum* disperso na matriz mais pelmicrítica ou incrustando coraliários; colónias de algas, com filamentos até 0,08 mm (associação de *Cayeuxia/Solenopora*); identificação de *Solenopora cf. cayeuxiformis* LEINFELDER; *Tubiphytes* sp. em clastos fragmentados; nubeculariídeos (*Bullopore?*); valvulinídeos; *N. oolithica*; *A. amiji*; *Lenticulina* sp.; *P. striata*; lituolídeos indeterminados; *M. croatica*; frequentes algas Porostromata (morfotipos 1 (similar a *C. piae*), 2 (similar a *C. moldavica*), 3 (semelhante a *Ortonella* sp.), 6 (similar a *Rivularia (Cayeuxia) fruticulosa* JOHNSON & KASKA) e 9 (evoca a *Bicajiella semilunata* DRAGASTAN).

Os coraliários, por vezes bastante fragmentados, apresentam frequentes envelopes micríticos (cortóides) e micro-perfurações. Alguns dos coraliários desenvolveram-se, por seu turno, em redor de outros elementos orgânicos (frequentemente moluscos de concha espessa) (Fig.2, Estampa IX). Alguns dos bioclastos, como gastrópodes de concha espessa, encontram-se totalmente recristalizados, enquanto outros, nomeadamente coraliários, possuem sedimentos pelóidicos finos a pelmicríticos de infiltração. A matriz é dominada por oóides e pelóides mas são também frequentes pelmicrite e zonas de micrite mais densa.

Os oóides presentes são de cortéx de microestrutura radial dominante e de centro micrítico bastante desenvolvido.

Associados à matriz mais pelmicrítica ou micrítica, foram observadas possíveis crostas microbiano-algais (ver secção III.1.9.) incrustando os corais e outros componentes. Também se observaram grandes microestruturas de natureza globular (possíveis estromatoporídeos?), à qual se associa *L. aggregatum*. Nas zonas de matriz dominante, micrítica a pelmicrítica, observam-se pequenos tubos (bioturbação), tendo sido posteriormente preenchidos por silte vadoso.

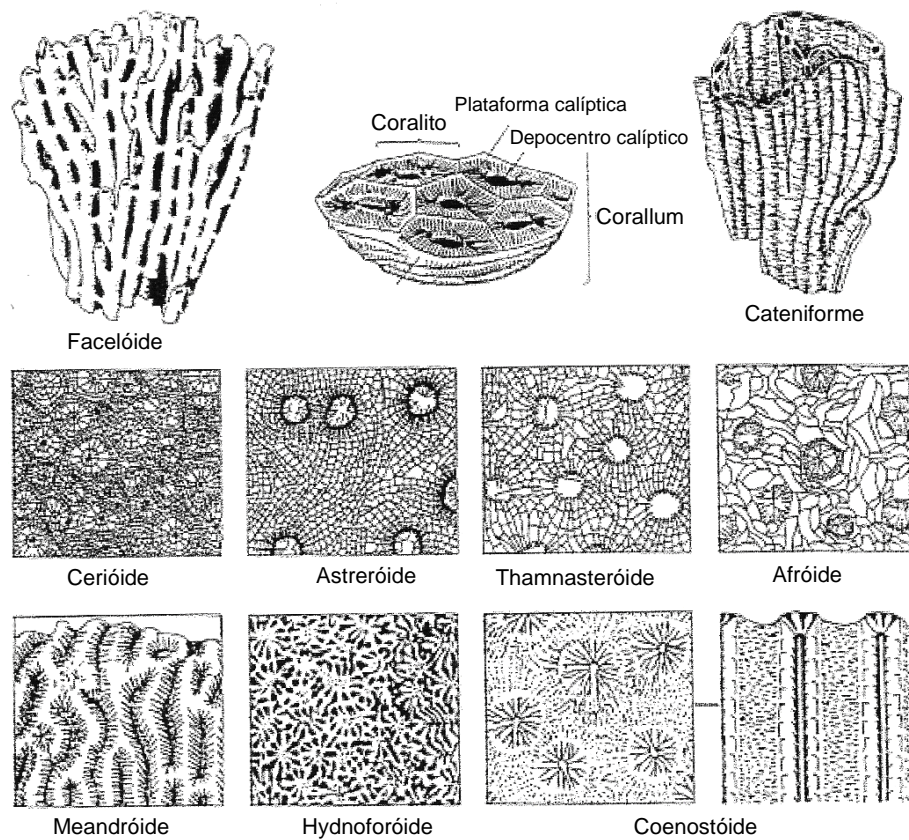


Figura III.12: Nomenclatura simplificada das principais texturas identificadas na microestrutura de coraliários (retirado de MCROBERTS, 1998 e de STANDLEY JR., 2002 in FLÜGEL, 2004).

### III.1.6.3. DISCUSSÃO

A observação de litótipos de coraliários e formas afins ocorrendo em séries do Jurássico Médio, a nível mundial, ainda é pouco documentada na literatura, contrastando com os inúmeros estudos realizados nas séries do Jurássico Superior mundialmente,

incluindo as Bacias Lusitânica e do Algarve (TWENHOFEL, 1950; RAMALHO, 1971, 1981, 1985; ELLIS, 1984; TERMIER *et al.*, 1985; ROSENDAHL, 1988; ELLIS *et al.*, 1990; LEINFELDER *et al.*, 1990; LEINFELDER, 1992, 1993, 1994; LEINFELDER *et al.*, 1996; LEINFELDER & SCHMID, *in* RIDING & AWRAMIK, 2000). Não obstante, já aparece alguma bibliografia respeitante aos coraliários do Jurássico Médio nos últimos anos (AZERÊDO, 1993; ROCHA *et al.*, 1996; MARTINS, 1998a,b; STANDLEY JR., 2002; WILSON *et al.*, 2005).

Esta discrepância de estudos e registos, diz respeito, por um lado, ao desenvolvimento filogenético do próprio grupo, tendo-se expandido o número de géneros e espécies a partir do Jurássico Superior. Por outro lado, e mais importante, diz respeito às próprias condições paleoambientais originais, aparentemente mais propícias ao desenvolvimento e proliferação destes organismos a partir do Jurássico Superior (o mesmo tendo-se verificado nas bacias meso-cenozóicas portuguesas). Como é afirmado em LEINFELDER *et al.* (1996), em vastas rampas carbonatadas, diferenças subtis nas correntes oceânicas e nos padrões de acumulação de sedimentos determinam o desenvolvimento de bio-construções, podendo estas cessar rapidamente ou, por outro lado, desenvolverem-se ainda mais através da criação de mecanismos *feedback* positivo. A distância ao continente, o clima e a actividade tectónica determinará o influxo de terrígenos, o que fortemente influencia os níveis de nutrição.

De um modo geral, os coraliários exibem fraca preservação, o que não permitiu uma adequada e segura identificação a nível de espécie e mesmo, em alguns casos, do género. As estruturas esqueléticas encontram-se mais ou menos recristalizadas e só raramente os septos, a forma dos cálices e o seu arranjo (meandriforme, cerióide, plocóide, etc) foram visíveis (Werner, com.pessoal).

Relativamente às condições ecológicas, existem certas dúvidas se certas formas observadas viveram exactamente no local onde foram encontradas. Quando se observa o carácter por vezes muito calciclástico da matriz que os envolve, poder-se-ia concluir que alguns dos coraliários poderiam ter sofrido pequenos transportes, não reflectindo o paleoambiente original onde se haviam desenvolvido. Não obstante, é opinião do autor que a grande maioria das camadas representativas desta litofácies (quer sob a forma de bioerma, biostroma ou simplesmente com organismos bio-construtores bem preservados) estão perfeitamente intercaladas em calcários calciclásticos das litofácies 2, 3 e 4, devendo, por isso reflectir condições de deposição relativamente similares.

O que se pode afirmar com maior certeza é que a fauna de coraliários, juntamente com os microorganismos incrustantes (*Thaumatoporella*, *Solenopora cayeuxiformis*) e com dominância de matriz mais calciclástica, traduz condições de águas relativamente pouco profundas.

No que respeita aos níveis de salinidade, esta litofácies é caracterizada por associações de organismos mesohalinos, logo, de salinidades normais em meios marinhos (LEINFELDER, 1993).

No que respeita à sedimentação, parece ser um dos factores mais determinantes na proliferação e crescimentos dos coraliários (STANTON JR., 1967; LEINFELDER, 1993; LEINFELDER *et al*, 1996), ainda mais determinante do que a profundidade das águas e, conseqüentemente, do que a exposição solar. Não só a sedimentação siliciclástica provoca uma nítida reacção negativa nas comunidades recifais, como igualmente uma sedimentação carbonatada elevada. Elevadas taxas de sedimentação “sufocam” os coraliários, infiltrando-se, por um lado, entre os seus interstícios e microestrutura, por outro lado impedindo um substracto relativamente estável para a colonização.

A argumentação acima pode ser complementada pela observação de alguns dos géneros identificados. Assim, o crescimento facelóide de *Stylosmilia* pode representar uma adaptação a elevada taxa de sedimentação; por outro lado, a ocorrência com outros coraliários de padrões de cálice distintos sugere períodos de mais baixa taxa sedimentar. Esta alternância explicaria a presença de matriz pelmicrítica a micrítica também ocorrente nesta litofácies bem como a presença de um “micro-*hardground*”, observado em lâmina delgada de amostra recuperada na série de Cabeça da Corte (parte II).

Só esta alternância de períodos energéticos, com períodos de relativa acalmia, permitiria a preservação de alguns dos biostromas com coraliários *in situ*, não só permitindo a colonização do substracto como igualmente o aparecimento de formas fasciculares mais delgadas e frágeis. No caso de algumas microestruturas observadas pertencerem a possíveis estromatoporídeos e no caso da presença destes (como parece ser o exemplo na Fig.4, Estampa VIII), estes organismos crescem directamente no substracto, se bem que apenas requerendo um substracto endurecido (como, por exemplo, uma concha), não se desenvolvendo em substractos móveis (KERSHAW, 1998).

No que respeita aos microsolenídeos (*Microsolena* sp.), abundantes também no corte de Cabeça da Corte, as fácies que os contêm são muitas vezes interpretadas como criadas em meios com elevada taxa de sedimentação (inclusive siliciclástica) e elevado conteúdo em nutrientes. Este tipo de coraliários maciços são os primeiros coraliários nas

sequências batidecrescentes e são assim capazes de colonizar meios de águas relativamente mais profundas. No entanto, estas formas, associadas a outro tipo de coraliários e não sendo dominantes, também ocorrem em águas menos profundas (Werner, comunicação pessoal), o que parece ser o caso da litofácies 6.

As formas relativamente achatadas (“em-placa”, “em-doma”) podem ser não só uma adaptação a condições de hidrodinamismo elevado (FLÜGEL, 2004; Fig.III.13) – aparentemente, pela forma geral dos coraliários observados nesta litofácies, a taxa de crescimento parece acompanhar a taxa de sedimentação –, como igualmente podem significar o empobrecimento do meio em qualquer tipo de nutriente; aumentando a superfície, existe a possibilidade de mais adequada recolha de nutrientes (LEINFELDER *et al.*, 1996). De acordo com os mesmos autores, os scleratinídeos do Jurássico não deveriam usar tão eficientemente a luz como os actuais (através da proliferação de algas simbioses, tão necessárias para o desenvolvimento destas estruturas de natureza recifal, na actualidade), necessitando, para isso, de nutrição heterotrófica.

Se esta última hipótese for determinante, poderia mais facilmente argumentar-se porque há um maior desenvolvimento de estruturas recifais no Jurássico Superior (pelo menos nas bacias mesozóicas portuguesas) do que no Jurássico Médio; admitindo a necessidade de nutrientes para a proliferação dos coraliários, então, face a novas áreas criadas pela segunda fase de *rifting* (ver capítulo I), estariam disponíveis mais adequadas fontes (terrígenos) (ELLIS *et al.*, 1990). Acredita-se, contudo, que esta assunção apenas não deverá ser suficiente para explicar esta superioridade de ocorrência no Jurássico Superior.

São igualmente invocadas explicações de outra natureza, nomeadamente de variações relativas no nível do mar e tectónica mas que, indirectamente, se relacionam com o argumento acima. Efectivamente, os recifes de corais tornaram-se cada vez mais frequentes durante o período Jurássico.

Se a raridade de coraliários do Jurássico Inferior pode ser explicada pela raridade dos “scleratinídeos” - primeiras formas no Triásico, cerca de 60 géneros no final do Jurássico Inferior (STANDLEY JR., 2002) - já durante a parte final do Jurássico Médio este grupo havia desenvolvido inúmeras formas capazes de colonizar os mais variados ambientes (LEINFELDER *et al.*, 1996) - cerca de 100 géneros já no Jurássico Médio e 130 géneros no Jurássico Superior (STANDLEY JR., 2002).

Assim, LEINFELDER (1994) argumenta que o aumento gradual de ocupação por parte dos coraliários através do tempo foi controlado também pela tectónica e pelas

oscilações relativas do nível do mar; em última análise, as oscilações do nível do mar, associadas a movimentos tectônicos, expuseram localmente as rampas até aí desenvolvidas, criando pântanos e estuários, com aumento do influxo terrígeno, logo de nutrientes.

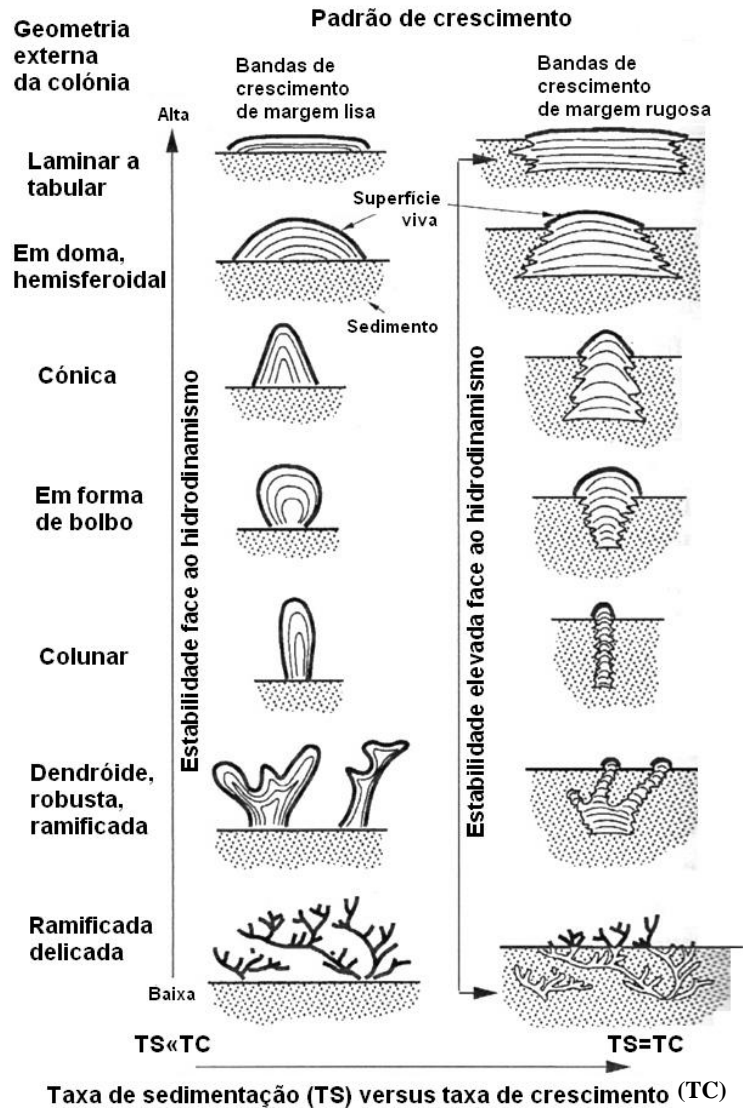


Figura III.13: Esquema representativo da forma e resposta ao tipo crescimento dos coraliários em relação às taxas de sedimentação e hidrodinamismo (retirado de FLÜGEL, 2004).

Verifica-se assim uma relação “antitética” ao longo dos tempos geológicos entre o desenvolvimento predominante de rampas carbonatadas e a proliferação maciça de recifes (BURCHETTE & WRIGHT, 1992; HIPS, 1998; TÖRÖK, 1998). O desenvolvimento da rampa carbonatada é, assim, dependente da maior ou menor proliferação de recifes de coraliários – em fases de maior desenvolvimento de recifes, a tendência da plataforma (*s.l.*) é o da

evolução de rampa para plataforma protegida. A manutenção da geometria de rampa, formada através de lenta subsidência, beneficia da ausência de organismos de natureza recifal. Exemplos podem ser encontrados em sequências de rampa na Hungria, do Triásico Inferior e dominadas por tempestades (HIPS, 1998) e do Triásico Médio (TÖRÖK, 1998) onde, em relação com a crise biológica na passagem Pérmico-Triásico, se verificou a ausência desse tipo de organismos.

Em zonas de elevada sedimentação, apenas um aumento generalizado do nível do mar poderá favorecer o crescimento de fácies bio-recifais. Se, ao mesmo tempo que existe uma elevada taxa de sedimentação carbonatada (o que parece ter ocorrido durante o Jurássico Médio português – AZERÊDO, 1993, 1998; AZERÊDO *et al.*, 2003), se verifica uma tendência de descida relativa do nível do mar, estas condições necessariamente dificultarão o desenvolvimento de litofácies como a agora em análise.

Na análise dos calcários calciclásticos e biolititos de coraliários que se faz na secção III.1.12 deste capítulo, relativos à pedreira de Martingança, Pataias, admite-se a possibilidade de constituírem depósitos de natureza recifal de espessura apreciável, de relativa extensão lateral e de idade Jurássico Médio.

Relativamente à capacidade de datação das formas encontradas, não se podem datar com exactidão as séries com base nos géneros e espécies identificados, já que todos são observados quer no Jurássico Médio quer no Jurássico Superior (Werner, comunicação pessoal).

As associações de organismos incrustantes nesta litofácies (bem como na generalidade das litofácies estudadas) reflecte a sua deposição em meios de rampa interna, geralmente acima do nível de base da ondulação normal (*Fairweather wave-base*) (LEINFELDER *et al.*, 1993) (Fig.III.14).

Em última análise, crê-se que a litofácies 6 representa corpos bioconstruídos, de dimensões relativamente reduzidas, correspondendo a “micro-biostromas” ou “micro-patch-reefs” (CLOUD JR., 1952; JAMES, 1983, *in* SCHOLLE *et al.*, 1983; AZERÊDO, 1993). Deve adiantar-se, contudo, a maior distribuição quer vertical (ao longo das séries) quer lateral (geográfica) desta litofácies 6 e a sua observação muito mais frequente, em relação ao que é descrito por WATKINSON (1989) ou AZERÊDO (1993), respectivamente no Planalto de Fátima e no M.C.E. em geral. A este assunto voltaremos na parte final deste capítulo.

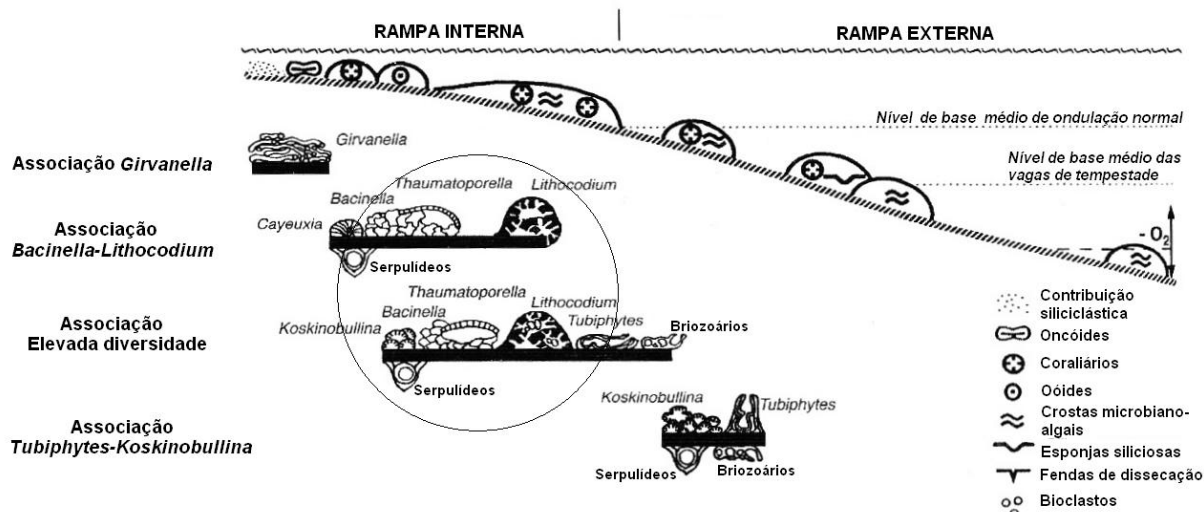


Figura III.14: Esquema representativo das associações de organismos incrustantes e sua relação com o meio deposicional (retirado de FLÜGEL, 2004).

### III.1.7. LITOFÁCIES 7 - WACKESTONES/FLOATSTONES ONCOLÍTICOS A INTRA-ONCOLÍTICOS E RUDSTONES ONCOLÍTICOS

#### III.1.7.1. DESCRIÇÃO GENÉRICA E PETROGRAFIA

Os calcários que representam esta litofácies apresentam muitas semelhanças no que respeita à análise petrográfica (como adiante se pode constatar) e encontram-se sempre associados às litofácies 8, 9 e 10. É apenas no seu reconhecimento de campo que algumas diferenças são nitidamente apontadas, tendo-se por isso adoptado por uma descrição separada e pela sua divisão em sub-litofácies.

##### III.1.7.1.1. Sub-litofácies 7a - WACKESTONES/FLOATSTONES ONCOLÍTICOS

Compreendem calcários oncolíticos, normalmente “flutuando” numa matriz micrítica densa a pelmicrítica, por vezes fenestrada, constituindo camadas de estratificação maciça, de espessura variável, de coloração rosada a creme, por vezes ligeiramente alaranjados.

Esta litofácies corresponde à litofácies 3 de MARTINS (1998a,b), apresentando genericamente as mesmas características macroscópicas. Estão sobretudo presentes nos

cortes de Cabeça da Corte, Melriça, Pedreira da Iberobrita e Alvaiázere e na Sondagem de Sicóx.

Nos tipos de oncóides presentes, destacam-se macroscopicamente os tipos 1a e 4 de AZERÊDO (1993). Associados aos oncóides, especialmente no caso dos calcários de matriz micrítica mais densa, observaram-se gastrópodes de tamanho médio, de concha fina; diminutos gastrópodes (microgastrópodes); raros nerineídeos, equinóides e bivalves.

Em lâmina delgada, os oncóides ou se encontram rodeados por uma matriz pelmicrítica, grumosa formando *wackestones* (Fig 3, Estampa IX), ou se encontram flutuantes sobre uma matriz micrítica mais densa (Fig.4, Estampa IX) formando *floatstones*. Possuem tamanhos muito variáveis bem como formas desde esféricas a elipsoidais, em forma de rim ou irregulares. Foram distinguidos 5 tipos, baseados na classificação de AZERÊDO (1993) (ver adiante):

- oncóides de tipo 1a: são os maiores oncóides, observados perfeitamente a olho-nu, com laminações claramente concêntricas e *fabrics* fenestrados densos. Nas laminações observam-se *B. irregularis*, *L. aggregatum* e *T. parvovesiculifera*;

- oncóides de tipo 2: irregulares mas laminados e fenestrados, com *Bacinella* sp. e *T. parvovesiculifera*, calcisferas, estruturas globulares e por vezes com projecções colunares; observou-se um oncóide, em amostras recuperadas a topo da série da Sr<sup>a</sup> da Estrela, deste tipo, com 2 cm de diâmetro, com microfilamentos de *Girvanella* sp. e estruturas globulares;

- oncóides de tipo 3a: oncóides esféricos, micríticos, com limites irregulares, por vezes com centro diminuto de bioclasto e cortéx micrítico, mal laminado. Estão bastante micro-perfurados e mais raramente mostram fenestrae;

- oncóides de tipo 4: com cortéx concêntrico mal laminado, com grande centro de bioclastos (crinóides, equinóides, coraliários, gastrópodes, bivalves, etc) e com alguns organismos como *L. aggregatum* e *Bacinella* sp. nas laminações (Fig.5, Estampa IX);

- oncóides de tipo 5: mais raros, complexos, até 1,5 cm de diâmetro, com cortéx micrítico com Porostromata e *T. parvovesiculifera* e/ou fenestrado pelmicrítico e grumoso e com centro de bioclastos diversos.

Ocorrem associados fragmentos, sempre muito micritizados, de equinóides, bivalves com concha de microestrutura foliada a prismática e gastrópodes.

A matriz é predominantemente pelmicrítica - grumosa, por vezes fenestrada - a micrítica mais densa, só ocasionalmente pelóidica. É de destacar a presença de matriz

micrítica semelhante a crostas microbiano-algais, como as que ocorrem frequentemente na litofácies 9. Por vezes observa-se silte vadoso intersticial nos poros ocupados por microsparite, bem como fraca bioturbação ocupada posteriormente por esparite inequigranular.

Entre os microorganismos observados destacam-se: ostracodos de concha lisa; valvulinídeos; *Placopsilina* sp.; *Egerella* sp.; *P. striata*; *V. lugeoni*; *Siphovalvulina* sp.; *Paleopfenderina* sp.; hauraniídeos; *A. amiji*; *Alzonella cuvillieri* BERNIER & NEUMANN; *S. giganteus*; *Praekurnubia crusei* REDMOND; *M. croatica*; frequentes foraminíferos bisseriados e lituolídeos grosseiros planispiralados indeterminados; *Ammobaculites* sp.; pequenas Porostromata (morfotipos 1 (*C. piae*), 2 (*C. moldavica*), 3 (*Ortonella* sp.), 4 (*Garwoodia* sp), 7 (*R. tadeuszi*) e 8 (*Pycnoporidium* sp.); *T. parvovesiculifera*, *L. aggregatum* e *B. irregularis* por vezes dispersas na matriz; e *Aeolisaccus* cf. *tintiniformis* MISIK.

#### III.1.7.1.2. Sub-litofácies 7b – RUDSTONES ONCOLÍTICOS

Esta sub-litofácies muito grosseira encontra-se sempre intercalada em depósitos das litofácies 9 e 10, testemunhando a associação a meios de águas muito pouco profundas – cortes de Cabeço da Pena Redonda, Sr<sup>a</sup> do Circo e Portela da Ameixoeira. O que a distingue facilmente no terreno é a textura *rudstone* - perfeitamente visível a olho-nu, destacando-se grandes oncóides fenestrados, muito colmatados uns contra os outros (Fig.1, Estampa X), e a forma irregular e impersistente das camadas. Com efeito, estes depósitos, de estratificação maciça, ocorrem em camadas de formas grosseiramente lenticulares, possuindo dimensões muito variadas, mas em média constituindo lenticulas de 15 cm de espessura máxima e sem grande continuidade lateral.

Os oncóides observados, perfeitamente esféricos, fenestrados e calibrados, conferem uma coloração rosada a ligeiramente ferruginosa à rocha que os contém. Não obstante estarem sempre muito bem calibrados, as dimensões variam de corte para corte - entre 5 cm de diâmetro em Sr<sup>a</sup> do Circo e 8 mm em Cabeço da Pena Redonda.

À vista desarmada é nítida a porosidade intergranular, actualmente preenchida por calcite.

Petrograficamente, os oncóides observados pertencem ao tipo 3b, perfeitamente laminados, por vezes intensamente fenestrados, com os fenestrae alongados e a

evidenciarem ainda mais a laminação concêntrica, ou de tipo 4, mais raros. Ocorre *Siphovalvulina* sp., *V. Lugeoni*, frequentes valvulinídeos, raras Porostromata, raros e disseminados foraminíferos bisseriados e diminutos, ocasional *T. parvovesiculifera* presente na matriz. A matriz é geralmente ausente, pelóidica a pelmicrítica, grumosa e destacam-se cimentos microspáriticos a delimitarem perfeitamente os oncóides, definindo a outrora existente porosidade intergranular primária.

#### III.1.7.1.3. Sub-litofácies 7c – WACKESTONES/FLOATSTONES INTRA-ONCOLÍTICOS

Os calcários relativamente grosseiros desta litofácies representam quer camadas perfeitamente tabulares, interstratificadas com a litofácies 9, quer bolsadas centimétricas a decimétricas, grosseiramente lenticulares, no seio de calcários micríticos e pelmicríticos (secção III.1.9). Como a litofácies 9 é das mais representativas na região, senão a que constitui a grande maioria das séries estudadas, esta sub-litofácies é recorrente e frequentemente observada.

Os intraclastos, frequentemente bem calibrados, são rolados a sub-rolados, por vezes alongados; associam-se a oncóides esféricos, estes geralmente de dimensões ligeiramente maiores, por vezes também alongados (até 1 cm de diâmetro). A presença de oncóides nas bolsadas lenticulares é muito rara, mas podem ocorrer diminutos oncóides.

Aos clastos associam-se gastrópodes pequenos a médios, de concha espessa, mais raros nerineídeos; frequentes bivalves de concha pouco espessa e fragmentos de megalodontídeos; raros equinóides de pequenas dimensões.

Uma das características mais comuns associadas a esta litofácies é a presença de uma nítida porosidade intergranular (Fig. 2, Estampa X), confirmando-se em lâmina delgada como porosidade de dissolução, envolvendo cimentos vadosos (em-menisco e em-ponte). À vista desarmada não é geralmente possível distinguir a matriz envolvente, o que é confirmado pela análise petrográfica, sendo dominante a pelmicrite grumosa e, ocasionalmente, a micrite mais densa.

Na análise petrográfica, estes calcários são compostos por intraclastos rolados a sub-rolados, pequenos clastos micríticos maiores (Fig.3, Estampa X), ocasionais fragmentos de *beach-rock* e oncóides. Os pequenos clastos micríticos são normalmente

microperfurados e possuem periferia muito irregular. Os oncóides observados são de tipo 3a, geralmente de laminação muito grosseira.

De entre os bioclastos contam-se bivalves, equinóides e gastrópodes, incluindo nerineídeos. Destacam-se diminutos gastrópodes, valvulinídeos, *P. striata*, *Siphovalvulina* sp., *V. lugeoni*, formas de passagem *Valvulina-Pfenderina*, *Egerella* sp. e *Pseudoegerella* sp., *Paleopfenderina* sp., *A. amiji*, *A. cuvillieri*, *S. giganteus*, ocasionais miliolídeos, foraminíferos bisseriados e lituolídeos grosseiros indeterminados, *Ammobaculites* sp., ostracodos lisos, Porostromata micritizadas (morfotipos 1 (*C. piae*), 2 (*C. moldavica* e *Zonotrichites* sp.), 3 (*Ortonella* sp.), 4 (*Garwoodia* sp.), 5 (*Apophoretella* sp.), 6 (*C. cf. fruticulosa*) e 7 (*Rivularia tadeuszi* DRAGASTAN e *Bicajiella radiata* DRAGASTAN); e *Aeolisaccus* sp..

A matriz é predominantemente pelmicrítica, por vezes com fenestras irregulares, mais raramente micrítica densa ou pelóidica. Chame-se igualmente a atenção para a presença de matriz micrítica semelhante a crostas microbiano-algais, como as que ocorrem frequentemente na litofácies 9. Observam-se esporadicamente bioperfurações, preenchidas por silte vadoso e/ou esparite inequigranular.

Foram localmente observados pequenos oóides de centro micrítico e cortéx pouco espesso com microestrutura mista (tangencial e radial), associados à matriz mais pelóidica.

Localmente é observada porosidade de dissolução, com frequentes cimentos vadosos (em-menisco e em-ponte).

### III.1.7.2. DISCUSSÃO

Estudos recentes acerca da distribuição das litofácies oncolíticas nos calcários do Jurássico Médio (MARTINS, 1998a,b; MARTINS *et al.*, 2001) e do início do Jurássico Superior (MARTINS, 1998a; MARTINS *et al.*, 2001; AZERÊDO *et al.*, 2000), têm levado a um melhor e mais adequado conhecimento do modo de organização e formação dos oncóides e de outros clastos similares (*coated grains*, nomeadamente dos “cianólitos”), suas características e associações com outros depósitos.

Estes depósitos são facilmente reconhecíveis em afloramento, podendo, por este motivo, ser úteis para a cartografia geológica, nomeadamente onde fósseis estratigráficos estejam ausentes ou quando as condições de exposição são fracas (MACHADO & MANUPPELLA, 1998; MANUPPELLA *et al.*, 1999; MARTINS *et al.*, 2001).

Os elementos figurados em causa têm sido objecto de classificação diversa, na bibliografia da especialidade (DAHANAYAKE, 1977, 1983; PERYT, 1981, 1983; MALCHUS & KUSS, 1988; RATCLIFFE, 1988). Contudo, a abordagem nunca é fácil já que se tentam “impor” classificações artificiais a estruturas organo-sedimentares que não obedecem necessariamente a critérios bem definidos. Por isso mesmo, aquando das tentativas de classificação adoptadas (MARTINS, 1998a; MARTINS *et al.*, 2001), se tem seleccionado a que parece mais adequada aos oncóides presentes na região estudada.

Mais uma vez, a classificação relativamente simples proposta por AZERÊDO (1993) tem-se mostrado a de mais fácil aplicação no Jurássico Médio português – testemunhando assim semelhanças entre o observado na região de Condeixa-Pombal-Alvaiázere com o já evidenciado no M.C.E. a sul, durante o Jurássico Médio.

No que respeita à interpretação das sub-litofácies 7a e 7b, para a formação de um oncóide é necessário, por um lado, condições ecológicas que permitam a proliferação de cianofíceas – nomeadamente as “espongiostromata” que compõem a maioria dos oncóides – e por outra, agitação intermitente com períodos de acalmia que permitam a agregação do material algal em torno de um núcleo (FLÜGEL, 1982, 2004; MARTINS, 1998a).

Segundo PERYT (1983), a formação dos oncóides marinhos actuais ocorre entre colunas de água de apenas 1,5 a 3 metros. Assim, formas que crescem sob condições de maior energia possuem formas mais arredondadas, encontram-se mais bem laminadas e com *fabric* interno denso. Pelo contrário, as formas ocorrentes em meios de menor hidrodinamismo são mais irregulares, de laminação mais grosseira e de *spongy fabric* (espongioforme) (PERYT, 1981). É nitidamente o último caso que se parece verificar na grande maioria dos oncóides da sub-litofácies 7a.

Contudo, como já constatado em MARTINS (1998a), as grandes estruturas oncoidais que caracterizam a sub-litofácies 7b não podem ser explicadas de modo tão simples. É perfeitamente possível que as estruturas oncolíticas características dos *rudstones* da sub-litofácies 7b não se tenham depositado no local onde se encontrem mas que, antes, possam ter sido formadas em zonas de maior agitação (canais efémeros, canais-de-maré não preservados) e transportadas e acumuladas posteriormente para o local onde se encontram. Esta deslocação adequar-se-ia à forma grosseiramente lenticular e lateralmente descontínua com que surgem os depósitos correspondentes a esta sub-litofácies, resultando da incorporação posterior em sedimentos semi-consolidados (MARTINS, 1998a). Exemplos deste tipo de oncóides são conhecidos na bibliografia (WILSON, 1975; LEINFELDER, 1994; TÖRÖK, 1998).

Contudo, a existência de inequívocos canais-de-maré ou com expressão no terreno é rara, tanto no Planalto de Fátima (WATKINSON, 1989), como no M.C.E. em geral (AZERÊDO, 1993). Do mesmo modo, na região estudada não foram registadas estruturas sedimentares reveladoras de inequívocos canais-de-maré (apoiando a aceção de que se trataria de séries carbonatadas depositadas sob regime microtidal (AZERÊDO, 1993) – parte final deste capítulo).

Como conclusão, admite-se que a sub-litofácies 7b possa, apenas em parte, representar deposição em meios de águas mais profundas e agitadas, submareais, tendo os oncóides depois sido projectados para meios de águas mais superficiais, intermareais, através de tempestades ou marés vivas, onde se depositaram, formando acumulações grosseiras e mais ou menos bem calibradas. O grande tamanho que atingem alguns oncóides pode também ter sido devido a uma rápida formação do cortéx em meios restritos como observado por TÖRÖK (1998) em sistema de rampa no Triásico Médio, na Hungria.

Relativamente à sub-litofácies 7c, a sua deposição está intrinsecamente ligada à deposição da litofácies 9. No entanto, é possível que os calcários desta sub-litofácies, quando presentes em camadas tabulares e na base de sequências batidecrescentes (ver parte final deste capítulo), possam corresponder a deposição em meio submareal, com alguma agitação inicial – *lag deposits* muito incipientes – mas onde o hidrodinamismo presente não implicou a formação de planos iniciais erosivos.

### **III.1.8. LITOFÁCIES 8 – WACKESTONES BIOCLÁSTICOS E LUMACHELAS**

#### **III.1.8.1. DESCRIÇÃO GENÉRICA**

Corresponde a calcários biomicríticos a bio-pelmicríticos, sempre associados às litofácies 7, 8 e 10, de coloração branca a creme, por vezes ferruginosos. Caracterizam preferencialmente camadas tabulares, pouco espessas, com planos de estratificação planares, na ordem dos 50 cm a 1,5 metros. Ocorrem em vários cortes (Cabeça da Corte (parte I), Sabugueiro, Mata, Pedreira da Iberobrita, Melriça, Ramalhais, Portela da Ameixoeira e Lomba)

Os organismos presentes nesta litofácies, e que a caracterizam, têm a particularidade de ocorrerem quase sempre no topo das camadas, sendo o restante calcário

apenas o substrato para o seu desenvolvimento. É por esse motivo que definem frequentemente “patamares” no seio da litofácies 9.

Podem ser considerados biostromas, no sentido mais geral do termo, pois os organismos encontram-se quase sempre *in situ*, em posição de vida ou ligeiramente alinhados com o seu eixo maior paralelo à estratificação (parte dos “Biostromas de megalodontídeos” de WATKINSON, 1989).

Nos organismos contam-se grandes megalodontídeos, normalmente com as conchas articuladas, em posição de vida (com dimensões máximas até 10-12 cm) (Fig.4, Estampa X), aos quais se associam gastrópodes de concha espessa, médios a grandes (nerineídeos (*Nerinea* sp.)) e mais raramente coraliários solitários de estrutura transversal radial.

Por vezes, os megalodontídeos encontram-se isolados, dispersos, na massa calcária micrítica a pelmicrítica. Outras vezes, dominam os gastrópodes (incluindo nerineídeos), associados a bivalves fragmentados a articulados, de concha pouco espessa (Fig.5, Estampa XX). Também podem ocorrer em “ninhos”, concentrados (locais de maior acumulação de sedimentos; MARTINS, 1998a). Na generalidade, os organismos não apresentam qualquer orientação preferencial nas camadas, estando alinhados frequentemente segundo os planos de estratificação mas em direcções variadas.

Destaca-se, neste tipo de litofácies, nomeadamente no corte de Sicó (Flanco NE), a presença de uma camada de calcário lumachélico, de matriz micrítica a pelmicrítica, mas cujos organismos (grandes megalodontídeos (*Trichites* sp. (CHOFFAT, 1893)), gastrópodes e grandes nerineídeos) não se concentram apenas no topo da camada (cerca de 70 cm de espessura) mas distribuem-se caoticamente ao longo de toda ela.

Associada à matriz relativamente fina, observam-se lenticulas pelóidicas a intra-pelóidicas centimétricas.

### III.1.8.2. PETROGRAFIA

Em lâmina delgada, podem observar-se diversos bioclastos, sempre muito micritizados, consistindo em bivalves espessos, com conchas de microestrutura foliada, prismática e lamelar, gastrópodes de concha espessa a fina, raros bivalves de concha menos espessa, frequentes equinóides fragmentados e raros coraliários.

Ocorrem igualmente pequenos intraclastos rolados; frequentes a abundantes pequenos gastrópodes (microgastrópodes) e ostracodos de concha lisa, por vezes articulada; frequentes Porostromata também micritizadas (morfotipos 1 (*C. piae*), 2

(*Zonotrichites* sp.), 3 (*Ortonella* sp.) e 6 (*C. fruticulosa*); *T. parvovesiculifera* na matriz bem como possível *Arabicodium* sp.; foram observados abundantes valvulinídeos, foraminíferos incrustantes em placas diminutas de equinóides, *P. striata*, *Siphovalvulina* sp., *V. lugeoni*, *Haplophragmoides* sp., *Paleopfenderina* sp., *Neotrocholina* sp., *N. oolithica*, *M. croatica*, formas de passagem *Valvulina-Pfenderina*, *Paravalvulina* sp.; *Kilianina* sp., *A. amiji* e *Aeolisaccus* sp.. Destaca-se a presença de fragmentos de possíveis dasicladáceas.

A matriz é similar à que ocorre nas litofácies 7 e 9, pelmicrítica grumosa a micrítica densa; localmente pelóidica, por vezes os pelóides encontrando-se muito colmatados. Existe frequentemente uma porosidade fenestrada, de fenestras irregulares e por vezes há indícios de efectiva bioturbação com cavidades irregulares preenchidas por micrite-pelmicrite de coloração mais clara que a envolvente ou por silte vadoso, cimentado posteriormente por esparite inequigranular.

### **III.1.9. LITOFÁCIES 9 – MUDSTONES E WACKESTONES, POR VEZES FENESTRADOS E LAMINITOS**

#### **III.1.9.1. DESCRIÇÃO GENÉRICA**

Esta litofácies representa os calcários mais comuns na região estudada, não só representando a maior distribuição na área geográfica estudada, como também na repartição vertical nas séries estudadas. Chame-se a atenção, contudo, que se trata da litofácies mais afectada pelos processos de carsificação, já que tende a desenvolver camadas muito contínuas, tabulares e, frequentemente, muito espessas (até 4 metros de espessura). Esta espessura poderá estar muitas vezes sobrevalorizada, pois os processos cársicos poderão ter obliterado ou disfarçado os planos de estratificação.

Outras características importantes desta litofácies, são a ocorrência de camadas formando “patamares” abobadados (Ramalhais, Alvaiázere) segundo os planos de estratificação, a presença de estratificação nodular grosseira e planos de estratificação ondulantes e muitas vezes sem continuidade lateral e a formação de “lapiás-em-mesa” (como os observados nas imediações de Melriça ou no Cabeço da Pena Redonda; Fig.1, Estampa XI) – particularidades relacionadas inteiramente com a intensa carsificação.

É devido a esta intensa carsificação (CUNHA, 1988) que muitas estruturas sedimentares fundamentais para a análise adequada das litofácies não são observáveis. É por este motivo que o estudo petrográfico de todas as amostras recuperadas em todas as litofácies foi de importância vital.

Apesar de se verificarem as características acima enunciadas, os níveis regulares ou lateralmente irregulares fenestrados, as laminações microbiano-algais e microestruturas associadas (*teepes* ou “pseudo-anticlinais”) e parte da componente biológica (conchas variadas), inclusivé, beneficiam desta erosão por carsificação, ficando mais bem expostas.

Os calcários desta litofácies apresentam-se em camadas de espessura variável mas geralmente entre 80 cm e 2 metros e lateralmente contínuas. São de coloração branca, rosada ou creme, encontrando-se por vezes muito ferruginizadas e/ou com estilólitos abundantes e/ou com fracturas preenchidas por calcite em grandes cristais (perto da povoação de Ezeiras, por exemplo). Por vezes, associada a esta fracturação surgem calcários intensamente recristalizados. Na ferruginização destaca-se a presença de estilólitos vermelhos a rosados e fracturas preenchidas por calcite ferruginizada, de coloração rosada escura (imediações de Melriça, por exemplo).

Os calcários consistem em calcários micríticos muito densos, homogéneos, por vezes onde apenas se observam diminutos ostracodos e microgastrópodes; em calcários pelmicríticos; ou em calcários pelóidicos onde os pelóides estão densamente empacotados..

Associados e intrinsecamente ligados aos calcários acima, surgem:

1- níveis de espessura variável de calcários fenestrados (*fenestrae* laminares paralelos aos planos de estratificação (média entre 15 a 30 cm) ou com disposição caótica, irregulares (espessuras geralmente superiores)) ou pseudo-fenestrados (*pseudofenestrae*, poros alongados ou de forma irregular resultantes de bioturbação intensa, geralmente perpendiculares ou quase aos planos de estratificação – Ramalhais, por exemplo) (Fig.2, Estampa XI);

2- níveis, também de espessura variável mas geralmente pouco espessos, finamente laminados, de laminações paralelas horizontais ou ligeiramente “micro-ondulantes”; estes são muitas vezes acompanhados por *fenestrae* laminares intercalados (Fig.3, Estampa XI);

3 – níveis, mais raros, de pseudo-anticlinais (*teepes*), caracterizados por pequenos anticlinais perfeitamente laminados e por vezes, fenestrados (Povoação de Melriça, Mouta Negra) (Fig.4, Estampa XI);

4 – bolsadas onco-intraclásticas, de matriz micrítica, interpretadas petrograficamente como representantes da sublitofácies 7c, de dimensões centimétricas (1 cm de espessura) a decimétricas (até 1 cm de espessura);

5- frequentes intraclastos, clastos micríticos rolados e mais raros oncóides (0,6 a 0,8 cm de diâmetro máximo, por vezes fenestrados), sempre muito dispersos; entre os oncóides identificou-se a olho-nu o tipo 3a de AZERÊDO, 1993 – confirmado posteriormente em lâmina delgada;

6- frequentes bioclastos de natureza variada, também bastante dispersos, alinhados paralelos ou não com a estratificação: megalodontídeos, por vezes articulados; bivalves de concha de espessura variável, por vezes articulada e pectinídeos; gastrópodes de tamanho médio a grande, de concha espessa (incluindo nerineídeos); raros braquiópodes e equinóides (ainda mais raros cidarídeos); ocasionais coraliários solitários, fasciculares ou facelóides (como, por exemplo, no corte de Melriça) e diminutos ostracodos, Porostromata e microgastrópodes.

Nos casos 1 e 2, lateralmente surgem frequentemente depósitos pedogénicos (descritos em III.1.10), representativos das sublitofácies 10a e 10c (cortes de Cabeço da Pena Redonda, Cabeça da Corte (parte I e II), Povoação de Melriça, etc).

Nos cortes de Sr<sup>a</sup> do Circo, Portela de Ameixoeira e Cabeço da Pena Redonda, esta litofácies lateralmente dá lugar à sublitofácies 7b (ver III.1.7.2.) e em inúmeros exemplos se constata a evolução da litofácies 9 para a litofácies 8.

Na litofácies 9, a sucessão das diversas particularidades (pontos 1 a 6), na coluna litostratigráfica, evidencia uma natureza cíclica e recorrente, que será analisada no final deste capítulo.

Assim, podem observar-se sucessões dentro da mesma camada, sendo a mais completa – mais raramente observada -, da base para o topo, a seguinte:

- calcários micríticos densos a pelmicríticos → calcários com bioclastos dispersos → calcários fenestrados (*fenestrae* irregulares), com intensa bioturbação ou com porosidade de dissolução em torno de matriz pelóidica → calcários fenestrados (*fenestrae* laminares, paralelos à estratificação) → calcários finamente laminados, associados ou não com *fenestrae* laminares.

As Figs. 3 e 1, respectivamente das Estampas XI e XII, mostram exemplos deste tipo de sucessões. Este tipo de sucessões podem igualmente ter por base calcários das

sublitofácies 7a e 7c e possuem, a topo, depósitos pedogénicos da litofácies 10 (geralmente sublitofácies 10a ou 10b).

Chama-se, contudo, a atenção para o facto, de que, lateralmente, estas sucessões de litologias podem variar também rapidamente, evoluindo para outras ou sendo substituídas inteiramente por um só tipo de litologias (caso, por exemplo, do corte de Sicó (Flanco NE)).

No topo dos calcários fenestrados, observou-se um caso particular, em blocos soltos na série de Ramalhais. Trata-se de grandes polígonos de dessecação, cujo centro é ocupado por *fenestras* irregulares (Fig.2, Estampa XII).

Outro caso particular diz respeito aos níveis argilosos, castanhos escuros a esverdeados, presentes na série de Pedreira da Iberobrita e que se encontram na base e a separar camadas tabulares, da ordem dos 60 a 70 cm de espessura, dos calcários desta litofácies. São níveis de 5 mm de espessura máxima, apenas perceptíveis em afloramento de pedra. Lateralmente, em afloramentos fora da pedra e correspondentes ao mesmo nível estratigráfico, já não se observam. Admite-se, por um lado, que sofram fácil erosão face aos agentes meteóricos e, por outro, que possam ter tido origem detrítica, similarmente ao que é em parte admitido para as argilas que ocorrem na litofácies 10.

A porosidade que pôde ser observada nestes calcários consistiu em porosidade matricial, porosidade intergranular (e de dissolução) e porosidade fenestrada. No capítulo VI abordar-se-á em detalhe esta propriedade da petrofísica.

### III.1.9.2. PETROGRAFIA

Na análise petrográfica constatou-se uma variabilidade importante nas microfácies. Mas tal é de impossível reconhecimento a nível de análise de campo – análise macroscópica. Esta é uma das razões porque foi adoptada a metodologia da definição de litofácies e, se se justifica, de sublitofácies (ver capítulo II).

Em litologias como os calcários laminados, pode identificar-se mais de uma microfácies; por vezes, dentro da mesma lâmina foram observadas variações importantes. Foram assim observados diversos tipos: *mudstones* micríticos, *mudstones* pelmicríticos, *mudstones* pelmicrosparíticos, *mudstones* pelmicríticos laminados (laminitos microbianos-algais), *mudstones* pelmicríticos fenestrados (com *fenestras* irregulares a laminares) e dismicrites (Loferitos), *wackestones* biopelmicríticos ou intrapelmicríticos,

*bafflestones/floatstones* de Porostromata, etc. Seriam fundamentalmente equivalentes às *Standard Microfacies* revistas em FLÜGEL (2004) – SMF 19, 20, 21 e 22.

Optou-se, no entanto, por descrever esta litofácies sob o ponto de vista petrográfico de um modo mais simples, tentando integrar todos os aspectos possíveis observados.

Um dos componentes mais importantes desta litofácies é a matriz. Esta é de natureza relativamente variável, desde micrítica densa, muito homogénea, até pelmicrítica a pelóidica ou pelmicrítica grumosa. No caso da matriz pelóidica, esta contém pelóides bem individualizados, elipsoidais, de pequenas dimensões mas perfeitamente observáveis. A cimentação é sempre microsparítica. Mas o que é de notar é a frequente elevada aglomeração desses pelóides, por vezes sendo difícil fazer a distinção entre esta matriz e a matriz micrítica (ver capítulo VI).

A matriz pelmicrítica grumosa traduz-se em pelóides muito diminutos, sem periferia bem definida, logo muito mal individualizados, por vezes também muito aglomerados e facilmente confundidos com uma matriz micrítica pouco densa. O que a destaca é a cimentação microsparítica mais clara (Fig.3, Estampa XII).

Outra ocorrência de matriz observa-se no caso de matriz micrítica densa, escura, associada em parte à matriz pelmicrítica grumosa e que se assemelha a formas grosseiramente arborescentes (crostas microbiano-algais) (Fig.1, Estampa XIII).

A textura apresentada por estes tipos de matriz, também é variável: desde uma textura aleatória até a uma textura finamente laminada que resulta na alternância de lâminas pelóidicas finas e lâminas micríticas (laminitos microbiano-algais, ver III.1.9.3). No último caso, nesta textura laminada encontram-se *fenestrae*, quer irregulares, quer laminares ou mesmo ambos – compreendendo uma ou mais gerações.

Outro aspecto muito importante é a ocorrência de *fenestrae* (SHINN, 1983a,b; FLÜGEL, 2004, ver III.1.9.3). Estes podem ser de forma irregular ou laminar (paralela à estratificação). Na mesma lâmina é frequente encontrarem-se ambas as formas – de uma geração única ou mais gerações, ou apenas uma das formas – também podendo corresponder a uma só geração ou a mais (nesse caso, as dimensões e/ou orientação dos *fenestrae* varia, ou uns sobrepõem-se aos outros, reconhecendo-se assim essas gerações) (Fig.2, Estampa XIII).

Por vezes os *fenestrae* ocupam grande parte do espaço, ficando apenas pequenas réstias do sedimento original, estando assim presentes as dismicrites.

Indícios de exposição subaérea mais prolongada e possível pedogénese incipiente são também observados:

- em alguma da textura laminada, observaram-se *fenestrae* laminares finos, posteriormente “cortados” por micro-fissuras perpendiculares à laminação (micro-fendas de dessecação?);

- foi também observado um tipo específico de textura laminada (laminito microbiano-algal) mas com indícios de microestruturas em doma, por vezes contínuo, algo ferruginosas, de calcite fibrosa a acicular (*stromatolitic fibrous masses/encrusting fibrous fans and rinds* – SAMI & JAMES, 1996; *microspeleothems* - FLÜGEL, 2004) (Fig.3, Estampa XIII);

- no seio de algumas dismicrites foram observadas texturas alveolares (ESTEBAN & KAPPLA, *in* SCHOLLE, 1983).

Foram encontrados poucos indícios de paragem inequívoca da sedimentação, destacando-se apenas a presença de possível *firm-ground*, representado por diferença drástica entre matriz micrítica inferior, fortemente bioturbada e matriz pelóidica a pelmicrítica superior, de coloração mais clara.

A bioturbação é muito comum, bem como porosidade matricial. Os vazios deixados por estas ocorrências, de formas esféricas a irregulares, bem como os *fenestrae*, foram preenchidos totalmente por esparite inequigranular, por microsparite, por silte vadoso (figuras geopéticas muito comuns) ou por mais de um deste tipo de “enchimentos” posteriores.

Assim, pôde observar-se frequentemente um crescimento centrípeto nos poros, constituído por cimento microsparítico irregular, fibroso, acicular ou radial na periferia e crescimento de esparite geralmente inequigranular em direcção ao centro (cimentos marinhos freáticos e vadosos e meteóricos vadosos) (LONGMAN, 1980; FLÜGEL, 2004). Numa situação mais rara, entre o cimento periférico mais fino e o central mais grosseiro, observou-se a deposição de um micro-nível de micrite muito escura, sugerindo diagénese relativamente complexa para estes calcários.

No caso dos calcários fenestrados é comum observarem-se contactos vadosos entre os grãos – cimentos em-menisco e em-ponte - testemunhando deposição em meios vadosos.

O silte vadoso tem sido interpretado como material vadoso ocorrendo em zona supramareal, transportado em suspensão para o interior de vazios, resultando num sedimento interno (FLÜGEL, 2004). Crê-se necessária baixa taxa de sedimentação e rápido soterramento das cavidades (vazios, poros, interior de bioclastos) para a preservação deste sedimento interno.

Nos oncóides observados destacam-se os tipos 1a (ricos em *B. irregularis* e presentes principalmente nos *mudstones* mais densos), 2 (irregulares, com pequenas projecções), 3a (mal laminados, micríticos) e 4 (com centros variáveis mas geralmente com bivalves ou gastrópodes).

Observaram-se raros intraclastos rolados, por vezes também nas texturas laminadas, bem como raros a frequentes oóides de centro micrítico e periferia radial, mas sempre muito dispersos. Também se destacam clastos micríticos a pelmicríticos, de tamanho variável, sempre isolados, de forma esférica a irregular, geralmente micro-perfurados, de periferia irregular e por vezes incrustados por Porostromata, *T. parvovesiculifera*, *B. irregularis*, *L. aggregatum* ou estruturas globulares indeterminadas.

No seio da matriz observaram-se diversos bioclastos, geralmente micritizados (com espessura variável no “envelope micrítico”), de frequência muito variável:

- bivalves de conchas de espessura variável; as mais espessas geralmente de microestrutura foliada; as mais finas e curtas semelhantes a “filamentos”;
- gastrópodes de tamanho e espessura de concha variável e microgastrópodes;
- equinóides e fragmentos de coraliários mais raros;
- espongiários calcários raros e delicados e estromatoporídeos (semelhantes a *Cladocoropsis* sp.), sempre associados a micrite densa e frequentemente a indivíduos macrosféricos de *A. cuvillieri*;
- raros novelos de serpulídeos concentrados e pouco desenvolvidos;
- outros bioclastos indeterminados (possíveis braquiópodes).

Entre os microorganismos observaram-se:

1 – Foraminíferos:

- bisseriados e unisseriados simples;
- lituolídeos aglutinados, grosseiros e indeterminados;
- ocasionais *Trochammina* sp.;

- “*Conicospirillina*” *basiliensis* (MOHLER);
- valvulinídeos frequentes a abundantes, de formas muito variáveis, de espiras altas a baixas, com crescimentos iniciais segundo um eixo e depois mudando a direcção do enrolamento (ver Capítulo V);
- hauraniídeos indeterminados e muito ocasionais miliolídeos;
- pfenderinídeos não identificados, diminutos, associados a indivíduos microféricos de *A. cuvillieri* (*Pseudopfenderina* sp.);
- géneros e espécies: *Placopsilina* sp. (incrutando diminutos equinóides), *Ammobaculites* sp., *Egerella* sp. e *Pseudoegerella* sp., rara *N. oolithica*, *Neotrocholina* sp., *Trocholina* sp., *P. striata*, *Haplophragmoides* sp., *M. croatica*, *Siphovalvulina* sp, formas de passagem *Siphovalvulina-Valvulina*, *Valvulina-Pfenderina*, *Valvulina-Paravalvulina*, *Paravalvulina-Kilianina* e *Paravalvulina-Parurgonina*, *V. lugeoni*, *Paravalvulina* sp., *Paravalvulina* cf. *complicata* SEPTFONTAINE, *Paleopfenderina* sp., *Meyendorffina bathonica* AUROUZE & BIZON, *P. crusei*, *Haurania* sp., *Haurania* gr. *deserta* HENSON, *A. amiji* e *A. aff. amiji*, *A. cuvillieri* e *A. cf. cuvillieri*, *S. giganteus* e *S. aff. giganteus*, *Pseudocyclammina* cf. *maynci* HOTTINGER e *Pseudocyclammina* sp..

## 2- Algas calcárias:

- Porostomata micritizadas ou não, correspondendo aos morfotipos 1 (*C. piae*), 2 (*Zonotrichites* sp., *C. moldavica*), 3 (*Ortonella* sp.), 4 (*Garwoodia* sp. e *Cayeuxia* sp.), 5 (*Apophoretella* sp.), 6 (*Bicajiella* sp., *C. fruticulosa*), 7 (*R. tadeuszi*), 8 (*Pycnoporidium* sp.) e 9 (*B. semilunata*); estas Porostomata encontram-se por vezes em grande número, concentradas, formando texturas *bafflestone*, representando uma ou mais espécies e ocorrem igualmente, sempre muito diminutas e dispersas, nas texturas laminadas; observação de possíveis filamentos de *Girvanella* sp. na matriz;
- girogónitos de carófitas: geralmente de pequenas dimensões, associadas a mais frequentes ostracodos, de centro sempre preenchido por esparite ou microsparite, eventualmente definindo figura geopética com presença de silte vadoso;
- dasicladáceas: observadas apenas numa lâmina, de *mudstone* denso, e fragmentadas.

3- Ostracodos: geralmente diminutos, dispersos e com carapaças quer articuladas quer desagregadas. Por vezes estão muito concentrados em pequenos “ninhos”.

#### 4- Algas incertae sedis e outros Incertae sedis:

- *T. parvovesiculifera*, associada ou não a Porostromata, livre na matriz ou incrustando, mais raramente, bioclastos;

- *B. irregularis* e *L. aggregatum*, associados ou não, geralmente livres na matriz ou incrustando oncóides e clastos maiores diversos, associados por vezes a *T. parvovesiculifera*;

- calcisferas: de pequeno tamanho, completamente preenchidas por microsparite;

- *Koskinobulina socialis* CHERCHI & SCHROEDER, rara mas por vezes constituindo grande associação;

- *Aeolisaccus* sp. e *A. cf. inconstans* RADOICIC;

- microestruturas globulares presentes sobretudo na matriz micrítica mais densa e mais escura;

- *Favreina* sp. (icnofóssil).

### III.1.9.3. DISCUSSÃO

#### 1) Os pelóides:

O termo pelóide é usado descritivamente para grãos poligénicos compostos por carbonato micro- a criptocristalino, geralmente sem estrutura interna mas podendo ocasionalmente conter fragmentos diminutos ou outros grãos ainda menores. Estão presentes em grande parte da fácies carbonatadas actuais e não-actuais.

No entanto, a sua origem ainda é discutida, tendo-se tornado fundamental distinguir entre os poucos tipos identificados, factor que poderá ajudar a reconhecer a sua formação. É por essa razão que se aplica o termo *pellet* apenas quando é reconhecida e certificada a sua origem.

Os pelóides podem ser distinguidos (FLÜGEL, 2004) entre *pellets* fecais, pelóides algais, pelóides bioerosionais, pelóides líticos (*Mud peloids*), pelóides móldicos internos, peletóides, pelóides microbianos e pelóides precipitados.

Nesta litofácies, bem como na maior parte das litofácies estudadas neste trabalho, parecem dominar os *pellets* fecais, alongados, elipsoidais, bem definidos, produzidos em meios marinhos tropicais bem como em meios não-marinhos, mas preferencialmente preservados em zonas submareais a intermareais inferiores nos ambientes de rampa carbonatada, com relativamente baixa energia e reduzida taxa de sedimentação. A

compactação/aglomeração dos pelóides, geralmente observada, poderá, eventualmente, originar micrite (ver Capítulo VI).

É de admitir a presença, particularmente nas litofácies 8 e 9, de pelóides algais e de pelóides microbianos, associados às texturas pelmicríticas grumosas e às crostas microbiano algais. Os primeiros originam-se pela desintegração de algas e microorganismos calcificados, apresentando os calcários texturas de pelóides não-estruturados, grãos micríticos de forma irregular com estruturas algais e grãos esqueléticos exibindo estruturas algais preservadas. Os segundos são formados *in situ* como partículas carbonatadas constituintes de tapetes microbiano-algais (precipitação por cianobactérias aquando da fotossíntese – ver adiante) (FLÜGEL, 2004).

## 2) A textura pelmicrítica grumosa:

Esta denominação aqui escolhida (e já utilizada em MARTINS, 1998a), diz respeito ao termo *clotted*, descrito por vários autores (por ex. FLÜGEL, 2004). PRATT (1984) (*in* CAMOIN & MONTAGGIONI, 1994), definiu esta microestrutura como espongioforme (similar a *grumose* ou *flocular micrite*) para pelóides micríticos de dimensão silte, indistintos e separados por poros fenestrados a inter-partículas, de dimensões da ordem dos 5 a 50  $\mu$  (RIDING *et al.*, 1991; CAMOIN & MONTAGGIONI, 1994; FLÜGEL, 2004).

Este tipo de texturas parecem testemunhar fenómenos similares ao da formação das crostas microbiano-algais (à frente analisadas), por distintos tipos de organismos, desde bactérias e cianobactérias a fungos. Outros microorganismos, que não algas microscópicas, podem produzir fenómenos similares não significando que tenham afinidades sistemáticas. Existem assim evidências para a precipitação microbiana causada por organismos deste tipo, bem como para a precipitação controlada por organismos fototróficos – remoção de CO<sub>2</sub> e assimilação por cianobactérias e algas através da fotossíntese e aumentada pela actividade bacteriológica, induzindo assim a precipitação de calcite hipermagnésiana e aragonite (FLÜGEL, 2004). O mesmo se aplica no ponto seguinte.

A aparente ausência dos organismos microbianos que poderão ter originado este tipo de matriz não implica necessariamente uma origem puramente físico-química para esta; qualquer envolvimento microbiano pode ser facilmente obscurecido pelo rápido decaimento das colónias bacterianas ou pela calcificação do próprio material (CAMOIN & MONTAGGIONI, 1994; MARTINS, 1998a). Neomorfismo e dolomitização podem igualmente impedir o reconhecimento de precursores microbianos (PRATT, 1984, *in* CAMOIN & MONTAGGIONI, 1994).

### 3) As crostas microbiano-algais:

Reiterando as afirmações acima enunciadas, a precipitação do carbonato de cálcio microbiano pode ser despoletado, sob condições específicas, por microorganismos, incluindo no interior de tapetes microbiano-algais. As crostas microbiano-algais são comuns em meios de água pouco profundas, associados a pelmicrite grumosa.

Algumas destas crostas assemelham-se a crostas produzidas em sedimentos de origem mais profunda, nomeadamente em *mud-mounds* (PRATT, 1982; CAMOIN & MONTAGGIONI, 1994). No entanto, o que efectivamente se verifica é que os sedimentos profundos de origem microbiana possuem texturas menos variáveis e de origem mais controversa do que as dos sedimentos de águas superficiais.

### 4) Fenestras e Birdeyes:

O termo *birdeyes* deverá ser restringido aos vazios de escala milimétrica preenchidos por esparite ou microsparite, exibindo formas irregulares, no seio de micrite; deverão estar concentrados em meios perimareais (SHINN, 1983a). Assim, vazios tubulares preenchidos por calcite (como os observados frequentemente, por exemplo, em Ramalhais) poderão designar-se *pseudo-birdeyes* ou *pseudofenestras*.

O termo *fenestras* pode ser mais geral, abordando vazios de dimensão variável e forma laminar ou irregular, incluindo maiores do que os interstícios entre os contactos dos grãos em *wacke-packstones*. Contudo, usou-se o termo *fenestras* com um sentido mais restrito, isto é, excluindo os *pseudofenestras*. Os *fenestras* foram classificados seguindo a terminologia de SHINN (1983a) (também presente em FLÜGEL, 2004, Fig.III.15):

- irregulares, de pequeno tamanho, preenchido por microsparite, de aspecto turvo, ou em distribuição densa, preenchidos totalmente por micrite (Textura LF-B1);
- irregulares, de maior tamanho, por vezes com *fenestras* ligados entre si por cimentos vadosos, apresentando preenchimento centrípeto nítido – microsparite em franja granular na periferia e esparite drúsica para o centro (Textura LF-B II);
- laminar, geralmente paralelo à estratificação, de tamanho variado, associado frequentemente aos laminitos microbiano-algais (Textura LF-A).

Considera-se que os *fenestras* irregulares e laminares representam zonas intermareais superiores e supramareais, com índices de exposição superiores a 60%, sendo a dominância de *fenestras laminares* indicadora de índices de exposição até 90% (GINSBURG *et al.*, 1977).

### 5) Dismicrites:

As dismicrites observadas – calcário micrítico com menos de 1% de grãos e contendo muitos *birdeyes* - são, em parte, sinónimas dos “loferitos”, característicos de meios de muito reduzida profundidade das água, indiciando zonas intermareais superiores a supramareais (WILSON, 1975, GROVER & READ, *in* BATHURST, 1976; SCHOLLE *et al.*, 1983; WRIGHT, 1990; FLÜGEL, 2004), indiciando exposição subaérea.

A relativa falta de estruturas de bioturbação por organismos superiores, verificado na generalidade das camadas com este tipo de textura sugere circulação restrita, salinidades elevadas e/ou taxas de sedimentação elevadas.

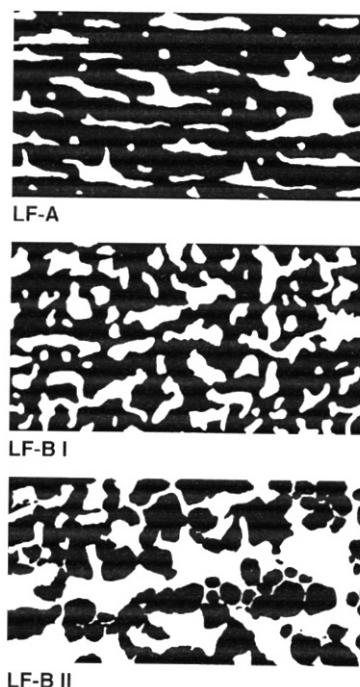


Figura III.15: Representação esquemática dos “fabrics” fenestrados (retirado de FLÜGEL, 2004).

### 6) Laminitos microbiano-algais:

Os tapetes microbiano-algais são dominados por vários microorganismos nomeadamente cianobactérias, bactérias sulfurosas incolores a violetas e bactérias redutoras (TUCKER & WRIGHT, 1990) e contêm inúmeras partículas carbonatadas alóctones (GERDES *et al.*, 1994) ou de precipitação biogénica.

A sedimentação e a composição desses tapetes e laminitos são sensíveis ao movimento das águas e da luz, respectivamente, e variam com a profundidade das águas. São denominados tapetes pois reflectem a trama complexa mas grosseiramente laminada formada pelos filamentos e células dos microorganismos que os inserem.

Parte desta litofácies parece corresponder, segundo certos autores, aos *Wavy microbialites* (SAMI & JAMES, 1994). Este tipo de laminitos desenvolve-se fundamentalmente em meios de baixa energia e pouco profundos, onde a acreção da laminação é interpretada como gerada pela combinação da precipitação de cimento e peletização por tapetes algais.

O transporte de elementos mais grosseiros como clastos, intraclastos e oólitos, bem como o retrabalhar do substrato marinho para originar estruturas oncoidais podem resultar de influência de fluxos de hidrodinamismo mais elevado (tempestades, marés-vivas).

Segundo WILSON (1975), correspondem a *mudstones* estromatolítico-algais, cuja laminação da vasa, através do armadilhamento por parte das cianofíceas, é contrária à gravidade. Por sua vez, as ciano-clorofíceas (“algas azuis e verdes”) desenvolvem-se preferencialmente em meios intermareais superiores. Podem ser considerados estromatólitos tipo LLH (Fig.III.16).

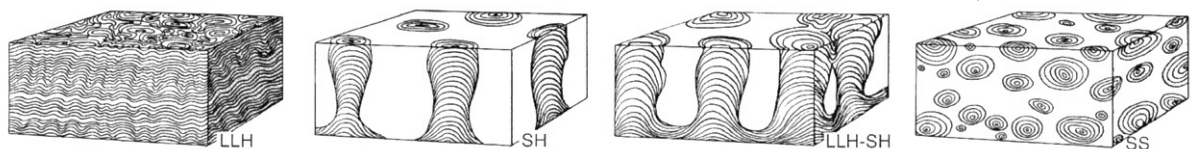


Figura III.16: Esquema retirado de FLÜGEL (2004), segundo a classificação dos estromatólitos por LOGAN *et al.* (1964).

### 7) *Bafflestones* de Porostromata:

A profusão, em algumas lâminas, de Porostromata traduz um crescimento contínuo de “micro-carpetes” subaquáticas sob uma pequena coluna de água, em períodos de ótimas condições ecológicas para este grupo.

A textura *bafflestone* resultou do contínuo crescimento e forma arborescente das Porostromata, sem particular orientação dos filamentos ou desenvolvimento de laminação.

As zonas submareais, permanentemente submersas, favorecem estas acumulações. O tamanho apreciável dos corpos e a aparente ausência de compactação sedimentar foram devidos à rápida calcificação das paredes celulares destes organismos (SARFATI & POUCHKINE, 1983). Como a calcificação inicial é aragonítica e frágil, pode ter-se dado previamente à litificação destes *bafflestones* (ELLIOT, 1975).

A elevada ocorrência deste grupo pode estar relacionada com a raridade de organismos que delas se alimentam ou que remexem o substrato, bem como com a ausência de competidores ecológicos com capacidade de ocuparem estes nichos ecológicos (SARFATI & POUCHKINE, 1983).

#### 8) Indicadores paleoambientais:

As ciano-clorofíceas são indicadoras de meios de águas salgadas a doces, marinhas a lacustres, e são mais abundantes em meios de pouca profundidade, de águas límpidas e quentes, como as que actualmente ocorrem em planícies-de-maré e zonas pantanosas adjacentes, em zonas tropicais.

Os géneros *Cayeuxia*, *B. irregularis* e *L. aggregatum* são frequentes quer em meios lagunares quer de plataforma aberta (FLÜGEL, 1979), enquanto *T. parvovesiculifera* é geralmente indicadora de meios relativamente protegidos (CHIOCCHINI, 1979).

### **III.1.10. LITOFÁCIES 10 - BRECHAS E CONGLOMERADOS PEDOGÉNICOS**

#### III.1.10.1. DESCRIÇÃO GENÉRICA E PETROGRAFIA

Nesta litofácies foram agrupadas todas as ocorrências de calcários nitidamente afectados por processos pedogénicos, mais ou menos intensos, perfeitamente reconhecíveis a olho-nu. No entanto, devido a características intrínsecas, não só a nível macroscópico como também a nível da lâmina delgada, optámos por dividir esta litofácies em 4 sublitofácies. Essa divisão, como se verá, traduzirá a ocorrência de processos pedogénicos mas com distintas características no que respeita à duração, mecanismo e efectividade (pedogénese relativamente mais forte ou mais fraca). As sublitofácies 10a, 10b e 10c foram já objecto de estudo anterior, mas abordam-se aqui novamente (MARTINS *et al.*, 2003; MARTINS *et al.*, 2004).

##### III.1.10.1.1. Sublitofácies 10a – BRECHAS

Estas brechas pedogénicas foram identificadas em poucos locais, destacando-se a série de Melriça, onde se encontram bem expostas, com bastante extensão lateral. Também

foram observadas nos cortes de Cabeça da Corte (parte I e II), Cabeço da Pena Redonda e Mouta Negra, onde ocorrem em camadas de espessuras reduzidas (10 a 20 cm) e não possuindo grande extensão lateral. Em todos estes cortes, lateralmente as brechas evoluem para calcários fenestrados laminares, em níveis de 10 a 30 cm de espessura, típicos da litofácies 9. Na análise da sondagem de Sicóx, bem como nas lâminas gentilmente cedidas por G. Manuppella, também foi possível identificar estes depósitos.

Estas brechas são constituídas por clastos de natureza muito variada, desde clastos micríticos, por vezes fenestrados, a clastos pelmicríticos e pelóidicos. São sempre muito angulosos, muito mal calibrados, de periferia irregular (clastos até 30 cm de diâmetro máximo) e formas variadas (inclusive aproximadamente cúbicos). Possuem cores variadas desde cinzenta e castanha a negra. Em alguns dos clastos ainda se distinguem valvulinídeos, pequenos equinóides, diminutos ostracodos de carapaça lisa e fragmentada e *V. lugeoni*.

Os clastos encontram-se por vezes numa matriz argilo-margosa, de coloração esverdeada a amarelada, por vezes alaranjada e ferruginosa (Fig.1, Estampa XIV). A textura varia entre clasto-suportada e matricio-suportada. No último caso, a argila carbonatada envolve os grãos, então facilmente removíveis e facilmente alterados. Na textura clasto-suportada, os grãos encontram-se bem agregados por cimento carbonatado e concentrados, conferindo à brecha um aspecto mais maciço (Fig. 2, Estampa XIV; Fig.III.17). Em algumas camadas desta brecha pedogénica, observam-se “paleomicrocarsos”, cuja influência sobre as camadas inferiores chega a cerca de 15 cm de espessura (Fig.III.17).

Em lâmina delgada, observaram-se clastos angulosos, com periferia muito crenulada e clastos negros angulosos, geralmente de menor dimensão; alguns dos grãos maiores possuem texturas “marmoreadas” e grãos menores no interior (Fig.3, Estampa XIV). A individualização dos grãos é feita por nítidas fissuras circum-granulares, ocasionalmente com material ferruginoso (Fig.4, Estampa XIV), ou por *fabrics* de brechificação com dissolução nítida.

Também são observados nódulos de tipo *orthic* e *disorthic* (ESTEBAN & KAPPLA, *in* SCHOLLE *et al.*, 1983; AZERÊDO *et al.*, 1998) (Fig.1, Estampa XV). Em algumas lâminas a matriz ferruginosa desenvolve laminações em volta dos grãos, com aspecto muito semelhante a calcretos laminares. Destaca-se ainda a presença de grande quantidade de silte vadoso, por vezes grosseiro, muito ferruginoso, a preencher fracturas e fissuras de retracção.

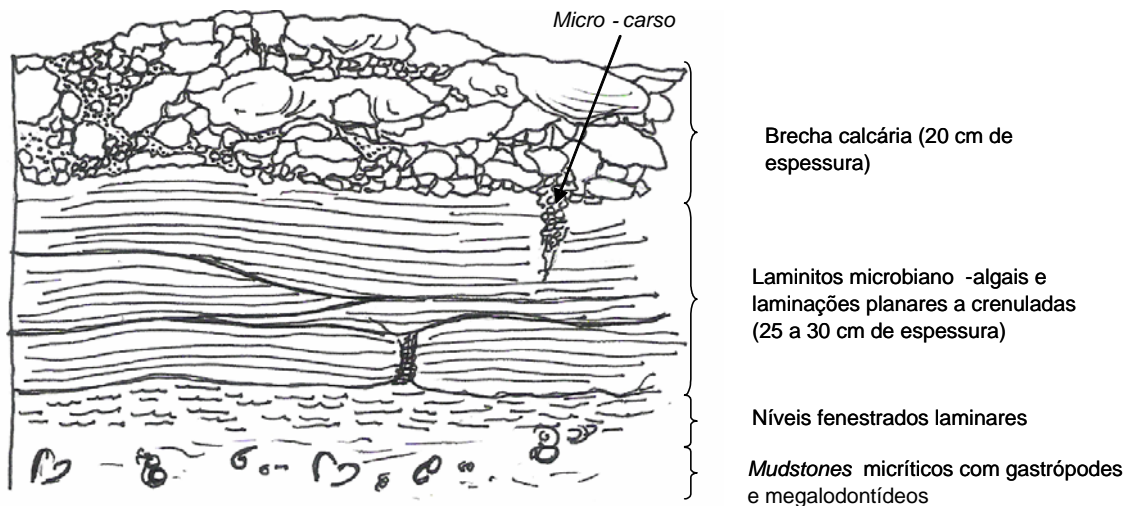


Figura III.17: Esquema interpretativo da Fig.2, Estampa XIV.

#### III.1.10.1.2. Sublitofácies 10b – MICROBRECHAS

As microbrechas, unicamente observadas no corte da série de Melriça, possuem um aspecto maciço, coloração amarelada a branca e cimento/matriz fortemente carbonatado. Possuem clastos micríticos, por vezes brancos (*white glaebules*, ESTEBAN & KAPPLA, *in* SCHOLLE *et al.*, 1983), mas geralmente castanhos claros a escuros, bem como clastos negros. Todos os clastos são de pequenas dimensões, frequentemente milimétricos, sempre angulosos e geralmente mais ou menos calibrados. São, localmente, depósitos bastante ferruginizados, mostrando uma textura tipicamente flutuante (*floating texture*, ESTEBAN & KAPPLA, *in* SCHOLLE *et al.*, 1983).

Numa das unidades da série de Melriça, a formação de um caliche incipiente endureceu as camadas infrajacentes e observam-se estruturas convolutas de pequena escala (Fig.2, Estampa XV).

Na análise petrográfica, foram observados grãos angulosos a sub-rolados, com textura “enevoadá” e periferia corroída, muito similares na forma e aspecto aos *caliche glaebules* (ESTEBAN & KAPPLA, *in* SCHOLLE *et al.*, 1983; AZERÊDO *et al.*, 1998) e aos *crumble-like peloids* (RIDING & WRIGHT, 1981) (Fig.3, Estampa XV). Estes grãos estão distribuídos numa matriz micrítica muito carbonatada, ocasionalmente com textura grumosa e ferruginosa. Observam-se também pequenos clastos negros angulosos que poderão ter sido incorporados a partir da camada infrajacente.

### III.1.10.1.3. Sublitofácies 10c – CONGLOMERADOS

Estes depósitos pedogénicos grosseiros foram observados apenas nos cortes de Povoação de Melriça e da Pedreira da Iberobrita. É neste último corte que se pôde observar a relativa continuidade lateral destes conglomerados.

Consistem em níveis de conglomerados calcários de espessura muito variável, de 20 a 80 cm de espessura, de base sempre irregular sobre as camadas infrajacentes. Localmente observam-se micro-carsos que afectam, como na sub-litofácies 10a, a camada infrajacente (Fig.4, Estampa XV).

Estes conglomerados são compostos por clastos geralmente mal calibrados (até 20 cm de comprimento máximo), rolados a angulosos, por vezes com forma grosseiramente triangular, possuindo geralmente uma capa fina ferruginosa, avermelhada. No interior são compostos por litologias carbonatadas correspondentes às camadas infrajacentes, desde *packstones* oolíticos (Fig.1, Estampa XVI) a *mudstones* pelmicríticos. Quanto maiores os clastos, mais irregular a sua forma. A coloração dos clastos é variável, traduzindo quer a coloração original do sedimento consolidado da camada infrajacente, quer possuindo colorações cinzentas escura a negras (clastos negros).

A matriz pode ser predominantemente carbonatada, oolítica, exibindo material carbonoso disperso (e zonas com vasa laminada, similar a calcetreto laminar) mas para o topo torna-se predominantemente argilosa, constituindo uma argila esverdeada (coloração verde-garrafa), de aspecto vítreo a saponoso. Nos níveis onde se desenvolve esta argila esverdeada, também bastante carbonatada, os clastos “flutuam” na matriz.

### III.1.10.1.4. Sublitofácies 10d – MICROCONGLOMERADOS

Estes calcários constituem camadas tabulares, interstratificadas no seio de calcários micríticos a pelmicríticos, por vezes fenestrados, correspondentes à litofácies 9 (Cabeça da Corte (parte I), Sabugueiro, Mata e Portela de Ameixoeira), ou encontram-se a delimitar uma passagem brusca no tipo de fácies – de *packstones* oointraclásticos da litofácies 4 para *mudstones* fenestrados da litofácies 9-, como é o caso da ocorrência na série do Vértice de Sicó e de Sr<sup>a</sup> do Circo.

Macroscopicamente o que distingue estes calcários é a sua coloração interior, de um cinzento claro a médio ou castanho médio, opaco, onde se encontram dispersos diminutos clastos negros rolados, por vezes ainda perceptíveis a olho-nu, e/ou clastos

negros muito diminutos (que optámos por designar de “micropontuações negras”), conferindo um aspecto de finos salpicos.

Possuem uma matriz micrítica a pelmicrítica, por vezes ferruginosa, mas ocasionalmente pelóidica a oopelóidica (como se observou no corte do Vértice de Sicó).

É apenas a observação das lâminas delgadas que permite antever o carácter pedogénico desta sublitofácies, apesar dos clastos negros já indiciarem processos de exposição subaérea prolongada. Efectivamente, os clastos negros e as micropontuações, a uma maior ampliação, mostram-se bastante rolados mas de periferia irregular e aspecto marmoreado. Do mesmo modo, destacam-se ocasionalmente da matriz pela presença de micro-fissuras circum-granulares (Fig.2, Estampa XVI).

Observaram-se, ainda, raros foraminíferos incrustantes, raros equinóides, microgastrópodes, diminutos bivalves, valvulinídeos, *P. striata*, *V. lugeoni* e *Ammobaculites* sp..

### III.1.10.2. DISCUSSÃO

#### 1) Os diferentes processos pedogénicos envolvidos:

Relativamente à sublitofácies 10a, a angularidade e justaposição dos clastos parece sugerir que não terão sofrido transporte. Do mesmo modo, a superfície dos clastos encontra-se muito crenulada, irregular, parecendo ter sofrido dissolução.

As fissuras circum-granulares e a intensa brechificação com dissolução dos contactos entre os grãos reflectem, sem aparente dúvida, processos de retracção da matriz (dessecação incipiente). A elevada percentagem de silte vadoso é igualmente consentânea com este tipo de ambiente diagenético.

A presença de clastos negros angulosos sugere igualmente que os sedimentos estiveram expostos a condições subaéreas prolongadas— o agente de enegrecimento seria a matéria orgânica vegetal, infiltrando os sedimentos carbonatados não-consolidados ou semi-consolidados relativamente porosos, sob condições de elevado pH e baixo Eh, como as presentes em meios terrestres (lagos, solos) e meios inter- e supramareais (STRASSER & DAVAUD, 1983; LEINFELDER, 1987). A infiltração de matéria orgânica induz rápidos neomorfismo e cimentação, permitindo assim fixar-se a cor negra.

Outros indícios macroscópicos, como a presença de paleomicro-carsos e de argilas esverdeadas também sugere deposição sobre a influência de processos pedogénicos e prolongada exposição subaérea (STRASSER, 1988). Pela elevada componente carbonatada da matriz, avaliada grosseiramente aquando do tratamento das amostras para análise difractométrica, é possível que esta fosse originalmente mais carbonatada e que tenha sido posteriormente enriquecida em minerais de argila (ilite e caulinite, como veremos adiante) no decorrer da pedogénese.

Estas brechas assemelham-se às *monomictic rubble breccias* (MORROW, 1982; ELRICK, 1995), nas quais os clastos são angulosos a sub-angulosos, possuem *fabrics* de desagregação ou são clasto-suportadas (Fig.III.18). Representariam, assim, o início da alteração da rocha inicial e a formação de um proto-solo durante períodos de exposição subaérea prolongada – fragmentação e dissolução da rocha *in situ*, através da influência de fluidos sub-saturados, de fluxo descendente e, a partir de certa fase, também ascendente, por capilaridade. A infiltração de sedimento residual, solo (enriquecido possivelmente em minerais argilosos) e água teria sido muito facilitada por fissuras de retracção pré-existentes (MARTINS *et al.*, 2003; MARTINS *et al.*, 2004).

Relativamente às microbrechas observadas, estas possuem um cimento carbonatado, não argiloso; os grãos são de menores dimensões mostrando texturas de dissolução, “flutuando” no cimento (contrariamente às texturas de brechificação); e a presença de estruturas convolutas bem como a incipiente calichificação, sugerem fenómenos de pedogénese. A descoloração dos grãos e a sua progressiva alteração parecem ter sido o resultado de meteorização *in situ* (RIDING & WRIGHT, 1981).

Sugere-se, assim, a circulação alternante de fluidos meteóricos e de fluidos sobresaturados em  $\text{CaCO}_3$ , o que terá permitido a dissolução e reprecipitação do cimento carbonatado inicial e a produção de um caliche incipiente (*caliche hardpan*, ESTEBAN & KAPPLA, *in* SCHOLLE *et al.*, 1983).

O termo microbrecha é informal e foi usado tendo em conta que se verifica uma percentagem apreciável dos clastos iguais ou inferiores a 2 mm.

No que respeita aos conglomerados, a proporção da matriz é, por vezes, bastante elevada; os clastos encontram-se geralmente mal calibrados e possuem capa periférica ferruginosa; alguns clastos possuem grande tamanho e rolamento; observam-se micro-carsos afectando as camadas infrajacentes. Perante estas condições invoca-se um

mecanismo efectivo de dissolução *in situ* – não só capaz de individualizar clastos a partir do sedimento original, pelo menos semi-consolidado, como também ser capaz de provocar o rolamento dos clastos. O que parece correcto afirmar-se é de que a pedogénese terá ocorrido essencialmente *in situ*, já que os clastos presentes nos conglomerados reflectem grosseiramente a litologia da camada infrajacente e não terá havido transporte, mesmo a curtas distâncias.

Após intensa dissolução, com desagregação química do sedimento, houve períodos de circulação de fluidos ricos em minerais argilosos tendo-se formado uma matriz argilosa, rica em ilite e caulinite; grande parte dos clastos sofreu exposição subaérea com a produção de capa superficial ferruginosa e parte dos clastos sofreu também enegrecimento parcial a total (STRASSER & DAVAUD, 1983).

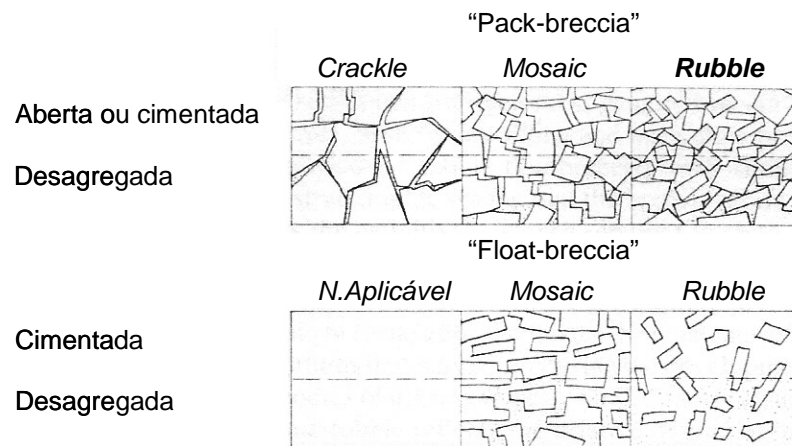


Figura III.18: Esquema interpretativo sugerido por MORROW (1982), para a classificação de tipos de brechas (retirado de MORROW, 1982).

Ao observar-se detalhadamente um dos clastos negros rolados destes conglomerados - composto por oóides e pelóides, com um outro clasto ainda mais escuro, da mesma natureza no seu interior e individualizado deste por micro-fissuras circum-granulares (Fig.1, Estampa XVI) - pôde constatar-se a ocorrência de dois períodos de enegrecimento: o clasto menor, mais compacto e mais enegrecido resultou de um primeiro processo de enegrecimento; posteriormente foi englobado como um clasto num sedimento oopelóidico menos compacto; desse sedimento já consolidado resultou um novo clasto maior que sofreu um primeiro enegrecimento; o clasto menor passou assim por duas fases de enegrecimento. Trata-se, concluindo, de processo relativamente complexo e de duração apreciável.

Os conglomerados pedogénicos podem ser interpretados como resultantes da desagregação química de blocos de rochas ou sedimentos consolidados infrajacentes e posteriormente modificados por processos pedogénicos, com assimilação de minerais argilosos (ilite e caulinite) (*Subaerial regoliths*, RIDING & WRIGHT, 1981).

A sublitofácies 10d representa o processo de pedogénese mais fraco, quando comparado com os anteriores. Contudo, é adequado enquadrar-se na litofácies 10 pois revela-se, em termos petrográficos, como um calcário pedogénico.

Em Giesteira, no M.C.E., PIMENTEL (2005) caracterizou depósitos pedogénicos de idade similar aos das sub-litofácies 10a e 10b (do Batoniano inferior). Consistem em microbrechas e calcretos laminares que ocorrem em horizontes finos, irregulares, lateralmente impersistentes e que frequentemente se desenvolvem a topo de micrites fenestradas. As microbrechas são ricas em matriz argilosa esverdeada e possuem frequentes clastos negros e micro-carsos. Em lâmina delgada foram observadas texturas alveolares, rizoconcreções e calcretos laminares.

Constata-se, assim, que a pedogénese actuou diferencialmente nas diferentes sub-litofácies aqui descritas e nos exemplos de Giesteira (MARTINS *et al.*, 2004). Os “produtos” distintos que caracterizam as quatro sub-litofácies e os exemplos de Giesteira representam diferentes graus de evolução – incipiente no caso dos microconglomerados (sub-litofácies 10d), incipiente a moderada no caso de Giesteira (microbrechas e calcretos laminares) e das microbrechas (sub-litofácies 10b) e moderada a forte no caso das brechas (sub-litofácies 10a) e dos conglomerados (sub-litofácies 10c) - e selecção pedogénica.

### III.1.10.3. PRINCIPAIS RESULTADOS DA ANÁLISE DAS ARGILAS E INTERPRETAÇÃO EXPEDITA.

Não é intenção deste trabalho focar em pormenor a origem e formação dos minerais de argila. Também não é o da discussão do método de análise utilizado, tendo-se escolhido o mais expedito e de resultados mais práticos - de fácil determinação do tipo de minerais presentes através da consulta de tabelas normalizadas, não-destrutivo e versátil – a Difracção de raios-X (Capítulo II).

O objectivo principal da análise das argilas presentes nas matrizes das sublitofácies 10a e 10c, foi o de, identificando os minerais argilosos presentes, inferir acerca da possível origem desses minerais e o modo como esta se coadunava ou não com a génese admitida para os depósitos pedogénicos que os contêm.

Lembramos igualmente que consideramos estas análises apenas como mais uma “ferramenta” (não a única nem a determinante) que complemente e caracterize melhor os processos pedogénicos que originaram a litofácies 10.

Na Fig. III.19 mostra-se o espectro obtido em condições naturais para a amostra de argila em conglomerados pedogénicos do corte de Pedreira da Iberobrita.

Abaixo apresenta-se a respectiva interpretação:

- 1 – Illite (10 Å) = 9,96 Å (1º pico);
- 2 – Caulinite (7.17 Å) = 7,15 Å (1º pico);
- 3 - Moscovite (4.97 Å) = 4,97 Å;
- 4 – Illite (4.48 Å) = 4,4 Å (2º pico);
- 5 – Caulinite (3.58 Å) = 3,57 Å (2º pico);
- 6- Illite (3.33 Å) = 3,3 Å (3º pico).

Na Tab.III.1., apresentam-se os resultados obtidos para as restantes amostras. Saliente-se que as amostras glicoladas não mostraram grandes diferenças visto que não se encontram presentes argilas do grupo as esmectites, nomeadamente montmorilonite.

<b>Amostra</b>	<b>Espécies de minerais argilosos</b>
Conglomerado pedogénico do corte da Iberobrita – sub-litofácies 10c (amostra glicolada)	Illite, caulinite, moscovite
Brecha pedogénica do corte de Melriça – sub-litofácies 10 a (amostra normal)	Illite, caulinite, moscovite
Brecha pedogénica do corte de Melriça - sub-litofácies 10 a (amostra glicolada)	Illite, caulinite, moscovite
Brecha pedogénica do corte de Pov. de Melriça - sub-litofácies 10 a (amostra normal)	Illite, caulinite, moscovite
Brecha pedogénica do corte de Pov. de Melriça - sub-litofácies 10 a (amostra glicolada)	Illite, caulinite, moscovite e quartzo

Tabela III.1: Resultados obtidos para as amostras de argila da litofácies 10 (brechas e conglomerados pedogénicos).

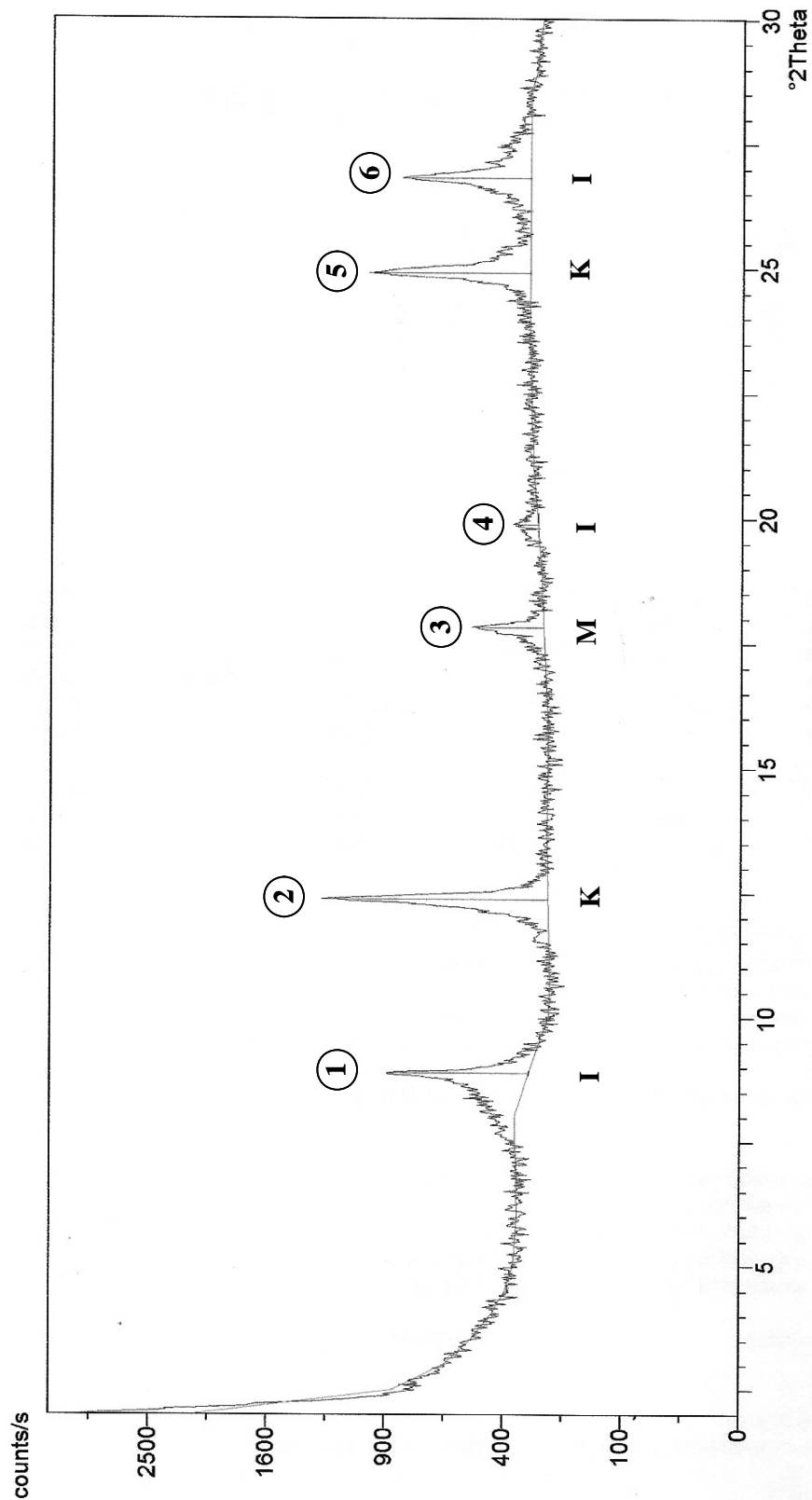


Figura III.19: Espectro obtido na amostra de argila não-glicolada, da sublitofácies 10c (conglomerados pedogênicos). K = Caulinite, I = Illite, M = Moscovite. 1 a 6 representam os picos evidenciados.

A utilização dos minerais de argila nas interpretações paleoclimáticas e paleoambientais assenta em pressupostos geralmente aceites, de que se destacam os trabalhos de GOMES (1986) e ROCHA (1999):

- correlação entre os minerais e os parâmetros climáticos (pluviosidade, temperatura);
- estabilidade dos minerais de argila após formação, deposição e soterramento, modificando-se apenas no caso de alterações climáticas profundas ou instabilidade tectónica;
- sensibilidade uniforme dos minerais argilosos face às modificações ambientais.

Da análise dos resultados concluiu-se, grosseiramente, que os minerais de argila que compõem as argilas dos depósitos pedogénicos são predominantemente ilite e caulinite, com moscovite acessória. Pode também concluir-se que não há grandes diferenças entre os resultados obtidos para a sublitofácies 10a (brechas pedogénicas) e para a sublitofácies 10c (conglomerados pedogénicos). Efectivamente, estão presentes e dominam o mesmo tipo de minerais. Destaca-se, contudo, a presença de quartzo como mineral acessório, identificado (possivelmente) na amostra da Povoação de Melriça.

Salienta-se, desde logo, a presença de ilite nas argilas estudadas. Elevadas percentagens de ilite no meio deposicional, comparativamente à caulinite, podem indicar condições climáticas áridas na altura da deposição (cf., por ex. DUARTE, 1995).

No entanto, apesar da ilite ser o mineral dominante, a caulinite está numa proporção também bastante elevada, seguida por outros minerais (moscovite/quartzo). Este tipo de associação de minerais argilosos indicia a contribuição dos terrenos paleozóicos do Maciço Central, a este – fundamentalmente de origem detrítica – para as argilas presentes na litofácies 10.

O conteúdo bastante elevado de caulinite é característico de condições relativamente húmidas e quentes (HALLAM, 1984; DUARTE, 1995; DUARTE, 1998; PONTON, 2005), o que estaria de acordo com o que é pressuposto para o Jurássico Médio da Bacia Lusitânica (WATKINSON, 1989; AZERÊDO, 1993; MARTINS, 1998a) – ver final do capítulo. Por vezes, a caulinite está associada com a tardia descarboxilação diagenética de ácidos orgânicos, que libertam alumínio complexo, disponível para a precipitação de minerais de argila (MALIVA *et al.*, 1999). No entanto, a caulinite é caracterizada por grande mobilidade, facilmente transportada para os mares rodeando continentes (origem fundamentalmente detrítica).

PIMENTEL (2005), nas argilas analisadas nos calcretos laminares e brechas de Giesteira (M.C.E.), dados do Batoniano inferior, obteve igualmente resultados similares, com abundante ilite e caulinite. No entanto, destaque-se a presença de argilas do grupo das esmectites, traduzindo não só fontes mais diversificadas para o conteúdo argiloso como também a geração de depósitos pedogénicos sob condições localmente sub-áridas.

### **III.1.11. LITOFÁCIES 11 – CALCÁRIOS DOLOMÍTICOS E DOLOMITOS INTERCALARES**

A última litofácies individualizada e descrita para a região em estudo, corresponde a calcários dolomíticos, de vários graus de dolomitização, e a dolomitos, sempre interstratificados entre as outras litofácies. São, assim, caracterizados por camadas mais ou menos tabulares.

Encontram-se, fundamentalmente, restritos ao sector oriental, nomeadamente ao corte de Alvaiázere, onde ocorrem com grande frequência mas sempre interstratificados entre calcários não-dolomíticos de outras litofácies. Só muito raramente calcários dolomíticos, muito pouco dolomitizados ou dolomitizados selectivamente, foram identificados nos outros sectores, destacando-se apenas alguns exemplos isolados observadas no corte da Estrada Pombal-Ansião e sempre perto de locais muito fracturados – a sua identificação foi apenas feita em lâmina delgada. A olho-nu não são de fácil reconhecimento.

Descrever-se-ão muito sucintamente os dolomitos e calcários dolomíticos observados em Alvaiázere já que são muito similares aos descritos por MARTINS (1998a,b), no corte do Bofinho (a SW, na base da Serra de Alvaiázere).

#### **III.1.11.1. DESCRIÇÃO GENÉRICA**

Os dolomitos apresentam-se no campo com um aspecto sacaróide, desenvolvendo por vezes grandes vacúolos e superfícies de dissolução. Por vezes, devido ao número, tamanho e distribuição desses vacúolos, a camada adquiriu forma irregular, ainda mais salientada pela meteorização cársica.

Nestes dolomitos, por vezes ferruginosos, com colorações desde branco a rosado, laranja ou rosa escuro, ainda se observam “fantasmas” de clastos pré-existentes (resultantes

da dissolução-substituição lentas dos clastos originais). No corte de Alvaiázere, tal como no do Bofinho, nos dolomititos menos vacuolares notam-se topos abaulados das camadas, devido à meteorização cársica, tal como foi observado em Ramalhais e Sicó (Flanco NE), na litofácies 9.

No que respeita aos calcários dolomíticos, é mais difícil a sua distinção, exigindo-se frequentemente a partição da rocha para se poder inferir a natureza litológica do seu interior. Do mesmo modo, nem sempre toda a camada foi dolomitizada, encontrando-se alguns sectores quer lateralmente quer verticalmente “sãos”.

Tal como no corte do Bofinho (MARTINS, 1998a), os calcários oncolíticos e intra-oncolíticos dolomitizados da litofácies 7, são os que melhor se reconhecem, não só pela diferenciação da matriz dolomítica, como igualmente pela erosão selectiva que salienta os clastos menos dolomitizados.

### III.1.11.2. PETROGRAFIA

Petrograficamente, existe uma “série de dolomitização” representada, num extremo, por calcários pouco dolomitizados e, no outro extremo, por dolomititos sacaróides onde só se reconhecem os cristais (dolomicrite e dolosparite) de dolomite. Na classificação destas texturas utilizou-se a terminologia de SIBBLEY & GREGG (1987) e a representada em FLÜGEL (2004), referente à classificação de FRIEDMAN (1965) (Fig.III.20):

- textura tipo polimodal, planar-e, com dimensão de cristais de 12,5  $\mu$  a 100  $\mu$  (dolomicrites e dolosparites), afectando sobretudo os calcários bioclásticos da litofácies 3; dolomitização selectiva dos aloquímicos - equinóides substituídos mimeticamente e mantendo a estrutura interna, bivalves e gastrópodes substituídos não-mimeticamente por cristais anédricos e restantes clastos (intraclastos, clastos maiores e oncóides) com nucleações a vários níveis; nestes últimos, chega a não haver nucleação, encontrando-se apenas periféricamente “atacados”;

- textura tipo polimodal, planar-e a não-planar, com dimensão dos grãos de 12,5  $\mu$  a 50  $\mu$  (dolomicrites), com substituição total ou parcial, desenvolvida com diferentes graus de nucleação sobre os raros e dispersos clastos, com criação de porosidade (“porogénese” de DELMAS, 1975), nomeadamente na litofácies 9;

- textura unimodal a polimodal, com cristais subédricos a euédricos, tipo planar-s, sem nucleação, ou fraca, dos aloquímicos mas com dolomitização da matriz que, em volta

dos grãos parece conferir-lhes uma superfície crenulada; é típica dos calcários da sublitofácies 7a.

Na Fig.III.21B, tratar-se-ão de dolomitos de tipo equigranular e unimodal, nomeadamente “em rede” ou inequigranulares, polimodais (multi-modais), *spotted* e *fogged* (Fig.3, Estampa VI).

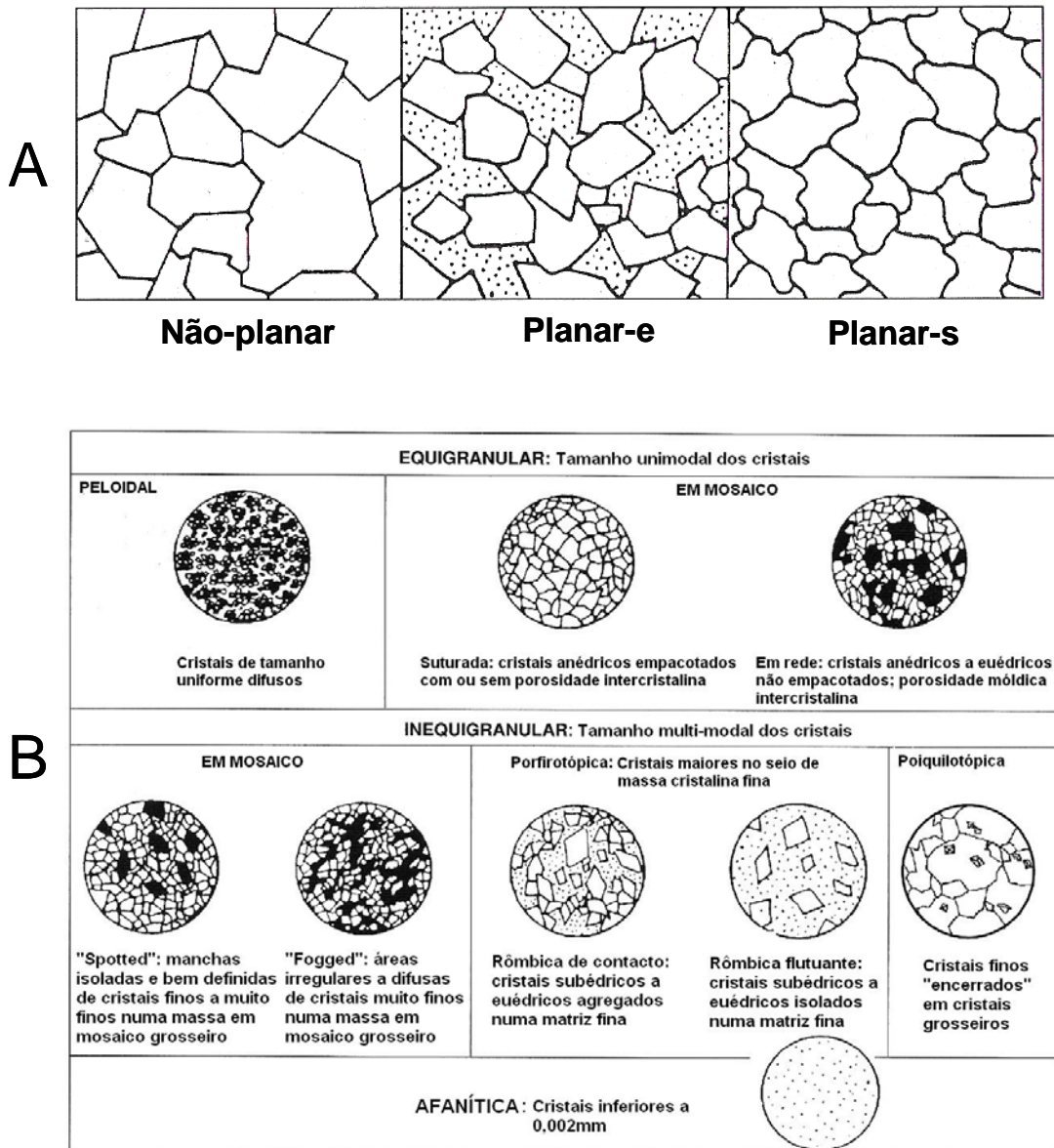


Figura III.20: A – representação dos tipos básicos de texturas dolomíticas segundo a classificação de SIBBLEY & GREGG (1987); B - representação dos tipos de texturas dolomíticas segundo FRIEDMAN (1965) (retirado de FLÜGEL, 2004).

Todos os tipos dolomíticos observados representam dolomitos secundários, não se tendo observado dolomicrites laminares, como no M.C.E. (AZERÊDO, 1993) ou no corte do

Bofinho (MARTINS, 1998a). São, assim, originadas pela dolomitização de rochas pré-existentes, muitas vezes já recristalizadas.

No caso de processos de desdolomitização posteriores, raramente observados, estes dolomitos são substituídos por esparite em mosaico inequicristalino.

### III.1.11.3. DISCUSSÃO

A importância da dolomitização não resulta apenas de uma natural curiosidade científica mas principalmente do facto de muitos corpos dolomíticos constituírem reservatórios importantes de hidrocarbonetos. Poucas bacias sedimentares, bem como os paleoambientes deposicionais respectivos, não possuem ou possuíram rochas dolomíticas ou, pelo menos, com um grau mínimo de dolomitização durante a sua existência.

No entanto, o problema da dolomite é ainda intensamente debatido, já que a sua formação em condições de pressão e temperatura como as existentes nos meios deposicionais é rara, confinada a meios específicos (*shabkas*, por exemplo) – dolomites primárias formadas pela nucleação directa a partir de uma solução, resultando na acumulação de sedimento. Neste tipo de precipitação tem sido evidenciada uma ligação entre a intervenção de bactérias e a precipitação de dolomite, por redução e oxidação de sulfato – não só em ambientes anóxicos (como lagunas hipersalinas) mas também em laboratório sob condições similares a esses mesmos ambientes (MASTANDREA *et al.*, 2006; VASCONCELOS *et al.*, 2006). No entanto, este tipo de estudos é particularmente difícil em dolomitos antigos devido à obliteração de *microfabrics* dolomíticos primários por dolomitização progressiva e recristalização.

Por outro lado, a maior parte dos investigadores está de acordo com o carácter predominantemente secundário da dolomite, pressupondo então a existência de um sedimento precursor como “substrato” para a dolomitização - a litofácies 11 é representada por dolomitos epigenéticos, de natureza secundária.

As condições necessárias para que a dolomitização aconteça envolvem: a) disponibilidade de  $Mg^{2+}$  e de  $CO_3^{2-}$  e/ou  $HCO_3^-$ ; b) manutenção de mecanismo hidrológico durável que permita exportação de  $Ca^{2+}$  ao mesmo tempo que possibilite o influxo dos iões atrás enunciados; c) a existência de sedimento disponível para aquela transformação (*in* AZERÊDO, 1993). A fonte mais rica em  $Mg^{2+}$  é a água do mar e parece ser a única que pode fornecer quantidades significativas daquele ião, envolvendo, no entanto, enormes volumes

bombeados nos sedimentos para que ocorra a dolomitização de forma pervasiva (ZENGER & DUNHAM, 1980).

Podem sugerir-se três modelos evolutivos para a formação dos dolomitos (SYBLEY & GREGG, 1987):

- um fluido inicialmente pouco saturado em  $Mg^{2+}$ , no caso de dolomitização incipiente; se houver tempo e permanência, este mesmo fluido sub-saturado poderia dolomitizar todo o sedimento;

- um fluido sobresaturado em  $Mg^{2+}$ , iniciando-se uma nucleação simultânea da matriz e dos clastos;

- fluidos com algum magnésio mas a mais elevadas temperaturas, onde a taxa de nucleação e crescimento dos cristais de dolomite seriam aumentados.

A nível regional, existem numerosos modelos para a dolomitização de séries carbonatadas espessas (ADAMS & RHODES, 1960; ZENGER & DUNHAM, 1980; DUNHAM & OLSON, 1980; MCKENZIE *et al.*, 1980; CARBALLO *et al.*, 1987; HARDIE, 1987; AZERÊDO, 1993) e não é intenção deste trabalho apresentá-los. Pretende-se sim é explicar a génese dos dolomitos aqui observadas, recorrendo, para isso, a algum dos modelos hipotéticos.

Verifica-se que a dolomitização ocorre nos Maciços de Sicó e Alvaiázere, principalmente durante o Bajociano superior-Batoniano inferior (o mesmo se passa no M.C.E.; AZERÊDO, 1993). Não é por acaso que a dolomitização não ocorre no topo do corte de Alvaiázere, datado apenas do Bajociano inferior. É também a partir desta altura no tempo que se começam a depositar fácies calciclásticas de pequena profundidade, bastante mais porosas.

É também preconizado por diversos autores e relativamente à Bacia Lusitânica (RUGET-PERROT, 1961; MOUTERDE & RUGET, 1975; MOUTERDE *et al.*, 1979; AZERÊDO, 1993, 1998; SOARES *et al.*, 1993; ROCHA *et al.*, 1996; AZERÊDO *et al.*, 2003- ver capítulo VI) que se verificou uma regressão relativa generalizada neste limite temporal. É assim de admitir que a migração lateral e vertical de lentes freáticas em resposta a este movimento regressivo, possa ter sido o mecanismo principal de dolomitização de alguns dos calcários – mistura de águas meteóricas doces e de águas marinhas ou um bombeamento por marés e refluxo de águas superficiais salinizadas. No M.C.E. foram observadas séries dolomíticas relativamente espessas, adequadamente explicadas por esta hipótese (AZERÊDO, 1993).

Na região estudada, não há sequências espessas de dolomitos ou calcários dolomitizados – apenas dolomitos intercalados. Alguns dos calcários, como se observou, foram mais facilmente sujeitos à dolomitização do que outros; em alguns calcários ocorreu dolomitização e noutros, precisamente do mesmo tipo litológico, não ocorreu – dentro da mesma série. É uma das diferenças entre o Jurássico Médio da região estudada e o da região mais a sul, do M.C.E..

Invoca-se, contudo, para a formação dos dolomitos intercalares na região de Alvaiázere, processo semelhante ao envolvido na formação dos dolomitos maciços observados no M.C.E. – migração dos aquíferos de águas doces e marinhas, evaporação e/ou circulação de águas – sendo o resultado final muito dependente das características litológicas (porosidade/permeabilidade) do sedimento, na altura disponível para a dolomitização.

A dolomitização deve ter sido ainda mais facilitada, como já atrás evidenciado, pela existência de litologias mais porosas; pela existência, subjacentemente às litologias dolomitizadas de formações evaporíticas, argilosas e margo-calcárias (fornecedoras de iões  $Mg^{2+}$ ); e pela sua associação a zonas tectonizadas.

Este último ponto pareceria, à primeira vista, determinante no caso da região estudada. Com efeito, a zona de Alvaiázere é a zona mais tectonizada e onde se encontram com maior frequência os dolomitos intercalares. Os calcários dolomíticos encontrados no corte da Estrada Pombal-Ansião, encontravam-se em zona bastante fracturada e tectonizada. Em zonas tectonizadas verifica-se sempre um aumento do gradiente térmico e se essa tectonização durasse algum tempo, a formação de dolomite terá sido mais facilitada, aquando da circulação de fluidos relativamente ricos em magnésio. As falhas actuariam igualmente como condutas ideais para a circulação de fluidos salinizados. Contudo, a actividade tectónica, relacionada com as principais falhas de componente normal e vertical, corresponde principalmente aos movimentos béticos (RIBEIRO *et al.*, 1979). Ter-se-ia que admitir uma dolomitização bastante mais tardia do que a que é aceite para as sequências dolomíticas do M.C.E. (AZERÊDO, 1993).

### **III.2. – LITOFÁCIES DE PATAIAS**

A pedreira de Martingança, em Pataias, foi observada de modo bastante expedito – tanto porque se inseria já fora da região de estudo, como porque se pretendia apenas, até à

altura da redacção desta tese, estabelecer se se tratava de calcários do Jurássico Médio ou do Jurássico Superior.

Em primeira análise, os calcários pertenceriam ao Jurássico Médio pois apresentam-se muito cristalinos, de camadas lateralmente contínuas e por vezes espessas, com planos de estratificação geralmente planares e colorações claras, brancas a rosadas – “de aspecto Dogger”; essa suposição é confirmada pela idade Jurássico Médio que é dada na folha 22-D -Marinha Grande, da carta geológica de Portugal à escala 1:50.000 (ZBYSZEWSKI & ASSUNÇÃO, 1965) e pelo estudo realizado por RUGET-PERROT (1961) em Maceira – série espessa infrajacente, do Bajociano, com amonites – conferindo idade pelo menos pós-bajociana.

Dada igualmente a riqueza de formas recifais, exigia-se a colaboração de especialistas em coraliários e organismos afins, colaboração essa ainda inicial. Não foram também abordadas as formações geológicas que envolvem a região de Pataias. Deste modo, considere-se esta descrição do corte da Pedreira de Pataias bem como das suas características como um estudo apenas preliminar. Pretende-se dar continuidade ao estudo, já que se trata de afloramentos tipicamente recifais bastante impressionantes.

A abordagem macroscópica, com a definição a olho-nu de “estruturas” geralmente definidas como “texturas” a nível microscópico, mostra como a nível de campo estão bem definidas as litofácies desta série. Seguiu-se o mesmo critério de LEINFELDER (1992), com a legenda a caracterizar o tipo e forma de organismos presentes (ver Anexo I) e usando-se os termos *boundstone* (mais geral), *floatstone/wackestone*, *framestone* e *bafflestone* para caracterizar as unidades macroscopicamente.

Não se desenvolve muito a descrição dos afloramentos (mais pormenorizadamente descritos no Anexo I), tentando apenas caracterizar as litofácies presentes, destacando, sim, o estudo petrográfico.

### **III.2.1. LITOFÁCIES 1 – *PACKSTONES* E *GRAINSTONES* BIO-INTRA-OOLÍTICOS**

#### **III.2.1.1. DESCRIÇÃO GENÉRICA**

Como o nome indica, compõem-se de calcários brancos, em camadas espessas, muito recristalizadas, interstratificados entre os calcários da litofácies 2. A recristalização é

tão intensa que chega a observar-se a completa substituição de gastrópodes e bivalves de concha espessa inteiramente por calcite em cristais de tamanho apreciável. Reconhecem-se, contudo, frequentes e abundantes intraclastos, rolados, destacando-se da matriz. Esta é variável, desde intraclástica a oopelóidica, mas não se reconhecendo sempre em toda a extensão da camada – aspecto pulverulento devido à recristalização.

São comuns fragmentos de coraliários maciços e fasciculares, coraliários solitários de tamanho apreciável, grandes bivalves até 10 cm de comprimento máximo, equinóides (incluindo cidarídeos e radiolas de tipo e forma variados) (Fig.4, Estampa XVI), crinóides mais raros e gastrópodes de tamanho pequeno a médio.

Reconhece-se frequente bioturbação, em tubos finos e compridos a curtos e espessos, numa trama de densidade muito variável.

### III. 2.1.2. PETROGRAFIA

Em lâmina delgada, são calcários muito recristalizados, onde se verifica uma neomorfização intensa, estando grandemente desenvolvido um cimento esparítico inequigranular e sendo muito difícil analisar os componentes presentes. Verificou-se, na generalidade, a impossibilidade de estabelecer relações entre os clastos e a matriz já que mesmo em lâminas preparadas para o efeito, foi extremamente difícil distinguir os grupos que compõem os bioclastos. As lâminas apresentam-se muito reflectoras à luz transmitida dificultando a análise correcta e caracterização adequada desta litofácies.

No entanto, em certas lâminas foi possível constatar a presença de fragmentos de coraliários, equinóides e bivalves, grandes Porostromata recristalizadas (morfotipos 1 (*C. piae*) e 4 (*Cayeuxia* sp.)) e mais raros gastrópodes. Observaram-se igualmente raros valvulinídeos (*Siphovalvulina* sp.) e *Neotrocholina* sp.

## III.2.2. LITOFÁCIES 2 – BIOSTROMAS E BIOERMAS DE CORALIÁRIOS

### III.2.2.1. DESCRIÇÃO GENÉRICA

Adoptou-se logo os termos biostroma e bioerma já que são perfeitamente visíveis estes dois tipos de estruturas bioconstruídas. Efectivamente, como se pode ver no “log” litostratigráfico representativo desta série (ver Fig.A1.57, Anexo I), os biostromas

abundam com coraliários *in situ*, perfeitamente preservados, caracterizando principalmente os *floatstone/wackestone* (Fig.5, Estampa XVI).

Lateralmente, estes biostromas dão lugar a camadas mais bioclásticas, em que os coraliários, com os de tipo fascicular já parcialmente desagregados, são intercalados entre grandes cidarídeos e placas de equinóides constituindo os *bindstones* (Figs. 6 & 7, Estampa XVI) Mais raros são os *framestones*, onde grandes coraliários maciços cresceram juntamente com gastrópodes e são abundantemente bioturbados (Fig.1, Estampa XVII).

Para o topo, observam-se bioermas sucessivos, lenticulares, sobrepondo-se uns aos outros, cujo centro constitui bem preservados *bafflestone* (apesar dos grandes leques sobrepostos dos coraliários fasciculares que os compõem terem sofrido deslocamento – não transporte) (Fig.2 & 4, Estampa XVII) e as partes laterais, material desagregado do centro, associado a fragmentos diversos numa trama grosseira (*framestone*) (Fig.3, Estampa XVII).

Os coraliários possuem formas, tamanhos e graus de preservação muito variados, cuja legenda do “log” litostratigráfico sintético pretende elucidar.

#### III.2.2.2. PETROGRAFIA

A nível petrográfico, as lâminas observadas permitiram uma mais adequada caracterização desta litofácies, verificando-se a presença de uma matriz pelóidica a pelmicrítica, se bem que por vezes também algo recristalizada (abundantes manchas de esparite inequigranular).

Observaram-se enormes fragmentos de coraliários, de microestruturas variadas, mas geralmente parcialmente preenchidos por calcite drúsica. Alguns dos fragmentos, pela sua forma “retorcida” criaram locais onde a matriz original pelmicrítica ficou limitada tendo sido também “protegida” da recristalização intensa. Estes coraliários são acompanhados por equinóides e bivalves micritizados, os últimos por vezes com microestruturas prismáticas e por frequentes braquiópodes (Rinconelídeos). Ocorrem ainda Porostromata micritizadas (morfotipos 1 (*C. piae*), 2 (*Zonotrichites* sp.) e 4 (*Cayeuxia* sp.)), *Neotrocholina* sp., *Trocholina* sp., *P. striata*, *Haplophragmoides* sp. e textulariídeos frequentes.

Werner e colaboradores, em lâminas delgadas desta litofácies emprestadas pelo autor deste trabalho, identificaram igualmente coraliários facelóides e meandriformes, o

coraliário *Stylosmilia* sp., bem como *S. cf. cayeuxiformis*, *Cayeuxia* sp., *Tubiphytes* sp., *T. parvovesiculifera/Bacinella* sp. e *Placopsilina* sp..

Contrastando com a generalizada pobre preservação dos bioclastos, foram observados grandes oncóides, tipo 5 (AZERÊDO, 1993), compostos, complexos, com mais do que um centro de bioclastos e cortéx complexo, pelmicrítico grumoso, com *B. irregularis* e Porostromata.

### III.2.3. DISCUSSÃO

É possível que os calcários da litofácies 1, por serem mais porosos e calciclásticos, tenham sofrido mais rapidamente os processos de neoformação-recristalização. A litofácies 2, dominada por matriz pelóidica mais fina a pelmicrítica, menos porosa e também menos permeável, terá resistido melhor a alterações posteriores. Infelizmente, até à data, não foi possível encontrar critérios razoáveis para datar esta série. Apenas se refere a observação do coraliário *Stylosmilia* sp., bem como de *S. cf. cayeuxiformis* e de *Tubiphytes* sp., também observados na litofácies 6 dos Maciços de Condeixa-Sicó-Alvaiázere.

*S. cf. cayeuxiformis* foi identificada e primeiramente classificada em depósitos do Malm, na região de Arruda dos Vinhos (LEINFELDER, 1986) (ver capítulo IV). Aparentemente também é encontrada no Jurássico Médio (litofácies 6, provavelmente na maioria das sequências estudadas, do Bajociano superior – capítulo VI), o que não lhe confere qualquer datação mais específica.

Se se vier a datar estes depósitos do Jurássico Médio, estaremos na presença de afloramentos de características muito específicas e até à actualidade não observados no Jurássico Médio português – no que respeita ao desenvolvimento de fácies de coraliários, com esta variabilidade faunística, espessura e apresentação sob forma de biostromas espessos e bioermas sucessivos e empilhados.

Com certeza traria implicações paleoambientais e paleogeográficas e, possivelmente relacionadas com a geomorfologia do substrato regional de deposição, não só para a região de Leiria como também para o conjunto da Bacia Lusitânica. É por essa razão que se pretende dar continuidade, no futuro, ao estudo desta série única.

### III.3. ASSOCIAÇÕES SEQUENCIAIS

Nesta terceira parte do capítulo aborda-se o modo como as litofácies individualizadas nesta região se associam, quer lateralmente (relações espaciais), quer verticalmente (relações temporais).

Deve notar-se o carácter interpretativo desta parte do capítulo, destacando que a individualização das “faixas” no ambiente de praia *s.l.* (de barreira oolítica) e no ambiente de planície de maré, além das características intrínsecas às litofácies, foi predominantemente feita com base no carácter “evolutivo” (vertical) das próprias camadas nas séries estudadas.

As litofácies identificadas conduziram à inferência de quatro tipos principais de ambientes deposicionais num modelo de sistema deposicional específico (o de rampa carbonatada, discutido adiante e no capítulo VI), distribuídos desde uma zona de bacia/rampa externa até às zonas de rampa intermédia e de rampa interna.

Como destacado no capítulo introdutório, pretendia-se um estudo fundamentalmente das fácies de rampa interna (ver capítulo II); a descrição das fácies de rampa intermédia a externa ficará necessariamente diminuída face ao menor destaque dado às litofácies de águas mais profundas.

São assim de considerar os seguintes ambientes:

- Bacia/rampa externa: séries calcárias e calco-margosas com fauna pelágica e bentónica e nódulos de sílex;
- Barreira (Praia *s.l.*) (rampa intermédia e rampa interna): corpos arenosos (de barreira ou bancos periféricos dispersos) associados a biostromas de coraliários, com ocorrência frequente de depósitos de natureza tempestítica e depósitos de galgamento/canal mais raros;
- Laguna (rampa interna): calcários micríticos a pelmicríticos com foraminíferos, oncóides e macrofauna pouco diversificada e calcários oncolíticos de matriz pelmicrítica a micrítica densa;
- Planície perimareal (Planície de maré) (rampa interna): calcários micríticos/pelmicríticos “grumosos”, frequentemente dismicríticos e acompanhados por laminações e crostas microbiano-algais; calcários com oncóides fenestrados; superfícies de exposição subaérea e dispersos mas frequentes calcários pedogénicos (brechas e conglomerados).

### III.3.1. ASSOCIAÇÃO DE BACIA/RAMPA EXTERNA

É representada quasi-exclusivamente pela litofácies 1, observada principalmente nas séries de Casmilo, Vale de Poios e Ariques. Esta litofácies é representada por calcários, por vezes bioturbados, por vezes com abundantes nódulos de sílex, com raras a frequentes conchas de braquiópodes e “filamentos”, ocasionais foraminíferos hialinos como *Lenticulina* sp., frequentes calcisferas dispersas e com tendência carbonatada crescente para o topo das séries (SOARES *et al.*, 1993). Esta litofácies está bem representada na área de Degracias onde foi objecto de estudo, revelando a presença de amonóides (RUGET-PERROT, 1961; HENRIQUES, 1992).

A presença de bioturbação sugere presença de organismos bentónicos. Por outro lado, a relativa pobreza em fósseis de organismos planctónicos e nectónicos pode ser interpretada como a facilidade de ocorrência de dissolução e destruição diagenética das conchas ou pela deposição esporádica de vasas pelóidico-bioclásticas, provenientes de zonas mais próximas da margem da bacia, dissipando a influência pelágica (AZERÊDO, 1993).

Não só se verifica raridade nas biofases nectónica e planctónica, como também na biofase bentónica. Por um lado, esta última diminuição pode ser interpretada como resultante de uma escassez de nutrientes em suspensão e/ou condições redutoras no substrato – falta de oxigénio impeditiva ao desenvolvimento de vida bentónica. Por outro lado, pode ser interpretado também como uma diminuição “artificial”, selectiva. A este respeito, WRIGHT & CHERNS (2004) sugerem que a diminuição da produtividade carbonatada com a profundidade seja, para alguns locais entre os quais rampas carbonatadas, um artefacto da dissolução selectiva “*offshore*” (como para os planctónicos). Muitas associações fósseis de meios de baixa energia podem ser constituídos por elementos esqueléticos residuais, como é o caso de importantes produtores de grãos carbonatados como as algas verdes que mostram especial susceptibilidade à dissolução. Indo ainda mais longe, sugerem que o que actualmente é vasa carbonatada em meios de baixa energia poderá não representar material original depositado a partir de suspensão mas possa corresponder à transformação de aragonite por produção *in situ* da fauna com partes esqueléticas carbonatadas.

### III.3.2. ASSOCIAÇÃO DE ANTE-PRAIA/PRAIA DE BARREIRA

Note-se desde já que se trata de um ambiente caracterizado por ocorrer a uma certa distância da linha de costa e separado desta por ambientes de laguna e de planície perimareal e não de um ambiente de praia enraizado no continente, com ocorrência, por exemplo, de dunas eólicas (ELLIOT, 1986; HANDFORD, 1988). Este tipo de ambientes não se formam de modo aleatório, ocorrendo em áreas onde existe uma efectiva conjugação entre a batimetria e o regime hidrodinâmico e onde o fundo do mar intersecta o nível de base médio de ondulação normal de modo a criar uma zona de energia elevada (HANDFORD, 1988).

Nesta associação ou ambiente, dominam as litofácies clásticas, nomeadamente as litofácies 2, 3, 4 e 5 e a litofácies 6 (biostromas de coraliários, espongiários e algas).

#### III.3.2.1. SUBAMBIENTES

A interpretação das litofácies permitiu, ainda que se verifiquem frequentemente características comuns a uma e a outra, a atribuição aos diferentes subambientes ou “faixas”, do largo para o litoral, definidos pelos processos hidrodinâmicos dominantes, concretamente de acordo com a terminologia de ELLIOT (1986) e de WALKER (1984):

- Zona de transição *Offshore-Face-de-Praia inferior* (*lower shoreface*): entre o nível de base médio das vagas de tempestade (designado por **n.b.t.**) e o nível de base médio da ondulação normal (**n.b.o.**); a distinção entre a parte superior desta zona e a face-de-praia inferior pode não ser muito nítida quanto ao registo sedimentar.
- Face-de-praia ou ante-praia frontal (*shoreface*): entre o n.b.o e o nível médio da maré baixa (**n.m.b.**); subdivide-se em face-de-praia inferior (cujo limite é variável com a zona anterior) e face-de-praia superior (claramente acima do n.b.o.).
- Praia-intertidal (*foreshore*): entre o n.m.b. e o nível médio da maré alta (**n.m.a.**).
- Ante-praia interna ou Praia supratidal (*backshore*): acima do n.m.a., atingida apenas pelas água extraordinárias.

1) **Zona de transição *Offshore-Face-de-praia inferior***: É representada por raros calcários intramicríticos, de textura *packstone* a *wackestone*, ricos em braquiópodes e outros bioclastos, denotando energia baixa a moderada e profundidade média a pouco elevada, representativos de parte da litofácies 4. Do mesmo modo, parte da litofácies 2, de componente mais fina, pelóidica, com diminutos equinóides, concentração de “ninhos” de braquiópodes e grandes braquiópodes articulados, de concha ornamentada, também sugerem energia baixa a moderada e profundidade não muito elevada (AZERÊDO, 1998). Calcários de crinóides têm sido interpretados, igualmente, como formados em profundidades um pouco abaixo do n.b.o., através do retrabalhar do sedimento por correntes tempestíticas direccionadas para a costa (HIPS, 1998). Os “pares” tempestíticos da litofácies 2 são semelhantes aos observados por HIPS (1998) em formações do Triásico Inferior, na Hungria, ocorrentes em fácies de rampa intermédia.

Em fácies de maior profundidade, em calcários micríticos da litofácies 1 (Ariques), também se interpretaram intercalações de “tempestitos”, compondo um aspecto particular da litofácies 3 – *grainstones* bioclásticos de braquiópodes. Seriam representativos de tempestades vigorosas no seio de um ambiente dominado por baixa energia, onde superfícies erosivas nos níveis mais grosseiros seriam ainda preservadas. Este tipo de depósitos ocorre frequentemente em meios de rampa intermédia, esporadicamente na rampa externa (BURCHETTE & WRIGHT, 1992). Não é ainda contudo de fácil interpretação este tipo de ocorrências de elevada energia no seio de sequências de meios de águas profundas e calmas (KREISA, 1981).

Ainda no corte de Ariques são observados *packstones* biopelóidicos, ricos em equinóides, da litofácies 2, que poderão também representar deposição nesta zona, alguns correspondendo a depósitos formados por correntes de retorno ou mesmo tempestitos distais (AIGNER, 1982). Nestes últimos, não seriam preservadas superfícies erosivas ou estruturas geradas por ondulação devido à maior profundidade das águas (BURCHETTE & WRIGHT, 1992; AZERÊDO, 1998). Estes *packstones* bioclásticos com abundantes equinóides foram interpretados por FLÜGEL (2004) como a microfácies RMF-7 (*ramp microfacies*) - correspondente a *packstones* bioclásticos com abundantes equinodermes – formados em meio marinho aberto, na transição de rampa interna a intermédia.

Ainda nesta faixa, na sua parte menos profunda, é possível admitir a génese de parte dos biostromas, principalmente aqueles onde predominam os coraliários fasciculares *in situ*, em matriz micrítica ou pelóidica fina (o mesmo foi admitido como possível em AZERÊDO, 1998). No entanto, a sua raridade sugere que este tipo de organismos

necessitaria de alguma agitação do meio e alguma sedimentação que forneceria os nutrientes necessários ao seu desenvolvimento.

Teríamos assim um meio deposicional claramente abaixo do n.b.o. mas influenciado por fluxos tempestícos.

2) **Face-de-praia ou ante-praia-frontal**: nesta faixa, os processos físicos litorais passam a dominar – em função das características das ondas (p. ex., TUCKER, 1990). A distinção entre “inferior” e “superior” far-se-á através da dominância ou não dos biostromas da litofácies 6 - reflexo da maior ou menor agitação do meio e da disponibilidade de nutrientes -, através da presença de tempestitos proximais e através da observação de estruturas de ondulação – especialmente estratificação oblíqua. Deve referir-se, mais uma vez, que se trata de uma interpretação também inferida a partir do modo como as diferentes camadas com diferentes características se sucedem verticalmente em algumas das sequências observadas.

Face-de-praia inferior: É representada por calcários pelóidicos da litofácies 2, mais grosseiros, com grandes fragmentos de equinóides/crinóides por vezes alinhados paralelamente à estratificação e pelos “pares” tempestícos da Sr<sup>a</sup> da Estrela, principalmente aqueles intercalados entre as litofácies 3 e 4 (tempestitos proximais); por calcários bioclásticos (*grainstone* e *packstone*) da litofácies 3, interdigitados com biostromas da litofácies 6; por calcários oointraclásticos da litofácies 4 com estratificação oblíqua (frequentemente observada no flanco SW de Sicó). Os calcários predominantemente bioclásticos também foram interpretados por WATKINSON (1989) como depositados nesta zona. Destaque-se igualmente a presença de sedimento interno infiltrado na litofácies 6.

Os fragmentos produzidos pela desagregação parcial dos biostromas (litofácies 6) são geralmente transportados a pequenas distâncias na direção do mar (WATKINSON, 1989), sendo, maioritariamente, incorporados em calcários bioclásticos suprajacentes. É o caso da litofácies 3. Esta é composta por sedimentos com várias quantidades de material clástico, desde pelóides, grãos compostos (*lumps*, clastos herdados), moluscos variados, equinóides, coraliários e foraminíferos, tendo também sido observada a presença de níveis com pavimentos bioclásticos (bioclastos orientados).

Nesta faixa há nítida interferência de fluxos gerados por tempestades, sugerindo agitação frequente mas não muito forte para a relativa preservação dos biostromas de coraliários mas ainda assim episodicamente fortes para a formação dos “pares”

tempestíticos da litofácies 2. Horizontes ricos em crinóides e com evidência de processos tempestíticos também foram observados por AZERÊDO (1998) no M.C.E. e na face-de-praia inferior. Na face-de-praia inferior são também frequentemente observadas estruturas formadas durante tempestades, como estratificação horizontal planar e estratificação tipo *swaley* (EINSELE, 1998).

Se nas plataformas siliciclásticas, esta faixa é onde se verifica maior acumulação de sedimentos, nas rampas carbonatadas é o local preferencial para o estabelecimento de organismos colonizadores do fundo. É durante as tempestades que a biofase é “retrabalhada” e transportada quer em direcção ao mar quer em direcção ao continente (WATKINSON, 1989). Estas tempestades deverão ter sido episódicas, apesar de recorrentes, de modo a afundarem ou deslocarem pequenos organismos coloniais isolados antes que pudessem estabelecer-se e originar *patch-reefs*. Em períodos de sedimentação relativamente mais reduzida e menor energia, esta colonização inicial poderia ser feita. A subsequente construção mais avançada, sob forma de coraliários maciços, em-placa ou em-doma, já suportaria maior energia hidrodinâmica.

Em rampas carbonatadas antigas, onde é frequente o registo dos fenómenos tempestíticos que retrabalham o sedimento, é comum encontrar *grainstones* com estratificação oblíqua tipo *hummocky*. Nas litofácies analisadas nesta região não foi encontrado este tipo de estratificação (o mesmo foi verificado por WATKINSON, 1989 e por AZERÊDO, 1993 nas sequências carbonatadas do Jurássico Médio do M.C.E.). Deve referir-se, contudo, que a preservação da estratificação *hummocky* é geralmente baixa e em zonas de ocorrência de tempestades a sua destruição seria perfeitamente plausível (AZERÊDO, 1993). Segundo alguns autores (DOTT & BOURGEOIS, 1983) é difícil, se não impossível, distinguir alguns dos sedimentos depositados imediatamente acima e abaixo do n.b.o., principalmente em meios de pouca profundidade onde tempestades frequentes “erodem” quaisquer evidências da deposição no n.b.o..

De um modo geral, as camadas tempestíticas de águas pouco profundas são relativamente espessas e mostram evidências de fortes correntes (KREISA, 1981) - caso da litofácies 2 intercalada nos calcários das litofácies 3 e 4, na Sr<sup>a</sup> da Estrela e depositada no subambiente de face-de-praia inferior. Em águas mais profundas, as camadas tempestíticas são geralmente mais finas e menos erosivas, reflectindo deposição por correntes mais fracas – caso das camadas de *packstones* de equinóides e crinóides da litofácies 2 intercaladas na litofácies 1, na série de Ariques (Zona de transição *Offshore*-face-de-praia-inferior).

No Golfo Árábico são comuns pequenos *patch-reefs* flanqueando complexos de ilhas-barreira em águas de profundidades menores do que 15 metros (PURSER, 1978). No Golfo Árábico, mais concretamente em Trucial Coast, a presença destes *patch-reefs* já é documentada na zona de transição *offshore* –face-de-praia inferior (PURSER, 1973 in AZERÊDO, 1993, 1998).

Face-de-praia superior: nesta zona, correntes paralelas à costa são mais influentes e o fundo é constantemente remobilizado pelas ondas e marés, condições não adequadas para a colonização por organismos como os coraliários e formas afins (WATKINSON, 1989). É uma faixa onde se dá erosão importante da barreira – presença de litoclastos remobilizados (AZERÊDO, 1998) durante energia das ondas mais elevada, característicos da litofácies 5 e em parte da litofácies 4.

Segundo HANDFORD (1986) e TUCKER (1990), por exemplo, nesta zona ocorre frequentemente estratificação oblíqua a entrecruzada planar e mais rara laminação horizontal – denotando actividade persistente das ondas - características observadas nos calcários oolíticos e intraoolíticos da litofácies 4 e nos calcários bioclásticos da litofácies 3; infelizmente, a estratificação geralmente maciça na litofácies 5 impede esta comparação mas a observação de corpos arenosos espessos pode também diagnosticar este subambiente (DONSELAAR, 1989).

Outras características nos calcários oointraclásticos *grainstone-rudstone* - com oóides, litoclastos e oncóides, com porosidade intergranular (litofácies 5 e parte da litofácies 4, mais grosseira) e com formação de cimentos freáticos marinhos (de pouca profundidade mas subtidais) - bem como em alguns dos calcários bioclásticos da litofácies 3 - com maior abundância de fragmentos de coraliários e de bivalves de concha articulada (denotando rápida cimentação precoce) - também apoiam a sua inclusão neste subambiente.

Deve referir-se, contudo, que a exposição de depósitos nitidamente estruturados em feixes de estratificação oblíqua/entrecruzada é bastante menor (ou inferiormente reconhecida) do que no M.C.E..

3) **Praia-intertidal**: É representada por calcários oolítico-intraclásticos da litofácies 4, geralmente em camadas mais finas, por vezes de base erosiva, com gradação positiva, por vezes imperfeita, com elevada porosidade (*open-space fabric*, AZERÊDO, 1988b), com

cimentos frequentes em-menisco (vadosos), com laminação planar horizontal a oblíqua de pequeno ângulo.

Este ambiente representa a parte intertidal (intermareal) do sistema de barreira onde ocorrem processos de energia elevada (em parte zonas de rebentação (*breaker/surf zones*) e, sobretudo, de espraiamento (*swash-backwash zone*) mas, também, alternância de imersão/emersão. O reconhecimento desta alternância que conduz à ocorrência de cimentos vadosos nos calcários clásticos (oolíticos da litofácies 4), é determinante para a interpretação deste tipo de subambiente (TUCKER, 1990; AZERÊDO, 1998).

A representação deste subambiente é menor nas sequências analisadas do que a do subambiente de face-de-praia. Por exemplo, veja-se a interpretação para a série da Sr<sup>a</sup> da Estrela, onde esta zona deposicional é apenas inferida para o topo, e para a série do Vértice de Sicó, onde é menos frequente (Fig.III.22.A.B.). A dominância de fácies clásticas submareais (subtidais) sobre as intermareais (intertidais) e rara ocorrência de exposição subaérea parece ser uma característica dos ciclotemas subtidais das rampas carbonatadas, contrariamente ao observado nos ciclotemas de plataformas de topo aplanado e protegidas (OSLEGER, 1991 *in* AZERÊDO, 1993).

4) **Ante-praia-interna:** É, possivelmente, a zona de mais difícil interpretação, já que é uma faixa de “quebra” de energia, com a passagem para meios mais calmos, quer perimareais quer lagunares. São interpretados como evidências deste subambiente os depósitos clásticos (*packstones* oolíticos a intra-oolíticos) intercalados no seio da litofácies 9, nomeadamente aqueles de base erosiva, podendo corresponder a pequenos depósitos de galgamento ou canais de galgamento (ver à frente).

Uma das outras características deste subambiente é a presença de sedimentos exibindo exposição subaérea significativa, como paleossolos ou rizoconcreções (AZERÊDO, 1998). Apenas na série do Vértice de Sicó se observou a presença da sub-litofácies 10d (microconglomerados pedogénicos) como camada de transição entre as fácies clásticas e as fácies de ambiente mais calmo e protegido (*mudstone* com diminutos clastos negros e fissuras circum-granulares) (Fig.III.22.B). Poder-se-ia considerar essa camada como tradutora da ocorrência deste subambiente. Deve-se, contudo, chamar a atenção de que a litofácies referida foi observada, mais frequentemente, intercalada entre os calcários perimareais (Sabugueiro, Mata), logo, não representando a ante-praia-interna.

### **III.3.2.2. PALEOCORRENTES**

A generalidade das séries observadas encontra-se fortemente carsificada, o que impediu a correcta medição de paleocorrentes, cujas características permitiriam uma mais adequada reconstituição das zonas do subambiente de barreira (praia *s.l.*) onde os sedimentos se depositaram. Seria esta mesma medição que permitiria a definição também mais adequada da influência das marés ou da ondulação/tempestades sobre o sistema deposicional.

Devido à rara medição de paleocorrentes, outros indícios tiveram de ser invocados para inferir a dominância do tipo de regime hidrodinâmico – influência de marés ou da ondulação e tempestades –, o que apresentaremos mais adiante.

Não obstante a dificuldade nas medições, estas foram feitas predominantemente na série da Sr<sup>a</sup> da Estrela, local onde os afloramentos mostravam tipos de estratificação bem preservada para essa medição. No Vértice de Sicó, por exemplo, a carsificação é intensa (no topo da Serra de Sicó), impedindo medição. No flanco NE foram observados diversos tipos de estratificação mas em blocos soltos e dispersos, logo impedindo também as medições. Na Pedreira de Iberobrita registou-se a ocorrência de calcários oolíticos mas de estratificação maciça.

Nas medições das paleocorrentes na Sr<sup>a</sup> da Estrela verificou-se o predomínio de vectores indicando movimento para NNE e NE. Isto sugere a deslocação das águas a partir de SSW e SW, aproximadamente paralela ou ligeiramente oblíqua ao que se considera ter sido o paleolitoral (WATKINSON, 1989; AZERÊDO, 1993), com correntes litorais dominantes. A direcção NW, raramente medida, sugere a ocorrência de mais raras correntes dirigidas para o oceano e interpretadas como reflexo de tempestade ou maré vasante.

### **III.3.2.3. ARRANJO DAS FÁCIES DE BARREIRA**

Os sedimentos de barreira ocorrem em séries espessas, de 30 a 40 metros de espessura, destacando-se as da Sr<sup>a</sup> da Estrela e do Vértice de Sicó, sem intercalação de fácies lagunares e/ou perimerais, compondo-se de camadas sobrepostas, sugerindo uma sedimentação calciclástica de energia moderada a elevada, persistente e notavelmente agradativa (Fig.III.21).

Nota-se a persistência das faixas zona de transição *Offshore*-face-de-praia e de face-de-praia na série da Sr<sup>a</sup> da Estrela, com predomínio para a ocorrência das litofácies 2 e 6, ocorrendo para o topo as faixas de praia-intertidal e ante-praia-interna, correspondentes às litofácies 3 e 4. É notória a tendência batidecrescente. Essa mesma tendência é observada na série do Vértice de Sicó. Contudo, há predominância para as faixas de face-de-praia, praia-intertidal e ante-praia-interna. Nessas faixas predominam, respectivamente, as litofácies 2, 3 e 6; as litofácies 4 e 5 e a litofácies 4.

Pela observação da Fig.III.21, é difícil estimar a ocorrência de ciclicidade, visto não haver intercalação de fácies lagunares e/ou perimareais. Não obstante, fica a observação da ocorrência, na base da série do Vértice de Sicó (B), da alternância de faixa face-de-praia com praia-intertidal. Esta ciclicidade pode igualmente ter sido obliterada pela ocorrência de fenômenos tempestíticos que se consideram importantes neste sistema deposicional. Como já evidenciado atrás, é nítida a dominância da face-de-praia sobre a praia-intertidal.

Estas litofácies calciclásticas são lateralmente contínuas (o mesmo sendo observado em alguns dos biostromas de coraliários maciços com alguma continuidade lateral no Vértice de Sicó), sem gradientes de espessura ou inclinação das camadas. Admite-se assim, tal como interpretado por AZERÊDO (1993), que os corpos arenosos se foram “empilhando” (*stacked sandbodies*) numa sucessão grosseiramente vertical, sem acentuada migração dos “focos” de enraizamento.

Se o arranjo espacial das fácies de barreira é de séries de 30 a 40 metros de espessura nos dois casos destacados, o mesmo não se verifica em séries suprajacentes às últimas. Com efeito, na série da Encosta Sul à Pedreira, suprajacente e contínua à série da Pedreira da Iberobrita, encontram-se camadas de calcários clásticos, oolíticos a oointraclásticos da litofácies 4, de espessuras entre 3 a 4 metros, intercaladas em calcários perimareais da litofácies 9 mas com superfícies planares não erosivas e estratificação maciça. Como veremos no capítulo VI, são interpretados como pequenos bancos oolíticos costeiros (*fringing shoals*, READ, 1985) e não resultantes da acumulação constante e empilhada de uma verdadeira barreira oolítica. Do mesmo modo se verifica, nas séries da Sr<sup>a</sup> do Circo e Cabeça da Corte (parte II) dos Sectores Norte e Central e no topo da série de Alvaiázere do Sector Oriental, a ocorrência de calcários clásticos das litofácies 4 e 5, sugerindo a persistência das fácies calciclásticas através da formação de bancos oolíticos costeiros (não verdadeira barreira como nas séries cronostatigraficamente infrajacentes). No capítulo VI retomaremos esta interpretação.

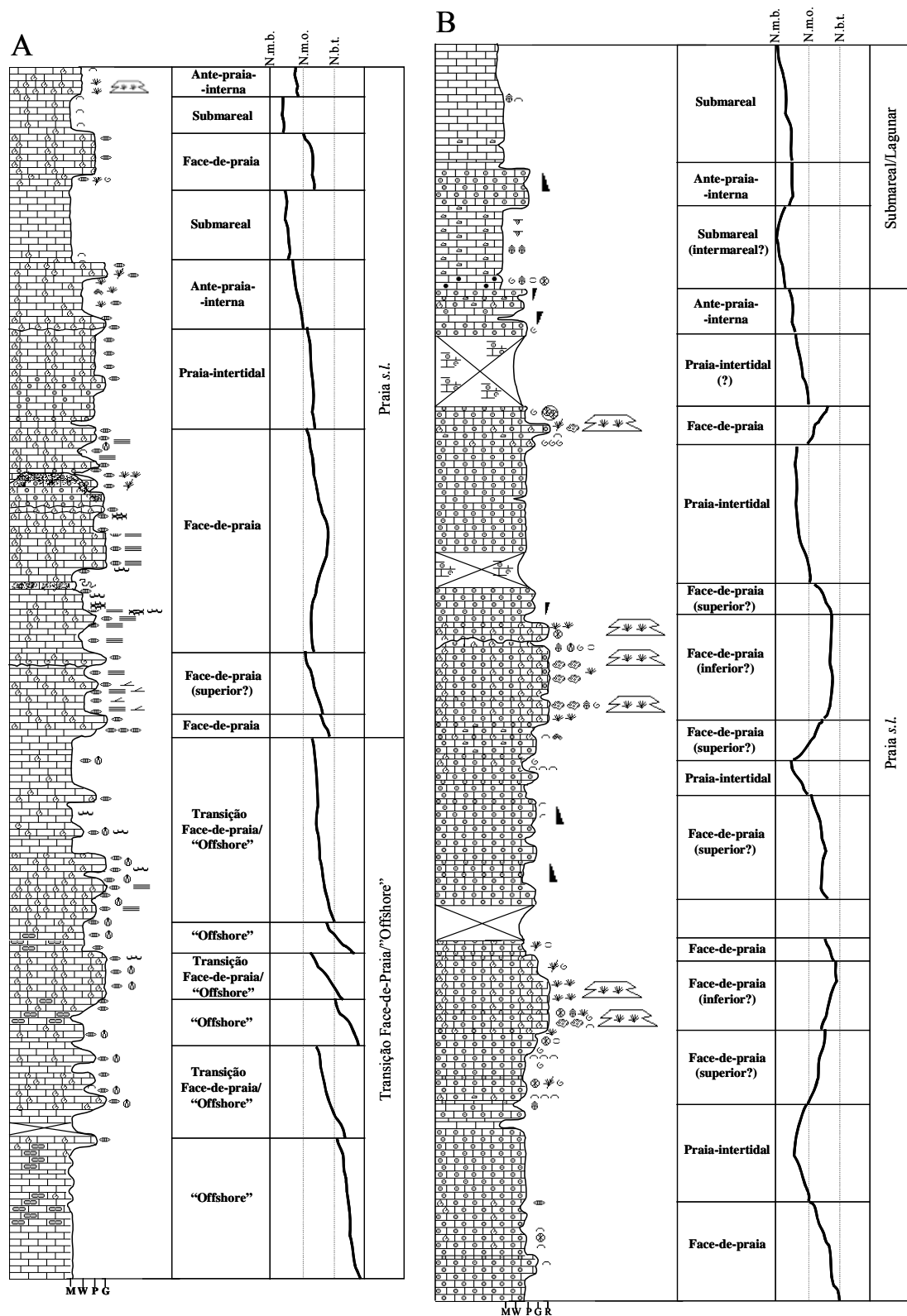


Figura III.21: Interpretação paleoambiental sumária para os cortes de Sr<sup>a</sup> da Estrela (A) e Vértice de Sico (B). Os cortes não estão à mesma escala. n.b.o.: nível médio de base da ondulação normal; n.b.t.: nível médio de base de tempestades; n.m.b.: nível médio da maré baixa. Ambos os "logs" estão representados em maior escala no Anexo I.

### III.3.2.4. DEPÓSITOS DE GALGAMENTO (*WASHOVERS FANS*)

São representados fundamentalmente pelo depósito relativamente grosseiro, rico em fragmentos de coraliários fasciculares, presente no corte de Melriça, sugerindo a deposição “forçada” por maré-viva ou tempestade num meio perimareal, de baixa energia e com depósitos pedogénicos. A não continuidade lateral desta camada, sugere igualmente um evento rápido e localizado.

Alguns dos calcários oolíticos a intra-oolíticos da litofácies 4, intercalados nos calcários da litofácies 9 (lagunares a perimareais), como se disse, na faixa ante-praia-interna, podem também representar este tipo de depósitos, principalmente aqueles onde se observa uma base erosiva (caso, por exemplo, do nível oolítico residual observado no corte de Ramalhais). Como estes pequenos níveis são relativamente frequentes no seio de fácies de ambientes protegidos e de baixa energia, é de supor que a sistema deposicional compreenderia recorrentes fluxos por tempestade ou maré-viva. Não se infere, no entanto, a presença de tempestades sucessivas, pelo menos actuantes nas faixas ante-praia-interna, laguna submareal ou planície-de-maré. Não se registaram, por exemplo, fenómenos como o de Valverde (AZERÊDO, 1993) no M.C.E., com empilhamento sucessivo de depósitos de galgamento.

Por outro lado, nas faixas de zona de transição *offshore*-face-de-praia e face-de-praia, parecem ser fenómenos frequentes e por vezes sucessivos (por exemplo, na Sr<sup>a</sup> da Estrela, são interpretados “pares” tempestíticos seguindo-se verticalmente).

Este tipo de depósitos forma-se quando derrames unidireccionais episódicos, muitas vezes induzidos por tempestades ou maré-vivas, ultrapassam a barreira (ou a “quebram” mais raramente) e se espalham nas faixas lagunares a perimareais, atrás. Às vezes as ondas e correntes de tempestade erodem, outras vezes depositam. Durante uma mesma tempestade, podem realizar ambas as acções. Mas um depósito de galgamento (ou “enxurrada”) resulta de um fluxo episódico e o correspondente sedimento é “construído” subaereamente (podendo prolongar-se subaquaticamente, na laguna), enquanto que um canal ou delta de maré é construído sob as águas. Um depósito de galgamento não envolve sempre erosão do substrato como geralmente ocorre nos canais ou deltas de maré (FRIEDMAN & SANDERS, 1978).

### II.3.2.5. CANAIS/DELTAS DE MARÉ

Depósitos ou estruturas atribuíveis inequivocamente a canais ou deltas de maré não foram observados. Portanto, não foi possível atribuir quaisquer estruturas específicas a este tipo de depósitos; são também raras tais evidências no M.C.E. (AZERÊDO, 1993). No entanto, não se exclui que algumas ocorrências específicas e raramente observadas, possam corresponder a efêmeros canais na planície de maré. Com efeito, os calcários oncolíticos da sub-litofácies 7b, constituindo grandes *rudstones* de oncóides fenestrados tipo 3b, muitas vezes sob forma estruturada de grandes lenticulas decimétricas a métricas e intercaladas entre calcários pelmicríticos da litofácies 9 (por exemplo, na série de Sr<sup>a</sup> do Circo ou na série de Portela da Ameixoeira) podem ser interpretados como formados em ambiente lagunar submareal e posteriormente transportados por canais de enchente para o ambiente perimareal (ver III.2.7.). O mesmo havia sido proposto em MARTINS (1998a), para os calcários oncolíticos de oncóides de grandes dimensões.

Por sua vez, os calcários da sub-litofácies 7c, intraoncolíticos, com porosidade de dissolução muito frequente, poderiam também representar microcanais efêmeros, de curta duração, com alguma energia. Contudo, nunca seriam “*verdadeiros “corredores” cortando o cordão de barreira*” (AZERÊDO, 1993). Os canais de maré, esperados num regime fortemente influenciado pelas marés, serão semelhantes aos rios meandriformes das planícies de inundação já que ambos os tipos de canais se desviam lateralmente. Ao fazê-lo deixam para trás sequências características (não observadas), já que a corrente de canal de maré flui numa só direção, depois pára, e flui na direção oposta, pára e repete a sequência cada vez que a maré sobe e desce. Uma sequência de canal de maré combinará assim sedimentos do canal propriamente ditos e granodecrescentes e sedimentos das “margens” do canal mais influenciados pelas ondas e mais grosseiros para o topo (FRIEDMAN & SANDERS, 1978).

Também, segundo HAYES (1979, 1980), num regime microtidal como é admitido neste modelo deposicional (ver à frente), os deltas de enchente são amplos e os de vasante de dimensões restritas e predominam os depósitos de galgamento sobre os canais de maré.

### III.3.3. ASSOCIAÇÃO LAGUNAR

Esta associação é sobretudo representada por parte da litofácies 9, bem como pela sub-litofácies 7a e litofácies 8. No caso da litofácies 9, os calcários micríticos densos, por vezes biomicríticos a pelmicríticos, testemunham um ambiente protegido, de fraco hidrodinamismo e favorável ao desenvolvimento de grandes foraminíferos de carapaça imperfurada. A estes juntam-se *T. parvovesiculifera*, *L. aggregatum*, *B. irregularis* e *K. socialis*, bem como Porostromata.

A proliferação destes microorganismos, destacando-se a dominância dos indivíduos microséricos de *A. cuvillieri* e raros de *P. crusei* mas muito bem preservados, e a abundância de algas *incertae sedis* e Porostromata, sugerem salinidade próxima da normal a hipo-salina, com pouca comunicação com o exterior e de agitação fraca a moderada.

Como observado no capítulo V, se bem que se encontrem calcários micríticos densos na litofácies 9, de ambiente lagunar, submareal, parte da vasa micrítica pode ter sido o resultado da compactação do sedimento pelóidico. Trata-se de um processo que ocorre frequentemente em ambiente lagunar (LEINFELDER, 1986; AZERÊDO, 1993).

A agitação na laguna pode ter sido localmente moderada, de modo a permitir a formação de oncóides da sub-litofácies 7a (*floatstones*), de tipo 3a, 2 e 4, intercalada com períodos de baixa energia e sedimentação muito baixa para permitir o desenvolvimento de alguns dos organismos presentes no cortéx (AZERÊDO, 1993) como *T. parvovesiculifera*, *L. aggregatum* e/ou *B. irregularis*. Se bem que raros, alguns dos oncóides possuem tamanho apreciável sugerindo períodos de acalmia relativamente longos. Estes oncóides representam formas de crescimento “algal” protegido dos organismos que se alimentam das algas (gastrópodes), em áreas submareais, diferindo daqueles estratiformes e laminados que constituem tapetes microbiano-algais nas áreas intermareais.

Por outro lado, alguns dos oncóides de tipo 4 possuem centros de bioclastos, nomeadamente de coraliários e mais raramente de equinodermes, sugerindo fluxos de energia relativamente elevada transportando bioclastos de ambientes exteriores. A frequência, se bem que sempre dispersa, de equinóides e oóides micritizados no seio da matriz micrítica sugere também alguma influência exterior. Este tipo de distribuição de material carbonatado (através de depósitos de galgamento, de canais de maré enchentes ou vasantes e/ou de tempestades) é comum e crê-se necessário, no desenvolvimento de um sistema deposicional de rampa carbonatada (no capítulo VI desenvolver-se-á este assunto).

A litofácies 8 é representada pela ocorrência de macrofauna pouco diversificada e relativamente restrita (nerineídeos, gastrópodes de concha espessa, biostromas de megalodontídeos, raros coraliários solitários), que, aliada à não observação de canais de maré inequívocos, sugere uma circulação limitada dentro da laguna. Esta seria inundada esporadicamente por águas e sedimentos transportados do exterior por fluxos de maior energia, como o testemunham os *packstones* e *grainstones* da litofácies 4 intercalados, por vezes constituindo apenas pequenos níveis ou a presença de muito raros litoclastos remobilizados. Ainda relativamente à litofácies 8, é possível também admitir pequenas elevações topográficas presentes na laguna (AZERÊDO, 1993) favorecendo a concentração da macrofauna em causa e originando, assim, os depósitos como as lumachelas de *Trichites* sp., nerineídeos e gastrópodes, presentes na série do Flanco NE de Sicó. Com efeito, pequenas elevações topográficas num sistema deposicional de rampa carbonatada surtiriam um efeito registável nos depósitos (como é interpretado na litofácies 10, pedogénica, à frente), graças ao fraco pendor da rampa carbonatada.

No caso dos biostromas de megalodontídeos, descritos em ambientes lagunares tais como os dos *Lofer cyclothems* do Triásico Superior (HAAS *et al.*, 2007), também foram observados no ambiente de planície de maré, sempre associados à zona submareal.

Mais raras terão sido as influências de fluxos do lado continental, tendo-se observado raramente a proliferação de ostracodos de carapaça lisa, por vezes articulada, associada a girogónitos de carófitas e a pequenos gastrópodes. É, no entanto, ocorrência pontual. Acumulações de ostracodos e girogónitos de carófitas foram observadas por COLOMBIÉ & STRASSER (2005), por exemplo, em sedimentos perimareais nos Jura suíços, no Kimmeridgiano e foram interpretadas como formadas em depressões localizadas, que se tornaram salobras durante períodos de chuva intensa.

Quanto à profundidade desta laguna, crê-se que o desenvolvimento dos foraminíferos bentónicos como os indivíduos microféricos circulares de *A. cuvillieri*, e a persistência de vasa, com alguma turbidez na água, se deu a profundidades pelo menos abaixo do nível de base da maré baixa. Contudo, mesmo raras, ocorrem dasicladáceas, que implicam águas muito pouco profundas, em geral até 5 m apenas (WRAY, 1977 *in* AZERÊDO, 1993). Essa profundidade seria por vezes ainda menor, já que frequentemente se observam camadas suprajacentes testemunhando influências de “faixas” intermareais – calcários com *birdeyes* e outros litoclastos.

As fácies lagunares ocorrem predominantemente no Batoniano inferior das séries do Sector Sul e possuem, geralmente, fácies perimareais infrajacentes também do

Batoniano inferior e suprajacentes do Batoniano superior, testemunhando uma relativamente curta duração (ver no capítulo VI) para o ambiente lagunar. Este terá sido formado depois de alguma acumulação de sedimentos perimareais e terá sido substituído rapidamente por novos sedimentos perimareais posteriores.

Os depósitos lagunares estão bem representados nas sequências de Lomba, NE do Monte da Panela, Sondagem de Sicóx e Pedreira da Iberobrita e topo da sequência do Flanco NE de Sicó, no Sector Sul e na sequência de Cabeço da Pena Redonda no sector Central. No Sector Oriental, MARTINS (1998a,b) observou fácies lagunares com *A. cuvillieri*, na Serra Pequena, a oeste de Alvaiázere, o que permitiu datar esta série do Batoniano inferior.

### III.3.4. ASSOCIAÇÃO PERIMAREAL

Os calcários representativos deste ambiente constituem as litofácies de extensão geográfica dominante, especialmente no Sector Sul e cronostatigraficamente representam praticamente todo o Batoniano. Nesse sector, no Batoniano superior, encontram-se intercalados entre calcários clásticos da litofácies 4, representativos de bancos periféricos costeiros. No Sector Oriental, na Serra de Alvaiázere, o mesmo tipo de depósitos são datados do Bajociano superior, tal como já havia sido representado no corte do Bofinho (MARTINS 1998a,b).

As fácies perimareais estão intimamente relacionadas com as fácies lagunares, com as quais se interstratificam, sendo por vezes difícil a diferenciação entre sedimentos de “faixa” submareal e lagunares. Os próprios sedimentos de laguna são submareais e, mais raramente, intermareais. Esta relação é ainda mais evidente no caso da organização das sequências em ciclos (ver adiante).

As litofácies representativas deste ambiente são os calcários micríticos a pelmicríticos, por vezes fenestrados e com laminações microbiano-algais (litofácies 9), os *wackestones* biomicríticos (litofácies 8), os *wackestones* oncolíticos fenestrados e onco-intramicrocríticos (litofácies 7) e os depósitos de natureza pedogénica (litofácies 10). Frequentemente, a litofácies 4 é representativa, como atrás inferido, de pequenos depósitos de galgamento derramados sobre a planície de maré.

Destaca-se também a litofácies 11, observada principalmente no corte de Alvaiázere, no Sector Oriental, interstratificada entre depósitos fundamentalmente perimareais. Os calcários dolomíticos e dolomitos interstratificados são o produto da

dolomitização das litofácies precedentes. Por esse motivo, considerem-se sempre presentes nas diferentes zonas deste ambiente na série de Alvaiázere.

Os ambientes peritidais exibem um grau elevado de variabilidade relacionado com diversos factores, entre os quais se destacam (WRIGHT, 1990; FLÜGEL, 2004):

- energia do regime de ondulação, amplitude inter-marés, flutuações do nível médio do mar, variações sazonais (meteorológicas), variações dos factores abióticos (especialmente da salinidade);
- posição topográfica e duração dos períodos de exposição;
- fornecimento sedimentar e frequência de deposição tempestítica e de ocorrência de inundações;
- factores biológicos.

#### **III.3.4.1. DIFERENCIAÇÃO ENTRE ZONAS DE MARÉ**

Os calcários perimareais são importantes indicadores paleobatimétricos, reflectindo flutuação do nível do mar e formando a base para a avaliação de ciclos sedimentares e sequências estratigráficas de pequena profundidade. Os diferentes tipos de fácies estão verticalmente dispostos em sucessões batidecrescentes (*shallowing-upward*) consistindo, grosseiramente e em ciclos completos, em sedimentos marinhos pouco profundos aos quais se sobrepõem sedimentos intermareais e supramareais, estes últimos sujeitos a exposição subaérea. Enquanto que a zona submareal se encontra permanentemente submersa (ou quase sempre), as zonas intermareal e supramareal entre os níveis de maré-baixa e maré-alta são submergidas numa base diurna ou semi-diurna. Este ambiente pode ser um repositório de sedimento alóctone transportado por correntes e tempestades a partir de zonas mais externas.

Os depósitos antigos são tradicionalmente estudados subdividindo o ambiente perimareal em zonas submareal, intermareal e supramareal, apesar de tal subdivisão poder ser “artificial”:

- Se uma área é submareal, intermareal ou supramareal vai depender dos factores acima enunciados, destacando-se a amplitude das inter-marés, o nível médio do mar e a posição topográfica dessa em relação ao nível do mar (WRIGHT, 1990; FLÜGEL, 2004);

- Os limites entre as três zonas é naturalmente gradual; é artificial estabelecer fronteiras rígidas entre elas (GINSBURG *et al.*, 1977; AZERÊDO, 1993); neste caso, optamos pela não diferenciação entre algumas das zonas, referindo-nos apenas a zona submareal-intermareal ou intermareal-supramareal, por exemplo;

Finalmente, o grau de preservação dos indicadores (características) destas zonas também é variável. A cimentação precoce é crucial na preservação de estruturas e texturas primárias (FLÜGEL, 2004).

De modo a ultrapassar alguns destes problemas, GINSBURG *et al.* (1977) propuseram o uso de índice de exposição, nem sempre de fácil estabelecimento.

Não obstante as dificuldades inerentes, optamos pela interpretação, ainda que “artificial” das litofácies pelas três zonas já que se obtêm informações substanciais como salinidade, circulação das águas, regime e amplitude das marés e clima.

1) **Zona submareal:** é a zona que, abaixo da zona intermareal, está geralmente permanentemente submersa e a deposição é efectuada abaixo do nível normal de maré baixa (**n.m.b.**). É convencionalmente subdividida ainda em zona submareal superior e inferior, a última relacionada com os mesmo processos que geram os sedimentos lagunares.

É caracterizada geralmente por algas calcárias e invertebrados (foraminíferos, briozoários, vermes) e um indicador importante da sua parte superior é a ocorrência de dasicladáceas e organismos incrustantes. A sua parte inferior pode ir até aos 30 metros de profundidade das águas (FLÜGEL, 2004), onde é caracterizada por organismos bentónicos de elevada diversidade e por outras algas calcárias que não dasicladáceas.

Esta zona é caracterizada pelos calcários micríticos a pelmicríticos, de textura grumosa, da litofácies 9, onde se desenvolvem igualmente *bafflestones* ricos em Porostromata, frequentes valvulinídeos e frequentes gastrópodes de concha espessa e relativamente dispersos. São frequentemente sedimentos bioturbados. Também se destaca a ocorrência de biostromas de megalodontídeos e de *wackestones* biomicríticos com gastrópodes e nerineídeos da litofácies 8.

Pontualmente, interstratificados em lenticulas centimétricas, encontram-se os *rudstones* oncolíticos da sub-litofácies 7b, interpretados como alóctones e possivelmente originados na laguna mais profunda, que também ocorrem na zona intermareal.

Na litofácies 9, poderão corresponder também a esta zona alguns *mudstones* com *birdeyes* pouco frequentes, interpretados como formados por episódios de abaixamento do

nível normal da maré, como acontece, por exemplo, em situações de fortes ventos soprando da terra para o mar (AZERÊDO, 1993).

2) **Zona intermareal**: esta zona é alternadamente inundada e exposta. A exposição intermitente é indicada por fenómenos de fraca dessecação e poros preenchidos por cimento vadoso. Neste regime, alternam a erosão e deposição e mudanças rápidas na velocidade de correntes e ondulações (FLÜGEL, 2004). Estes processos resultam frequentemente em descontinuidades na sedimentação como acumulação de material retrabalhado ou variações substanciais no tamanho dos grãos entre os níveis e entre as camadas.

A nível da biofase, esta zona é caracterizada por baixa diversidade de organismos, adaptados ao relativo *stress* causado pelas rápidas oscilações da coluna de água. Os organismos mais frequentes são os gastrópodes, ostracodos, bivalves e foraminíferos bentónicos, bem como as cianobactérias.

Na parte inferior desta zona, as características são semelhantes às da zona submareal superior, exibindo, contudo, maior abundância de *fenestrae*, menor quantidade e variabilidade de organismos e preservação parcial de laminações e crostas microbiano-algais. Enquanto que na zona submareal se verifica uma recorrente bioturbação, nesta zona ela é bastante diminuída face às condições menos propícias para o desenvolvimento dos organismos.

Na parte superior, as características atrás enunciadas acentuam-se, destacando-se os *fenestrae* geralmente irregulares que passam superiormente para mais frequentemente laminares e a presença mais comum de laminações microbiano-algais. Além dos *fenestrae*, destaca-se a frequência da porosidade de dissolução e estruturas diagenéticas de ambiente vadoso (cimentos em-menisco, em-ponte e pendente) e abundância de silte vadoso.

Característica desta zona é a litofácies 9, representada pelos *mudstones* pelmicríticos exibindo frequentes texturas semelhantes a crostas microbiano-algais e com frequente porosidade matricial a intergranular exibindo abundantes cimentos-em-menisco e mais raros gravíticos. São mais raros e dispersos os gastrópodes, geralmente de menor tamanho e a abundância relativa dos foraminíferos bentónicos (por exemplo, os valvulinídeos e hauraniídeos) diminui. Alguns dos *mudstones* fenestrados, com *fenestrae* irregulares e/ou laminares e laminitos microbiano-algais raramente associados a *fenestrae* são representativos da parte superior desta zona. Como já evidenciado na descrição da

litofácies 9, os *fenestrae* irregulares e laminares são característicos das zonas intermareal superior e supramareal.

Nos tapetes microbiano-algais ocorrem lâminas por vezes muito grosseiras, com intraclastos e pelóides, podendo representar depósitos tempestíticos ou de marés-vivas muito episódicos e já de fluxo relativamente baixo quando o sedimento é depositado (PRATT & JAMES, 1986; FLÜGEL, 2004). São também representativos da parte inferior desta zona os calcários oncolíticos fenestrados e os calcários intra-oncolíticos com elevada porosidade de dissolução das, respectivamente, sub-litofácies 7b e 7c.

3) **Zona supramareal:** é a zona de mais fácil diagnóstico entre planícies de maré sob clima húmido ou sob clima árido e representa a zona acima do nível médio da maré alta (**n.m.a.**). É, assim, inundada apenas algumas vezes durante cada mês por tempestades ou marés vivas (de maior amplitude). A maior parte da sedimentação ocorre acima do n.m.a. durante inundações episódicas e há evidências mais marcadas de exposição subaérea, influência pedogénica e cimentação na zona vadosa. A biofase é de muito baixa diversidade com raros fósseis preservados e dominando apenas alguns grupos de organismos, como as cianobactérias e alguns raros foraminíferos bentónicos (FLÜGEL, 2004). Os *fenestrae* irregulares indicam áreas expostas durante mais de 60% do tempo; os laminares indicam áreas expostas durante mais de 90% do tempo (GINSBURG *et al.*, 1977).

Na litofácies 9 destacam-se os laminitos microbiano-algais bem desenvolvidos, com *fenestrae* laminares intercalados entre as lâminas e/ou com micro-espeleotemas, os *mudstones* fenestrados, por vezes com mais de uma geração de *fenestrae* e as dismicrites e os *mudstones* fenestrados com abundantes fissuras de dessecação. Destaca-se também nesta zona a ocorrência dos polígonos de dessecação com abundantes *fenestrae* no seu interior observados em Melriça. *Mudstones* bioturbados com fenómenos de dessecação (fissuras circum-granulares, *teepes* e/ou *fenestrae*) indicam ambientes de baixa energia entre as zonas intermareal superior e supramareal (COLOMBIÉ & STRASSER, 2005).

Destaca-se a litofácies 10 como representativa predominantemente desta zona, podendo encontrar-se parte da sub-litofácies 10d (microconglomerados de clastos negros) em ambiente de barreira oolítica, no subambiente de ante-praia-interno.

As sublitofácies 10a e 10b, representativas de brechas e microbrechas pedogénicas, encontram-se interstratificadas entre depósitos perimareais, destacando-se as séries de Melriça, Povoação de Melriça e Mouta Negra. A sublitofácies 10c, apesar de interstratificada também em calcários de planície de maré, encontra-se dominante na série

da Pedreira da Iberobrita, também com sedimentos lagunares. Todos estes depósitos apresentam clastos negros ou enegrecidos e alguns argilas com ilite e caulinite, cuja interpretação, já feita atrás neste capítulo, sugere também exposição subaérea prolongada e clima sub-húmido.

### III.3.4.2. ORGANIZAÇÃO DAS SEQUÊNCIAS

Tal como observado por AZERÊDO (1988b, 1993, 1998) a propósito dos calcários do Jurássico Médio do M.C.E., os sedimentos deste tipo de ambiente podem ou não organizar-se em ciclos.

A capacidade de identificar a ciclicidade neste ambiente torna-se mais difícil quando os sedimentos estão interstratificados com as fácies lagunares, sendo frequentemente obliterada a zona submareal. Do mesmo modo, a presença de indícios de fraca exposição subaérea como porosidade de dissolução que ocorre frequentemente nas fácies lagunares também pode indiciar, por outro lado, a zona intermareal. É o caso das sequências observadas nos cortes a NE do Monte da Panela e na Pedreira da Iberobrita, onde as zonas submareal, intermareal e supramareal estão presentes mas não necessariamente em ciclos batidecrescentes separados por discontinuidades.

O mesmo se verifica, por exemplo, em Ramalhais, onde as referidas zonas também não são separadas por discontinuidades marcadas. Outro factor impeditivo da organização das fácies perimareais em ciclos é a frequente não-continuidade lateral observada quer nos níveis fenestrados, principalmente os “laminares”, quer nos depósitos pedogénicos. Estes últimos, representativos da sublitofácies 10a, são frequentemente descontínuos, dando lugar, lateralmente, a níveis fenestrados, como é o caso do corte de Cabeço da Pena Redonda ou Cabeça da Corte (parte II), no Sector Central.

Por outro lado, noutras séries observaram-se ciclotemas perimareais bem individualizados, constituindo dois tipos principais:

a) Sequências batidecrescentes compondo ciclos (ciclotemas) que variam entre 1 a 2,5 metros de espessura, de pequena escala, em unidades bem definidas. Compõem ciclos assimétricos e cada ciclotema consiste numa transição de fácies pouco ordenada, tal como descrito noutros casos (WRIGHT, 1986).

Nestes ciclotemas, destacam-se:

- fácies submareais, representadas por *mudstones* ricos em valvulinídeos e hauraniídeos da litofácies 9 e *wackestones* biomicríticos com gastrópodes e

megalodontídeos (litofácies 8) e intra-oncolíticos (sublitofácies 7c); destaca-se, no corte de Melriça, a presença do depósito de galgamento representado pelo *wackestone* de fragmentos de coraliários;

- fácies intermareais, representadas por *mudstones* fenestrados laminares da litofácies 9 e *wackestones* intraoncolíticos com forte porosidade de dissolução (sublitofácies 7c);
- fácies supramareais, representados pelos *mudstones* fenestrados laminares, com laminações microbiano-algais associadas (litofácies 9) e pelas brechas, microbrechas e conglomerados pedogénicos das sublitofácies, respectivamente, 10a, 10b e 10c.

São exemplos a destacar a série de Melriça (Fig.III.22.B), onde não se observou a sublitofácies 10c e a série da Povoação de Melriça, onde a sublitofácies 10a está interstratificada com a sublitofácies 10c. Foi precisamente a ocorrência destas duas sublitofácies na mesma série que permitiu a correlação temporal, no Batoniano inferior, entre a série de Melriça e a série da Pedreira da Iberobrita. Esta correlação veio posteriormente a ser comprovada com a presença das mesmas associações de foraminíferos bentónicos, do Batoniano inferior.

Destaque-se a formação de superfícies de descontinuidade bem marcadas neste tipo de ciclos e a continuidade lateral das camadas e níveis que os caracterizam. As séries de Melriça e da Pedreira da Iberobrita já foram abordadas anteriormente por MARTINS *et al.* (2003, 2004) (ver capítulo I, Trabalhos anteriores) no que respeita aos depósitos pedogénicos e ciclicidade.

b) Sequências batidecrescentes compondo ciclotemas, mas onde, por vezes, não se observam descontinuidades nítidas entre cada ciclo. Neste tipo, os ciclos são frequentemente incompletos, de 1 a 2 metros (mesmo inferior), traduzindo-se na deposição de sedimentos característicos de zona submareal e intermareal, sem zona supramareal; ou de zona intermareal e supramareal, sem zona submareal. Do mesmo modo, as características não permitem a distinção entre zonas intermareais e supramareais, tendo-se adoptado pela interpretação conjunta. É o caso das séries estudadas da base do Flanco NE de Sicó (Fig.III.22.A), Ramalhais e Portela da Ameixoeira no Sector Sul, Sabugueiro, Mata e Cabeça da Corte (parte I), no Sector Central e Alvaiázere, no Sector Oriental.

- fácies submareais a intermareais representadas fundamentalmente pela litofácies 9, em *mudstones* micríticos a pelmicríticos, por vezes fenestrados, com frequente bioturbação, porosidade de dissolução e frequentes

valvulinídeos. A presença da litofácies 8 é rara, dominada por grandes gastrópodes de concha espessa, bem como a sublitofácies 7c; apenas em Alvaiázere, a última sublitofácies é frequente;

- fácies intermareais a supramareais, representadas pelos *mudstones* fenestrados, com *fenestrae* laminares e fissuras de dessecação incipientes, com menos frequentes laminações microbiano algais e com ocasional presença da sublitofácies 10d (microconglomerados pedogénicos).

Destaca-se, no primeiro caso, a associação dos ciclos a depósitos pedogénicos, onde os processos da formação destes foi mais efectivo, encontrando-se no topo do Batoniano inferior, segundo a interpretação regional feita.

Pelo contrário, no segundo tipo de ciclos, apenas se observa uma pedogénese menor, testemunhada pela presença da sublitofácies 10d. O segundo tipo de ciclos ocorre no Batoniano inferior, geralmente sucedendo-se às fácies clásticas de ambiente de antepraia/praias de barreira, mas também no Batoniano superior. No Sector Oriental, os ciclotemas são do Bajociano superior, como já evidenciado também em MARTINS (1998a,b).

WATKINSON (1989), para o Jurássico Médio do Planalto de Fátima, observou igualmente a predominância dos sedimentos perimareais suprajacentes às sequências de barreira, seguidos por sedimentos lagunares, finalmente seguidos por outra sequência de fácies perimareal. No capítulo VI desenvolver-se-á o assunto.

### III.3.4.3. “TIPO CLIMÁTICO” DE PLANÍCIE DE MARÉ

O regime microtidal, sob um clima sub-húmido, estabelecido para as séries de rampa carbonatada no Jurássico Médio, já foi devidamente avaliado para o M.C.E. e Planalto de Fátima, a sul, respectivamente por AZERÊDO (1993, 1998) e por WATKINSON (1989).

A interpretação feita segundo o mesmo tipo de regime nos calcários de rampa carbonatada dos Maciços de Condeixa-Sicó-Alvaiázere pretende apenas contribuir para a comprovação dessa prévia avaliação. Note-se que existem certas limitações neste tipo de interpretação da relativa importância das ondas ou das marés devido às relativas pobres exposições das sequências (quer em continuidade lateral quer em forte carsificação) e pequena área estudada.

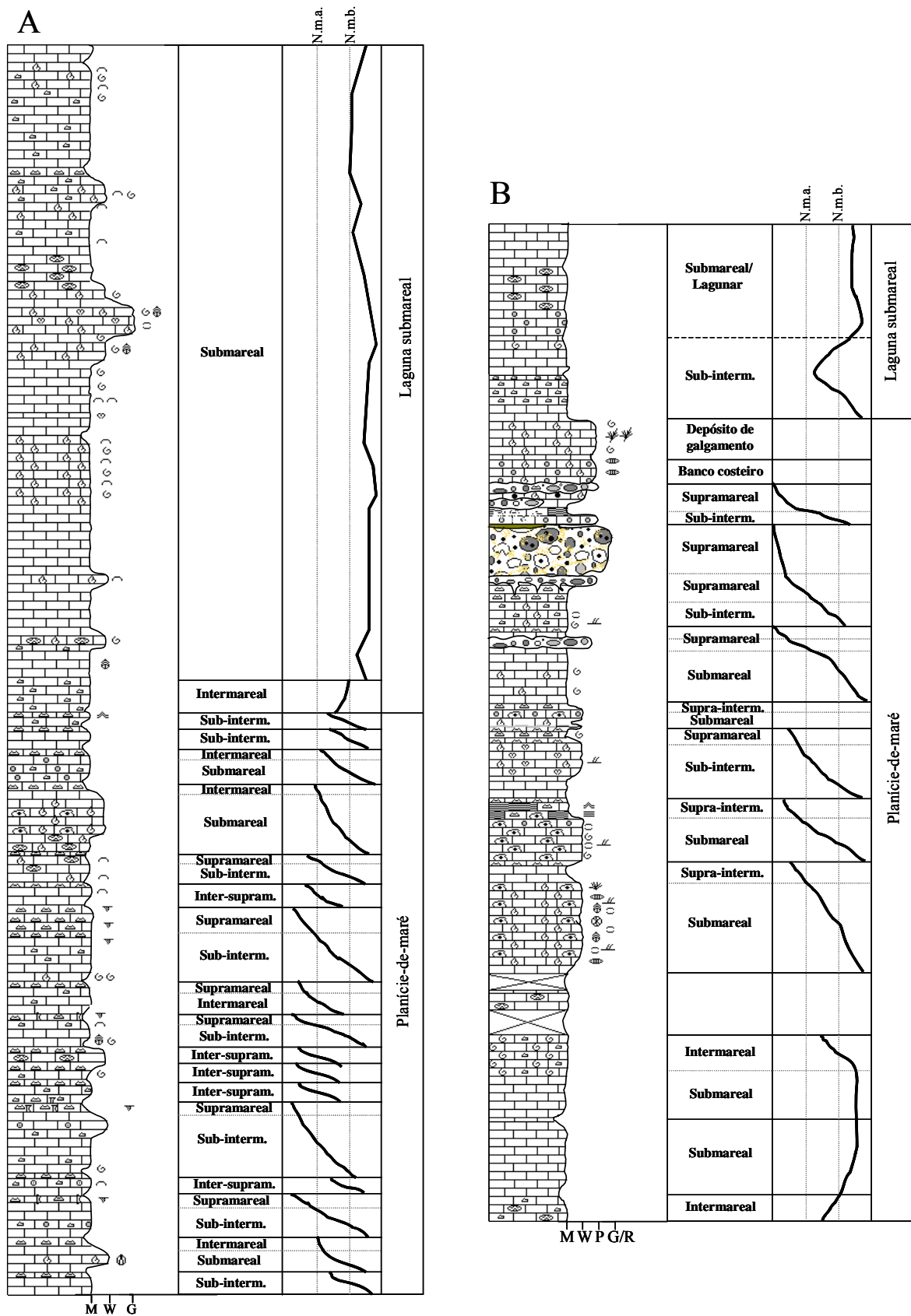


Figura III.22: Interpretação paleoambiental sumária para os cortes de Flanco NE de Sicó (A) e Melriça (B). Os cortes não estão à mesma escala. n.m.a.: nível médio da maré alta; n.m.b.: nível médio da maré baixa. Os “logs” acima são apresentados no Anexo I em maior escala.

Um dos argumentos a favor de um clima sub-húmido também é verificado nas litofácies individualizadas, destacando-se a não-observação de vestígios de evaporitos e de caliche – característicos de condições de aridez/subaridez. O desenvolvimento de paleocarsos também não foi observado (típico de clima húmido), destacando-se apenas a presença de “paleomicrocarsos” nas sublitofácies 10a e 10c.

Relativamente ao regime microtidal, destaca-se a fraca evidência de canais de maré e a dominância de depósitos de galgamento por tempestades, factores também mais característicos de regime microtidal, onde a amplitude entre-marés seria inferior a 2 metros (HAYES, 1979).

As planícies de maré actuais exibem um arranjo complexo de canais de maré com elevações naturais e pequenas depressões (FRIEDMAN & SANDERS, 1978). Onde os canais constituem mais de 15% da área, consideram-se planícies perimareais activas; aquelas com pouca frequência de canais, ou mesmo inexistentes, consideram-se passivas (WATKINSON, 1989).

No caso do ambiente de ante-praia/praias de barreira, a influência das tempestades e ondulação também parece ter sido dominante sobre as marés – rara ocorrência de estratificação oblíqua em-espinha e não observação de superfícies de reactivação recorrentes na estratificação, contrariamente às dominantes: estratificação oblíqua planar e laminação paralela horizontal e bioclastos muito desgastados e bem calibrados (ondulação); unidades gradadas com base erosiva planar ou irregular e “pares” de base lumachélica (rápida deposição) e topo mais fino (suspensão), alternância de níveis mais grosseiros e de níveis mais finos e texturas de infiltração (tempestades).

Crê-se também que nos sedimentos perimareais analisados a toalha de água estaria sempre próxima da superfície da planície de maré o que inibiria, em clima sub-húmido, a formação de uma lente de água doce suficientemente espessa para produzir um horizonte cársico (AZERÊDO, 1993).

Deve, contudo, chamar-se a atenção para a forte ocorrência de depósitos pedogénicos, especialmente no Sector Sul. Em AZERÊDO (1993), estimou-se um sistema de planície de maré de perfil topográfico muito suave, como a “resposta de equilíbrio” a uma taxa de sedimentação relativamente baixa, onde a planície mareal estaria mais tempo imersa do que emersa. Com efeito, a topografia básica de uma planície de maré pode ser determinada pela amplitude das marés que a influenciam (FLÜGEL, 2004).

Na interpretação que é aqui feita, crê-se que a topografia da planície de maré não seria tão regular e que, pontualmente, haveria zonas subtilmente mais elevadas (de

impossível representação topográfica à escala da rampa carbonatada) onde brechas e microbrechas pedogénicas se desenvolveram. No estudo preliminar de MARTINS *et al.* (2003) admitiu-se a hipótese de correlação regional entre os depósitos pedogénicos. No entanto, em MARTINS *et al.* (2004), com o subsequente estudo mais detalhado, constatou-se a natureza mais local destes depósitos, apesar de predominantemente do Batoniano inferior.

O baixo relevo admitido para os ambientes margino-marinhos, bem como as condições paleogeográficas durante o Jurássico Médio da Bacia Lusitânica dificilmente permitem invocar grandes diferenças paleogeográficas. Daí admitir-se que o efeito de paleometeorização diferencial terá sido mais provavelmente controlado pela duração e pela frequência de sucessivos episódios de exposição devidos a diferenças topográficas, apesar de muito subtis (MARTINS *et al.*, 2004). WATKINSON (1989) também admitiu a possibilidade de um “ligeiro” relevo topográfico.

Esta particularidade vem também, como veremos adiante, condicionar a interpretação do tipo de ciclicidade presente nas sequências perimareais, provavelmente condicionada por processos autocíclicos combinados com processos alocíclicos (ver à frente).

### III.3.5. CICLICIDADE

O reconhecimento de que os sedimentos carbonatados, especialmente os de ambientes lagunar e perimareal, ocorrem tipicamente segundo uma sucessão vertical de sequências batidecrescentes tem sido amplamente reconhecido. Os ciclotemas perimareais reflectem a alternância entre períodos de progradação e submersão do ambiente de planície de maré devidas a vários factores como a taxa de sedimentação e produtividade sedimentar, taxa de subsidência e taxa de variação eustática do nível do mar (HARDIE, 1986; WRIGHT, 1990).

A sedimentação cíclica produz sucessões verticais de estratos caracterizados por parâmetros específicos. Uma distinção entre tipos de ciclicidade pode ser feita mediante a análise dos principais mecanismos que a originam:

- **Autocíclicos**, controlados pelos processos que ocorrem na própria rampa/plataforma, baseados numa auto-regulação dos processos sedimentares. De um modo geral mostram continuidade estratigráfica limitada;
- **Alocíclicos**, causados principalmente por factores externos à rampa/plataforma, como sejam as flutuações do nível do mar, as mudanças climáticas ou

tectónicas. Entre os alocíclicos destacam-se os **Eustáticos** com controlo eustático do volume de água dos oceanos e os **Tectónicos**, com intervenção de fenómenos tectónicos locais e/ou regionais.

Nas sequências **autocíclicas**, as condições particulares geradas no sistema carbonatado explicam os ciclos batidecrescentes das plataformas/rampas carbonatadas capeados por depósitos finos de planície de maré (GINSBURG, 1971; HARDIE & SHINN, 1986; DRUMMOND & WILKINSON, 1993, 1994; OSLEGER, 1994; D'ARGENIO *et al.*, 1999).

No modelo de GINSBURG (1971) assume-se uma subsidência contínua à qual se associam taxas de fornecimento de sedimento carbonatado que se auto-regulam pela capacidade e extensão da progradação. É a elevada produção carbonatada em lagunas pouco profundas (produção não tão elevada como nos ambientes da periferia das rampas/plataformas mas podendo suplantar a subsidência global destas – 10cm/1000 anos (WILSON, 1975)) que permite a progradação em direcção ao mar da planície de maré. Este fenómeno acabará ele próprio por reduzir a produção carbonatada o que eventualmente cessará a progradação.

O próximo ciclo é iniciado por uma abrupta transgressão e inundação da planície de maré quando a subsidência permitiu o progressivo “afundamento” da barreira de protecção no lado externo da planície. Trata-se de um modelo resultante da existência de um “período de atraso” (*lag-time*) no movimento global de progradação da planície perimareal (HARDIE, 1986; FLÜGEL, 2004).

No modelo de PRATT & JAMES (1986) a plataforma nunca estaria totalmente exposta ou totalmente submersa, havendo uma contínua subida do nível do mar (eustático ou regulado por subsidência). Criam-se assim “ilhas de maré” continuamente a sofrerem acreção a migração lateral mas sempre acompanhando a subida do nível do mar. Segundo ainda este modelo, quaisquer períodos de descida relativa do nível do mar sobre um regime de subida global e generalizada do nível do mar, produziria superfícies de exposição subaérea correlacionáveis ou horizontes de intensa diagénese.

Vários outros autores favorecem estes tipos de autociclicidade, como, por exemplo, HARDIE (1986), STRASSER (1991), ELRICK & READ (1991) e SAMI & JAMES (1994).

Relativamente aos mecanismos **alocíclicos**, assumem a existência de flutuações do nível do mar de elevada frequência e baixa amplitude, de quarta a quinta ordens, explicadas por certas variações dos parâmetros orbitais do planeta (CISNEROS & VERA,

1993; GROTZINGER, 1986; GOLDHAMMER *et al.*, 1987, 1990, 1993; STRASSER, 1988; HINNOV & GOLDHAMMER, 1991; ELRICK & READ, 1991; OSLEGER & READ, 1991; READ *et al.*, 1991; D'ARGENIO *et al.*, 1999; STRASSER *et al.*, 1999; COLOMBIÉ & STRASSER, 2005; SATTTLER *et al.*, 2005).

As variações dos parâmetros orbitais são explicadas pelas variações do eixo de rotação da Terra quer quanto à precessão quer quanto à obliquidade, e da excentricidade da órbita. Estas variações no comportamento do eixo e da órbita da Terra produzem variações periódicas na insolação e no clima designadas Ciclos de Milankovitch, com periodicidades variando entre cerca de 20.000 a cerca de 400.000 anos (por exemplo, TUCKER, 1990; FLÜGEL, 2004).

Os ciclos batidecrescentes (e mais raramente baticrescentes) são assim interpretados como o resultado de oscilações do nível do mar de 5ª ordem ou superiores. Os “grupos” de ciclos de 5ª ordem formam ciclos sedimentares de 4ª ordem. Por outro lado, ciclos de 3ª ordem, em carbonatos de pequena profundidade foram definidos pelo sistemático espessamento ou diminuição de espessura dos ciclos individuais. Assim, geralmente são invocados os ciclos de 3ª, 4ª e 5ª ordens para a formação dos ciclos em plataformas e rampas carbonatadas de pequena profundidade (FLÜGEL, 2004). São vários também os autores que preconizam este tipo de ciclicidade.

STRASSER (1988) por exemplo, infere que as sequências carbonatadas perimareais batidecrescentes do Cretácico Inferior, dos Jura, foram controladas pelos ciclos orbitais da Terra, através de pequenas flutuações do nível do mar controladas climaticamente, similarmente ao observado por GOODWIN & ANDERSON (1985) (*in* STRASSER, 1988) no estabelecimento dos designados *Punctuated Aggradational cycles*.

De modo a ser estimada a amplitude eustática a partir da espessura dos ciclos requerem-se ajustamentos, nomeadamente aqueles da quantificação da isostasia e subsidência e grau de compacção posterior que terá ocorrido nos próprios ciclotemas (SOREGHAN & DICKINSON, 1994). São parâmetros delicados e muitas vezes difíceis de estabelecer.

Na avaliação dos modelos alocíclicos, têm sido propostas análises que se afastam das aplicações anteriores referentes à ciclostratigrafia clássica. Por exemplo, numa tentativa de aplicar modelos alocíclicos a pequenas sequências deposicionais, à escala do metro, sujeitas muitas vezes a variações laterais e de fácies, STRASSER *et al.* (1999) e COLOMBIÉ & STRASSER (2005) propõem uma nomenclatura específica em *lowstand*, *transgressive e highstand deposits* de acordo com a evolução das fácies, apesar de

implicarem igualmente variações na coluna de água. A tendência batidecrescente (*shallowing-up*) de algumas sequências, proposta por estes autores, é devida à capacidade das elevadas taxas de produção e acumulação carbonatada ultrapassarem a taxa de subida relativa do nível do mar. Os limites de tais sequências são superfícies submareais, intermareais ou supramareais que exibem a fácies menos profunda da sequência. Estas superfícies poderão ser capeadas por argilas que apontam para fenómenos de pedogénese. Uma queda relativa do nível do mar traduz o limite da sequência deposicional – uma superfície erosiva. Segundo COLOMBIÉ & STRASSER (2005) a ocorrência de pequenas sequências batidecrescentes (da ordem dos 100 ka) no Kimmeridgiano dos Jura suíços, de espessuras de 0,5 a 1,5 metros e compostas por uma a nove camadas, é independente da sua posição nas sequências de maior escala e poderá reflectir, também, influências de processos intrínsecos ao sistema deposicional.

STRASSER *et al.* (1999) e COLOMBIÉ & STRASSER (2005) reconhecem, assim, que algumas sequências batidecrescentes poderão ser igualmente criadas pela progradação ou migração dos sistemas sedimentares sem estarem directamente relacionados com a queda do nível do mar (como, por exemplo, também GINSBURG, 1971 ou PRATT & JAMES, 1986). Dependendo da sensibilidade do sistema deposicional, uma série de camadas poderá registar um período de tempo numa dada área e apenas uma camada pode registar o mesmo período noutra local. Muitos tipos de fácies poderão coexistir numa dada altura mas uma queda relativa do nível do mar poderá afectar cada área deposicional de modo diferente.

Alguns tipos de ciclos eustáticos (**alocíclicos**) podem também ser distinguidos (SOREGHAN & DICKINSON, 1994) através da hipotética relação entre o espaço de acomodação e a taxa de sedimentação:

- Ciclos de *Keep-up*: ocorrem quando a sedimentação acompanha a criação de espaço de acomodação e registam assim acomodação máxima – de espessura completa – mas são predominantemente agradacionais e de “fácies incompleta” – caso de fácies de bancos ou barreira oolíticos onde a progradação é mínima. Neste tipo de ciclos, a ciclicidade não é evidente, sendo-o apenas no caso da existência de superfícies de exposição que separam fácies de ciclos adjacentes;
- Ciclos de *Catch-up*: onde a taxa de sedimentação é inferior à criação de espaço de acomodação mas que progressivamente suplanta a subida relativa do nível do mar – de espessura completa e “fácies completa” –, com unidades progradacionais, como os que ocorrem na expansão das plataformas carbonatadas. Com efeito, este tipo de

ciclos representa uma fase de baixa taxa de sedimentação seguida de uma fase progradacional, durante a qual o espaço de acomodação é preenchido;

- Ciclos *Catch-down*: com taxa de sedimentação baixa que não acompanha a criação de espaço de acomodação mas que eventualmente ultrapassa a descida relativa do nível do mar – espessura incompleta. Neste tipo de ciclos, a sua parte final pode ser acompanhada por superfícies de exposição subaérea ou por fácies de barreira-bancos costeiros que se desenvolvem acima das fácies subtidais (regressão forçada);
- Ciclos *Give-up*: onde a taxa de sedimentação permanece sempre abaixo da taxa de criação de espaço de acomodação e onde as fácies são sempre submareais (com muito limitada agradação);
- Ciclos *Base-cutout*: localizados topograficamente para o interior da plataforma e que registam apenas parte da acomodação criada durante a eustasia.

Interpretando a ciclicidade em termos apenas da relação entre a taxa de sedimentação e criação de espaço de acomodação, os ciclos *Keep-up* e *Catch-up* estariam grosseiramente representados nas Figs. III.22 e III.23. Ciclos *Catch-down* poderiam estar representados no Batoniano superior-Caloviano basal (?) da região estudada mas difíceis de interpretar devido à ausência de afloramentos de controlo.

Os modelos alocíclicos, principalmente aqueles que invocam um controlo eustático dominante de 3ª ordem, implicam a formação de ciclotemas lateralmente muito extensos, sendo geralmente passíveis de correlação regional e mesmo global - requer-se que as camadas de sedimentos tenham extensões laterais da ordem de várias dezenas de quilómetros, extensões bem maiores das que são observadas na maior parte dos afloramentos estudados (TUCKER, 1990; WRIGHT & BURCHETTE, 1998; WRIGHT & BURGESS, 2005). Muitas vezes as condições dos afloramentos não permitem o reconhecimento lateral de camadas individuais sobre vastas áreas de modo a inequivocamente serem reconhecidas superfícies estratigráficas (STRASSER *et al.*, 1999) e, de igual modo, a variação de fácies é muitas vezes impeditiva de uma análise ciclostratigráfica simples acerca da evolução da espessura das camadas e dos ciclotemas que são originados. Existem, assim, diversos trabalhos (por exemplo, WRIGHT & BURCHETTE, 1998; WRIGHT & BURGESS, 2005) que revelam a necessidade de estudos mais aprofundados que se afastem da aplicação, muitas vezes simplista, dos modelos baseados na estratigrafia sequencial e influenciados pelos ciclos orbitais de Milankovitch.

As unidades que compõem os ciclos observados nesta região não são lateralmente correlacionáveis, nem mesmo a relativamente curtas distâncias, como acontece entre o corte de Melriça e o corte da Povoação de Melriça, a apenas alguns quilómetros a SE. Já se abordou a não-continuidade lateral da maior parte dos depósitos pedogénicos (litofácies 10) e mesmo dos níveis centimétricos a decamétricos fenestrados da litofácies 9.

São ainda de referir algumas condicionantes à aplicação de modelos alocíclicos aos ciclotemas, inerentes a cada sistema deposicional e a diferentes escalas:

- 1) uma das condicionantes que impede um controlo alocíclico de tipo glacio-eustático é o da inexistência de calotes polares e de glaciares de montanha significativos durante o Jurássico (HALLAM, 1981; TUCKER, 1990) – *greenhouse phases* (WRIGHT, 1992; SCHLAGER, 2005);
- 2) os mecanismos alocíclicos tectono-eustáticos, envolvendo causas de natureza tectónica, geralmente produzem sequências sedimentares mais irregulares do que os autocíclicos ou puramente eustáticos (TUCKER, 1990). A subsidência é rápida e importante ao longo de falhas durante períodos de tectónica extensiva, o mesmo ocorrendo com o levantamento de sectores limitados por essas mesmas falhas;
- 3) outro aspecto importante, por vezes relacionado com o ponto 2 acima, prende-se essencialmente com a evolução do espaço de acomodação no sistema deposicional e tem sido um factor de importância crescente analisado nos últimos anos (AZERÊDO, 1993, 1998; SOREGHAN & DICKINSON, 1994; STRASSER *et al.*, 1999; MASSE & MONTAGGIONI, 2001). Quando o espaço de acomodação é mínimo, em meios de pequena profundidade, muito do tempo geológico não é efectivamente registado – esse espaço de acomodação definirá, em última análise, a quantidade de sedimento que poderá ser potencialmente preservado. A aplicação única dos modelos alocíclicos comportaria, neste caso, inevitáveis erros interpretativos. O espaço de acomodação controla também as condições gerais do crescimento e morte das comunidades bentónicas. A resposta das mesmas comunidades às flutuações relativas do nível do mar é mais dificilmente previsível já que outros factores têm de ser considerados. Os recifes coralíferos, por exemplo, oferecem comportamentos muito variáveis em relação a uma mesma flutuação relativa do nível do mar, dependendo da taxa de acomodação sofrida ao longo do tempo pelo sistema deposicional (MASSE & MONTAGGIONI, 2001). A maior ou menor capacidade de acomodação de

sedimentos, em meio marinho interno, pode ser um dos factores determinantes na progradação e migração de sistemas sedimentares;

- 4) estudos recentes mostram que os fenómenos de dissolução (ou outros fenómenos diagenéticos) podem ser tão eficazes que muitas microfácies antigas poderão não ser representativas dos sedimentos originais (EINSELE, 1998; WRIGHT & CHERNS, 2004; WRIGHT & BURGESS, 2005). Este tipo de fenómenos suscita a questão do que realmente persistiu e foi registado nas rochas – tafonomia de fácies;
- 5) eventos singulares (*Events* segundo EINSELE, 1998) são definidos como curtos incidentes geológicos, maioritariamente controlados por processos físicos, que variam no carácter e na duração. Os eventos deposicionais ocorrem instantaneamente, dentro de períodos de tempo de horas ou dias e representam geralmente raros intervalos de deposição rápida no seio de sistemas de sedimentação mais lenta. Formam geralmente níveis sedimentares de espessura centimétrica a sub-métrica que se desviam em composição, textura, estrutura e conteúdo fóssil dos sedimentos em que estão inseridos (ENSEILE *et al.*, 1991). Reflectem, por isso, condições geralmente não-periódicas (se bem que muitas vezes recorrentes). É o caso de tempestitos (quer distais quer proximais) e de depósitos de galgamento. Estes tipos de depósitos foram observados, respectivamente, nas fácies calciclásticas de ambiente de praia e nas fácies perimareais a lagunares, na região estudada. No que respeita aos “pares” tempestíticos recorrentes (por exemplo, no corte da Sr<sup>a</sup> da Estrela), são relativamente abundantes. Mas as ocorrências de tempestitos distais (parte da litofácies 3) no corte de Ariques, intercalados em calcários margosos de rampa intermédia a externa, deverão ser considerados excepcionais, logo, eventos deposicionais. Estes eventos são frequentemente o reflexo de condições intrínsecas ao sistema deposicional que os contém (ENSEILE *et al.*, 1991; AZERÊDO *et al.*, 2004); por exemplo, da posição paleogeográfica que tal sistema ocupa, estando mais localmente sujeito a fenómenos de tempestades e marés-vivas (HIPS, 1998). Os eventos erosivos (*erosive events*, ENSEILE, 1998), que podem ser episódios isolados de curta duração ou podem ocorrer repetidamente e os eventos não-deposicionais são frequentemente não-isócronos e assim têm valor limitado nas correlações. Por outro lado, a emersão de uma zona perimareal poderá causar a formação de solos e carsificação, mas estas

ocorrências podem subsequentemente ser removidas por erosão mecânica ou química e, conseqüentemente, o valor destas discontinuidades num meio repetidamente emergente pode ser limitado. A preservação dos eventos dependerá, assim, do ambiente deposicional onde ocorreram;

- 6) finalmente, existem estudos recentes (PENNEY *et al.*, 2006) que revelam que algumas séries carbonatadas depositadas em meio perimareal não mostram qualquer tipo de ciclicidade, tendo sido os *fabrics* primários, diversidade de fácies, evidência de ciclicidade e superfícies de exposição obliterados por intensa bioturbação e proliferação de organismos. Parece inclusivamente ser uma ocorrência comum em depósitos carbonatados de meio marinho interno, no Cenozóico (PENNEY *et al.*, 2006), que comprometem, necessariamente, a análise através da ciclostratigrafia.

Assim, tendo em conta os aspectos acima discutidos, a medição das camadas numa dada sequência e a sua atribuição a um período de tempo por camada poderá levar a erros de interpretação. Não é por isso de admirar que a aplicação directa dos ciclos orbitais de Milankovitch seja difícil de estabelecer em muitas sequências deposicionais e que aproximações puramente matemáticas falhem em muitos casos.

Como conclusão, dadas as características dos ciclotemas observados na região – assimétricos, por vezes “incompletos”, da ordem dos 1 a 2,5 metros de espessura (ou inferior) e sem continuidade lateral – é mais fácil invocar factores intrínsecos à rampa carbonatada (nomeadamente, alguma variação topográfica subtil, por exemplo), actuando de forma mais directa e reconhecida na análise de terreno, associados a um controlo extrínseco, relacionado com as variações globais e relativas (relacionadas com a própria subsidência) do nível do mar, mais facilmente reconhecíveis à escala da Bacia Lusitânica. Este tipo de abordagem é feito, por exemplo, em WRIGHT (1986) e em AZERÊDO (1993).

O reconhecimento de factores intrínsecos ao modelo deposicional, bem como de eventos singulares *versus* episódios recorrentes, só é possível através de uma análise relativamente detalhada das sequências sedimentares (AZERÊDO *et al.*, 2004).

### III.4. MODELO DEPOSICIONAL

A integração das diferentes associações de fácies permite o estabelecimento de um ambiente sedimentar de ilhas-barreira que, em linhas gerais, é similar ao proposto por WATKINSON (1989) e AZERÊDO (1993,1998) para as áreas a sul desta região, nomeadamente do Planalto de Fátima e restante M.C.E.. Como se verá no capítulo VI, o modelo de sistema de ilhas-barreira e respectivo complexo de subambientes litorais é o que melhor se adequa à evolução dos sedimentos da parte média a superior do Jurássico Médio na Bacia Lusitânica.

Os subambientes de ante-praia/praias-de-barreira, laguna e planície de maré instalaram-se sobre fácies de meio marinho aberto, a partir do Bajociano superior. Essa deposição foi feita segundo uma superfície de declive muito suave, ideal para o desenvolvimento destas ilhas-barreira. A topografia suave é o reflexo da constituição de uma rampa carbonatada, com inclinação para oeste/noroeste (AZERÊDO, 1988a,b, 1993,1998; WATKINSON, 1989; AZERÊDO *et al.*, 2003).

Admite-se, também, que essa rampa terá sido quase sempre homoclinal. No entanto, a presença de depósitos de fluxo de massa (turbiditos, *debris-flows*, depósitos de deslizamento sin-sedimentares) no Cabo Mondego durante o Bajociano (WATKINSON, 1989) e na região do Baleal durante o Bajociano superior (AZERÊDO, 1988b, 1993; AZERÊDO *et al.*, 2003), pressupõe localmente a existência de aumento de declive distal.

Este aumento de declive é também confirmado na região estudada pela observação de depósitos similares (em Casmiolo, em Ateanha) no Bajociano inferior (?) (ver capítulo I) (também em ROCHA *et al.*, 1996) – rampa carbonatada com declive distal. Considera-se que, na região estudada, no Bajociano superior, estariam criadas as condições para o desenvolvimento do sistema de ilhas-barreira em rampa homoclinal.

Na Fig.III.23 apresenta-se o modelo deposicional de rampa carbonatada com os respectivos subambientes litorais. O modelo proposto tem como análogo actual mais próximo o sistema de ilhas-barreira de Trucial Coast, no Golfo Pérsico, em rampa carbonatada, como já evidenciado por AZERÊDO (1993). Existem, contudo, diferenças, destacando-se o clima árido em Trucial Coast e o clima sub-húmido no Jurássico Médio da região, como atrás já se justificou.

Uma das questões importantes que deve ser avaliada no que diz respeito à comparação entre sistemas deposicionais actuais e os paleossistemas deposicionais, prende-se com as maiores oscilações (se periódicas) que se podem estimar com alguma

exactidão. Essas oscilações dizem respeito aos ciclos *icehouse-greenhouse* (SCHLAGER, 2005), representados por uma “onda” correspondente a um período de 300 Ma que levam a Terra a oscilar entre dois extremos climáticos – um com pólos muito frios e diferenças de temperatura acentuadas entre o equador e os pólos (*icehouse*) e outro com pólos menos frios e gradientes de temperatura a cerca de metade dos actuais (*greenhouse*).

A comparação entre os sistemas carbonatados actuais e os antigos ainda se torna mais difícil quando se comparam sistemas actuais (em ciclo *icehouse*) com sistemas gerados durante o Jurássico (em ciclo *greenhouse*). Na mesma linha de raciocínio, os carbonatos de climas tropicais e não-tropicais diferem na geometria das plataformas *sensu lato*, nas características dos sedimentos, na dinâmica das fácies, na taxa de acumulação dos sedimentos e no tipo de organismos produtores de carbonato (HALFAR *et al.*, 2006).

O análogo de rampa carbonatada actual mais referenciado como comparação com sistemas de rampa antigos é a margem SE do Golfo Pérsico. No entanto, WALKDEN & WILLIAMS (1998) questionam a validade dessa mesma analogia. Advertem para a complexidade estrutural, estratigráfica e geomorfológica do substrato sob o qual actualmente são desenvolvidos os sedimentos de rampa nesse local e referem o perfil da rampa carbonatada como instável. Argumentam que uma verdadeira rampa carbonatada se sustém a si própria e que pode ser mantida durante um certo período geológico. Contudo, no estado actual do conhecimento, continua a ser o modelo actual com maior aproximação ao modelo de rampa carbonatada reconhecido para a região estudada.

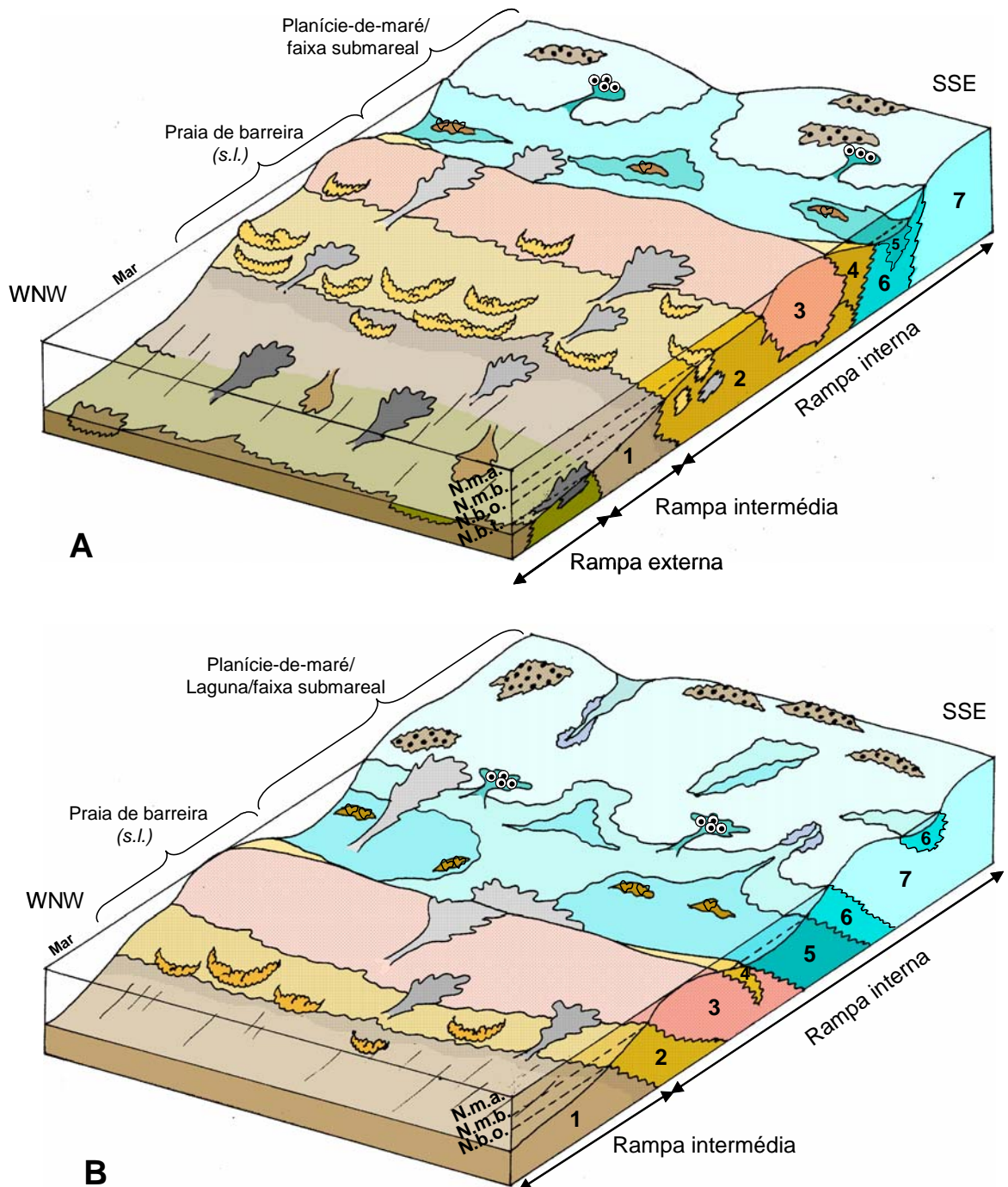


Figura III.23: Modelo interpretativo do sistema deposicional de rampa carbonatada para as séries carbonatadas estudadas. **A**- interpretação da configuração da rampa no Bajociano superior-Batoniano inferior e **B**- interpretação da configuração da rampa no Batoniano inferior-Batoniano superior, para a região estudada (ver evolução interpretada no Capítulo VI). 1- Zona de transição *offshore*-Face-de-praia inferior; 2- Face-de-praia; 3- Praia intertidal; 4- Ante-praia-interna; 5- Laguna/faixa submareal; 6- faixa intermareal; 7- faixa supramareal. Veja-se a legenda na Fig.III.24, bem como a atribuição das litofácies a cada subambiente.



Figura III.24: Legenda da Fig.III.24.

## **CAPÍTULO IV**

### **MICROPALEONTOLOGIA SISTEMÁTICA**

A micropaleontologia das formações carbonatadas do Jurássico Médio da Bacia Lusitânica, nomeadamente das fácies de meio marinho interno, é já relativamente bem conhecida – principalmente no que se refere aos grupos de algas calcárias e foraminíferos. Destacam-se os trabalhos de AZERÊDO (1993, 1999), onde se apresenta, de modo sistemático e exaustivo, o conhecimento adquirido até aquela data sobre a micropaleontologia das séries carbonatadas do Jurássico Médio da Bacia Lusitânica. Naqueles trabalhos são apresentadas a descrição, ilustração e repartição estratigráfica dos foraminíferos e algas calcárias identificadas. Em AZERÊDO *et al.* (2003) são indicadas as espécies de foraminíferos consideradas válidas para datações a nível bacinal, com a respectiva repartição estratigráfica (Fig.IV.1). Voltar-se-á a este assunto no Capítulo VI.

Neste capítulo apresentam-se de forma sistemática os diversos microfósseis identificados nas litofácies individualizadas na região dos Maciços de Condeixa-Sicó-Alvaiázere e na série de Pataias (pedreira de Martingança, Pataias-Leiria). Faz-se a descrição das características principais identificadas nos géneros e espécies mais representativas, evidenciadas em lâmina delgada. Quando se justifica, abordam-se mais pormenorizadamente algumas das formas. Prossegue-se, no final do capítulo, com as descrições de outros microfósseis e referência aos macrofósseis identificados. Apresenta-se também uma tabela com a repartição estratigráfica dos principais microfósseis (Quadro IV.3) e no Anexo 2 é fornecida uma listagem de todos os microfósseis e macrofósseis identificados.

#### **IV.1. FORAMINÍFEROS**

Os representantes deste grupo são foraminíferos bentónicos, de carapaça imperfurada aglutinada/microgranular e de estrutura interna complexa, característicos das formações carbonatadas de plataforma do Jurássico (HOTTINGER, 1967; PÉLISSIE *et al.*, 1982, 1984; CHERCHI, 1989; SEPTFONTAINE *et al.*, 1991; BASSOULET, 1997; AZERÊDO, 1993, 1999; FLÜGEL, 2004).

Aaleniano- -Bajociano inferior	Bajociano superior	Batoniano inferior	Batoniano superior	Caloviano inferior	Caloviano superior	CRONOSTRATIGRAFIA
						ORGANISMOS
						<i>Lucasella</i> gr. <i>minoricensis-biozonorum</i>
						<i>Amijiella</i> cf. <i>amijii</i>
						<i>Paravalvulina complicata</i>
						<i>Alzonella cuvillieri</i>
						<i>Mesoendothyra croatica</i>
						<i>Valvulina lugeoni</i>
						<i>Spiraloconulus giganteus</i>
						<i>Trocholina gigantea</i> <i>T. gr. gigantea-elongata</i>
						<i>Pseudocyclammina maynci</i>
						<i>Meyendorffina bathonica</i>
						<i>Chablaisia chablaisensis</i>
						<i>Praekurnubia crusei</i>

Fig.IV.1: Repartição estratigráfica dos principais foraminíferos bentónicos identificados nas séries carbonatadas de plataforma do Jurássico Médio da Bacia Lusitânica, segundo AZERÊDO *et al.* (2003).

Optou-se por não apresentar uma sistemática extremamente detalhada deste grupo, uma vez que não há formas novas, referindo-se apenas a família em que os diferentes géneros e espécies se inserem, basicamente segundo a classificação de LOEBLICH & TAPPAN (1988). Esta classificação é tradicionalmente usada e permitirá assim posicionar os diferentes géneros e espécies quando são necessárias inevitáveis comparações com outros espécimes. Contudo, as classificações deste grupo têm vindo a modificar-se e a evoluir; destacam-se:

- DECROUEZ (1989), que pretendeu reordenar hierarquicamente a classificação de Loeblich & Tappan;

- KAMINSKI (2004a,b), que propõe uma reclassificação muito específica dos foraminíferos aglutinados (*Textulariina*), baseada em “The new and Reinstated Genera of Agglutinated Foraminifera published between 1996 and 2000”.

Chamar-se-á a atenção para reclassificações de espécies ou géneros de foraminíferos caso a caso, na medida em que for necessário.

Apesar da principal referência usada ser a de LOEBLICH & TAPPAN (1988), existe outro tipo de classificação que apresenta uma elevada preocupação no que respeita às tendências evolutivas que os *Lituolacea* (Subordem Textulariina, Superfamília Lituolacea) apresentam bem como as relações filogenéticas que existem entre as famílias, critérios que se tentam consubstanciar com dados paleoecológicos e estratigráficos – SEPTFONTAINE (1988).

Os critérios desta classificação haviam sido iniciados já com SEPTFONTAINE (1981). A mesma classificação mostrou-se especialmente útil no estudo, por exemplo, de *Haurania* gr. *deserta* (HENSON) e *Amijiella amiji* (HENSON) e das tendências evolutivas sofridas pelos grupos dos valvulinídeos e de pfenderinídeos (inúmeras “formas de passagem” e variabilidade genética elevada - ver à frente, neste capítulo).

No entanto, como adoptado por AZERÊDO (1993) e pelo próprio autor (SEPTFONTAINE, 1988), optou-se por dar prioridade à classificação de LOEBLICH & TAPPAN (1988), tendo-se apenas dado destaque à classificação de SEPTFONTAINE (1988) nas espécies ou géneros criados por este autor, ou por ele redefinidos no citado trabalho de reclassificação (1988). Este critério foi também o adoptado em estudo prévio sobre microfaunas do Jurássico Médio de Tomar-Alvaiázere (MARTINS, 1998a).

## **SPYROCYCLINIDAE MUNIER-CHALMAS, 1887**

(**HAURANIIDAE** segundo SEPTFONTAINE, 1988)

### *Spiraloconulus* ALEMANN & SCHROEDER, 1980

#### *Spiraloconulus giganteus* CHERCHI & SCHROEDER, 1980

(Fig.1, EST.XVIII)

1981 – *Spiraloconulus* n. sp. – **Cherchi & Schroeder**, pp.163-168, Est.1-2;

1982 – *Limognella dufaurei* n. gen., n. sp. – **Pelissié & Peybèrnes**, pp.120-122, Est.2 (1-12);

1993 – *Spiraloconulus giganteus* CHERCHI & SCHROEDER – **Azerêdo**, p.144-145, Est.16 (1,4), Est.17 (1,2);

1998a - *Spiraloconulus giganteus* CHERCHI & SCHROEDER – **Martins**, pp.107-108, Est.13 (3,4);

1999 - *Spiraloconulus giganteus* CHERCHI & SCHROEDER – **Azerêdo**, Est.2 (5,6).

Este grande foraminífero foi predominantemente encontrado em fácies lagunares a perimareais (zona submareal) do Bajociano superior e Batoniano inferior e mais raramente nas fácies mais calciclásticas do Batoniano inferior e superior.

Segundo CHERCHI & SCHROEDER (1981) e AZERÊDO (1993, 1999), é uma forma que se encontra geralmente associada a meios energéticos. Também PELISSIÉ *et al.*, (1984), observaram *Limognella dufaurei* no Jurássico Médio de Calvignac (França) – sinonímia ou forma aproximada (discutido no próximo parágrafo) - em meios de elevada energia. No entanto, a observação inequívoca desta forma em calcários lagunares e perimareais, principalmente na série de Alvaiázere, confirma-se (tal como em MARTINS, 1998a).

Existe ainda alguma discussão acerca da afinidade de *S. giganteus* com a forma *L. dufaurei* (AZERÊDO, 1993, 1999). CHERCHI & SCHROEDER (1983) e SEPTFONTAINE *et al.* (1991) consideraram *L. dufaurei* como sinonímia de *S. giganteus*, considerando apenas que o nome genérico da primeira forma tem prioridade de nomenclatura face ao da segunda.

SEPTFONTAINE *et al.* (1991) ainda propõem a designação de *Alzonella dufaurei* (pensa-se que com o intuito de eliminar as duas outras designações), apenas diferindo de *Alzonella cuvillieri* pela parede muito fina e aglutinação grosseira. Contudo, em AZERÊDO (1993,1999), considera-se que existem diferenças ligeiras que justificam a separação em dois géneros distintos.

Uma nova forma, entretanto, foi também identificada como *Bostia irregularis* BASSOULET no Jurássico Médio de Dordogne (França) (BASSOULET, 1998), muito próxima de *S. giganteus* e de *L. dufaurei* mas considerada pelo autor como forma mais evoluída.

Aqui adopta-se a identificação da forma observada como *S. giganteus* devido às semelhanças com as formas descritas inicialmente por CHERCHI & SCHROEDER (1981)

É um foraminífero que nas fácies mais calciclásticas se encontrou associado a *Meyendorffina bathonica*, *Chablaisia chablaisensis* e a várias formas de valvulinídeos e egerellídeos. Nas fácies mais micríticas, encontrou-se preferencialmente associada a valvulinídeos, *Siphovalvulina* sp., *Valvulina lugeoni* e *A. amiji*.

Os indivíduos microféricos (e microféricos mais raros) encontram-se geralmente bem preservados e exibem as seguintes características:

- câmaras altas e arqueadas, grandes, delimitadas por tabiques finos e interiormente preenchidas por diversos grãos (pequenos intraclastos, oólitos e pelóides); são sempre de forma circular a oval em secção transversal, possuindo diâmetros de 1 a 1,12 mm;

- os tabiques são sempre perpendiculares às paredes internas da carapaça e os septos são subdivididos por aberturas de 0,15 a 0,25 mm;
- possui formas grosseiramente elipsoidais a cilíndricas, sem espira inicial;
- a altura da carapaça não excede os 3,5 mm e a largura da última câmara atinge até 1,25 mm.

***Spiraloconulus aff. giganteus* CHERCHI & SCHROEDER, 1981**

(Fig.2, Est.XVIII)

1993 - *Spiraloconulus aff. giganteus* – AZERÊDO, pp.145-146, Est.17 (3-5)

Confirma-se a observação de AZERÊDO (1993), na identificação de uma forma muito próxima de *S. giganteus* mas onde ligeiras diferenças se acentuam, nomeadamente na estrutura interna relativamente mais simples, com aglutinação de grãos mais raros, diminutos e incluindo diminutos foraminíferos (miliolídeos) e onde os tabiques são menos visíveis. Nota-se a presença ocasional de uma espira inicial, seguida de carapaça desenrolada.

Estas características conferem-lhe um aspecto mais regular mas, ao mesmo tempo, exhibe uma maior micritização das paredes. Essa micritização pode também estar relacionada com o ambiente onde foi sempre observada esta forma – na série de Alvaiázere – em calcários micríticos a pelmicríticos de meio lagunar a perimareal, do Bajociano superior. Encontra-se associado a pequenos valvulinídeos e a *Siphovalvulina* sp..

Concorda-se com a opinião de AZERÊDO (1993, 1999), de que podemos estar na presença de uma forma precursora de *S. giganteus*.

**CYCLAMMINIDAE MARIAE, 1941**

(HAURANIIDAE segundo SEPTFONTAINE, 1988)

***Pseudocyclammina* YABE & HANZAWA, 1925**

***Pseudocyclammina maynci* HOTTINGER, 1967**

(Fig.1, Est.XXII)

1967 – *Pseudocyclammina maynci* n. sp. – Hottinger, p.58, figs.29 d-h;

- 1972 - *Pseudocyclammia maynci* HOTTINGER – **Maync**, Est.4 (1-6);  
 1978 - *Pseudocyclammia maynci* HOTTINGER – **Septfontaine**, Est.2 (7);  
 1981 – *Pseudocyclammia maynci* HOTTINGER – **Septfontaine**, Est.1 (18);  
 1993 - *Pseudocyclammia maynci* HOTTINGER – **Azerêdo**, pp.146-147, Est.18 (1-3);  
 1999 - *Pseudocyclammia maynci* HOTTINGER – **Azerêdo**, Est.1 (7,8);  
 2002 - *Pseudocyclammia maynci* HOTTINGER – **Bouaouda**, Est.1 (1-4).

Os indivíduos desta espécie são muito raros nas litofácies desta região, tendo sido encontrada meia dúzia de exemplares, de difícil visualização, cuja estrutura interna se encontrava bastante micritizada, em calcários micríticos lagunares, densos, do Batoniano. No entanto, foi possível identificar a espécie pelas seguintes observações:

- carapaças enroladas , com próloculo nítido (de 0,05 mm de diâmetro), com 3 a 4 câmaras arqueadas enroladas (indivíduos megalosféricos nítidos);
- 3 a 4 câmaras na última volta da espira;
- câmaras lisas e de aberturas simples nos septos, com paredes com rede hipodérmica tipo *choffatelliforme* (SEPTFONTAINE, 1988) alveolar grosseira;
- alturas das câmaras de 0,15 a 0,24 mm.

Foi encontrada associada a *V. lugeoni* e a *Mesoendothyra croatica*. Foram igualmente observados alguns exemplares cuja última câmara se encontrava desenrolada mas com as restantes características de *P. maynci* e que poderiam corresponder a *P. cf. maynci*, forma encontrada por TASLI (1993) nos calcários do Jurássico Médio da Turquia.

### ***Pseudocyclammia* sp.**

(Fig. 5, EST.XVIII)

Contrastando com a raridade da espécie *P. maynci*, os exemplares de *Pseudocyclammia* sp. observados são bastantes comuns. Estas formas são de menor tamanho (dimensões da espira da ordem dos 0,2 a 0,8 mm), sempre enroladas e planispiraladas, com paredes de rede hipodérmica, de câmaras relativamente esféricas e arqueadas e de aberturas múltiplas. Assemelham-se grosseiramente às formas de *P. maynci*, mas são de tamanhos mais reduzidos.

Foram observados em calcários micríticos (litofácies 9) do Batoniano inferior, associados a *S. giganteus*, *Ammobaculites* sp. e a formas de passagem *Valvulina-Pfenderina* e no mesmo tipo de calcários, mas do Batoniano superior, associados a *Amijiella* aff. *amiji* e a *Siphovalvulina* sp..

*Alzonella* BERNIER & NEUMANN, 1970

*Alzonella cuvillieri* BERNIER & NEUMANN, 1970

(Figs.3 a 8, EST. XVIII)

1970 – *Alzonella cuvillieri* n.gen.,n.sp. – **Bernier & Neumann**, p.6, fig.3, Ests. 2 e 3;

1977 - *Alzonella cuvillieri* BERNIER & NEUMANN – **Furrer & Septfontaine**, pp.721-723, Est.1(10-13), Est.2(1-3);

1981 - *Alzonella cuvillieri* BERNIER & NEUMANN – **Septfontaine**, pp.188-189, Est.1 (17), Est.2 (9);

1993 - *Alzonella cuvillieri* BERNIER & NEUMANN – **Azerêdo**, pp.148-149, Est.18 (7-10);

1998a - *Alzonella cuvillieri* BERNIER & NEUMANN – **Martins**, pp.109-110, Est 14 (1-4);

1999 - *Alzonella cuvillieri* BERNIER & NEUMANN – **Azerêdo**, Est.1 (5-6).

Este organismo foi observado sempre em calcários micríticos a pelmicríticos apenas no Sector Sul. Nos calcários micríticos densos, lagunares, dominam os indivíduos microféricos de secções equatoriais ou sub-equatoriais longas, associados a pequenos pferinídeos indeterminados e a organismos semelhantes a *Cladocoropsis* sp.; nos calcários mais pelmicríticos, com indivíduos microféricos e microféricos, associa-se a diversos foraminíferos destacando-se *S. giganteus*, *A. amiji*, *H. gr. deserta*, *Pseudocyclamina* sp., *V. lugeoni* e *Siphovalvulina* sp. AZERÊDO (1999), refere a associação desta espécie a meios de energia média a elevada.

Os indivíduos microféricos discoidais apresentam as seguintes dimensões:

- comprimento de secção equatorial: até 6 mm;
- altura e largura das câmaras: entre 0,05 e 0,07 mm e 0,1 a 0,28 mm;
- câmaras simples, baixas e numerosas;
- estruturação interna complexa, de paredes com zona marginal de rede alveolar sub-epidérmica e zona intermédia com tabiques; estes com a parte superior espessando em direcção ao plano da concha.

Os indivíduos microféricos, mais raros, apresentaram-se de menor tamanho:

- altura da carapaça: 0,8 mm;
- altura da última câmara: de 0,03 a 0,05 mm;
- largura da última câmara: de 0,06 a 0,1 mm;
- espira inicial planispiralada e restantes desenroladas;
- rara observação de próloculo;

- forma geral da carapaça oval.

Na Estampa XVIII, as Figs. 3, 4 e 6 a 8 representam indivíduos reniformes discoidais microséricos e a Fig. 5 representa mais raros indivíduos flabeliformes microséricos (dimensões aproximadas de 2 mm de comprimento máximo da carapaça).

Enquanto que esta espécie, no domínio tétisiano, se reparte por todo o Batoniano (BERNIER & NEUMANN, 1970; FURRER & SEPTFONTAINE, 1977; PÉLISSIE *et al.*, 1984, PEYBERNÈS, 1988; SEPTFONTAINE, 1988; BASSOULET, 1997), existem muitas evidências para que no Jurássico Médio da Bacia Lusitânica se encontre apenas restrita ao Batoniano inferior. Com efeito, encontra-se sempre em camadas infrajacentes àquelas com *M. bathonica* (MANUPPELLA *et al.*, 1985; AZERÊDO, 1993; MARTINS, 1998a,b). Nas séries deste estudo, o mesmo se verificou, confirmando-se, mais uma vez, que é um foraminífero que pode ser considerado bom datador do Batoniano inferior na Bacia Lusitânica.

*Alzonella cf. cuvillieri* BERNIER & NEUMANN, 1970

(Figs.1-2, EST.XIX)

Foram identificados, em calcários micríticos densos, lagunares, associados a indivíduos microséricos de *A. cuvillieri*, dois exemplares próximos de indivíduos macroséricos de *A. cuvillieri*. Contudo, especialmente o indivíduo representado na Fig.2, Estampa XIX, parece apresentar um enrolamento trocospiralado elevado, devido às câmaras se apresentarem globosas e a última câmara parecer já em início de volta.

Sabendo-se como *A. cuvillieri* é um organismo polimórfico, é possível que seja apenas mais uma variação em resposta a condições no meio – câmaras mais circulares e salientes. Como só se identificaram dois indivíduos, mantemos esta classificação aberta até que novas formas similares possam ser analisadas.

*Amijiella* LOEBLICH & TAPPAN, 1985

*Amijiella amiji* (HENSON), 1948

(Fig.3, EST.XIX)

1965 – *Haurania amiji* HENSON - França & Manuppella, p.62, Est.1 (4);

1981 - *Haurania amiji* HENSON – Septfontaine, p.188, Est.1 (1, 19-20);

1988 - *Haurania amiji* HENSON – Sartorio & Venturini, p.66, figs 1-2;

- 1988 - *Haurania amiji* HENSON – **Septfontaine**, p.244;  
2000 – *Amijiella amiji* (HENSON) – **Grossowicz et al.** Est.1, fig.2 ;  
2004 - *Amijiella amiji* (HENSON) – **Bouaouda et al.** Est.1 (2).

É um dos foraminíferos mais comuns nos calcários micríticos a pelmicríticos do Batoniano inferior da região estudada, estando em associação com vários outros como *S. giganteus*, *A. cuvillieri*, *V. lugeoni*, *Siphovalvulina* sp., *M. croatica*, formas de passagem *Valvulina-Pfenderina* e *Pfenderina-Kilianina*, *Egerella* sp., etc.

A sua posição estratigráfica parece estar de acordo com o quadro da Fig.II.1, restrita ao Batoniano inferior. Contudo, na série do Sabugueiro, do Batoniano inferior a superior, apareceram indivíduos desta espécie. É-se da opinião de que deverá permanecer em aberto a possibilidade de esta espécie também ocorrer em níveis estratigráficos superiores.

O género *Amijiella* é composto apenas por uma espécie *A. amiji* (SEPTFONTAINE, 1988), observada, por exemplo, no Sinemuriano ao Batoniano na bacia de Agadir (Marrocos) (BOUAOUDA *et al.*, 2004) ou no Bajociano em Israel (GROSSOWICZ *et al.*, 2000). A frequência desta espécie nas formações estudadas não é considerada maior pois muitas secções oblíquas de hauraniídeos (*Haurania* sp.) impediram determinar a existência ou não de pilares centrais nas câmaras, um requisito fundamental para a identificação desta espécie.

Os indivíduos de *A. amiji* possuem crescimento unisseriado, com septos divididos por tabiques regulares mas sem qualquer outra estrutura no centro das câmaras – total ausência de pilares centrais. Nota-se uma rede irregular e grosseira na parte superior das secções e aberturas centrais em fiadas de poros, sem qualquer zona marginal nas paredes. A altura máxima da carapaça é de 2 mm e as câmaras possuem na ordem de 0,25 a 0,30 mm de altura e 0,02 a 0,08 mm de largura. O número de câmaras na carapaça varia até 8.

***Amijiella aff. amiji* (HENSON), 1948**

(Fig.4, EST.XIX)

No corte da Mata, em calcários micríticos e pelmicríticos perimareais do Batoniano superior, foi observado um indivíduo, em secção longitudinal, de crescimento unisseriado, de câmaras simples, arqueadas, com aberturas múltiplas e sem pilares centrais e muito semelhante a *A. amiji*. Contudo, as paredes no interior da carapaça mas exteriores e

marginais às câmaras, apresentam subdivisões por coalescência de tabiques, facto raramente observado nos outros exemplares de *A. amiji*.

A rede hipodérmica dos hauraniídeos (SEPTFONTAINE, 1988) pode assemelhar-se ao que se observa neste indivíduo, em secções muito tangenciais. A ser *A. amiji*, comprovar-se-ia a existência dessa forma também no Batoniano superior do Jurássico Médio português.

Consideramos, no entanto, por agora, esta classificação, enquanto não forem observadas mais formas com estas características.

### *Haurania* HENSON, 1948

#### *Haurania gr. deserta* HENSON, 1948

(Figs.5 e 7, EST.XIX)

1988 – *Haurania deserta* HENSON – Sartorio & Venturini, p.66, fig.3;

1988 – *Haurania gr. deserta* HENSON – Septfontaine, Est.1 (13-15).

Esta espécie, até à data, não havia sido registada nas séries carbonatadas do Jurássico Médio português. Pela primeira vez é registado em camadas de calcários da litofácies 9, do Batoniano inferior, juntamente com *A. cuvillieri*, *M. croatica* e *Siphovalvulina* sp., nomeadamente no corte da Estrada Pombal-Ansião e no corte do Monte da Panela. Observaram-se vários indivíduos, em secções longitudinais, nas quais se pode ver uma carapaça de rede hipodérmica hauraniiforme típica mas com desenvolvimento de pilares centrais que cortam as câmaras (PELISSIÉ & PEYBERNÈS, 1982; SEPTFONTAINE, 1988):

- possuem dimensões máximas da carapaça até 3 mm mas geralmente têm em média 0,8 a 1 mm de comprimento;

- a altura das câmaras varia entre 0,25 e 0,4 mm e a largura entre 0,2 e 0,6 mm;

- as aberturas são centrais em fiadas de poros.

O autor deste trabalho teve oportunidade de observar algumas lâminas recolhidas na pedreira abandonada de Giesteira, no Planalto de Fátima, que foi anteriormente objecto de estudos não micropaleontológicos (WATKINSON, 1989; PIMENTEL, 2005). Nestas lâminas também pôde constatar a presença de *H. gr. deserta*, representada por alguns

indivíduos e onde também se observavam pilares centrais nítidos. Refira-se, por isso, que não se trata de foraminíferos incomuns (Fig.IV.2).

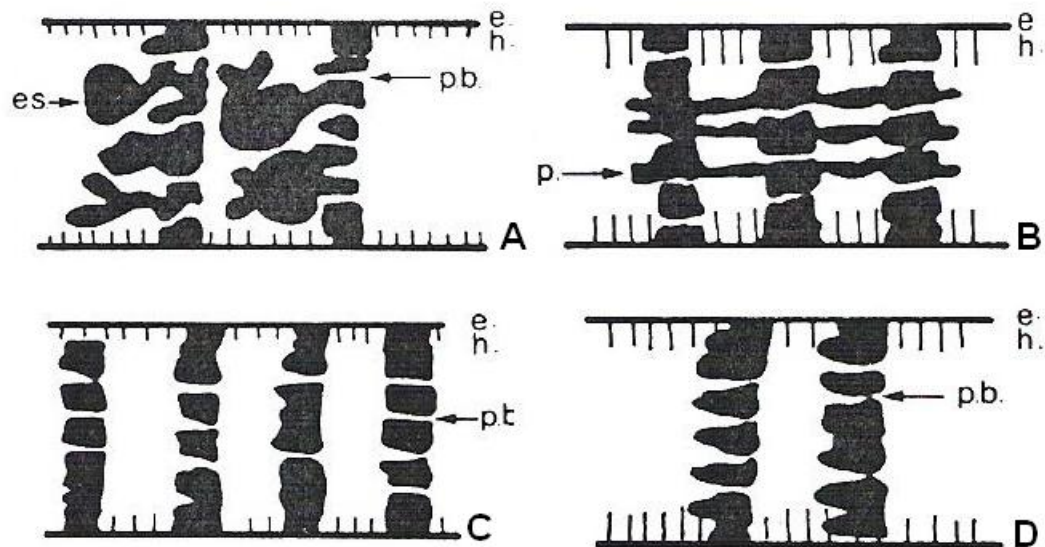


Fig.IV.2: Elementos de comparação da estrutura interna de alguns dos lituolídeos presentes nos calcários estudados. A: *S. giganteus*; B: *H. gr. deserta*; C: *A. cuillieri*; D: *Pseudocyclamina* sp.; es: excrescências septais; e: epiderme; h: rede hipodérmica; p: pilares; pb: poros aperturais. C e D sem endosqueleto. (retirado de PELISSIÉ & PEYBERNÈS, 1982).

#### HAURANIIDAE Indeterminados

(Fig.8, EST.XIX)

Referem-se aqui exemplares muito abundantes nas fácies 7, 8 e 9 em todo o Batoniano, que se apresentam nas mais variadas secções, nunca exibindo pilares centrais nas câmaras. Contudo, a não observação de características determinantes observadas noutros exemplares classificados como *A. amiji*, opta-se por designá-los simplesmente hauraniídeos.

#### MESOENDOTHYRIDAE VOLOSHINOVA, 1958

(HAURANIIDAE segundo SEPTFONTAINE, 1988)

#### *Mesoendothyra* DAIN, 1958

***Mesoendothyra croatica* GUSIĆ, 1959**

(Fig.1, EST.XX)

- 1977 – *Mesoendothyra croatica* GUSIĆ – **Furrer & Septfontaine**, pp.723-24, EST.2 (4-7);  
1981 - *Mesoendothyra croatica* GUSIĆ – **Septfontaine**, p.185, Est.1 (16), Est.3 (6);  
1982 - *Mesoendothyra croatica* GUSIĆ – **Pelissié & Peybernès**, pp.122-125, Est.3 (5-6);  
1988 - *Mesoendothyra croatica* GUSIĆ – **Septfontaine**, p.242, Est.1 (1);  
1988 - *Mesoendothyra croatica* GUSIĆ – **Sartorio & Venturini**, p.71, figs 1-3;  
1993 - *Mesoendothyra croatica* GUSIĆ – **Azerêdo**, pp.149-150, Est.19 (2-4);  
1998a- *Mesoendothyra croatica* GUSIĆ – **Martins**, p.115, Est.13 (5-6);  
1999 - *Mesoendothyra croatica* GUSIĆ – **Azerêdo**, Est.1 (9).

É um foraminífero muito frequente nos calcários micríticos e pelóidicos das litofácies 7,8 e 9, mas também foi observado, juntamente com *Nautiloculina oolithica*, nas litofácies 4 e 6 mais bioclásticas, desde o Bajociano superior ao Batoniano.

As características principais observadas foram:

- paredes espessas, tipicamente “queriotecais”;
- camadas lisas, bem delineadas;
- enrolamento irregular, com variação do plano do enrolamento;
- espira inicial com diâmetros médios de 0,5 mm;
- comprimento máximo da carapaça unisseriada de 1,2 mm;
- deslocação da abertura da posição basal para central ao longo da ontogénese.

É um foraminífero frequente no Jurássico Médio, desde o Aaleniano inferior a médio até ao Oxfordiano, em França e Suíça (BASSOULET, 1997)

**NAUTILOCULINIDAE LOEBLICH & TAPPAN, 1985**  
**(MESOENDOTHYRIDAE? segundo SEPTFONTAINE, 1988)**

***Nautiloculina* MOHLER, 1938**

***Nautiloculina oolithica* MOHLER, 1938**

(Fig.2, EST.XX)

- 1967 – *Nautiloculina oolithica* MOHLER – **Brönniman**, pp.48-61, Est.1-3;  
1967 - *Nautiloculina oolithica* MOHLER – **Neumann**, p.129, Est 13;  
1971 - *Nautiloculina oolithica* MOHLER – **Ramalho**, p.143, Est.13 (12-13);

- 1988 - *Nautiloculina oolithica* MOHLER – **Sartorio & Venturini**, p.77, figs. 2-3;  
1988 - *Nautiloculina oolithica* MOHLER – **Septfontaine**, p.176, Est.1 (2);  
1993 - *Nautiloculina oolithica* MOHLER – **Azerêdo**, p.151, Est.19 (4-6);  
1998a - *Nautiloculina oolithica* MOHLER – **Martins**, pp.111-112, Est 14 (5).

Trata-se de uma espécie comum no Jurássico, em geral, e também nas formações estudadas, principalmente nas litofácies mais clásticas, nomeadamente nas de barreira oolítica e nos *patch-reefs*, das litofácies respectivamente 4 e 6, mas também foi encontrada na litofácies 8, biomicrítica, de ambiente lagunar a perimareal.

São raras as secções equatoriais, geralmente menos evidentes mas onde se consegue evidenciar a abertura interio-marginal, na última volta. As secções axiais mostram um típico contorno oval, característico da espécie.

### ***Nautiloculina* sp.**

Nas fácies de maior energia surgem frequentes secções, mas muito micritizadas, que dificultam a atribuição segura a esta espécie. Por esse motivo mantém-se reservas quanto à atribuição ao nível da espécie.

### ***Haplophragmoides* CUSHMAN, 1910**

### ***Haplophragmoides* sp.**

As formas atribuíveis a este género possuem formas planispiraladas, de paredes microgranulares aglutinadas simples, normalmente duas voltas de espira, com 6 a 8 câmaras na última volta; também são de pequeno tamanho (0,2 a 0,3 mm de diâmetro) e observa-se a abertura simples e ocupando a posição interio-marginal na base da face septal. São muito similares à forma apresentada e descrita em SEPTFONTAINE (1981) (Estampa 1, Fig.3).

Encontram-se preferencialmente nas litofácies 2 a 6, mais calciclásticas e de meios mais energéticos, mas ocorrem também nas litofácies 8 e 9, mais pelóidicas; o género foi identificado, igualmente, na série de Pataias.

## PLACOPSILINIDAE RHUMBLER, 1913

### *Placopsilina* D'ORBIGNY

#### *Placopsilina* sp.

(Fig.3, EST.XX)

1971 – *Placopsilina* sp. – **Ramalho**, p.150, Est.18 (9), Est.19 (4,5);

1981 – *Placopsilina* sp. – **Septfontaine**, p.173, Est.3 (4);

1993 *Placopsilina* sp. – **Azerêdo**, pp.151-152, Est.20 (1-3).

Este é um foraminífero encontrado sempre a incrustar quer bioclastos – maioritariamente placas de equinóides – nas litofácies 2 e 4, mais calciclásticas, quer oncóides, juntamente com *Thaumatoporella parvovesiculifera* e outras Porostromata.

Tem paredes micríticas, aglutinadas e ocorre em grandes quantidades em alguns *packstones* de equinóides da litofácies 2, nomeadamente associado a grande quantidade de silte vadoso (Cabeço do Nacreal).

### *Ammobaculites* CUSHMAN, 1910

#### *Ammobaculites* sp.

1967 – *Ammobaculites* sp. – **Neumann**, p.134, fig.82;

1993 - *Ammobaculites* sp. – **Azerêdo**, p.152, Est.20 (4).

Este aglutinado grosseiro é relativamente raro nas séries estudadas, mas pode atingir tamanhos apreciáveis (0,5 mm) e nota-se, normalmente, um arranjo unisseriado depois de pequena espira inicial. Tem abertura simples central e foi observada nas litofácies de média a fraca energia (7 e 9).

## AGLUTINADOS INDETERMINADOS

(Fig.4, EST.XX)

Estes foraminíferos são muito comuns em quase todas as litofácies e são geralmente aqui designados como lituolídeos aglutinados indeterminados. São comuns nas litofácies

mais interiores e de energia calma, onde ocorrem também abundantes foraminíferos simples de arranjo unisseriado a bisseriado mas igualmente nas litofácies mais clásticas.

Na sua maioria são unisseriados e com paredes de espessura variável. Mas também se observaram formas planispiraladas e outras planispiraladas e depois desenroladas.

Alguns exemplares lembram *Ammobaculites* sp. mas encontram-se muito micritizados ou com preenchimento esparítico.

## **PFENDERINIDAE SMOUT & SUDGEN, 1962**

### ***Praekurnubia* REDMOND, 1964**

#### ***Praekurnubia crusei* REDMOND**

(Figs.8-10, EST.XX)

1964 – *Praekurnubia crusei* n. gen., n. sp. – **Redmond**, p.254, Est. 1 (9-10);

1971 – *Pfenderina* n. sp. – **Ramalho**, p.152, Est.19 (12) e 20 (1-6);

1979 - *Praekurnubia crusei* REDMOND – **Altiner & Septfontaine**, p.9, Est.2 (2-5);

1993 - *Praekurnubia crusei* REDMOND – **Tasli**, pp.57-58; Est.3 /3,4);

1993 - *Praekurnubia crusei* REDMOND – **Azerêdo**, p.155, Est.22 (1,2);

1999 - *Praekurnubia crusei* REDMOND – **Azerêdo**, Est.2 (7);

2002 - *Praekurnubia crusei* REDMOND – **Bouaouda**, Est.1 (6-8).

É uma forma muito rara nos calcários micríticos lagunares do Batoniano superior e apenas foi observada numa camada no sector Sul (Flanco SW da Serra de Sicó). O mesmo se passa no M.C.E. (AZERÊDO, 1993, 1999).

Os indivíduos encontrados são muito similares aos descritos por TASLI (1993) nas sequências do Jurássico Médio da região de Kala-Gümüşhane (Turquia). Possuem carapaça normalmente sub-cilíndrica, trocospiralada e unisseriada no estágio adulto. As câmaras estão subdivididas por partições transversais. Nos indivíduos observados a zona central da carapaça não está ocupada por uma massa columelar, devendo corresponder a adultos unisseriados.

Possuem uma parede microgranular relativamente simples. As dimensões são, em média de 1,5 mm para a altura e de 0,8 mm para o diâmetro da carapaça.

*Chablaisia* SEPTFONTAINE, 1978

*Chablaisia chablaisensis* (SEPTFONTAINE, 1977)

- 1971 – *Pfenderina* gr. *neocomiensis-trochoidea* – **Ramalho**, p.151, Est.19 (6-7);  
1977 – *Pfenderina* ? *chablaisensis* SEPTFONTAINE – **Septfontaine**, p. 604, Figs. 3-5, Est.1 (2-9);  
1981 - *Chablaisia chablaisensis* (SEPTFONTAINE) – **Septfontaine**, p.186, Est.1 (11) e Est.3 (1);  
1982 – *Chablaisia chablaisensis* (SEPTFONTAINE) – **Pelissié & Peybernès**, p.482, Est.2 (11);  
1993 - *Chablaisia chablaisensis* (SEPTFONTAINE) – **Azerêdo**, p.156, Est.22 (3-6);  
1998a - *Chablaisia chablaisensis* (SEPTFONTAINE) – **Martins**, p.114, Est.14 (7,8);  
1999 - *Chablaisia chablaisensis* (SEPTFONTAINE) – **Azerêdo**, Est.1 (10).

Esta espécie não é abundante nas litofácies da região. Foi encontrada no Batoniano superior, em algumas amostras das litofácies 3 e 4, clásticas, de meio de elevada energia, no sector Sul (Sicó e Covão da Silva).

Não foi encontrada em associação com *M. bathonica* como noutros locais da bacia (AZERÊDO, 1993; MARTINS, 1998a,b; AZERÊDO, 1999) mas parece confinada ao Batoniano superior. Foi descrita, por exemplo, em calcários do Aaleniano superior ao Oxfordiano médio em França e na Suíça (SEPTFONTAINE, 1978; BASSOULET, 1997).

*Paleopfenderina* SEPTFONTAINE, 1988

*Paleopfenderina* sp.

(Fig.1, EST.XXI)

Trata-se de um foraminífero raro e as suas secções não são determinantes para classificar este pfenderinídeo ao nível da espécie. Ocasionalmente, é muito semelhante a *Paleopfenderina salernitana* SARTORIO & CRESCENTI, 1962, figurada em PELISSIÉ & PEYBERNÈS (1982). No entanto, quando comparada com a descrição original ou até com a contida em SARTORIO & VENTURINI (1988), mostra um número muito inferior de voltas na trocospira. Por essa razão, continuamos a manter a designação actual.

Encontra-se no Batoniano inferior, geralmente nos calcários lagunares da litofácies 7 e 9.

*Pseudoegerella* SEPTFONTAINE, 1988

*Pseudoegerella cf. elongata* SEPTFONTAINE, 1988

(Fig.2, EST.XXI)

1988 – *Pseudoegerella elongata* n. gen., n. sp. – **Septfontaine**, p.248, Est.2 (6-8);

1998a- *Pseudoegerella cf. elongata* – **Martins**, Est.15, fig.5.

Tal como registado em MARTINS (1998a,b), este foraminífero encontra-se preferencialmente nas fácies mais clásticas, juntamente com *C. chablaisensis* e outros pferenderinídeos indeterminados.

A forma aqui referida é similar à forma classificada por SEPTFONTAINE (1988), onde se pode ver um estágio inicial grosseiramente espiralado, passando depois a forma desenrolada-trocospiralada, de trocospira alta e nítida. Tem as paredes das câmaras aglutinadas, relativamente espessas e, normalmente, cinco câmaras por volta de espira.

As dimensões são similares às de MARTINS (1998a):

- câmaras de cerca de 0,02-0,03 mm de altura e 0,06-0,07 mm de largura média e carapaça na ordem dos 0,3 a 0,5 mm.

Esta forma foi observada, por exemplo, em calcários do Batoniano superior a Caloviano na bacia de Agadir (Marrocos) (BOUAOUA *et al.*, 2004). Outras formas parecidas mas nas quais não se observa enrolamento espiralado inicial foram designadas como *Pseudoegerella* sp.

*Egerella* CUSHMAN, 1933

*Egerella ? sp.*

(Fig.3, EST:XXI)

Associadas à espécie precedente mas também encontrada em calcários de fácies de energia calma a moderada, foram observados indivíduos trocospiralados, de espira alta, de parede microgranular espessa, onde as câmaras se parecem soldar no centro para desenvolver uma columela. São semelhantes a formas observadas por FURRER & SEPTFONTAINE (1977) no Jurássico Médio da Suíça (*Préalpes médianes romandes*) e possuem sensivelmente as mesmas características. Têm até 1,5 mm de altura.

## *Siphovalvulina* SEPTFONTAINE, 1988

### *Siphovalvulina* sp.

1988 – “*Siphovalvulina*” sp. – **Sartorio & Venturini**, p.67, fig.3;

1993 - *Siphovalvulina* sp. – **Azerêdo**, p.157, Est.22 (7);

1998a - *Siphovalvulina* sp. – **Martins**, Est.12 (7).

Este foraminífero é muito comum nas séries, nomeadamente nas litofácies 7 a 9, de características lagunares e perimareais. Encontra-se associado a inúmeros foraminíferos e organismos como *T. parvovesiculifera*, *Lithocodium aggregatum*, *Bacinella irregularis*, Porostromata e outros foraminíferos bisseriados.

As formas representativas deste género apresentam grande variabilidade no que respeita à altura da trocospira e quanto mais alta, menor a largura basal. Observa-se sempre um sifão central e os indivíduos apresentam dimensões muito variáveis. Devido à variabilidade na forma e tamanho da carapaça, SEPTFONTAINE (1988) propôs para nome da espécie-tipo *Siphovalvulina variabilis*. É um foraminífero bastante simples e de uma repartição estratigráfica alargada, desde o Lias e prosseguindo pelo Cretácico. SEPTFONTAINE (1988) considerou este género como monoespecífico, não tendo a sua variabilidade qualquer valor biostratigráfico. Destaca-se, no entanto, que recentemente FADEL *et al.* (2001) classificaram novas espécies deste género (*S. colomi*, *S. gibraltarensis* e *S. sp.*), claramente distintas da espécie *S. variabilis*, em calcários do Sinemuriano, em Gibraltar.

Segundo SEPTFONTAINE (1988), *Siphovalvulina* constitui o *plexus* entre os “Valvulinidae” e os “Pfenderinidae”, evidenciando assim uma certa relação filogenética entre ambos os grupos. E é precisamente isso o que parece suceder no caso estudado. Com efeito, foram observadas inúmeras formas, bem preservadas e de boas secções longitudinais ao longo dos eixos mas, que pelas suas características, era impossível posicionar num ou noutro género. Já em MARTINS (1998a) se havia observado “formas de transição” (como se opta designar neste trabalho) entre *Siphovalvulina-Pfenderina* (raras), *Valvulina-Pfenderina* e *Valvulina-Paravalvulina*.

As formas de passagem de *Valvulina-Paravalvulina*, bem como *Valvulina-Pfenderina*, foram frequentemente assinaladas por SEPTFONTAINE (1981,1988). Nas litofácies estudadas registaram-se formas de passagem, pouco comuns, mostrando formas

sucessivamente mais evoluídas e que se parecem concentrar na passagem Batoniano inferior – Batoniano superior.

### VALVULINÍDEOS/PFENDERINÍDEOS

(Fig.5, EST.XXI; Figs.2-8, EST.XXII)

Optou-se por tratar os grupos em simultâneo, descrevendo as formas de transição observadas e dando exemplos com fotografias, na medida do possível. Note-se que se observaram também formas de transição entre *Paravalvulina-Kilianina* e *Paravalvulina-Parurgonina*, que se torna necessário igualmente aqui incluir. De resto, segundo a filogenia de SEPTFONTAINE (1988), os géneros *Kilianina* e *Parurgonina* incluem-se nos “Valvulinidae”:

- *Valvulina-Paravalvulina*: de trocospira geralmente mediana a baixa, com altura e largura sensivelmente semelhantes, com câmaras periféricas grandes não subdivididas e câmaras centrais mais pequenas e numerosas (Fig.5, EST.XXI; Figs.2 e 8, EST.XXII);

- *Valvulina-Pfenderina*: de trocospiras altas, de pequeno tamanho (0,08mm), com indício incipiente de preenchimento do espaço central por material microgranular (futura columela) (Figs.3 e 4, EST.XXII);

- *Paravalvulina-Kilianina*: com trocospiras sempre muito baixas, mas com desenvolvimento muito incipiente de sub-câmaras periféricas “em-goteira” no início (Figs. 2 e 6, EST.XXII) mas depois envolvendo toda a carapaça de modo uniforme (Fig.5, EST.XXII);

- *Paravalvulina-Parurgonina*: com desenvolvimento de complicação no “dente valvular” (característico da *Paravalvulina*) e restante estrutura semelhante a *Parurgonina* sp. (Fig.7, EST.XXII).

Além destas formas de transição, observa-se que muitos valvulinídeos, sem sifão, de pequeno tamanho (formas intermédias entre *Siphovalvulina* e *Valvulina?*), sofrem variações aberrantes nas carapaças, conseguindo inverter até 90° a direcção do eixo de enrolamento da trocospira. Parecem estar literalmente a “experimentar” novas formas de adaptação.

Os exemplos referidos permitem evidenciar a dificuldade em classificar espécies com semelhante variabilidade de formas e evolução.

## VALVULINIDAE BERTHELIN, 1880

### *Valvulina* D'ORBIGNY

#### *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE, 1977

(Figs.4-5, EST.XXI)

- 1977 – *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE – **Furrer & Septfontaine**, pp.727-728, Est.2 (8-10);  
1981 - *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE – **Septfontaine**, p.186, Est.2 (11), Est.3 (7);  
1984 - *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE – **Pélissié et al**, p.482, Est.2 (13);  
1988 - *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE – **Sartorio & Venturini**, p.74, fig.1;  
1993 - *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE – **Azerêdo**, 00.157-158, Est.23 (1,2);  
1998a- *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE – **Martins**, p.116, Est.15 (6);  
1999 - *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE – **Azerêdo**, Est.3 (2);  
2004 – *Redmondoides lugeoni* (SEPTFONTAINE) – **Bouaouda et al.**, Est.3 (1).

É, provavelmente, na associação de foraminíferos estudada, aquele com maior capacidade de colonizar diferentes ambientes, pois é encontrado desde as áreas de mais elevada energia (litofácies 3, 4 e 5), como também se encontra nas fácies lagunares, peritidais, tendo sido também observada ainda na matriz das brechas pedogénicas.

Observa-se normalmente a placa “dental valvular”, bem como a trocospira baixa, com 4 a 5 câmaras e com 3 a 4 voltas de espira. A parede, observada com grande ampliação, mostra-se finamente alveolar e possui alturas do cone entre 0,25 e 0,65 mm e diâmetros basais de 0,45 a 0,87 mm.

### *Paravalvulina* SEPTFONTAINE

#### *Paravalvulina complicata* SEPTFONTAINE, 1988

(Fig.6, EST.XXI)

- 1988 – *Paravalvulina* n. gen. *complicata* – **Septfontaine**, Est. 2 (1).  
1999 – *Paravalvulina complicata* – **Azerêdo**, Est.3 (1).

Este foraminífero, tão raro quanto *P. crusei*, foi observado no Batoniano inferior do Maciço de Sicó, em lâminas cedidas por G.Manuppella, que já as havia classificado (com.oral). Encontraram-se em calcários lagunares, micríticos a pelmicríticos.

SEPTFONTAINE (1988) refere a sua presença no Batoniano da Sardenha e a sua repartição estratigráfica do Bajociano superior ao Batoniano.

**ORBITOLINIDAE MARTIN, 1890**  
**(HAURANIIDAE segundo SEPTFONTAINE, 1988)**

***Meyendorffina* AUROUZE & BIZON, 1958**

***Meyendorffina bathonica* AUROUZE & BIZON, 1958**  
(Figs.5-7, EST.XX)

- 1964 – *Meyendorffina bathonica* AUROUZE & BIZON – **Delance**, p.220, Est.1 (2-5);  
1964 - *Meyendorffina bathonica* AUROUZE & BIZON – **Loeblich & Tappan**, p.295, fig.201 (6-8);  
1977 - *Meyendorffina bathonica* AUROUZE & BIZON – **Furrer & Septfontaine**, pp.726-727,  
Est.1 (1-4);  
1982 - *Meyendorffina bathonica* AUROUZE & BIZON – **Pelissié & Peybernès**, p.482, Est.1 (7-8);  
1993 - *Meyendorffina bathonica* AUROUZE & BIZON – **Azerêdo**, pp.153-154, Est.21 (3-6);  
1998a - *Meyendorffina bathonica* AUROUZE & BIZON – **Martins**, pp.113-114, Est.14 (10);  
1999 - *Meyendorffina bathonica* AUROUZE & BIZON – **Azerêdo**, Est.1 (1-4).

Os poucos exemplares desta espécie foram observados nos calcários micríticos a pelóidicos da litofácies 9, intercalados entre camadas de calcários oolíticos e intraclásticos da litofácies 4, nas lâminas representativas do Batoniano superior do Maciço de Sicó.

A espécie aparece pois em fácies de meios de baixo hidrodinamismo, o que contrasta com o observado em MARTINS (1998a,b). Não obstante, segundo AZERÊDO (1993, 1999), pode encontrar-se quer em fácies clásticas quer em fácies lagunares, embora seja mais frequente nas últimas.

Tal como a espécie *S. giganteus*, esta espécie teve uma nomenclatura incerta, pelo menos quando HOTTINGER (1967) a considerou como uma forma macrosférica de *Orbitamina elliptica* (D'ARCHAC, 1843). É comum encontrarem-se ambas as espécies associadas no mesmo calcário.

Entretanto SEPTFONTAINE (1988), considerou que *M. bathonica*, nas formas microséricas, possuía próloculo pequeno e carapaça cilíndrica, enquanto que *O. elliptica* tinha forma microsérica discoidal e mais evoluída. Este autor, contudo, aceita que a forma

macrosférica seja sinonímia de *O. elliptica*. As formas previamente atribuídas a *M. bathonica* no Jurássico Médio da Bacia Lusitânica correspondem às características de *M. bathonica sensu* SEPTFONTAINE (1988) (AZERÊDO, 1993, 1999).

Segundo SEPTFONTAINE (1988) existe uma evolução genética desde o género *Lucasella*, passando pelo género *Meyendorffina* até culminar no género *Orbitamina* A-B.

Neste trabalho não se pretende aprofundar a sistemática deste grupo complexo e, tal como em MARTINS (1998a), adoptaremos *M. bathonica* para estas formas microséricas; que, de resto, são grosseiramente cilíndricas e possuem numerosos septos verticais radiais na zona marginal e pilares irregulares na zona central (distinguindo-se de *Ataxella* (ex-*Parakoskinolina*) *occitanica* (PEYBERNÈS, 1974)).

Considera-se que esta espécie, nos calcários do Jurássico Médio característicos de meio de plataforma interna, é indicadora do Batoniano superior (MANUPPELLA *et al.*, 1985; AZERÊDO, 1993; MARTINS, 1998a,b; AZERÊDO, 1999; AZERÊDO *et al.*, 2003). PEYBERNÈS (1988) e SEPTFONTAINE (1988) referem a repartição geográfica de *M. bathonica* na parte oeste-setentrional da Mesogeia .

### ***Kilianina* PFENDER, 1933**

#### ***Kilianina* sp.**

(Figs.9 & 10, EST.XXII)

1993 – *Kilianina* (?) sp. – Azerêdo, pp.154-155, Est.21 (9,10).

Os indivíduos atribuídos a este género foram observados em níveis de calcários micríticos lagunares na transição Batoniano inferior-Batoniano superior, na pedreira da Iberobrita e em calcários perimareais, no corte de Cabeça da Corte (parte I), já provavelmente do Batoniano superior.

São semelhantes aos observados por AZERÊDO (1993), no M.C.E.. Contudo, possuem melhor definição nas sub-câmaras “em-goteira” e carapaças com a formas cónicas mais elevadas. São formas algo semelhantes a *Kilianina blanchetiformis* TASLI, 2000, do Batoniano superior, mas nesta última nota-se um crescimento bem mais desenvolvido do indivíduo no estágio adulto; não obstante, são deveras semelhantes as câmaras dos indivíduos aqui observados se comparadas com a Fig.3 da referência acima.

Poder-se-ia igualmente supor que os exemplares portugueses fossem indivíduos jovens desta espécie (também do Batoniano superior), uma vez que apresentam apenas o cone trocospiralado inicial de 4 a 5 voltas, com subdivisão das câmaras em sub-câmaras numerosas. Contudo, pelo pequeno número de exemplares, de momento mantém-se esta terminologia, até que novos exemplares sejam observados.

## INVOLUTINIDAE BUTSHLI, 1880

### *Trocholina* PAALZOW, 1922

Os indivíduos pertencentes a este género, pela sua forma cónica e presença de pilares basais, são classificados através da quantificação da altura do cone (que constitui a carapaça), do diâmetro basal e da relação entre estas dimensões, bem como pelo número de pilares basais.

Infelizmente, por vezes as secções em lâmina delgada não passam pelo eixo central da carapaça, não permitindo assim a ideal observação do número de pilares centrais nem o tamanho real da altura do cone (h) e do diâmetro basal (d). A altura do cone está, obviamente, relacionado com o número de voltas da espira (n) (da trocospira) que, normalmente, é visualizado (Fig.IV.3).

Contudo, é possível estimar a que espécie pertence o indivíduo, através da relação altura:diâmetro do cone (h/d), já que esta relação se mantém geralmente dentro de certos limites para cada espécie. Os valores de referência foram compilados por PELISSIÉ & PEYBERNÈS (1982), em calcários do Jurássico Médio a Superior dos Pirinéus (França).

Apresenta-se a tabela IV.1, extraída de PELISSIÉ & PEYBERNÈS (1982), com as espécies que se mostraram mais relevantes para comparação com os indivíduos de *Trocholina* encontrados nos calcários dos Maciços Condeixa-Pombal-Alvaiázere. Nesta tabela figuram também as características de *Neotrocholina* sp., adiante descrita.

Todas as espécies se encontram preferencialmente nas litofácies mais clásticas, incluindo os biolitos de coraliários, espongiários e algas, portanto, desde a litofácies 2 até à 6, mas ocorrem esporadicamente nas restantes litofácies.

As formas mais “pequenas”, (*T. cf. minuta* e *Trocholina* sp.), ocorrem em quase todas as litofácies mas dominando nas clásticas, desde o Bajociano ao Caloviano. As formas “intermédias”, nomeadamente *T. gr. palastiniensis-alpina*, ocorrem apenas nas litofácies clásticas, do Batoniano inferior ao Caloviano. As formas “maiores” (*T.*

*palastiniensis* “var.elevada” (“*high-variety*”), *T. cf. elongata* e *T. gigantea*) ocorrem nas fácies clásticas correspondentes aos calcários oolíticos e intra-oolíticos e aos calcários bioclásticos, associados a barreira oolítica/bancos periféricos costeiros, no Batoniano superior e Caloviano.

Tal como tem sido observado para os calcários clásticos de meio marinho interno do Jurássico Médio de vários locais da Bacia Lusitânica (MANUPPELLA *et al.*, 1985; AZERÊDO, 1993 e MARTINS, 1998a e 1998b), a maior proliferação destas espécies, com predomínio das formas “maiores”, parece concentrar-se no topo do Batoniano superior e Caloviano.

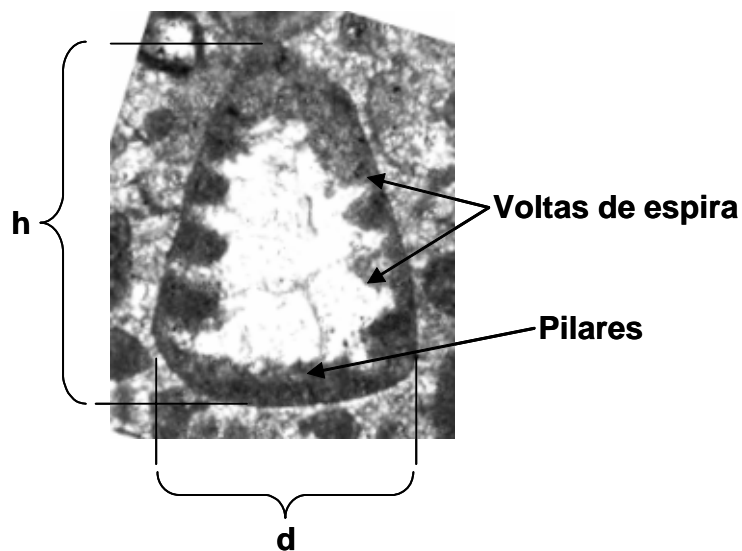


Fig.IV.3: Representação dos elementos objecto de medição nos exemplares *Trocholina* sp. Note-se, neste exemplo, os pilares raros e grosseiros, também obliterados pela micritização da carapaça. Exemplar de *Trocholina* gr. *palastiniensis-alpina*.

Isto foi novamente constatado na região de estudo, tendo sido encontradas abundantes formas “maiores” nas séries e nos calcários oointraclásticos e bioclásticos (litofácies 4 e 3, respectivamente), dos cortes de Encosta Sul à Pedreira (Batoniano superior), Covão da Silva (Caloviano), afloramentos de Aroeiras (Caloviano) e lâminas do topo da série do Jurássico Médio – representativas de calcários bioclásticos e oointraclásticos - cedidas por G.Manuppella.

***Trocholina gigantea* PÉLISSIE & PEYBERNÈS, 1982**

(Fig.1, EST.XXIII)

1982 - *Trocholina gigantea* PÉLISSIE & PEYBERNÈS – Pélissié & Peybernès, 1984, pp.115-117, Est.2 (9-12);

1984 - *Trocholina gigantea* PÉLISSIE & PEYBERNÈS – Pélissié *et al.*, Est.2 (9-10);

1993 - *Trocholina gigantea* PÉLISSIE & PEYBERNÈS – Azerêdo, pp.159-160, Est.24 (1);

1999 - *Trocholina gigantea* PÉLISSIE & PEYBERNÈS – Azerêdo, Est.2 (1).

Valores de **h** entre 1,25 e 0,65 mm, de **d** na ordem dos 0,45 a 0,55 mm e de **h/d** entre 1,65 e 2,9 mm. É, contudo, a espécie mais rara observada.

Gêneros/Espécies	Substituição da câmara espiral	Pilares	Altura h (mm)	Diâmetro basal d (mm)	Nº de voltas de espira (n)	h/d
<i>T.gigantea</i> PELISSIE & PEYBERNÈS	microsparite	pequenos, pouco visíveis	0,73-2,4	0,24-0,74	7 a 15	1,6-4,44
<i>T.palastiniensis</i> HENSON	micrite	raros e grosseiros	0,41-0,5	0,47-0,79	6 a 8	0,7-0,87
<i>T.palastiniensis "high-variety"</i> HENSON	micrite	raros e grosseiros	0,55	0,26	8	2,1
<i>T.minuta</i> DERIN & REISS	micrite	numerosos e pequenos	0,14-0,3	0,2-0,47	5 a 7	0,5-1,15
<i>T.alpina</i> LEUPOLD	micrite	numerosos e finos	0,42-1,1	0,55-0,9	4 a 7	0,69-1,25
<i>T.elongata</i> LEUPOLD	micrite	numerosos e finos	0,64-1,26	0,28-0,47	7 a 10	2,3-3,6
<i>Neotrocholina</i> sp.		sobre 4/5 da face umbilical				

Tabela IV.1: Dimensões e características das espécies de *Trocholina* determinantes para a avaliação dos indivíduos deste gênero presentes nos calcários das séries dos Maciços de Condeixa-Sicó-Alvaiázere (retirado de PELISSIE & PEYBERNÈS, 1982).

***Trocholina palastiniensis "high-variety"* HENSON; 1982**

(Fig.3, EST.XXIII)

Valores de **h** entre 0,55 e 0,82 mm, de **d** na ordem dos 0,32 a 0,42 mm e de **h/d** entre 1,53 e 2,0 mm. É, juntamente com *T. gr. palastiniensis-alpina*, a que ocorre com maior frequência.

***Trocholina cf. elongata* (LEUPOLD, 1885)**

(Fig.2, EST.XXIII)

- 1971 - *Trocholina* cf. *elongata* (LEUPOLD)- **Ramalho**, pp.154-155, Est.20 (9);  
1993 - - *Trocholina* cf. *elongata* (LEUPOLD)- **Azerêdo**, pp.160 e 163, Est.24 (2);  
1993 - - *Trocholina* cf. *elongata* (LEUPOLD)- **Azerêdo**, Est.2 (2)

Valores de **h** entre 0,55 e 0,82 mm, de **d** na ordem dos 0,32 a 0,42 mm e de **h/d** entre 1,53 e 2,0 mm. É, como *T. gigantea*, bastante rara mas ainda assim, várias vezes observada. Possui características muito aproximadas das de *T. elongata*. Contudo, a maioria das secções não mostrava com segurança o número de voltas e os pilares basais.

### ***Trocholina* gr. *palastiniensis-alpina***

(Fig.3, EST.XXIII)

- 1984 - *Trocholina* gr. *palastiniensis-alpina* – **Pélessié et al.**, pp.117;  
1993 - *Trocholina* gr. *palastiniensis-alpina* - **Azerêdo**, pp.163, Est.24 (4-6);  
1998a - *Trocholina* gr. *palastiniensis-alpina* - **Martins**, pp.118-119, Est.25 (10);  
1999 - *Trocholina* gr. *palastiniensis-alpina* - **Azerêdo**, Est.2 (4).

Tal como observado por AZERÊDO (1993), estes indivíduos possuem características intermédias entre as duas espécies, bastante variáveis, mas são bastante frequentes: valores de **h** entre 0,50 e 1,0 mm, de **d** na ordem dos 0,32 a 0,75 mm e de **h/d** entre 1,0 e 1,50 mm.

### ***Trocholina* cf. *minuta* DERIN & REISS, 1966**

(Fig.4, EST.XXIII)

- 1993 - *Trocholina* cf. *minuta* DERIN & REISS – **Azerêdo**, pp.163-164, Est.24 (7);  
2004 – *Andersenolina minuta* (DERIN & REISS) – **Bouaouda et al.**, Est.1 (3).

Esta espécie, de pequenas dimensões, ocorre nos calcários oolíticos e intraclásticos e nos biopelóidicos (litofácies 4-5 e 2, respectivamente) mas também se distribui pelas outras fácies. Na litofácies 4 é, frequentemente, o centro dos maiores oóides.

BOUAOUDA *et al.* (2004), redeterminam *Trocholina palastiniensis* e *T. minuta* como, respectivamente, *Andersenolina palastiniensis* (HENSON) (Est.1, Figs. 1 e 2) e *Andersenolina minuta* (DERIN & REISS) (Est.1, Fig. 3).

### ***Trocholina* sp.**

Esta designação foi aplicada para todos os muito frequentes indivíduos de características que não se inserem na tabela IV.1, geralmente de pequeno tamanho e encontrados desde os calcários de equinóides do Bajociano superior até aos calcários bioclásticos do Caloviano, passando pelas fácies mais “internas” e de menor energia (litofácies 7, 8 e 9): valores de **h** entre 0,20 e 0,45 mm e de **d** na ordem dos 0,35 a 0,60 mm.

### ***Neotrocholina* REICHELL, 1956**

#### ***Neotrocholina* sp.**

1971 – *Neotrocholina* sp. – **Ramalho**, pp.55-56, Est 21 (4-5, 9-10);

1993 - *Neotrocholina* sp. – **Azerêdo**, pp.164-165, Est.24 (8,9);

1999 - *Neotrocholina* sp. – **Azerêdo**, Est.2 (3).

É sempre presente, se bem que muito dispersa e esporádica, em todas as litofácies onde haja material relativamente mais grosseiro, mesmo nas litofácies 8 e 9 (matriz pelóidica). Foi igualmente identificada nos calcários e biolititos da série de Pataias, juntamente com outras *Trocholina* sp.

É sempre de tamanho pequeno, geralmente com pilares bem definidos e forma cónica equilibrada ou ligeiramente mais baixa e mais larga (menor **h** e maior **d**). Tal como algumas diminutas *Trocholina* sp., encontra-se também no centro de alguns oóides ou de pequenos clastos com “envelope micrítico”.

### **FAMÍLIA INCERTA**

Desde que foram identificadas e nomeadas, algumas espécies, como *P. striata* e “*Conicospirillina*” *basiliensis*, não foram objecto de estudo mais pormenorizado. Contudo, *P. striata* é uma forma muito comum nos calcários do Jurássico, pelo menos a nível do domínio tétisiano, evoluindo para outras espécies no Cretácico mas mantendo características pouco diferentes das originais.

*Protopenneroplis* WEYNSCHENK, 1950

*Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK, 1950

(Fig.5, EST.XXIII)

- 1956 - *Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK – **Weynschenk**, p.286, Est.1 (11-13);  
1956 – *Ventrolamina cribans* WEYNSCHENK – **Weynschenk**, p.286, Est.1 (14-17);  
1965 - *Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK – **França & Manuppella**, pp.51-52, Est.1 (1-3);  
1977 - *Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK – **Furrer & Septfontaine**, p.728, Est.2 (14);  
1981 - *Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK – **Septfontaine**, pp.190-191, Est.3 (24);  
1988 - *Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK – **Sartorio & Venturini**, p.73, figs. 1-3;  
1993 - *Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK – **Azerêdo**, pp.165-166, Est.25 (1-2);  
1988a - *Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK – **Martins**, Est.25 (11);  
1999 - *Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK – **Azerêdo**, Est.4 (5).

É um foraminífero comum nos calcários calciclásticos, nas litofácies de barreira/bancos periféricos costeiros (3, 4 e 5) e de face-de-praia-inferior/*offshore* (2,6).

Está associado a outras formas de pequenas dimensões, como *Neotrocholina* sp. e *Trocholina* sp. e encontra-se frequentemente no centro dos oóides.

São indivíduos de espira até 0,45 mm de diâmetro, com cerca de 9 câmaras na última volta. O enrolamento planispiralado é nítido com as características “estrias” e parede dupla – hialina externa às câmaras e microgranular interna.

Ocorre nas camadas de calcário clástico nesta região, desde o Bajociano superior ao Caloviano, possuindo, pois, uma repartição estratigráfica bastante larga. AZERÊDO (1993), encontrou-o no Jurássico Médio do M.C.E. desde o Bajociano ao Caloviano. ROCHA *et al.* (1996), registam-no apenas desde o Batoniano inferior, apesar de salientarem que no domínio tétisiano é conhecido desde o Aaleniano.

As primeiras descrições desta forma constam já de 1950 (WEYNSCHENK, 1950 *in* WEYNSCHENK, 1956). Em Portugal, as primeiras descrições mais pormenorizadas, juntamente com *Haurania* cf. *amiji* (*A.* cf. *amiji*), foram de FRANÇA & MANUPPELLA (1965). Considera-se sinonímia de *Ventrolamina cribans* WEYNSCHENK, 1956 (AZERÊDO, 1993).

**“*Conicospirillina*” MOHLER, 1939**

**“*Conicospirillina basiliensis* MOHLER, 1939**

- 1956 – “*Conicospirillina basiliensis* MOHLER – **Weynschenk**, p.286, Est.1 (9-10);  
1971 “*Conicospirillina basiliensis* MOHLER – **Ramalho**, p.157, Est.21 (14);  
1977 - “*Conicospirillina basiliensis* MOHLER – **Furrer & Septfontaine**, p.728, Est.2 (15-16);  
1993 - “*Conicospirillina basiliensis* MOHLER – **Azerêdo**, p.166, Est. 25 (3-4);  
1993 – *Archaeosepta basiliensis* (MOHLER) – **Tasli**, Est. 3 (6,7) ;  
1999 - “*Conicospirillina basiliensis* MOHLER – **Azerêdo**, Est.4 (2).

Esta forma, ainda de classificação duvidosa, é muito rara nos calcários do Jurássico Médio observados nesta região norte da Bacia Lusitânica. Foi apenas reconhecida em calcários pelmicríticos da litofácies 9, e apenas nas lâminas cedidas por G.Manuppella (portanto, representativas da série do Maciço de Sicó), do Batoniano inferior. Contudo, há registo da espécie, noutros locais da bacia, no Batoniano, Caloviano e Jurássico Superior (RAMALHO, 1971; MANUPPELLA, 1983; AZERÊDO, 1993, 1999).

Em TASLI (1993), esta espécie é referida como *Archaeosepta basiliensis* (MOHLER). Contudo, não tendo sido obtida a bibliografia acerca da redenominação original, optou-se por utilizar ainda o nome original da espécie.

**VAGINULINIDAE REUSS, 1860**

***Lenticulina* LAMARCK, 1804**

***Lenticulina* sp.**

(Fig.6, EST.XXIII)

Foraminífero comum na litofácies 2, de “transição” (ver Cap.III), e, mais raro, na litofácies 1. Sempre bem conservado e com os aspectos característicos bem visíveis.

## OUTROS FORAMINÍFEROS

(Fig.7, EST.XXIII)

Foram observados igualmente vários outros foraminíferos indeterminados, entre os quais possíveis *Trochammina* ? sp.. Os Miliolidae EHRENBERG, 1839 são muito raros e diminutos, encontrando-se sempre muito micritizados e na litofácies 9.

### IV. 2. OSTRACODOS

São muito comuns nos calcários micríticos a pelmicríticos, de natureza lagunar a perimareal (litofácies 7 a 9), observando-se quer à lupa de mão quer em lâmina delgada. São sempre de carapaças finas e lisas, por vezes articuladas, mas cuja classificação em lâmina delgada é impossível, pois estes organismos requerem um estudo das carapaças soltas com observação em luz reflectida.

Encontraram-se sempre bastante dispersos, excepto nos casos em que, estando associados a girogónitos de carófitas, se mostram concentrados e mais numerosos, em calcários do Batoniano inferior (lâminas cedidas por G. Manuppella) do Maciço de Sicó. Estes calcários corresponderiam a zonas com influência lacustre/continental favoráveis às carófitas - não foi observado quartzo ou outro material terrígeno.

### IV.3. ALGAS CALCÁRIAS *sensu lato*

Esta designação é informal e muito geral, abarcando os grupos relacionados com as “verdadeiras” algas, mas igualmente todas as “Ciano-clorofíceas”, Cianobactérias (tais como as Porostromata) e outras espécies de posição sistemática muito incerta (Algas “*incertae sedis*”).

Relativamente às Porostomata, um grupo muito diverso e comum no registo estratigráfico, a sua posição sistemática continua muito incerta e mesmo o uso da denominação de certos géneros, como *Rivularia* ou *Cayeuxia*, ainda não foi consensualmente determinada. Existem alguns estudos das Algas Calcárias, que incluem neste grupo as Porostromata (FLÜGEL, 1979; KUSS, 1990); é a mesma aproximação que se segue neste trabalho, de modo semelhante a AZERÊDO (1993, 1999) e MARTINS (1998a).

Esta aproximação é apenas devida às nítidas afinidades morfológicas deste grupo com as restantes algas calcárias, apesar da sua posição sistemática continuar incerta.

Note-se, por exemplo, que ELLIOT (1975), coloca os géneros *Zonotrichites* sp. e *Apophoretella* sp. nas “Myxophyceae”.

Em alguns dos oncóides da litofácies 7a, foram observados alguns filamentos, a grande ampliação, que são semelhantes a *Girvanella* NICHOLSON & ETHERIDGE, 1880. No entanto, dada a sua raridade e dificuldade de observação, fica apenas o registo.

Destaca-se finalmente a observação de cianofíceas das espécies *Scytonema*, *Dichothrix*, *Phormidium*, entre outros, observados no corte de Covão da Silva e afloramentos de Aroeiras mas que, por se encontrarem já em calcários relativamente argilosos do Malm, não serão aqui tema de apresentação e discussão. Essa flora, associada a cianólitos, no Malm português, foi abordada por LEINFELDER (1985) e por MARTINS (1998a) e MARTINS *et al.* (2001); esta última referência diz respeito a estruturas organosedimentares (oncóides/cianóides) nas zonas de Aroeiras (Pombal) e de Alvaiázere (Tomar) (ver Anexo I para localização).

## CHLOROPHYTA

### DASICLADACEAE KÜTZING, 1843

(Fig.1, EST.XXIV)

A raridade deste grupo nos calcários desta região é notória; onde se observaram, encontram-se muito fragmentadas, sempre associadas a microgastrópodes e diminutos fragmentos de bioclastos indeterminados, nos calcários micríticos densos, lagunares, da litofácies 9 e do Batoniano inferior. Não foi possível fazer determinações.

## POROSTROMATA

Este é o grupo mais frequente e numeroso encontrado nos calcários estudados, dominando nas litofácies 7 a 9, de meios de energia baixa a moderada mas, igualmente, em todas as outras litofácies excepto na litofácies 1 e sendo muito raras na litofácies 2.

Na litofácies 9, encontram-se por vezes em grande quantidade, conferindo uma textura, em lâmina delgada, de *bafflestone* (ver Cap.III). Encontram-se, igualmente, entre as laminações dos tapetes microbiano-algais (laminitos). Ocorrem por vezes associadas a

*T. parvovesiculifera* e/ou *B. irregularis*, servindo muitas vezes (mas não só) de “substrato” às últimas. A sua profusão, neste tipo de fácies, encontra-se bem esquematizada em MARTINS (1998a) (p.69, fig.42).

Na litofácies 7 encontram-se quer livres “flutuando” na matriz, quer incrustantes nos clastos e oncóides, também associadas a *T. parvovesiculifera* e/ou *B. irregularis*.

Nas litofácies mais calciclásticas, encontram-se mais frequentemente como clastos, relativamente rolados e por vezes muito micritizados, mas onde se observa muitas vezes com nitidez a estrutura interna. Exceptua-se o caso da litofácies 6, onde também ocorrem incrustando bioclastos maiores, nomeadamente grandes coraliários maciços.

Relativamente à identificação e nomeação de “géneros” e “espécies”, optou-se pela classificação e terminologia propostas por AZERÊDO (1993), que define 9 morfotipos. Esta classificação, usada já em MARTINS (1998a), mostrou-se fácil e adequada para os espécimes observados, evidenciando semelhanças entre as Porostromata observadas no Jurássico Médio dos Maciços de Condeixa-Sicó-Alvaiázere e as observadas no M.C.E., tal como se verifica também para as estruturas organo-sedimentares.

Apresenta-se, no quadro IV.1, a distribuição dos nove morfotipos pelas diferentes litofácies. Não se fará uma caracterização detalhada das formas, referindo apenas os morfotipos encontrados e as espécies/géneros mais facilmente reconhecidas.

**Morfotipo 1:** indivíduos aproximados a *Cayeuxia piae* FROLLO, 1938 (fig.3, Est.XXIV), de corpo irregular a hemisferoidal, trama compacta, de aspecto bandado, raras bifurcações em V dos filamentos. Filamentos subparalelos, contínuos e direitos.

1938 – *Cayeuxia piae* FROLLO – **Frollo**, Est. 18 (B1,B2);

1971- *Cayeuxia piae* FROLLO – **Ramalho**, p.173, Est.9 (1), Est.27 (3,4,6) e Est. 29 (1);

1988 - *Cayeuxia piae* FROLLO – **Sartorio & Venturini**, p.68, fig.2;

1990 - *Rivularia piae* FROLLO – **Kuss**, p.67, Est. 19 (1-2);

1998a - *Cayeuxia piae* FROLLO – **Martins**, p.121-122, Est.13 (1,3);

2001 – *Cayeuxia ? piae* - **Fadel**, Text-Fig. 3B.

**Morfotipo 2:** indivíduos semelhantes a *Cayeuxia moldavica* FROLLO, 1939 e a *Zonotrichites* sp. BORNEMANN, 1887, de caule hemisferoidal, trama irregular e compacta, quase sem bifurcações nos filamentos (Fig. 4, Est.XXIV).

<b>Morfotipo</b>	<b>Género/Espécie semelhante</b>	<b>Ocorrência</b>
1	<i>C. piae</i>	Litofácies 3, 4 e 6 (frequente), sublito fácies 7a e 7c e litofácies 8 (rara), litofácies 9 (por vezes abundante). Litofácies 1 e 2 de Pataias (frequente)
2	<i>C. moldavica</i> <i>Zonotrichites</i> sp.	Litofácies 2 e 5 (rara), litofácies 6 (frequente), sublito fácies 7a e 7c (rara) litofácies 9 (frequente). Litofácies 3 (rara), sublito fácies 7c, litofácies 8 e litofácies 9 (frequente). Litofácies 2 de Pataias (rara).
3	<i>Ortonella</i> sp.	Litofácies 5 (rara), litofácies 6 e sublito fácies 7a (frequente), litofácies 9 (abundante).
4	<i>Cayeuxia</i> sp. <i>Garwoodia</i> sp.	Litofácies 4 e litofácies 9 (frequente). Litofácies 2 de Pataias (frequente). Litofácies 5 e sublito fácies 7a (rara), sublito fácies 7c e litofácies 9 (frequente). Litofácies 1 de Pataias (rara).
5	<i>Apophoretella</i> sp.	Litofácies 3 e 4 (frequente), sublito fácies 7c e 9 (por vezes abundante)
6	<i>C. cf. fruticulosa</i>	Litofácies 3, 6 e 8 e sublito fácies 7c (rara), litofácies 9 (rara).
7	<i>R. tadeuszi</i> <i>B. radiata</i>	Sublito fácies 7a e 7c e litofácies 9 (ocasional). Sublito fácies 7c (um só exemplar observado).
8	<i>Pycnoporidium</i> sp.	Litofácies 3, 9 e sublito fácies 7a (rara).
9	<i>B. semilunata</i>	Litofácies 6 e 9 (rara).

Quadro IV.1: Distribuição dos nove morfotipos de AZERÊDO (1993), pelas diferentes litofácies definidas no presente trabalho.

**Morfotipo 3:** formas semelhantes a *Ortonella* GARWOOD, com caule de forma globular a nodular, com filamentos finos paralelos entre si e com disposição em “Y” (Fig.5, Est.XXIV).

**Morfotipo 4:** semelhantes a *Garwoodia* sp. ou *Heterotrichella* sp., de filamentos direitos, curtos, em “V” e em “Y”, de trama semi-aberta e caule globular a hemisferoidal (Fig.6, Est.XXIV).

**Morfotipo 5:** indivíduos parecidos com *Apophoretella* ELLIOT, 1975 de caule em leque ou subglobular, trama compacta, algumas manchas esparíticas, de filamentos em “V”, paralelos a sub-paralelos, compridos e sinuosos.

**Morfotipo 6:** tipo *Cayeuxia fruticulosa* JOHNSON & KASKA, 1965 com caule de forma irregular, globular a alongada, de trama aberta, com manchas esparíticas ocasionais.

**Morfotipo 7:** formas semelhantes a *Rivularia tadeuszi* DRAGASTAN, 1985, com o caule parecendo pequenos “arbustos”, frequentemente sobrepostos, de filamentos geralmente contínuos (Fig.7, Est.XXIV).

**Morfotipo 8:** muito raramente observado, de caule subcolunar ou irregular, de trama semi-aberta e filamentos subparalelos (Fig.1, Est.XXV).

**Morfotipo 9:** também muito raro, com caule incrustante, de forma planar ondulada, de aspecto bandado irregular, muito semelhantes a *Bicajiella semilunata* DRAGASTAN, 1988 (Fig.2, Est.XXV).

## **CHAROPHYTA**

(Fig.2, Est.XXIV)

Este grupo de algas, desenvolvidas preferencialmente em meios lacustres, continentais mas ocorrendo também em águas salobras, aparece raramente, em alguns dos calcários, representados nas lâminas cedidas por G. Manuppella, como atrás já mencionado. É representado apenas por girogónitos, que foram provavelmente transportados de zonas mais interiores para os meios lagunares e perimareais, onde se desenvolviam também os ostracodos (litofácies 9).

## **ALGAS INCERTAE SEDIS**

*Thaumatoporella* PIA, 1927

*Thaumatoporella parvovesiculifera* ELLIOT, 1956

(Fig.3-4, EST.XXV)

1956 – *Thaumatoporella parvovesiculifera* ELLIOT – **Elliot**, pp.171-172, Est.26 (5,6);

1988 - *Thaumatoporella parvovesiculifera* ELLIOT – **Sartorio & Venturini**, p.68, fig.1;

1990 - *Thaumatoporella parvovesiculifera* ELLIOT – **Castro**, pp.179-206, Est.1 a 11;

1993 - *Thaumatoporella parvovesiculifera* ELLIOT – **Azerêdo**, pp.183-184, Est.33 (1-2);

- 1993 - *Thaumatoporella parvovesiculifera* ELLIOT – **Leinfelder**, 1993, Est.41 (9);  
1998a - *Thaumatoporella parvovesiculifera* ELLIOT – **Martins**, pp.123-124, Est.25 (1);  
2001 - *Thaumatoporella parvovesiculifera* – **Fadel**, Text-Fig. 3E-G.

Este organismo foi encontrado sobretudo na litofácies 9, em calcários lagunares a perimareais e, mais raramente, na litofácies 7 e 8. Na litofácies 7a integra principalmente os oncóides complexos tipo 5, em associação com *B. irregularis*. Nunca foi observado com *L. aggregatum*. Só raramente se observou nas litofácies clásticas, mas no interior de clastos herdados de sedimentos consolidados a semi-consolidados. Encontra-se “livre” na matriz micrítica ou pelmicrítica, muitas vezes associada também a *B. irregularis* ou incrustante em Porostromata ou outros clastos.

*T. parvovesiculifera* é objecto de alguma discussão sistemática, sendo incorporada em diversos grupos desde “Solenoporaceae” a “Algas vermelhas *incertae sedis*” ou mesmo Algas verdes. O trabalho de CASTRO (1990) continua hoje a ser de especial referência quanto ao estudo desta espécie; este autor propôs a criação de uma família e ordem novas, inseridas nas Algas verdes.

#### IV.4. ORGANISMOS DE AFINIDADE INCERTA

*Solenopora* DYBOWSKI, 1878

<sup>3</sup>*Solenopora cf. cayeuxiformis* LEINFELDER, 1986

(Fig.8, EST.XXIII)

Esta espécie foi observada e classificada pela equipa de Winfred Werner (ver Cap.III) em amostras colhidas na litofácies 6 (biolititos de coraliários, espongiários e algas), na vertente SW do flanco da Serra de Sicó e na litofácies 2 (biostromas de coraliários) de Pataias, por parte do autor desta tese. Não houve, até à data, possibilidade de observar as lâminas dessas amostras.

---

<sup>3</sup> Agradece-se a Winfred Werner a informação escrita da classificação desta forma bem como da fotografia representativa.

A forma de crescimento, o arranjo e o tipo de ramificações mostram grande semelhança com *Cayeuxia* sp., o que levou LEINFELDER (1986), a classificá-la de *cayeuxiformis*, em calcários do Malm, na zona de Arruda dos Vinhos.

No que respeita à classificação, DELOFFRE & POIGNANT (1978), consideram este grupo como pertencente às Rodofíceas – (Solenoporacea PIA, 1927). Contudo, mais recentemente, RIDING (2004), classifica este género como pertencente aos *Chaetetidae* (espongiários). Para justificar a sua classificação, regista que a espécie-tipo, *Solenopora spongioides*, consiste de tubos com paredes longitudinais flexíveis, partições cruzadas esporádicas e partições com forma lobada ou em-pétala de 30 a 175 µm com projecções septais, particularidades não verificadas nas algas. Em FLÜGEL (2004), continua a designação de “Algas vermelhas solenoporáceas”, como acontece com outros autores. Também SEPTFONTAINE (1986) chama a atenção para a controvérsia em volta das *Solenopora*, com classificações desde algas a espongiários.

Como se pode observar na fotografia 9, Est.XXIII, e por informação pessoal de Werner, todos os exemplares observados, bem como a maioria dos coraliários a que se associam, encontravam-se muito recristalizados (ver Cap.III). Essa recristalização impede, obviamente, a visualização de estruturas de pormenor.

Mantém-se este organismo em classificação aberta, aguardando possibilidade de futura confirmação.

### *Lithocodium* ELLIOT, 1956

#### *Lithocodium aggregatum* ELLIOT, 1956

- 1956 - *Lithocodium aggregatum* n. gen., n. sp.– **Elliot**, pp.331-332, Est.1 (2,4,5);  
1971 - *Lithocodium aggregatum* ELLIOT – **Ramalho**, pp.174-175, Est.9 (1), Est.28 (3-5) & Est.29 (1);  
1972 - *Lithocodium aggregatum* ELLIOT – **Segonzac & Marin**, pp.331-335, Est.11 (1-8);  
1984 - *Lithocodium aggregatum* ELLIOT – **Ellis**, p.181, Fig.8.13g.  
1993 - *Lithocodium aggregatum* ELLIOT – **Azerêdo**, pp.184-185, Est.33 (4);  
1993 - *Lithocodium aggregatum* ELLIOT – **Leinfelder**, Est.42 (1-7);  
2002 - *Lithocodium aggregatum* ELLIOT – **Koch et al.**, Est.3 (12);  
2006 – *Lithocodium aggregatum* ELLIOT – **Cherchi & Schroeder**, Figs 1 a 3.

É um organismo comum na litofácies 9, encontrando-se geralmente disperso na matriz densa, escura e micrítica (parte dessa micrite poderá ser constituinte do próprio corpo do organismo). Também se encontra associado a *B. irregularis*, principalmente em oncóides (litofácies 7a e 6) e a *T. parvovesiculifera*; neste último caso em clastos herdados nas litofácies mais clásticas ou associado a massas globulares incertas na litofácies 6.

Quanto à sua posição sistemática, destaque-se a associação, em calcários do Jurássico, de *L. aggregatum* e *Troglotella incrustans* WERNLI & FOOKES, 1992, um foraminífero bentónico (inicialmente designado *Bulloporella* aff. *laevis*), onde não intervém *B. irregularis* (LEINFELDER, 1993; SCHMID & LEINFELDER, 1996). Na primeira explicação de LEINFELDER (1993), *L. aggregatum* comportar-se-ia como uma cavidade de protecção ao foraminífero. Em SCHMID & LEINFELDER (1996), *L. aggregatum* foi classificado também como um foraminífero, na ordem Lituolacea, Superfamília Loftusiacea.

CHERCHI & SCHROEDER (2006) apontam para a ausência de aberturas conectando as cavidades vizinhas bem como para a forma muito irregular e arranjo das cavidades na matriz micrítica, excluindo assim *Lithocodium* ELLIOT como um foraminífero. Identificando o género como organismo distinto de *B. irregularis*, sugerem a sua inclusão no grupo das cianobactérias como colónias calcificadas. Não obstante, admitem que a formação de paredes externas alveolares, desconhecidas em crostas calcimicrobianas, não é ainda bem compreendida, sugerindo mais investigação.

### ***Bacinella* RADOICIC, 1959**

#### ***Bacinella irregularis* RADOICIC, 1959**

(Fig.4, EST.XXV; Fig.1, EST.XXVIII)

1971 - *Bacinella irregularis* RADOICIC – **Ramalho**, Est.9 (1) & Est.29 (1,2);

1972 - *Bacinella irregularis* RADOICIC – **Segonzac & Marin**, pp.331-335, Est.11 (1-8);

1993 - *Bacinella irregularis* RADOICIC – **Azerêdo**, p.185, Est.33 (3);

1999 - *Bacinella irregularis* RADOICIC – **Azerêdo**, Est.5 (4).

É um organismo muito frequente, mais frequente do que *T. parvovesiculifera* ou *L. aggregatum* e, onde se associa com estes organismos, é sempre mais bem desenvolvida. Ocorre principalmente dispersa na matriz micrítica ou incrustada em Porostromata, na litofácies 9. É também um importante organismo no cortéx dos oncóides (tipo 1a, de

AZERÊDO, 1993), constituindo, por vezes, a grande parte do material agregado em lâminas concêntricas. As próprias células deste organismo dispõem-se concêntricamente.

*Bacinella* é um organismo incrustante irregular, de estrutura muito típica, geralmente de fácil identificação. No entanto, a associação *B. irregularis* e *L. aggregatum* suscita controvérsias, pois, por um lado, pode representar diferentes partes ou fases de crescimento do mesmo organismo e, por outro lado, uma associação simbiótica de dois organismos distintos. Assim, SEGONZAC & MARIN (1972) descreveram “ambos” como dois estádio de crescimento de um mesmo organismo *incertae sedis*. O mesmo é afirmado em BANNER *et al.* (1990), onde *Lithocodium* compreenderia a parte exterior suportada pela parte interior *Bacinella* num só organismo classificado como uma codiácea. KOCH *et al.* (2002) atribuem mesmo *B. irregularis* como sinonímia de *Lithocodium* sp. em calcários lagunares de Nova Gorica (Eslovénia).

AZERÊDO (1993), refere a associação frequente de *L. aggregatum* com *B. irregularis* em oncóides, o que foi também observado em calcários da região estudada (apesar de menos comuns do que os oncóides apenas constituídos por *B. irregularis*).

No entanto, tanto *Bacinella* como *Lithocodium* se encontram isoladamente (LEINFELDER, 1993; MARTINS, 1998a), com o último a ocorrer directamente sobre o substrato. Ambos também formam grandes oncóides isoladamente (KUSS, 1990; LEINFELDER, 1993).

Basicamente, a dúvida continua ainda hoje a subsistir: se *B. irregularis* e *L. aggregatum* são duas entidades orgânicas distintas ou uma só.

*T. parvovesiculifera*, *L. aggregatum* e *B. irregularis*, juntamente com as porostromata, normalmente indicam meios de pequena profundidade das águas (FLÜGEL, 1979, 2004; LEINFELDER, 1993).

### ***Koskinobullina* CHERCHI & SCHROEDER, 1979**

#### ***Koskinobullina socialis* CHERCHI & SCHROEDER, 1979**

(Fig.5, EST.XXV)

1979 - *Koskinobullina socialis* n.gen, n.sp. – **Cherchi & Schroeder**, pp.520-522, Est. 1(1-3);

1984 - *Koskinobullina socialis* CHERCHI & SCHROEDER – **Ellis**, p.181, fig.8.13 c;

1985 - *Koskinobullina socialis* CHERCHI & SCHROEDER – **Cherchi & Schroeder**, Est.1 (1-6);  
Est.2 (1,2); Est.3 (1-6); Est.4 (1-6) ;

1993 - *Koskinobullina socialis* CHERCHI & SCHROEDER – Azerêdo, pp.185-186, Est.34 (1-2).

É um organismo que foi designado “*organisme en arceaux*” (por ex., RAMALHO, 1971), pois é composto por um conjunto por vezes de grande tamanho, constituído por pequenas vesículas esferoidais a arqueadas, preenchidas por calcite esparítica ou fibrorradiada – colónias de microorganismos, em associação, uniloculares e não interligados (CHERCHI & SCHROEDER, 1979, 1985; AZERÊDO, 1993).

Foi raramente observado nos calcários micríticos densos, lagunares da litofácies 9, no Batoniano inferior. É comum no Batoniano da Bacia Lusitânica (AZERÊDO, 1993) e é assinalado desde o Batoniano ao Cenomaniano Médio em várias bacias em França, Suíça, Sardenha, Marrocos, Espanha, República Checa e Itália (CHERCHI & SCHROEDER, 1985)

*Koskinobullina socialis* pode mostrar semelhanças com algas vermelhas (CHERCHI & SCHROEDER, 1979) ou com foraminíferos (LEINFELDER, 1993). CHERCHI & SCHROEDER (1985), por exemplo, apontam para semelhanças deste organismo com *Wetheredella* sp., colocando ambos na família Wetheredellidae *sensu* Vachard. Rejeitam a colocação sistemática da referida família como pertencente aos foraminífero; no entanto, não tomam uma posição sistemática concreta.

### ***Tubiphytes* MASLOV, 1956**

#### **<sup>4</sup>*Tubiphytes* sp.**

Tal como *Solenopora* cf. *cayeuxiformis*, este organismo foi só identificado em amostras representativas da litofácies 6 (biolititos de coraliários, espongiários e algas), no flanco SW da Serra de Sicó.

É um fóssil problemático, cuja distribuição estratigráfica é larga, indo desde o Carbónico ao Cretácico médio e é comum nos recifes do Pérmico e do Triásico e noutras fácies carbonatadas de pequena profundidade.

Já foi classificado como ciano-bactéria, hidrozoário, esponja, alga vermelha, foraminífero e mesmo uma associação (*consortium*) de cianobactérias e clorófitas (RIDING & GUO, 1997; FLÜGEL, 2004). Aqueles autores classificam este género como um espongiário – Filo Porifera, família Nigriporellidae RIGBY, 1958.

---

<sup>4</sup> Agradece-se a Winfred Werner a confirmação escrita da observação deste género.

Parece ser um organismo capaz de colonizar também águas mais frias e mais profundas do que as algas, com as quais se encontra muitas vezes associado (*Girvanella* sp., Porostromata). Também é encontrado em associação com *B. irregularis* (KUSS, 1990).

SCHMID *et al.* (2001) assinalam que o nome correcto para este organismo é *Shamovella* (RIDING, 1993) mas que, para as formas do Jurássico, continua-se a utilizar a designação “*Tubiphytes*”. Estes autores reinterpretaram este organismo como um miliolídeo (SCHMID, 1995, 1996 *in* SCHMID *et al.*, 2001).

#### “*Aeolisaccus*” ELLIOT, 1958

(Fig.6, EST.XXV)

Parte dos exemplares observados assemelham-se a ambas as espécies que AZERÊDO (1993), descreve nos calcários do Jurássico Médio do M.C.E. – *Aeolisaccus* cf. *inconstans* RADOICIC, 1966-67 e *Aeolisaccus* cf. *tintinniformis* MISIK, 1971 –, com aproximadamente as mesmas medidas, sendo a primeira dominante sobre a segunda. Nas secções destas estruturas, no entanto, observou-se sempre apenas uma abertura – forma cónica. Ambas são sobretudo observados nos calcários micríticos a pelmicríticos da litofácies 9, lagunar a perimareal.

#### “*Calcisferas*”

Foram observadas estruturas esféricas, por vezes de parede dupla, preenchidas por calcite, sem qualquer abertura, nos calcários da litofácies 9 (*mudstones* pelmicríticos, por vezes fenestrados), associados frequentemente a estruturas globulares ainda mais diminutas (*incertae sedis*) e que foram atribuídas a *calcisferas*.

Correspondem, segundo certos autores a quistos de dinoflagelados calcários (FLÜGEL, 2004) ou a quistos de dasicladáceas (FLÜGEL, 2004; COLOMBIÉ & STRASSER, 2005). No primeiro caso, estão associadas frequentemente a foraminíferos pelágicos, calpionelídeos e radiolários; não é aqui o caso. Crê-se a segunda hipótese mais válida no caso dos exemplares observados, já que mesmo as dasicladáceas actuais produzem quistos similares – corpos esféricos ocos, de parede fina e calcária (COLOMBIÉ & STRASSER, 2005).

### *“Incertae sedis”*

Foram observados também organismos problemáticos, sob a forma de microestruturas variadas; uma das microestruturas diz respeito a “manchas” de micrite escura, negra, densa, na qual se distribuem caoticamente pequenas esferas diminutas (0,01mm ou menos) preenchidas por esparite. Essas manchas não possuem limites definidos, confundindo-se com a micrite envolvente. Observaram-se na litofácies 9 (*mudstones* e *wackestones*, por vezes fenestrados e *laminitos*).

## **IV.5. MACROORGANISMOS**

Far-se-á menção sistemática aos grupos de organismos que correspondem aos macrofósseis observados, quer no campo, quer em lâmina delgada. Repetir-se-ão, eventualmente, alguns dos géneros e espécies já mencionados no capítulo anterior e, quando necessário, chamar-se-á a atenção para particularidades nas suas características.

### **MOLUSCOS**

#### BELEMNÓIDES

Foi apenas observado um pequeno belemnóide no corte de Casmilo (Vale dos Covões), na litofácies 1 (calcários compactos com nódulos de sílex e “filamentos”). Foi notória igualmente a raridade de amonóides nos cortes representativos da litofácies 1 (rampa intermédia), tendo-se apenas observado em Ariques e em Vale dos Poios pequenos fragmentos de conchas destes organismos, com costilhas ornamentadas.

#### BIVALVES

Os bivalves que mais se destacam são os grandes megalodontídeos, de concha articulada, frequentemente *in situ*, associados a nerineídeos e outros gastrópodes de concha espessa (litofácies 8) (Fig.4, Estampa X). Destaca-se, igualmente, a presença de grandes *Trichites* sp..

Exceptuando-se os “filamentos” presentes na litofácies 1 (cortes de Casmilo, Vale dos Poios e Ariques) – bivalves pseudo-planctónicos - este grupo de moluscos é o mais

frequente e presente em quase todas as litofácies descritas na área em estudo. Chama-se a atenção de que estão presentes inclusivamente na litofácies 10 (brechas e conglomerados pedogénicos).

Em lâmina delgada apresentam uma microestrutura da parede da concha muito variada, desde microgranular (mais comum nos espécimes das litofácies 7 a 9, respectivamente, *wackestones/floatstones* oncolíticos a intra-oncolíticos e *rudstones* oncolíticos; *wackestones* bioclásticos e lumachelas; *mudstones* e *wackestones*, por vezes fenestrados e *laminitos*) a lamelar, lamelar cruzada, foliada (comum nos espécimes das litofácies mais calciclásticas) ou, mesmo, combinação de mais do que um tipo.

### GASTRÓPODES

Juntamente com os bivalves e os equinóides, este grupo é o mais abundante e está presente em quase todas as litofácies. Foi, contudo, raramente observado na litofácies 2 (*grainstones* e *packstones* de equinóides e “ninhos” de braquiópodes) e menos frequentemente na litofácies 1 (calcários compactos com nódulos de sílex e “filamentos”).

Constitui, juntamente com os grandes megalodontídeos, a litofácies 8 (*wackestones* bioclásticos e lumachelas) sob a forma de lumachelas e biostromas (Fig.5, Estampa X) – presença frequente de *Nerinea* sp.. Também se destaca a sua presença, através de exemplares de pequenas dimensões (microgastrópodes), nas litofácies 7 e 9, associados a valvulinídeos, *A. cuvillieri* e ostracodos – fácies lagunares. Nas litofácies perimareais (parte da litofácies 9) encontram-se com conchas espessas, dimensões muito variáveis (média a grandes), sempre dispersos, nos níveis submareais e intermareais. Só muito raramente se encontram nos tapetes e laminações microbiano-algais. Nas litofácies mais clásticas, dominam as formas robustas – nerineídeos (Fig.3, Estampa V).

### BRAQUIÓPODES

Se bem que não se tenha recorrido à classificação a nível da espécie das formas observadas, foi possível determinar ao nível da família e do género algumas delas.

Salientam-se os braquiópodes muito bem preservados da litofácies 3 (*wackestones*, *packstones* e *grainstones* bioclásticos) no corte de Ariques, sector Oriental (Anexo I). Constituem a biofase principal dos pares tempestíticos (tempestitos distais, ver capítulo

anterior), representando as famílias Terebratulidae e Rhynchonellidae – géneros *Terebratula* sp., *Rhynchonella* sp. e *Zeilleria* sp..

O primeiro género é o mais frequentemente observado em todas as litofácies clásticas e, também, na litofácies 1. O género *Zeilleria* sp., de menor tamanho e concha ornamentada, constitui o principal organismo nos pares tempestíticos acima descritos.

Em lâmina delgada e nas litofácies 2 e 3 (respectivamente, *grainstones* e *packstones* de equinóides e “ninhos” de braquiópodes e *wackestones*, *packstones* e *grainstones* bioclásticos) são muito comuns as conchas de braquiópodes com microestruturas laminares (Fig.7, Estampa XXV), constituídas por lamelas ondulantes adjacentes à parede ponteadas (*pseudopunctae*).

## CORALIÁRIOS

(Estampas XXVI & XXVII)

São organismos bastante comuns, especialmente sob a forma de fragmentos, de morfologia e microestruturas muito diversas. São mais frequentes nas litofácies clásticas, de maior hidrodinamismo e nas litofácies bioconstruídas (litofácies 6 e litofácies 2 de Pataias – transição de rampa interna para rampa intermédia ou face-de-praia). Contudo, ocorrem também coraliários fasciculares perfeitamente articulados e *in situ*, se bem que isolados, nas litofácies de meio mais interno e de natureza lagunar a perimareal, ou completamente fragmentados ou incluídos em depósitos de galgamento de origem marinha exterior (corte de Melriça).

Já foram mencionadas as características principais da fauna de coraliários e formas afins encontradas nas litofácies 3 e 6 dos Maciços de Condeixa-Sicó-Alvaiázere e litofácies 2 de Pataias, classificadas por Winfred Werner e seus colaboradores. Agora, referem-se apenas os géneros e espécies encontrados: *Thamnasteria* sp. ou *Stephanastrea/Actinastrea* (Fig.1, Estampa XXVI) e outros “thamnasterídeos” (Figs.2 a 4, Estampa XXVI) por vezes muito recristalizados, *Thecosmilia* sp. e *Complexastrea* sp. (grupo *Montlivaltiidae*), *Stylosmilia* sp. (Figs.5 a 8, Estampa XXVI) (*S. cf. tenuis* (KOBY, 1889)), *Cladophyllia* sp. (Fig.1, Estampa XXVII), *Microsolena* sp. e outros microsolenídeos (Fig.2, Estampa XXVII), coraliários “stilinídeos” (Fig.3, Estampa XXVII) ou “euheliídeos” frequentes (géneros indeterminados, possíveis *Enallhelia*, *Goniocora* ou *Stylina*) e coraliários de estrutura *cerioid* a *plocoid* (*Ovalastrea* sp.?) (Figs.4 a 6, Estampa XXVII).

No campo, é possível associar algumas formas observadas a outras ou grupos referidos para o Jurássico Superior da Bacia Lusitânica por CHOFFAT (1903-1904).

### **ESTROMATOPORÍDEOS**

Observaram-se predominantemente associados aos coraliários na litofácies 6 (Biolititos de coraliários, espongiários e algas) e na litofácies 2 de Pataias (Biostromas e bioermas de coraliários). Nestas litofácies bioconstruídas, incrustam os coraliários mas não foram identificados os géneros, devido à sua especificidade bem como à intensa recristalização com pobre preservação da estrutura interna (por vezes semelhante a *Dehornella* sp. cf. TERMIER *et al.*, 1985).

Destaca-se ainda a presença, na litofácies 9, em *mudstones* densos, lagunares e associados a *A. cuvillieri*, de formas muito semelhantes a *Cladocoropsis* sp. (cf. TERMIER *et al.*, 1985; AZERÊDO, 1993) (Fig.7, Estampa XXVII). O mesmo foi observado frequentemente nos calcários micríticos lagunares do Batoniano inferior de Alvaiázere (corte de Bofinho em MARTINS, 1998a).

### **ESPONGIÁRIOS E CHAETETIDAE**

Na litofácies 6, Werner e colaboradores assinalam frequentes espongiários. Contudo, a recristalização impediu a sua classificação, tendo apenas sido referidas as microestruturas principais, compreendendo principalmente o grupo das esponjas calcárias ou calcisponjas: esponjas do tipo *lithistid/clionid/pachastrelid/tetractinellid* e suas espículas.

Formas semelhantes a *Chaetetidae* também foram observadas mas sem possibilidade de determinação específica. Este grupo foi considerado anteriormente como pertencendo aos coraliários tabulares. Contudo, mais recentemente, com a descoberta de formas recentes muito semelhantes aos espécimes fósseis, crê-se que a grande maioria destes fósseis são esponjas (relacionadas com *Demospongiae* calcificadas segundo HOOPER & VAN SOEST, 2002 in FLÜGEL, 2004).

Outras espículas de espongiários (esponjas siliciosas?) foram também encontradas na litofácies 1, de ambiente de águas mais profundas– rampa intermédia (Fig.2, Estampa II).

## EQUINODERMES

São os principais constituintes dos bioclastos presentes na litofácies 2 (*grainstones* e *packstones* de equinóides e “ninhos” de braquiópodes), por vezes constituindo quase exclusivamente a biofase presente. Nesta litofácies são comuns não só as placas de equinóides e as radiólas de cidarídeos mas também frequentes fragmentos de crinóides (bentónicos).

Os crinóides tornam-se mais raros nas litofácies 3 a 6, calciclásticas, e inexistentes nas litofácies 7 a 9 (respectivamente, *wackestones/floatstones* oncolíticos a intra-oncolíticos e *rudstones* oncolíticos; *wackestones* bioclásticos e lumachelas; *mudstones* e *wackestones*, por vezes fenestrados e *laminitos*). De entre os equinodermes, as placas de equinóides (com frequente calcite de crescimento sintáxico) são as mais abundantes nas litofácies clásticas mas podem ocorrer, mais raramente, nas fácies lagunares e perimareais.

Parte dos equinóides e crinóides fragmentados presentes em muitos dos níveis da litofácies 2 (e também da litofácies 3) constituíram outrora organismos que viviam em meios de águas mais profundas e abertas; parte foi fragmentada e trazida por tempestades (tempestitos) ou marés-vivas para a rampa interna.

## BRIOZOÁRIOS

São organismos muito raramente observados e presentes principalmente nas litofácies clásticas e bioconstruídas (litofácies 2 a 6). Werner e colaboradores identificaram espécimes similares a *Berenicea* sp..

## SERPULÍDEOS

Os serpulídeos observados constituem tubulações normalmente de forma curva a espiralada, geralmente em associações representadas pelo entrançado dos tubos uns nos outros (“novelos”) – correspondentes a estruturas de anelídeos. Estão geralmente bem preservados nas fácies clásticas (litofácies 3 e 4) e nas litofácies 6 e litofácies 2 de Pataias, visto encontrarem-se incrustantes em fragmentos de origens diversas (mas predominantemente em coraliários) ou em grandes clastos litificados a semi-litificados de rochas pré-existentes.

Na litofácies 3, no corte de Vértice de Sicó, encontraram-se constituindo grandes clastos remobilizados, sub-rolados, de tamanho apreciável onde se apresentam como grandes novelos (Fig.2, Est. V).

Pequenos novelos mais raros e dispersos também foram observados na litofácies 9, mesmo no seio da matriz micrítica a pelmicrítica e nas sublitofácies 7a e 7b, constituindo parte do cortéx de oncóides tipo 5, complexos.

#### **IV.6. ICNOFÓSSEIS**

Na região estudada são relativamente raros os inequívocos vestígios indirectos de actividade orgânica. Os mais comuns foram os observados macroscopicamente na litofácies 1 de Ariques, sob a forma de tubos simples e alongados.

São muito comuns as tubulações e microtubulações observadas e denominadas em parte como *pseudofenestrae* que poderão corresponder a bioturbação por organismos variados. No corte de Ramalhais, por exemplo, em lâmina delgada são frequentes poros perfeitamente esféricos no seio de *mudstones* densos, constituindo alguma porosidade matricial. Poderão corresponder a bioturbação.

Mais inequívocos são os tubos e cavidades muito irregulares nos calcários das litofácies 7, 8 e 9, preenchidos posteriormente por silte vadoso ou micrite-pelmicrite diferente da que os envolve.

Destaca-se, igualmente, nos calcários lagunares micríticos densos, mas geralmente de difícil observação, a presença de *Favreina* sp., correspondente a micro-coprólitos de crustáceos (caranguejos decápodes).

#### **IV.7. ESTRUTURAS ORGANO-SEDIMENTARES**

Este tipo de estruturas (nódulos algais e oncóides) estão presentes em quase todas as litofácies e a sua frequência e/ou abundância justificou a individualização das sublitofácies 7a e 7b.

Como já foi referido no capítulo anterior, escolheu-se a classificação de AZERÊDO (1993) para estas estruturas. No quadro IV.2 indicar-se-ão os tipos encontrados bem como a sua distribuição pelas diversas litofácies.

No quadro IV.3. apresenta-se a repartição estratigráfica dos microfósseis e macrofósseis identificados na área estudada.

<b>Tipo</b>	<b>Ocorrência</b>	<b>Figura / Estampa</b>
1a 1b	Litofácies 7a (raro) e litofácies 9 (frequente). Litofácies 9 (raro).	Fig.1, Est. XXVIII
2	Litofácies 4 (raro), sublitofácies 7a e litofácies 9 (frequente).	Fig.2, Est. XXVIII
3a 3b	Litofácies 4, 5 e 9 e sublitofácies 9 (raro a frequente). Litofácies 5 (frequente) e sublitofácies 7b (abundante).	Fig.3, Est. XXVIII Fig.1, Est. X & Fig.4, Est. IX
4	Litofácies 3, 4 e 5 (raro), litofácies 7 (frequente a abundante) e litofácies 9 (frequente).	Fig.4, Est. XXVIII & Fig.5, Est. IX
5	Litofácies 6 (frequente) e sublitofácies 7a (raro). Litofácies 2 de Pataias (frequente).	Figs.5 e 6, Est. XXVIII

Quadro IV.2: Distribuição dos tipos de estruturas organo-sedimentares de AZERÊDO (1993), pelas diversas litofácies definidas no presente trabalho.

#### **IV.8. DISTRIBUIÇÃO PALEOECOLÓGICA DOS PRINCIPAIS GRUPOS DE MICROFÓSSEIS**

Foram fornecidas já algumas indicações acerca das litofácies onde os diversos grupos de microorganismos foram observados, bem como a associação entre algumas das espécies. No entanto, face ao modelo do sistema deposicional de rampa carbonatada (Capítulo III), considera-se apropriado discutir, com pormenor, a interpretação acerca da distribuição paleoecológica dos microorganismos nos diversos subambientes desse mesmo sistema.

##### **Foraminíferos:**

- *A. cuvillieri* foi observada unicamente em fácies de baixa a moderada energia, contrastando com os dados de AZERÊDO (1993, 1999), que registam esta espécie também, ainda que não exclusivamente, em sedimentos de energia moderada a elevada.

Os grandes indivíduos microséricos foram observados em *mudstones* densos da litofácies 9, correspondentes ao subambiente lagunar/submareal, enquanto que os indivíduos macroséricos foram observados quer no subambiente lagunar, quer no subambiente perimareal (zonas submareal e mais raramente, intermareal).

Em MARTINS, (1998a,b), esta espécie é documentada com a mesma distribuição, nas séries datadas do Batoniano inferior, do Bofinho (Alvaiázere) e do Agroal (Tomar).

- Considerando os hauraniídeos, *A. amiji* foi mais frequentemente observada em subambiente perimareal (zona submareal) e lagunar, mas também é destacada nas fácies de energia mais elevada (ante-praia-interna) e, muito ocasionalmente, na litofácies 6 (biostromas). Já *A. aff. amiji* e *H. gr. deserta* foram apenas observadas em meios de baixa energia (litofácies 9).

- Relativamente a *S. giganteus* e *S. aff. giganteus*, nas formações estudadas por AZERÊDO (1993, 1999) foram apenas observados em meios de elevada energia, bem oxigenados e de salinidade normal (barreira oolítica, biostromas). PELISSIÉ & PEYBERNÈS (1982) referem *Ligmonella dufaurei* (sinonímia de *S. giganteus*) também em meios de elevada energia – *grainstones* oolítico-intraclásticos e bioclásticos, em cordões oolíticos. No entanto, na região agora estudada, *S. giganteus* foi observado abundantemente nos *mudstones* micríticos e pelmicríticos de subambiente perimareal (zona submareal), na litofácies 9 (destacando-se a série de Alvaiázere). O mesmo havia sido já observado em parte da série (Bajociano superior) do Bofinho (Alvaiázere) (MARTINS, 1998a).

Não obstante, ambas as espécies também aqui foram observadas nos subambientes de ante-praia-interna e de praia-intertidal.

- *P. crusei*, *Paleopfenderina* sp. e *P. maynci*, relativamente raras, foram observadas em calcários micríticos a pelmicríticos da litofácies 9, mais frequentemente no subambiente perimareal (zona submareal). Relativamente às duas últimas espécies, AZERÊDO (1993, 1999), descreve a sua observação também nos calcários micríticos lagunares a laguno-lacustres. PELISSIÉ & PEYBERNÈS (1982), relativamente a estas três espécies, referem a sua observação apenas em meio infralitoral interno a mediano.

- As formas de passagem *Valvulina-Pfenderina*, *Valvulina-Paravalvulina*, *Paravalvulina-Kilianina* e as espécies *Kilianina* sp. e *P. complicata* foram encontradas sobretudo nos subambientes perimareal (zona submareal) e lagunar, ocorrendo esporadicamente na litofácies 8, localmente encontrada em subambiente de ante-praia-interna.

- *C. chablaisensis* foi observada apenas nas litofácies 3 e 4 (subambientes de ante-praia-interna e praia-intertidal – bancos oolíticos periféricos), estando de acordo com o observado no M.C.E. (AZERÊDO, 1993, 1999).

- *M. bathonica* foi observada mais frequentemente nas litofácies mais clásticas, nos bancos oolíticos periféricos do Batoniano superior (como também constatado em

MARTINS, 1998a) mas, ocasionalmente, foi observada na litofácies 9, em subambiente lagunar. AZERÊDO (1993, 1999) e PELISSIÉ & PEYBERNÈS (1982), referem a presença deste microorganismo em meios de energia moderada e baixa profundidade mas, igualmente, em calcários clásticos.

- *P. striata*, *N. oolithica*, *Nautiloculina* sp., *Neotrocholina* sp. e as *Trocholina* de maior tamanho foram exclusivamente observadas em meios de elevada energia, nas litofácies 3 e 4, representativas dos subambientes de barreira/bancos oolíticos periféricos.

- Pequenas *Trocholina* sp., lituolídeos grosseiros e *V. lugeoni*, foram observados nas diversas litofácies, de acordo com o observado por AZERÊDO (1993, 1999). No entanto, a última espécie é mais frequentemente observada em meios de energia moderada a baixa (litofácies 7, 8 e 9).

- *Siphovalvulina* sp. e *M. croatica* foram observadas predominantemente em fácies de baixa energia, nos subambientes perimareal e lagunar. A última espécie foi só ocasionalmente observada em calcários clásticos. Relativamente a esta espécie, pode ser considerada ubiquista, ocorrendo numa variedade de subambientes (SEPTFONTAINE, 1977; PELISSIÉ & PEYBERNÈS, 1982; AZERÊDO, 1999).

- Finalmente, *Lenticulina* sp. foi encontrada na litofácies 1 (rampa externa); só ocasionalmente foi encontrada no seio de calcários clásticos de barreira oolítica.

Relativamente ao transporte das carapaças dos foraminíferos, é possível que parte destas corresponda a deposição alóctone – é o caso de *Lenticulina* sp. ou outros, encontrados em depósitos tempestíficos ou de galgamento – sendo referido por alguns autores (DAVAUD & SEPTFONTAINE, 1995 *in* AZERÊDO, 1999) que essas carapaças apresentem um certo grau de “desgaste”. No entanto, reconheça-se, por vezes é difícil reconhecer esse desgaste.

Outro aspecto que pode levar ao reconhecimento de carapaças transportadas *post-mortem* é a concentração de determinado género num dado sedimento. Contudo, esta concentração poderá não implicar transporte a grandes distâncias mas apenas um hidrodinamismo local (concentração de várias espécies de *Trocholina* como se observa nas litofácies 3 e 4, do Batoniano superior-Caloviano).

A espécie *P. striata* é abundantemente encontrada como centro dos oóides na litofácies 4 (subambiente de praia-intertidal), testemunhando um hidrodinamismo efectivo e possivelmente algum transporte. Não obstante, no mesmo calcário, esta espécie é

encontrada livre na matriz. A própria constituição da concha parece conferir alguma robustez à espécie, permitindo-lhe adaptar-se a estes meios de elevada energia.

Deve-se chamar a atenção de que a individualização das diversas litofácies e a sua atribuição a determinado subambiente foram feitas recorrendo às características litológicas, texturais, fossilíferas e outras (ver capítulo II), bem como à relação sequencial.

Relativamente à datação das sucessões carbonatadas estudadas, foi feita fundamentalmente com base nas associações micropaleontológicas e só raramente com base apenas numa ou duas espécies. Nem sempre sendo possível atribuir uma associação micropaleontológica a um andar específico, foi seguido o critério geométrico e de posição vertical relativa das sequências.

#### **Algas calcárias *sensu lato*:**

- As Porostromata foram observadas em quase todas as litofácies, exceptuando-se a litofácies 1. São características de meios pouco profundos (FLÜGEL, 1979; PELISSIÉ & PEYBERNÈS, 1982; AZERÊDO, 1999).

Destaca-se que os morfotipos 1 e 2 foram mais frequentemente observados nas fácies clásticas do que os restantes morfotipos. No entanto, refira-se o elevado grau de micritização, recristalização e por vezes, rolamento de alguns dos exemplares. Do mesmo modo, destaca-se a sua presença nestas litofácies mais clásticas, em clastos e *lumps* herdados de sedimentos semi-litificados ou litificados.

Mais raramente são encontradas na litofácies 6, nomeadamente incrustando fragmentos de bioclastos e, mais raramente, livres.

- As raras dasicladáceas muito fragmentadas foram observadas apenas na litofácies 9, associadas a microgastrópodes, de subambiente lagunar, em *mudstones* biomicríticos. Correspondem a organismos de meios de baixa energia e muito pouco profundos (FLÜGEL, 1979)

- *T. parvovesiculifera* apresentou a mesma distribuição paleoecológica que as Porostromata, destacando-se a sua mais frequente inclusão em estruturas orgânicas (oncóides e nódulos algais) e a sua presença, nas fácies clásticas, fundamentalmente em clastos de *mudstones* micríticos a pelmicríticos de sedimentos herdados.

#### ***Incertae sedis***

Já foi apresentado, no capítulo III.1.6, uma distribuição paleoecológica dos principais organismos de afinidade incerta (aquando da descrição da litofácies 6). Não

obstante, referimos que *L. aggregatum* e *B. irregularis* foram observados também em fácies de energia baixa a moderada (mesmo em zona intermareal, subambiente perimareal) ou como constituintes de oncóides (meios mais internos).

*Aeolisaccus* sp., *K. socialis* e outros *incertae sedis* (estruturas globulares e *Favreina* sp.) foram observados sempre em fácies de energia baixa (litofácies 9).

*S. cf. cayeuxiformis* e *Tubyphites* sp. encontram-se na litofácies 6 (biostromas constituindo *patch-reefs* no subambiente de face-de-praia ou de *offshore*-zona de transição). Relativamente à primeira espécie, é geralmente encontrada neste tipo de subambientes (LEINFELDER *et al.*, 1986).

Na Fig. IV.4 apresenta-se a distribuição da maior parte dos microorganismos pelos subambientes do sistema deposicional de rampa carbonatada.

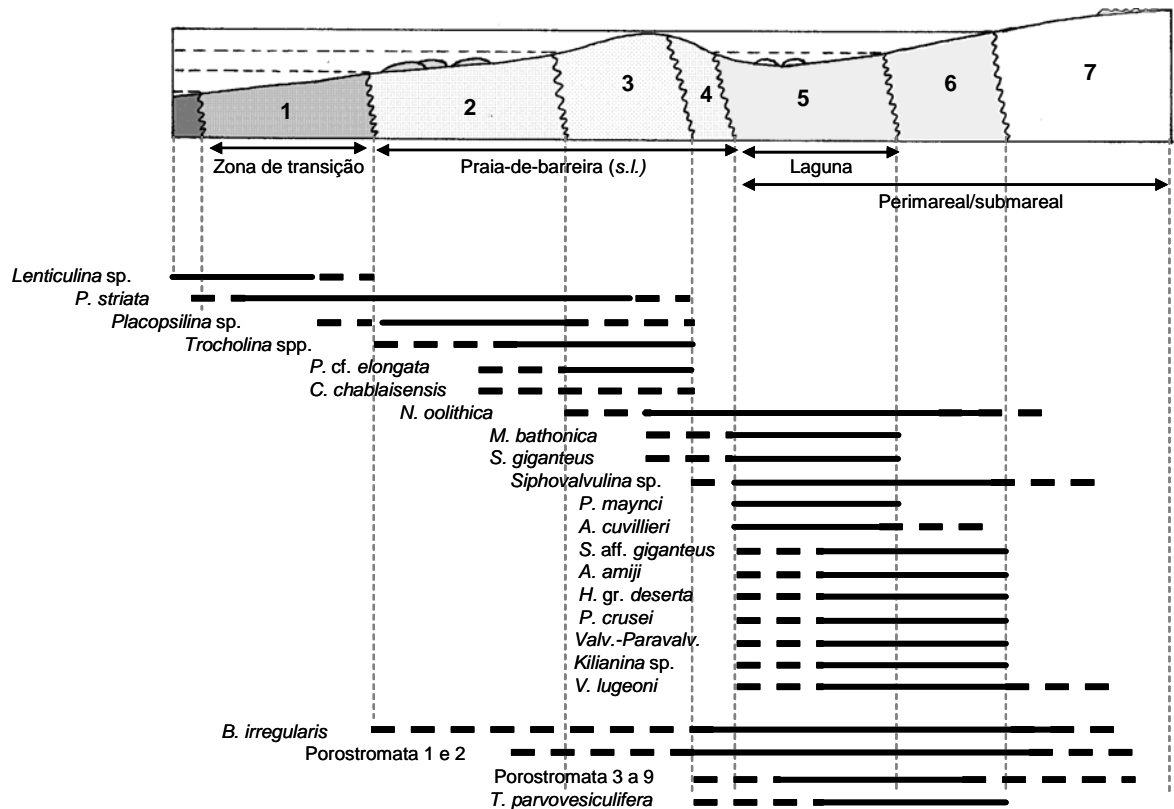


Figura IV.4: Distribuição dos principais microorganismos identificados (foraminíferos bentônicos e algas calcárias) segundo os subambientes identificados. 1- Zona de transição *offshore*-Face-de-praia; 2- Face-de-praia; 3- Praia intermareal; 4- Ante-praia-interna; 5- Laguna submareal; 6- Faixa intermareal; 7- Faixa supramareal.

ORGANISMOS	ESTRATIGRAFIA			
	BAJOC. INF. A MÉDIO	BAJOC. SUP.	BATONIANO INF.	CALOV. SUP. INF.
<b>FORAMINÍFEROS</b>				
Aglutinados indeterminados		• •	• •	• •
<i>Alzonella curvillieri</i> BERNIER & NEUMANN, 1970		—	—	
<i>Alzonella</i> cf. <i>curvillieri</i> BERNIER & NEUMANN, 1970			•	
<i>Amijella amiji</i> (HENSON), 1948		•	—	•
<i>Amijella</i> aff. <i>amiji</i> (HENSON), 1948			•	
<i>Amnobaclites</i> sp.		•	•	•
<i>Chablaisia chablaisensis</i> (SEPTFONTAINE, 1977)		•	•	•
<i>Archaeosepta bastliensis</i> (MOHLER, 1939)		•	•	
<i>Egerella</i> ? sp.		—	—	—
<i>Haplophragmoides</i> sp.		—	—	—
<i>Haurania</i> gr. <i>deserta</i> HENSON, 1948			• •	
Hauraniidae		•	—	•
<i>Kilianina</i> sp.				•
<i>Lenticulina</i> sp.		—	•	
<i>Mesoendothyra croatica</i> GUSIĆ, 1959		—	—	—
<i>Meyendorffina bathonica</i> AUROUZE & BIZON, 1958			—	—
<i>Nautiloculina oolithica</i> MOHLER, 1938			—	—
<i>Nautiloculina</i> sp.			•	•
<i>Neotrocholina</i> sp.		• •	• •	• •
<i>Paleopfenderina</i> sp.			• •	
<i>Paravalvulina complicata</i> SEPTFONTAINE, 1988			•	
<i>Paravalvulina-Kilianina</i>			—	—
<i>Paravalvulina-Parurgonina</i>			•	
<i>Placopsilina</i> sp.		—	—	—
<i>Praekurmbia crusei</i> REDMOND			•	
<i>Protopeneroplus striata</i> WEYNSCHENK, 1950		—	—	—
<i>Pseudocyclammina maynci</i> HOTTINGER, 1967			—	•
<i>Pseudocyclammina</i> sp.			•	•
<i>Pseudogereella</i> cf. <i>elongata</i> SEPTFONTAINE, 1988		—	—	•
<i>Siphovalvulina</i> sp.		—	—	—
<i>Spiralocaminus giganteus</i> CHERCHI & SCHROEDER, 1980		—	•	—
<i>Spiralocaminus</i> aff. <i>giganteus</i> CHERCHI & SCHROEDER, 1981			•	—
<i>Trocholina</i> cf. <i>elongata</i> (LEUPOLD, 1885)				•
<i>Trocholina</i> cf. <i>minuta</i> DERIN & REISS, 1966		•	—	—
<i>Trocholina gigantea</i> PÉLISSIÉ & PEYBERNÈS, 1982				•
<i>Trocholina</i> gr. <i>palastiniensis-alpina</i>				•
<i>Trocholina palastiniensis "high-variety"</i> HENSON, 1982				•
<i>Trocholina</i> sp.		—	—	—
<i>Valvulina hugeoni</i> SEPTFONTAINE, 1977			—	—
<i>Valvulina-Paravalvulina</i>			—	—
<i>Valvulina-Pfenderina</i>			—	—
Valvulinideos indeterminados		—	—	—
Outros foraminíferos indeterminados			—	—
<b>ALGAS CALCÁRIAS</b>				
Charophyta			• •	
Dasicladáceas indeterminadas			•	
Porostromata: morfotipos 1 a 9		—	—	—
<i>Thamatoporella parvovesiculifera</i> ELLIOT, 1956		—	—	—
Ostracodos		—	—	•
<b>INCERTAE SEDIS</b>				
<i>Aeolisaccus</i> sp.			—	•
<i>Bacinnella irregularis</i> RADOICIC, 1959		—	—	—
"Calcisferas"			• •	•
"Incertae sedis"		—	—	—
<i>Koskinobullina socialis</i> CHERCHI & SCHROEDER, 1979			• •	—
<i>Lithocodium aggregatum</i> ELLIOT, 1956		—	—	—
<i>Solenopora</i> cf. <i>cayeuxiformis</i> LEINFELDER, 1986			•	
<i>Tubiphytes</i> sp.			•	
<b>BIVALVES-<i>Trichites</i> sp.</b>			•	
<b>GASTRÓPODES-<i>Nerinea</i> sp.</b>				
<b>BRAQUIÓPODES</b> { <i>Rhynchonella</i> sp.	—	—	—	—
{ <i>Terebratula</i> sp.	—	—	—	—
{ <i>Zeilleria</i> sp.	—	—	—	—
<b>CORALIÁRIOS</b> { <i>Thamnosteria</i> sp.			•	
{ <i>Thecosmilia</i> sp.			•	
{ <i>Complexastrea</i> sp.			•	
{ <i>Stylosmilia</i> sp.		• •	• •	
{ <i>S.</i> cf. <i>tenuis</i> (KOBY, 1889)			•	
{ <i>Cladophyllia</i> sp.			•	
{ <i>Microsolena</i> sp.			•	
{ <i>Ovalastrea</i> sp.			•	
<b>ESTROMATOPORÍDEOS-<i>Cladocoropsis</i> sp.</b>			•	
<b>BRIOZOÁRIOS-<i>Berenicea</i> sp.</b>			•	

— Abundante  
 - - Frequente  
 • Rara

} Ocorrência

Quadro IV.3 – Repartição estratigráfica global dos organismos identificados no Jurássico Médio dos Maciços de Condeixa-Sicó-Alvaiázere.

## **CAPÍTULO V**

### **ASPECTOS DIAGENÉTICOS E PETROFÍSICOS**

Neste capítulo abordam-se temas relacionados com aspectos diagenéticos e petrofísicos (porosidade) que, por afectarem de modo global e generalizado a maior parte das litofácies, não foram especificados para cada uma delas, no Capítulo III.

Vão ser desenvolvidos os seguintes aspectos:

- Origem da micrite e micritização; microsparitização.
- Neomorfismo.
- Tipos de cimentos e meios diagenéticos.
- Estilolitização.
- Diagénesese precoce.
- Porosidades estimadas.

Chama-se a atenção de que a maior parte dos aspectos aqui abordados carecem, para pormenorização, de análises complementares, nomeadamente de dados obtidos por processos analíticos como a Catodoluminescência, microsonda electrónica ou coloração, técnicas que não foram utilizadas, por não ser justificado face ao principal objectivo deste trabalho - desenvolvido, como já dito na Introdução, sobre a individualização e organização sequencial das principais litofácies da região e seu registo micropaleontológico.

Por isso este capítulo deverá ser considerado uma avaliação breve e não-exaustiva dos temas referidos.

#### **V.1. ORIGEM DA MICRITE E MICRITIZAÇÃO; MICROSPARITIZAÇÃO**

Estes dois processos, intimamente ligados, afectam generalizadamente quer as litofácies mais calciclásticas quer as mais micríticas.

O termo “micrite” aplica-se à “calcite ou aragonite microcristalina” e é geralmente usado sem conotação genética, de modo puramente descritivo, para vasas compostas por

cristais de calcite/aragonite e partículas de dimensões reduzidas ( $< 4 \mu\text{m}$ ; FOLK, 1965), formadas *in situ* ou pela acumulação de material carbonatado já originalmente fino. É compreendida como a fase de ligação mais fina presente nas rochas carbonatadas.

A maior parte dos investigadores considerava, inicialmente, que a micrite resultava da precipitação directa a partir da água do mar. Posteriormente, a aceitação generalizada era, contrariamente, a de que as micrites de águas pouco profundas eram primariamente o produto da fragmentação e desagregação de partículas biológicas, especialmente de algas calcárias. Apenas mais recentemente se encontrou evidências para a precipitação directa de aragonite como constituinte matricial (FLÜGEL, 2004)

Actualmente, contudo, considera-se a formação de micrite como um processo misto, envolvendo mecanismos inorgânicos e orgânicos (FLÜGEL, 2004):

- 1) precipitação físico-química em resposta às flutuações de salinidade e temperatura das águas;
- 2) precipitação carbonatada controlada por macromoléculas orgânicas fixadoras do carbonato, causando organo-mineralização e formação de micrite; é, contudo, um processo que geralmente ocorre e foi descrito em meios com ausência de luz;
- 3) precipitação carbonatada induzida por bactérias heterotróficas e quimiotróficas e outros micróbios cujo metabolismo causa mudanças micro-ambientais;
- 4) precipitação carbonatada provocada pelo metabolismo de cianobactérias e algas fotossintéticas;
- 5) desintegração de algas calcárias bentónicas em fragmentos microscópicos;
- 6) desintegração de epibiontes que vivem no substrato, de algas macroscópicas e de esqueletos de invertebrados;
- 7) bioerosão por abrasão e microperfuração;
- 8) Acumulação de plancton calcário (foraminíferos, cocolitóforos e outros nanofósseis);
- 9) erosão mecânica dos próprios calcários em zonas de elevado hidrodinamismo;
- 10) por acção diagenética, com formação de cimentos carbonatados ou pela recristalização e diminuição dos grãos (substituição de grandes cristais originais por cristais diminutos).

Os mecanismos 1 a 4 produzem as também designadas automicrites, os 5 a 9 as alomicrites e o mecanismo de natureza diagenética produzem as pseudomicrites.

Em termos das séries estudadas, parece adequado eliminar o mecanismo 2 e considerar pouco efectivo o mecanismo 8, por se registarem, respectivamente, em ambientes afóticos e ambientes marinhos pelágicos. É admissível que, face à existência de tempestades e marés-vivas (ou até ondulação constante e dominante em direcção ao continente – não inferida), este último mecanismo possa ter contribuído com uma percentagem mínima de micrite alóctone, mas não é, com certeza, dominante sobre as litofácies mais internas da rampa carbonatada.

Acredita-se que terão sido os mecanismos 3 a 5 os responsáveis pela origem da micrite nas litofácies mais internas (7, 8 e 9), especialmente os mecanismos 3 e 4, já que são litofácies dominadas por pelmicrites grumosas, crostas microbiano-algais e tapetes microbiano-algais (laminitos) (secções III.1.7 a III.1.9).

Os mecanismos 6, 7 e 9 seriam dominantes nas litofácies calciclásticas (2 a 5), sendo o mecanismo 7 bem constatado pela observação de abundantes cortóides na litofácies 3.

Na litofácies 6, predominantemente resultante da bioconstrução de organismos e sua fragmentação, ambos os mecanismos orgânicos e inorgânicos podem ter estado presentes – 4 a 7 e 9.

Relativamente ao mecanismo 1, deverá ter sido verificado em quase todas as litofácies, pois a grande maioria apresenta indícios, como veremos adiante, de variações nos meios diagenéticos, possivelmente também envolvendo ligeiras variações de salinidade. Aliás, os modelos deposicionais carbonatados representam sempre paleoambientes muito dinâmicos.

No caso do mecanismo 10, diagenético, é de análise mais difícil já que, não se reconhecendo toda a evolução diagenética que as litofácies sofreram, também é difícil quantificar e qualificar a extensão deste mecanismo para a formação de micrite.

Chama-se no entanto a atenção de que este mecanismo pode ser um dos mais importantes na formação da microsparite, tão comum nas litofácies observadas (à frente).

No que respeita a outros comentários sobre a micritização, já foram abordados os aspectos referentes à formação de cortóides, *grapestones* e *lumps* bem como relativos aos

centros micríticos dos oóides (Capítulo III). Refere-se agora um aspecto particular que ocorre muito frequentemente na litofácies 9, nomeadamente nos *mudstones* pelóidicos e pelmicríticos não-grumosos. Verifica-se que, geralmente, há distinção entre a micrite e os pelóides, encontrando-se estes bem individualizados. No entanto, também se observam duas “texturas” peculiares. A primeira, mais rara, diz respeito a massas de micrite densa, mas cuja periferia é irregular mostrando por vezes arredondamentos semelhantes à periferia dos pelóides como se estes tivessem sido perfeitamente “engolidos” por essa massa. A segunda resulta do denso empacotamento dos pelóides uns contra os outros, onde, em diminutos locais, deixa de haver distinção entre o início de um pelóide ou a fim do a ele “encostado”.

Deixa-se aberta a possibilidade ou de se tratar de micritização através da colmatação dos pelóides (mais provável) ou de se tratar de, contrariamente, peletização, com formação de pelóides a partir de matriz micrítica densa.

No que respeita à formação da microsparite (microsparitização), ainda há dúvidas quanto à sua origem (FOLK, 1959; BLATT *et al*, 1972; FLÜGEL, 2004).

O termo refere-se a material calcítico muito fino caracterizado por boa calibração e formas subédricas a euédricas dos cristais com dimensões de 5 a 20 µm (FOLK, 1959).

Várias explicações têm sido apresentadas, resumindo-se:

1) recristalização (neomorfismo crescente) de micrite (aragonite ou calcite magnesianas) subsequente à remoção dos iões  $Mg^{2+}$ ; é um processo que pode ser iniciado por invasão de ambientes marinhos por águas meteóricas, por pluviosidade e/ou meteorização próxima da superfície (Fig.V.1);

2) processo de uma só fase com cimentação e substituição (calcitização) de precursores aragoníticos sem qualquer fase micrítica intermédia; também conseguida por infiltração de águas meteóricas;

3) crescimento neomórfico a partir de fluidos sub-superficiais profundos, sem envolvimento necessário de águas meteóricas;

4) recristalização de grãos carbonatados do tamanho do silte.

A evolução do neomorfismo é difícil de qualificar e avaliar sem se recorrer a métodos como a microsonda electrónica ou catodoluminescência, como adiante se verá.

Mas admitindo a existência de recristalização (e/ou outros mecanismos de neoformação) - (comuns na maior parte dos estádios diagenéticos dos calcários) - crê-se

que o processo 1 explicaria fundamentalmente a presença dos cimentos microsparíticos nas litofácies micríticas das zonas perimareais e lagunares da rampa carbonatada. A presença de cimentos microcristalinos, mais comuns em meios meteóricos vadosos, confirmada nestas litofácies e a posição destas - mais próxima do continente - em relação no modelo deposicional proposto, apoiam o mecanismo original de influências de águas meteóricas no meio deposicional.

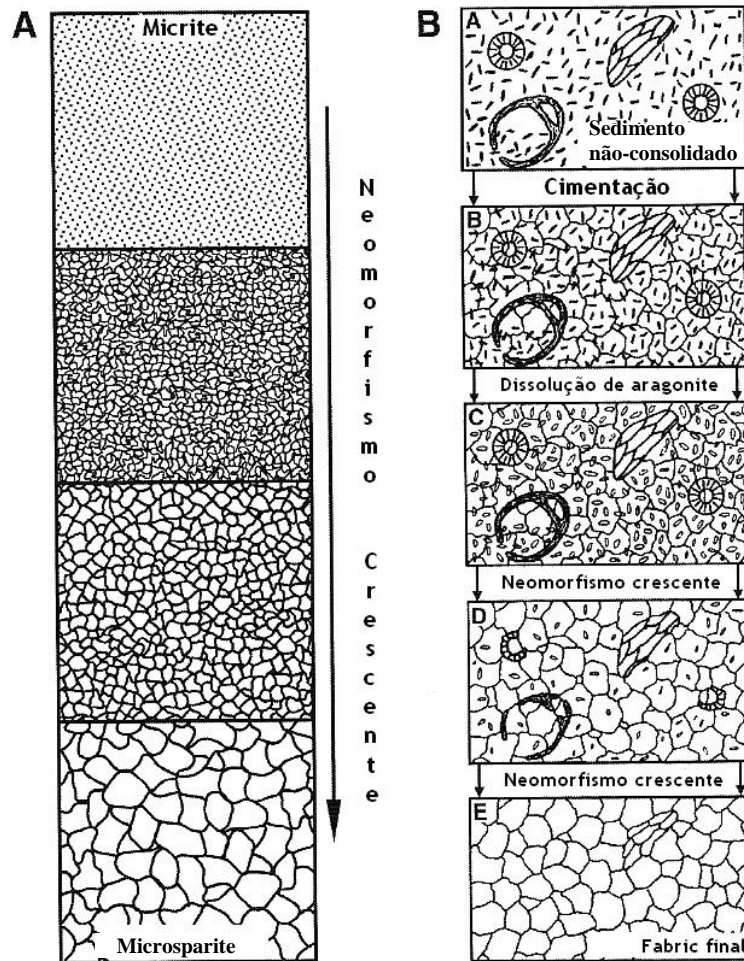


Figura V.1: Esquema interpretativo hipotético para a formação de microsparite (mecanismos 1 e 2) (retirado de FLÜGEL, 2004).

No entanto, o mesmo processo 1) admitido para as litofácies calciclásticas envolveria a produção, em larga escala, de micrite precursora para essa microsparitização, o que não é compatível com o hidrodinamismo do meio deposicional. Seria possível em parte, no caso da litofácies 6, com componente pelmicrítica relativamente elevada. Mas crê-se que o processo 2) explicaria melhor a elevada presença de microsparite como

cimento nestas litofácies. O processo 3) é de mais fácil constatação em depósitos actuais ou relativamente recentes.

Quanto à recristalização de grãos carbonatados, também teria de ser admitida grande quantidade em todas as litofácies, o que não nos parece muito provável.

## V.2. NEOMORFISMO E RECRISTALIZAÇÃO

Quanto à recristalização, é possível observar-se, mesmo a olho-nu, no campo, que alguns dos calcários sofreram recristalização em alguma altura da diagénese, nem que seja pela intensa fracturação, estilolitização e veios calcíticos que algumas camadas apresentam – circulação efectiva de fluidos com possível dissolução e precipitação.

A nível petrográfico, a observação de esparite em mosaico drúsico e em texturas geralmente inequigranulares nos poros, bem como a frequente calcite sintáctica nas placas de equinóides nas litofácies mais calciclásticas, sugerem processos diagenéticos geralmente mais tardios mas efectivos.

O termo neomorfismo (FOLK, 1965) relaciona-se com a transformação dos minerais na presença de água e inclui mecanismos de *substituição*, *inversão* e *recristalização* (FLÜGEL, 2004).

O mecanismo de substituição – dissolução de um mineral e simultaneamente a formação de outro mineral – não foi um processo inequivocamente comprovado.

A inversão – substituição de um mineral pelo seu polimorfo – foi um mecanismo avaliado intuitivamente e crê-se abundante, já que muitos dos bioclastos registados nas litofácies possuíam conchas originalmente aragoníticas que, actualmente, correspondem a calcite, geralmente hipo-magnésiana.

A recristalização – mudança no tamanho, forma e rearranjo interno dos cristais sem modificação da mineralogia – é também um mecanismo que teve lugar, tendo obliterado muitas das texturas deposicionais e seus constituintes. Um dos resultados dessa recristalização é a presença de esparite nos poros.

Geneticamente, a esparite pode ser um cimento carbonatado ou um produto da recristalização. A avaliação de um ou outro tipo não é, desde logo, evidente. No entanto é incontestável a presença de esparite de recristalização em inúmeros bioclastos observados nas litofácies mais calciclásticas.

### V.3. TIPOS DE CIMENTOS E MEIOS DIAGENÉTICOS

Não se fez um estudo petrográfico exaustivo dos cimentos presentes nas diversas litofácies. Foi um estudo relativamente expedito, tendo em vista o complemento das interpretações paleoambientais feitas pela observação das características das diversas litofácies. Nessas características contam-se as observadas no campo e as observadas em lâmina delgada, a nível microscópico. A este último nível procurou-se essencialmente identificar os clastos e a fase-de-ligação (basicamente micrite, microsparite e/ou esparite), a relação dos clastos e da biofase com a matriz e/ou cimento e as evidências micropaleontológicas presentes. Como já se afirmou anteriormente, não se pretendeu um estudo exaustivo acerca da evolução da diagénese, e logo, dos cimentos. Por isso, deve-se considerar esta descrição relativamente estática, no que respeita à impossibilidade de situar adequadamente uns cimentos em relação aos outros. Destacam-se estudos mais detalhados sobre a diagénese e tipos de cimentos presentes em calcários de meio marinho interno do Jurássico Médio nos trabalhos de AZERÊDO (1993) e PIMENTEL (2005).

Nas litofácies 7 a 9 (*wackestones/floatstones* oncolíticos a intra-oncolíticos e *rudstones* oncolíticos; *wackestones* bioclásticos e lumachelas; *mudstones* e *wackestones*, por vezes fenestrados e *laminitos*), foram identificados alguns tipos de cimentos, especialmente associados ao preenchimento de porosidade intergranular, de dissolução, fenestrada ou matricial, nomeadamente:

- cimentos fibrosos e microcristalinos em disposição circumgranular;
- cimentos aciculares isópacos;
- cimentos botrioidais (apenas um caso observado num laminito com pedogénese incipiente);
- silte vadoso frequente;
- cimentos vadosos em-menisco, em-ponte e, mais raros, pendentes;
- esparite granular em mosaico inequigranular.

Esta conjugação de cimentos traduz uma deposição em meios marinhos freáticos a vadosos, mas com frequentes “incursões” de águas meteóricas (dissolução e criação de porosidade) para a precipitação de cimentos fibrosos e/ou microcristalinos e/ou vadosos (LONGMAN, 1980; TUCKER & WRIGHT, 1990; FLÜGEL, 2004). Estas observações complementam as conclusões feitas na parte final do Capítulo III, relativamente a estas

litofácies. A litofácies 10 (Brechas e conglomerados pedogénicos), obviamente, apresenta texturas muito características que não deixam qualquer dúvida quanto à sua posição relativa no modelo deposicional de rampa carbonatada.

Os cimentos nas litofácies mais calciclásticas (2 a 6 - *grainstones* e *packstones* de equinóides e “ninhos” de braquiópodes; *wackestones*, *packstones* e *grainstones* bioclásticos; *packstones* e *grainstones* oopelóidicos e intrapelóidicos; *rudstones* e *grainstones* intra-oncolíticos; Biolititos de coraliários, espongiários e algas) registaram meio marinho freático dominante, sendo o meio marinho vadoso menos comum. Contudo, em quase todas as litofácies, numa amostra ou noutra, especialmente na litofácies 4, se observaram cimentos vadosos em-menisco:

- cimentos aciculares e fibrosos em franja circum-granular ou isópaca e cimentos radiaxiais;
- cimentos de crescimento sintaxial (calcite sintáctica), sempre em fragmentos de equinóides;
- cimentos vadosos em-menisco;
- esparite granular em mosaico inequigranular.

#### **V.4. ESTILOLITIZAÇÃO**

Depois da compactação mecânica muitos sedimentos ficam sujeitos a uma compactação química adicional, expressa por dissolução por pressão e pela formação de estilólitos e fissuras de dissolução que estão, por sua vez, associadas com fracturação.

Nos calcários, onde a cimentação precoce é geralmente mais efectiva, esta dissolução por pressão toma lugar ao longo de superfícies extensas formando os estilólitos. De um modo geral, a estilolitização contribui para uma redução geral do volume da rocha, resultando na queda da espessura original das unidades carbonatadas (FLÜGEL, 2004).

Os estilólitos que dominam nas litofácies 7 a 9 (dominantemente vaso-suportadas) são de pequena amplitude, suaves e de picos pouco pronunciados, paralelos entre si ou relativamente irregulares e anastomosados (cortando-se entre si) mas sempre paralelos ou sub-paralelos à estratificação. Pelo contrário, os mais raros estilólitos observados nas litofácies mais clásticas, como, por exemplo, a litofácies 3, são de maior amplitude e geralmente isolados (mas também paralelos aos planos de estratificação).

São muito raros os estilólitos mais complexos, irregulares e colunares (segundo a classificação de LOGAN & SEMENIUK, 1976 in FLÜGEL, 2004), mais ligados a fenómenos de origem tectónica.

## V.5. DIAGÉNESE PRECOCE

É possível admitir uma diagénese relativamente precoce em algumas das litofácies, nomeadamente na litofácies 6. Os estudos de recifes modernos revelam que estes são particularmente susceptíveis a uma litificação relativamente rápida.

O cimento diagenético precoce, responsável por essa litificação pode ser fundamental na edificação e sobrevivência dos corpos recifais.

Estes corpos recifais, sob a forma de *patch-reefs* e *micro-patch reefs* - bordejando, na face-inferior-de-praia (*lower shoreface*), os cordões litorais aproximadamente paralelos à costa (ver Capítulo III) e sendo mais desenvolvidos na região estudada do que nas séries carbonatadas a sul (ver Capítulo VI) - apresentam porosidades primárias mais elevadas do que as litofácies mais internas (litofácies micríticas) (ver V.6.).

É reconhecido, também, que os carbonatos preservam mais adequadamente as suas estruturas pois as “lamas” carbonatadas são muito menos compactáveis do que as “lamas” argilosas e, igualmente, devido à cimentação pré-compacção que se crê muito generalizada, pelo menos em carbonatos de águas pouco profundas (TUCKER & WRIGHT, 1990; FLÜGEL, 2004).

A preservação de porosidades primárias, geralmente superiores nas litofácies mais clásticas, reflecte a diagénese (cimentação) precoce (PURSER, 1978).

## V.6. POROSIDADES ESTIMADAS

Na avaliação deste parâmetro foi dado destaque ao arranjo dos constituintes litológicos relativamente à fase-de-ligação (matriz/cimento), considerando igualmente os possíveis fenómenos passíveis de criação de porosidade e as estruturas sedimentares presentes nas litofácies.

Esta estimativa da porosidade restringiu-se ao exame petrográfico, não tendo sido feitos quaisquer outros estudos petrofísicos. A análise petrográfica do tipo e características

de porosidade teve como principais bases os trabalhos de CHOQUETTE & PRAY (1970), de HUMBERT (1976) e de LUCIA (1995).

Relativamente à classificação de CHOQUETTE & PRAY (1970), LUCIA (1995) demonstra que o espaço entre os poros (porosidade intergranular) e entre os cristais (porosidade intercrystalina) são petrofisicamente similares. Destaca que a mais adequada divisão do tipo de porosidade é entre o espaço entre os grãos ou cristais (porosidade intercrystalina) e o restante espaço poroso (*vuggy porosity*).

A capacidade de estimar porosidades também depende da prática e da experiência. Apesar de uma ampliação de cerca de 10 vezes ser frequentemente adequada para detectar porosidade, maior ampliação é muitas vezes necessária. Já a medição quantitativa da permeabilidade não é possível através do exame microscópico, apesar de indicações qualitativas poderem ser tomadas (SWANSON, 1981).

A estimativa adoptada da porosidade teve igualmente como referência inúmeros exemplos gráficos observados na bibliografia acima mencionada.

#### V.6.1. DEFINIÇÕES

Na avaliação da porosidade ( $\emptyset$ ) em lâmina delgada, teve-se em conta apenas as definições de *porosidade primária* e de *porosidade secundária*.

Imediatamente após a sedimentação, na vizinhança da interface água-sedimento, o sedimento, ainda permeável, possui uma porosidade primária singenética. Esta depende da estrutura sedimentar do depósito e da natureza, forma e dimensão dos elementos figurados, dos grãos e dos agregados cristalinos. Grosseiramente, para a maior parte dos autores, a origem desta porosidade é intragranular ou intergranular. Foi possível, na maior parte dos casos, avaliar esta porosidade primária.

Relativamente à porosidade secundária, que se traduz na rocha por vacúolos de dissolução e vacúolos inter/intragranulares actuais, ela é praticamente inexistente - o que leva a concluir a existência de actuais fracas porosidade e permeabilidade, excepto nos dolomitos intercalares da litofácies 11 (calcários dolomíticos e dolomitos intercalares). Este facto deve-se a que os poros que constituíram a porosidade primária estão actualmente preenchidos por calcite sob a forma de esparite e microsparite, devido à diagénese entretanto sofrida pela série carbonatada analisada.

Ainda no que se refere à avaliação da  $\emptyset$ , a sua caracterização permanece insuficiente se se considerar apenas os conceitos de primária e secundária. A constituição

de uma verdadeira rede porosa depende das conexões entre os vazios, pois a drenagem e a transmissividade do sistema litológico são o reflexo da permeabilidade e das propriedades capilares da rocha. Não se quantifica a permeabilidade mas quando apropriado, chama-se a atenção para a existência de maior ou menor conectividade entre os poros.

Conjugando as classificações de CHOQUETTE & PRAY (1970), de HUMBERT (1976) e de LUCIA (1995), grosseiramente foram identificados os seguintes tipos de porosidade:

1- *Porosidade intergranular/intercristalina* - existente entre os elementos figurados, onde os cimentos são fundamentalmente constituídos por microsparite, mais raramente esparite;

2- *Porosidade de dissolução* - existente entre os elementos figurados, resultante de circulação de águas meteóricas em ambiente vadoso (em meios intermareais onde são comuns cimentos vadosos);

3- *Porosidade fenestrada* - resultante de exposição subaérea do depósito (exposição ± duradoura) e existente em sedimentos inter/supramareais;

4- *Porosidade matricial* - traduzida em poros irregulares, normalmente não interconectados, de dimensão variada e presente na matriz micrítica de calcários lagunares; a permeabilidade primária é inexistente. Por vezes, a porosidade primária é diminuída pela existência de figuras geopéticas, onde o poro original é parcialmente preenchido por silte vadoso;

5- *Porosidade moldada* - resultante da dissolução total ou parcial do mesmo bioclasto;

6- *Porosidade de fractura* - este tipo pode ocorrer desde as fases tardias da diagénese até qualquer altura depois da litificação do sedimento (durante afundimento, durante fases tectónicas, etc). Torna-se por isso, difícil de avaliar em que altura ocorreu essa fracturação. De qualquer modo, a  $\emptyset$  actual é geralmente nula nas amostras observadas já que a generalidade das fracturas se encontram preenchidas por esparite, mais raramente, microsparite.

Relativamente à quantificação da  $\emptyset$  em lâmina delgada, foram feitas estimativas. A porosidade **primária** chega a 10-15% no caso da *porosidade intergranular* em calcários oolíticos bem calibrados e chega a mais de 15-20% no caso da *porosidade fenestrada* em discmicrites. Na tabela V.1 abaixo, resume-se o critério adoptado para a quantificação da  $\emptyset$  nas lâminas delgadas, critério seguido pela SHELL STANDARD LEGEND (1976). Os critérios

seguidos por essa companhia referem-se principalmente às porosidades intergranular, vacuolar e moldada.

Chame-se a atenção que se trata de quantificações médias. Na mesma lâmina, é evidente a variação da  $\emptyset$ . Por exemplo, nos calcários oopelóidicos da litofácies 4, basta haver maior proporção de pelóides relativamente aos oólitos, para que haja diminuição até 5% da  $\emptyset$ .

Quantificação	Porosidade ( $\emptyset$ )
Elevada	> 15%
Boa	Entre 10-15%
Moderada	Entre 5-10%
Fraca	Entre 1-5%

Tabela V.1: Quantificação estimada adoptada para as características petrográficas observadas nas lâminas delgadas, segundo a SHELL STANDARD LEGEND (1976).

#### V.6.2. CARACTERÍSTICAS DA POROSIDADE ASSOCIADA ÀS LITOFÁCIES.

LITOFÁCIES 2 e 3: quanto maior a calibração dos clastos, maior a *porosidade primária intergranular* ( $\emptyset$  de 5% a 10%). No entanto, é comum a existência de pequenos pelóides ou silte vadoso que constituem como que uma pequena matriz, diminuindo grandemente a permeabilidade (Fig.1, Estampa XXIX). Foi observada igualmente alguma *porosidade moldada*, quer no interior de grandes bioclastos quer pela completa dissolução dos mesmos.

LITOFÁCIES 4 e 5: quanto maior a proporção de oólitos relativamente aos pelóides maior a *porosidade intergranular* ( $\emptyset$  de 10-15% no caso dos calcários oolíticos bem calibrados) (Figs.3 & 4, Estampa VI).

LITOFÁCIES 6: a matriz é geralmente dominada por oólitos e pelóides (*porosidade intergranular* ( $\emptyset < 10\%$ )) mas localmente, e no caso da presença de coraliários de natureza ramificada e flabeliforme, os espaços deixados entre os corais são preenchidos por sedimento mais fino, pelmicrítico, que diminuem a porosidade.

Localmente, no interior de alguns coraliários houve dissolução, criando-se uma *porosidade moldada* ( $\emptyset$  até 20%); entre os coraliários observou-se também *porosidade intergranular* (Fig.2, Estampa XXIX). A permeabilidade é sempre baixa.

LITOFÁCIES 7: na sublitofácies 7a, apenas onde a matriz era mais pelóidica pôde ser observada *porosidade intergranular* ( $\emptyset$  de 5% a 10%). Na sublitofácies 7c, como a matriz é micrítica a pelmicrítica, a *porosidade intergranular é geralmente fraca* ( $\emptyset < 5\%$ ) e apenas aumenta quando há uma dominância de pelóides relativamente à micrite. Há contudo *porosidade de dissolução* mas com fraco contacto entre os poros (Fig.3, Estampa X)

LITOFÁCIES 8: sendo a matriz predominantemente micrítica a pelmicrítica, raramente pelóidica, verifica-se alguma *porosidade intergranular* ( $\emptyset < 5\%$ ).

LITOFÁCIES 9: na sua maioria, os calcários micríticos a pelóidicos caracterizam-se por fraca  $\emptyset$ . Observa-se uma matriz pelóidica fina onde surge *porosidade intergranular* estimada de 1 a 5%. Esta porosidade intergranular é aumentada no caso de laminitos microbiano-algais, onde existe a alternância de lâminas micríticas ( $\emptyset$  nula) com lâminas pelóidicas ( $\emptyset$  de 5% a 10%).

Localmente, estes calcários são fenestrados, ocorrendo por vezes mais de uma fase de criação de *fenestras* (Capítulo III). Nestas condições, e quanto mais fases de criação de *fenestras* tiverem ocorrido, melhor se desenvolve uma *porosidade fenestrada*, por vezes elevada ( $\emptyset > 20\%$  - em dismicrites) (Fig. 2, Estampa XIII e Fig.3, Estampa XXIX).

Também foi observada *porosidade de dissolução (keystone-vugs)* mas com fraca permeabilidade, já que ocorreu em meio de circulação de águas meteóricas (meio meteórico vadoso) existindo inúmeras “pontes de contacto” entre os elementos figurados representadas por cimentos vadosos (em-ponte, pendentes e em-menisco) (Fig.4, Estampa XXIX).

Estes calcários foram depositados em ambiente perimareal, traduzindo meio intermareal superior a supramareal. Contudo, estes depósitos carbonatados, geralmente de espessuras diminutas (entre 5 a 50 cm) surgem intercalados com sedimentos mais espessos de meio submareal (com fraca a inexistente  $\emptyset$ ), constituindo o conjunto sequências perimareais cíclicas.

Nos *mudstones* micríticos mais densos (lagunares) a  $\emptyset$  é quase inexistente (Fig.7, Estampa XXVII). Contudo, existem localmente poros de dimensões e formas variadas na matriz micrítica que se traduzem numa *porosidade matricial primária*. Esta  $\emptyset$ , por vezes diminuída pela existência de figuras geopéticas, ocorre com os poros não-interconectados, consequentemente sem permeabilidade. Parte destes poros terão resultado de alguma bioturbação do sedimento (Fig.5, Estampa XXIX).

Estes calcários são praticamente os únicos onde foi evidenciada alguma *porosidade de fractura*, ocorrendo fracturação por vezes em mais de uma fase (fracturas “cortadas” por novas fracturas).

LITOFÁCIES 10: relativamente às brechas (sublitofácies 10a) e aos conglomerados (sublitofácies 10c) pedogénicos, terão desenvolvido *porosidade de dissolução (vacuolar)* ( $\emptyset > 20\%$ ). No entanto, pela observação das amostras recolhidas e estudo de lâminas delgadas, essas mesmas porosidades e permeabilidades foram intensamente colmatadas por material de origem detrítica (ver Capítulo III) dominado por argilas ferruginosas amareladas e argilas verdes.

LITOFÁCIES 11: os dolomitos secundários, apesar de no campo serem muito vacuolares (*porosidade vacuolar*) e porosos ( $\emptyset > 30\%$  - estimativa visual pouco precisa), em lâmina delgada apresentaram porosidade quase nula, com total preenchimento por doloesparite e/ou dolomicrite.

### V.6.3. DISCUSSÃO

A nível petrográfico, verifica-se uma generalizada cimentação dos carbonatos, tendo alguns dos poros intergranulares assim criados sido “fechados” por cimentos carbonatados (actualmente microsparite-esparite) - porosidade secundária nula.

A fraca *porosidade matricial* primária, presente nos calcários micríticos lagunares (litofácies 9), não apresenta quaisquer ligações entre os poros. A *porosidade fenestrada* primária, ( $\emptyset > 20\%$ ), presente nos calcários perimareais, apresenta ligações entre os poros. Contudo, no seu todo, as porosidades e permeabilidades são fracas pois os poros são actualmente ocupados por microsparite.

Destaca-se a presença, nas litologias bioclásticas (litofácies 3 e 6), de *porosidade moldada* mais desenvolvida.

Nos calcários oopelóidicos (litofácies 4), desenvolve-se *porosidade intergranular* ( $\emptyset$  de 10-15%). Adianta-se que, por exemplo, em cerca de 40 metros de espessura (corte do Vértice de Sicó), observaram-se lâminas delgadas de amostras de rocha com  $\emptyset$  de 5% a 20%.

Se se pretendesse uma avaliação de “fácies com características de reservatório”, os resultados ficam bastante aquém do satisfatório - fraca a moderada porosidade média primária (dominando a *porosidade intergranular*) e fraca a nula permeabilidade das litofácies como um todo.

As fácies mais “grosseiras” e calciclásticas (litofácies 2 a 6 - *grainstones* e *packstones* de equinóides e “ninhos” de braquiópodes, *wackestones*, *packstones* e *grainstones* bioclásticos, *packstones* e *grainstones* oopelóidicos e intrapelóidicos, *rudstones* e *grainstones* intra-oncolíticos, Biolititos de coraliários, espongiários e algas) - representativas de bancos costeiros/barreiras oolíticas, que muitas vezes contribuem para uma efectiva porosidade/permeabilidade inicial da rocha e que possuem moderada porosidade - estão mais pobremente representadas relativamente às fácies lagunares e perimareais (Capítulo III). Os calcários micríticos a pelmicríticos (litofácies 9 - *mudstones* e *wackestones*, por vezes fenestrados e *laminitos*) e os calcários oncolíticos a oncointraclásticos (litofácies 7 - *wackestones/floatstones* oncolíticos a intra-oncolíticos e *rudstones* oncolíticos) dominam nestas fácies. São calcários com porosidade média fraca ( $\emptyset$  entre 5 e 10%).

Os dolomitos intercalares da litofácies 11 são as únicas com porosidades por vezes elevadas ( $\emptyset > 30\%$ ). Mas intercaladas entre calcários menos porosos também não contribuiriam para um reservatório ideal.

Poder-se-ia especular que, em profundidade, existiam pacotes sedimentares carbonatados mais porosos e permeáveis. No entanto, a análise da sondagem da pedreira de Sicóx (portanto, incluindo rocha não exposta à superfície) revelou a predominância de litofácies lagunares a perimareais com fraca porosidade média.

## **CAPÍTULO VI**

### **GÉNESE E EVOLUÇÃO DO SISTEMA SEDIMENTAR NO CONTEXTO DA BACIA LUSITÂNICA. CONCLUSÕES.**

Este último capítulo inicia-se com a abordagem ao modelo de rampa carbonatada, incluindo a discussão do conceito de rampa carbonatada, a sua particularização relativamente aos tipos de plataformas carbonatadas (*s.l.*), e destacando o conceito do Modelo de POMAR (2001a,b), e ainda, os principais critérios que justificam a sua aplicação às unidades calcárias do Bajociano superior-Caloviano (?) da região estudada.

Aborda-se, em continuidade, a aplicação do modelo de ilhas-barreira aos calcários de natureza calciclástica (barreira oolítica) estudados e comparação destes últimos com os estudados no M.C.E. por AZERÊDO (1993, 1998).

Segue-se a integração do modelo deposicional de rampa carbonatada no contexto da evolução dos depósitos de meio marinho interno do Jurássico Médio da Bacia Lusitânica, destacando-se as particularidades reconhecidas nas unidades calcárias estudadas que levam à formulação de hipóteses relacionadas com subsidência diferencial e/ou localização dos calcários gerados próxima do limite norte do sistema deposicional.

Tecem-se, ainda, considerações paleobiogeográficas e cronostratigráficas relacionadas com os grupos de Foraminíferos bentónicos e Algas calcárias (micropaleontologia), um dos objectivos principais deste trabalho.

Finaliza-se o capítulo com as principais conclusões obtidas.

#### **VI.1. APLICAÇÃO DO MODELO DE RAMPA CARBONATADA**

##### **VI.1.1. CONCEITOS**

O modelo de rampa carbonatada tem sido apresentado nos últimos anos para as séries calcárias do Jurássico Médio na Bacia Lusitânica, e é o que mais se adequa às características, distribuição e arquitectura das fácies individualizadas durante esse período (AZERÊDO, 1988, 1993, 1998; WATKINSON, 1989; SOARES *et al.*, 1993b). Mais recentemente, este modelo tem sido aplicado, em continuidade, também às séries do

Jurássico Inferior, pelo menos a partir do Sinemuriano-Pliensbaquiano (SOARES *et al.*, 1993b; DUARTE, 1995, 1997; AZERÊDO *et al.*, 2003; DUARTE *et al.*, 2004) (ver Capítulo I).

O conceito de mares epicontinentais de SHAW (1964), seguido da definição por AHR (1973), de um novo tipo de sistema deposicional carbonatado, a **rampa carbonatada**, demonstraram a existência de um estilo distinto e volumetricamente dominante de sedimentação carbonatada que era diferente do das mais conhecidas plataformas protegidas (*rimmed shelf*) como as Bahamas e províncias similares. Continua, no entanto, a subsistir alguma ambiguidade na literatura (WRIGHT & BURCHETTE, 1998) entre os conceitos de *shelf*, *ramp* e *platform*, que se tentou esclarecer resumidamente no Capítulo II deste trabalho (ver II.2.2). O próprio conceito de rampa carbonatada tem evoluído de forma notável. Destaque-se a comparação entre os carbonatos depositados em clima tropical e sub-tropical e os depositados em climas mais frios (por exemplo, AHR, 1998; HALFAR *et al.*, 2006).

Uma rampa carbonatada é uma superfície de inclinação suave em direcção ao oceano. As faixas de fácies são controladas primariamente pelos níveis de energia (n.b.o. e n.b.t. – ver definição no Capítulo II e em III.3.2), pelas variações da topografia e pelo transporte de material durante tempestades, ondas ou marés. O gradiente deposicional topográfico desde as zonas de baixa profundidade até às zonas de bacia profunda é da ordem de alguns metros por quilómetro e geralmente inferior a 1°. Os sedimentos margino-litorais e litorais, de baixa profundidade e agitados, passam gradualmente para os depósitos de baixa energia e maior profundidade e depois para sedimentos de bacia (READ, 1985; BURCHETTE & WRIGHT, 1992; WRIGHT & BURCHETTE, 1998; FLÜGEL, 2004).

Contrastando com as plataformas protegidas (*rimmed shelf*), nas rampas não se verifica a existência de um talude abrupto na margem, nem grande desenvolvimento de recifes. Os carbonatos de elevada energia são formados na linha de costa ou perto dela. As rampas carbonatadas podem ainda ser subdivididas em rampas homoclinais (*homoclinal*) e em rampas com aumento do declive distal (*distally steepened*).

Na maioria dos exemplos de rampas carbonatadas verifica-se um regime dominado por tempestades (BURCHETTE & WRIGHT, 1992), este mais frequente em baixas latitudes onde se encontra a maioria das plataformas carbonatadas; mais raros são os casos de rampas dominadas pela acção das marés (FLÜGEL, 2004).

Rampas carbonatadas dominam em muitos ambientes carbonatados actuais e têm sido reconhecidas com igual desenvolvimento nos sistemas deposicionais antigos. Modelos para esta rampas carbonatadas antigas advêm de locais tropicais como o Iucatão, Golfo

Pérsico, Flórida Ocidental e de locais sub-tropicais a plataformas de águas frias que rodeiam as margens S e NE da Austrália.

Algumas rampas possuem extensas zonas hipersalinas interiores ocorrendo atrás dos complexos de bancos costeiros (*fringing shoals*) análogos a parte do perfil da Baía dos Tubarões (*Shark Bay*), na Austrália Ocidental, enquanto outras exibem sistemas de praia-intermareal/face-de-praia (*foreshore/shoreface*) similares aos modelos actuais do Golfo Pérsico (ver III.4) e do Iucatão.

Este modelo de rampa carbonatada provou ser um modelo válido para prever a distribuição e arquitectura das fácies em exemplos desde o Proterozóico ao Cenozóico. No entanto, continua a ser necessário a contínua investigação deste tipo de modelos ou dos sistemas actuais de rampa de modo a servirem de análogos aos sistemas antigos. Continuam a ser urgentes estudos comparativos entre rampas carbonatadas modernas, apoiados por novas técnicas (WRIGHT & BURCHETTE, 1998; KERANS, 2005).

#### VI.1.2. TIPOS DE PLATAFORMAS CARBONATADAS E O EXEMPLO ESPECÍFICO DE RAMPA CARBONATADA

As fábricas de carbonato (*Carbonate factories* – JAMES, 1984; HANDFORD & LOUCKS, 1994; AHR, 1998; WRIGHT & BURGESS, 2005; HALFAR *et al.*, 2006) são áreas subtidais caracterizadas por elevada produção carbonatada pela acção de organismos bentónicos. A produção carbonatada autóctone ideal, nas plataformas protegidas, ocorre perto ou atrás da margem de plataforma. Nas rampas carbonatadas essa mesma produção é distribuída em toda a extensão da rampa (Fig.VI.1).

Os sedimentos carbonatados não são transportados para a bacia, mas sim produzidos na bacia marinha por processos orgânicos e inorgânicos. Isto resulta na capacidade única dos sedimentos carbonatados para produzirem plataformas de natureza topográfica e morfológica (geométrica) diversas (HANDFORD & LOUCKS, 1994).

O conhecimento acerca de onde e como os sedimentos carbonatados são produzidos e acumulados tem evoluído consideravelmente. São hoje admitidos diferentes locais de produção de carbonatos a diferentes profundidades de água, influenciados por factores complexos e não simplesmente condicionados pela coluna de água ou temperatura. À escala das litofácies, o registo sedimentar representa, em parte, o produto de “mosaicos de fácies” complexos e móveis (WRIGHT & BURGESS, 2005), muitas vezes não dependentes da

profundidade das águas e que podem variar no tempo como consequência de mudanças ambientais subtis. À medida que a taxa dessas variações excede a taxa de criação de espaço de acomodação, localmente criam-se sedimentos sobrepostos e misturados que representam diferentes ambientes – *palimpsest facies* (WRIGHT & BURGESS, 2005). Estudos recentes (por exemplo, PENNEY *et al.*, 2006) reiteram a questão de que a produção carbonatada e a taxa de acumulação em sistemas deposicionais actuais podem ser muito inferiores ao que originalmente se supunha, pois são características aferidas nas áreas de mais elevada produção carbonatada e não levam em conta a natureza muito variável dessa produção, o armazenamento de sedimento, erosão e destruição ao longo das plataformas *sensu lato*. As fábricas de carbonato deverão, assim, ser analisadas como sistemas espaciais e temporalmente dinâmicos, capazes de ocorrer numa gama alargada de profundidade das águas, dependendo dos factores ambientais e da natureza dos organismos presentes num dado período (AHR, 1998; HALFAR *et al.*, 2006).

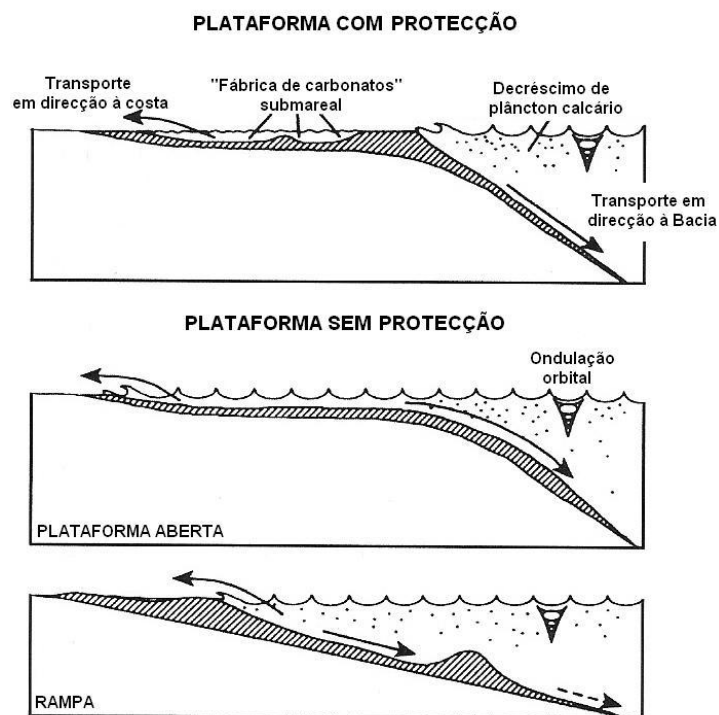


Figura VI.1: Comportamento da fábrica de carbonato nas plataformas protegidas, nas plataformas abertas e nas rampas carbonatadas. Note-se a distribuição dos sedimentos na rampa carbonatada (retirado de FLÜGEL, 2004).

Vários modelos de plataformas carbonatadas descrevendo sistemas deposicionais carbonatados têm sido propostos (WILSON, 1974; 1975; READ, 1985), mas destaca-se um novo modelo – **Modelo de Pomar** – proposto por POMAR (2001a,b) e POMAR *et al.* (2002),

que explica os diferentes tipos de plataformas em função do tipo de sedimento produzido (reflectindo principalmente o tamanho dos grãos), do local da produção desse sedimento e da energia hidráulica (Fig.VI.2). Neste modelo acentua-se bem as diferenças entre as diversas plataformas *s.l.*. Tal como POMAR (2001a,b), também SCHLAGER (2000, 2003 *in* WRIGHT & BURGESS, 2005) propôs a existência de três tipos principais de fábricas de carbonatos (*tropical shallow-water, cool-water e mud-mound*) denotando o modo como as diferentes taxas de produção carbonatada e os perfis produtividade-profundidade desses tipos de fábricas podem produzir diferentes geometrias nas plataformas *sensu lato*.

No Modelo de Pomar, o tipo de sedimentos e o local onde são produzidos dependem também dos organismos que os produzem, cuja distribuição é governada pela luz e pelos nutrientes. Os organismos eufóticos necessitam de boas condições de luminosidade e vivem em meios agitados pouco profundos; os oligofóticos vivem em condições de pouca luminosidade, em zonas de maior profundidade ou em zonas pouco profundas mas relativamente obscurecidas (lagunas) – águas mais turvas.

Nas plataformas protegidas (*rimmed shelves*) (Fig.VI.2.A) desenvolvem-se os organismos recifais eufóticos que criam uma topografia elevada na zona de maior energia. Sedimentos finos não consolidados são transportados na direcção do oceano ou para o interior mas acumulando-se na zona atrás do recife (*backreef*). As comunidades oligofóticas podem também contribuir para a construção de depósitos de talude ou mesmo depósitos bacinais, se a bacia for suficientemente pouco profunda para a luz chegar ao fundo oceânico.

Nas plataformas de topo aplanado (*flat-topped platforms*) (Fig.VI.2.B), os organismos eufóticos que vivem sobre o substrato não consolidado produzem bioclastos que criam aquele tipo de geometria. Os bioclastos mais finos são transportados para o exterior, em direcção ao mar, enquanto os mais grosseiros permanecem *in situ*, produzindo uma zona de dissipação de energia hidráulica que estabiliza o sedimento.

Nas rampas com aumento de declive distal (*distally steepened*) (Fig.VI.2.C), os organismos oligofóticos, como os grandes foraminíferos e as algas vermelhas, vivendo em zonas mais profundas menos agitadas, produzem sedimentos relativamente grosseiros (tamanho da areia). Um talude forma-se a certa profundidade graças ao aumento da acumulação de sedimentos, produção *in situ* de bioclastos e transporte dos sedimentos finos da zona eufótica para as zonas mais profundas.

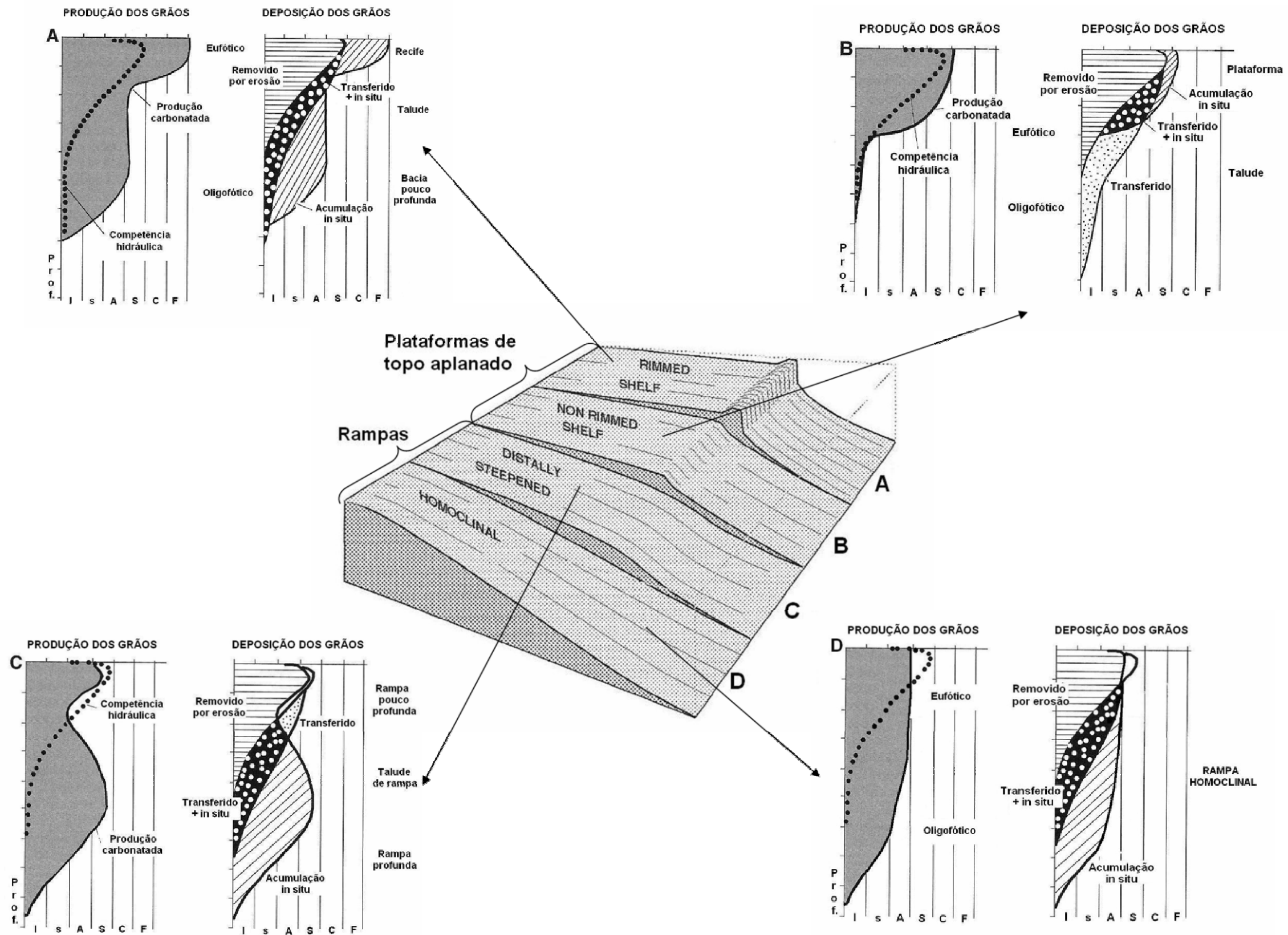


Figura VI.2: Representação do Modelo de Pomar (2001a, 2002) para quatro tipos principais de plataforma carbonatada, consoante o comportamento dos organismos produtores de carbonato, tipo e distribuição de sedimentos e competência hidráulica. I-argila(vasa), s-silte, A-areia, S-seixo, C-calhaus, F-Floatstone (adaptado de POMAR, 2001a e de FLÜGEL, 2004).

Nas rampas homoclinais (Fig.VI.2.D), dominam os sedimentos finos até à dimensão da areia. O sedimento produzido na zona eufótica é facilmente transportado para o exterior em direcção ao mar, mas o produzido nas zona oligofótica ou afótica permanece geralmente *in situ*. O “ângulo de repouso” do sedimento fino é muito baixo e o resultado do perfil deposicional será uma rampa homoclinal. De facto, é este o padrão encontrado em muitas séries antigas de rampa, nas quais o volume de sedimento (vasa carbonatada) na zona de rampa intermédia excede aquele da rampa interna (BURCHETTE & WRIGHT, 1992). De acordo com o regime hidráulico e com a dissipação de energia na zona dominada pela ondulação, os componentes mais grosseiros acumulam-se em zonas de baixa profundidade, como depósitos de barreira ou bancos costeiros.

Resta adicionar que, em rampas sujeitas a fluxos de energia elevada recorrentes, como tempestades ou marés-vivas, há ainda uma maior distribuição do sedimento.

A vantagem deste modelo é que relaciona os dados da análise petrográfica (textura, tamanho do grão, tipo de bioclastos) com a produção e dispersão do sedimento e, conseqüentemente, com o tipo de mecanismos controladores – nível do mar e acomodação (FLÜGEL, 2004).

## **VI.2. CASO ESPECÍFICO DOS MACIÇOS DE CONDEIXA-SICÓ-ALVAIÁZERE**

Considerando-se as litofácies individualizadas na região, desde o Bajociano superior ao Caloviano (?) e a sua relação espacio-temporal, apresentam-se seguidamente os principais argumentos, já parcialmente identificados na parte final do capítulo III, que permitem atribuí-las a um sistema deposicional de rampa carbonatada, dominado por geometria homoclinal:

- 1) Nas rampas carbonatadas, as fácies margino-litorais mais internas passam gradualmente em direcção ao mar a fácies de águas profundas e menor energia, sem uma quebra de declive. Analisadas as séries de Vale de Poios, Casmilo e Ariques, de fácies de rampa intermédia (de águas profundas), observa-se uma passagem gradual para as fácies litorais já nas séries de Sr<sup>a</sup> da Estrela, de Base de Sicó e de Sr<sup>a</sup> do Circo.

- 2) Devido à ondulação marinha influenciando directamente o fundo marinho, o nível energético dos meios menos profundos é elevado. Verifica-se um nível hidrodinâmico elevado principalmente nas fácies de ambiente de antepraia/praias de barreira (cortes de Sr<sup>a</sup> da Estrela, Base de Sicó e Vértice de Sicó).
- 3) São desenvolvidas fácies margino-marinhas e marinhas de pequena profundidade complexas e relativamente diferenciadas. Foram observados ambientes de barreira oolítica e bancos periféricos costeiros, lagunar e perimareal e identificados subambientes possíveis; a respeito do ambiente lagunar, na região é desenvolvido sobretudo no topo do Batoniano inferior, ocupando uma extensão relativamente restrita, considerando-se as fácies lagunares menos desenvolvidas do que as perimareais e de barreira. O mesmo foi observado por AZERÊDO (1993), sugerindo-se uma laguna estreita, mais característica do modelo de rampa carbonatada do que do modelo de plataforma de topo aplanado. Neste último tipo, a zona lagunar é bastante extensa, sendo as zonas de barreira e perimareais envolventes mais estreitas.
- 4) A taxa de sedimentação elevada e contínua ocorre quer nos meios mais internos, quer nos meios intermédios da rampa. Com efeito, a produção carbonatada nas fácies pouco profundas foi elevada e facilitada, nesta região, por ocorrência frequente de biostromas de coraliários (constituindo, contudo, corpos sedimentares sempre estratiformes e paralelos à estratificação sem possibilidade de desenvolvimento vertical – ver litofácies 6 no capítulo III – devido à dupla razão pequena profundidade das águas/grande área de substrato (AZERÊDO, 1993) e à ocorrência de tempestades recorrentes). A produção carbonatada também é elevada nas fácies lagunares e perimareais. Nas fácies de meio externo (rampa intermédia a externa) verifica-se, na litofácies 1, uma tendência para o aumento da produção carbonatada para o topo das séries analisadas. Do mesmo modo, os sedimentos observados nas zonas mais distais da rampa (zona mais ocidental da bacia) são constituídos por vasa, constituindo espessas séries margo-argilosas, traduzindo também elevada taxa de sedimentação. Nessas fácies mais profundas, o registo de grãos ressedimentados é pouco significativo (AZERÊDO, 1993), sugerindo que o sedimento era

preferencialmente distribuído ao longo da rampa, provavelmente por tempestades e pela existência de correntes de deriva paralelas ao litoral.

- 5) É comum sedimentos de elevada energia e traduzindo fluxos por tempestades serem depositados nas zonas de rampa intermédia e externa, distribuindo assim o sedimento ao longo da rampa (Modelo de Pomar). Os frequentes pares tempestíticos da Sr<sup>a</sup> da Estrela, os depósitos de galgamento frequentes interestratificados em fácies lagunares e perimareais, bem como os tempestitos mais distais de Ariques, sugerem tempestades frequentes e recorrentes nesta região.
- 6) Subsidiência lenta. Esta subsidiência relativamente lenta foi registada após a(s) fase(s) de *rifting* que constituíram o relevo de base para a instalação dessa rampa carbonatada (AZERÊDO, 1998). Como se verá adiante, crê-se que a subsidiência na região estudada possa ter sido, continuamente, ainda mais lenta do que nos outros sectores onde também ocorrem sedimentos do Jurássico Médio de rampa interna.
- 7) Regime oceanográfico. Já foi, no capítulo III, estabelecido um regime micromareal dominado pela ondulação e fenómenos tempestíticos, desenvolvido sob clima sub-húmido.
- 8) Níveis eustáticos. Considera-se uma tendência global de subida do nível do mar (longo termo) iniciada no Sinemuriano, prolongando-se até ao Caloviano (HALLAM, 1978, 2001; HAQ *et al.*, 1987; HARDENBOL *et al.*, 1998; AZERÊDO *et al.*, 2003), apesar de se registarem fases de descida relativa (por exemplo, no Bajociano superior-Batoniano inferior).
- 9) A direcção de deposição, bem como a taxa de sedimentação, coincidem com o observado para os restantes sectores do Jurássico Médio da bacia (WATKINSON, 1989; AZERÊDO, 1993; ROCHA *et al.*, 1996).

As rampas carbonatadas podem evoluir para outras geometrias, principalmente em ambientes tropicais, mas mais recentemente tem sido comprovado, por exemplo, em

ambientes de águas mais frias, que a rampa carbonatada pode ser a geometria dominante sendo mantida por longo período geológico (AHR, 1998). Não obstante, a persistência do sistema de rampa carbonatada durante cerca de 40 Ma (Sinemuriano a Caloviano), na Bacia Lusitânica, é de facto notável e só possível face à conjugação de inúmeros factores já evidenciados por alguns autores (WATKINSON, 1989; AZERÊDO, 1993, 1998; AZERÊDO *et al.*, 2003).

#### VI.2.1. O AMBIENTE DE ILHAS-BARREIRA

A génese e dinâmica das ilhas-barreira já foram extensivamente abordadas por WATKINSON (1989) e AZERÊDO (1993), a propósito dos depósitos do Jurássico Médio de rampa interna, no M.C.E.. Estes autores sugerem que o factor-chave na evolução da costa de ilhas-barreira é a relação entre a taxa de sedimentação e a taxa de subida relativa do nível do mar.

Recorrendo a um dos modelos mais utilizados – o de DONSELAAR (1989) – considera-se uma sucessão de complexos “transgressivos” de barreira, “empilhados” (*stacked*), cuja acumulação dos corpos arenosos se efectuou com paragens intermitentes (*step-up phases*) da tendência geral transgressiva da linha de costa, durante as quais há agradação e/ou progradação da barreira. Estão relacionadas com maior produção sedimentar ou diminuição na taxa de subida relativa do nível do mar, em que a componente de crescimento vertical da barreira é maior do que a componente horizontal de migração para terra.

Para o caso da Bacia Lusitânica, AZERÊDO (1998) propõe o esquema da Fig.VI.3. Este modelo adequa-se ao “empilhamento” dos corpos que constituem as litofácies 3, 4, 5 e 6 individualizadas. Sugere-se também, como à frente se interpreta, que o “empilhamento” sucessivo desses corpos tenha sido iniciado logo durante o Bajociano superior. Propondo-se uma menor taxa de subsidência para a região estudada, o “empilhamento” observado nas séries de Sr<sup>a</sup> da Estrela e Vértice de Sicó considera-se mais rápido do que o observado no M.C.E. (cortes da Sr<sup>a</sup> da Estrela, Base de Sicó, Vértice de Sicó e afloramento do Cabeço do Nacreal). O “empilhamento” resultaria em corpos arenosos mais finos, graças a um sempre menor espaço de acomodação. A progradação das fácies perimareais para oeste, a partir de certa altura no Batoniano inferior, impede constatar se essa agradação terá prosseguido ou não, tal como foi observado durante todo o Batoniano no M.C.E.. Essa será uma das

principais diferenças entre os depósitos de barreira desta região e entre os depósitos do M.C.E..

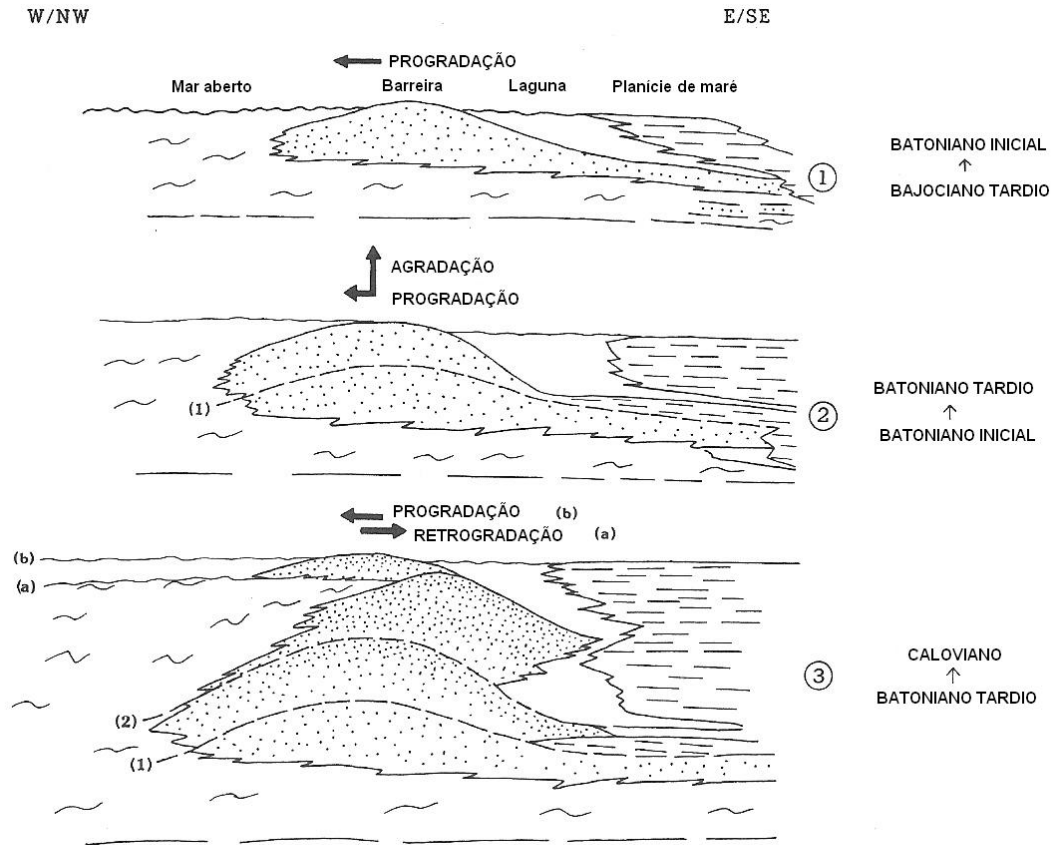


Figura VI.3: Evolução esquemática das fases de criação e “empilhamento” dos corpos arenosos durante a parte superior do Jurássico Médio na Bacia Lusitânica. 1) progradação durante o Bajociano superior das fácies de águas pouco profundas sobre fácies de águas profundas com decréscimo de espaço de acomodação; 2) taxas de sedimentação em balanço com taxa de subida relativa do nível do mar durante o Batoniano inferior com agração e progradação de depósitos de rampa interna; 3)a) ocorrência de fase retrogradativa rápida durante o Caloviano inicial com fácies de “*offshore*” suprajacentes a depósitos de face-de-praia devido à subida relativa do nível do mar mais rápida do que a produção carbonatada, impedindo a última de preencher o espaço de acomodação; 3)b) subida relativa do nível do mar mais lenta permitiu à sedimentação carbonatada de águas pouco profundas recuperar e gradualmente preencher o espaço de acomodação com nova ligeira progradação da cintura de fácies pouco profunda (retirado de AZERÊDO, 1998).

### VI.3. INTEGRAÇÃO DO MODELO DEPOSICIONAL NO CONTEXTO DA EVOLUÇÃO DA BACIA LUSITÂNICA

#### VI.3.1. CARACTERÍSTICAS ESPECÍFICAS OBSERVADAS NAS SÉRIES CARBONATADAS ESTUDADAS

Existem diferenças no Jurássico Médio da região estudada em relação aos depósitos da mesma idade nos sectores da Bacia Lusitânica a sul, que se julga pertinente abordar antes da integração da região estudada na evolução geral da rampa carbonatada.

A rampa carbonatada na Bacia Lusitânica, durante o Jurássico Médio, vai estender-se por 200 km, com largura superior a 100 km, com espessuras de séries de sedimentos, por vezes superior a 910 metros (MANUPPELLA *et al.*, 1985, 2000). Torna-se, contudo, difícil calcular com exactidão a espessura deposicional porque algumas destas sequências foram afectadas por erosão antes da deposição das formações posteriores. Do mesmo modo, há a possibilidade de que algumas espessuras estratigráficas reflectam acomodação diferencial com diferentes taxas de subsidência (AZERÊDO, 1998).

1) É precisamente este facto que pode ter-se verificado na espessura das sequências do Bajociano superior ao possível Caloviano inicial, da região estudada. Com efeito, a espessura estratigráfica estimada de cerca de 330+-50 metros para a série das unidades calcárias (RUGET-PERROT, 1961; ROCHA *et al.*, 1996) no sector Norte (SOARES & ROCHA, 1984) da Bacia Lusitânica – crê-se que englobam apenas as Formações de Degracias e de Sicó (segundo a nomenclatura proposta por AZERÊDO *et al.*, 2003) - contrasta com maiores espessuras, até 550-560 metros, observadas a sul, por exemplo no M.C.E. – se consideradas as formações equivalentes de Chão das Pias e de Sto. António de Candeeiros/Serra de Aire (espessuras propostas por MANUPPELLA & MACHADO, 1998 e AZERÊDO *et al.*, 2003).

Do mesmo modo, as espessuras globais das unidades calcárias (do Jurássico Médio) estimadas de cerca de 450+-50 m no Maciço de Sicó (KULLBERG *et al.*, 2006) contrastam com as das unidades da mesma idade, 910 m, no M.C.E. (MANUPPELLA *et al.*, 1985).

2) A região estudada é “dividida” pelo alinhamento Lousã-Pombal-Nazaré (RIBEIRO *et al.*, 1979), ficando grosseiramente os Sectores Norte, Central e Sul a norte do alinhamento e o Sector Oriental a sul do mesmo – sectores delimitados no Capítulo II.

3) Na região de Alvaiázere reconhecem-se os andares Bajociano superior e Batoniano constituídos por, respectivamente, fácies predominantemente perimareais e fácies predominantemente lagunares (MARTINS, 1998a,b). Sendo um sector mais interior, é de esperar a ocorrência de fácies de características mais internas – num modelo de rampa carbonatada -, apenas ocorrendo algumas fácies de ambiente de ante-praia/praias traduzidas em pequenos bancos periféricos (*shoals*, READ, 1985). Refira-se também que, em Alvaiázere, os sedimentos de rampa interna do Bajociano superior possuem maior espessura do que os da mesma idade nos restantes sectores estudados a oeste.

4) A uma relativamente curta distância da região estudada, nomeadamente a sul do referido importante alinhamento e, conseqüentemente, a sul da Serra de Sicó, foi executada a sondagem de Vermoil-1, pela então Companhia de Petróleos de Portugal. Nos relatórios geológicos da mesma sondagem (ALVES *et al.*, 1959 e PRESTAT, 1963), concluiu-se a existência dos andares Bajociano, Batoniano e Caloviano, com uma espessura total de cerca de 985 metros. Crê-se que a espessura dos andares Bajociano, Batoniano e Caloviano a sul de Sicó seja exagerada mas irá sempre ultrapassar a espessura de 330+-50 metros estimada por ROCHA *et al.* (1996) na região estudada.

5) Outro importante factor determinante na interpretação do “comportamento” da rampa carbonatada nesta região está na identificação do andar Caloviano. Já no capítulo I se abordou a dificuldade evidenciada pelos diversos autores na identificação deste andar (RUGET-PERROT, 1961; AGUIAR & RICHE, 1962; GOMES, 1962; AZERÊDO *et al.*, 2000). No corte de Covão da Silva e no afloramento de Aroeiras aqui estudados (e em MARTINS *et al.*, 2001) e no corte do Barrocal (AZERÊDO *et al.*, 2000), onde se observa a passagem Jurássico Médio-Jurássico Superior, os calcários do Jurássico Médio são, em grande parte, constituídos por *packstones* e *grainstones* biointraclásticos a bio-oolíticos, por vezes ricos em formas elevadas de *Trocholina* spp. (*T. gigantea*, *T. palastiniensis* “high-variety” e *T. elongata*). Esta distribuição também é observada nas lâminas delgadas cedidas por G. Manuppella (ver Fig.A.49). Este tipo de foraminíferos foram descritos por AZERÊDO (1993), no topo do Batoniano superior e no Caloviano, tendo sido avançado por MANUPPELLA *et al.* (1985) que a dominância destas formas poderia ser indicativa de sedimentos do Caloviano. Também na série do Agroal, perto de Tomar, RUGET-PERROT (1961), identificou o Caloviano. MARTINS (1998a,b) verificou a predominância das formas elevadas de *Trocholina* spp. nos mesmos calcários. No entanto, a predominância desta formas não traduz necessariamente o Caloviano, por isso podem ser postas duas hipóteses: ou os depósitos traduzem o topo do Batoniano superior em toda a região, encontrando-se

por isso a descontinuidade Jurássico Médio-Jurássico Superior a partir deste andar, ou existem ainda dispersos “retalhos” de Caloviano (mais provável, segundo a opinião do autor).

Relativamente aos sectores Norte e Central delimitados neste trabalho, ROCHA *et al.* (1996), consideraram a hipótese de que as séries do Sabugueiro (Formação de Sabugueiro, capítulo I) fossem já do Caloviano. No entanto, o estudo das séries carbonatadas na área de Sicó (sector Sul) sugere que as fácies perimareais e lagunares possuam espessuras superiores a 100 metros; nessas séries observam-se associações de foraminíferos datadoras do Batoniano inferior e superior (destacando-se *Alzonella cuvillieri* e *Meyendorffina bathonica*). Dada a relativa proximidade entre as séries, não é de supor que tenha sido depositada a norte de Sicó uma menor espessura sedimentar. Considerada a repartição das sequências ao longo de alguns perfis interpretados (Fig.VI.4), sugere-se uma correlação entre os diferentes sectores. É igualmente verificada a presença de associações de foraminíferos com afinidades ao Batoniano no corte de Sabugueiro (nomeadamente de *Amijiella amiji*, não ultrapassando o andar Batoniano (BASSOULET, 1997)). Crê-se, pois, que a série do Sabugueiro e da Mata não ultrapassem o Batoniano superior.

Ainda na mesma linha de pensamento, no Sector Norte, o topo das séries de rampa interna do Jurássico Médio é interpretado como Batoniano inferior. No Sector Central, como Batoniano superior. No Sector Oriental, apenas como Batoniano inferior. Apenas no Sector Sul se considera o topo das fácies margino-litorais como do Batoniano superior ao possível Caloviano. Esta ocorrência não implica necessariamente não-deposição mas sim possível erosão posterior, graças a levantamentos tectónicos importantes relacionados com a estruturas hercínicas presentes na região (ver capítulo I) – traduzidos numa elevação topográfica das sucessivas Serras – Circo, Corte, Sicó e Alvaiázere, de NW para SE.

Assim, mesmo considerando a ausência de sedimentos do Caloviano, a espessura das unidades calcárias de rampa interna do Jurássico Médio continua a ser inferior à que ocorre a sul, no M.C.E..

6) Por último, refira-se a extensão mais reduzida das fácies calciclásticas em toda a região estudada relativamente ao sector do M.C.E. (Planalto de Fátima e Serras de Aire e Candeeiros). Esta posição dos afloramentos, mais próximos do alinhamento tectónico Lousã-Pombal Nazaré, pode ter tido implicações na distribuição das fácies de rampa interna e na influência tectónica provavelmente mais marcada (especialmente no Sector Oriental – Serras de Ariques e Alvaiázere).

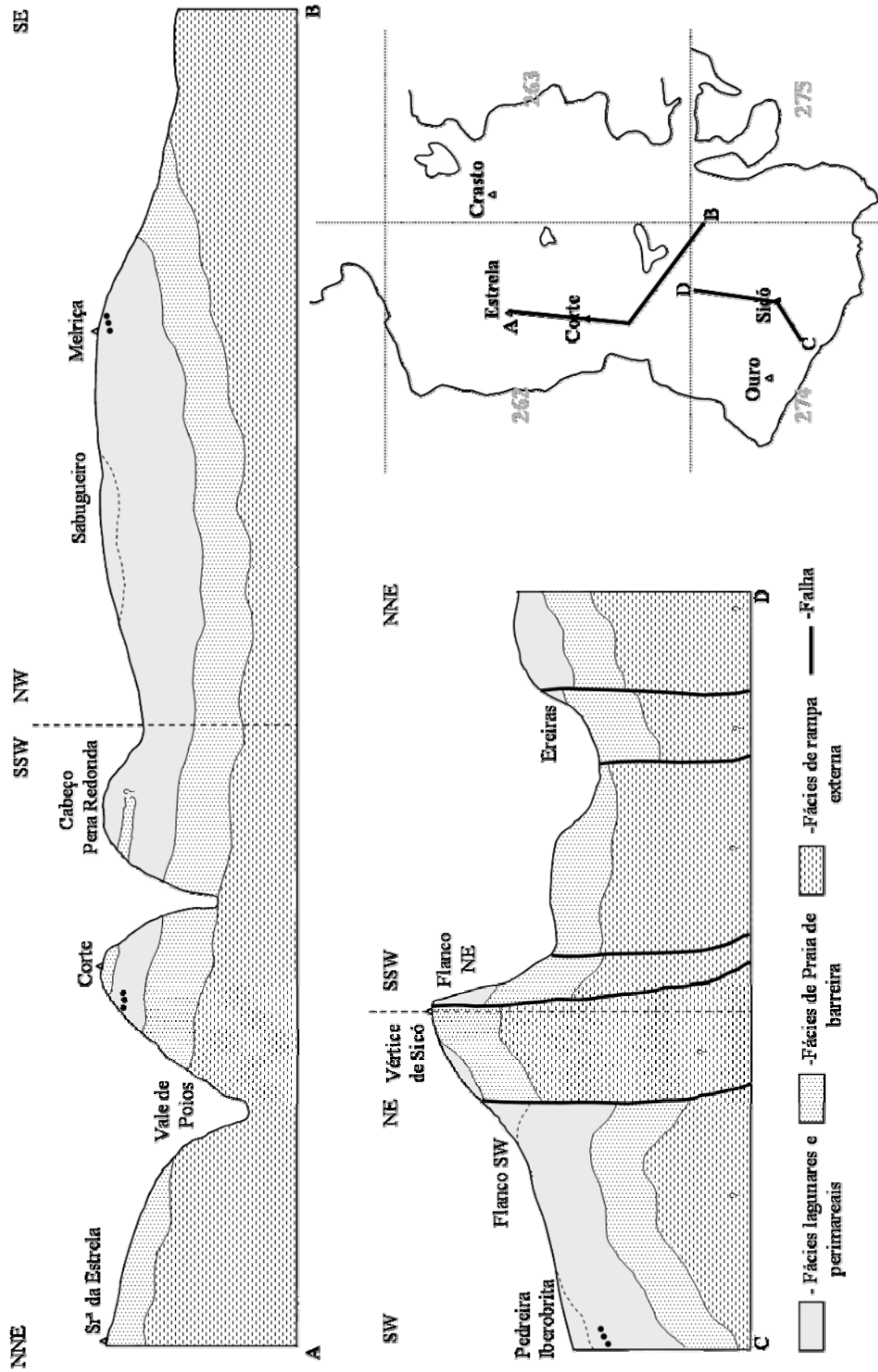


Figura VI.4: Cortes simplificados interpretativos das principais unidades paleoambientais reconhecíveis no terreno. Observe-se o mapa de localização dos cortes A-B e C-D, nas respectivas cartas topográficas 1:25.000: 262, 263, 274 e 275.

### V.I.3.2. SUBSIDÊNCIA DIFERENCIAL: UMA HIPÓTESE

Considerando os seis pontos acima e a tendência evolutiva da rampa carbonatada que se verifica, na generalidade, neste sector como nos outros sectores a sul (como veremos adiante) e considerando-se a mesma taxa de sedimentação, podem ser colocadas duas hipóteses ou ambas em conjunto:

- a) no contexto do sistema deposicional, os sectores estudados, a norte do M.C.E., podem situar-se já nas proximidades dos limites da rampa carbonatada, desenvolvendo, por isso, um prisma deposicional de menor espessura. O mesmo poderia ser argumentado para as regiões a sul do M.C.E. (Sesimbra, Santiago do Cacém?); o M.C.E. encontrar-se-ia na zona de maior expansão e desenvolvimento do sistema deposicional;
- b) verificou-se uma menor taxa de subsidência, logo menor espaço de acomodação, nesta região, pelo menos a partir do Bajociano superior, o que explicaria também uma redução na espessura durante o intervalo Bajociano superior a Batoniano superior/Caloviano (?), quando comparada com os depósitos do M.C.E..

Considerada qualquer das hipóteses, ou ambas, isso reflectir-se-ia na rápida acreção das fácies calciclásticas no Bajociano superior. No M.C.E. a progradação também foi iniciada por pequenos bancos costeiros e depois, já no início do Batoniano, estabeleceu-se um sistema de barreira (AZERÊDO, 1993, 1998; AZERÊDO *et al.*, 2003). Se se observarem as sequências de Sr<sup>a</sup> da Estrela, de Base de Sicó e de Vértice de Sicó, é notória a rápida instalação dos corpos arenosos também a partir do Bajociano superior. No M.C.E. observam-se intercalações de sedimentos perimareais nestes primeiros corpos arenosos do Bajociano superior. Nos sectores Norte, Central e Sul, essas intercalações não são observadas mas no sector Oriental, os sedimentos do Bajociano superior são caracterizados por ciclotemas perimareais. Não há, por isso, grandes diferenças entre as espessuras dos primeiros corpos arenosos depositados nesta região e no M.C.E. mas é possível que o espaço de acomodação, face a menor taxa de subsidência ou menor profundidade das águas, tenha diminuído mais rapidamente na região estudada.

Esta menor taxa de subsidência também pode ser, em parte, responsável pela maior abundância de biostromas de coraliários nesta região do que no M.C.E.. A presença destes biostromas, dominantes no subambiente de face-de-praia inferior, intercalados entre fácies

clásticas de praia-interna, estará relacionada com um substrato periodica e relativamente mais estável e uma elevada taxa de sedimentação carbonatada e logo, um mais rápido preenchimento do espaço de acomodação sobretudo através da colonização e acumulação biogénicas; a redistribuição do sedimento provocada por fluxos tempestílicos recorrentes terá impedido a formação de relevos pronunciados (e sem o desenvolvimento de recifes) e logo, a modificação da geometria da rampa predominantemente homoclinal. A ocorrência de tempestades não é favorável à colonização de organismos recifais e ao estabelecimento de “recifes pioneiros” (TÖRÖK, 1998). Na fauna fóssil, acabam por dominar os organismos com alguma contribuição para o balanço sedimentar mas que não influenciam significativamente a rampa e da sua morfologia – equinóides, braquiópodes e bivalves.

É também verificada uma maior abundância dos depósitos pedogénicos, traduzindo eventos de emersão pontuais, no Batoniano basal. Face à admissão de uma fase regressiva no final do Bajociano – transição para o Batoniano e face a uma menor taxa de subsidência e/ou menor profundidade das águas, relativamente à mesma taxa de produção carbonatada verificada com a progradação, para W, das fácies de ambiente perimareal, a exposição subaérea seria mais proeminente e facilitada, sobretudo em zonas topográfica e subtilmente elevadas (MARTINS *et al.*, 2004). PIMENTEL (2005) também refere que a presença de calcretos (Giesteira, Planalto de Fátima), depositados em ambientes de baixa energia, “*traduzem uma tendência generalizada para eventos pontuais de emersão*” (durante o final do Bajociano – transição para o Batoniano), “*constituindo no entanto eventos excepcionais à escala da bacia, ainda que integrados na ciclicidade de pequena escala*”.

Comparando uma espessura de mais de 500 metros para a Formação de Sto. António de Candeeiros (AZERÊDO *et al.*, 2003) no M.C.E., do Batoniano ao Caloviano, com a espessura das sequências estudadas nos Sectores Norte, Central e Sul (cerca de 40 a 50 metros de fácies calciclásticas do Batoniano inferior e, suprajacentes, cerca de 100 a 120 metros de espessura de fácies perimareais/lagunares e calciclásticas menos significativas, do Batoniano inferior ao Caloviano (?), pode admitir-se uma subsidência menor a norte do acidente Lousã-Pombal-Nazaré. Adiciona-se, também, que no sector Oriental (Alvaiázere) e a sul do acidente Lousã-Pombal-Nazaré, as fácies perimareais e lagunares do Bajociano superior possuem uma maior espessura (cerca de 120 metros) do que as fácies calciclásticas da mesma idade nos restantes sectores estudados.

Confirmando a menor taxa de subsidência para a região estudada, STAPEL *et al.* (1996) referem que, a partir do Jurássico Médio, na parte norte da Bacia Lusitânica (a norte

do acidente Lousã-Pombal-Nazaré), as sondagens profundas realizadas pelas companhias petrolíferas desde os anos 70 (Shell, Sun, Petrogal, etc) registam baixas taxas de subsidência tectónica ou são representadas por não-deposição durante esse período, contrastando com a parte sul da mesma bacia (a sul do referido acidente) onde registam mais elevadas taxas de subsidência (Fig. VI.5).

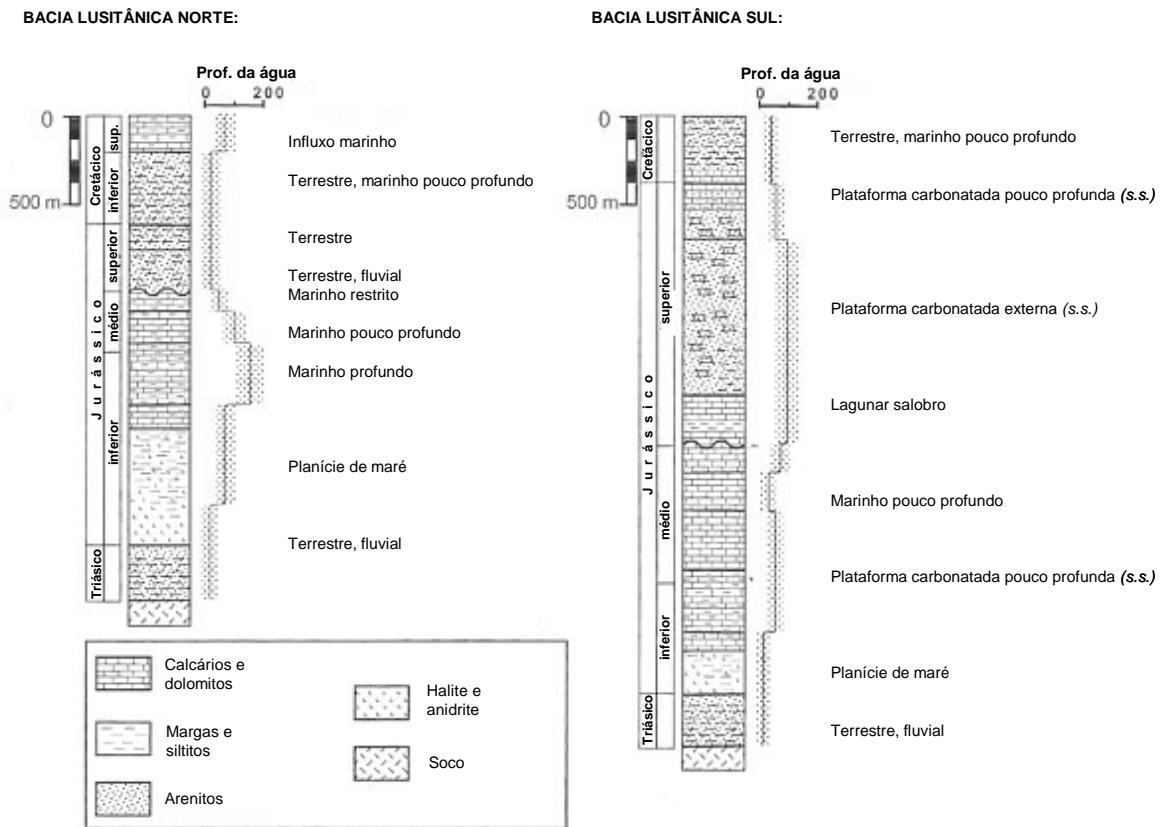


Figura VI.5: Colunas estratigráficas compiladas a partir de relatórios de sondagens mostrando subsidência menos acentuada, pelo menos a partir do Jurássico Médio, na parte norte da Bacia Lusitânica (a norte da Falha da Nazaré) (retirado de STAPEL *et al.*, 1996).

Pela comparação das curvas de subsidência estimadas em diferentes bacias, os mesmo autores verificam que a Bacia do Porto-Galiza, situada mais a norte, apresenta um hiato deposicional durante o Jurássico Médio (Fig. VI.6). Ainda durante o mesmo período, sugerem que a subsidência tectónica foi mais efectiva na parte sul da Bacia Lusitânica (o mesmo é verificado por RASMUSSEN *et al.*, 1998), enquanto que a parte norte foi soerguida e provavelmente sujeita a erosão (poderia essa erosão ser responsável pela não-observação dos sedimentos da maior parte do Caloviano?). Diferentes sondagens (por exemplo 13C-1 e 16A-1) no *offshore*, a norte, indicam, no Jurássico Médio, relativamente baixas

profundidades deposicionais, em relação às sondagens a sul do acidente Lousã-Pombal-Nazaré.

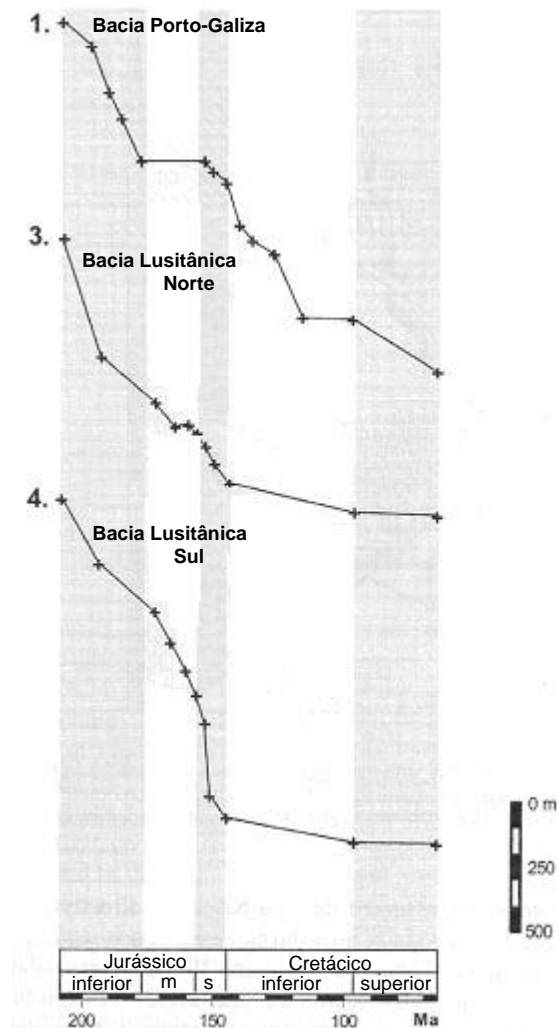


Figura VI.6: Curvas de subsidência mostrando não-deposição durante o Jurássico Médio na Bacia Porto-Galiza, menor subsidência na parte norte da Bacia Lusitânica e maior subsidência a sul do acidente Lousã-Pombal-Nazaré (parte sul da Bacia Lusitânica) (retirado de STAPEL *et al.*, 1996).

O comportamento do acidente Lousã-Pombal-Nazaré durante o Mesozóico varia segundo os autores (ver Capítulo I). Segundo WILSON *et al.* (1989), o acidente tectónico comportou-se como uma falha transformante e relaciona as diferentes taxas de sedimentação com diferentes configurações de falhas em ambas as secções. Por outro lado, STAPEL *et al.* (1996), sugerem uma diferente composição ou espessura dos blocos crustais: a sul do acidente, a crosta seria mais fina do que a norte da mesma. Essa espessura mais fina a sul oferece uma razoável explicação para o vulcanismo durante o Cretácico tardio-

Terciário inicial e a instalação de granitos. Esta última explicação implica que o acidente Lousã-Pombal-Nazaré não foi necessariamente reactivado apenas pela movimentação lateral, mas também terá acomodado movimentos distensivos significativos durante o Mesozóico (STAPEL *et al.*, 1996). Por outro lado, KULLBERG (2000) e KULLBERG *et al.* (2006) são da opinião de que não existem ainda dados suficientemente decisivos para argumentar diferenças significativas de subsidência a norte e a sul do acidente Lousã-Pombal-Nazaré.

Independentemente da discussão acima, apesar da menor espessura sedimentar, estudada e confirmada, para as fácies de rampa interna do Jurássico Médio na região abordada – Bajociano superior a Caloviano (?), a restante evolução da rampa carbonatada segue os moldes gerais verificados na generalidade da Bacia Lusitânica.

### VI.3.3. INTEGRAÇÃO DO MODELO DEPOSICIONAL

Durante o Jurássico Inferior a Médio, um substracto carbonatado regular de baixo gradiente ocorria em toda a Bacia Lusitânica, tendo o relevo *sin-rift* sido aplanado durante o Sinemuriano. Ocorrem excepções localizadas, como já referido nos capítulo I e capítulo III, de influxos siliciclásticos interpretados como tempestitos/turbiditos no Toarciano inferior (DUARTE, 1997) e interpretados como turbiditos no Toarciano-Aaleniano (WRIGHT & WILSON, 1984). Na região estudada observam-se fluxos de massa, do tipo *slumping*, expressos em depósitos com deformação *sin-sedimentar*, a partir do Bajociano inferior, sugerindo-se, para esta área, alguma instabilidade tectónica, provavelmente induzida por movimentos salíferos relacionados com os depósitos evaporíticos da Fm Dagorda (ROCHA *et al.*, 1996) ou geometria de rampa carbonatada com declive distal.

Ocorria também uma subida generalizada do nível do mar, quer eustático (HALLAM, 1978, 2001) quer relativo (devido à subsidência), iniciado no Sinemuriano e estendendo-se até ao final do Jurássico Médio.

No Bajociano superior ocorre a primeira fase progradativa do sistema de rampa interna (Fig.VI.7) que foi despoletada por um decréscimo no espaço de acomodação relacionado com uma redução da taxa de subida relativa do nível do mar. Na passagem Bajociano-Batoniano é reconhecida uma queda do nível do mar nas curvas globais (HAQ *et al.*, 1987; HALLAM, 1981, 2001; HARDENBOL *et al.*, 1998) (Fig.VI.8) mas o não



perimareais (Fig.VI.7, Fig.VI.9) (AZERÊDO *et al.*, 2003). Uma relativa progradação das fácies de barreira e lagunares/perimareais terá persistido, ajudando a manter um a geometria de rampa carbonatada, aliada à redistribuição de material por fluxos de tempestades (AZERÊDO, 1998).

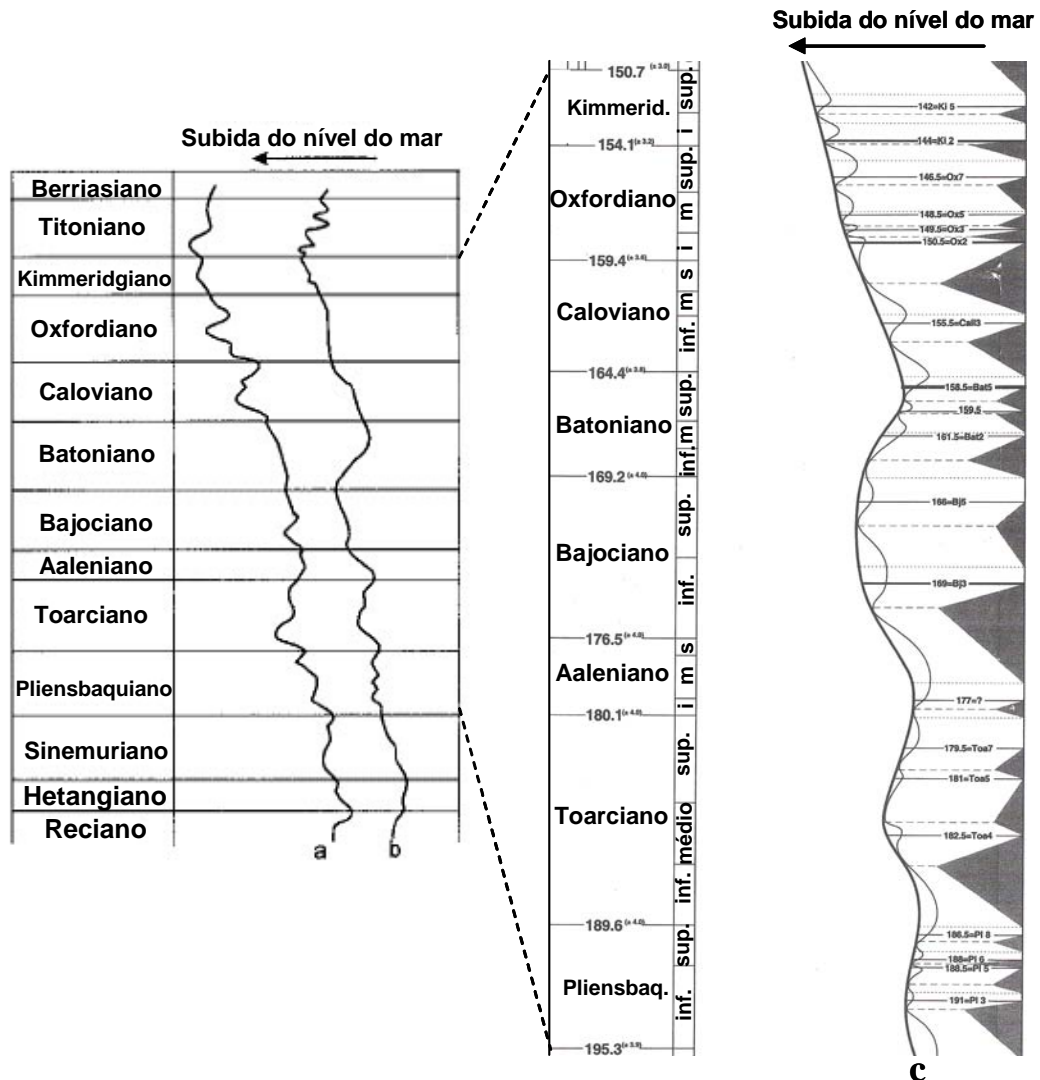


Figura VI.8: Comparação entre as Curvas Eustáticas propostas para o Jurássico. **a)** Hallam (1988), **b)** Haq *et al.* (1987b), **c)** Hardenbol *et al.* (1998) depois de Haq *et al.* (1987) e recalibradas de Gradstein *et al.* (1994) e de Berggren *et al.* (1995) (adaptado de HALLAM, 2001 e HARDENBOL *et al.*, 1998).



Na região estudada, durante a parte inicial do Batoniano, destaca-se a maior proliferação de *patch-reefs* do que no M.C.E. e a continuação do “empilhamento” dos corpos arenosos ( fácies de ante-praia/praias de barreira). Para a parte média do andar, é nítida a progradação das fácies margino-litorais para oeste (ver Fig. III.24, no Capítulo III), o que está de acordo com uma possível menor taxa de subsidência. É também verificada uma maior abundância de depósitos pedogénicos em relação ao observado nos sectores a sul, da mesma idade. Enquanto que no M.C.E. o “empilhamento” sucessivo dos corpos arenosos é registado durante praticamente todo o Batoniano (AZERÊDO, 1993, 1998; AZERÊDO *et al.*, 2003), apenas nos Sectores Norte e Central da região estudada (Sr<sup>a</sup> do Circo e Cabeça da Corte (parte II)), ocorrem ainda, no topo do Batoniano inferior, fácies de barreira (transgressivas), que não chegam a constatar-se no Sector Sul. Neste sector desenvolvem-se fácies perimareais e lagunares. É também possível que o “empilhamento”, na região estudada, e observável no Batoniano no M.C.E., estivesse a ocorrer para oeste. O grande acidente de falha que constitui a escarpa da Sr<sup>a</sup> da Estrela e que se prolonga para sul pode também ter sido responsável pela “obliteração” destes depósitos de maior energia.

Na base do Batoniano superior apenas se observam sedimentos nos Sectores Central e Sul aqui delimitados, onde abundam as fácies perimareais progradantes (Fig.VI.9). No Batoniano superior, apenas no sector Sul se observam fácies perimareais nas quais se interstratificam camadas de calcários clásticos da litofácies 4 e interpretados como corpos transgressivos constituindo pequenos bancos periféricos (*shoals* de READ, 1985).

A partir do início do Caloviano, verifica-se a retrogradação generalizada das fácies margino-litorais de rampa interna (Fig.VI.7) que, no M.C.E. estão representadas por fácies de barreira com abundante material retrabalhado e derivado da erosão da face-de-praia e da praia-intermareal, aos quais se sobrepõem carbonatos de zona de transição-*offshore* e de rampa externa, com bioturbação, braquiópodes, “filamentos”, belemnites e amonites (AZERÊDO, 1998; AZERÊDO *et al.*, 2003). Esta fase transgressiva é claramente evidenciada também noutros locais da Bacia por outros autores (RUGET-PERROT, 1961; MOUTERDE *et al.*, 1979).

Na região estudada, no Batoniano superior/possível Caloviano inferior, e apenas no Sector Sul, observam-se fácies de praia-intermareal e face-de-praia-superior, nas litofácies 3 e 4, bioclásticas e oointraclásticas, respectivamente. Contudo, esta ocorrência não é suficiente para comprovar a retrogradação evidenciada nessa altura no M.C.E..

No M.C.E. a retrogradação das fácies de pequena profundidade durante a passagem Batoniano-Caloviano foi explicada pela subida relativa do nível do mar mais rápida do que a produção carbonatada, sendo esta última “momentaneamente” insuficiente para o preenchimento do espaço disponível (*incipient drowning of the ramp* de KENDALL & SCHLAGER, 1981; READ, 1985 in AZERÊDO, 1998).

Crê-se que, posteriormente, no Caloviano superior, as taxas de subida relativa do nível do mar diminuíram, permitindo novamente a recuperação da sedimentação carbonatada de águas pouco profundas (*catch-up phase* de KENDALL & SCHLAGER, 1981) com nova deposição de fácies litorais (e nova progradação) (Fig.VI.7). Estas eram dominadas por fácies de barreira, crendo-se que as fácies lagunares e perimareais se encontrariam a leste do M.C.E. (AZERÊDO, 1998).

No final do Caloviano, após a regressão “forçada” (AZERÊDO *et al.*, 2002b), desenvolve-se a descontinuidade Dogger-Malm. Esta descontinuidade, na região de estudo, é marcada por margas vermelhas com nódulos e crostas ferruginosas, por *mudstones* com cianóides e clastos negros, por calcários calciclásticos com quartzo abundante, em Covão da Silva e por argilas castanhas, *mudstones* de cianólitos, clastos negros e *mudstones* de algas filamentosas em Aroeiras (ver também MARTINS *et al.*, 2001).

#### **VI.4. PROPOSTA PARA OS TERMOS LITOSTRATIGRÁFICOS NA REGIÃO ESTUDADA.**

O uso do termo “Calcários de Sicó”, para as séries de rampa interna da região estudada, já é comum desde que foi estabelecido por SOARES *et al.* (1986). Em AZERÊDO *et al.* (2003), foi proposta a designação de Formação de Sicó para os mesmos calcários de rampa interna e de Formação de Degracias para os calcários margoso-argilosos com nódulos de sílex infrajacentes, de rampa externa a intermédia. Anteriormente, já MACHADO & MANUPPELLA (1998) haviam proposto a separação da Formação dos Calcários de Sicó em três “membros”, da base para o topo: Calcários com nódulos de sílex de Degracias, Calcários de Vale de Couda-Ramalhais e Calcários de Sicó (veja-se também Capítulo I).

ROCHA *et al.* (1996) e KULLBERG *et al.* (2006), por outro lado, para o Sector Central aqui estudado, propuseram as designações de, da base para o topo, Formação da Sr<sup>a</sup> Estrela, Formação de Corte e Formação do Sabugueiro.

Propõe-se neste trabalho uma nomenclatura das unidades litostratigráficas para a região estudada, que tenta integrar as variadas propostas acima referidas com os dados agora obtidos. Esta interpretação baseia-se na articulação global ilustrada nas Figs VI.9 e VI.10:

- 1) Relativamente aos depósitos de rampa externa e intermédia (calcários margoso-argilosos com nódulos de sílex), essencialmente do Bajociano inferior-superior, propõe-se a manutenção da designação de **Formação de Degracias**, já que é na área de Degracias que se observa a maior extensão destes. Nos sectores Norte e Sul estudados, é nos cortes de Casmilo e Vale de Poios que esta série pode ser bem observada.

Relativamente aos depósitos de rampa interna, verifica-se uma maior complexidade traduzida no Bajociano superior- base do Batoniano inferior por fácies calciclásticas nos Sectores ocidentais (Norte, Central e Sul) e por fácies predominantemente perimareais no Sector Oriental (Vale de Couda e Alvaiázere). A partir do Batoniano inferior até ao Batoniano superior/Caloviano (?), as fácies, apenas nos Sectores ocidentais, traduzem-se maioritariamente por depósitos lagunares e perimareais e só raramente por fácies de barreira (Sr<sup>a</sup> do Circo e Cabeça da Corte (parte II)).

- 2) Propõe-se a designação de **Formação da Sr<sup>a</sup> da Estrela** (segundo-se ROCHA *et al.*, 1996), para os depósitos suprajacentes à Formação de Degracias, constituídos por fácies de barreira oolítica, calciclásticas, com biostromas, com cerca de 60 a 70 metros de espessura, de idade Bajociano superior a Batoniano inferior, bem observada no corte da Sr<sup>a</sup> da Estrela; parte dos biostromas observados nos cortes da Sr<sup>a</sup> da Estrela e Cabeça da Corte (parte II) são correlacionáveis com os observáveis no sector Sul, em Sicó, provavelmente marcando a passagem Bajociano-Batoniano.
- 3) Propõe-se a designação de **Formação de Sicó** para os depósitos predominantemente perimareais a lagunares que constituem cerca de 100 a 120 metros de espessura em Sicó, de idade Batoniano inferior a Caloviano (?), suprajacentes à Formação da Sr<sup>a</sup> da Estrela. A designação foi escolhida tendo em atenção o local onde estas fácies

cobrem uma área mais extensa, onde se inferiu maior espessura e onde se observaram aspectos particulares como a ocorrência de depósitos pedogénicos de extensão lateral descontínua. Para o topo da formação ocorrem camadas oobioclásticas e intrabioclásticas interpretadas como pequenos bancos periféricos costeiros. Às ocorrências de fácies calciclásticas, interdigitadas no seio desta formação, e que ocorrem no topo dos cortes da Srª do Circo e Cabeça da Corte (parte II) (ver Fig. VI.9) optou-se por designá-las, preliminarmente, como **membro da Corte** (onde são mais adequadamente observáveis).

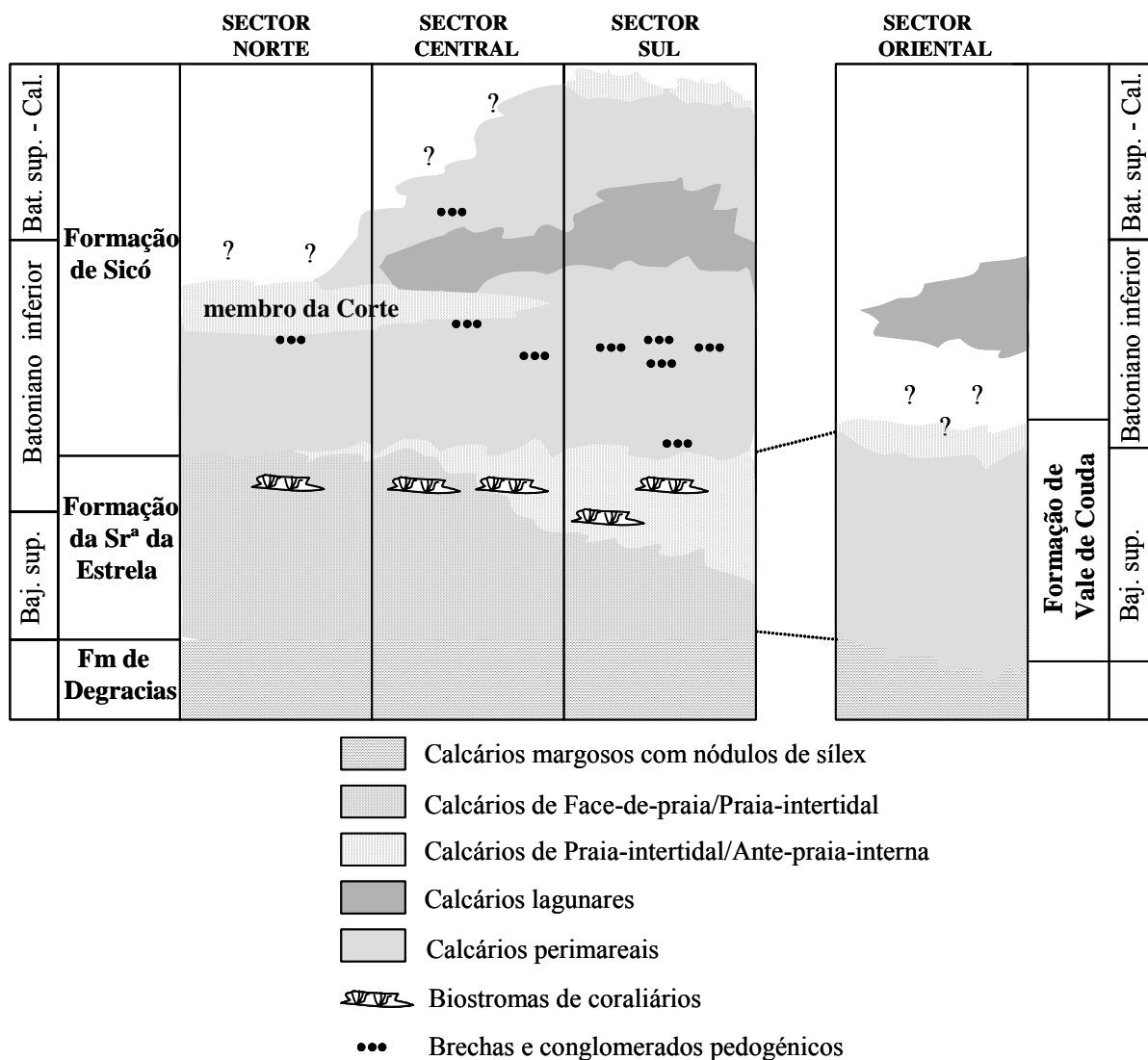


Figura VI.10: Proposta de nomenclatura das principais unidades litostratigráficas identificadas na região estudada.

- 4) Finalmente, no sector Oriental, nomeadamente na área de Alvaiázere, propõe-se a definição de **Formação de Vale de Couda** (seguindo-se MANUPPELLA & MACHADO, 1998) para os depósitos perimareais que ocorrem no corte de Alvaiázere e na área de Vale de Couda, com cerca de 100-120 metros de espessura no corte de Alvaiázere, correlacionáveis, em idade (Bajociano superior-Batoniano inferior), com a Formação da Sr<sup>a</sup> da Estrela nos sectores ocidentais estudados. Salienta-se que se recupera a nomenclatura informal de MANUPPELLA & MACHADO (1998) devido à separação geográfica entre os sectores ocidentais e o sector Oriental – separados por afloramentos representativos de fácies de rampa intermédia a externa – e devido ao forte controlo tectónico que ocorre no sector Oriental.

## VI.5. CONSIDERAÇÕES PALEOBIOGEOGRÁFICAS E CRONOSTRATIGRÁFICAS

A Bacia Lusitânica, entre outras bacias, foi o palco para a dualidade de influências marinhas de duas grandes massas de água, o que se reflectiu nas suas fauna e flora, nomeadamente na microfauna de foraminíferos e microflora de algas calcárias: influências boreal (do Atlântico Norte) e tétisiana (Mar de Tétis).

As plataformas carbonatadas tétisianas, de pequena profundidade, relativamente restritas e de clima tropical, eram ambientes que proporcionavam as condições ideais à proliferação dos Grandes Foraminíferos bentónicos de carapaça imperfurada e das Algas calcárias, capazes de definir províncias paleogeográficas (PELISSIE *et al.*, 1982).

A microfauna bentónica encontrada em meios de rampa interna é, principalmente, caracterizada por foraminíferos de tamanho apreciável, de carapaça imperfurada, dos quais a Superfamília *Lituolacea* BLAINVILLE, 1825 (SEPTFONTAINE, 1988) é a mais representativa. Pela raridade ou ausência de amonites em certas sequências carbonatadas, estes grandes foraminíferos desempenham um papel importante, não só como caracterizadores paleoambientais e paleogeográficos, como também como datadores das séries carbonatadas de águas pouco profundas. Essa datação é geralmente baseada numa associação, mais do na presença de um ou outros destes organismos, isoladamente.

## VI.5.1. PALEOBIOGEOGRAFIA

A Paleobiogeografia representa a síntese da avaliação de informação taxonómica, biostratigráfica e ecológica dos organismos (neste caso dos Grandes Foraminíferos e Algas calcárias) e da avaliação da informação posteriormente obtida acerca das capacidade de migração desses organismos, evolução do nível do mar e configuração dos continentes (BASSOULET *et al.*, 1985; BASSOULET, 1997).

A partir da passagem Lias-Dogger, com o aprofundamento geral das plataformas, dá-se um retrocesso no desenvolvimento dos Grandes Foraminíferos, restando no Toarciano formas cosmopolitas como *M. croatica* e *A. amiji* (BASSOULET *et al.*, 1985; SEPTFONTAINE, 1988; GRADSTEIN *et al.*, 1990; BASSOULET, 1997).

É na metade superior do Jurássico Médio, nomeadamente no Batoniano, que se dá nova expansão, com intensa especiação, e quando são estabelecidos dois domínios no Tétis:

- província Norte-tétisiana, compreendendo a associação *Meyendorffina bathonica*, *Lituonella mesojurassica* MAYNC, *Spiraloconulus giganteus*, *Pfenderina* sp. e *Paracoskinolina occitanica* PEYBERNÈS;
- província Sul-tétisiana, compreendendo a associação *Pfenderina salernitana* SARTONI & CRESCENTI, *Pfenderina trochoidea* SMOUT & SUGDEN e *Satorina apuliensis* FOURCADE & CHOROWICZ (BASSOULET *et al.*, 1985; GRADSTEIN *et al.*, 1990).

Para o mesmo período, salienta-se a proliferação de formas cosmopolitas como *Alzonella cuvillieri*, *Timidonella sarda* BASSOULET, *Kurnubia palastiniensis* HENSON, *Kilianina blancheti* PFENDER e *Pseudocyclammia maynci*.

## VI.5.2. CONSIDERAÇÕES CRONOSTRATIGRÁFICAS

Os Grandes Foraminíferos e as Algas calcárias continuam a ser os principais organismos usados para o estabelecimento de uma quadro biostratigráfico dos calcários de meios pouco profundos do Jurássico. Deve-se esperar, contudo, na melhor das hipóteses, uma subdivisão das séries geológicas até ao nível do andar ou sub-andar (por exemplo, Batoniano inferior ou superior) (PELISSIÉ *et al.*, 1982; SEPTFONTAINE *et al.*, 1991). Tendo em conta a percepção da evolução dos grupos foi possível estabelecer uma sequência de associações de

foraminíferos definida por seis zonas principais – representativas de elementos de escala biocronológica mais discreta com substancial grau de fiabilidade com tentativa de escalonamento por parte das amonites (SEPTFONTAINE *et al.*, 1991) (Quadro VI.1).

As associações micropaleontológicas estabelecidas com base nos dois grupos (Foraminíferos bentónicos e Algas calcárias) aqui evidenciados e mais frequentemente encontrados nas fácies de rampa interna, no Jurássico Médio da Bacia Lusitânica, têm sido constantemente avaliadas (MANUPPELLA, 1983; MANUPPELLA *et al.*, 1985; AZERÊDO, 1993, 1999).

No que se refere às associações de foraminíferos bentónicos encontradas nos calcários da região estudada (ver também capítulo IV e Quadro IV.3):

- A presença de *A. cuvillieri*, associada a *Paleopfenderina* sp., obedece à mesma distribuição temporal encontrada em diversos sectores do Jurássico Médio da Bacia Lusitânica (Sesimbra, M.C.E.), isto é, no Batoniano inferior, mas destaque-se que foi observada nas séries estudadas até à sua parte superior; MATOS & WALKDEN (2000), referem a associação de *Alzonella cuvillieri* e *Paleopfenderina* sp. no Batoniano inferior das sequências carbonatadas do Médio Oriente; nos outros domínios circum-atlânticos, *A. cuvillieri* e *M. bathonica* encontram-se associadas, definindo nesse caso o Batoniano superior (por exemplo, FURRER & SEPTFONTAINE, 1977; PÉLISSÉ *et al.*, 1984; BASSOULET, 1997; GROSSOWICZ *et al.*, 2000).

- *M. bathonica*, associada a *Praekurnubia crusei* e *Chablaisia chablaisensis*, data as sequências do Batoniano superior; nunca foi encontrada associada a *A. cuvillieri* (AZERÊDO, 1993, 1999; MARTINS, 1998a,b). *P. crusei* é identificada a partir do Batoniano superior (MANUPPELLA, 1983; PÉLISSÉ *et al.*, 1984; BASSOULET, 1997; AZERÊDO, 1999; TASLI, 2000) ou mesmo a partir do Caloviano (PELISSÉ & PEYBERNÈS, 1982; TASLI, 1993; MATOS & WALKDEN, 2000; HEWAIDY & AL-SAAD, 2000) e também foi encontrada associada a *Pseudoegerella elongata* e *P. maynci* no Batoniano superior (BOUAOUDA, 2002; BOUAOUDA *et al.*, 2004).

- Como foi observado por MANUPPELLA *et al.* (1985) e AZERÊDO (1993,1999), as formas de trocospira elevada do género *Trocholina* (*T. gigantea*, *T. cf. elongata* e *T. palastiniensis* “var. elevada” ) concentram-se no topo do Batoniano superior-Caloviano inferior. BASSOULET (1997) refere *T. gigantea* do Batoniano superior ao Caloviano médio.

- Segundo BASSOULET (1997), *Amijiella amiji* possui repartição estratigráfica desde o Aaleniano até ao Batoniano superior Nas séries aqui estudadas foi observada desde o



- Salienta-se a presença rara de *Haurania* gr. *deserta* no Batoniano inferior e a persistência de *Pseudoegerella* cf. *elongata* nas fácies clásticas do Batoniano superior (esta última espécie descrita no Batoniano superior por BOUAOUDA *et al.*, 2004); *H.* gr. *deserta* exibe maior frequência no Jurássico Inferior, Aaleniano e Bajociano (SARTORIO & VENTURINI, 1988; BASSOULET, 1997; HEWAIDY & AL-SAAD, 2000; VESELI *et al.*, 2006) e GROSSOWICZ *et al.* (2000), referem a distribuição de *Haurania* s.l./*Socotrainsa* sp. desde o Sinemuriano superior ao Batoniano, mas pode também encontrar-se na base do Batoniano inferior associada a *A. amiji* (MATOS & WALKDEN, 2000) e no Batoniano superior (SARTORIO & VENTURINI, 1988), associada a *M. bathonica* e *P. salernitana* (MARTIN, 1969).

- *S. giganteus* e *Spiraloconulus* aff. *giganteus* foram observados na região estudada do Bajociano superior ao Batoniano superior, concentrando-se o último especialmente no Batoniano superior; *Limognella dufaurei* (sinonímia provável de *S. giganteus*) é frequentemente citado nos níveis do Bajociano ao Batoniano médio (BOUAOUDA, 2002).

- Destaquem-se as formas de passagem *Paravalvulina-Kilianina* e *Paravalvulina-Parurgonina*, bem como de *Kilianina* sp., mais frequentes na passagem Batoniano inferior a Batoniano superior (cortes de Pedreira de Iberobrita, Cabeça da Corte (parte I) e Mata), similarmente ao observado por AZERÊDO (1993); *Kilianina blanchetiformis* TASLI, forma muito parecida com a observada, foi identificada no Batoniano superior (TASLI, 2000).

- *Protopeneroplis striata* foi observado maioritariamente nas fácies clásticas de praia de barreira, do Bajociano superior ao Batoniano superior (similarmente ao observado por PÉLISSIÉ *et al.*, 1984, MATOS & WALKDEN, 2000 ou BOUAOUDA *et al.*, 2004); BASSOULET (1997) refere a repartição estratigráfica desta espécie desde o Aaleniano ao Titoniano.

*Solenopora* cf. *cayeuxiformis*, observada em calcários recifais do Jurássico Superior da Bacia Lusitânica (LEINFELDER, 1986), foi também observada nos calcários do Jurássico Médio da região estudada, nomeadamente na litofácies 6, em Sicó, e em calcários recifais do Jurássico (Médio ou Superior?) na litofácies 2 de Pataias.

Relativamente ao grupo das Algas calcárias *sensu lato*, destaque-se a raridade de dasicladáceas e a proliferação das Porostromata desde o Bajociano superior ao possível Caloviano inferior.

## VI.6. CONCLUSÕES

- 1) Nos calcários de meio marinho interno do Jurássico Médio dos Maciços de Condeixa-Sicó-Alvaiázere foi possível individualizar onze litofácies, cujas características e geometria permitiram definir diversos subambientes, articulados num sistema deposicional de rampa carbonatada. O sistema deposicional de rampa carbonatada, predominantemente homoclinal, desenvolveu-se sob um regime microtidal, similarmente ao observado no M.C.E..
- 2) Verifica-se menor espessura das séries do Jurássico Médio, na região estudada, face à estimada para as séries do M.C.E. a sul; esta diferença é interpretada como resultado de menor taxa de subsidência a norte, logo, menor espaço de acomodação, e/ou devida ao posicionamento da região estudada, mais próximo do limite nordeste (proximal) do sistema deposicional.
- 3) Constata-se também, na região estudada, que os depósitos perimareais e lagunares dominam sobre os depósitos calciclásticos, embora se coloque a hipótese de que os últimos tivessem tido maior desenvolvimento para oeste.
- 4) Adota-se, para os calcários de rampa interna, as designações de Formação de Sr<sup>a</sup> da Estrela para os depósitos calciclásticos (litofácies 2 a 6) e de Formação de Sicó para os depósitos perimareais e lagunares (litofácies 7 a 10), nos sectores ocidentais (Norte, Central e Sul); e a designação de Formação de Vale de Couda para os ciclotemas perimareais do Bajociano superior-Batoniano inferior no sector oriental.
- 5) Destaca-se, também, maior expressão de *patch-reefs* e de depósitos pedogénicos, respectivamente no Bajociano superior—Batoniano inferior e no Batoniano inferior, na região abordada, em relação ao M.C.E.. A ocorrência dos depósitos pedogénicos preferencialmente no Batoniano inferior está de acordo com o que se verifica para sul, no Planalto de Fátima (parte do M.C.E.).
- 6) Consideram-se somente alguns depósitos calciclásticos locais como do Caloviano (?), e apenas no sector Sul, pela presença de formas elevadas de *Trocholina* spp.,

similarmente ao observado noutras zonas da Bacia Lusitânica; contudo, também no sector Sul e localmente, observou-se a descontinuidade Dogger-Malm entre calcários do Batoniano superior com *M. bathonica* e depósitos do Jurássico Superior, verificando-se aí ausência de depósitos do Caloviano (similarmente a alguns sectores do M.C.E.).

- 7) Verificam-se semelhanças na microfauna, na microflora e nas estruturas organosedimentares do Jurássico Médio, entre os calcários dos Maciços de Condeixa-Sicó-Alvaiázere e os calcários do M.C.E.; destacam-se os foraminíferos de carapaça imperfurada e as algas calcárias/cianobactérias como os grupos dominantes, sendo as Porostromata, as mais abundantes no segundo grupo.
  
- 8) Confirma-se a repartição cronostratigráfica de *Alzonella cuvillieri* apenas no Batoniano inferior e de *Meyendorffina bathonica* apenas no Batoniano superior. Foram identificadas *Pseudoegerella* cf. *elongata* e *Haurania* gr. *deserta*, a última espécie identificada pela primeira vez no Jurássico Médio da Bacia Lusitânica; acrescenta-se que, em lâminas delgadas provenientes do Planalto de Fátima agora estudadas (Giesteira), também se observou *H.* gr. *deserta*. Ainda se refere a maior frequência de *Amijiella amiji* nas formações estudadas do que nas formações equivalentes do M.C.E..

## **BIBLIOGRAFIA**

**ADAMS, J.E. & RHODES, M.L.** (1960): Dolomitization by seepage refluxion, Bull.Amer.Assoc.Petrol.Geol., **44**, 12, pp. 135-143.

**AGUIAR, M.A. & RICHE, P.** (1962): Estudo geológico da bordadura mesozóica das regiões de Pombal e sul do Mondego, Companhia dos Petróleos de Portugal, rel.nº1355 ON/CPP (relatório não publicado), 19 pp.

**AHR, W.M.** (1973): The carbonate ramp: an alternative to the shelf model. Trans. Gulf. Coast Assoc. Geol. Societies, **23**, pp. 221-225.

**AIGNER, T.** (1982): Calcareous tempestites: storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk Limestones (Middle Trias, SW Germany). *In*: Einsele, G. & Seilacher, A. (eds) – Cyclic and event stratification, Springer-Verlag, Berlin, pp. 180-198.

**ALMEIDA, C.; MENDONÇA, J.J.L.; JESUS, M.R. & GOMES, A.J.** (2000): Actualização do Inventário dos Sistemas Aquíferos de Portugal Continental, Centro de Geologia e Instituto da Água.

**ALTINER, D. & SEPTFONTAINE, M.** (1979): Micropaléontologie, stratigraphie et environment de déposition d'une série jurassique a facies de plate-forme de la région de Pinarbasi (Taurus Oriental, Turquie). Rév. Micropaléontologie, **22**, 1, pp. 3-18.

**ALVES, A.M.; FERREIRA, G.C. & PEREIRA, J.L.** (1959): Relatório geológico Sondagem Vermoil nº1, Companhia dos Petróleos de Portugal, S.A.R.L., rel.nº 1254 ON/CPP (relatório não publicado), 60 pp.

**ALVES, T.M.** (2002): Salt vs. Fault Tectonics on the Western Iberian Margin, Portugal: controls on Meso-Cenozoic depositional systems. Tese de Doutoramento (não publicada). Dep. of Earth Sciences, University of Manchester, 386 pp.

**ALVES, T.M.; MOITA, C.; SANDERS, F.; CUNHA, T.; MONTEIRO, J.H. & PINHEIRO, L.M.** (2006): Mesozoic-Cenozoic evolution of North Atlantic continental-slope basins: the Peniche basin, western Iberian margin. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bulletin, **90**, 1, pp. 31-60.

**AHR, W.M.** (1973): The carbonate ramp: an alternative to the shelf model. Transactions, Gulf Coast Assoc. Geol. Societies, **23**, pp. 221-225.

**AHR, W.M.** (1998): Carbonate ramps, 1973-1996: a historical review. *In* Wright, V.P. & Burchette, T.P. (eds): Carbonate ramps. Geol. Soc. Spec. Publication, London, **149**, pp. 7-14.

**ATROPS, F. & MARQUES, B.** (1988): Précisions stratigraphiques sur les formations à ammonites du Jurassique supérieur dans le massif du Montejunto (Nord du Tage, Portugal). 2nd International Symposium on Jurassic Stratigraphy, Lisboa, **1**, pp. 505– 516.

**AURELL, M.; ROBLES, S.; BÁDENAS, B.; ROSALES, I.; QUESADA, S.; MÉLENDEZ, G. & GARCÍA-RAMOS, J.C.** (2003): Transgressive-regressive cycles and Jurassic palaeogeography of northeast Iberia. Sed. Geology, **162**, pp. 239-271.

**AUROUZE, G.; BELLON, J.; BIZON, J.J. & JOURNEL, C.** (1956): Sur la présence du genre *Kilianina* dans le bassin de Paris. Bull. Soc. Géol. France, (6), **6**, 15, pp.67-74.

**AUROUZE, G. & BIZON, J-J.** (1959): Rapports et différences des deux genres de foraminifères : *Kilianina* (PFENDER) et *Meyendorffina* n.gen.. Rév. Micropaléontologie, **1**, 2, pp. 67-74.

**AZERÊDO, A.C.** (1988a): Preliminary note on peritidal facies of the Bathonian from Serra de S.Bento (Maciço Calcário Estremenho). Proceed. 2<sup>nd</sup> International Symposium on Jurassic Stratigraphy, Lisboa, pp. 899-916.

- (1988b): Calcareous Debris-flows as evidence for a distally steepened carbonate ramp in West-Central Portugal. Comun. Serv. Geol. Portugal, t.**74**, pp.57-68.

- (1993): Jurássico Médio do Maciço Calcário Estremenho (Bacia Lusitânica): análise de fácies, micropaleontologia, paleogeografia. Tese de Doutoramento (não publicada), Dep. de Geologia, Faculdade de Ciências, Univ. Lisboa, 366 pp., (2 vols).

- (1998): Geometry and facies dynamics of Middle Jurassic carbonate ramp sandbodies, West-Central Portugal. *In*: Wright, V.P. & Burchette, T.P. (eds): Carbonate ramps. Geological Society Special Publications, London, **149**, pp. 281-314.

- (1999): Études micropaléontologiques dans les séries carbonatées du Jurassique moyen du Bassin Lusitanien (Portugal). Comun. Inst. Geol. e Mineiro, t.**86**, pp. 59-84.

**AZERÊDO, A.C.; CABRAL, M.C.; RAMALHO, M.M. & PEREIRA, R.** (2002): Overview of microfossil assemblages and palaeological signatures in the Middle-Upper Jurassic transitional successions from the Lusitanian Basin, Portugal. Comun. Inst. Geol. Mineiro, t.**89**, pp. 155-178.

**AZERÊDO, A.C. (coord.); CABRAL, M.C.; RAMALHO, M.M.; WRIGHT, V.P.; MARTINS, J.M.; PEREIRA, R.; BARRÓN, E. & MARTINS, S.M.** (2000): Passagem Jurássico Médio-Jurássico Superior na Bacia Lusitânica: caracterização sedimentar, paleoclimática e estratigráfica. Proj. PRAXIS XXI-PCNA/P/CTE/6/96 (relatório não publicado), FCT/Centro de Geologia da Univ. de Lisboa, Lisboa, 79 pp.

**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, Inst. Geol. Mineiro, Lisboa 43 pp.

**AZERÊDO, A.C.; MARTINS, J.M.; PIMENTEL, P.V. & DUARTE, L.V.** (2004): Assessing the role of event versus dominant sedimentation in a dynamic carbonate system (Middle Jurassic, Portugal). *In*: Reis, R.P., Callapez, P. & Dinis, P. (eds): 23<sup>rd</sup> IAS Meeting of sedimentology - Abstracts Book, Coimbra, p.49.

**AZERÊDO, A.C.; RAMALHO, M.M & WRIGHT, V.P.** (1998): The Middle-Upper Jurassic disconformity in the Lusitanian Basin, Portugal: preliminary facies analysis and evidence for palaeoclimatic fluctuation. Cuadernos de Geologia Ibérica, **24**, pp. 99-119.

**AZERÊDO, A.C.; WRIGHT, V.P. & RAMALHO, M.M.** (2002b): The Middle-Late Jurassic forced regression and disconformity in central Portugal: eustatic, tectonic and climatic effects on a carbonate ramp system. Sedimentology, Oxford, **49**, pp. 1339-1370.

**BAILLEAU, M.** (1965): Étude géologique dans la région de Tomar (Province de Ribatejo, Portugal). Diplôme d'Études Supérieures, Université de Lyon, 128 pp..

**BASSOULET, J.P.** (1997): Les Grands Foraminifères. *In*: Cariou, E. and Hantzpergue (eds.): Biostratigraphie du Jurassique Ouest-Européen et Méditerranéen. - Bull. Centre Resch. Elf Explor. Prod. Mém., **17**, pp. 293-304.

- (1998): Un nouveau grand foraminifère *Bostia irregularis* n.gen., n.sp. (Lituolacea, Hauraniidae) du Jurassique moyen de Dordogne (France). Rév. Micropaléontologie, **41**, 3, pp. 181-195.

**BASSOULET, J.P. ; FOURCADE, E. & PEYBERNES, B.** (1985): Paléobiogéographie des grands Foraminifères benthiques des marges néo-téthysiennes au Jurassique et au Crétacé inférieur. Bull. Soc. Géol. France, t.I, 5, pp. 699-713.

**BATHURST, R.G.C.** (1976): Carbonate sediments and their diagenesis. Second enlarged edition. Developments in Sedimentology, **12**, Elsevier Publications, 658 pp..

**BERNARDES, C.M.A.** (1992): A sedimentação durante o Jurássico superior entre o Cabo Mondego e o Baleal (Bacia Lusitana): modelos deposicionais e arquitectura sequencial. Tese de doutoramento (não publicada). Universidade de Aveiro, 261 pp..

**BERNIER P. & NEUMANN, M.** (1970): *Alzonella cuvillieri* n.gen, n.sp., nouveau genre de foraminifère du Bathonien de la bordure méridionale des Cévennes. Rév. Micropaléontologie, **13**, 1, pp.3-12.

**BLATT, H.; MIDDLETON, G. & MURRAY, R.** (1972): Origin of sedimentary rocks. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 634 pp..

**BOILLOT, G.; MALOD, J.A. & MOUGENOT, D.** (1979): Évolution géologique de la marge ouest-Ibérique. Ciências da Terra (UNL), **5**, Lisboa, pp. 215-222.

**BOUAOUDA, M.** (2002): Micropaléontologie de la plate-forme du Bathonien-Oxfordien des régions d'Imi-N'Tanout et du Jbilet occidental (Maroc), Essai de biozonation. Révue Paléobiol., Genève, **21**, 1, pp. 223-239.

**BOUAOUDA, M.; PEYBERNES, B. & BOUTAKIOUT, M.** (2004): Foraminifères bentiques complexes du Bathonien supérieur au Kimméridgien inférieur de la marge atlantique marocaine (« Bassin » d'Agadir): stratigraphie et paléobiogéographie. Rév. Micropaléontologie, **47**, 1, pp.13-27.

**BRAITHWAITE, C.J.R.** (1973): Reefs: Just a problem of Semantics? Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **57**, 6, pp. 1100-1116.

**BROOKFIELD, M.E. & BRETT, C.E.** (1988): Paleoenvironments of the Mid-Ordovician (upper Caradocian) Trenton limestones of southern Ontario, Canada: storm sedimentation on a shoal-basin shelf model. Sed. Geology, **57**, pp. 75-105.

**BRONNIMAN, P.** (1967): Re-examination of the morphology of *Nautiloculina oolithica* MOHLER, 1938. C.R. Séan. S.P.H.N. Genève, N.S., 2,1, pp. 48-61.

**BURCHETTE, T.P. & WRIGHT, V.P.** (1992): Carbonate ramp depositional systems. Sed. Geology, **79**, pp. 3-57.

**CALLAPEZ, P.M.** (1998): Estratigrafia e Paleobiologia do Cenomaniano-Turoniano. O significado do eixo da Nazaré-Leiria-Pombal. Tese de Doutoramento (não publicada), Univ. Coimbra, 491 pp.

**CAMOIN, G.F. & MONTAGGIONI, L.F.** (1994): High energy coralgall-stromatolite frameworks from Holocene reefs (Tahiti, French Polynesia). Sedimentology, **41**, pp. 655-676.

**CARBALLO, J.D. ; LAND, L.S. & MISER, D.E.** (1987) : Holocene dolomitization of supratidal sediments by active tidal pumping, Sugarloaf Key, Florida. Jour. Sed. Petrol., **57**, 1, pp. 153-165.

**CASTRO, P. DE** (1990): Thaumtoporelle: Conoscenze attuali e approccio all'interpretazione. Boll. Soc. Pal. Italiana, **29**, 2, pp. 179-206.

**CHERCHI, A.** (1989): Problems of larger foraminifera. Palaeobiogeography in the Mediterranean Mesozoic. *In*: Boriani, A.; Bonafade, M.; Piccardo, G.B. & Vai, G.B. (eds):

The lithosphere in Italy. *Advances in Earth Science Research, Atti dei Convegni Lincei*, **80**, Roma, pp. 353-382.

**CHERCHI, A. & SCHROEDER, R.** (1979): *Koskinobullina* n.gen., Micro-organisme en colonie incertae sedis (Algues?) du Jurassique-Crétacé de la région méditerranéenne. Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, **3/2**, pp. 519-523.

- (1981): *Spiraloconulus giganteus* n.sp., a new foraminifer from the Dogger of NW Sardinia (Italy). Boll. Soc. Pal. Italiana, **20**, 2, pp.163-168.

- (1985): *Koskinobullina socialis* CHERCHI & SCHROEDER, 1979: a colonial microfossil *incertae sedis* (algae?) from Jurassic-Cretaceous of the mediterranean region. Boll. Soc. Pal. Italiana, **23**, 2, pp. 361-374.

- (2006): Remarks on the systematic position of *Lithocodium* Elliot, a problematic microorganism from the Mesozoic carbonate platforms of the Tethyan realm. Facies, **52**, pp. 435-440.

**CHIOCCHINI, M.; MANCINELLI, A.; MOLINARI-PAGANELLI, V. & TILIAZUCCARI, A.** (1979) : Répartition stratigraphique des algues dasycladales et codiacées dans les successions mésozoïques de plate-forme carbonatée du Lazio Centre-Méridional (Italie). Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine, **3**, 2, pp. 525-531.

**CHOFFAT, P.** (1880): Étude stratigraphique et paléontologique des terrains jurassiques du Portugal. Le Lias et le Dogger au Nord du Tage. Mem. Sec. Trab. Geol. de Portugal, Lisboa, **22**, 72 pp.

- (1885-1888): Description de la faune jurassique du Portugal: Mollusques lamellibranches, Deuxième ordre Asiphonidae. Direction des travaux géologiques du Portugal, Lisbonne, Imprimerie de l'Académie Royale des Sciences, 76 pp..

- (1893): Description de la faune jurassique du Portugal: Mollusques lamellibranches, Premier ordre Siphonida. Direction des travaux géologiques du Portugal, Lisbonne, Imprimerie de l'Académie Royale des Sciences, 39 pp.

- (1903-1904): L'Infralias et le Sinémurien du Portugal. Comun. Com. Serv. Geol. Portugal, **5**, pp. 49-114.

- (1908): Contribution à la connaissance du Lias et du Dogger en la région de Thomar. Com. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, **7**, pp. 140-167.

- (1927): Cartas e cortes geológicos dos distritos de Leiria e Coimbra. Serv. Geol. Portugal, Lisboa. Publ. Póstuma.

**CHOFFAT, P. & TEIXEIRA, C.** (1947): Description de la faune jurassique du Portugal: Brachiopodes, Serv. Geol. Portugal, Ouvrage Posthume, Bertrand Irmãos, 46 pp.

**CHOQUETTE, P.W. & PRAY, L.C.** (1970): Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, **54**, 2, pp. 207-250.

**CISNEROS, C.J. DE & VERA, J.A.** (1993): Milankovitch cyclicity in Purbeck peritidal limestones of the Prebetic (Berriasian, southern Spain). Sedimentology, **40**, pp. 513-537.

**CLOUD JR., P.E.** (1952): Facies relationships of organic reefs. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, **36**, 11, pp. 2125-2149.

**COLOMBIÉ, C. & STRASSER, A.** (2005): Facies, cycles, and controls on the evolution of a keep-up carbonate platform (Kimmeridgian, Swiss Jura). Sedimentology, **52**, pp. 1207-1227.

**CUNHA, L.** (1988): As serras calcárias de Condeixa-Sicó-Alvaiázere. Estudo de Geomorfologia. Tese de Doutoramento (não publicada), Faculdade de Letras da Univ. Coimbra, 329 pp., 2 cartas.

**CUNHA, P.P. & REIS, R.P.** (1995): Cretaceous sedimentary and tectonic evolution of the northern sector of the Lusitanian Basin (Portugal). Cretaceous Research, **16**, pp. 155-170.

**DAHANAYAKE, K.** (1977): Classification of oncoids from the Upper Jurassic carbonates of the french Jura. Sed. Geology, **18**, pp. 337-353.

- (1983): Depositional environments of some Upper Jurassic oncoids. *In*: Peryt, T.M. (ed.): Coated grains. Springer Verlag, Berlin, pp. 377-385.

**D'ARGENIO, B.; FERRERI, V.; RASPINI, A.; AMODIO, S. & BUONOCUNTO, F.P.** (1999): Cyclostratigraphy of a carbonate platform as a tool for high-precision correlation. Tectonophysics, 315, pp. 357-384.

**DECROUEZ, D.** (1989): Generic ranges of Foraminiferida. Rév. Paléobiologie, **8**, 1, pp. 263-321.

**DELANCE, J.H.** (1964) : *Meyendorffina* et *Orbitamina* dans les calcaires de Comblanchien au sud-ouest de Dijon. Rév. Micropaléontologie, **7**, 3, pp.219-222.

**DELMAS, M.R.** (1975) : La formation et l'évolution des micrites et dolomicrites. Bull. Cent. Rech. Pau – SNPA, **9**, 1, pp. 77-97.

**DELOFFRE, R. & POIGNANT, A.F.** (1978): Détermination générique d'algues mésozoïques : Floridées et Dasycladales. Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, **2**, 1, pp. 39-60.

**DERCOURT, J. ; GAETANI, M. ; VRIELYNCK, B. ; BARRIER, E. ; BIJU DUVAL, B. ; BRUNET, M.F. ; CADET, J.P. ; CRASQUIN, S. & SANDULESCU (eds) (2000):** Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical maps. I-XX. CCGM/CGMW, Paris, 269 pp., 24 mapas.

**DERCOURT, J.; RICOU, L.E. & VRIELYNCK, B. (eds) (1993):** Atlas Tethys palaeoenvironmental maps. Gauthier-Villars, Paris, 307 pp., 14 mapas.

**DINIS, J.L. (1992):** The onset of sea floor spreading in the Lusitanian Basin during Aptian and the sedimentary response (“Grés Belasianos” Unit). Actas del III Cong. Geol. De Espanã, **1**, pp. 113-117.

**DONSELAAR, M.E. (1989):** The Cliff House Sandstone, San Juan Basin, New Mexico: model for the stacking of “transgressive” barrier complexes. Jour. Sed. Petrol., **59**, 1, pp. 13-27.

**DOTT, R.H. & BOURGEOIS, J. (1983):** Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences: reply. Geol. Soc. Amer. Bulletin, **94**, pp. 1250-1251.

**DRUMMOND, C.N. & WILKINSON, B.H. (1993):** Aperiodic accumulation of cyclic peritidal carbonate. Geology, **21**, pp. 1023-1026.

- (1994): Aperiodic accumulation of cyclic peritidal carbonate: Reply, Geology, **22**, 5, pp. 479-480.

**DUARTE, L.V. (1991):** Os Margo-Calcários do Toarciano na região de Rabaçal-Condeixa (Sul de Coimbra): caracterização sedimentológica e evolução sequencial. Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, Coimbra, **112**, pp. 15-36.

- (1994): La sedimentation cyclique marno-calcaire dans le Toarcien du Bassin Lusitanien (Portugal). Geobios, Mém. Sp., **17**, 2, pp. 663-669.

- (1995): O Toarciano da Bacia Lusitaniana: Estratigrafia e Evolução Sedimentogenética. Tese de Doutoramento (não publicada). Centro de Geociências da Universidade de Coimbra. Junta Nacional de Investigação Científica e Tecnológica. 349 pp.

- (1997): Facies analysis and sequential evolution of the Toarcian-Lower Aalenian series in the Lusitanian Basin (Portugal). Comun. Inst. Geol. e Mineiro, Lisboa, t.**83**, pp. 65-94.

- (1998) : Clay minerals and geochemical evolution in the Toarcian-lower Aalenian of the lusitanian basin (Portugal). Cuadernos de Geologia Ibérica, **24**, pp. 69-98.

**DUARTE, L.V.; KRAUTTER & SOARES, A.F. (2001):** Bioconstuções à spongiaires silicieux dans le Lias terminal du Bassin Lusitanien (Portugal) : stratigraphie, sédimentologie et signification paléogéographique. Bull. Soc. Géol. France, Paris, **172**, 5, pp. 637-646.

**DUARTE, L.V. & SOARES, A.F.** (1993): Eventos de natureza tempestítica e turbidítica no Toarciano inferior da Bacia Lusitânica (Sector Norte). Cadernos de Geografia, **12**, Coimbra, F.L.U.C., pp. 89-95.

- (2002): Litostratigrafia das séries margo-calcárias do Jurássico inferior da Bacia Lusitânica. Comun. Inst. Geol. e Mineiro, t.**89**, pp. 135-154.

**DUARTE, L.V. ; WRIGHT, V.P. ; FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. ; ELMI, S. ; KRAUTTER, M. ; AZERÊDO, A. ; HENRIQUES, M.H. ; RODRIGUES, R. & PERILLI, N.** (2004): Early Jurassic carbonate evolution in the Lusitanian Basin (Portugal): facies, sequence stratigraphy and cyclicity. Field-Trip Guide Book, 23rd IAS Meeting, Coimbra.

**DUNHAM, R.J.** (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *In*: Ham, W.E. (ed.): Classification of carbonate rocks. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., **1**, pp. 108-121.

**DUNHAM, J.B. & OLSON, E.R.** (1980): Shallow subsurface dolomitization of subtidally deposited carbonate sediments in the Hanson Creek Formation (Ordovician-Silurian) of Central Nevada. *In* Zenger, D.H.; Dunham, J.B. & Ethington, 1980 (eds) - Concepts and Models of Dolomitization. SEPM, **28**, pp.139-161.

**DUPLAN, G.** (1963): Recherches géologiques sur la région située au Nord de Tomar. Faculté des Sciences de Lyon, 146 pp..

**DURENSOY, C.** (1961): Étude géologique de la région d'Ansião (province de Beira Litoral). D.E.S., Lyon.

**ELLIOT, G.F.** (1956): Further records of fossil calcareous algae from the Middle East. Micropaleontology, **2**, 4, pp. 327-334.

- (1975): Transported algae as indicators of different marine habitats in the english Middle Jurassic. Palaeontology, **18**, Part 2, pp. 351-366.

**ELLIOT, T.** (1986): Siliciclastic shorelines. *In*: Reading, H.G. (ed): Sedimentary environments and facies. Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 155-188.

**ELLIS, P.M.** (1984): Upper Jurassic carbonates from the Lusitanian Basin, Portugal and their subsurface counterparts in the Nova Scotian Shelf. Tese de doutoramento (não publicada), The Open University, Milton Keynes, 193 pp.

**ELLIS, P.M.; WILSON, R.C.L. & LEINFELDER, R.R.** (1990): Controls on Upper Jurassic buildup development in the Lusitanian Basin, Portugal. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., **9**, pp. 169-202.

**ELRICK, M.** (1995): Cyclostratigraphy of middle Devonian carbonates of the eastern Great Basin. Jour. Sed. Research, **B65**, 1, pp. 61-79.

**ELRICK, M. & READ, J.F.** (1991): Cyclic ramp-to-basin carbonate deposits, lower Mississippian, Wyoming and Montana: a combined field and computer modeling study. Jour. Sed. Petrol., **61**, 7, pp. 1194-1224.

**ENSEILE, G.** (1998): Event Stratigraphy: recognition and interpretation of sedimentary event horizons. In Doyle, P. & Bennett, M.R. (eds) - Unlocking the stratigraphic record: advances in modern stratigraphy, John Wiley & Sons Ltd., pp. 145-193.

**ENSEILE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A.** (1991): Cycles and events in stratigraphy – basic concepts and terms. In Enseile, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (eds) - Cycles and events in stratigraphy. Springer, Berlin, Heidelberg and New York, pp. 1-19.

**ESTEBAN, M. & KLAPPA, C.F.** (1983): Subaerial exposure environment. In : Scholle, A. ; Bebout, D.G. & Moore, C.H. (eds): Carbonate depositional environments, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Memoir **33**, pp. 1-54.

**FADEL, M.K.B; ROSE, .E.P.; BOSENCE, D.W.J. & LORD, A.R.** (2001): Lower Jurassic foraminifera and calcified microflora from Gibraltar, Western Mediterranean. Palaeontology, **44**, 4, pp. 601-621.

**FLÜGEL, E.** (1979): Paleocology and microfacies for Permian, Triassic and Jurassic Algal communities of platform and reef carbonates from the Alps. Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, **3**, 2, pp. 569-587.

- (2002): Microfacies analysis of limestones. Springer-Verlag, Berlin, 633 pp..

- (2004): Microfacies of Carbonate Rocks: analysis, interpretation and application. Springer Berlin Heidelberg New York, Germany, 976 pp.

**FOLK, R.L.** (1959): Practical petrographic classification of limestones. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, **43**, 1, pp. 1-38.

- (1965): Some aspects of recrystallization in ancient limestones. In: Pray, L.C. & Murray, R.C. (eds): Dolomitization and Limestone Diagenesis. Tulsa, Okla., SEPM **13**, pp. 14-48 .

**FRANÇA, J.C. & MANUPPELLA, G.** (1965): Sobre a presença de *Protopenneroplis striata* e de *Haurania* sp. no Batoniano do maciço calcário de Montejunto. Comun. Serv. Geol. Portugal, **48**, pp. 49-52.

**FRIEDMAN, G.M. & SANDERS, J.E.** (1978): Principles of Sedimentology. John Wiley & Sons eds, U.S.A., 792 pp..

**FURRER, U. & SEPTFONTAINE, M.** (1977): Nouvelles données biostratigraphiques (à l'aide des Foraminifères) dans de Dogger à faciès briançonnais des Préalpes médianes romandes (Suisse). Eclogae Geol. Helv., **70**, 3, pp. 717-737.

**GAETANI, M.; DERCOURT, J. & VRIELYNCK, B.** (2003): The Peri-Tethys Programme : achievements and results. Episodes, **26**, 2, pp. 79-93.

**GERDES, G.; DUNAJTSCHIK-PIEWAK, K.; RIEGE, H.; TAHER, A.G.; KRUMBEIN, W.E. & REINECK, H.-E.** (1994): Structural diversity of biogenic carbonate particles in microbial mats. Sedimentology, **41**, 6, pp. 1273-1294.

**GEUS** (1995): Seismic interpretation and mapping of the Lusitanian Basin, Portugal. Contribution to the MILUPOBAS Project. Contract n° JOU2-CT94-0348. DGU Service report n° **65**, 78 pp.

**GINSBURG, R.N.** (1971): Landward movement of carbonate mud: new model for regressive cycles in carbonates. Amer. Assoc. Petrol. Bull., . **55**, p. 340.

**GINSBURG, R.N., HARDIE, L.A., BRICKER, O.P., GARRETT, P. & WANLESS, H.R.** (1977) Exposure index: a quantitative approach to defining position within the tidal zone. *In*: Hardie, L.A., Glennie, K.W., Boeuf, M.D. (eds): Sedimentation on the Modern Carbonate Tidal Flats on Northwest Andros Island, Bahamas, The Johns Hopkins University Press, Baltimore, pp. 7-11.

**GOLDHAMMER, R.K., DUNN, P.A., & HARDIE, L.A.** (1987): High frequency glacio-eustatic sealevel oscillations with Milankovitch characteristics recorded in Middle Triassic platform carbonates in northern Italy. American Journal of Science, **287**, pp. 853-892.

- (1990): Depositional cycles, composite sea-level changes, cyclic stacking patterns, and the hierarchy of stratigraphic forcing: examples from the Alpine Triassic. Geol. Soc. Amer. Bull., **102**, p. 535-562.

**GOLDHAMMER, R.K.; LEHMANN, P.J. & DUNN, P.A.** (1993): The origin of high-frequency platform carbonate cycles and third-order sequences (lower Ordovician El Paso GP, west Texas): constraints from outcrop data and stratigraphic modeling. Jour. Sed. Petrol., **63**, 3, pp. 318-359.

**GOMES, C.F.** (1986): Argilas, o que são e para que servem. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, 457 p.

**GOMES, J.N.** (1962): Estudo do Corte de Barrocal (Pombal), Po-9, Dogger (topo), Malm e Cretácico. Companhia dos Petróleos de Portugal, rel.n° 1367 ON/CCP (relatório não publicado), 10 p.

**GPEP – GABINETE PARA A PESQUISA E EXPLORAÇÃO DE PETRÓLEO (1986):** Petroleum potential of Portugal, Relatório não publicado, 62 pp.

**GRADSTEIN, F.M.; JANSÁ, L.F.; SRIVASTAVA, S.P.; WILLIAMSON, M.A.; CARTER-BONHAM, G. & STAM, B. (1990):** Paléo-océanographie de l'Atlantique Nord. *In: The Geology of North America. Geol. Soc. Amer., I, 1, pp.379-417.*

**GRADSTEIN, F.M., OGG, J.G., SMITH, A.G., AGTERBERG, F.P., BLEEKER, W., COOPER, R.A., DAVYDOV, V., GIBBARD, P., HINNOV, L.A., HOUSE, M.R., LOURENS, L., LUTERBACHER, H.P., MCARTHUR, J., MELCHIN, M.J., ROBB, L.J., SHERGOLD, J., VILLENEUVE, M., WARDLAW, B.R., ALI, J., BRINKHUIS, H., HILGEN, F.J., HOOKER, J., HOWARTH, R.J., KNOLL, A.H., LASKAR, J., MONECHI, S., PLUMB, K.A., POWELL, J., RAFFI, I., RÖHL, U., SADLER, P., SANFILIPPO, A., SCHMITZ, B., SHACKLETON, N.J., SHIELDS, G.A., STRAUSS, H., VAN DAM, J., VAN KOLFSCHOTEN, T., VEIZER, J. & WILSON, D. (2004):** A Geologic Time Scale 2004, Cambridge University Press, 589 pp.

**GROSSOWICZ, L.P.; BASSOULET, J-P; HIRSH, F. & PERI, M. (2000):** Jurassic large foraminifera from Israel. *In: Bogoch, R. (Ed.): Current Research, vol.12, 5<sup>th</sup> Anniversary of the Geological Survey of Israel, pp. 132-144.*

**GROTZINGER, J.P. (1986):** Cyclicity and paleoenvironmental dynamics, Rocknest platform, northwest Canada. Geol. Soc. Amer. Bulletin, **97**, pp. 1208-1231.

**GUERY, F. (1984) :** Évolution sédimentaire et dynamique du bassin marginal ouest-portugais au Jurassique (Province d'Estremadura, secteur de Caldas da Rainha – Montejunto). Thèse (não publicada). Univ. Claude Bernard, Lyon I, 477 pp.

**GUERY, F.; MONTENAT, C. & VACHARD, D. (1986):** Évolution tectono-sédimentaire du bassin portugais au Mésozoïque suivant la transversale de Peniche (Estrémadura). Bull.Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, **10**, 1, pp. 83-94.

**HAAS, J.; LOBITZER, H. & MONOSTORI, M. (2007):** Characteristics of the Lofers cyclicity in the type locality of the Dachstein Limestone (Dachstein Plateau, Austria). Facies, **53**, pp. 113-126.

**HALFAR, J.; ORTA, L.G.; MUTTI, M.; HOLGUINS, J.E.V. & BORGES, J.M. (2006):** Carbonates calibrated against oceanographic parameters along a latitudinal transect in the Gulf of California, Mexico. Sedimentology, **53**, pp. 297-320.

**HALLAM, A. (1971):** Facies analysis of the Lias in West Central Portugal. N. Jb. Geol. Abh., Stuttgart, **139**, 2, pp. 226-265.

- (1978): Eustatic cycles in the Jurassic. Palaeography, Palaeoclimatology, Palaeocology, **23**, pp. 1-32.

- (1981): A revised sea-level curve for the early Jurassic. J. geol. Soc. London, **138**, pp. 735-743.

- (1984): Continental humid and arid zones during the Jurassic and Cretaceous. Palaeography, Palaeoclimatology, Palaeocology, **47**, pp. 195-223.

- (2001): A review of the broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the light of current knowledge. Palaeography, Palaeoclimatology, Palaeocology, **167**, pp. 23-37.

**HANDFORD, C.R.** (1986): Facies and bedding sequences in shelf-storm-deposited carbonates-Fayetteville Shale and Pitkin Limestone (Mississippian), Arkansas. Jour. Sed. Petrol., **56**, 1, pp. 123-137.

- (1988): Review of carbonate sand-belt deposition of ooid grainstones and application to Mississippian reservoir, Damme Field, southwestern Kansas. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bulletin, **72**, 10, pp. 1184-1199.

**HANDFORD, C.R. & LOUCKS, R.G.** (1994): Carbonate depositional sequences and system tracts – responses of carbonate platforms to relative sea-level changes. *In*: Loucks, R.G. and Sarg, J.F. (eds): Carbonate Sequence Stratigraphy, Amer. Assoc. Petrol. Geologists, Memoir **57**, pp. 3-41.

**HAQ, B.U.; HARDENBOL, J. & VAIL, P.R.** (1987): Chronology of fluctuating sea-levels since the Triassic. Science, 235 pp..

**HARDENBOL, J.; THIERRY, J.; FARLEY, M.B.; JACQUIN, T.; GRACIANSKY, P.-C. & VAIL, P.R.** (1998): Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphy Framework of European Basins. *In*: Graciansky, P.-C.; Hardenbol, J.; Jacquin, T. & Vail, P.R. (eds): Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, SEPM, **60**.

**HARDIE, L.A.** (1986): Ancient carbonate tidal-flat. *In*: Hardie, L.A. & Shinn, E.A. (eds): Carbonate depositional environments, modern and ancient. Part 3: Tidal Flats. Quart. Colorado Sch. Mines, **81**, 1, pp. 37-57.

- (1987): Perspectives. Dolomitization: a critical view of some current views. Jour. Sed. Petrol., **57**, 1, pp. 166-183.

**HARDIE, L.A. & SHINN, E.A.** (1986): Carbonate depositional environments, modern and ancient. Part 3: tidal flats. Quart. Colorado Sch. Mines, **81**, pp. 1-74.

**HARDY, R. & TUCKER, M.** (1988): X-ray powder diffraction of sediments. *In*: Tucker, Maurice (ed.): Techniques in sedimentology, Blackwell Sci. Publ., Oxford, United Kingdom, pp. 191-228.

**HAYES, M. O.** (1979): Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. *In*: Leatherman, S.P. (ed): Barrier Islands from the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico. Academic Press, New York, pp. 1-28.

- (1980): General morphology and sediment patterns in tidal inlets. Sed. Geol., **26**, pp. 139-156.

**HENRIQUES, M.H.** (1992): Biostratigrafia e Paleontologia (*Ammonoidea*) do Aaleniano em Portugal (Sector Setentrional da Bacia Lusitaniana). Tese de doutoramento (não publicada), Dep. Ciência da Terra da Univ. Coimbra, 301 pp..

**HENRIQUES, M.H.** (1995): Les faunes d'ammonites de l'Aalénien portugais: composition et implications paléobiogéographiques. Geobios, Lyon, M.Sp. n°18, pp. 229-235.

**HEWAIDY, A.G.A. & AL-SAAD, H.A.** (2000): Foraminiferal Biostratigraphy of the Lower-Middle Jurassic sequences in eastern Arabia. GeoResearch Forum, **6**, pp. 95-104.

**HINNOV, L.A. & GOLDHAMMER, R.K.** (1991): Spectral analysis of the middle Triassic Latemar Limestone. Jour. Sed. Petrol., **61**, 7, pp. 1173-1193.

**HIPS, K.** (1998): Lower Triassic strom-dominated ramp sequence in northern Hungary: an example of evolution from homoclinal through distally steepened ramp to Middle Triassic flat-topped platform. *In* Wright, V.P. & Burchette, T.P. (eds): Carbonate ramps. Geol. Soc. Spec. Publication, London, **149**, pp. 315-338.

**HISCOTT, R.N.; WILSON, R.C.L.; GRADSTEIN, F.M.; PUJALTE, V.; GARCÍA-MONDÉJAR, J.; BOUDREAU, R.R. & WISHART, H.A.** (1990): Comparative stratigraphy and subsidence history of Mesozoic rift basins of North Atlantic. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bulletin, **74**, 1, pp. 60-76.

**HOROWITZ, P.** (1971): Introductory petrography of fossils. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, New York, 302 pp.

**HOTTINGER, L.** (1967): Foraminifères imperforés du Mésozoïque marocain. Notes Mém. Serv. Géol. Maroc, **209**, 169 pp.

**HUBBARD, L.B. & BOULTER, M.C.** (1997): Mid Mesozoic floras and climates. Palaeontology, **40**, 1, pp. 43-70.

**HUMBERT, L.** (1976): Éléments de pétrologie dynamique des systèmes calcaires. Tome 1 & 2, Éditions Technip, Paris, 213 pp. & 113 pp..

**IMMENHAUSER, A.** (2005): High-rate sea-level change during the Mesozoic: new approaches to an old problem. Sed. Geology, **175**, pp. 277-296.

**JAMES, N.P.** (1983): Reef environment. *In* : Scholle, A. ; Bebout, D.G. & Moore, C.H. (eds): Carbonate depositional environments, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Memoir **33**, pp. 345-444.

- (1984): Shallowing-up sequences in carbonates. *In*: Walker, R.G. (ed.): Facies models. Geosc. Canada Reprint Series, **1**, pp. 213-228.

**JANSA, L.F.** (1986): Paleooceanography and evolution of the North Atlantic Ocean basin during the Jurassic. *In*: Vogt, P.R. & Tucholke, B.E. (eds): The Geology of North America, vol.M, The Western North Atlantic Region, Geol. Soc. of America, pp. 603-616.

**JACQUIN, T. & DE GRACIANSKY, P.** (1998): Transgressive/regressive (Second order) facies cycles : the effects of tectono-eustasy. *In*: GRACIANSKY, DE P-C.; HARDENBOL, J.; JACQUIN T. & VAIL, P. (eds): Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, SEPM, **60**, pp. 31-42.

**JACQUIN, T.; DARDEAU, G.; DURLET, C. ; DE GRACIANSKY, P. & HANTZPERGUE** (1998): The North sea cycle : an overview of 2<sup>nd</sup>-order transgressive/regressive facies cycles in Western Europe. *In*: GRACIANSKY, DE P-C.; HARDENBOL, J.; JACQUIN T. & VAIL, P. (eds): Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, SEPM, **60**, pp. 445-466.

**KAMINSKI, M.A.** (2004a): The new and reinstated genera of Agglutinated Foraminifera published between 1996 and 2000. *In*: Bubik, M. & Kaminski, M.A.: Proc. Sixth Intern. Workshop on Agglutinated Foraminifera, Gryzbowski Foundation Special Publication, **8**, pp. 257-271.

- (2004b): The year 2000 Classification of the Agglutinated Foraminifera. *In*: Bubik, M. & Kaminski, M.A.: Proc. Sixth Intern. Workshop on Agglutinated Foraminifera, Gryzbowski Foundation Special Publication, **8**, pp. 237-255.

**KENDALL, C.G.St.C. & SCHLAGER, W.** (1981): Carbonates and relative changes in sea level. Marine Geology, **44**, pp. 181-212.

**KERANS, C.** (2005): Comparative sedimentology of carbonate ramps. Salt Lake City Annual Meeting, paper **75-6**.

**KERSHAW, S.** (1998): The applications of stromatoporoid palaeobiology in palaeoenvironmental analysis. Palaeontology, **41**, 3, pp. 509-544.

**KOBY, F. & CHOFFAT, P.** (1904-1905): Description de la faune jurassique du Portugal: Polypiers du Jurassique Supérieur. Comission du Service Géologique du Portugal, Lisbonne, Imprimerie de l'Académie Royale des Sciences, 167 pp.

**KOCH, R. ; MOUSSAVIAN, E.; OGORELEC, B.; SKABERNE, D. & BUCUR, I.I.** (2002): Development of a *Lithocodium* (syn. *Bacinella irregularis*)-reef-mound: a patch reef within Middle Aptian lagoonal limestone sequence near Nova Gorica (Sabotin Mountain, W-Slovenia). Geologija, **45**, 1, pp.71-90.

**KREISA, R.D.** (1981): Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the middle and upper Ordovician of southwestern Virginia. Jour. Sed. Petrol., **51**, 3, pp. 823-824.

**KULLBERG, J.C.R.** (2000) : Evolução tectónica mesozóica da bacia lusitaniana, Tese de Doutoramento (não publicada), UNL, Fac. de Ciências e Tecnologia, 280 pp.

**KULLBERG, J.C.R.; ROCHA, R.B.; SOARES, A.F.; REY, J.; TERRINHA, P.; CALLAPEZ, P. & MARTINS, L.** (2006): 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, Univ. Évora, pp. 317-368.

**KUSS, J.** (1990): Middle Jurassic calcareous algae from the Circum-Arabian area. Facies, **22**, pp. 59-86.

**KWIATKOWSKI, S.** (2005): Origin of chert nodules from the polish Muschelkalk, Middle Jurassic. Ann. Soc. Geol. Poloniae, **75**, pp.287-308.

**LEINFELDER, R.R.** (1983): New mapping results on sheet Setubal (Sesimbra to Portinho da Arrábida, Serra da Arrábida, Portugal). Comun. Serv. Geol. Portugal, t.9, 2, pp. 295-324.

- (1985): Cyanophyte calcification morphotypes and depositional environments (Alenquer Oncolite, Upper Kimmeridgian?, Portugal). Facies, **12**, pp. 253-274.

- (1986): Facies, stratigraphy and paleogeographic analysis of Upper Kimmeridgian to Upper Portlandian sediments in the environs of Arruda dos Vinhos, Estremadura, Portugal. Münchner Geowissenschaften, Abhandlungen, **7**, pp 1-216.

- (1987): Formation and significance of black pebbles from the Ota Limestone (Upper Jurassic, Portugal). Facies, **17**, pp. 159-170.

- (1992): A modern-type Kimmeridgian Reef (Ota Limestone, Portugal): implications for Jurassic Reef Models, Facies, **6**, pp. 11-34.

- (1993): Upper Jurassic reef types and controlling factors: a preliminary report. *In*: Koban, C.G. (eds): Faziesanalyse und Genese der quartären Sauerwasserkalke von Stuttgart, Baden-Württemberg, Profil 5, Stuttgart, pp.1-45.

- (1994): Karbonatplattformen und Korallenriffe innerhalb siliziklscher sedimentationsbereiche (Oberjura, Lusitanisches Backen, Portugal), Profil Band 6, Institut für Geologie und Paleontologie, Universität Stuttgart, 202 pp..

**LEINFELDER, R.R.; NOSE, M.; SCHMID, D.U.; WERNER, S. & WERNER, W.** (1993): Microbial crusts of the late Jurassic: composition, palaeoecological significance and importance in reef construction. Facies, **29**, pp. 195-230.

**LEINFELDER, R.R. & SCHMID, D.** (2000): Mesozoic reefal thrombolites and other microbolites. *In*: Riding, R.E. & Awramik, S.M. (eds): Microbial Sediments, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp.289-294.

**LEINFELDER, R.R.; WERNER, W.; NOSE, M.; SCHMID, D.U.; KRAUTTER, M.; LATERNER, R.; TAKACS, M. & HARTMANN, D.** (1996): Paleocology, growth parameters and dynamics of Coral, sponge and microbolite reefs from the Late Jurassic. *In*: Reitner, J.; Neuweiler, F & Gunkel, F. (eds): Global and Regional controls on biogenic sedimentation. I. Reef evolution, Research reports, Gottinger Arb. Geol. Palaont., **Sb2**, pp. 227-248.

**LIGA DE AMIGOS DE CONIMBRIGA** (1996): O Oppidum de Conimbriga e as Terras de Sicó, Roteiro. Centro de Formação de Professores de Conimbriga-CEFOP, Conimbriga, 145 pp.

**LINK, T.A.** (1950): Theory of transgressive and regressive reef (bioherm) development and origin of oil. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, **34**, 2, pp. 263-294.

**LOEBLICH, A.R. & TAPPAN, H.** (1964): Sarcodina, chiefly “Thexamoebians” and Foraminiferida. *In*: Moore, R.C. (ed.) – Treatise on Invertebrate Paleontology, Part C, Protista 2, (vol.1 e 2), Geol. Soc. Amer. & Univ. Kansas Press, 900 p.

- (1988): Foraminiferal genera and their classification. Van Nostrand & Reinhold Comp. édit., New York, 970 p.

**LONGMAN, M.W.** (1980): Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bulletin, **64**, 4, pp. 461-487.

**LUCIA, E.J.** (1995): Rock-Fabric/Petrophysical classification of Carbonate Pore Space for Reservoir Characterization. Assoc. Petrol. Geol. Bulletin, **79**, 9, pp. 1275-1300.

**MACHADO, S. & MANUPPELLA, G.** (1998): Contribuição para o conhecimento da geologia da região de Ansião-Sicó-Pombal. Comun. Inst. Geol. e Mineiro, Actas do V Congresso Nacional de Geologia, t.84, pp. A67-A70.

**MALCHUS, N. & KUSS, J.** (1988): Microfacies studies of carbonate rocks from Jurassic outcrops in the north of Faro, Southern Portugal. Ciências da Terra (UNL), 9, pp. 105-128.

**MALIVA, R.G.; DICKSON, J.A.D. & FALLACK, A.E.** (1999): Kaolin cements in limestones: potential indicators on organic-rich pore waters during diagenesis. Jour. Sed. Research, 69, pp. 158-163.

**MANUPPELLA, G.** (1983): O Dogger de Santiago do Cacém. Comun. Serv. Geol. Portugal, t.69, fasc.1, pp. 47-61.

**MANUPPELLA, G.; ANTUNES, M.T.; COSTA ALMEIDA, C.A.; AZERÊDO, A.C.; BARBOSA, B.; CARDOSO, J.L.; CRISPIM, J.A.; DUARTE, L.V.; HENRIQUES, M.H.; MARTINS, L.T.; RAMALHO, M.M.; SANTOS, V.F. & TERRINHA, P.** (2000): Carta geológica de Portugal na escala de 1/50 000 – Notícia explicativa da folha 27-A, Vila Nova de Ourém. Dep.Geologia Inst.Geol.Mineiro, 156 p.

**MANUPPELLA, G.; ANTUNES, M; PAIS, J.; RAMALHO, M.; REY, J.** (1999) Notícia explicativa da folha 30-A (Lourinhã) da Carta Geológica de Portugal, esc. 1 / 50 000. Serv. Geol. de Portugal.

**MANUPPELLA, G. & AZERÊDO, A.C.** (1996): Contribuição para o conhecimento da geologia da região de Sesimbra. Comun. Inst. Geol. e Mineiro, t.82, pp. 37-50.

**MANUPPELLA, G.; MOREIRA, J.C.B.; COSTA, J.R.G E & CRISPIM, J.A.** (1985): Calcários e dolomitos do Maciço Calcário Estremenho. Estudos, Notas e Trabalhos, D.G.G.M., t.27, pp. 3-48.

**MANUPPELLA, G.; ZBYSZEWSKI, G. & FERREIRA, O. DA V.** (1978): Carta geológica de Portugal na escala 1/50 000 – Notícia explicativa da folha 23-A, Pombal. Serv. Geol. Portugal. 62 pp.

**MARTIN, C.** (1969): Etude stratigraphique et tectonique d'une partie du Taurus au Nord d'Akseki (Turquie Meridionale). MTA Derg., 72, pp. 175-258.

**MARTINS, J.M.** (1998a): Micropaleontologia e análise de fácies de formações do Jurássico médio de Alvaiázere-Tomar. Tese de Mestrado (não publicada), Dep. Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 164 pp.

- (1998b): Considerações sobre a micropaleontologia e as litofácies do Dogger da região entre Alvaiázere e Tomar. Comun. Inst. Geol. e Mineiro, Actas do V Congresso Nacional de Geologia, t.84, pp. A71-A73.

**MARTINS, J.M.; AZERÊDO, A.C. & MANUPPELLA, G.** (2001): Polymorphic oncoidal/cyanophyte structures in Middle to basal Upper Jurassic limestones from the Lusitanian Basin, Portugal: palaeoecological and regional cartographic significance. Comun. Inst. Geol. e Mineiro, t.8, pp. 99-106.

- (2003): Ciclicidade e pedogénese em calcários do Jurássico médio: o exemplo da série de Melriça (Serra de Sicó). Ciências da Terra (UNL), nº esp.V, CD-ROM, pp.C49-C52.

**MARTINS, J.M.; PIMENTEL, P.V. & AZERÊDO, A.C.** (2004): Recognition of differential palaeoweathering features (including calcretes) in the Middle Jurassic of the Lusitanian Basin, Portugal: preliminary study. *In*: Reis, R.P., Callapez, P. & Dinis, P. (eds): 23<sup>rd</sup> IAS Meeting of sedimentology - Abstracts Book, Coimbra, p.189.

**MARTINS, L.T.** (1991): Actividade ígnea mesozóica em Portugal (contribuição petrológica e geoquímica). Tese de doutoramento (não publicada), Dep. Geologia, Faculd. Ciências, Univ. Lisboa, 418 pp.

**MASSE, J.P. & MONTAGGIONI, L.F.** (2001): Growth history of shallow-water carbonates: control of accumulation on ecological and depositional processes. Int. J. Earth Sciences (Geol Runsch), **90**, pp. 452-469.

**MASTANDREA, A.; PERRI, E.; RUSSO, F.; SPADAFORA, A. & TUCKER, M.** (2006): Microbial primary dolomite from a Norian carbonate platform: northern Calabria, southern Italy. Sedimentology, **53**, pp. 465-480.

**MATOS, J.E. DE & WALKDEN, G.M.** (2000): Stratigraphy and sedimentation of the Middle Jurassic, U.A.E., SEPM, **69**, pp.21-35.

**MAYNC, W.** (1972): *Lituonella mesojurassica* n.sp. from the *Mytilus* Dogger of the Swiss Prealps. Rev. Esp. Micropaleontologia, **IV**, 2, pp. 251-266.

**MCKENZIE, J.A.; HSU, K.J. & SCHNEIDER, J.F.** (1980): Movement of subsurface waters under the Sabhka, Abu Dabhi, U.A.E, and its relation to evaporite dolomite genesis. *In* Zenger, D.H.; Dunham, J.B. & Ethington, 1980 (eds) - Concepts and Models of Dolomitization. SEPM, **28**, pp.11-30.

**MORROW, D.W.** (1982): Descriptive field classification of sedimentary and diagenetic breccia fabrics in carbonate rocks. Bull. Canadian Petrol.Geology, **30**, 3, pp. 227-229.

**MONTENANT, C.; GUÉRY, F.; JAMET, M. & BERTHOU, P.** (1988): Mesozoic evolution of the Lusitanian Basin: comparison with the adjacent margin. *In*: G. Boillot et al., Proc. O.D.P., Washington D.C., Sci. Res., **103**, pp. 757-775.

**MOUGENOT, D.; MONTEIRO, J.H.; DUPEUBLE, P.A. & MALOD, J.A.** (1979): La marge continentale sud-portugaise: évolution structurale et sédimentaire. Ciências da Terra (UNL), **5**, pp. 223-246.

**MOUTERDE, R. ; RAMALHO, M. ; ROCHA, R.B. ; RUGET, C. & TINTANT, H.** (1972): Le Jurassique du Portugal. Esquisse stratigraphique et zonale. Bol. Soc. Geol. Portugal, **18**, pp. 73-104.

**MOUTERDE, R.; ROCHA, R.B.; RUGET, C. & TINTANT, H.** (1979): Faciès, biostratigraphie et paléogéographie du Jurassique portugais. Ciências da Terra (UNL) (UNL), **5**, pp. 29-52.

**MOUTERDE, R. & RUGET, C.** (1967): Stratigraphie du Lias de la région d'Alvaizere. Comun. Serv. Geol. Portugal, t.**63**, pp. 153-168.

- (1975): Esquisse de la paléogéographie du Jurassique inférieur et moyen au Portugal. Bull. Soc. Géol. France, (7), **17**, 5, pp. 779-786.

**MYROW, P.M. & SOUTHARD, J.B.** (1996) : Tempestite deposition. Jour. Sed. Research, **66**, 5, pp. 875-887.

**NEUMANN, M.** (1967) : Manuel de micropaléontologie des foraminifères (systématique – stratigraphie). Gauthier-Villars, Paris, 297 p.

**OSLEGER, D.** (1994): Aperiodic accumulation of cyclic peritidal carbonate: Comment, Geology, **22**, 5, pp. 479-480.

**OSLEGER, D. & READ, J.F.** (1991): Relation of eustasy to stacking patterns of meter-scale carbonate cycles, late Cambrian, U.S.A.. Jour. Sed. Petrol., **61**, 7, pp. 1225-1252.

**PALAIN, C.** (1976) : Une série détritique terrigène, les « Grés de Silves » : Trias et Lias inférieur du Portugal. Mem. Serv. Geol. Portugal, N.S., Lisboa, **25**, 377 p.

**PAVIA, G. & ENAY, R.** (1997): Definition of the Aalenian-Bajocian stage boundary. Episodes, **20**, pp. 16-22.

**PELISSIE, T. & PEYBERNES, B.** (1982): Étude micropaléontologique du Jurassique moyen/supérieur du causse de Limogne (Quercy). Description des foraminifères *Trocholina gigantea* n.sp., *Parainvolutina aquitanica* n.gen., n.sp., et *Ligmonella dufaurei* n.gen., n. sp., Rév. Micropaléontologie, **25**, 2, pp. 111-132.

**PELLISSIE, T.; PEYBERNES, B. & REY, J.** (1982): Tectonique des plaques et paléobiogéographie des grands Foraminifères benthiques et des Algues calcaires du Dogger à l'Albien sur le pourtour de la Mésogée. Bull. Soc. géol. France, t.24, 5/6, pp. 1069-1076.

- (1984): Les grands foraminifères benthiques du Jurassique moyen/supérieur du sud-ouest de la France (Aquitaine, Causses, Pyrénées). Intérêt biostratigraphique, paléoécologique et paléobiogéographique. Benthos '83, 2<sup>nd</sup> Int. Symp. Benthic Foraminifera, Pau, pp. 479-489.

**PENNEY, S.J.B. ; WRIGHT, V.P. & RACEY, A.** (2006): The Middle Eocene Seeb Formation of Oman: an investigation of aciclicity, stratigraphic completeness, and accumulation rates in shallow marine carbonate settings. Journ. Sed. Research, **76**, pp.1137-1161.

**PERYT, T.M.** (1981): Phanerozoic Oncoids – an overview. Facies, **4**, pp.197-214.

- (1983): Oncoids: comment to recent developments. *In*: Peryt, T.M. (ed.) – Coated Grains. Springer-Verlag, Berlin, pp. 273-275.

**PEYBERNES, B.** (1988): Description d'*Ataxella* n.gen. (génératype : *Paracoskinolina occitanica* PEYBERNÉS, 1974), nouveau genre d'Orbitolinidé du Bathonien supérieur ouest-téthysien. CR. Acad. Sci. Paris, **307**, II, pp. 1097-1100.

**PEYRE, Y.** (1950) : Étude sur les organismes du Jurassique présentant en section taillée l'aspect de filaments. Rev. Micropaléontologie, **52**, 4, pp. 1203-1227.

**PIMENTEL, P.V.** (2005) : Paleodescontinuidades e assinaturas diagenéticas: caracterização e utilidade como marcadores no Jurássico Médio do Maciço Calcário Estremenho. Tese de Mestrado (não publicada), Dep. de Geologia, Faculdade de Ciências, Univ. Lisboa, 155 pp.

**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. Proc. ODP, Sci. Results, **149**, pp. 3-23.

**POMAR, L.** (2001a): Types of Carbonate Platforms : A genetic approach. Basin Research, **13**, pp. 313-334.

- (2001b): Ecological control of sedimentary accommodation: evolution from a carbonate ramp to a rimmed shelf. Upper Miocene, Balearic Islands. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **175**, pp. 249-272.

**POMAR, L.; OBRADOR, A. & WESTPHAL, H.** (2002): Sub-wavebase cross-bedded grainstones on a distally steepened carbonate ramp, Upper Miocene, Menorca, Spain. Sedimentology, **49**, pp. 139-169.

**PRATT, B.R.** (1982): Stromatolitic framework of carbonate mud-mounds. Jour. Sed. Petrol., **52**, 4, pp. 1203-1227.

**PRATT, B.R. & JAMES, N.P.** (1986): The St George Group (Lower Ordovician) of western Newfoundland: tidal flat island model for carbonate sedimentation in shallow epeiric seas. Sedimentology, **33**, pp. 313-343.

**PRESTAT, B.** (1963): Reinterpretation stratigraphique partielle du Sondage Vermoil-1, Companhia de Petróleos de Portugal, rel. N° 1670-ON/PPP (relatório não publicado), 3 p.

**PURSER, B.H.** (1978): Early diagenesis and the preservation of porosity in Jurassic limestones. Jour. Petrol. Geology, **1**, 2, pp. 83-94.

**RAMALHO, M.M.** (1971): Contribution à l'étude micropaléontologique et stratigraphique du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des environs de Lisbonne (Portugal). Mem. Serv. Geol. Portugal, N.S., **19**, 212 pp.

- (1981): Note préliminaire sur les microfaciès du Jurassique Supérieur portugais. Comun. Serv. Geol. Portugal, **67**, 1, pp.41-45.

- (1985): Considérations sur la Biostratigraphie du Jurassique Supérieur de l'Algarve Oriental (Portugal). Comun. Serv. Geol. Portugal, **71**, 1, pp.41-50.

- (2003): Léxico de termos sedimentológicos-Inglês-Português. Publicações diversas (IGM), pp.116.

**RATCLIFFE, K.T.** (1988): Oncoids as environmental indicators in the Much Wenlock Limestone Formation of the English Midlands. Jour. Geol. Society, London, **145**, pp. 117-124.

**RAVNÅS, R.; WINDELSTAD, J.; MELLERE, D.; NØTTVEDT, A.; SJØBLUM, T.S.; STEEL, R.J. & WILSON, R.C.L.** (1997): A marine late Jurassic syn-rift succession in the Lusitanian Basin, western Portugal – tectonic significance of stratigraphic signature. Sed. Geology, **114**, pp. 237-266.

**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.

**READ, J.F.** (1982): Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. Tectonophysics, **81**, pp. 195-212.

- (1985): Carbonate Platform Facies Models. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bulletin, **69**, 1, pp. 1-21.

**READ, J.F. OSLEGER, D. & ELRICK, M.E.** (1991): Two-dimensional modelling of carbonate ramp sequences and component cycles. *In: Franseen, E. K. et al. (eds.), Sedimentary Modelling: computer simulations and methods for improved parameter definition. Kansas Geol. Survey Bull. 233, pp. 473-488.*

**REDMOND, C.D.** (1964): Lituolid Foraminifera from the Jurassic and Cretaceous of Saudi Arabia. *Micropaleontology*, **10**, 4, pp. 405-414.

**REIS, R.P.; CUNHA, P.P.; BARBOSA, B.P.; ANTUNES, M.T. & PAIS, J.** (1992): Mainly continental Miocene and Pliocene deposits from Lower Tagus and Mondego Tertiary basins. *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, nº especial **II**, pp. 37-56.

**REIS, R.P.; DINIS, J.L.; CUNHA, P.P.; TRINCÃO, P.R.; BARBOSA, B.; ASSIS, F.; RAMALHO, E. & DUARTE, D.** (1993): Synthèse de l'évolution géodynamique du Bassin Lusitanien, la plaque Ibérique et l'ouverture de l'Atlantique. 14th Regional Meeting of Sedimentologie (Abstracts), Marrakesh, 27-29 April, pp. 389-390.

**REY, J.; DINIS, J.L.; CALLAPEZ, P. & CUNHA, P.P.** (2006): Da Rotura Continental à Margem Passiva. Composição e Evolução do Cretácico de Portugal. *Cadernos de Geologia de Portugal*, INETI, 75 pp.

**RIBEIRO, A.; ANTUNES, M.T.; FERREIRA, M.P.; ROCHA, R.B.; SOARES, A.F.; ZBYSZEWSKI, G.; MOITINHO DE ALMEIDA, F.; CARVALHO, D. DE & MONTEIRO, J.H.** (1979): Introduction à la géologie générale du Portugal. *Serv. Geol. Portugal*, 114 pp.

**RIBEIRO, A.; KULLBERG, M.C.; KULLBERG, J.C.; MANUPPELLA, G. & PHIPPS, S.** (1990): A review of Alpine tectonics in Portugal: Foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, **184**, pp. 357-366.

**RIBEIRO, A. (coord.); SILVA, J.B.; CABRAL, J.; DIAS, R.; FONSECA, P., KULLBERG, M.C.; TERRINHA, P.; KULLBERG, J.C.; PHIPPS, S.P.; et al** (1996): Tectonics of the Lusitanian Basin. Final Report. Project MILUPOBAS JOU2-CT94-0348, relatório não publicado. 126 pp.

**RICH, M.** (1982): Ooid cortices composed of neomorphic pseudospar: possible evidence for ancient originally aragonitic ooids. *Jour. Sed. Petrol.*, **52**, pp. 843-847.

**RIDING, R.** (2004): *Solenopora* is a chaetetid sponge, not an alga. *Palaeontology*, **47**, 1, pp. 117-122.

**RIDING, R. & GUO, L.** (1992): Affinity of *Tubiphytes*. *Palaeontology*, **35**, pp. 37-49.

**RIDING, R.; MARTIN, J.M. & BRAGA, J.C.** (1991): Coral-stromatolite framework, Upper Miocene, Almería, Spain. *Sedimentology*, **38**, pp. 799-818.

**RIDING, R. & WRIGHT, V.P.** (1981): Paleosols and tidal-flat/lagoon sequences on a Carboniferous carbonate shelf: sedimentary associations of triple unconformities. Jour. Sed. Petrol., **51**, 4, pp. 1323-1339.

**ROBBINS, H.W.** (1950): Relatório sobre a geologia correspondente à Serra de Sicó. Companhia de Petróleos de Portugal, rel. N° 137-ON/CPP (relatório não publicado), 11 pp.

**ROCHA, F.T.** (1999): Argilas em estudos da evolução geodinâmica. Constrangimentos do uso dos minerais de argila em análise de bacias. Geociências, Rev.Univ.Aveiro, **13**, fasc. (1/2), pp.11-19.

**ROCHA, R.B.** (1976): Estudo estratigráfico e paleontológico do Jurássico do Algarve Ocidental. Ciências da Terra (UNL), **2**, 178 p.

**ROCHA, R.B.; MANUPPELLA, G.; MOUTERDE, R.; RUGET, C. & ZBYSZEWSKI, G.** (1981): Carta geológica de Portugal na escala 1/50 000 – Notícia explicativa da folha 19-C, Figueira da Foz. Serv. Geol. Portugal, 126 p.

**ROCHA, R.B. (coord.); MARQUES, B.L.; KULLBERG, J.C.; CAETANO, P.S.; LOPES, C.; SOARES, A.F.; DUARTE, L.V.; MARQUES, J.F.; GOMES, C.R.; et al** (1996): The 1<sup>st</sup> and 2<sup>nd</sup> rifting phases of the Lusitanian Basin: stratigraphy, sequence analysis and sedimentary evolution. Final Report. Project MILUPOBAS JOU2-CT94-0348, relatório não publicado. Fac.Ciências e Tecnologia da Univ.Nova de Lisboa, Monte da Caparica. 4 volumes e anexos.

**ROCHA, R.B.; MARQUES, J.F. & SOARES, A.F.** (1990): Les unités lithostratigraphiques du Bassin Lusitanien au Nord de l'accident de Nazaré (Trias-Aalenien). Cahiers Univ. Catho. Lyon, sér. Sci., **4**, pp. 121-125.

**ROSENDAHL, S.** (1988) : Upper Jurassic hermatipic corals of Algarve : paleoecological and stratigraphical importance. *In*: 2<sup>nd</sup> Int. Symp. on Jurassic Stratigraphy, Lisboa, pp. 877-888.

**ROSSET, J. & MOUTERDE, R.** (1971): La tectonique du Lias au Nord de Tomar. Comun. Serv. Geol. Portugal, t.**55**, pp. 49-53.

**ROSSET, J. ; MOUTERDE, R. & ROCHA, R.B.** (1971): Existence d'une tectonique tangentielle dans le Lias sur les feuilles d'Alvaiazere, d'Ansião et d'Espinhal au 25 000<sup>e</sup>. Comun. Serv. Geol. Portugal, t.**55**, pp. 97-104.

**RUGET-PERROT, C.** (1955): Le Dogger portugais au nord du Tage. Comun. Serv. Geol. Portugal, t.**36**, pp. 123-128.

- (1961): Études stratigraphiques sur le Dogger et le Malm Inférieur du Portugal au Nord du Tage. Bajocien, Bathonien, Callovien, Lusitanien. Mem. Serv. Geol. Portugal, **7**, 197 pp.

**SAITO, Y. & TIBA, T.** (1974): Petrological study of flints from the Douara Basin, Northeast of Palmyra. *Appendix* of the Bulletin of the national Science Museum, Tokyo, **14**. ([http://www.um.u-tokyo.ac.jp/publish\\_db/Bulletin/no14/no14000.html](http://www.um.u-tokyo.ac.jp/publish_db/Bulletin/no14/no14000.html)).

**SAMI, T.T. & JAMES, N.P.** (1994): Peritidal carbonate platform growth and cyclicity in an early Proterozoic foreland basin, Upper Pethei Group, northwest Canada. Jour. Sed. Research, **B64**, 2, pp. 111-131.

- (1996): Synsedimentary cements as paleoproterozoic platform building blocks, Pethei Group, Northwestern Canada. Jour. Sed. Research, **66**, 1, pp. 209-222.

**SARFATI, J.B. & POUCHKINE, A.M.** (1983) : Platform-to-Basin facies evolution : the carbonates of Late Proterozoic (Vendian), Gourma (West Africa). Jour. Sed. Petrol., **53**, 1, pp. 275-293.

**SARTONI, S. & CRESCENTI, U.** (1962): Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale. *In*: Selli, R. (1962): Gior. Geol., Annali del Museo Geologico di Bologna, serie 2<sup>a</sup>, **29**, pp.161-293

**SARTORIO, D. & VENTURINI, S.** (1988): Southern Tethys biofacies. Agip S.p.A., S. Donato Milanese, 235 pp.

**SCHLAGER, W.** (2005): Secular oscillations in the stratigraphic record – an acute debate. Facies, **51**, pp. 12-16.

**SCHMID, D.U. & LEINFELDER, R.R.** (1996): The Jurassic *Lithocodium aggregatum-Troglotella incrustans* foraminiferal consortium. Palaeontology, **39**, Part 1, pp. 21-52.

**SCHMID, D.U.; LEINFELDER, R.R. & NOSE, M.** (2001): Growth dynamics and ecology of Upper Jurassic mounds, with comparisons to Mid-Palaeozoic mounds. Sed. Geology, **145**, pp. 343-376.

**SEGONZAC, G. & MARIN, P.** (1972): *Lithocodium aggregatum* ELLIOT et *Bacinella irregularis* RADOICIC de l'Aptien de Teruel (Espagne) : deux stades de croissance d'un seul et même organisme *incertae sedis*. Bull. Soc. Géol. France, **7**, 14, pp. 331-335.

**SEIFERT, H** (1961): The Pombal Prospect, Companhia de Petróleos de Portugal, rel. N° 1779-ON/PPP (relatório não publicado), 11 pp.

**SEPTFONTAINE, M.** (1977): Niveaux à Foraminifères (Pfunderinidae et Valvulinidae) dans le Dogger des Préalpes médianes du Chablais occidental (Haute-Savoie, France). Eclog. Geol. Helvetiae, **70**, 2, pp. 599-625.

- (1978): *Chablaisia* n.gen., n.sp., un nouveau genre de foraminifère du Jurassique Briançonnais (Nappe des Préalpes Médiannes). Arch. Sc. Genève, **31**,1, pp. 39-50.

- (1981): Les foraminifères imperforés des milieux de plate-forme au Mésozoïque : détermination pratique, interprétation phylogénétique et utilisation biostratigraphique. Rév. Micropaléontologie, **23**, 3/4, pp. 169-203.

- (1986) : Milieux de dépôt et foraminifères (Lituolides) de la plate-forme carbonatée du Lias moyen au Maroc. Rév. Micropaléontologie, **28**, pp. 265-289.

- (1988): Vers une classification évolutive des lituolides (foraminifères) jurassiques en milieu de plate-forme carbonatée. Rév. Paléobiologie, vol.spéc.2, Benthos '86, pp.229-256.

**SEPTFONTAINE, M. ; ARNAUD-VANNEAU, A. ; BASSOULET, J.P. ; GUSIC, Y. ; RAMALHO, M. & VELIC, Y.** (1991): Les foraminifères imperforés des plates-formes carbonatées jurassiques : état des connaissances et perspectives d'avenir. Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., **80**.3, pp. 255-277.

**SHARPE, D.** (1850): On the secondary district of Portugal with the Lias of the north of the Tagus. Quart. Jour. Geol. Soc. London, **VI**, parte 1<sup>a</sup>, pp. 135-200.

**SHELL STANDARD LEGEND** (1976), Exploration and Production departments, Royal Dutch/Shell Group of Companies, Shell International Petroleum Maatschappij B.V., The Hage.

**SHINN, E.A.** (1983a): Birdeyes, fenestrae, shrinkage pores, and loferites: a reevaluation. Jour. Sed. Petrol., **53**, 2, pp. 619-628.

- (1983b): Tidal flat environment. *In* : Scholle, A. ; Bebout, D.G. & Moore, C.H. (eds): Carbonate depositional environments, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Memoir **33**, pp. 171-210.

**SATTLER, U.; IMMENHAUSER, A.; HILLGARTNER, H. & ESTEBAN, M.** (2005): Characterization, lateral variability and lateral extent of discontinuity surfaces on a Carbonate Platform (Barremian to Lower Aptian, Oman). Sedimentology, **52**, pp. 339-361.

**SOARES, A.F. & DUARTE, L.V.P.** (1995): A organização da Bacia Lusitaniana. O ciclo Trias-Caloviano e o espectro das influências tectónicas e eustáticas. Resumos alargados do IV Congresso Nacional de Geologia, Porto, Memórias Museu Lab. Min. Geol. Fac. Ciências Univ. Porto, Porto, **4**, pp. 139-142.

- (1997): Tectonic and eustatic signatures in the Lower and Middle Jurassic of the Lusitanian Basin. Comun. IV Congreso de Jurasico de Espana, Alcaniz, pp. 111-114.

**SOARES, A.F.; LAPA, M.L. & MARQUES, J.F.** (1986): Contribuição para o conhecimento da litologia das unidades Meso-Cenozóicas da Bacia Lusitaniana a Norte do “acidente” da Nazaré (sub-zona setentrional). Memórias e Notícias, Pub. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra, **100**, pp. 23-41.

**SOARES, A.F.; MARQUES, J.F. & ROCHA, R.B.** (1985): Contribuição para o conhecimento geológico de Coimbra. Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ.Coimbra, **100**, pp. 41-71.

**SOARES, A.F.; MARQUES, J.F.; ROCHA, R.B.; SEQUEIRA, A.J.D.; SOUSA, M.B.; PEREIRA, E. & SANTOS, J. R. DOS** (2005): Carta geológica da folha 19-D na escala 1/50 000, (Coimbra-Lousã). Inst. Geol. e Mineiro.

**SOARES, A.F. & ROCHA, R.B.** (1984): Algumas reflexões sobre a sedimentação jurássica na orla Meso-Cenozóica ocidental de Portugal. Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ.Coimbra, **97**, pp. 133-143.

**SOARES, A.F.; ROCHA, R.B.; ELMÍ, S.; HENRIQUES, M.H.; MOUTERDE, R.; ALMERAS, Y.; RUGET, C.; MARQUES, J.; DUARTE, L.; CARAPITO, M.C. & KULLBERG, J.C.** (1988): Essai d'interprétation dynamique de la paleogeographie du Bassin Lusitanien (secteur nord) depuis de Trias jusqu'au Dogger. *In* : 3º Coloquio de Estratigrafia y Paleogeografia del Jurassico de Espana, Programa y resúmenes de comunicaciones, pp. 94-96.

**SOARES, A.F.; ROCHA, R.B.; ELMÍ, S.; HENRIQUES, M.H.; MOUTERDE, R.; ALMERAS, Y.; RUGET, C.; MARQUES, J.; DUARTE, L.; CARAPITO, M.C. & KULLBERG, J.C.** (1993a): Le sous-bassin nord-lusitanien (Portugal) du Trias au Jurassique moyen: histoire d'un « rift avorté ». C.R. Acad. Sci. Paris, t.**317**, série II, pp. 1659-1666.

**SOARES, A.F.; ROCHA, R.B.; MARQUES, B.; DUARTE, L.; MARQUES, J.; HENRIQUES, M.H. & KULLBERG, J.C.** (1993b): Contribution to the sedimentary organization of the Lusitanian Basin (Triassic to Malm). *In* : Morton, N. & Boyd, D. (eds): Arkell International Symposium on Jurassic Geology, Abstracts of Poster communications, London, 2 pp.

**SOREGHAN, G.S. & DICKINSON, W.R.** (1994): Generic types of stratigraphic cycles controlled by eustasy. Geology, **22**, pp. 759-761.

**STANDLEY JR., G.D.** (2002): The evolution of modern corals and their early history. Earth-Science Reviews, **60**, Elsevier, pp. 195-225.

**STANTON JR., R.J.** (1967): Factor controlling shape and internal facies distribution of organic carbonate buildups. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, **51**, 12, pp. 2462-2467.

**STAPEL, G.; CLOETHING, S. & PRONK, B.** (1996): Quantitative subsidence analysis of the Mesozoic evolution of the Lusitanian Basin (western Iberian margin). Tectonophysics, **266**, pp. 493-507.

**STRASSER, A.** (1986): Ooids in Purbeck limestones (lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. Sedimentology, **33**, pp. 711-727.

- (1988): Shallowing-upward sequences in Purbeckian peritidal carbonates (lowermost Cretaceous, Swiss and French Jura Mountains). Sedimentology, **35**, pp. 369-383.

- (1991): Lagoonal-peritidal sequences in carbonate environments: autocyclic and allocyclic. *In*: Einsele, G.; Ricken, W. & Seilacher, A. (eds): Cycles and Events in Stratigraphy. Springer-Verlag, Berlin, pp. 729-721.

**STRASSER, A. & DAVAUD, E.** (1983) : Black pebbles of the Purbeckian (Swiss and French Jura): lithology, geochemistry and origin. Eclogae Geol. Helv., **76**, pp. 551-580.

**STRASSER, A.; PITTET, B.; HILLGÄRTNER, H. & PASQUIER, J-B.** (1999): Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: concepts for a high-resolution analysis. Sed. Geology, **128**, pp. 201-221.

**STRASSER, E.D. & JEDOUI, Y.** (1990): Spiny ooides : early subaerial deformation as opposed to late burial compaction. Geology, **18**, pp. 816-819.

**SWANSON, R.G.** (1981): Sample examination manual. Methods in Exploration Series. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, Tulsa, Oklahoma, USA, 31 pp., 21 charts, 4 app..

**SYBLEY, D.F. & GREGG, J.M.** (1987): Classification of dolomite rock textures. Jour. Sed. Petrol., **57**, 6, pp. 967-975.

**TANKARD, A.J. & BALKWILL, H.R.** (1989): Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic Margins: introduction. Assoc. Amer. Petrol. Geologists, Memoir **46**, pp. 1-6.

**TANKARD, A. J. & WELSINK, H. J.** (1989): Mesozoic extension and styles of basin formation in Atlantic Canada. *In*: Tankard, A. J., and Balkwill, H. R. (eds.): Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir, **46**, pp. 175-195.

**TASLI, K.** (1993): Micropaléontologie, stratigraphie et environnement de dépôt des séries jurassiques à faciès de plate-forme de la région de Kale-Gumushane (Pontides Orientales, Turquie). Rév. Micropaléontologie, **36**, 1, pp. 45-65.

- (2000): *Kilianina blanchetiformis* n.sp. and benthic foraminifers of the Dogger carbonate sequence in the Aydıncık (Içel) area (Central Taurides, S. Turkey). Rév. Paléobiol., Genève, **19**, 1, pp. 165-177.

**TERMIER, G.; TERMIER, H. & RAMALHO, M.** (1985) : Spongiofaunes du Jurassique Supérieur du Portugal. Comun. Serv. Geol. Portugal, t.**71**, 2, pp. 192-222.

**TERRINHA, P.A.G.; RIBEIRO, A.; KULLBERG, M.C.; KULLBERG, J.C. & ROCHA, R.B.** (1998): Lower Jurassic to lowermost Cretaceous compressive episodes as the cause of early transient basin inversion episodes in the Algarve and Lusitanian Basins. Actas do V Congresso Nacional de Geologia, Lisboa, Comun. Inst. Geol. e Mineiro, Lisboa, t.**84**, 1, pp. D49-D52.

**TÖRÖK, Á.** (1998): Controls on development of Mid-Triassic ramps: examples from southern Hungary. In Wright, V.P. & Burchette, T.P. (eds): Carbonate ramps. Geol. Soc. Spec. Publication, London, **149**, pp. 339-367.

**TUCKER, M.E.** (1990): Coastal and offshore environments. In: Tucker, M.E. & Wright, V.P. (eds): Carbonate Sedimentology. Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 28-69.

**TWENHOFEL, W.H.** (1950): Coral and other organic reefs in geologic column. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **34**, 2, pp. 182-202.

**VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M.; JR. & THOMPSON, S.** (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level – part 4: Global Cycles of Relative Changes of Sea Level. In: Payton, C.E. (ed.): Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir, **26**, pp. 83-97.

**VASCONCELOS, C.; WARTHMAN, R.; MCKENZIE, J.A.; VISSCHER, P.T.; BITTERMAN, A.G. & VAN LITH, Y.** (2005): Lithifying microbial mats in Lagoa Vermelha, Brasil: modern Precambrian relics? Sed. Geology, **185**, pp. 175-183.

**VESELI, V.; VÉLIC, I.; VLAHOVIC, I.; TISLJAR, J. & STANKOVIC, D.** (2006): Biozonation of Sinemurian and Pliensbachian larger foraminifera (Velebit Mt., Croatia). Forams 2006 (Int. Symp. On Foraminifera), Abstract, Sept. 10-15, Natal.

**WALKDEN, G. & WILLIAMS, A.** (1998): Carbonate ramps and the Pleistocene-Recent depositional systems of the Arabian Gulf. In Wright, V.P. & Burchette, T.P. (eds): Carbonate ramps. Geol. Soc. Spec. Publication, London, **149**, pp. 43-53.

**WALKER, R.G.** (1984): General Introduction: facies, facies sequences and facies models. *In*: Walker, R.G. (eds): Facies Models. Geological Association of Canada, Geoscience Canada, Reprint Series I, pp.1-10.

**WALKER, R.G.; DUKE, W.L. & LECKIE, D.A.** (1983): Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences: discussion. Geol. Soc. Amer. Bulletin, **94**, pp. 1245-1249.

**WALLRABE-ADAMS, H.J.; ALTENBACH, A.V.; KEMPE, A.; KUHN, W. & SCHAEFER, P.** (2005): Facies development of ODP Leg 173 sediments and comparison with tectono-sedimentary sequences of compressional Iberian plate margins – a general overview. Journal of Iberian Geology, **31**, 2, pp. 235-251.

**WATKINSON, M.** (1989): Triassic to Middle Jurassic sequences from the Lusitanian Basin Portugal, and their equivalents in other North Atlantic margin basins. Tese de Doutoramento (não publicada), The Open University, Milton Keynes, U.K., 390 pp.

**WEYNSCHENK, R.** (1956): Some rare Jurassic index foraminifera. Micropaleontology, **2**, 3, pp. 283-286.

**WILKINSON, B.H.; BUCZYNSKI, C. & OWEN, R.M.** (1984): Chemical control of carbonate phases: implications from Upper Pennsylvanian calcite-aragonite ooids of Southeastern Kansas. Jour. Sed. Petrol., **54**, 3, pp. 932-947.

**WILSON, J.L.** (1974): Characteristics of Carbonate-platform margins. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bulletin, **58**, 5, pp. 810-824.

- (1975): Carbonate facies in geologic history. Springer-Verlag. Berlin Heidelberg, New York. 471 pp.

**WILSON, R.C.L.** (1979): A reconnaissance study of upper Jurassic sediments of the Lusitanian Basin. Ciências da Terra (UNL), **5**, pp. 53-84.

- (1988): Mesozoic development of the Lusitanian Basin, Portugal. Rev. Soc. Geol. Espana, **1**, pp. 393-407.

**WILSON, R.C.L.; ALLAN, D.E.; ELLIS, P.M.; ELWOOD, P.M.; KITSON, D.C.; SKELTON, P.W. & WRIGHT, V.P.** (1983): Aspects of the Mesozoic evolution of the Lusitanian Basin, Portugal – pointers for other Atlantic Margin basins?. A seminar organized for Husky Oil Operations Ltd and for Valley Exploration. The Open University (Dep. Earth-Sciences), Milton Texas, 75 pp.

**WILSON, R.C.L.; HISCOTT, R.N.; WILLIS, M.G. & GRADSTEIN, F.M.** (1989): The Lusitanian Basin of West-Central Portugal: Mesozoic and Tertiary tectonics, stratigraphic, and subsidence history. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, Memoir **46**, pp. 341-361.

**WILSON, R.C.L. & LEINFELDER, R.R.** (1990): Third order sequences stacking pattern in an Upper Jurassic rift-basin fill, West Central Portugal. Liverpool Sequence Strat. Conference, pp. 256-261.

**WILSON, R.C.L.; SAWYER, D.S.; WHITMARSH, R.B.; ZERONG, J. & CARBONELL, J.** (1996): Seismic stratigraphy and tectonic history of the Iberia Abyssal Plain. *In*: Whitmarsh, R.B.; Sawyer, D.S.; Klauss, A. & Masson, D.G. (eds.): Proc. Of the ODP Program, Scientific Results. Washington, **149**, pp. 617-630.

**WITT, W.G.** (1977): Stratigraphy of the Lusitanian Basin. Shell Prospex Portuguesa, S.A.R.L., relatório não publicado, Ref<sup>o</sup> 21170-OFF/Shell, DPEP/DGGE, 61 pp., 38 Encls.

**WRIGHT, V.P.** (1986): Facies sequences on a carbonate ramp: the Carboniferous Limestone of South Wales. Sedimentology, **33**, pp. 221-241.

- (1990): Peritidal carbonates. *In*: Tucker, M.E. & Wright, V.P. (eds.): Carbonate Sedimentology. Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 137-164.

- (1992): Speculations on the controls on cyclic peritidal carbonates: ice-house versus green-house eustatic controls. Sed. Geology, **76**, pp. 1-5.

**WRIGHT, V.P. & BURCHETTE, T.P.** (1998): Carbonate ramps: an introduction. *In* Wright, V.P. & Burchette, T.P. (eds): Carbonate ramps. Geol. Soc. Spec. Publication, London, **149**, pp. 1-5.

**WRIGHT, V.P. & BURGESS, P.M.** (2005): The carbonate factory continuum, facies mosaics and microfacies: an appraisal of some of the key concepts underpinning carbonate sedimentology. Facies, **51**, pp. 17-23.

**WRIGHT, V.P. & CHERNS, L.** (2004): Are there “black holes” in carbonate deposystems?. Geologica Acta, **2**, 4, pp. 285-290.

**WRIGHT, V.P. & WILSON, R.C.L.** (1984): A carbonate submarine-fan sequence from the Jurassic of Portugal. Jour. Sed. Petrol., **54**, 2, pp. 394-412.

**ZBYSZEWSKI, G. & ASSUNÇÃO, C.T.** (1965): Notícia Explicativa da Carta Geológica de Portugal (esc. 1/50.000), folha 22-D (Marinha Grande), Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 45 pp..

**ZENGER, D.H. & DUNHAM, J.B.** (1980): Concepts and Models of Dolomitization. *In* Zenger, D.H.; Dunham, J.B. & Ethington, 1980 (eds) - Concepts and Models of Dolomitization. SEPM, **28**, pp.1-9.

**ZIEGLER, P.A.** (1988): Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Memoir **43**, 198 pp.

**Referências a sites consultados na Internet:**

[http://www.dgge.pt/dpep/intro\\_pt.htm](http://www.dgge.pt/dpep/intro_pt.htm): site da “Divisão para a Pesquisa e Exploração de Petróleo”, da Direcção-Geral de Geologia e Energia.

<http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/Jurassic.html>: site de Ron Blakey, “Stratigraphy and Sedimentology on the Colorado Plateau”.