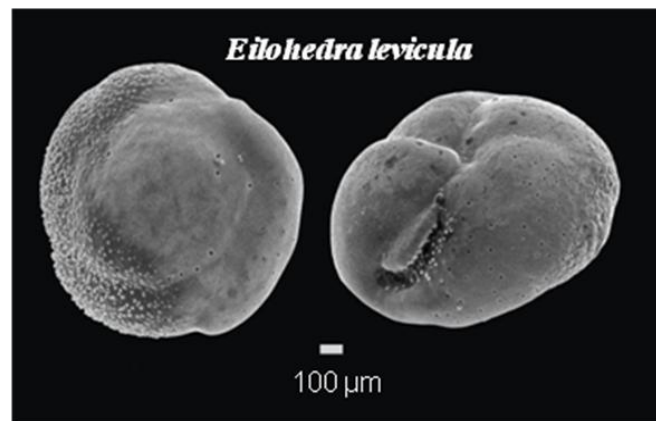




Estudo dos foraminíferos bentónicos aplicados à caracterização dos períodos glaciais e à variação da intensidade do fenómeno do afloramento costeiro.



Cristina Prates Laranjinha Ventura

Mestrado em Geologia do Ambiente, Riscos Geológicos e Ordenamento do Território

Universidade de Lisboa
Faculdade de Ciências
Departamento de Geologia



Estudo dos foraminíferos bentónicos aplicados à caracterização dos períodos glaciais e à variação da intensidade do fenómeno do afloramento costeiro.

Dissertação orientada pelo Prof. Doutor Francisco Manuel Falcão Fatela

Cristina Prates Laranjinha Ventura

Mestrado em Geologia do Ambiente, Riscos Geológicos e Ordenamento do Território

2011

*“Pouco conhecimento faz com que as pessoas se sintam orgulhosas.
Muito conhecimento, que se sintam humildes. É assim que as espigas
sem grãos erguem desdenhosamente a cabeça para o Céu, enquanto
que as cheias as baixam para a terra, sua mãe.”*

Leonardo da Vinci

AGRADECIMENTOS

Depois de muitas voltas pelo mundo, física e electronicamente, está acabada! Sei que nada disto teria sido possível sem a ajuda preciosa de todos aqueles que ao longo destes meses me têm acompanhado nos bons mas principalmente nos maus momentos, que nunca me deixaram desistir, que estiveram sempre ali para me ajudar a subir mais um degrau na minha vida.

- Ao Professor Doutor Francisco Fatela pela enorme paciência para todas as minhas dúvidas, para todos os meus erros, para todos os meus lamentos.

À Doutora Antje Voelker do Laboratorio Nacional de Energia e Geologia pelo carinho como me recebeu no Departamento de Geologia Marinha, pela disponibilidade em responder a todas as minhas dúvidas, pela motivação dada que me fez aumentar o gosto pela investigação.

- À professora Cristina Cabral pela revisão essencial da Sistemática.

- Ao Centro de Geologia da Universidade da Lisboa e ao Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, pela cedência de meios técnicos para a execução deste trabalho e pelo apoio logístico, através do projecto “Variações nos padrões de circulação oceânica e paleoprodutividade na Margem Portuguesa e Oceano Atlântico Norte: ligações entre o Hemisfério Norte e a Antárctida entre os 380.000 e os 800.000 anos” – PORTO (PDTI/MAR/58282/2004), financiado pela Fundação para a Ciência e Tecnologia e pelo FEDER.

- À equipa de paleoceanografia da Unidade de Geologia Marinha do LNEG, nomeadamente à Andreia, Catarina, Ana, Lélia, Dulce, Sandra e Célia pela enorme paciência, carinho e apoio que demonstraram durante os longos dias na sala das lupas, onde a conversa vai sempre parar a lugares longe dali. À Doutora Teresa Rodrigues pela disponibilidade que mostrou não só para me responder as minhas dúvidas mas também pelos dados fornecidos, essenciais para a realização desta tese.

- Aos meus colegas da FCUL, Rita, Bruno, Ana Margarida, Isabel e Bárbara pelas longas horas de perguntas sempre repetidas de como fazer estampas. Muito obrigado pela paciência e pela ajuda.

- Ao Dr. Telmo Nunes, do Centro de Biologia Ambiental da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, pelo profissionalismo na manipulação do MEV e pela disponibilidade para a execução das fotografias.

- À minha família, em particular à minha mãe que baptizou os foraminíferos de “piroquetas”; ao meu pai pela tentativa falhada de explicar à minha mãe o que eram foraminíferos; à minha irmã Inês e ao André pela capacidade de me fazer rir das coisas mais improváveis; à Maria José, ao Fernando, à D. Alda, ao Ernesto e à Cátia por fazerem parte da minha nova família.

- E a ti, Marco. Por seres quem és, por me fazeres querer ser mais e melhor, por me mostrar que existe sempre mais e que nunca podemos desistir de sonhar mais alto.

MOTIVAÇÃO E IDENTIFICAÇÃO DOS OBJECTIVOS

O presente trabalho foi desenvolvido no âmbito do curso de Mestrado em Geologia na especialidade de Ambiente, Riscos Geológicos e Ordenamento do Território, e fez parte do projecto “Variações nos padrões de circulação oceânica e paleoproductividade na Margem Portuguesa e em pleno Atlântico Norte: ligações entre o Hemisfério Norte e a Antárctida entre 380,000 e 800,000 anos” – PORTO (PDTC/MAR/58282/2004) coordenado pela Doutora Antje Voelker do Laboratório Nacional de Energia e Geologia financiado pela Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT). O estudo das amostras – quarteamento, triagem, contagem, identificação dos foraminíferos bentónicos e a interpretação dos resultados foi realizado no Centro de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, entidade participante no referido projecto.

Esta dissertação tem como objectivos fundamentais realizar a caracterização das associações bentónicas existentes na Margem Oeste Ibérica durante os períodos interglaciais e glaciais assim como a avaliação das variações da intensidade do afloramento nos períodos glaciais MIS 14, 12 e 10, dada a influência das alterações climáticas sobre este tipo de fenómeno e o consequente impacte nas comunidades oceânicas como os foraminíferos bentónicos. Este trabalho partirá assim da utilização dos foraminíferos bentónicos enquanto *proxy* na caracterização da influência do Clima sobre a dinâmica do Oceano, em particular do fenómeno do afloramento costeiro durante os períodos glaciais, e avaliar a sua importância na produtividade do Atlântico Norte.

RESUMO

Os foraminíferos bentónicos são frequentemente utilizados como *proxies* de vários parâmetros ambientais, fornecendo indicações sobre as condições ecológicas e oceanográficas do passado. A sua relação com os parâmetros ambientais tanto varia de região para região, como sazonalmente, o que revela a sua importância paleoecológica.

Nesta dissertação vão ser apresentados os dados da sondagem de sedimentos MD03-2699, realizada no talude continental português ao largo de Peniche, a 1895m de profundidade. Os foraminíferos bentónicos, estudados em alta resolução (195 amostras), permitiram identificar três associações fundamentais: 1) a associação característica dos períodos glaciais (MIS 14, 12 e 10) dominada por *Uvigerina peregrina* e *Cassidulina laevigata*, a que se juntam as espécies, comuns, *Pseudoparrella exigua*, *Cibicides* sp., *Bulimina aculeata*, e *Sigmoilopsis schlumbergeri*; aquelas duas espécies dominantes indicam geralmente zonas de alta produtividade similares às das áreas sob afloramento costeiro, mas que nestes períodos seriam mais intensas devido ao aumento da circulação atmosférica e oceânica, nomeadamente entre as latitudes médias e altas; 2) a associação dos períodos interglaciais MIS 11 e MIS 9, dominada por *Globocassidulina subglobosa*, *Epistominella exigua*, *Eilohedra levicula* e tem como espécies comuns *Nonionellina* cf. *labradorica* e *Trifarina angulosa*, respondendo aos períodos de temperatura mais elevada e a condições ecológicas mais estáveis; 3) a associação da Terminação V e IV, dominada pelas espécies *Fusenkoïna fusiformis* e *Stainforthia complanata*, provavelmente relacionadas com o aumento de matéria orgânica refractária drenada a partir do continente e da plataforma continental, onde se acumulou durante os períodos glaciais, devido à sua emersão e à redução da capacidade dos agentes de transporte.

Parece-nos assim que o factor oceanográfico que mais influencia a fauna de foraminíferos bentónicos desta região está associado à produtividade e às características dos impulsos na oferta de alimento que chega ao fundo.

Palavras chave: Foraminíferos bentónicos, Quaternário, Produtividade, Margem Oeste Ibérica, Ciclos interglacial/glacial.

ABSTRACT

Benthic foraminifera are a very important group of the deep-sea bottom biota and the faunal composition reflects their living conditions, namely salinity, temperature and productivity. In this work the benthic foraminifera are used to characterize the deep water and productivity conditions during the glacial/interglacial cycles from Marine Isotopic Stage (MIS) 14 to MIS 9 (314.88ka to 554.58ka).

We produced high resolution foraminiferal data from 195 samples of Core MD03 – 2699 retrieved from the slope of the western Portuguese continental margin, off Peniche, from a water depth of 1895m.

The association of stable interglacial periods (MIS 11 and MIS 9) is dominated by *Globocassidulina subglobosa*, *Epistominella exigua*, *Eilohedra levicula* and the common species were *Nonionellina* cf. *labradorica* and *Trifarina angulosa*. During glacial periods the association becomes dominated by *Uvigerina peregrina* and *Cassidulina laevigata* with the common species *Pseudoparrella exigua*, *Cibicides* sp., *Bulimina aculeata*, *Sigmoilopsis schlumbergeri*; the importance of those two dominant species in these areas indicates the occurrence of high productivity events, resulting from increased atmospheric and oceanic circulation during these periods, especially among middle and high latitudes, similar to those we would expect in upwelling zones. A third association of *Fursenkoina fusiformis* and *Stainforthia complanata* marks the transitions from the glacial to the interglacial periods (Terminations V and IV) when an increased supply of organic matter of continental origin may have existed.

Overall, we conclude that the composition of benthic foraminifera slope associations seems to be mainly driven by the characteristics of food supply to the bottom environment.

Key words: Benthic foraminifera, Quaternary, productivity, Western Iberian margin, glacial/interglacial cycles.

Índice geral

Agradecimentos	ii
Motivação e identificação dos objectivos	iii
Resumo	iv
Abstract	v
Índice geral	vi
Índice de figuras	ix

1.Introdução	1
1.1 Alteração climáticas recentes.....	2
1.1.1. Variações orbitais.....	3
1.1.2. Variações da dinâmica solar.....	5
1.1.3.Alterações no Albedo.....	7
1.2 Foraminíferos bentónicos	8
1.2.1. Biologia e Ecologia.....	8
1.2.2. Ciclo de vida e reprodução.....	11
1.2.3. Concha.....	12
1.2.4. Locomoção.....	13
1.2.5. Habitat.....	13
1.2.6. Nutrição.....	14
1.2.7. Predação.....	14
1.3. Paleoceanografia.....	15
1.3.1. Alcanonias.....	16
1.3.2. Isótopos estáveis de oxigénio e carbono.....	17
1.3.3. Isótopos de Oxigénio.....	19
1.3.4. Isótopos de Carbono.....	19
1.3.5. Matéria orgânica.....	20
1.4. Afloramento costeiro.....	24

2. Área de estudo.....	26
2.1. Geologia e Geomorfologia.....	27
2.2. Oceanografia do Atlântico Norte.....	30
2.2.1. Circulação superficial.....	30
2.2.2. Circulação Intermédia.....	33
2.2.3. Circulação de fundo.....	34
2.4. Oceanografia regional.....	37
2.4.1. O sistema de Correntes de Portugal Continental.....	37
3. Material e Métodos.....	41
3.1. Material e Métodos no Laboratório.....	42
3.2. Métodos na lupa binocular.....	44
3.3. Métodos estatísticos.....	44
3.3.1. Cálculo de diversidade.....	44
3.3.2. Análise de <i>clusters</i>	45
4. Sistemática.....	47
5. Resultados e Discussão.....	65
5.1. Indicadores paleoambientais.....	66
5.2. Foraminíferos bentónicos.....	71
5.2.2. Espécies acessórias.....	72
5.2.1. Espécies comuns.....	81
5.2.3. Espécies dominantes.....	84
5.2.3.1. Espécies dominantes nos períodos interglaciais.....	84
5.2.3.2. Espécies dominantes nos períodos glaciais.....	90
5.2.3.3. Espécies dominantes nos períodos de transição.....	94
5.3. Diversidade.....	97
5.4. Análise de clusters.....	99

6. Conclusões.....	101
Bibliografia.....	106
Referencias electrónicas.....	122
7. Estampas.....	123
Estampa I.....	125
Estampa II.....	127
8. Anexos.....	128
8.1 Anexo I (Dados das contagens de foraminíferos bentónicos da sondagem MD 03-2699).....	129
8.2 Anexo II (Dados de abundância relativa dos foraminíferos bentónicos da sondagem MD 03 2699).....	130
8.3 Anexo III (Índice de Shannon (Hs) – diversidade).....	131

Índice de figuras

Figura 1 – A – reconstrução das temperaturas da Terra nos últimos 2 mil milhões de anos. B – temperaturas no hemisfério Norte desde a última idade do gelo	2
Figura 2 – Relação entre os Ciclos de Milankovitch, insolação e os estados glaciais no último milhão de anos	3
Figura 3 – Ciclos de Milankovitch – Excentricidade, Obliquidade e Precessão	5
Figura 4 – Registo histórico das manchas solares	6
Figura 5 – A – Balanço da radiação solar entre os pólos e o equador; B – Controlo da radiação solar através dos ângulos	8
Figura 6 – Foraminíferos planctónicos (A - <i>Globigerina</i> sp. e B - <i>Globogerinella aequilateralis</i>) e bentónicos (C – <i>Laticarina pauperata</i> e D – <i>Oolina hexagona</i>).....	10
Figura 7 – <i>Marginopora vertebralis</i>	11
Figura 8 – <i>Fissidentalium megathyris</i>	15
Figura 9 – <i>Emiliana huxleyi</i>	16
Figura 10 – Distribuição da produtividade primária nos oceanos	22
Figura 11 – Distribuição da concentração da clorofila no oceano, obtida a partir de satélite.....	23
Figura 12 – Diagrama explicativo da formação do afloramento costeiro	24
Figura 13 – Imagens de detecção remota por satélite no domínio (a) do infravermelho (temperatura da superfície do mar; imagem recebida e processada na Estação de Oceanografia Espacial do Instituto de Oceanografia) e (b) do visível (concentração em pigmentos da clorofila), em Julho de 2002.....	25
Figura 14 – Localização da sondagem MD03 2699.....	27
Figura 15 – Representação hispobatimétrica de Portugal Continental e regiões adjacentes	28
Figura 16 – Representação geral da circulação superficial no Oceano Atlântico.....	31
Figura 17 – Mapa da distribuição da temperatura média anual do Atlântico Norte.....	32

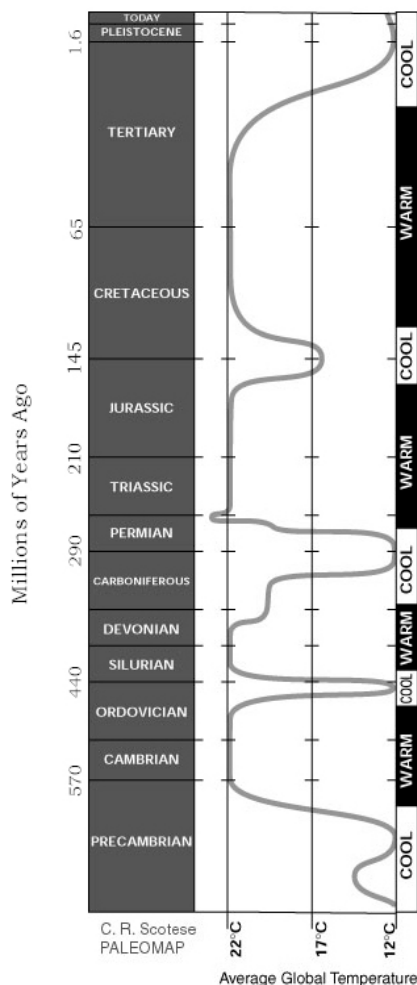
Figura 18 – Mapa da distribuição da salinidade média anual do Atlântico Norte.....	33
Figura 19 – (A) Secção transversal ideal norte-sul do Oceano Atlântico mostrando a distribuição geral e correntes das massas de água típicas, (B) temperatura, (C) salinidade vs. profundidade a altas e baixas latitudes e (D) a posição das massas de água típicas presentes nas regiões de médias e baixas latitudes deste oceano.....	35
Figura 20 – Corte transversal Norte-Sul da parte ocidental do Oceano Atlântico ilustrando a distribuição geral da temperatura (A), da salinidade (B), e das massas de água (C).....	36
Figura 21 – Circulação das camadas superiores do Oceano Atlântico Norte.....	38
Figura 22 – Representação gráfica da temperatura e salinidade da sondagem MD 03 2699.....	40
Figura 23 – Registo dos indicadores paleoambientais da sondagem MD 03 2699.....	69
Figura 24 – Registo das temperaturas de fundo calculadas a partir de razão Mg/Ca utilizando a equação de Camacho <i>et al.</i> (2006).....	70
Figura 25 – Registo do isótopo de oxigénio calculado a partir de foraminíferos planctónicos.....	71
Figura 26 – Representação gráfica da abundância das espécies acessórias <i>Abditodentrix asketocomptella</i> , <i>Bolivina striatula</i> , <i>Bolivina aculeata</i> , <i>Bulimina alazanensis</i> , <i>Bulimina marginata</i> , <i>Bulimina mexicana</i> , <i>Cassidulina carinata</i> e <i>Cassidulina minuta</i>	75
Figura 27 – Representação gráfica da abundância das espécies acessórias <i>Cassidulina obtusa</i> , <i>Cibicides bradyi</i> , <i>Cibicides pseudoungerianus</i> , <i>Eponides sp.</i> , <i>Gyroidina sp.</i> , <i>Gyroidinoides sp.</i> e <i>Gyroidinoides orbicularis</i>	78
Figura 28 – Representação gráfica das espécies acessórias <i>Nonionella bradyi</i> , <i>Oridorsalis umbonatus</i> , <i>Oridorsalis sp.</i> , <i>Paumotua terebra</i> , <i>Rosalina sp.</i> e <i>Trifarina bradyana</i>	80
Figura 29 – Representação gráfica das espécies comuns <i>Bulimina aculeata</i> , <i>Cibicides sp.</i> , <i>Nonionella cf. labradorica</i> , <i>Pseudoparrella exigua</i> , <i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i> e <i>Trifarina angulosa</i>	83
Figura 30 – Representação gráfica da espécie <i>Globocassidulina subglobosa</i> vs. indicadores paleoambientais da sondagem MD 03 2699.....	85
Figura 31 – Representação gráfica da espécie <i>Epistominella exigua</i> vs. indicadores paleoambientais da sondagem MD 03 2699.....	87

Figura 32 – Representação gráfica da espécie <i>Eilohedra levicula</i> vs. indicadores paleoambientais da sondagem MD 03 2699.....	89
Figura 33 – Representação gráfica da espécie <i>Uvigerina peregrina</i> vs. indicadores paleoambientais da sondagem MD 03 2699.....	91
Figura 34 – Representação gráfica da espécie <i>Cassidulina laevigata</i> vs. indicadores paleoambientais da sondagem MD 03 2699.....	93
Figura 35 – Representação gráfica da espécie <i>Stainforthia complanata</i> vs. indicadores paleoambientais da sondagem MD 03 2699.....	95
Figura 36 – Representação gráfica da espécie <i>Fursenkoina fusiformis</i> vs. indicadores paleoambientais da sondagem MD 03 2699.....	96
Figura 37 – Representação gráfica da diversidade (Hs) vs. indicadores paleoambientais da sondagem MD 03 2699.....	98
Figura 38 – Análise de <i>clusters</i> das espécies dominantes e comuns da sondagem.....	100

1. INTRODUÇÃO

As várias descobertas científicas sobre o actual estado do sistema climático têm vindo a alarmar as populações, mas é importante lembrar que independentemente dos impactos antropogénicos, os períodos de rápidas mudanças climáticas não são nada de novo. Na realidade, o clima da Terra tem mudado desde sempre, em escalas de tempo de curto ou longo prazo. Muitas vezes estas mudanças têm sido abruptas e severas, sem que o ser humano tenha tido qualquer tipo de influência. As reconstruções climáticas são feitas utilizando múltiplos proxies, desde a contagem dos anéis das árvores (dendrocronologia) aos estudos dos diferentes componentes detríticos, biogénicos e isotópicos dos sedimentos do fundo do oceano. É possível verificar que a Terra tem alternado entre períodos frios e períodos quentes pelo menos durante os últimos dois mil milhões de anos (Fig.1).

A



B

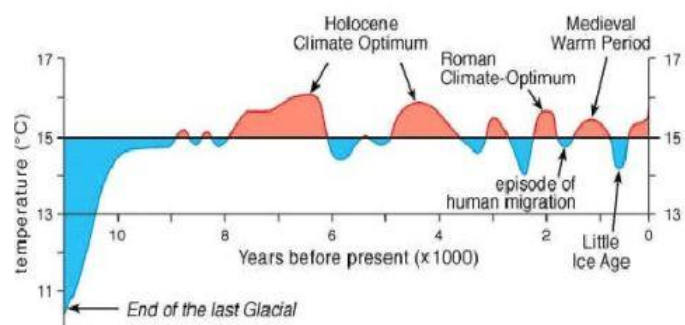


Fig.1 – A - reconstrução das temperaturas da Terra nos últimos 2 mil milhões de anos. B - temperaturas no hemisfério Norte desde a última idade do gelo (ircamera.as.arizona.edu).

São cinco os factores fundamentais que podem provocar alterações climáticas naturais ao nível global: variações da intensidade da radiação solar, da actividade tectónica e dos mecanismos orbitais da Terra, eventos catastróficos tais como grandes erupções vulcânicas e impactos de grandes meteoritos, com as consequentes alterações na composição da atmosfera (Thompson e Turk, 1995).

1.1. ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS RECENTES

A energia solar exerce um controlo directo sobre os oceanos, na medida em que qualquer alteração na radiação solar que aí chega vai resultar numa modificação, quer da temperatura quer da circulação oceânica. O armazenamento de calor e de carbono e a sua transferência entre reservatórios (*e.g.* atmosfera/hidrosfera) representam outro conjunto de componentes que determinam os mecanismos de resposta do sistema climático. Existem três processos principais que provocam alterações na quantidade de energia absorvida pelo Oceano: variações orbitais, variações na intensidade da radiação solar e alterações no albedo da Terra.

1.1.1 VARIAÇÕES ORBITAIS

Ao longo da História da Terra ter-se-ão registado cinco grandes idades do gelo (Thompson e Turk, 1995). Mais recentemente, na Idade do Gelo do Pleistocénico, os glaciares avançaram e recuaram diversas vezes. Um dos factores que parece ter mais influência sobre esta dinâmica da Idade do Gelo está relacionado com as variações naturais dos mecanismos orbitais e as consequentes variações da exposição solar da Terra, ou seja, está relacionado com os ciclos de Croll - Milankovitch (Fig. 2 e Fig. 3).

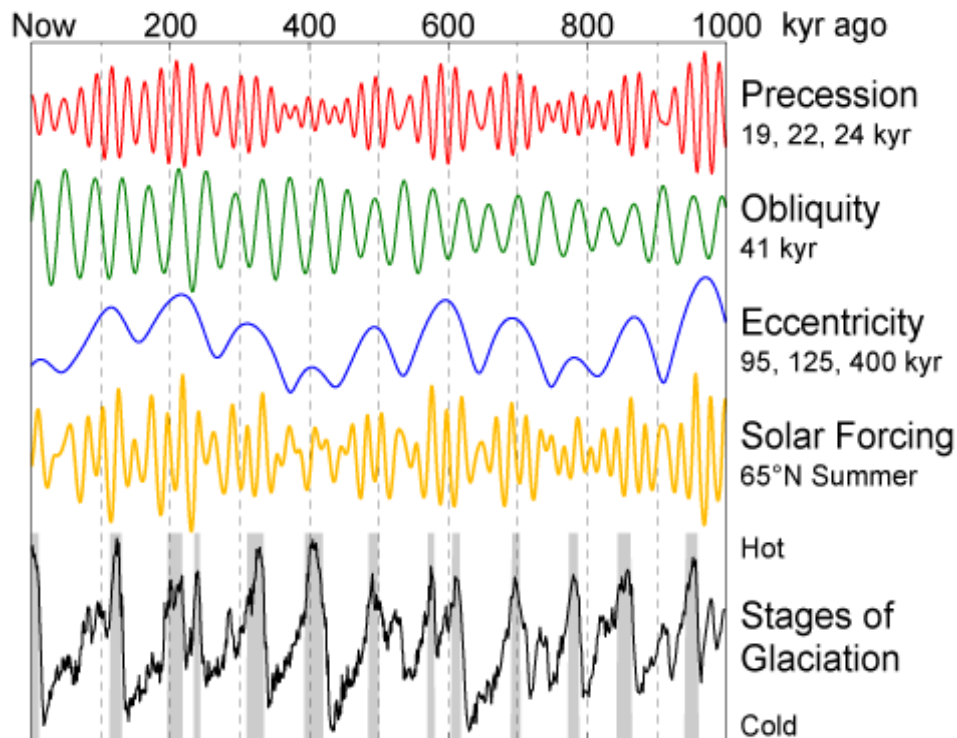


Fig.2 – Relação entre os Ciclos de Milankovitch, insolação e os estados glaciais no último milhão de anos (<http://serc.carleton.edu>)

Obviamente que observamos variações devido à órbita da Terra, quer diariamente quer anualmente, como a alternância dia-noite e as transições sazonais do Verão ao Inverno. Mas a nossa órbita e até mesmo a posição do eixo da Terra sofrem mudanças ao longo do tempo. São estas variações que podem alterar os níveis de insolação, ou seja, a quantidade de radiação solar que atinge a Terra.

Existem três tipos de variações orbitais:

-Excentricidade – a forma da órbita da Terra à volta do Sol não permanece inalterada ao longo do tempo, varia num ciclo de 100 000 anos. Estas mudanças provocam uma alteração do periélio (quando a Terra está mais próxima do sol) e do afélio (quando a Terra se encontra mais afastada do sol) alterando assim a quantidade de radiação solar incidente na Terra entre os dois extremos.

-Inclinação do eixo da Terra - varia entre $22,2^\circ$ e $24,5^\circ$ num ciclo 41 000 anos, sendo hoje em dia de $23,5^\circ$. Uma inclinação menor da Terra significa uma menor diferença da temperatura nas estações do ano; maior inclinação significa uma maior diferença, ou seja, inverno mais frio e verão mais quente.

-Precessão – a Terra, além de estar inclinada $23,5^\circ$, gira como se fosse um pião, mudando lentamente o ponto no espaço para onde aponta o seu eixo. Esta oscilação do eixo da Terra tem um período de 23 000 anos (Thompson e Turk, 1995; Fig. 3).

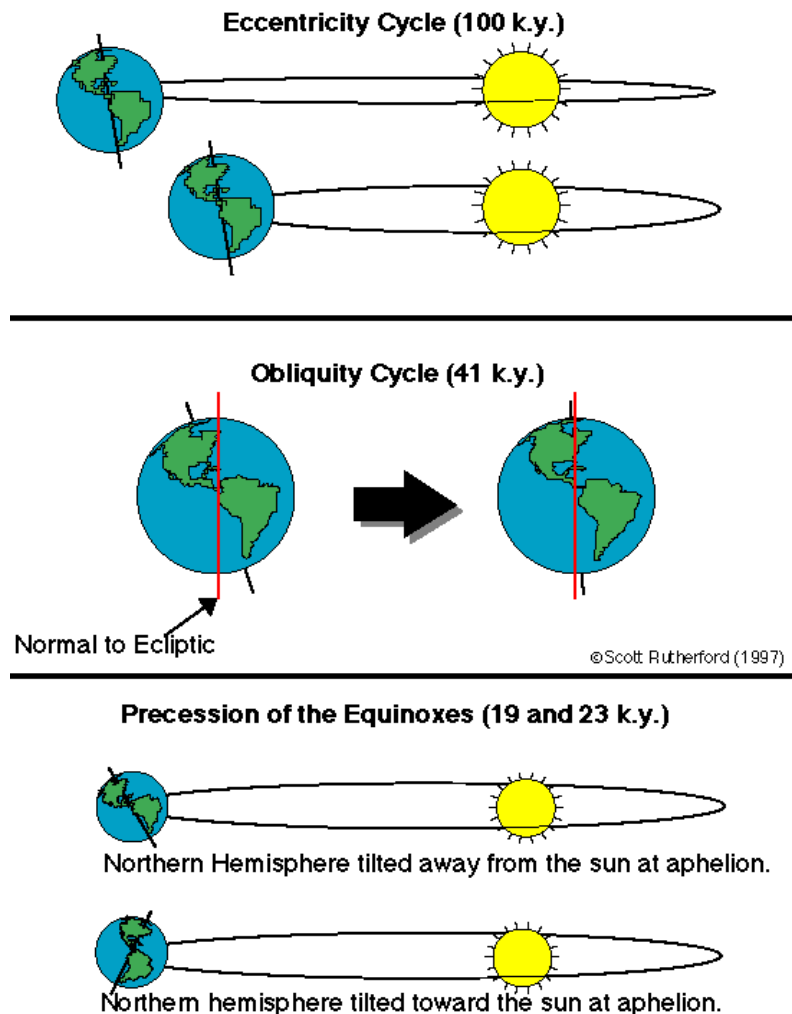


Fig.3 – Ciclos de Milankovitch – Excentricidade, Obliquidade e Precessão (ircamera.as.arizona.edu)

1.1.2 VARIAÇÕES DA DINÂMICA SOLAR

Galileu foi o primeiro astrónomo a observar a alternância de aparecimento /desaparecimento de manchas escuras na superfície do Sol, chamadas *sunspots*. Nos últimos anos os astrónomos têm estudado estas manchas solares, tentando relacioná-las com o Clima, em particular com as alterações na intensidade da radiação solar.

As mudanças nos padrões da superfície do Sol são registadas através da contagem do número de manchas solares. Esta contagem tem sido feita desde os últimos 400 anos e revela alterações regulares no comportamento dos padrões solares. Desta contagem

surgiu um facto muito importante para os registos a longo termo, que é a existência de um ciclo de 11 anos, em que o número de manchas aumenta e depois pode chegar a desaparecer por completo, como aconteceu durante o período mínimo de manchas solares Maunder, entre os anos 1645 e 1715 (Ruddiman, 2000, Fig. 4).

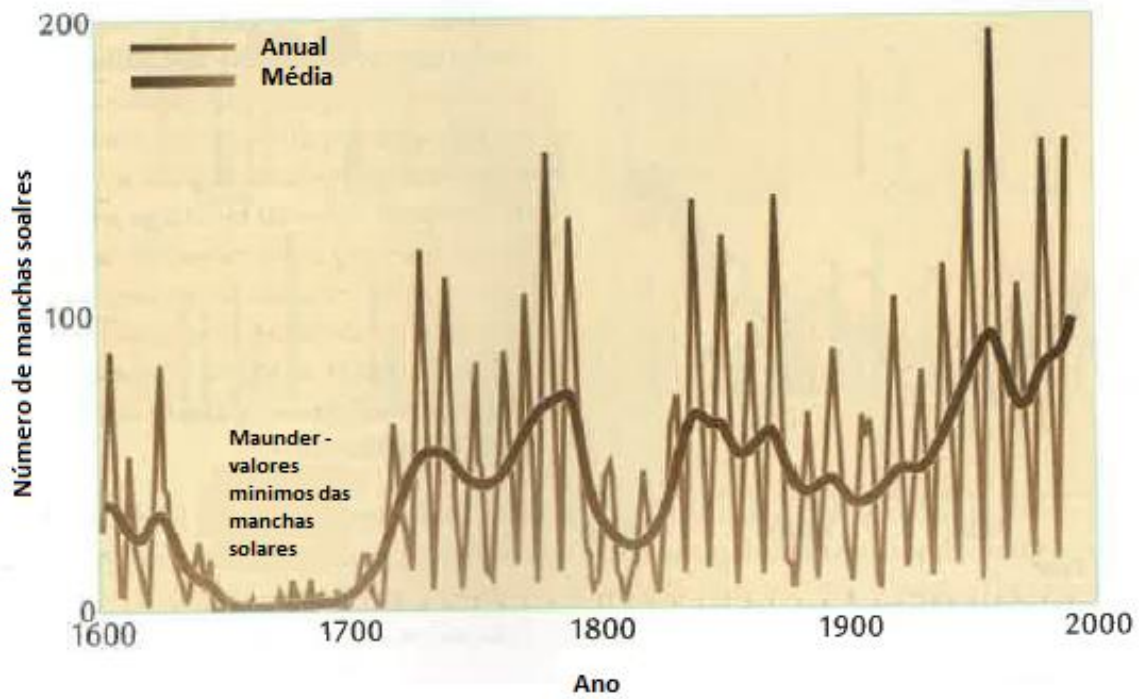


Fig.4 Registo histórico das manchas solares (Ruddiman, 2008)

A variação do número de manchas solares traduz-se também em variações nas propriedades magnéticas dos ventos solares. E por sua vez na intensidade dos raios cósmicos levando a alterações da produção de ^{14}C . Os níveis de $\delta^{14}\text{C}$ atmosférico são dados pela dendrocronologia e mostram duas periodicidades: de 130 anos e de 200 anos (Kennett, 1982). É possível que estas variações a longo termo de $\delta^{14}\text{C}$ possam reflectir alterações climáticas relacionadas com modificações nas taxas de transferência entre reservatórios (Kennett, 1982). Por enquanto, os estudos das alterações climáticas provocadas pelas variações nas propriedades magnéticas dos ventos solares não têm sido fáceis, principalmente porque a resolução estratigráfica é inadequada devido a bioturbação e às baixas taxas de sedimentação (Kennett, 1982).

1.1.3 ALTERAÇÕES NO ALBEDO

O albedo é uma medida da quantidade de luz que é reflectida por uma superfície. A neve e o gelo são as superfícies que possuem albedos mais elevados, na ordem dos 60% a 90%. Este valor varia também com a inclinação do Sol em relação à superfície, quer devido à diferença de latitudes, quer devido à hora do dia. Assim quando o Sol está no seu pico máximo a água reflecte cerca de 5% da radiação que recebe, mas se o Sol se encontrar num ponto mais baixo no céu, a radiação reflectida será maior (Ruddiman, 2008; Fig.5). A Terra apresenta os seus valores mais elevados de reflectância (albedo) nas regiões polares tanto no Hemisfério Norte devido aos gelos do Ártico e dos longos invernos da Eurásia e da América do Norte, como no Hemisfério Sul devido à vasta cobertura gelada da Antárctica. Por outro lado, as regiões do equador vão absorver maiores quantidades de radiação e reflectir muito pouco; aqui o albedo é muito diminuto. As variações no albedo devem-se tanto a causas telúricas como a alterações na atmosfera. As variações telúricas prendem-se com a deriva dos continentes, que provocam variações climáticas, resultando em alterações na superfície ocupada pelos desertos e pelos glaciares, o que leva às variações do albedo ou da reflectividade solar (Kennett, 1982). Em resumo, o efeito global das diferenças de albedo é aumentar o desequilíbrio de aquecimento solar que existe entre as zonas polares e os trópicos (Ruddiman, 2008; Fig. 5).

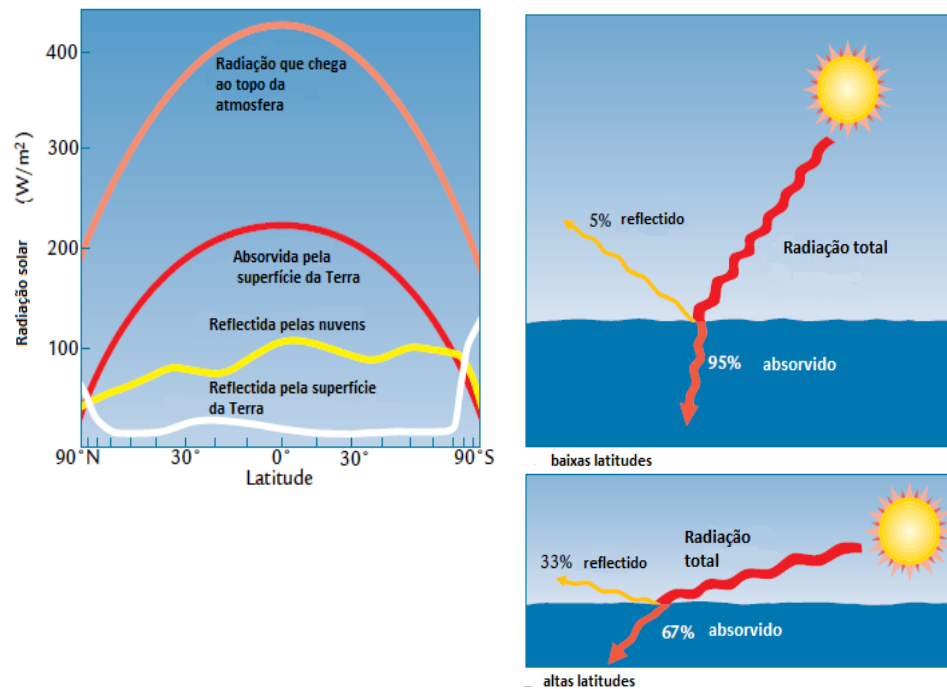


Fig. 5 – A- Balanço da radiação solar entre os pólos e o equador; B- Controle da radiação solar através dos ângulos de incidência dos raios solares (adaptado de Ruddiman, 2008)

Todas estas alterações climáticas ficam registadas nos sedimentos dos fundos marinhos, que oferecem os registos mais completos da História da Terra desde o Mesozóico. As sondagens dos fundos marinhos são extremamente úteis porque podem assim ser utilizadas para comparar dados a nível global e porque geralmente possuem um registo mais contínuo do que sobre os continentes (Kennett, 1982).

Nesta dissertação o *proxy* estudado foram os foraminíferos bentónicos.

1.2. FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS

Os foraminíferos bentónicos são muito utilizados para descrever o ambiente marinho recente e para obter informações paleoambientais sobre as transições glaciais e interglaciais (Mackensen *et al.*, 1985). São ainda um importante proxy na reconstrução das alterações da produtividade primária e por consequência na quantidade de matéria orgânica que chega ao fundo oceânico (Eberwein *et al.*, 2006). Segundo Fariduddin e Loubere (1997) a chegada de carbono orgânico ao fundo marinho é um dos principais factores que controlam os micro-habitats dos foraminíferos bentónicos. No entanto a distribuição geográfica e batimétrica dos foraminíferos depende de muitos outros

factores para além da quantidade de matéria orgânica, como por exemplo a temperatura, a salinidade, as correntes e o pH (Colom, 1974). Regra geral a sua distribuição depende essencialmente das características das massas de água e não tanto da latitude ou profundidade (Colom, 1974). As transformações na produtividade primária à superfície são consideradas um importante factor no controlo das variações de CO₂ que reflectem alterações tanto na atmosfera como na circulação oceânica (Fariduddin *et al.*, 1997; Sun *et al.*, 2006).

1.2.1. BIOLOGIA E ECOLOGIA

Os foraminíferos pertencem ao Reino Protoctista, Filo Granuloreticulosa e Ordem Foraminiferida. Surgiram pelos menos na base do Câmbrico, há 570 milhões de anos, e desenvolveram-se até aos dias de hoje. Possuem uma carapaça de forma variada, composta por minerais (fundamentalmente calcite) segregados pelo próprio organismo ou aglutinada por partículas de sedimento. Os foraminíferos podem ser planctónicos, se flutuam passivamente na coluna de água, ou bentónicos (Fig. 6), se vivem junto ao substrato, na interface água sedimento, ou ligeiramente enterrados nos níveis superficiais do substrato.

Este grupo é bastante utilizado pelos geólogos enquanto registo fóssil, uma vez que possui uma carapaça que pode fossilizar e resistir ao longo do tempo, deste o Câmbrico até aos dias de hoje. Por outro lado, para os biólogos, a presença desta carapaça dificulta a observação das partes moles do organismo e por isso existem relativamente poucos estudos, quando comparado com outros grupos de Protoctistas (Murray, 2006).

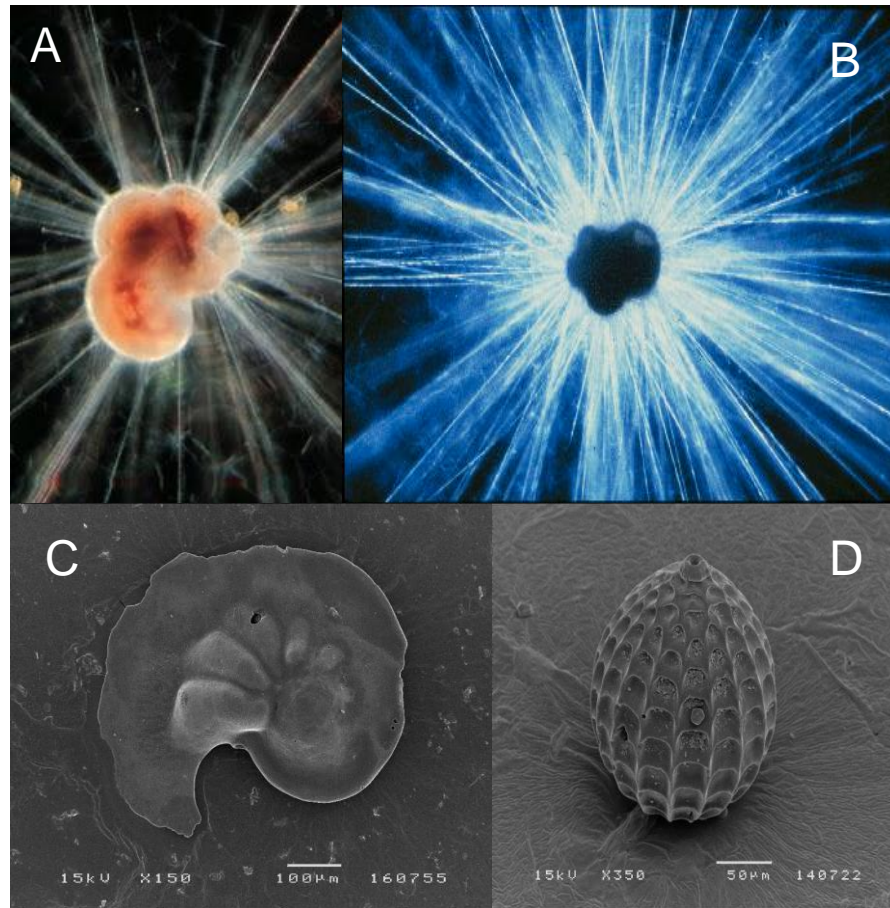


Fig. 6 – Foraminíferos planctônicos (A - *Globigerina* sp. e B - *Globogerinella aequilateralis*) e bentônicos (C - *Laticarina pauperata* e D - *Oolina hexagona*)

Para compreender como estes organismos vivem é necessário compreender a interacção que existe entre a dinâmica de organismos individuais e das populações, com os componentes físicos e biológicos do ambiente marinho. Para isso é de grande importância perceber as diversas características dos ecossistemas oceânicos; entender quais são os nichos ecológicos que ocupam, como reagem a mudanças rápidas e fortes na temperatura, salinidade, acarreo de alimento, etc.; compreender como estes factores controlam a distribuição geográfica, a abundância e fecundidade das espécies (Hemleben, 1989).

1.2.2. CICLO DE VIDA E REPRODUÇÃO

Os foraminíferos bentônicos são caracterizados por serem micro-organismos unicelulares (Protoctistas) que vivem nos fundos marinhos e margino-marinhos. O seu tamanho pode variar de alguns milímetros até alguns centímetros, sendo estes últimos considerados células gigantes, como é o caso da espécie *Marginopora vertebralis* (Murray, 2006; Fig.7).



Fig.7 – *Marginopora vertebralis* (cushmanfoundation.org).

Possuem reprodução sexuada e assexuada, de onde resultam gerações diplóides ou haplóides. A reprodução assexuada é mais comum em Ordens como a Textulariina, Miliolina ou Rotaliina; a ocorrência deste tipo básico de reprodução mostra que a evolução ao longo do tempo geológico foi relativamente pequena para estes foraminíferos. A duração do ciclo de vida de cada espécie é determinado por vários factores. Pode durar cerca de uma semana para os pequenos foraminíferos ou um ano para os foraminíferos de grande tamanho. A reprodução destes organismos pode ser desencadeada por vários factores, como a existência de temperaturas favoráveis ou a introdução de uma grande quantidade de alimento no ecossistema. Nem todas as espécies respondem aos mesmos estímulos; por exemplo, um aumento de temperatura nas águas intertidais ou na plataforma interna não leva obrigatoriamente ao início da reprodução uma vez que as espécies que aí habitam são tolerantes às variações das temperaturas (euritérmicas). Por outro lado existem espécies que respondem muito rapidamente a um grande *input* de alimento, aumentando o número de indivíduos dessa espécie muito rapidamente como é o caso de *Stainforthia fusiformis* (Alve, 2003). Considera-se que estas espécies têm um comportamento oportunista (espécies *r*), caracterizado por uma variação significativa da dimensão das suas populações, por

terem a capacidade de aumentar rapidamente o seu número, quando surge uma oportunidade favorável. As espécies oportunistas são organismos adaptados a um largo espectro de condições ambientais e que no geral, ocupam vastos nichos ecológicos. Podem aproveitar múltiplas fontes alimentares mas não estão adaptados a tirar a máxima eficiência dos recursos disponíveis. Estas espécies possuem uma elevada taxa de mortalidade juvenil (Murray, 2006; Lalli e Parsons, 1993).

1.2.3. CONCHA

Os foraminíferos podem segregar uma concha de natureza calcária (a mais frequente) mas que também pode ser siliciosa, de sulfato de magnésio ou simplesmente aglutinada.

São consideradas carapaças aglutinadas quando os foraminíferos bentónicos recolhem partículas sedimentares do meio em que vivem, como grãos de quartzo, fragmentos de outras carapaças, conchas, espículas de espongiários (etc.), que são cimentadas por carbonato de cálcio, sílica, óxidos de ferro ou um cimento orgânico; as carapaças calcárias são formadas por minerais de carbonato de cálcio (principalmente calcite). Conforme a disposição dos cristais de calcite, as carapaças calcárias podem ser:

- microgranulares, constituídas por grãos de calcite equidimensionais que estão distribuídos aleatoriamente ou ordenados em fileiras perpendiculares às superfícies externa e interna da carapaça;
- hialinas, são perfurada e tem aspecto vítreo, transparente ou translúcido;
- porcelanosas, tem um aspecto branco leitoso, opaco, liso e brilhante como louça de porcelana.

Se as conchas tiverem apenas uma câmara, que cresce continuamente, denominam-se uniloculares. Pelo contrário, os organismos com várias câmaras – multiloculares – apresentam um crescimento descontínuo, correspondendo cada câmara a um período de crescimento. Estas espécies iniciam a sua vida com uma única câmara, o *proloculus*, e à medida que o organismo aumenta o seu tamanho, o protoplasma flui através da abertura na última câmara segregando um novo compartimento. Este processo é contínuo ao longo da sua vida e resulta na formação de uma série de câmaras, sendo cada uma maior do que as precedentes (Haq e Boersma, 1978).

A concha tem como finalidade a protecção do organismo das condições adversas que possam existir no meio ambiente e não existe qualquer evidência que seja utilizada como protecção para predadores (Murray, 2006).

1.2.4. LOCOMOÇÃO

A dispersão dos foraminíferos bentónicos é feita de quatro formas, uma activa e três passivas. A locomoção é uma forma activa de dispersão, no entanto a falta de velocidade e de direcção constante na deslocação tornam este método pouco funcional para grandes distâncias. A distância média que um foraminífero consegue percorrer num minuto não ultrapassa os 50µm (Murray, 2006). Esta locomoção é feita à custa de pseudópodes (extensões fluidas do citoplasma). Durante a locomoção os pseudópodes estão alinhados com a direcção do movimento, primeiro dá-se a extensão dos pseudópodes para uma posição avançada, em seguida a concha é puxada para a frente ao mesmo tempo que os pseudópodes vão encurtando, ficando prontos para outro ciclo (Haq e Boersma, 1978).

Os pseudópodes dos foraminíferos são frágeis. Quebram-se com facilidade sob a acção das correntes, pelo que algumas espécies utilizam espinhos ou partículas sedimentares alongadas, como as espículas de espongiários, para os suportar (Haq e Boersma, 1978).

As formas passivas de locomoção envolvem material em suspensão na coluna de água que possam permitir o transporte. Por exemplo o transporte de gâmetas e de juvenis através do sedimento que é transportado pelas ondas, pelas correntes e pela actividade biológica ou a existência de fases temporariamente planctónicas. Estes processos no entanto têm algumas limitações; os gâmetas e os indivíduos juvenis não sobrevivem muito tempo na coluna de água, as fases temporariamente planctónicas são raras e existem poucos exemplares que conseguem flutuar na coluna de água (Murray, 2006).

1.2.5. HABITAT

Estes micro-organismos bentónicos vivem nos fundos marinhos, na interface sedimento/água – epifauna, ou inseridos nos primeiros centímetros do próprio substrato – endofauna.

As espécies epibentónicas (epifauna) encontram-se quer sobre sedimentos, quer sobre substratos firmes como é o caso de animais, conchas, rochas e plantas, onde podem viver de forma vágil (móvel) ou sésil (fixa). Foram encontradas formas endobentónicas (endofauna) vivas a 60 cm de profundidade, dentro do sedimento, mas a profundidade normal é a poucos centímetros da superfície do sedimento. Ernest *et al.* 2000, observou

que as espécies da epifauna são mais sensíveis a ambientes redutores do que as espécies da endofauna (Murray, 2006).

1.2.6. NUTRIÇÃO

Devido ao aumento do interesse pela alimentação e do modo como ela interfere na distribuição e no ciclo de vida dos foraminíferos é importante saber as preferências alimentares de cada espécie. Os foraminíferos são dos organismos mais comuns em ambiente de oceano profundo e daí a sua importância no que diz respeito a reutilização do carbono orgânico. Espécies dos géneros como *Bolivina* e *Elphidium* são herbívoras; utilizam os pseudópodes para recolher micro-algas e bactérias para o seu interior. Se forem formas epibentónicas recolhem o alimento que se encontra em redor do local onde se fixaram. *Fontbotia* propaga os seus pseudópodes na coluna de água e capta as partículas nutritivas que aí se circulam (Murray, 2006).

A disponibilidade de nutrientes a nível geográfico e ao longo do tempo, em associação com um complexo conjunto de interações entre variáveis físicas, químicas e biológicas, condiciona a distribuição, a abundância e o tempo de sobrevivência destes seres vivos (Bé *et al.* in Hemleben *et al.*, 1989). Verifica-se que as espécies que subsistem utilizando uma ampla variedade de fontes alimentares, demonstram uma vantagem ecológica sobre as que apresentam uma dieta mais restrita (Hemleben *et al.*, 1989).

1.2.7. PREDACÃO

Os foraminíferos são uma fonte de alimento importante para os outros organismos. Representam a maior parte da biomassa em muitos dos ambientes marinhos, nomeadamente nos mais profundos. Isto faz com que sejam presa de organismos de outros grupos, tais como gastrópodes, moluscos, holotúrias, etc. (Murray, 2006).

Langer *et al.* (1995), realizaram a dissecação de moluscos da classe Scaphopoda (Fig. 8) revelando que o seu conteúdo estomacal era constituído quase exclusivamente por foraminíferos bentónicos, podendo este conter até 188 foraminíferos bentónicos,

mas em média continha 33. Isto indica que o citoplasma dos foraminíferos é importante na alimentação deste grupo, mas é certamente um exemplo entre muitos possíveis.



Fig.8-*Fissidentalium megathyris*, moluscos Scaphopoda (eumed.net)

1.3. PALEOCEANOLOGIA

A paleoceanografia permite-nos reconstruir a História do Oceano, não só pelo reconhecimento do ambiente no seu sentido lato, mas também da evolução da sua dinâmica, tentando quantificar alguns parâmetros tais como salinidade, temperatura, oxigénio dissolvido e produção primária superficial. Pode-se recorrer a vários grupos de organismos planctónicos para obter dados sobre os processos que ocorrem à superfície do oceano (*e.g.* cocolitóforos, diatomáceas, dinocistos, foraminíferos planctónicos, radiolários, silicoflagelados) no entanto, para reconstituir a história de eventos no fundo marinho, desde a zona entremarés às profundidades abissais, o grupo mais importante são, os foraminíferos bentónicos (Murray, 2006).

A atmosfera e o oceano estão intimamente ligados; por isso os processos que se dão à superfície do oceano influenciam a actividade biológica bentónica. Os registos dos foraminíferos bentónicos são utilizados para fazer interpretações das condições dos fundos marinhos no passado: características das massas de água de fundo (*bottom water-masses*), distribuição das zonas de oxigénio mínimo (OMZs), correntes, mas também dão informações fundamentais sobre a evolução da produtividade superficial, que se traduz pelo fluxo de matéria orgânica proveniente da superfície do oceano, ou sobre a evolução global do clima (Murray, 2006).

Uma boa interpretação paleoceanográfica deve ser baseada em estudos interdisciplinares, recorrendo a várias técnicas. Por exemplo utilizar a composição química da carapaça dos foraminíferos para calcular a razão isotópica $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ e $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, a razão Mg/Ca; associadas à abundância das espécies e ao conhecimento sobre a sua ecologia para interpretar aspectos paleoambientais (Murray, 2006).

O objectivo principal da palaeoceanografia é quantificar diferenças subtis nos vários parâmetros ao longo do tempo. Este processo é muito dependente de dados ecológicos modernos. O conceito de *proxy* é baseado numa forte correlação entre a abundância de uma espécie (ou mais) e uma variável ambiental que se extrapola para o passado. Nesta dissertação os *proxies* utilizados para além dos foraminíferos bentónicos (alcanonas, carbono orgânico, CaCO_3 , IRD, isótopos estáveis de oxigénio e carbono), foram gentilmente cedidos pela Doutora Antje Voelker e pela Doutora Teresa Rodrigues, investigadoras no LNEG.

1.3.1. ALCANONAS

As alcanonas são compostos orgânicos (metil-etil-cetonas de 37 e 42 átomos de carbono de duas, três e quatro insaturações) com uma estrutura molecular muito resistente à degradação, o que as torna muito úteis como biomarcadores moleculares. Estes compostos são sintetizados por algas fitoplanctónicas tais como as da classe Haptophytea, nomeadamente o cocolitóforo *Emiliana huxleyi* (Fig. 9, Versteegh *et al.*, 2001).

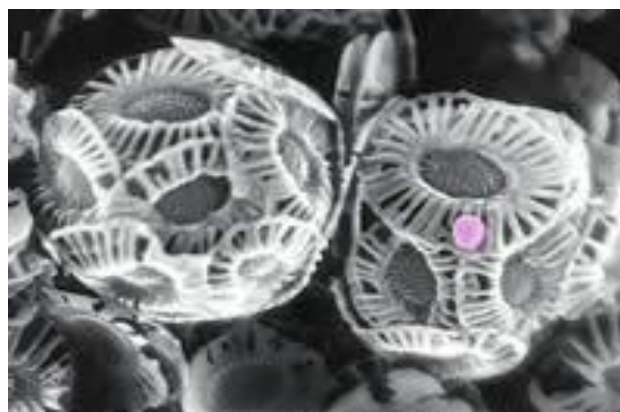


Fig.9 – *Emiliana huxleyi* (marinebiology.edu)

A composição das alcanonas sintetizadas pela alga *E. huxleyi* estão fortemente relacionados com a temperatura do meio onde se formam. Assim em ambientes frios, estes organismos apresentam uma maior proporção dos compostos orgânicos mais insaturados $\text{C}_{37:3}$ e $\text{C}_{37:4}$, enquanto que, em ambientes

temperados o grau de insaturação diminui de forma a prevalecer $C_{37:2}$. Posteriormente foi definido um índice de insaturação ($U_{37}^K = C_{37:2}/(C_{37:2} + C_{37:3})$) que se conseguiu relacionar linearmente com a temperatura das águas do oceano utilizando a expressão de Prahl e Wakeham: $T (^{\circ}\text{C}) = (U_{37}^K - 0.039) / 0.034$ (Versteegh *et al.*, 2001). Estas observações permitiram que a utilização desta razão, nos estudos da reconstrução das paleotemperaturas das águas superficiais, fosse generalizada, ganhando importância desde então. Para além disto a insensibilidade do índice U_{37}^K a factores ambientais tais como a profundidade, o volume de gelo e carbono dissolvido torna-o uma ferramenta ideal para estimar as paleotemperaturas, além de poder ser utilizado na maioria das condições oceanográficas (Versteegh *et al.*, 2001). No entanto é necessário ter atenção quanto à utilização deste biomarcador; tem de se garantir que o índice de insaturação não se alterou pelos processos de degradação, tanto microbiana como química, durante o transporte na coluna de água e a deposição nos sedimentos.

A distribuição deste biomarcador nos sedimentos superficiais, também mostra uma correspondência com o índice de insaturação e com as temperaturas actuais à superfície do oceano – SST, *sea surface temperature* (van Dangen *et al.*, 2000).

1.3.2. ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE OXIGÉNIO E CARBONO

Os isótopos são variantes de um elemento químico que diferem apenas no seu peso atómico, mais especificamente no seu número de neutrões e portanto possuem uma diferença na massa. Esta diferença produz pequenas alterações no seu comportamento químico. As moléculas vibram com uma frequência que depende da sua massa isotópica, o que resulta em diferenças na energia de dissociação. Assim, no equilíbrio de algumas reacções químicas, os isótopos leves e pesados são distribuídos de maneira diferente entre as moléculas dando origem ao seu fraccionamento (Hemleben *et al.*, 1989). O fraccionamento isotópico de uma substância é quantificado pela razão pesado/leve das abundâncias de quaisquer dois isótopos resultante da troca entre dois compostos químicos.

Nos organismos aquáticos, a razão entre $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ no carbonato da concha está directamente ligada à composição da água do mar e à temperatura de calcificação. A razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ é controlada pelo carbono orgânico dissolvido na água do mar e por processos fisiológicos, como a respiração e a actividade fotossintética dos simbiontes. Desta forma, a proporção de isótopos estáveis de oxigénio e carbono nas conchas de calcite e aragonite biogénica, tornou-se uma importante ferramenta em reconstruções

paleoceanográficas (Volkman e Mensch, 2001). Estes *proxies* geoquímicos têm sido usados para as reconstruções do volume de gelo, estimar as temperaturas oceânicas superficiais e profundas, identificar mudanças na circulação oceânica e intercâmbios glaciais-interglaciais entre os reservatórios de carbono terrestre e oceânico (Spero *et al.*, 1997).

Uma vez que as concentrações de isótopos, como o ^{18}O e ^{13}C não podem ser determinadas com exactidão, é possível obter resultados quantitativos comparando o resultado da amostra com um padrão externo conhecido. O padrão normalmente usado para o O e o C nos carbonatos é referido como PDB (Pee Dee Belemnite – derivado do fóssil marinho *Belemnittella americana* do Cretácio, presente na formação Peedee da Carolina do Sul, EUA), sendo usado como ponto zero padrão para a expressão da abundância de isótopos de oxigénio e hidrogénio. Já as amostras de água referem-se ao SMOW (*Standard Mean Ocean Water*), o ponto zero padrão aceite para a expressão de oxigénio e hidrogénio para as amostras de água. Esta nomenclatura foi recentemente alterada para V-PDB (Vienna Pee Dee Belemnite) e V-SMOW (Vienna *Standard Mean Ocean Water*) (Cooke e Rohling, 2003).

As diferenças entre a razão de isótopos, conhecidas como valores δ , são definidas por:

$$\delta_{\text{amostra}} = \left(\frac{R_{\text{amostra}} - R_{\text{padrão}}}{R_{\text{padrão}}} \right) \times 1000$$

Onde R_{amostra} é o valor obtido na amostra e o $R_{\text{padrão}}$ é o valor de referência do padrão. A composição isotópica de oxigénio de uma concha é dada por $\delta^{18}\text{O}$, sendo definido como o desvio da razão de ^{18}O e ^{16}O medido no carbonato das conchas relativamente à razão no padrão, expresso em partes por mil (Cooke e Rohling, 2003).

Um valor de fraccionamento positivo indica enriquecimento do isótopo mais pesado relativamente ao padrão e o empobrecimento é dado por um valor de fraccionamento negativo.

1.3.3. ISÓTOPOS DE OXIGÉNIO

Existem três isótopos de oxigénio: ^{16}O , ^{17}O e ^{18}O ; o ^{16}O é o mais abundante (99,76%), enquanto que o ^{17}O e ^{18}O correspondem apenas a 0,04% e 0,2%, respectivamente, do oxigénio total. A maioria dos estudos concentram-se na razão dos isótopos mais abundantes (Cooke e Rohling, 2003).

Os isótopos de oxigénio circulam nos principais subsistemas climáticos, nomeadamente a criosfera, a atmosfera e a hidrosfera. Sempre que uma parcela de água sofre uma transição de fase (*e.g.* evaporação ou condensação), ocorre um fraccionamento cinético dos isótopos de oxigénio (Cooke e Rohling, 2003).

A composição isotópica do oxigénio dos fósseis calcários depende da temperatura de calcificação. Outro factor igualmente importante é a composição da própria água do mar que varia ao longo do tempo e de local para local, podendo afectar substancialmente a estimativa da temperatura (Fischer *et al.*, 1999).

A grande aplicabilidade da análise da razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ deve-se ao facto de poder ser utilizada numa grande variedade de ambientes, desde locais extremos como oceanos polares a bacias isoladas como o Mar Vermelho (Mulitza *et al.*, 2003). Este *proxy* é uma das ferramentas paleoceanográficas e paleoclimáticas mais importantes, contribuindo para interpretações de registos marinhos, terrestres e criosféricos (Cooke e Rohling, 2003; Mulitza *et al.*, 2003).

1.3.4. ISÓTOPOS DE CARBONO

O carbono ocorre sob a forma de dois isótopos estáveis: ^{12}C e ^{13}C , com abundâncias relativas de 98,89% e 1,11%, respectivamente. Existem dois reservatórios principais de carbono: a matéria orgânica e os sedimentos de rochas carbonatadas. O ciclo do carbono gira em torno da fixação do CO_2 na biomassa através da fotossíntese, que ocorre tanto na biosfera marinha como terrestre. Este ciclo actua numa ampla escala temporal, desde a alternância do dia e da noite nas plantas a ciclos na ordem dos 10^8 anos, onde o carbono orgânico é armazenado em sedimentos, sendo exposto e oxidado muito mais tarde (Cooke e Rohling, 2003).

A fotossíntese é um processo bastante discriminativo que incorpora mais ^{12}C que ^{13}C na matéria orgânica. O carbono dissolvido nas águas superficiais torna-se assim enriquecido em ^{13}C . Este enriquecimento também afecta o HCO_3^- (ião bicarbonato) da água, que por sua vez influencia a composição dos carbonatos formados com esse ião, que também regista um aumento de $\delta^{13}\text{C}$ (Cooke e Rohling, 2003).

A composição isotópica do carbono (valor de $\delta^{13}\text{C}$) das conchas dos foraminíferos traduz o $\delta^{13}\text{C}$ do carbono orgânico total dissolvido no oceano. Assim de acordo com, a razão molecular de carbono, azoto e fósforo, isto é C:N:P=106:16:1 de Redfield para a matéria orgânica marinha é possível utilizar este isótopo como indicador da presença de nutrientes (Ortiz *et al.*, 1996). Desta forma as variações de $\delta^{13}\text{C}$ são

utilizadas no estudo do movimento das massas de água e paleoprodutividade (Cooke e Rohling, 2003). Este *proxy* tem sido muito utilizado em estudos paleoambientais para observar alterações no ciclo de carbono (Bemis *et al.*, 2000).

A distribuição do $\delta^{13}\text{C}$ nas águas profundas dos oceanos reflecte a localização, circulação e subsequentes idades das massas de água. Os valores mais altos de $\delta^{13}\text{C}$ encontram-se nas altas latitudes do Atlântico Norte, onde a água Norte Atlântica de fundo (NADW) é formada, diminuindo a partir daqui, à medida que esta massa de água flui para sul e se mistura com a água Circumpolar Antártica (Kroopnick, 1985). A sequência sedimentar do $\delta^{13}\text{C}$ na carapaça dos foraminíferos bentônicos tem sido amplamente utilizada para interpretações de paleocirculação uma vez que reflecte o vigor da circulação das águas profundas e de fundo ao longo do tempo (Corliss *et al.*, 2006).

1.3.5. MATÉRIA ORGÂNICA

A abundância absoluta e relativa dos fósseis de foraminíferos bentônicos são muito utilizadas para tentar compreender o ambiente do fundo do mar e a sua variabilidade ao longo do tempo e do espaço. Estudos recentes mostram que existe uma forte relação entre as espécies bentônicas e as espécies planctônicas, mesmo em águas profundas, por causa dos fluxos de matéria orgânica que é produzida na zona fótica (produção primária), que são a principal fonte de alimento (energia) para as comunidades bentônicas (Nees e Struck, 1999). Esta matéria orgânica chega muitas vezes aos fundos marinhos de forma sazonal. Esta sazonalidade pode manter as suas características ao longo dos anos ou apresentar uma variação intra-anual que condiciona a intensidade máxima de produtividade e a concentração de matéria orgânica que chega ao fundo. Por exemplo as monções controlam as variações na intensidade do afloramento e na produtividade primária no Mar da Arábia, enquanto que as variações inter-anuais da cobertura de gelo influenciam a produtividade primária no mar da Gronelândia. No Atlântico Norte, onde a sazonalidade dos fitodetritos foi inicialmente descoberta, existem diferenças da Primavera para o Outono na sua composição, assim na Primavera e no Verão predominam as diatomáceas e no Outono predominam os cocolitofóros (Murray, 2006). Não são só os fitodetritos que contribuem para o aumento do carbono orgânico nos fundos marinhos, a eles se juntam as palhetas fecais do zooplâncton que se afundam (Lalli e Parsons, 1993). Outra contribuição resulta do acarreo dos rios, carregados de nutrientes de proveniência continental que transportam-

nos até ao oceano e contribuem para o aumento da produtividade primária. Este transporte proporciona o enriquecimento das águas profundas em fosfatos e nitratos e contribuem para os *blooms* de fitoplâncton (Lalli e Parsons, 1993).

A produtividade primária não é uniforme à superfície do oceano (Figs. 10 e 11). Os valores mais baixos (inferior a $100 \text{ mg C m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) são observados em zonas de convergência de giros, enquanto que os valores mais elevados (superiores a $250 \text{ mg C m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) são observados nas zonas oceânicas temperadas e nas zonas costeiras. As zonas de afloramento costeiro possuem valores na ordem dos $1000 \text{ mg C m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ (Lalli e Parsons, 1993), como acontece ao longo da costa ocidental portuguesa durante a Primavera e o Verão (Abrantes, 1988), nomeadamente na nossa área de estudo.

Na sua totalidade, a produtividade primária do oceano mundial é cerca de vinte mil milhões de toneladas de carbono por dia (Lalli e Parsons, 1993).

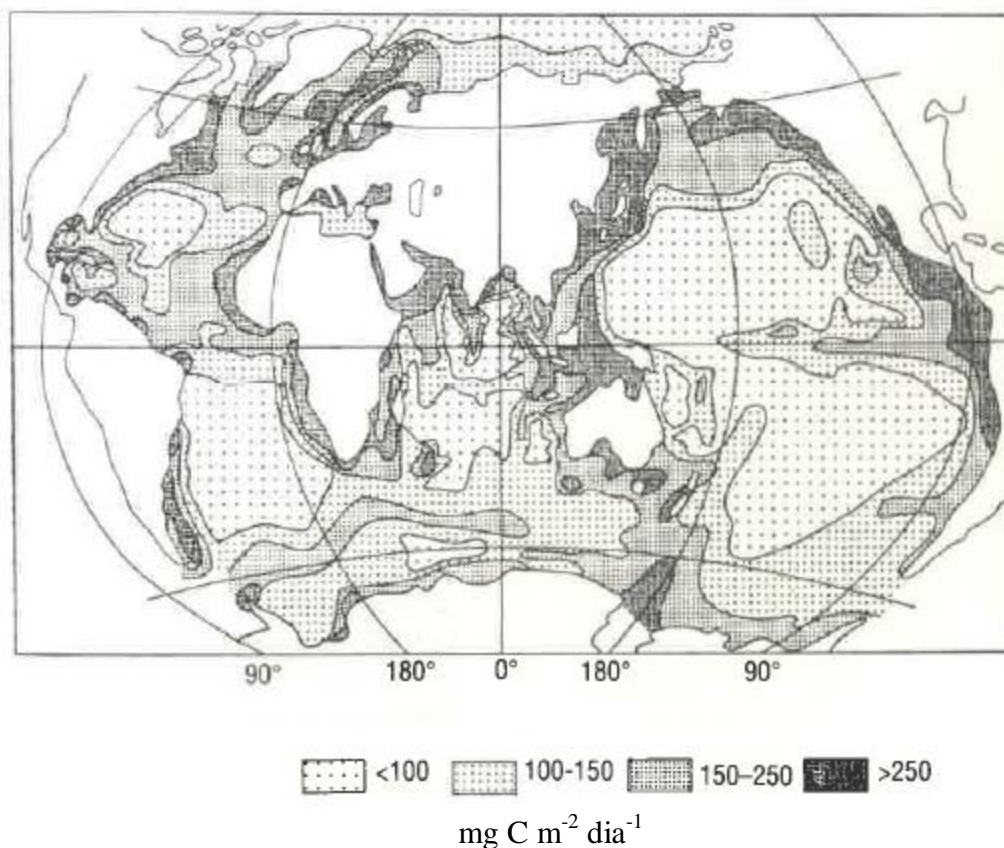


Fig.10 – Distribuição da produtividade primária nos oceanos (Lalli e Parsons, 1993)

O aumento da produtividade primária resulta do aumento da quantidade de fitoplâncton à superfície do Oceano. Os *blooms* nas zonas costeiras provocam um

aumento da quantidade de clorofila *a*, de 1mg m^{-3} para mais de 20mg m^{-3} ao longo de vários dias (Lalli e Parsons, 1993).

No oceano Atlântico o *bloom* de Primavera, à latitude de 50°N , é caracterizado por um aumento da concentração da clorofila *a* em cerca de 10 vezes: de $0,1\text{mg m}^{-3}$ para $1,0\text{mg m}^{-3}$. Durante o Outono dá-se um segundo *bloom* provocando outro pico na biomassa do fitoplâncton e do zooplâncton. Grande parte desta produtividade não é eliminada na superfície; afunda-se, constituindo uma fonte de alimento essencial para os organismos que vivem nos fundos marinhos (Lalli e Parsons, 1993).

As regiões tropicais possuem uma elevada radiação solar durante todo o ano, mas a sua produtividade é reduzida porque o aquecimento provocado pelo Sol estabiliza a coluna de água e mantém uma baixa concentração de nutrientes na zona eufótica. Já as regiões polares possuem geralmente elevadas concentrações de nutrientes, apesar da baixa exposição solar, excepto por breves períodos de tempo, no Verão.

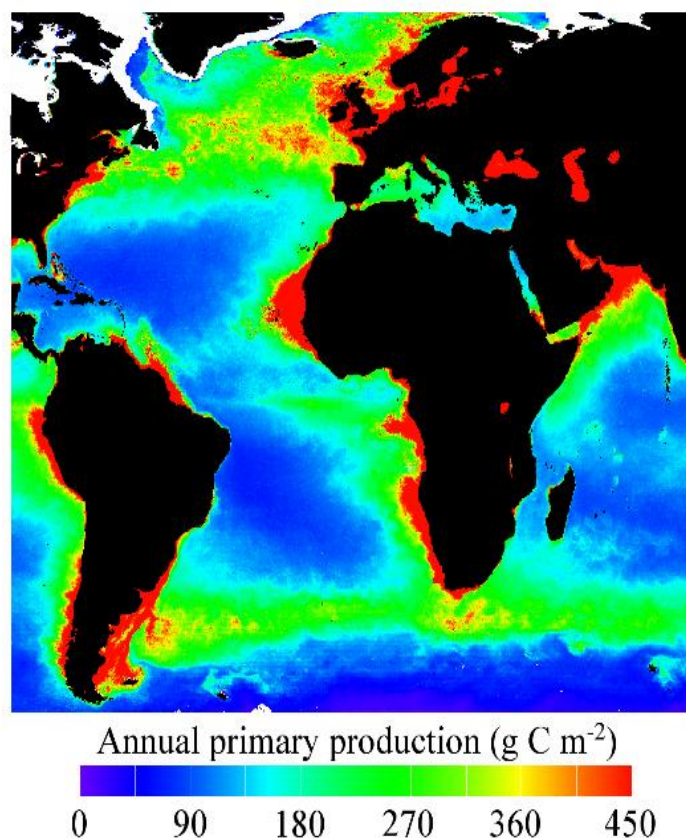


Fig.11 – Distribuição da concentração da clorofila no oceano, obtida a partir de satélite. Note-se as diferenças das cores entre as zonas centrais oceânicas, com baixa produtividade, relativamente às zonas de afloramento costeiro, que apresentam produtividade elevada (Lalli e Parsons, 1993).

Os máximos da produtividade anual estão associados às latitudes temperadas, onde a radiação solar e os nutrientes são ambos razoavelmente abundantes. No entanto estes padrões gerais de produção primária podem ser alterados devido a processos físicos, como por exemplo os fenómenos de afloramento costeiro, frentes de maré (*tidal fronts*), etc. Assim vamos ter então uma produtividade primária oceânica que tende a variar entre os $40 \text{ g C m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ e os $100 \text{ g C m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ aproximadamente, mas que nas regiões de afloramento ultrapassa $350 \text{ g C m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ (Lalli e Parsons, 1993).

1.4. AFLORAMENTO COSTEIRO

O fenómeno de afloramento costeiro (*upwelling*) ocorre ao largo da costa ocidental portuguesa durante os meses de Primavera e Verão (*e.g.* Abrantes, 1998). O mecanismo por trás desta sazonalidade ao longo da Costa Oeste da Península Ibérica parece ser a migração do sistema subtropical de altas pressões semi-permanente, conhecido como Centro de Altas Pressões dos Açores, que migra meridionalmente entre os 27°N (Março) e 43°N (Agosto) e que enfraquece significativamente nos meses de Outono e Inverno (Maze *et al.*, 1997). A origem do afloramento costeiro está associada à divergência provocada junto à costa pelos ventos do quadrante norte, que predominam de Abril a Setembro (Fiúza *et al.*, 1998). A existência de ventos predominantes de norte induz uma corrente na superfície do oceano de norte para sul. A intensidade desta corrente vai depender da intensidade do vento e da profundidade. No hemisfério norte esta corrente superficial vai no entanto ser deslocada para a direita pela força de *Coriolis* (rotação de 45° para a direita devido a rotação da Terra), este desvio para a direita vai-se acentuando com a profundidade. O efeito resultante desta corrente na camada superior do oceano é um transporte de água para o largo. Com o afastamento destas águas superficiais, as águas que estão subjacentes vão subir à superfície e a este fenómeno dá-se então o nome de afloramento costeiro (Fiúza *et al.*, 1998; Fig.12).



Fig. 12 Diagrama explicativo da formação do afloramento costeiro (greenseaupwelling.com)

As águas que chegam à superfície são mais frias, provocando uma redução nas temperaturas das águas superficiais. Estas águas subsuperficiais, além de serem mais frias estão enriquecidas em nutrientes (nitratos, fosfatos e silicatos). Uma região de afloramento costeiro é, portanto, uma zona de forte interação entre as águas costeiras e as águas do oceano aberto, havendo trocas de água, matéria orgânica e inorgânica.

O aumento da concentração de nutrientes na zona eufótica provoca um aumento na produtividade primária, uma vez que vamos ter condições ideais de alimento e luz para o desenvolvimento do fitoplâncton. Este fenómeno pode ser observado através de imagens de detecção remota da temperatura da superfície do mar (Fig.13).

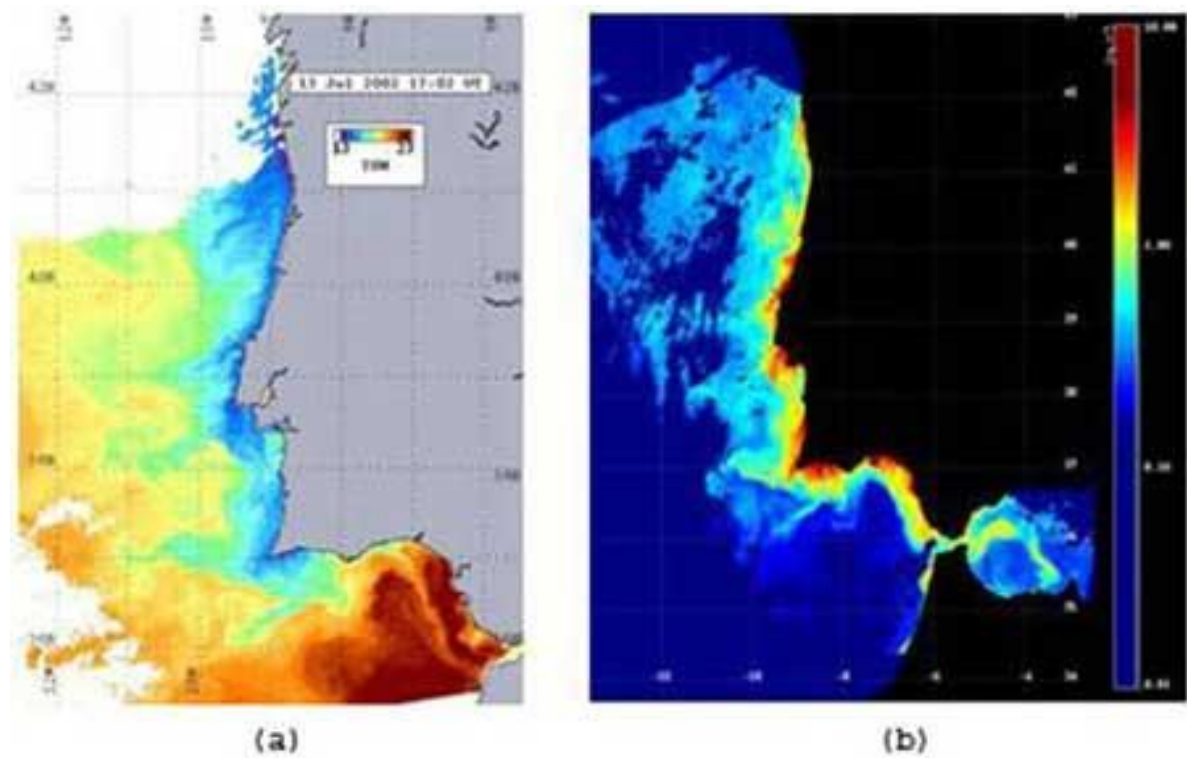


Fig. 13 - Imagens de detecção remota por satélite no domínio (a) do infravermelho (temperatura da superfície do mar; imagem recebida e processada na Estação de Oceanografia Espacial do Instituto de Oceanografia) e (b) do visível (concentração em pigmentos da clorofila), em Julho de 2002. As temperaturas mais baixas próximo da costa ocidental de Portugal e a grande concentração em pigmentos da clorofila são evidências do fenómeno do afloramento costeiro nessa região (cordellbank.noaa.gov).

2. ÁREA DE ESTUDO

A sondagem MD03-2699 foi realizada no Atlântico NE, ao largo de Peniche, no Esporão da Estremadura, a uma profundidade de 1 895 metros, na posição 39° 02,20' N / 10° 39, 63' W, no ano de 2003 (Fig. 14).



Fig. 14 – Localização da sondagem MD03 2699

2.1. GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA

Os fundos oceânicos junto ao continente português são de origem continental pois o contacto entre a crosta oceânica e a crosta continental faz-se ao largo, já na base da rampa continental; por isso se dá o nome margem continental. No caso de Portugal esta margem é do tipo passiva. A configuração da plataforma continental apresenta um declive suave (até cerca de 150 m de profundidade), seguindo-se uma vertente continental com declive mais acentuado que liga a plataforma continental às grandes planícies abissais (Fig.15). A área total da plataforma continental é actualmente de 28.000km², o equivalente a cerca de um terço da área do Continente português. As suas

inclinações variam entre 3‰ e 11‰ (Monteiro, 1971, *in* Dias, 1987). Embora a plataforma continental portuguesa apresente geralmente um fundo liso e regular, caracteriza-se por grandes canhões, nomeadamente: Nazaré, Lisboa, Setúbal e São Vicente (Dias, 1987).

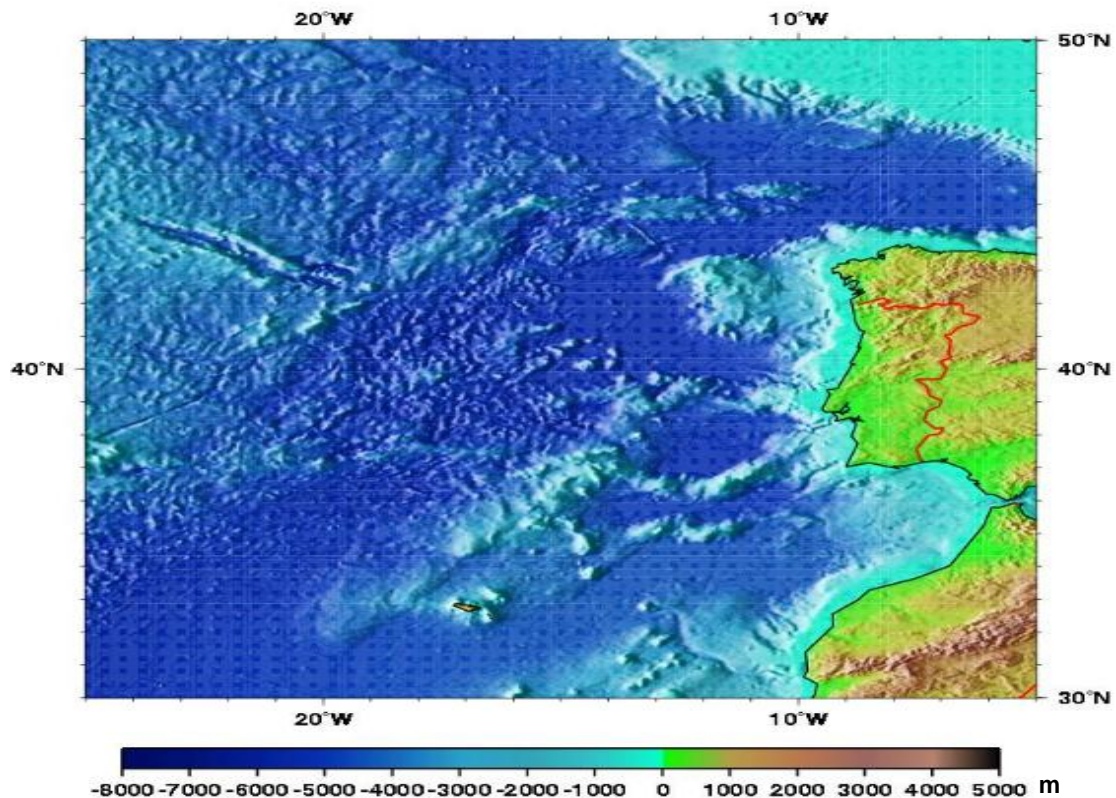


Fig.15 – Representação hispatimétrica de Portugal Continental e regiões adjacentes, em metros (oceancurrents.rsmas.miami.edu)

A plataforma continental portuguesa estende-se entre as latitudes $36^{\circ}49'N$ e $41^{\circ}52'N$ e entre os meridianos $7^{\circ}24'W$ e $10^{\circ}11'W$. É uma plataforma longa, com cerca de 550km de comprimento meridiano, mas estreita. A sua largura varia entre os 5km, ao largo de Peniche, e mais de 60km, em frente à ponta da Lamparoeira, atingindo mesmo os 80km frente a Vila Nova de Milfontes. A profundidade do bordo da plataforma é variável, situando-se entre os 120m de profundidade, na zona do Cabo Raso, e os 1000m a sul de Sines (Dias, 1987). O talude continental, que liga a plataforma às planícies abissais Ibérica, do Tejo e da Ferradura, apresenta declives igualmente variáveis. Os mais acentuados situam-se entre o canhão de Aveiro e o Canhão da Nazaré e o mais suave no esporão da Estremadura. Existem várias montanhas submarinas nesta área, quer mais afastadas da plataforma (Galiza, Tore e Ashton, banco

do Gorringe), quer mais próximas (Vigo, Vasco da Gama, Porto). No sopé do talude continental existe uma grande acumulação de sedimentos de origem essencialmente terrígena (Dias, 1987).

O esporão da Estremadura, onde se encontra a sondagem MD03-2699 é um importante promontório submarino da Margem Oeste-Ibérica de 200km de comprimento e 90km de largura, separando a Planície Abissal Ibérica, a norte, da Planície Abissal do Tejo, a sul (Badagola, 2008). Estende-se desde a linha de costa, entre o Cabo Carvoeiro e o Cabo da Roca, até à montanha submarina de Tore. A génese do esporão da Estremadura parece ter sido o resultado de uma evolução mais complexa que a simples inversão tectónica da idade miocénica. A isto deve-se a coalescência deste relevo (que prolonga no meio submarino as estruturas de inversão tectónica alpinas observadas em terra) com as estruturas de origem magmática da crista Tore-Madeira e do magmatismo alcalino de Sintra, Sines e Monchique (Badagola, 2008).

O trabalho de Badagola (2008) conseguiu definir a plataforma continental do Esporão da Estremadura em três domínios batimétricos: interno, médio e externo. Os dois primeiros foram datados através da razão U/Th por Mougenot, (1976, *in* Badagola, 2008) o que permitiu concluir que a presença de altos-fundos marinhos paleozóicos e mesozóicos de origem estrutural foram elevados no decurso da inversão tectónica miocénica (Tortoniano). Estes relevos apresentam depressões (Mar da Ericeira e Bacia da Lourinhã) que foram parcialmente tapadas na sequência da transgressão iniciada no Aquitaniano e que terá continuado no Burdigaliano. O terceiro domínio, da plataforma externa, apresenta ravinamentos e superfícies de abrasão tardi-Paleogénicas (Monoclinal da Lourinhã). Foram identificados também movimentos de subsidência na ordem dos 40 metros, que se encontram cobertos por depósitos do Plio-Quaternário, associados a descidas progressivas no nível do mar, e a corpos agradantes. Parecem também existir contornitos de idade plio-quadernária entre os 250m e 350m de profundidade (Badagola, 2008). A transição da plataforma para a vertente continental é feita de forma brusca e irregular com profundidades pouco habituais na Margem Oeste-Ibérica (250m a 440m). O esporão da Estremadura apresenta também um acidente na sua morfologia, a falha do Esporão da Estremadura, ao longo do qual se instala o Vale Submarino da Ericeira com cerca de 25km de extensão (Badagola, 2008).

2.2. OCEANOGRAFIA DO ATLÂNTICO NORTE

A circulação das águas do Atlântico Norte, está estreitamente relacionada e interage com a circulação do Oceano global, como podemos ver na relação que existe entre os dois grandes sistemas anticiclónicos, também chamados giros (*gyres*), responsáveis pela circulação superficial de todo o Atlântico. No entanto o enquadramento da circulação oceânica está circunscrito ao Atlântico Norte, tendo em conta o âmbito deste trabalho.

2.2.1. CIRCULAÇÃO SUPERFICIAL

O giro do Atlântico Norte tem origem na Corrente Equatorial Norte (*North Equatorial Current* - Fig. 16) que é impulsionada pelos ventos que sopram de NE, nesta região. Esta corrente flui para oeste onde se junta à Corrente Equatorial Sul (*South Equatorial Current* – Fig.16) que percorreu toda a região equatorial do Atlântico. Esta nova massa de água divide-se em duas (Fig. 15): uma parte segue para noroeste como Corrente das Antilhas (*Antilles Current*) e a outra parte segue para as Caraíbas, atravessa o Canal do Iucatão, e entra no Golfo do México. Neste percurso até às Caraíbas a corrente é impulsionada pelos ventos de leste originando um empolamento das águas (*water piles*) no Golfo do México. Daqui a corrente passa entre a Florida e Cuba, em direcção ao Atlântico Norte, formando a Corrente da Florida (*Florida Current* – Fig. 16). As características das águas desta corrente indicam que a sua fonte são principalmente as águas das Correntes Equatoriais de Sul e de Norte que atravessam as Caraíbas. No entanto, as águas do Golfo do México também podem ser aqui detectadas, mas com menor influência uma vez que vão ser transportadas para fora da Corrente da Florida. A Corrente da Florida distingue-se pelo mínimo de salinidade devido à componente de Águas Intermédias Antárcticas (*Antartic Intermediate Water* – AAIW) trazidas pela Corrente Equatorial de Sul (Pickar e Emery, 1990). A Corrente das Antilhas é composta maioritariamente por águas do Atlântico Norte e o seu mínimo de salinidade é menos evidente (Pickar e Emery, 1990). A Corrente da Florida junta-se à Corrente das Antilhas e formam a Corrente do Golfo (*Gulf Stream*) ao largo do Cabo Hatteras, onde estas massas de água embatem contra as margens da América do Norte. A Corrente do Golfo flui para nordeste até aos Grandes Bancos da Terra Nova (*Grand Banks of Newfoundland*) que se encontram a 40°N e 50°W. Neste local volta a existir separação das massas de água em que uma parte completa o giro subtropical (Fig. 16) e a outra parte desta corrente continua para nordeste, como Corrente Norte Atlântica (*North Atlantic Current*). Também esta corrente se divide por sua vez noutras duas: uma

que continua para nordeste passando entre a Escócia e a Islândia onde contribui para a circulação dos mares da Noruega, Gronelândia e Ártico (Fig. 16); e outra que continua para oeste até inflectir para sul, ao largo do NE da Península Ibérica, circulando pela Margem Oeste Ibérica onde forma a corrente de Portugal, e a corrente das Canárias ao longo do Norte de África. A partir daqui alimenta a Corrente Equatorial Norte, que completa o giro Norte Atlântico. Esta massa de água que se prolonga para sul, cobre a maior parte do Atlântico Norte alimentado o Mar dos Sargãos. No entanto esta circulação superficial no Atlântico NE corresponde a um fluxo lento e difuso onde se torna difícil distinguir correntes específicas (Fig. 16) (Pickar e Emery, 1990).

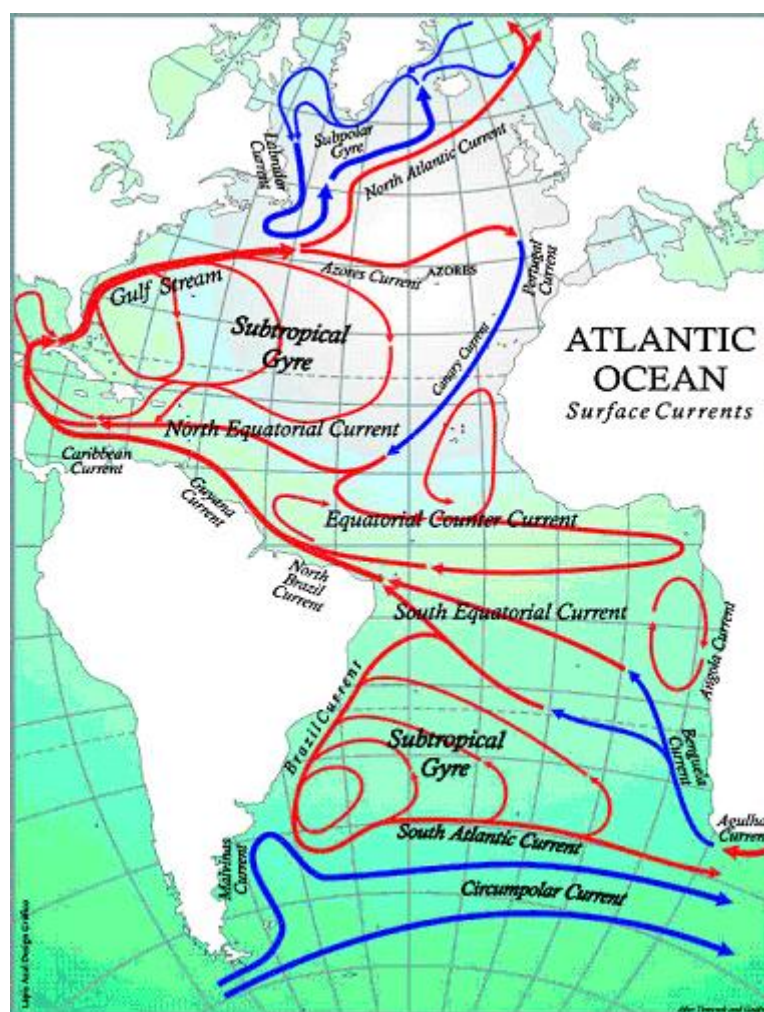


Fig.16 – Representação geral da circulação superficial no Oceano Atlântico (burialsatsea.com)

Nas camadas superficiais do Oceano (Fig. 17 e 18) as temperaturas variam consoante a latitude, reflectindo a taxa de insolação da superfície da Terra. A tendência

geral mostra assim que as temperaturas são tanto mais elevadas quanto mais baixas as latitudes e vice-versa.

Entre o equador e os 20°N a temperatura média varia entre os 25°C e 28°C, com pequenas variações sazonais. No entanto as temperaturas não são só afectadas pelas latitudes; considerando a longitude, também existe uma diferença bem marcada nas características das águas superficiais quando falamos do oeste (América) e do leste (Europa-África). No Atlântico Norte pode observar-se uma diferença de 25°C na temperatura das águas superficiais entre a Florida e o Labrador, enquanto que entre o Norte de África e a Escócia a diferença é de apenas 10°C, para as mesmas latitudes no lado leste. São também observadas variações sazonais de temperatura entre o Inverno e o Verão, atingindo os 10°C aos 40°N e que decrescem nas altas latitudes (Pickard e Emery, 1990).

No que diz respeito à salinidade, não apresenta variações significativas com a sazonalidade. Existe um valor mínimo de 35‰, mesmo a norte do equador e um valor máximo de 37,3‰ nos trópicos aos 20°N e 20°S. A partir daqui a salinidade decresce para 34‰, ou até menos, nas altas latitudes. É possível observar ainda uma diferença norte-sul de cerca de 3‰ enquanto que de oeste para leste a diferença é de 1,5‰ (Pickard e Emery, 1990).

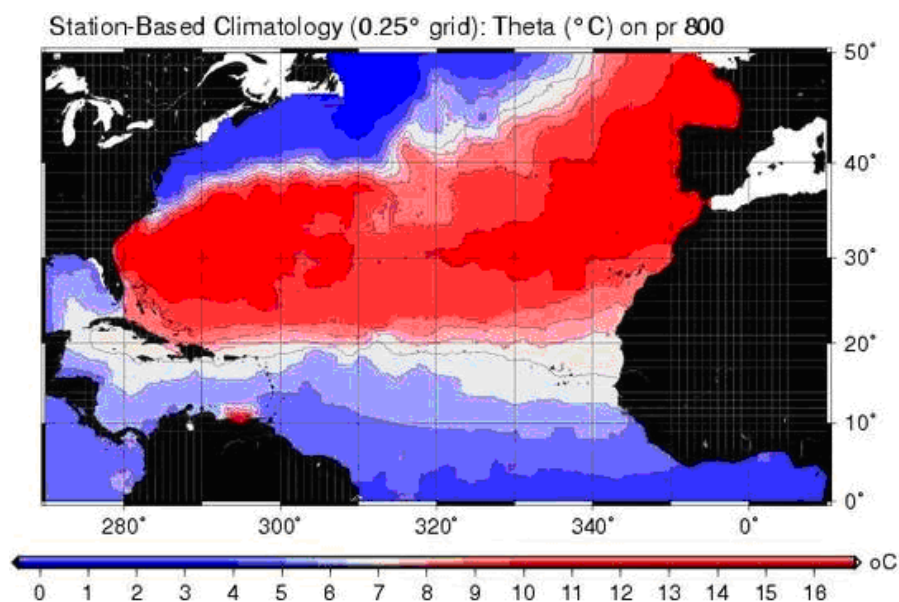


Fig.17 – Mapa da distribuição da temperatura média anual do Atlântico Norte (<http://www.aoml.noaa.gov>)

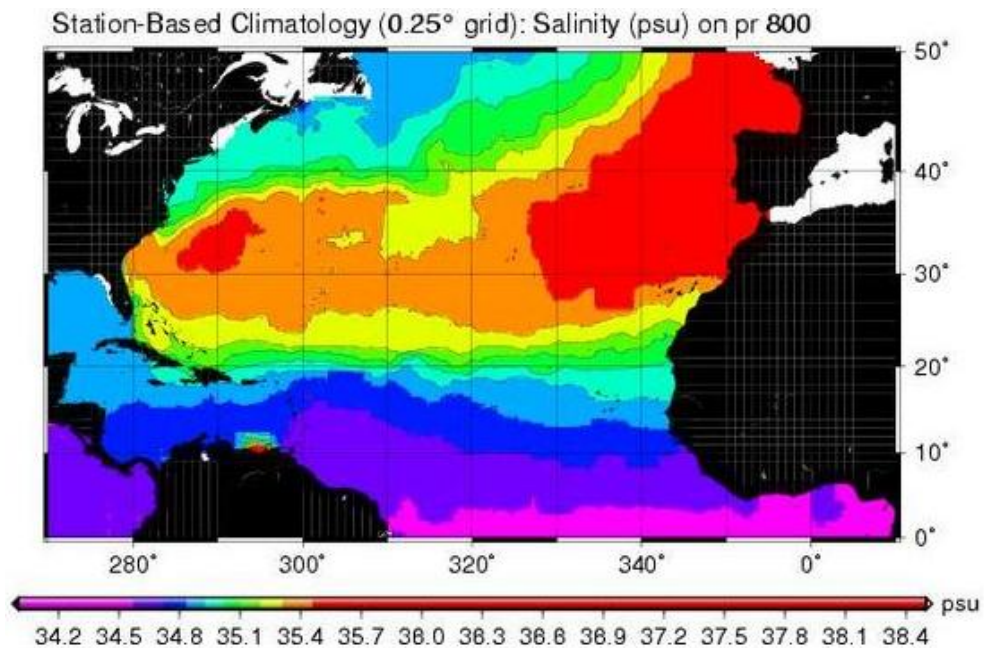


Fig.18 – Mapa da distribuição da salinidade média anual do Atlântico Norte (<http://www.aoml.noaa.gov>)

2.2.2. CIRCULAÇÃO INTERMÉDIA

As Águas Intermédias do Atlântico Norte (*North Atlantic Intermediate Water – NAIW*) formam-se na zona de Convergência do Atlântico Norte (*North Atlantic Convergence*), onde ocorre uma mistura de águas quentes e salinas, que provêm da Corrente do Golfo, com as águas superficiais mais frias e menos salinas da Corrente do Labrador (Pickard e Emery, 1990). As NAIW espalham-se e fluem para sul a profundidades que variam entre os 200m a 1500m. Na verdade estas águas correspondem às WNAIW (*Western North Atlantic Intermediate Water*), já que no NE do Atlântico as águas intermédias têm uma contribuição das águas mediterrâneas (MOW) que permite individualizar as ENAIW (*Eastern North Atlantic Intermediate Water*) (Pickard e Emery, 1990).

2.2.3. CIRCULAÇÃO DE FUNDO

Durante muito tempo pensou-se que a formação das águas de fundo tinham origem no Labrador e no Mar Irminger, a sul da Gronelândia, onde as baixas temperaturas de Inverno foram consideradas como a causa para estas águas salgadas afundarem até profundidades consideráveis e se difundirem para sul (Pickard e Emery, 1990). Actualmente sabe-se que as águas de fundo do Atlântico Norte (*North Atlantic Deep Water - NADW*) são formadas principalmente através do rápido e severo

arrefecimento das águas superficiais, relativamente salinas, que chegam aos mares da Gronelândia e da Noruega, trazidas pela Corrente do Golfo. Os ventos frios e secos que sopram na superfície destas águas, à medida que se deslocam para esta região, provocam uma libertação de calor através da evaporação para a atmosfera sobrejacente. Assim a temperatura superficial destas águas decresce rapidamente dos 10°C para os 2°C, aumentando a sua densidade até ao ponto onde é forçada a afundar (Pickard e Emery, 1990). Adicionalmente existem águas frias e densas que se estão a formar devido à criação sazonal de gelos na região da Gronelândia e que se vêm juntar às que tiveram origem na Corrente do Golfo. Consequentemente as águas que mergulham a partir dos mares da Gronelândia e Noruega misturam-se com águas frias e densas de fundo (i.e. *Arctic Bottom Water* - Ingle, 2000), que fluem através das soleiras (*sills*) localizadas entre a Escócia, Irlanda e a Gronelândia e que entram em catadupa nas profundezas do Atlântico (Pickard e Emery, 1990). Estas correntes fluem a uma velocidade média de um metro por segundo e transportam em média cerca de 5 milhões de metros cúbicos de água por segundo no Oceano Norte Atlântico, formando as águas Norte Atlânticas Profundas – NADW (Ingle, 2000).

À medida que a NADW se deslocam para sul, vão misturar-se com outras massas de água, incluindo a componente mais profunda das águas mediterrâneas, mas mantêm as suas características essenciais até à Antárctida e é possível identificar a sua contribuição nas águas profundas do Índico e do Pacífico (Pickard e Emery, 1990 - Figs. 19 e 20).

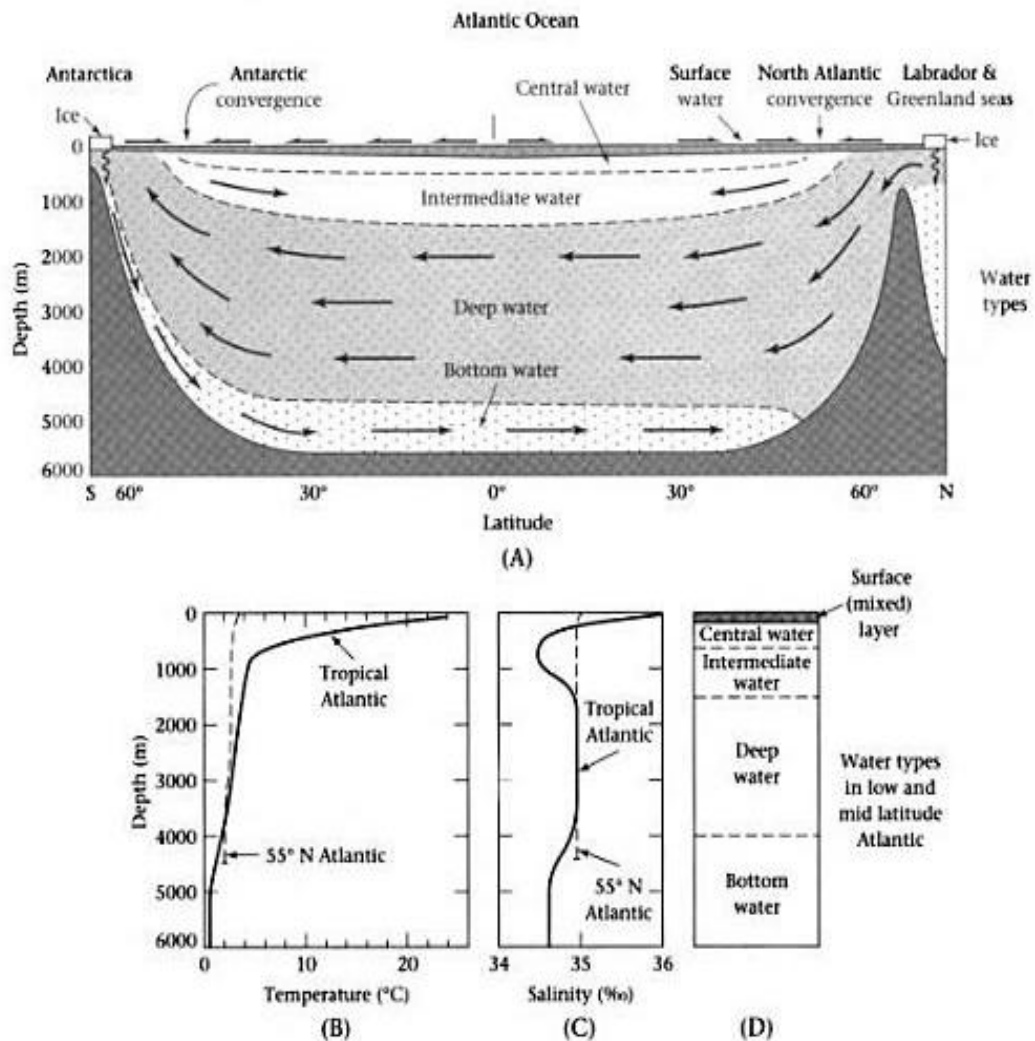


Fig.19 – (A) Secção transversal ideal norte-sul do Oceano Atlântico mostrando a distribuição geral e as correntes das massas de água típicas, (B) temperatura, (C) salinidade vs. profundidade a altas e baixas latitudes e (D) a posição das massas de água típicas presentes nas regiões de médias e baixas latitudes deste oceano (Ingle, 2000).

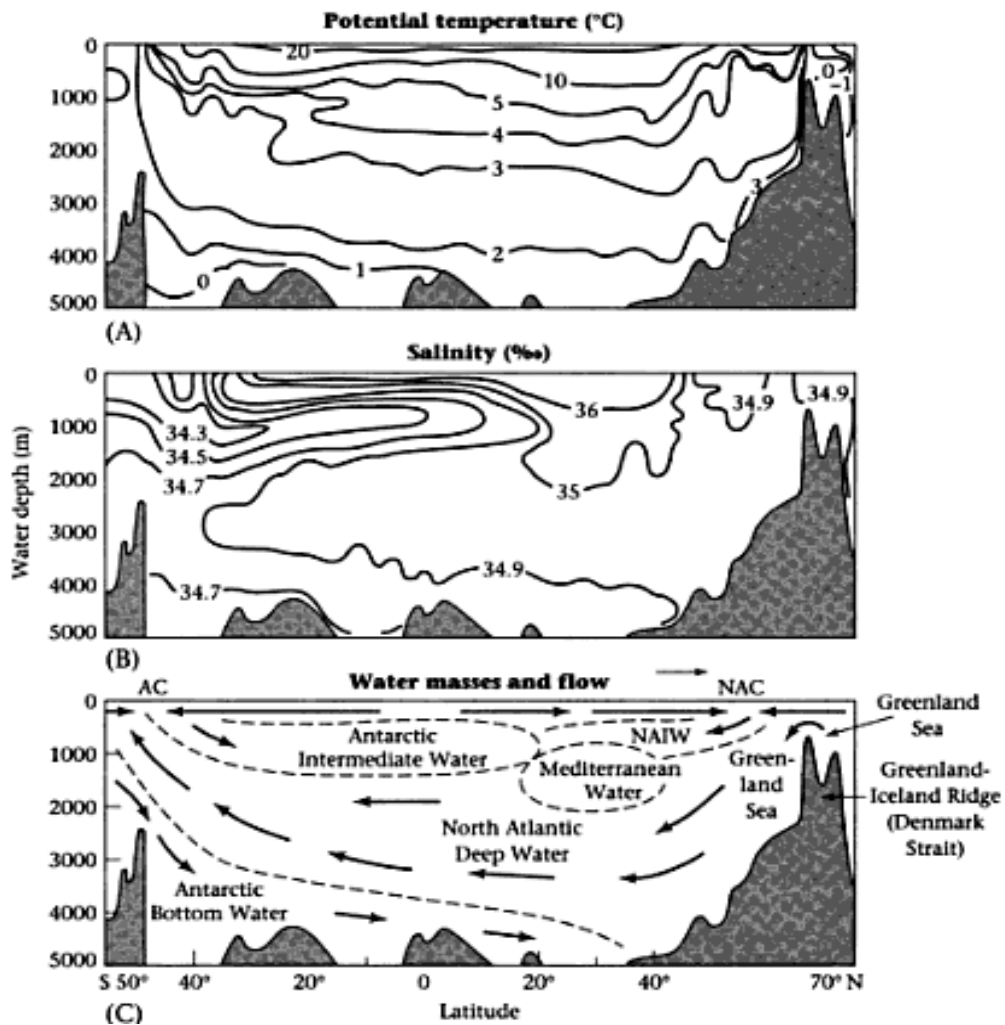


Fig. 20 – Corte transversal Norte-Sul da parte ocidental do Oceano Atlântico ilustrando a distribuição geral da temperatura (A), da salinidade (B), e das massas de água (C) com as direcções das correntes superficiais e de fundo. Pode ser observado o efeito de bloqueio das cristas da Gronelândia-Islandia e da Islandia-Escócia que confinam a maior parte da água fria que é formada nos mares da Gronelândia e Noruega. A temperatura potencial retratada no topo da figura representa valores que foram corrigidos para remover o efeito do ligeiro aumento *in situ* que se deve a compressão adiabática da coluna de água em profundidade (*e.g.* o aumento da temperatura induzida pela compressão ou pressão da água sobrejacente). AC = posição da zona de Convergência Antártica onde é produzida a água intermédia Antártica; NAC = local da zona de Convergência do Atlântico Norte, onde é produzida as águas intermédias do Atlântico Norte (NAIW); adaptado de Ingle (2000).

2.4. OCEANOGRAFIA REGIONAL

Ao largo da margem oeste ibérica podem ser identificadas diferentes massas de água entre a superfície e o fundo. Próximo da superfície, logo abaixo da variação sazonal da termoclina, encontram-se as Águas Centrais do Atlântico Nordeste (*Eastern North Atlantic Central Water* - ENACW), quentes e salgadas (~36‰) dada a sua origem subtropical. Abaixo desta massa de água, entre os 600 m e os 1600 m de profundidade, regista-se a presença de água mediterrânea (*Mediterranean Outflow Water* - MOW), T~10 °C e ~36 ‰. Os valores máximos de salinidade encontram-se por volta dos 1100m de profundidade. Abaixo da MOW dominam as águas profundas do Atlântico Norte (*North Atlantic Deep Water* - NADW), com temperaturas entre 2°C e 6°C e salinidade mais baixa, ~35‰ (Koho *et al.*, 2007).

2.4.1. O SISTEMA DE CORRENTES DE PORTUGAL CONTINENTAL

O sistema da Corrente de Portugal é uma corrente superficial que se define como o clássico regime de escoamento para sul, como é tipicamente descrito nos atlas oceanográficos. Esta corrente estende-se desde os 46°N até cerca dos 36°N e ao largo da margem Oeste Ibérica até cerca dos 24°W. A Corrente de Portugal (PC) não está bem definida espacialmente devido às interações com as correntes costeiras, à topografia de fundo e às diferentes massas de água que existem na região (Perez *et al.*, 2001). Assim este sistema é composto pela Corrente de Portugal (Fig. 21) propriamente dita, que se estende desde os 10°W até cerca dos 24°W e que flui lentamente para sul, enquanto Corrente Costeira Portuguesa (PCC); no entanto durante Outubro e Março instala-se a Contra-Corrente Costeira Portuguesa (PCCC) entre a PCC e a costa, dirigida para norte devido ao predomínio dos ventos de S-SW (Perez *et al.*, 2001).

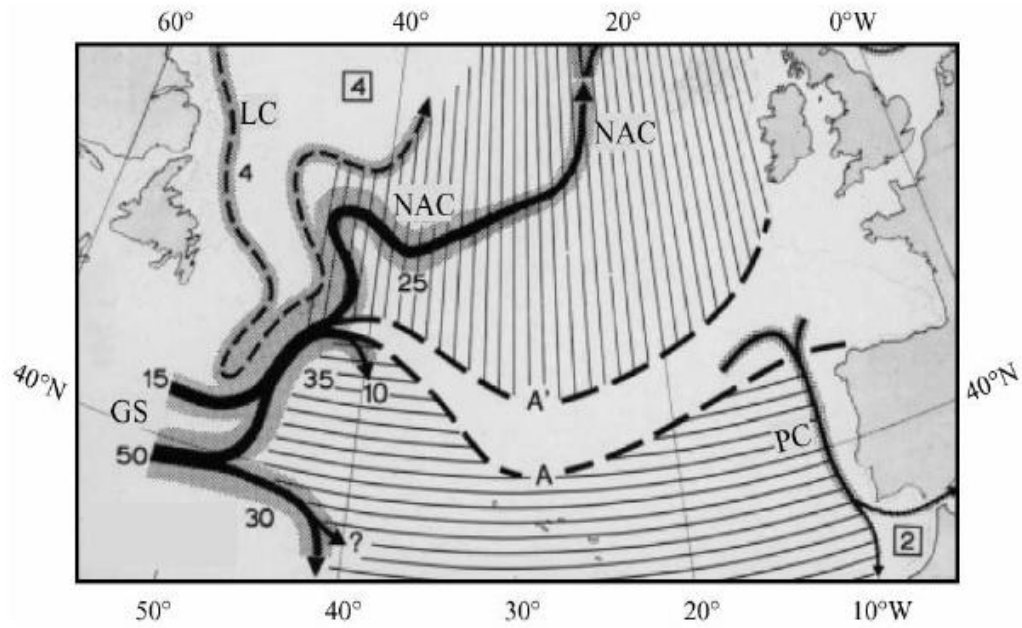


Fig. 21 – Circulação das camadas superiores do Oceano Atlântico Norte
 LC – Corrente do Labrador; NAC – Corrente Atlântico Norte; GS – Corrente do Golfo e
 PC – Corrente de Portugal. A área riscada na horizontal representa o fluxo associado com
 a NAC em direcção ao Norte; a área riscada na vertical representa o fluxo associado a
 parte norte da Frente Subtropical (Perez *et al.*, 2001)
 Os números representados são os valores do transporte em Sverdrups ($1\text{Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$)

A corrente de Portugal (PC) deve-se principalmente à existência de um inter-giro (*intergyre*) no Atlântico, ou seja, uma zona de fraca circulação, delimitada pela Corrente do Atlântico Norte (*North Atlantic Current – NAC*) a norte e pela Corrente dos Açores a sul. Este sistema de correntes deve ser considerado numa perspectiva muito ampla dentro da dinâmica das camadas limite orientais oceânicas como, por exemplo, a Corrente das Canárias ou até a entrada de água mediterrânea (Perez *et al.*, 2001). Outras importantes influências actuam sobre a PC como por exemplo os ventos sazonais, o escoamento de água doce da Península Ibérica, a topografia da plataforma e do talude continental e as três principais massas de água subjacentes que são observadas abaixo da camada sazonal superficial (Huthnance *et al.*, 2002), referidas no parágrafo da Oceanografia Regional.

A PC corresponde ao troço norte da Corrente das Canárias e estende-se desde as proximidades da costa até cerca de 300km para o largo, transportando cerca de $2,0 \pm 1,2\text{Sv}^*$ (Maze *et al.*, 1997) com uma velocidade média de $1,6\text{cm s}^{-1}$ mas que pode chegar a velocidades de $5,7\text{cm s}^{-1}$. De acordo com Huthnance *et al* (2002) a velocidade média do fluxo da parte superior da coluna de água desta corrente ($< 600\text{m}$) varia de acordo com a sazonalidade (Verão, Inverno) e com o aumento da proximidade ao litoral.

Os vórtices de águas mediterrâneas (*Meddies - Mediterranean eddies*) estão também presentes, na Região Abissal do Tejo (cerca de 11°W a 13°W ; 37°N a 39°N) e ao longo do bordo da plataforma. Pensa-se que são controlados, principalmente, pela topografia do fundo do mar (Huthnance *et al.*, 2002).

A margem oeste de Portugal continental é influenciada por variações hidrodinâmicas sazonais. Durante o Outono/Inverno prevalecem os ventos do quadrante sul, o que leva à formação de eventos de *downwelling* junto à costa e ao aparecimento de águas de fundo ao largo devido ao transporte de Ekman (Vitorino *et al.*, 2002b).

* Sv ou Sverdrup (nome do pioneiro oceanógrafo, Harald Sverdrup) é uma unidade de medida para o transporte de volume das correntes oceânicas e equivale a $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

Neste período a dinâmica é também caracterizada por tempestades fortes com ondas de altura significativa na ordem dos 5 metros. Estes eventos de grande energia são capazes de erodir sedimentos da plataforma média e podem gerar um transporte significativo de sedimentos para o largo sob a forma de camadas nefelóides (Vitorino *et al.*, 2002a). Durante a Primavera/Verão as condições invertem-se. Passam a dominar os ventos do quadrante norte, levando à instalação de um regime de afloramento costeiro – *upwelling* - (*e.g.* Vitorino *et al.*, 2002a). As plumas de afloramento costeiro surgem na costa oeste portuguesa com o início da Primavera e tendem a manter-se de forma mais ou menos intensa até ao Outono, sobretudo entre os meses de Abril e Outubro (*e.g.* Abrantes, 1988). As águas frias do afloramento são menos salinas entre a latitude da Nazaré e Lisboa, onde se inclui esta sondagem, porque a descarga do rio Tejo influencia o sistema (Abrantes, 1988). A instalação do afloramento costeiro gera um aumento da produtividade primária nas águas de superfície, ao largo da costa oeste de Portugal, durante o Verão.

Actualmente o local da sondagem é banhado pela camada superior das águas profundas do Atlântico Norte (*upper North Atlantic Deep Water* - uNADW) cujas propriedades são modificadas pela mistura com águas das veias Mediterrâneas (*Mediterranean Outflow Water* - MOW). Aos 1 895 m de profundidade 10% a 15% dos valores de temperatura e salinidade podem ser atribuídos à presença de águas mediterrâneas (*lower MOW* - Fiúza *et al.*, 1998).

Assim a temperatura de fundo no local da sondagem MD03-2699 é na ordem dos 5,1°C, cerca de 1,5°C mais quente do que nas uNADW onde não existe nenhuma componente de águas mediterrâneas (Fig. 22).

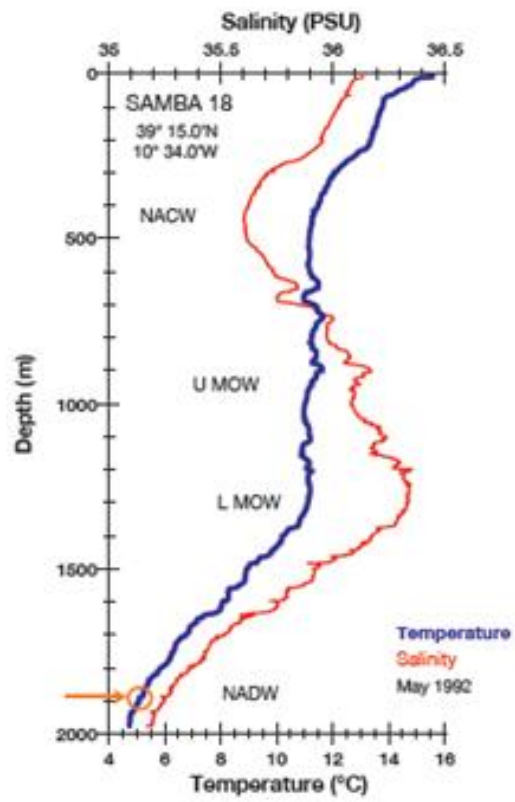


Fig.22 – Representação gráfica da temperatura e salinidade no local da sondagem MD 03 2699 (Voelker *et al.*, 1998)

3. MATERIAL E MÉTODOS

A sondagem estudada nesta dissertação foi realizada em 2003 durante o cruzeiro PICABIA (MD03-) com o *corer* de pistão Calypso, a bordo do Navio de Investigação *Marion Dufresne* (França).

3.1. MATERIAL E MÉTODOS NO LABORATÓRIO

Para esta dissertação foram estudadas 195 amostras da sondagem MD03-2699, recolhidas entre os 1205cm e os 2423cm, com intervalos de 3cm a 4cm entre cada uma. Em cada amostra foi triado e contado um mínimo de 300 foraminíferos. A utilização de uma contagem de 300 indivíduos por amostra reduz para cerca de $3 \times 10^{-5}\%$ a probabilidade de não se observar, as espécies que representam mais de 5% da população. A contagem de um número inferior, por exemplo 100 indivíduos aumentaria para 0,7% a probabilidade de perda das espécies que têm o mesmo nível de representação (Fatela e Taborda, 2002). A contagem de mais de 300 exemplares só seria necessária se pretendêssemos determinar a ocorrência, e a abundância, de espécies raras (Murray, 2006).

Nestas 195 amostras foram triados, identificados e contados cerca de 60 000 indivíduos, que se distribuem por 273 espécies. No entanto só cerca de 35 destas espécies apresentaram uma abundância superior a 5% da população, pelo menos numa das amostras, o valor considerado como ecologicamente representativo.

Abaixo descrevem-se os métodos utilizados na preparação das amostras, que se realizaram nos laboratórios da Unidade de Geologia Marinha do Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG). Assim como os métodos estatísticos utilizados para o cálculo da diversidade e da riqueza específica das amostras.

COLHEITA DAS AMOSTRAS

As amostras previamente colhidas no tarolo da sondagem com um volume de 10cm^3 cada, encontravam-se dentro de sacos de plástico no frio, no estado húmido, a aguardar o estudo do conteúdo em foraminíferos à lupa binocular.

Inicialmente as amostras foram colocadas em copos de plástico e depois de pesadas para determinação do seu peso bruto húmido, foram colocados numa arca frigorífica para serem congeladas.

LIOFILIZAÇÃO

As amostras previamente congeladas foram colocadas no liofilizador durante 18 horas, sob uma pressão de 0,28hPa e a uma temperatura de condensação de -56°C . Este processo de liofilização destina-se a extrair a água intersticial do sedimento. Uma vez concluído o processo de liofilização, retiraram-se as amostras do aparelho, pesaram-se, registando assim o peso seco de cada amostra. A diferença entre o peso da amostra húmida e o peso da amostra seca permite determinar o respectivo teor em água.

LAVAGEM E SEPARAÇÃO DAS AMOSTRAS

As amostras foram lavadas através dum crivo de $63\mu\text{m}$. O resíduo de lavagem superior a $63\mu\text{m}$ foi passado várias vezes por água desionizada e por água corrente. Seguidamente foi colocado num papel de filtro e mantido na estufa durante 24 horas a 40°C , para ser pesado posteriormente. A fracção inferior a $63\mu\text{m}$ foi colocada num frasco de 1 litro, para o sedimento decantar. Assim que o sedimento decanta retirou-se a água excedente (até ficar com cerca de 2cm de água acima deste) com o auxílio de uma bomba de vácuo. Posteriormente transferiu-se esta fracção para frascos de vidro de 300 ml e adicionou-se 5 a 7 gotas de formol para evitar a sua adulteração durante o armazenamento. A fracção inferior a $63\mu\text{m}$ foi depois utilizada para análises granulométricas, efectuadas em sedimentógrafos Sedigraph e Coulter.

PESAGEM DA FRACÇÃO SUPERIOR A $63\mu\text{M}$

Depois de esta fracção estar seca pesou-se o filtro e a amostra em separado para calcular o peso das fracções na amostra. Estes pesos foram registados no livro de laboratório. A amostra foi colocada num frasco de vidro com volume de 4cm^3 para mais tarde ser utilizada para a contagem e separação de espécies de foraminíferos à lupa binocular.

3.2. MÉTODOS NA LUPA BINOCULAR

A contagem e identificação dos foraminíferos bentónicos, até ao nível da espécie foi efectuado sob a lupa binocular Leica S6E, que permite uma ampliação entre 6,3 e 40 vezes.

Foram também realizadas análises sedimentológicas para a avaliação dos *ice rafted detritus* (IRD) e análises geoquímicas, como o $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, para determinação de paleotemperaturas. As análises sedimentológicas e geoquímicas foram porém realizadas pela equipa da Unidade de Geologia Marinha do LNEG, que cederam os resultados para esta dissertação, no âmbito do projecto PORTO.

3.3. MÉTODOS ESTATÍSTICOS

3.3.1 CÁLCULO DA DIVERSIDADE

O cálculo da diversidade das espécies foi calculado a partir do Índice Shannon's – Wiener,

$$H' = - \sum_{i=1}^S p_i \ln p_i$$

em que:

S – número de espécies

p_i – proporção de cada espécie: (n_i/N)

n_i – número de indivíduos de cada espécie

N – número total de indivíduos

O índice de Shannon-Wiener, frequentemente referido apenas como Índice de Shannon, é um dos índices mais usados para fazer comparações de diversidade entre habitats. Esta comparação pode ser feita entre dois habitats diferentes ou do mesmo habitat ao longo do tempo (Shannon, 1948). Assim um índice com valores perto de zero representa uma diversidade baixa, mas pelo contrário, se os valores estiverem perto de 4,5 considera-se a diversidade elevada. Os valores que se encontram no meio são ambíguos e difíceis de explicar, sendo esta uma falha deste índice. A vantagem deste índice é que tem em consideração o número das espécies e as espécies dominantes. No entanto não tem em conta a distribuição espacial das espécies (Murray, 2006).

A riqueza específica é o método mais simples de avaliar a diversidade e corresponde simplesmente ao número de espécies presentes numa amostra, comunidade ou grupo taxonómico. É um método mais intuitivo que pode evitar alguns erros associados à utilização de modelos e índices, fornece uma expressão compreensível e imediata da diversidade (Magurran, 1988). A riqueza de espécies é uma componente do conceito de diversidade de espécies, porém não pondera a proporção de cada espécie na população, nem leva em consideração o modo como a população se distribui e organiza (Murray, 2006).

3.3.2 ANÁLISE DE *CLUSTERS*

A análise de *clusters* é uma técnica exploratória de análise multivariada que permite a agregação de variáveis em grupos homogéneos consoante o seu grau de semelhança.

O método da análise de *clusters* pretende agrupar um conjunto de n indivíduos para os quais existe informação sobre p variáveis. Este método agrupa os indivíduos em função da informação existente, de modo que os indivíduos de um grupo sejam tão semelhantes quanto possível. Para evitar que alguma medida de semelhança/distância da análise de clusters reflecta sobretudo o peso das variáveis de maior média e dispersão, deverá proceder-se à padronização prévia, que consiste na sua transformação em novas variáveis:

$$Z = (X - \mu) / \sigma$$

X - media

σ - desvio padrão

Desta forma, todas as variáveis terão o mesmo peso.

Existem várias técnicas na análise de clusters: Técnicas Hierárquicas; Técnicas de Optimização; Técnicas de Densidade entre outras.

Nesta dissertação apenas se refere a Técnica Hierárquica, uma vez que corresponde ao método seguido na análise dos dados dos foraminíferos bentónicos.

O método Hierárquico baseia-se na construção de uma matriz de distancia, em que cada elemento da matriz descreve o grau de semelhança ou diferença entre cada dois indivíduos, com base nas variáveis escolhidas. O objectivo consiste em obter uma

hierarquia de partição p_1, p_2, \dots, p_n do conjunto total dos n objectos em n grupos. O resultado final deste método pode ser representado através de um dendograma.

No presente estudo, pretende-se relacionar a abundância de cada espécie com os ciclos interglacial / glacial. A análise de clusters pelo método hierárquico foi efectuada utilizando vários critérios de agregação e diversas medidas de distâncias. Entre os vários critérios de agregação, o critério *Paired group* foi o que permitiu obter uma melhor caracterização das espécies em grupos distintos. Este critério baseia-se média entre todos os pares de indivíduos que constituam dos dois grupos, ou seja quanto mais se assemelharem entre si os objectos de estudo, menor será a sua distância; como medida de distância utilizou-se o coeficiente de correlação. Em termos gerais a estratégia de agrupamento

4. SISTEMÁTICA
LISTA DE ESPÉCIES IDENTIFICADAS

As espécies de foraminíferos bentónicos foram identificadas à lupa binocular, conforme descrito, e posteriormente reavaliadas no microscópio electrónico de varrimento (MEV) do Centro de Biologia Ambiental da FCUL.

A classificação destas espécies foi feita de acordo com Loeblich e Tappan (1988) até ao nível do género, recorrendo a outros autores para determinações específicas, *e.g.* Cushman (1995), Murray (1971) e Jones (1994).

Segue-se a sistemática muito simplificada das espécies mais importantes, nomeadamente as que representam mais de 5% da associação de foraminíferos bentónicos, pelo menos numa das amostras estudadas. São apenas referidos os trabalhos originais e algumas referências bibliográficas actualizadas, com boa representação gráfica das espécies.

Reino **Protoctista**, Filo **Granuloreticulosa**, Ordem **Foraminiferida**

Sub-ordem **Textulariina**, Delage e Hérouard, 1896

Família **Hauerinidae**, Schwarger, 1876

Sub-família **Spihonapertinae**, Saidova, 1975

Género *Sigmoilopsis*, Finlay, 1947

Sigmoilopsis schlumbergeri (Silvestri, 1904) (Estampa II, fig. 1)

1904 *Sigmoilina schlumbergeri* Silvestri, p.267-269, pl.7, fig.12-14 (*in* Ellis e Messina, 1995)

1988 *Sigmoilopsis schlumbergeri* (Silvestri) - Loeblich e Tappan, p.350, fig.8-13

1999 *Sigmoilopsis schlumbergeri* (Silvestri) - Guimerans *et al.*, p.121, est.10, fig.3 a-b

Esta espécie tem uma presença significativa nas associações de foraminíferos bentónicos profundos da Margem Oeste Ibérica, embora não passe de uma espécie acessória.

Sub-ordem **Rotaliina**, Delga e Hérouard 1896

Super-família **Bolivinacea**, Glaessner, 1937

Família **Bolivinidae**, Glaessner, 1937

Género **Bolivina**, d'Orbigny, 1839

Bolivina pseudoplicata, Heron-Allen e Earland, 1930 (Estampa I, fig. 1)

1930 *Bolivina pseudoplicata* Heron-Allen e Earland, p.81, est.3, fig. 36-40

2004 *Bolivina pseudoplicata* Heron-Allen e Earland - Leorri e Cearreta, p.78, est.1, fig.10

Esta espécie apresenta os seus valores máximos durante os períodos quentes dos interglaciais MIS 12 e MIS10 e os seus valores mínimos durante os períodos glaciais MIS 11 e MIS 9. Acompanha a tendência das espécies mais importantes durante períodos interglaciais: *Globocassidulina sugblodosa*, *Eilohedra levicula* e *Epistominella exigua*.

Bolivina striatula, Cushman, 1922 (Estampa II, fig. 4)

1922 *Bolivina striatula* Cushman, p.27, est.3, fig.10

2009 *Bolivina striatula* Cushman - Coccioni *et al.*, p.261, est.1, fig.5

Assim como a espécie anterior, também *Bolivina striatula* tem os seus valores máximos nos períodos de interglacial e os seus valores mínimos durante os períodos de glacial, acompanhando a tendência das espécies mais importantes nestes períodos embora com percentagens muito mais reduzidas; nunca ultrapassa o valor de 8% da associação.

Género **Brizalina** Costa, 1856

Brizalina difformis (Williamson, 1858) (Estampa II, fig. 5)

1858 *Textularia variabilis* Williamson var. *difformis* - Williamson, p.77, est.6, fig.166-167

1971 *Brizalina difformis* (Williamson) - Murray, p.109, est.44, fig.1-2

2004 *Brizalina difformis* (Williamson) – Leorri e Cearreta, p.92, est.IV, fig.8

Esta espécie acompanha a tendência das espécies dominantes nos períodos interglaciais até aos 390ka. Depois essa tendência desaparece, embora continue a ter uma presença significativa nas associações de foraminíferos bentónicos profundos da Margem Oeste Ibérica.

Super-família **Buliminacea**, Jones, 1875

Família **Bolivinitidae**, Chusman, 1927

Género ***Abditodentrix***, Patterson, 1985

Abditodentrix asketocomptella Patterson, 1985 (EstampaII, fig. 2-3)

1981 *Bolivinita pseudothalmanni* Boltovskoy e Guissani de Kahn, p.44

1985 *Abditodentrix asketocomptella* Patterson, vol.15, n.º2, p.138-140, est.1

1988 *Abditodentrix asketocomptella* Patterson - Loeblich e Tappan, p.503, est.554, fig. 1-5

Esta espécie tem uma presença significativa nas associações de foraminíferos bentónicos profundos da Margem Oeste Ibérica, embora não passe de uma espécie acessória.

Super-família **Cassidulinacea**, d'Orbigny, 1839

Família **Cassidulinidae**, d'Orbigny, 1839

Género ***Cassidulina***, d'Orbigny, 1826

Cassidulina laevigata d'Orbigny, 1826 (Estampa II, fig.6-7)

1826 *Cassidulina laevigata* d'Orbigny, p.282, est.26, fig.3

2009 *Cassidulina laevigata* d'Orbigny - Margreth *et al.*, p.2230, fig.5a – c

A presença desta espécie possui os seus valores máximos durante os períodos glaciais MIS 14, 12 e 10; já durante os períodos interglaciais (MIS 9 e MIS 11) os seus valores são mínimos.

Cassidulina carinata (Silvestri, 1896)

1896 *Cassidulina laevigata* d'Orbigny var. *carinata* Silvestri, p.104, est.2, fig.10

1980 *Cassidulina carinata* Silvestri – Rodrigues, Hopper e Jones, p.54, est.5, fig. 3,6,9

2007 *Cassidulina carinata* Silvestri – Hayward *et al.*, p.156, est.1, fig.5

Cassidulina minuta Cushman, 1933 (Estampa I, fig. 2-3)

1933 *Cassidulina minuta* Cushman, p.92, est.10, fig.3

2004 *Cassidulina minuta* Cushman – Mendes *et al.*, est.2, fig.9

Cassidulina obtusa Williamson, 1858 (Estampa I, fig. 4)

1858 *Cassidulina obtusa* Williamson – Murray, est.79, fig. 1-6

2002 *Cassidulina obtusa* Williamson – Gooday e Hughes, est. II, fig. d

Estas espécies de Cassidulinas têm uma presença significativa nas associações de foraminíferos bentónicos profundos da Margem Oeste Ibérica, embora não passem de uma espécie acessória.

Género ***Globocassidulina*** Voloshinova, 1960***Globocassidulina subglobosa*** (Brady, 1881) (Estampa I, fig. 22-23)

1881 *Cassidulina subglobosa* Brady, p.60, est.54, fig.17

1974 *Globocassidulina subglobosa* (Brady) – Fillon, p.140

2009 *Globocassidulina subglobosa* (Brady) – Margreth *et al.*, p. 2230, est.1, fig 3a-c

Esta espécie apresenta os seus valores máximos durante a fase mais estável do período interglacial MIS 11 e MIS 9, nomeadamente no início de cada um destes estádios. Os seus valores mínimos tendem a estar essencialmente associados aos períodos glaciais MIS 12 e MIS 10. É uma espécie frequentemente associada à presença de fitodetritos.

Super-família **Turrilinacea**, Cushman, 1927

Família **Stainforthiadae**, Reiss, 1963

Género *Stainforthia* Hofker, 1956

Stainforthia complanata (Egger, 1893) (Estampa II, fig. 8)

1893 *Virgulina scheibersiana* Czjzek var. *complanata* – Egger, p.292, est.8, fig.91-92
(in Ellis e Messina)

1937 *Virgulina complanata* (Egger) – Cushman, p.26, est.4, fig.13-17

2008 *Stainforthia complanata* (Egger) – Diz, p.189, fig.10

Esta espécie é observada no fim dos períodos glaciais MIS 12 e MIS 10 (Terminações V e IV respectivamente) a que se associa a presença de IRD.

Super-família **Buliminacea**, Jones, 1875

Família **Buliminidae**, Jones, 1875

Género *Bulimina*, d'Orbigny, 1826

Bulimina aculeata d'Orbigny, 1826

1826 *Bulimina aculeata* d'Orbigny, p.269, n.7

1991 *Bulimina aculeata* (d'Orbigny) - Collins, p.160, est.I, fig.1-3

Bulimina alazanensis Cushman, 1927(Estampa II, fig. 11-12)

1927 *Bulimina alazanensis* Cushman, vol. 1, p.161, est.25, fig. 4, (in Ellis e Messina)

1987 *Bulimina alazanensis* Cushman – Katz e Miller, est.1.

Bulimina marginata d'Orbigny, 1826

1826 *Bulimina marginata* d'Orbigny, p.269, est.12, fig.10-12

2009 *Bulimina marginata* (d'Orbigny) – Frezza e Carboni, p. 56, pl.2, fig. 11

Bulimina mexicana (Cushman, 1922) (Estampa II, fig. 9-10)

1922 *Bulimina inflata* Seguenza var. *mexicana* Cushman, p.95, est.21, fig.2

1980 *Bulimina striata* var. *mexicana* Cushman e Parker, Ingle *et al.*, p.131, est.4, fig. 4

1994 *Bulimina mexicana* (Cushman) - Jones, p. 56, estl.51, fig. 10-13

Todas as espécies de *Buliminas* acima indicadas têm uma presença significativa nas associações de foraminíferos bentónicos profundos da Margem Oeste Ibérica, embora não passem de uma espécie acessória.

Família **Uvigerinidae**, Haeckel, 1984

Sub-família **Uvigerininae**, Haeckel, 1984

Género ***Uvigerina***, d'Orbigny, 1826

Uvigerina peregrina (Cushman, 1923) (Estampa I, fig. 8)

1923 *Uvigerina peregrina* Cushman, p. 166, estl.42, fig. 7-10

1960 *Euvigerina peregrina* (Cushman) – Barker, p.54, est. 124, fig. 11-12

1990 *Uvigerina peregrina* (Cushman) – Finger, *et al.*, p. 242, fig. 1-8

2005 *Uvigerina peregrina* (Cushman) – Schönfeld, p. 1-24, fig.2c

Esta espécie está presente durante os períodos glaciais MIS 14, 12 e 10. Tem também uma importante presença a meio do interglacial MIS 11, relacionada com uma fase mais fria dentro deste período interglacial. Esta espécie está provavelmente relacionada com períodos de afloramento costeiro mais constantes.

Género ***Trifarina***, Cushman, 1923

Trifarina angulosa (Williamson, 1970)

1858 *Uvigerina angulosa* Williamson, p.65 est.5, fig. 140

1970 *Trifarina angulosa* (Williamson) - Murray, p.123 est.1, fig.13

2007 *Trifarina angulosa* (Williamson) – Hayward *et al.*, est. I, fig. 13

Trifarina bradyana (Cushman, 1932)

1932 *Angulogerina carinata* Cushman var. *bradyana* Cushman, p.45, est.6, fig.9-10

1960 *Angulogerina carinata* var. *bradyana* (Cushman) - Barker, p.154, est.74, fig.17

1989 *Trifarina bradyana* (Cushman) – Mathieu, p.277, est.10, fig.3

As espécies acima indicadas têm uma presença significativa nas associações de foraminíferos bentónicos profundos da Margem Oeste Ibérica, embora não passem de espécies acessórias.

Super-família **Fursenkoincea**, Loeblich e Tappan, 1961

Família **Fursenkoinidae**, Loeblich e Tappan, 1961

Género ***Fursenkoina***, Loeblich e Tappan, 1961

Fursenkoina fusiformis (Williamson, 1858) (Estampa II, fig.13)

1858 *Bulimina pupoides* d'Orbigny var. *fusiformis* - Williamson, p.63, est.15 fig.129-130

1947 *Bulimina fusiformis* (Williamson) - Höglund, p.232-235, est.20, fig.3

1952 *Virgulina fusiformis* (Williamson) - Parker, p.417, est.6, fig.2-3

1971 *Fursenkoina fusiformis* (Williamson) - Murray, p.185, est.77, fig.1-5

Esta espécie é observada no fim dos períodos glaciais MIS 12 e MIS 10 (Terminações V e IV respectivamente) a que se associa a presença de IRD.

Super-família **Discorbacea**, Ehrenberg, 1838

Família **Eponididae**, Hofker, 1951

Sub-família **Eponidinae**, Hofker, 1951

Género ***Paumotua***, Loeblich, 1952

Paumotua terebra (Cushman, 1933) (Estampa I, fig. 5-6)

1933 *Eponides terebra* Cushman, p.89, est.10, fig.1 (*in* Ellis e Messina)

1988 *Paumotua terebra* (Cushman) – Loeblich e Tappan, p.551, est.596, fig.11-13

1992 *Paumotua terebra* (Cushman) – Schiebel, p.68, est.4, fig.2a-b

Esta espécie tem uma presença significativa nas associações de foraminíferos bentónicos profundos da Margem Oeste Ibérica, embora não passem de uma espécie acessória.

Super-família **Discorbinellacea**, Sigal, 1952

Família **Pseudoparrellidae**, Voloshinova, 1952

Sub-família **Pseudoparrellinae**, Voloshinova, 1952

Género ***Eilohedra***, Lipps, 1965

Eilohedra levicula (Resig, 1958) (Estampa I, fig. 14-15)

1958 *Epistominella levicula* Resig, p.304

2004 *Eilohedra levicula* (Resig) – Hayward *et al.*, p.68, est.1, fig.10-12

Esta espécie tende a apresentar os seus valores máximos durante as fases mais estáveis dos períodos interglaciais MIS 12 e MIS 10.

Género ***Epistominella***, Husezima e Maruhasi, 1944

Epistominella exigua (Brady, 1884) (Estampa I, fig. 24-25)

1884 *Pulvinulina exigua* Brady, p.696, est.103, fig.13-14 (*in* Ellis e Messina)

1994 *Alabaminoides exigua* (Brady) – Jones, p.103, est.103, fig. 13-14

1995 *Epistominella exigua* (Brady) – Fatela, p.147, est.2, fig.1a-b

2002 *Epistominella exigua* (Brady) - Hayward *et al.*, p.142, est.I., fig. 28-30

A presença mais abundante desta espécie também está associada aos períodos interglaciais MIS 11 e MIS 9, com um máximo durante o MIS 11,3; os seus valores mínimos ocorrem durante os períodos mais frios MIS 12 e MIS 10.

Género ***Pseudoparrella***, Cushman e ten Dam, 1948

Pseudoparrella exigua (Brady, 1884) (Estampa I, fig. 7)

1884 *Pulvinulina exigua* Brady, p.696, est.103, fig.13-14

1951 *Pseudoparrella exigua* (Brady) - Phleger e Parker, p.28, est.15, fig.6

1994 *Pseudoparrella exigua* (Brady) – Loeblich e Tappan, p.146, est.307, fig1-7

Esta espécie tem uma presença significativa nas associações de foraminíferos bentónicos profundos da Margem Oeste Ibérica, embora não passem de uma espécie acessória.

Super-família **Planorbulinacea**, Schwager, 1887

Família **Planulinidae**, Bermúdez, 1952

Sub-família **Cibicidinae**, Cushman, 1927

Género ***Cibicides***, de Montfort, 1808

Cibicides pseudoungerianus (Cushman, 1931) (Estampa I, fig. 9-10)

1886 *Truncatulina packyderma* Rzehak

1932 *Cibicides pseudoungerianus* (Cushman) – Thalmann

1960 *Cibicides pseudoungerianus* (Cushman) – Barker

Esta espécie tem uma presença significativa nas associações de foraminíferos bentónicos profundos da Margem Oeste Ibérica, não passando de uma espécie acessória. No entanto Volker *et al.* (1998) considera esta espécie como um *proxy* da intensidade da circulação das MOW ao longo do talude continental.

Cibicides bradyi (Trauth, 1918) (Estampa I, fig.16-17)

1918 *Truncatulina bradyi* Trauth – van Markhoven et al., est. 30

1932 *Cibicides lobatulus* (Trauth) – Walter e Jacob, p.672, est.14, fig. 36

1942 *Cibicides bradyi* (Trauth) – Miller and Katz: p. 126, est. 7, figs 2

Cibicides bradyi tem uma presença significativa nas associações de foraminíferos bentónicos profundos da Margem Oeste Ibérica, embora não passe de uma espécie acessória.

Família **Nonionidae** Shultze, 1854

Sub-família **Nonioninae** Shultze, 1854

Género ***Nonionella*** Cushman, 1926

Nonionella bradyi (Chapman, 1916) (Estampa I, fig. 16-17)

1916 *Nonion scapha* (Fichtel e Moll) var. *brady* Chapman

1994 *Nonionella bradyi* (Chapman) - Jones, p.108, est.109, fig.16

2006 *Nonionella bradyi* (Chapman) – Webb e Strong, p.86, fig.17

Género *Nonionellina* Cushman, 1926

Nonionellina cf. labradorica (Dawson, 1860) (Estampa I, fig. 14-15)

1860 *Nonionina scapa* var. *labradorica* Dawson, p.191, fig.4

1927 *Nonion labradorica* (Dawson) – Cushman, p.148, est. 2, fig. 44-45

1930 *Nonion labradoricum* (Dawson) – Cushman, p. 11, est.4, fig. 6-12

1967 *Florilus labradoricus* (Dawson) – Todd e Low, p.A35, est.5, fig.9

1975 *Nonionellina labradorica* (Dawson) – Cole e Ferguson, p.38, est. 6, fig. 12-13

2005 *Nonionellina labradorica* (Dawson) – Narayan, est. 4, fig. 21-22

Estas espécies têm uma presença significativa nas associações de foraminíferos bentónicos profundos da Margem Oeste Ibérica, embora não passem de uma espécie acessória.

Família **Oridorsalidae**, Loblich e Tappan, 1984

Género *Oridorsalis*, Anderson, 1961

Oridorsalis umbonatus (Reuss, 1851) (Estampa I, fig.20-21)

1851 *Rotalina umbonata* Reuss, p. 75, est.5, fig. 35

1988 *Oridorsalis umbonata* (Reuss) – Boltovskoy, p.378, fig.1e-f

1995 *Oridorsalis umbonatus* (Reuss) – Fatela, p.149, pl.5, fig.1a-c

Esta espécie tem uma presença significativa nas associações de foraminíferos bentónicos profundos da Margem Oeste Ibérica, embora não passe de uma espécie acessória.

Super família **Chilostomellacea**

Família **Gavelinellidae**, Hofker, 1956

Genéro *Gyroidinoides*, Brotzen, 1942

Gyroidinoides orbicularis d'Orbigny, 1826

1826 *Gyroidina orbicularis* d'Orbigny p.278, no.1, modeles no. 13

1994 *Gyroidinoides orbicularis* d'Orbigny - Jones, est.107, fig.6 e 7

Esta tem uma presença significativa nas associações de foraminíferos bentónicos profundos da Margem Oeste Ibérica, embora não passe de uma espécie acessória.

Lista das espécies identificadas por ordem alfabética:

- Abditodentrix asketocomptella* Patterson, 1985
Anomalina sp. d'Orbigny, 1826
Anomalinella sp. Cushman, 1927
Anomalinoides sp. Brotzen, 1942
Amphicoryna scalaris = *Nautilus scalaris* (Batsch, 1791)
Amphicoryna sp. Schlumberger, 1881
Astacolus crepidulus = *Nautilus crepidula* (Fichtel e Moll, 1798)
Astacolus sp. De Monfort, 1808
Astrorhiza sp. Sandahl, 1858
Bolivinella sp. Cushman, 1927
Bolivina aff. *B. earlandi* Parr, 1950
Bolivina albatrossi Cushman, 1922
Bolivina dilatata Reuss, 1850
Bolivina cf. *dilatata*
Bolivina plicata Cushman, 1911
Bolivina pseudoplicata Heron-Allen e Earland, 1930
Bolivina pseudopunctata (Hönglund, 1947)
Bolivina cf. *pseudopunctata*
Bolivina sp. d'Orbigny, 1939
Bolivina striatula Cushman, 1922
Bolivina ordinaria Pheleger e Parker 1956
Bolivina translucens Pherger e Parker, 1951)
Bolivina variabilis = *Textularia variabilis* (Williamson, 1858)
Bolivinita quadrilatera = *Textularia quadrilatera* (Schwarger, 1866)
Brizalina alata = *Vulvulina alata* (Seguenza, 1862)
Brizalina difformis = *Textularia variabilis* (Williamson, 1858)
Brizalina pacifica = *Bolivina acerosa* Cushman var. *pacifica* (Cushman e McCulloch, 1942)
Brizalina sp. 1
Brizalina sp. 2
Brizalina sp. 3
Brizalina subaenariensis = *Bolivina subaerinesis* (Cushman, 1922)
Brizalina variabilis = *Textularia variabilis* Williamson var. *typica* (Williamson, 1958)
Buchnerina sp. R.W. Jones, 1984
Buchnerina orbignyana
Buchnerina orbignyana trimitatensis
Bulimina aculeata d'Orbigny, 1826
Bulimina alazanensis Cushman, 1927
Bulimina inflata Seguenza, 1862
Bulimina marginata d'Orbigny, 1826
Bulimina mexicana = *Bulimina inflata* Seguenza var. *Mexicana* (Cushman, 1922)
Bulimina sp. d'Orbigny, 1826
Cassidulina carinata = *Cassidulina laevigata* d'Orbigny var. *carinata* (Silvestri, 1896)
Cassidulina crassa d'Orbigny, 1839
Cassidulina laevigata d'Orbigny, 1896

- Cassidulina narcossi australis*
Cassidulina minuta Cushman, 1933
Cassidulina obtusa Williamson, 1858
Cassidulina sp. d'Orbigny, 1826
Cassidulinoides bradyi = *Cassidulina bradyi* (Norman, 1881)
Cassidulinoides sp. Cushman, 1927
Chilostomella oolina Schwager, 1878
Chrysalidinella dimorpha Brady, 1881
Cibicides bradyi = *Truncatulina bradyi* (Trauth, 1918)
Cibicides cf. *bradyi*
Cibicides cf. *concentricus*
Cibicides kulembergi Parker, 1953
Cibicides cf. *kulembergi*
Cibicides lobatulus = *Nautilus lobatulus* (Walker e Jacob, 1798)
Cibicides pseudoungarianus = *Truncatulina packyderma* (Cushman, 1931)
Cibicides cf. *pseudoungarianus*
Cibicides robertsonianus = *Planorbulina robertsoniana* (Brady, 1881)
Cibicides sp. de Monfort, 1808
Cornuspira involvens = *Operculina involvens* Reuss, 1850
Cushmanina fieldeniana = *Lagena fieldeniana* (Brady, 1878)
Cushmanina plumigera = *Lagena plumigera* (Brady, 1881)
Cushmanina stelligera = *Lagena stelligera* (Brady, 1881)
Dentalina ariena Patterson e Pettis, 1986
Dentalina albatrossi = *Nodosaria vertebralis* var. *albatrossi* (Cushman, 1923)
Dentalina inflexa = *Nodosaria inflexa* (Reuss, 1866)
Dentalina filiformis = *Nodosaria filiformis* (d'Orbigny, 1826)
Dentalina sp. Risso, 1826
Discorbinella cf. *galapagosensis* (McCulloch, 1977)
Discorbinella sp. Cushman e Martin, 1839
Eggerella bradyi = *Verneuilina bradyi* (Cushman, 1911)
Eilohedra levicula = *Epistominella levicula* (Resig, 1958)
Elphidiella cf. *itriaensis* (Feyling-Hanssen, 1971)
Elphidium complanatum = *Polystomella complanata* (d'Orbigny, 1839)
Elphidium sp. de Monfort, 1808
Ehrenbergina sp. Reuss, 1850
Ehrenbergina trigona = *Ehrenbergina serrata* var. *trigona* (Goes, 1896)
Enantiodentalina comunis Marie, 1941
Epistominella exigua = *Pluvulinina exigua* (Brady, 1884)
Epistominella pulchella Husezima e Maruhasi, 1944
Epistominella sp. Husezima e Maruhasi, 1994
Eponides sp. de Monfort, 1808
Evolvocassidulina orientalis = *Cassidulina orientalis* (Cushman, 1922)
Evolvocassidulina sp. Eade, 1967
Fissurina acuta var. *virgulata*
Fissurina alveolata = *Lagena alveolata* (Brady, 1884)
Fissurina annectens = *Lagena annectens* (Burrows w Holland, 1895)
Fissurina apiculata var. *punctulata* = *Fissurina apiculata* (Sidebottom, 1912)
Fissurina auriculata var. *duplicata* = *Lagena auriculata* var. *duplicata* (Sidebottom, 1912)
Fissurina clathrata = *Lagena clathrata* (Brady, 1884)

- Fissurina cucullata* = *Lagena cucullata* (Silvestri, 1902)
Fissurina crebra Hermelin, 1989
Fissurina cf. *crebra*
Fissurina fasciata = *Fissurina fasciata* (Egger) *carinata* (Sidebottom, 1906)
Fissurina fimbriata = *Lagena fimbriata* (Brady, 1881)
Fissurina guttata Buchner, 1940
Fissurina incomposita = *Lagenosolenia incomposita* (Patterson e Pettis, 1986)
Fissurina laevigata, Reuss, 1850
Fissurina longispina = *Lagena longispina* (Brady, 1881)
Fissurina lucida = *Entosolenia marginata* (Montagu) var. *lucida* (Williamson, 1848)
Fissurina marginata = *Vermiculum marginatum* (Montagu, 1803)
Fissurina plana
Fissurina semimarginata = *Lagena marginata* var. *semimarginata* (Reuss, 1870)
Fissurina sp. Reuss, 1985
Fissurina sp. nov. Jones, 1994
Fissurina spathulleria Schwager, 1866
Fissurina stophylearia
Fissurina submarginata Boomgaard, 1949
Fissurina orbignyana Seguenza, 1862
Fissurina cf. *orbignyana*
Fissurina ouriculata var. *duplicata*
Fissurina quadrata = *Entosolenia marginata* var. *quadrata* (Williamson, 1858)
Fissurina wiesneri Barker, 1960
Fontbotia wuellestrofi = *Anomalina wuellestrofi* (Schwager, 1866)
Francesita sp. Loeblich e Tappan, 1963
Fursenkoina bradyi = *Virgulina bradyi* (Cushman, 1922)
Fursenkoina fusiformis = *Bulimina pupoides* d'Orbigny var. *fusiformis* (Williamson, 1858)
Fursenkoina rotundata = *Virgulina rotundata* (Parr, 1950)
Fursenkoina sp. Loeblich e Tappan, 1961
Galwayella oblonga = *Trigonulina oblonga* (Seguenza, 1862)
Galwayella sp. Patterson e Pettis, 1986
Gavelinopsis sp. Hofker, 1951
Glabratella sp. Dorreen, 1948
Glandulonodosaria sp. Silvestri, 1900
Globocassidulina subglobosa = *Cassidulina subglobosa* (Brady, 1881)
Globobulimina affinis = *Bulimina affinis* (d'Orbigny)
Globobulimina sp. Cushman, 1927
Globobulimina cf. *pacifica*
Globratella sp. Dorreen, 1948
Gyroidina sp. d'Orbigny, 1826
Gyroidina orbicularis = *Rosalina orbicularis* (Parker Jones e Brady, 1865)
Gyroidina cf. *orbicularis*
Gyroidinoides altiformis = *Gyroidina soldanii* d'Orbigny var. *altiformis* (d'Orbigny, 1826)
Gyroidinoides sp. Brotzen, 1942
Gyroidinoides orbicularis d'Orbigny, 1826
Gyroidinoides soldanii = *Rotalia soldanni* (d'Orbigny, 1826)
Hansensisca soldanii = *Gyroidina soldanii* (d'Orbigny, 1826)

- Hanzawaia cf. illingi* Anso, 1944
Hyperamina sp. Brady, 1878
Hoeglundina elegans = Rotalia (Turbinulina) elegans (d'Orbigny, 1826)
Ioanella tumidula = Truncatulina tumidula (Brady, 1884)
Karreriella bradyi = Gaudryina bradyi (Cushman, 1911)
Lagena acusticosta var. proboscidualis Reuss, 1862
Lagena aspera Reuss, 1861
Lagena exsculpta Brady, 1881
Lagena gibbera Buchner, 1940
Lagena globosa = Vermiculum globosum (Montagu, 1803)
Lagena cf. globosa var. setosa
Lagena globosa var. setosa
Lagena gracillima Brady, 1884
Lagena hispidula Cushman, 1913
Lagena laevis = Vermiculum laevis (Montagu, 1803)
Lagena multilatera McCulloch, 1977
Lagena nebulosa = Lagena laevis var. nebulosa (Cushman, 1923)
Lagena perlucida = Vermiculum perlucidum (Montagu, 1803)
Lagena semistriata = Lagena striata var. semistriata (Williamson, 1848)
Lagena setigera Milletti, 1901
Lagena serica Buchner, 1940
Lagena subglobosa
Lagena striata = Oolina striata (d'Orbigny, 1839)
Lagena sulcata = Serpula (Lagena) sulcata (Walker e Jacob, 1798)
Lagena virgulata
Lagena sp. nov. Jones, 1994
Lagena sp. Walker e Jacob, 1798
Laticarinina pauperata = Pulvinulina repanda (Parker e Jones, 1865)
Lenticulina sp.
Lenticulina gibba = Cristellaria gibba (d'Orbigny, 1839)
Melonis barleeaanum = Nonionina barleeana (Williamson, 1858)
Melonis pompilioides = Nautilus pompilioides (Fichtel e Moll, 1798)
Melonis sp. de Monfort, 1808
Neoeponides sp. Reiss, 1960
Neouvigerina ampullacea = Uvigerina asperula var. ampullacea (Thalman, 1952)
Nodogenerina antillea = Nodosaria antillea (Cushman, 1923)
Nodogenerina bradyi Cushman, 1927
Nodogenerina sp. Cushman, 1927
Nodogenerina virgula = Sargrina virgula (Brady, 1879)
Nodogenerina cf. virgula
Nodosaria lamnulifera Thalman, 1950
Nodosaria sp. Lamarck, 1812
Nonionella bradyi = Nonion scapha (Chapman, 1916)
Nonionella stella = Nonionella miocenica Cushman var. stella (Cushman e Moyer, 1930)
Nonionella sp. 1
Nonionella sp. 2
Nonionella turgida = Rotalina turgida (Williamson, 1858)
Nonionellina cf. labradorica = Nonionina scapa var. labradorica (Dawson, 1860)
Nonionellina sp. Voloshina, 1958

- Nonion commune* = *Nonionina communis* (d'Orbigny, 1846)
Nuttalides umbonifera = *Pulvinulinella umbonifera* (Cushman, 1933)
Nuttalides sp. Finlay, 1939
Oridorsalis tener = *Truncatulina tener* (Brady, 1976)
Oridorsalis umbonatus = *Rotalina umbunata* (Reuss, 1851)
Oridorsalis sp. Andersen, 1961
Osangularia sp. Brotzen, 1940
Oolina alcocki = *Lagena alcocki* (White, 1956)
Oolonia hexagona = *Entosolenia squamosa* (Williamson, 1948)
Oolina globosa = *Vermiculum globosum* (Montagu, 1803)
Oolina cf. *globosa*
Oolina globosa var. *setosa* = *Lagena globosa* var. *setosa* (Earland, 1934)
Oolina melo d'Orbigny, 1839
Oolina sp. nov. Jones, 1994
Oolina sp. d'Orbigny, 1839
Oolina squamosa = *Vermiculum squamosa* (Montagu, 1803)
Parafissurina botelliformis = *Lagena botelliformis* (Brady, 1881)
Parafissurina inaequalabiata Yassini e Jones, 1995
Parafissurina felsinea = *Lagena felsinea* (Fornasini, 1894)
Parafissurina lateralis = *Lagena lateralis* (Cushman, 1913)
Parafissurina ventricosa Silvestri, 1904
Parafissurina sp. Parr, 1947
Patellina corrugata, Williamson, 1858
Paumotua terebra = *Eponides terebra* (Cushman, 1933)
Planulinoides sp. Parr, 1941
Polymorphinella sp. Cushman e Hanzawa, 1936
Praeglobobulimina sp. Hofker, 1951
Procerolagena gracillima = *Amphorina gracillima* (Seguenza, 1865)
Procerolagena gracilis = *Lagena gracilis* (Williamson, 1848)
Pseudononio atlantica (Cushman, 1933)
Pseudoparrella bikiniensis (McCulloch, 1977)
Pseudoparrella exigua = *Pulvinulina exigua* (Brady, 1884)
Pseudoparrella cf. *exigua*
Pseudoparrella sp. 1
Pseudoparrella sp. 2
Pseudosolenina sp. Jones 1984
Pseudosolenina wiesneri = *Fissurina wiesneri* (Barker, 1960)
Pullenia bulloides = *Nonionina bulloides* (d'Orbigny, 1826)
Pullenia quinqueloba = *Nonionina quinqueloba* (Reuss, 1851)
Pullenia osloensis Feyling-Hanssen, 1954
Pullenia sp. Parker e Jones, 1862
Pyrgo murrhina = *Biloculina murrhina* (Shwager, 1866)
Pyrgo sp., Defrance, 1824
Pyrulina sp. d'Orbigny, 1839
Quinqueloculina sp., d'Orbigny, 1876
Rectuvigerina phlegeri Le Calvez, 1959
Reussella sp. Galloway, 1933
Rosalina sp. d'Orbigny, 1826
Rotalinoides sp. Saidova, 1975
Seabrookia pellucida Brady, 1890

- Sigmoilopsis schlumbergeri* = *Sigmoilina schlumbergeri* (Silvestre, 1904)
Siphogenerina dimorpha = *Uvigerina (Sagrina) dimorpha* (Parker e Jones, 1865)
Siphotextularia catenata
Spiroloculina angulata = *Spiroloculina grata* var. *angulata* (Cushman, 1917)
Spiroloculina elevata Wiesner, 1923
Spiroloculina sp. d'Orbigny, 1826
Spiroloxostoma sp. Conato, 1964
Spiropholmidium acutimargo = *Spiroloculina acutimargo* (Cushman, 1927)
Spirosigmoilina tenuis = *Quinqueloculina tenuis* (Czjžek, 1848)
Stainforthia complanata = *Virgulina concava* (Egger, 1895)
Stesonia artica
Stesonia sp. F.L. Parker, 1954
Stilostomella abyssorum = *Nodosaria (?) abyssorum* (Brady, 1881)
Stilostomella consobrina = *Dentalina consobrina* (d'Orbigny, 1846)
Stilostomella fistuca = *Nodosaria fistuca* (Schwager, 1866)
Stilostomella sp. Guppy, 1894
Textularia sp. Defrance, 1984
Trifarina angulosa = *Uvigerina angulosa* (Williamson, 1858)
Trifarina bradyana = *Angulogerina carinata* Cushman var. *bradyana* (Cushman, 1932)
Trifarina cf. *bradyana*
Trifarina bradyi Cushman, 1923
Trifarina carinata = *Angulogerina carinata* (Cushman, 1927)
Trifarina sp. Cushman, 1923
Uvigerina aculeata d'Orbigny, 1826
Uvigerina auberiana d'Orbigny, 1826
Uvigerina peregrina Cushman, 1923
Uvigerina pygmaea d'Orbigny, 1826
Uvigerina sp. 1
Uvigerina sp. 2
Uvigerina sp. 3
Vaginulina sp. d'Orbigny, 1826
Valvulineria cf. *araucana* d'Orbigny, 1932

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Após tratamento laboratorial e processamento dos dados segue-se a apresentação e discussão dos resultados.

5.1. INDICADORES PALEOAMBIENTAIS

No estudo do registo paleoclimático e paleoceanográfico das sondagens de sedimento é frequente recorrer a vários *proxies*, tais como o $\delta^{18}\text{O}$ e IRD (indicadores das condições de glacial / interglacial), o $\delta^{13}\text{C}$ (indicador de paleoprodutividade e do envelhecimento das águas profundas), teor em carbonatos (também para a paleoprodutividade), carbono orgânico (para a paleoprodutividade e para o acarreio de matéria orgânica continental) e as alcanonas (indicadores de paleoprodutividade, de paleotemperatura das águas superficiais/*sea surface temperature* – SST).

As condições de interglacial são identificadas por valores baixos de $\delta^{18}\text{O}$, a que estão associados valores mínimos (em geral ausência) de *ice-rafted debris* (IRD) (Kandiano e Bauch, 2007), como é visível na figura 23. Os valores elevados de $\delta^{18}\text{O}$ marcam os períodos glaciais com valores extremos de 5,50 aos 536ka (MIS 14), 5,61 aos 430ka (MIS 12) e 5,33 aos 340ka (MIS 10). Nos períodos de interglacial o $\delta^{18}\text{O}$ assume valores mínimos nomeadamente 3,28, 3,05 e 3,12 aos 532ka (MIS 13), aos 411ka (MIS 11) e aos 336ka (MIS 9), respectivamente.

Os *ice-rafted debris* (IRD) são uma importante componente nos sedimentos marinhos do Atlântico Norte. A sua presença está associada a períodos de arrefecimento, em particular com a deposição da carga detrítica dos *icebergs* em fusão, libertados a partir da placa de gelo Laurentina ao longo do Quaternário (*e.g.* Heinrich, 1988). Estes períodos são muitas vezes designados por eventos de tipo Heinrich e são definidos como sendo um intervalo de degelo rápido dos *icebergs* oriundos das margens continentais do oceano Atlântico Norte, que produzem assim depósitos de sedimentos ricos em elementos detríticos, erodidos do continente (Ruddiman, 2000).

Os IRD são calculados usando a razão do número de grãos líticos presentes na areia ($\text{Ø} > 150\mu\text{m}$) por grama de sedimento; a taxa de acumulação (AR) dos IRD é calculada através do número de grãos líticos $\text{cm}^{-2} \text{ka}^{-1}$ (Kawagata, 2005).

Nesta sondagem os IRD estão presentes no início do período glacial MIS 14, aos 556 ka (7,59 IRD/g), no final e a meio do MIS 12, aos 427ka com 43,68 IRD/g e aos 437ka com 10,7 IRD/g. Aos 353ka (MIS 10) tem o seu pico máximo com 63,9 IRD/g. Surgem ainda em quantidade reduzida a meio do período interglacial MIS 11, (aos 389ka) com 2,9 IRD/g.

O comportamento do $\delta^{13}\text{C}$ tem uma relação inversa com os valores de $\delta^{18}\text{O}$, apresentando valores mais elevados durante os períodos interglaciais. Na sondagem MD 03 2699 os picos de $\delta^{13}\text{C}$ surgem no MIS 13 (485ka) e no MIS 11 (410ka), enquanto os valores mais baixos ocorrem durante o glacial MIS 12 (428ka) e MIS 10 (337ka). As variações nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre os períodos glaciais e interglaciais devem-se à mudança que ocorre nos padrões de circulação das águas profundas durante os períodos glaciais. As águas Norte Atlânticas tendem a apresentar valores elevados de $\delta^{13}\text{C}$ porque a superfície do oceano tende a ser enriquecida em ^{13}C pela fotossíntese (que retém essencialmente ^{12}C no fitoplâncton). Este processo é mais intenso nas latitudes tropicais mas quando as massas de água se deslocam para as altas latitudes e afundam, provocam o aumento do $\delta^{13}\text{C}$ nas águas profundas do Atlântico. À medida que estas águas se afastam das suas áreas fonte, os valores iniciais de $\delta^{13}\text{C}$ começam a ficar mais baixos num processo que se chama envelhecimento. A causa deste envelhecimento é a descida ao longo da coluna de água de ^{12}C orgânico produzido pela fotossíntese à superfície. A maior parte do carbono que afunda é gradualmente oxidado para a forma inorgânica. Quando se mistura com as águas de fundo, já carregadas de carbono inorgânico, provoca uma modificação no $\delta^{13}\text{C}$, levando-o ainda a valores mais baixos. As águas no Atlântico afundam tão rapidamente que o seu tempo de residência é muito baixo, deixando pouco tempo para que as águas possam envelhecer (Ruddiman, 2000).

No que diz respeito à temperatura superficial do oceano (SST), calculada a partir da concentração de alcanonas nas águas superficiais, como foi explicado no capítulo da introdução, verifica-se que é mais baixa durante os períodos glaciais MIS 14, 12 e 10, como seria de esperar, com temperaturas que variam entre os 10°C (473ka) de mínima e os 17°C (513ka) de máxima para o MIS 14. No MIS 12 os valores variam entre os 7 °C de mínima aos 427ka e 15°C de máxima aos 447ka e por fim no MIS 10 temos 11°C de mínima aos 341ka e 16°C de máxima aos 351ka. Durante os períodos interglaciais podemos verificar que as temperaturas máximas se observam aos 494ka (MIS 13) e aos 409ka (MIS 11) com 18°C e aos 324ka (MIS 9) com 20°C; os valores mínimos destes períodos encontram-se aos 518ka com temperaturas de 15°C, aos 382ka com 12°C e aos 309ka com 15°C.

Os indicadores de paleoprodutividade respondem de um modo geral em sintonia com as variações glaciais/interglaciais uma vez que as variações climáticas influenciam a dinâmica oceano/atmosfera que, por sua vez condiciona a produtividade.

Durante a fase mais estável do MIS 11, que vai dos 425ka aos 390ka, verificam-se valores estáveis de teor em carbonatos e de carbono orgânico.

No que diz respeito aos teores em carbonato, são mais estáveis durante o período MIS 11, como já se referiu, mas é também nos períodos interglaciais que se encontram os seus valores mais baixos (Fig. 23). Temos um mínimo no MIS 13 aos 515ka, no MIS 11 aos 391ka e no MIS 9 aos 330ka. Pelo contrário podemos observar que este indicador de paleoprodutividade em geral, apresenta os valores mais altos durante os períodos glaciais, com um pico no MIS 14 aos 539ka, dois no MIS 12 aos 431ka e 428ka e outro no MIS 10 aos 359ka. No MIS 15 há um outro pico bastante elevado, mas que sai fora do âmbito deste trabalho em foraminíferos bentónicos.

Quanto ao carbono orgânico podemos observar que é durante os períodos interglaciais, essencialmente no MIS 11, que se encontram os seus máximos, aos 391ka e aos 371ka. Os períodos glaciais são marcados pela existência de mínimos no MIS 12 aos 436ka e no MIS 10 aos 351ka.

As concentrações de alcanonas apresentam os seus valores mínimos e mais estáveis no início do estado interglacial MIS 11. Os seus valores máximos aparecem no MIS 13 aos 520ka e o seu valor mínimo aparece no MIS 12 aos 449ka. O aumento das concentrações de alcanonas surge sempre que temos uma fase de transição e as condições do oceano/atmosfera se alteram levando a uma maior circulação oceânica.

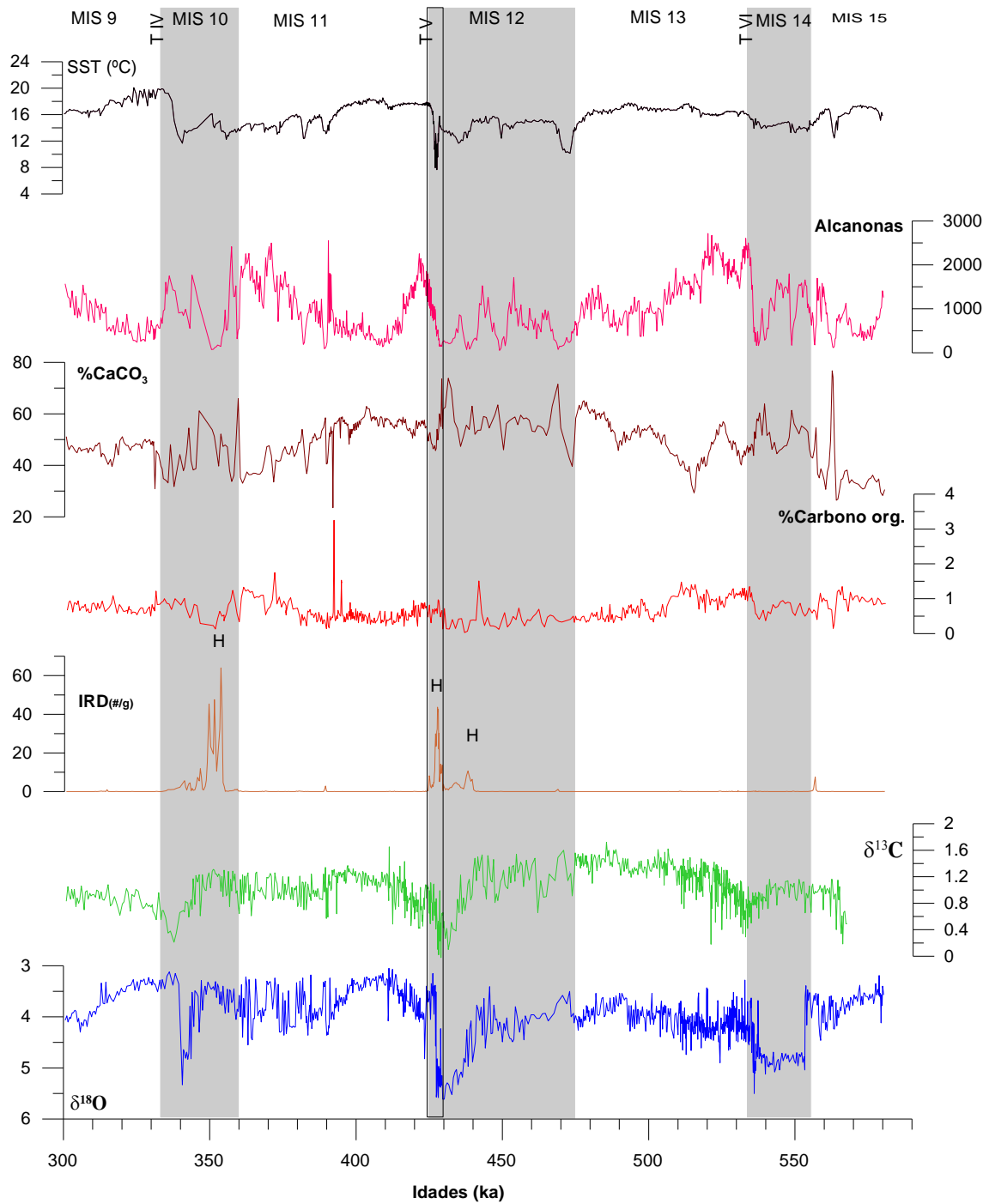


Fig .23 – Registo dos indicadores paleoambientais da sondagem MD 03 2699. A azul está representado o $\delta^{18}\text{O}$ bentônico (‰VPDB) a verde o $\delta^{13}\text{C}$ (‰VPDB), a castanho a concentração de IRD (#/g), a vermelho o teor de carbono orgânico; a roxo o teor de CaCO_3 , a rosa as alcanonas ([37alq] ng/g), e a roxo as temperaturas superficiais do oceano (SST - °C). As barras cinzentas representam os períodos glaciais MIS 14, 12 e 10; a barra delimitada por linhas pretas representa o evento de Heinrich no final de MIS 12; T IV, V, VI representa as Terminações e o H representa os eventos de Heinrich do tipo eventos *ice-rafting* (adaptado de Volker *et al.*, 1998).

Podemos observar também através dos trabalhos de Voelker *et al.* (2008) (Fig. 24 e 25) que as temperaturas de fundo não ultrapassam os 10°C e que os seus valores mais baixos não se encontram nos períodos glaciais, como seria de esperar e como se calculou para as temperaturas superficiais. Isto dever-se-á ao facto das águas de fundo verem reduzida a taxa de formação no Atlântico Norte e estarem sujeitas a influência das águas provenientes do Mediterrâneo (MOW). Estas águas mais quentes e salinas, que chegam a afundar até aos 2000m, como foi registado no último ciclo glacial, alteram assim as temperaturas das águas atlânticas de fundo na margem portuguesa (Voelker *et al.*, 2006). Actualmente as temperaturas de fundo apresentam temperaturas médias de 5°C.

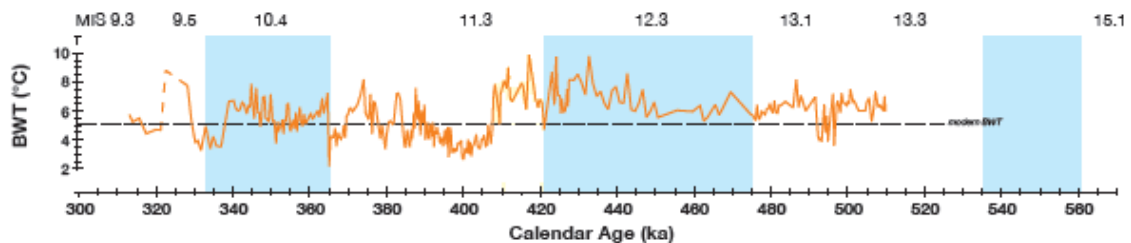


Fig. 24 – Registo das temperaturas de fundo calculadas a partir de razão Mg/Ca utilizando a equação de Camacho *et al.* (2006); BWT – *Bottom water temperature* (BWT); Calendar Age: idades calibradas de ^{14}C (Adaptado de Voelker *et al.*, 2008).

No que diz respeito ao $\delta^{18}\text{O}$ podemos também observar que existem diferenças entre os valores medidos sobre foraminíferos bentónicos (*Melonis* spp. e *Cibicides* spp.) e os valores obtidos com foraminíferos planctónicos (*G. inflata*) (Voelker *et al.*, 2006). Podemos observar que, por exemplo, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ dos foraminíferos bentónicos no MIS 10 são muito mais elevados (cerca de 5,5‰ VPDB), com o pico máximo aos 340ka, enquanto que à superfície os valores não chegam as 3,5‰ VPDB e o pico máximo se observa aos 350ka. Esta diferença resulta do facto dos foraminíferos bentónicos registarem o sinal climático global, a partir da circulação oceânica profunda, enquanto que os foraminíferos planctónicos, estão mais sujeitos a pequenas variações regionais, por exemplo de temperatura superficial, salinidade, precipitação, que também vão incorporar a composição isotópica das suas carapaças (Vergnaud-Grazzini, 1987).

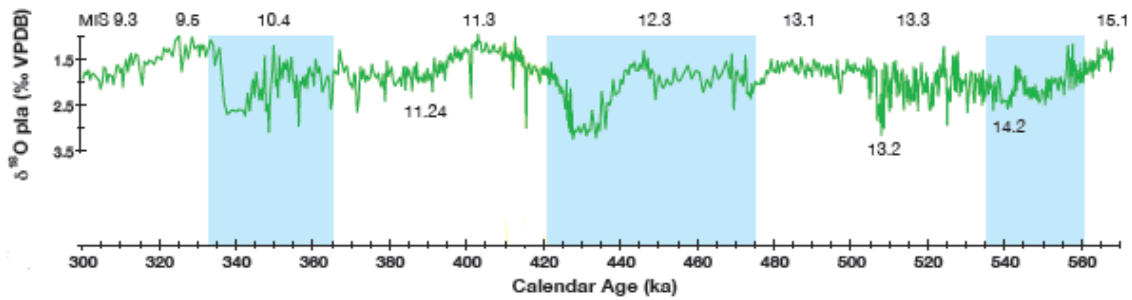


Fig. 25 – Registro do isótopo de oxigênio calculado a partir de foraminíferos planctônicos; Calendar Age: idades calibradas de ^{14}C (adaptado de Voelker *et al.*, 2008).

5.2. FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS

A distribuição e a abundância dos foraminíferos bentônicos em domínios oceânicos, é influenciada pelas águas de fundo, pelo tipo de sedimento, pelas características físico-químicas das massas de água profundas, pelos fluxos de matéria orgânica (alimento), proveniente da produtividade primária superficial, e pelas concentrações de oxigênio existentes nas massas de água profundas e na interface água-sedimento. De todos estes parâmetros, o mais importante parece ser o fornecimento de alimento, como foi documentado pela identificação de associações características de zonas de alta produtividade (*e.g.* Fariduddin e Loubere, 1997; Fontanier *et al.*, 2003) e pela sua rápida resposta à chegada de fitodetritos aos fundos marinhos, produzidos à superfície do Oceano durante os *blooms* de Primavera e Outono (*e.g.* Gooday, 1993). Sob estas áreas caracterizadas por grande produtividade superficial e conseqüentemente pela elevada concentração de matéria orgânica nos sedimentos, observa-se uma redução da concentração de oxigênio nas massas de água junto ao fundo, devido à degradação da matéria orgânica. As espécies endobentônicas que habitam estas zonas são consideradas tolerantes a um baixo teor de oxigênio (*e.g.* Jorissen *et al.*, 1995), nomeadamente na interface água-sedimento e água intersticial.

Como já foi referido anteriormente, observaram-se 195 amostras, onde se identificaram 273 espécies. No entanto só 35 destas espécies representam mais de 5% da associação, valor considerado como ecologicamente representativo. Deste modo, os dados apresentados e discutidos nesta dissertação apenas dizem respeito às espécies com valores superiores a 5%, pelo menos numa das amostras.

Seguindo um conceito semelhante ao de Murray (2007) dividimos as nossas espécies em dominantes (abundância frequentemente superior 10%), em comuns (abundância entre 5% e 10%) e acessórias (abundância geralmente inferior a 5%) em

todas as amostras. Podemos assim dizer que as espécies mais dominantes ao longo da sondagem são *Globocassidulina subglobosa*, *Epistominella exigua*, *Eilohedra levicula*, *Fursenkoina fusiformis*, *Stainforthia complanata*, *Cassidulina laevigata* e *Uvigerina peregrina*. As espécies comuns são *Bulimina aculeata*, *Brizalina difformis*, *Cibicides* sp., *Nonionellina* cf. *labradorica*, *Pseudoparrella exigua*, *Sigmoilopsis schlumbergeri* e *Trifarina angulosa*. As espécies acessórias são *Abditodentrix asketocomptella*, *Bolivina striatula*, *Bulimina alazanensis*, *Bulimina marginata*, *Bulimina mexicana*, *Cassidulina carinata*, *Cassidulina minuta*, *Cassidulina obtusa*, *Cibicides bradyi*, *Cibicides pseudoungerianus*, *Eponides* sp., *Gyroidina* sp., *Gyroidinoides* sp., *Gyroidinoides orbicularis*, *Nonionella bradyi*, *Oridorsalis umbunatus*, *Paumotua terebra*, *Rosalina* sp. e *Trifarina bradyana*.

5.2.1. ESPÉCIES ACESSÓRIAS

A espécie *Abditodentrix asketocomptella* está fundamentalmente associada a ambientes onde exista um elevado conteúdo de oxigénio e onde o fluxo de matéria orgânica seja baixo; é uma espécie frequente em zonas ocupadas pelas NADW, que são águas ricas em oxigénio e salinas (Schmiedl *et al*, 1997). Como se pode observar na figura 26, esta espécie tem uma expressão pouco significativa nas amostras estudadas, tendo os seus valores mais elevados durante o glacial MIS 10 aos 341ka (8,30%) e no interglacial MIS 9 aos 318ka (7,69%). No mesmo período as alcanonas apresentam uma ligeira diminuição dos seus valores.

A espécie *Bolivina striatula* é uma espécie cosmopolita. Pode ser encontrada em qualquer oceano, em ambientes pobres em oxigénio e ricos em matéria orgânica, relacionados com produtividade elevada (Lutze e Coulbourn, 1984). Está presente em várias regiões da margem continental portuguesa, sendo mais frequente a partir dos 100m de profundidade (Levy *et al*, 1995). Esta espécie tem uma presença muito pouco significativa nas amostras estudadas, apresentando o seu valor máximo (8%) no interglacial MIS 11 (386ka); de resto a sua presença é quase nula (Fig. 26).

A abundância do género *Bulimina* é fortemente controlada pelo conteúdo de matéria orgânica nos sedimentos (Corliss e Chen, 1988). É comum em regiões de grande produtividade superficial, onde existe um grande fluxo de matéria orgânica a acumular-se sobre os fundos marinhos (Corliss e Emerson, 1990).

Bulimina alazanensis possui o mesmo nicho ecológico que a espécie *B. aculeata*, embora também possa ser encontrada em zonas de elevado teor de oxigénio e

baixo fluxo de matéria orgânica (Schmiedl *et al*, 1997b). É dominante nas águas profundas do Atlântico Norte (ricas em oxigénio), entre os 1600m e os 3700m de profundidade, ao largo do SW de África (Schmiedl *et al*, 1997a). É uma espécie frequente ao longo de toda a sondagem, ultrapassando os 6% da população no MIS 12 (6,25%) aos 443ka e no MIS 10 (6,44%) aos 345ka, no MIS 11 tem valores perto dos 5% (Fig. 26).

Bulimina marginata tem sido identificada na margem continental europeia e africana. No Atlântico e no Mediterrâneo ocorre em profundidades neríticas e batiais, em meios onde a temperatura varia entre 5,5°C e 13°C e a salinidade entre os 25 ‰ e os 33‰ (Murray, 1991). No Atlântico equatorial tropical, ao largo da costa Africana, esta espécie é encontrada em zonas de afloramento costeiro (produtividade entre 6g e 10g C_{org}/m²/ano), onde as concentrações de oxigénio nas águas profundas variam entre os 2,5ml/l e 4ml/l. No mar Mediterrâneo esta espécie está fortemente relacionada com o *sapropel*, sedimentos ricos em matéria orgânica e matéria orgânica lábil que é depositada nos fundos marinhos durante períodos de grande produtividade superficial (Poli *et al.*, 2010). Foi classificada por Van der Zwaan e Jörisen (1991), como sendo uma espécie oportunista, associada ao aumento de nutrientes e tolerante à carência de oxigénio. Ao observar a figura 26 podemos ver que se encontra em todas as amostras estudadas e que o seu comportamento é idêntico às duas espécies anteriores. Os seus valores máximos, que não chegam aos 6%, encontram-se no MIS 11 aos 420ka (5,60%), e aos 387ka (5,33%), onde existe uma pequena diminuição de temperatura inferida através do aumento do $\delta^{18}\text{O}$, e no MIS 10 (5,24%) aos 346ka.

A espécie *Bulimina mexicana* é encontrada em áreas pobres em oxigénio (incluindo a Zona de Oxigénio Mínimo), devido à produtividade elevada (Sen Gupta & Machain-Castillo, 1993). Loubere e Bannois (1987) observaram que, no Atlântico NE, esta espécie estava relacionada com associações planctónicas indicadoras de condições glaciais. Como as outras espécies deste género, é frequente ao longo do nosso registo, apresentando o seu valor máximo durante o interglacial MIS 11 (8,18%) aos 387ka; está também presente com valores que ultrapassam os 5% nos períodos glaciais MIS 12 (6,15%) aos 439ka e no MIS 10 (7,97%) aos 349ka (Fig. 26).

O género *Cassidulina* também está tipicamente relacionado com habitats pobres em oxigénio e ricos em matéria orgânica (Alavi, 1988)

Cassidulina carinata é uma espécie que se associa frequentemente a *E. levicula*, indicando ambientes ricos em carbono orgânico em áreas de afloramento costeiro

intenso. Parece portanto adaptada a ambientes caracterizados pela existência de sazonalidade na chegada de alimento aos fundos marinhos. No Golfo da Biscaia mostra densidades relativas e absolutas elevadas após os *blooms* fitoplanctónicos de Primavera e de Outono. Esta espécie responde à deposição de matéria orgânica com um evento de reprodução. Na figura 26 podemos ver que esta espécie tem um aumento durante o período glacial MIS 12, aos 437ka (8,47%), e durante o período interglacial MIS 11, aos 366ka (7,81%). Os seus valores mínimos, que variam entre os 0% e 2%, encontram-se também neste períodos entre os 390ka e os 430ka.

Cassidulina minuta também é uma espécie que prefere ambientes ricos em matéria orgânica e pobres em oxigénio, devido a produtividade elevada (Sen Gupta e Machain-Castillo, 1993). Pode ser encontrada em todos os sectores da plataforma portuguesa (Mendes *et al*, 2004). É uma espécie pouco frequente no nosso registo, onde apresenta os valores mais elevados durante os períodos glaciais MIS 14 aos 540ka (11%) e MIS 12 aos 431ka (5%). Nota-se também um ligeiro aumento a meio do período interglacial MIS 11 (2,24%, Fig. 26), embora pouco expressivos no contexto geral da associação.

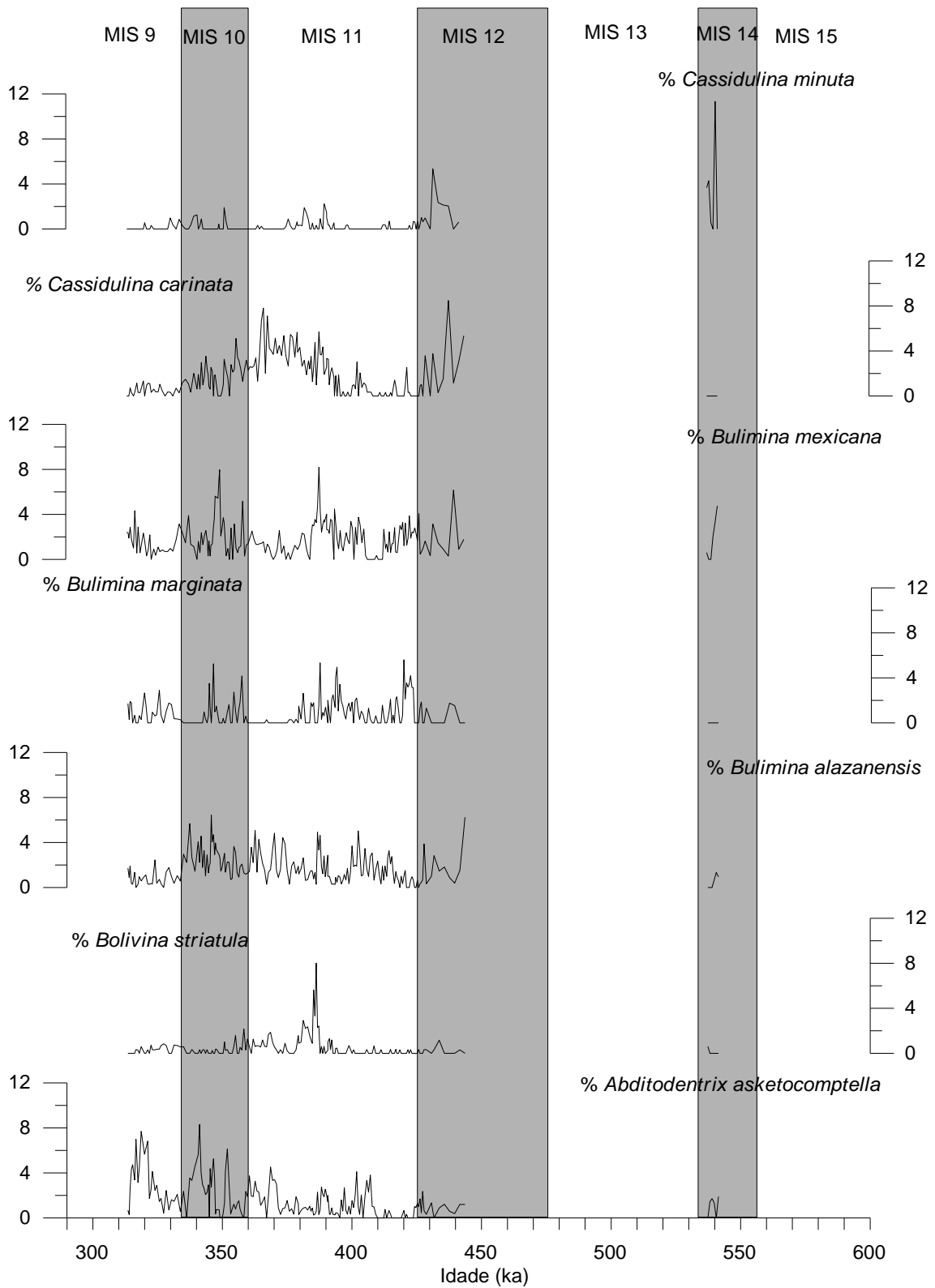


Fig. 26 – Representação gráfica da abundância das espécies acessórias *Abditodentrix asketocomptella*, *Bolivina striatula*, *Bulimina alazanensis*, *Bulimina marginata*, *Bulimina mexicana*, *Cassidulina carinata* e *Cassidulina minuta*.

Cassidulina obtusa está presente em ambientes ricos em matéria orgânica e pobres em oxigénio, tal como as espécies anteriores. Está presente ao longo do nosso registo, apresentando os valores mais elevados durante o interglacial MIS 11 aos 372ka (5,45%) e durante o glacial MIS 10 (7,59%) diminuindo a sua presença em direcção à base da sondagem (Fig. 27).

O género *Cibicides* tem preferência por zonas bem oxigenadas (*e.g.* Den Dulk *et al.*, 2000; Denne e Gupta, 1991).

Cibicides bradyi apresenta os seus valores máximos durante os períodos glaciais MIS 14, aos 537ka com 6,09%, MIS 12, aos 427ka com 4,71%, e MIS 10 aos 349ka com 6,59%. Está também presente a meio do interglacial MIS 11 aos 382ka com 2,04% (Fig.27).

Na figura 27 podemos observar que a presença de *Cibicides pseudoungarianus* aumenta durante os períodos glaciais MIS 14, aos 537ka, com 6,10% e MIS 12, aos 430ka, com 6,35% e durante o período interglacial MIS 11, aos 362ka (6,54%) onde existiu uma pequena diminuição de temperatura, interpretada pelo aumento do $\delta^{18}\text{O}$.

A abundância do género *Eponides* está ligada à presença de agregados fitodetríticos. Como são espécies oportunistas mostram um rápido aumento da sua população em áreas oligotróficas onde os *inputs* sazonais de fitodetritos são a fonte alimentar predominante (*e.g.* Fariduddin e Loubere, 1997). O tamanho da sua população tem um forte declínio quando os fitodetritos são consumidos, mas há uma grande quantidade de carapaças preservada no sedimento devido ao seu grande potencial reprodutor durante a fase com muita abundância de alimento (Eberwein e Mackensen, 2006). Esta espécie apresenta os seus valores máximos durante os períodos glaciais MIS 12 (430ka) e MIS 10 (351ka) com 3% e 5,44%, respectivamente (Fig. 27).

Os géneros *Gyroidina* e *Gyroidinoides* são comuns no oceano Atlântico, mas a profundidades superiores a 2000m (Mackensen *et al.*, 1995).

O género *Gyroidina* apresenta preferência por zonas com condições de alimento reduzido (Mackensen *et al.*, 1995) e eventualmente com uma ligeira redução nos níveis de oxigénio (Schönfeld, 2001). No Mediterrâneo esta é uma das poucas espécies que consegue suportar condições oligotróficas extremas (Poli *et al.* 2010). Nas amostras estudadas este género apresenta os seus valores máximos no MIS 9, aos 316ka, com 5.06% e vai diminuindo a sua abundância em direcção à base da sondagem (Fig. 27).

Gyroidinoides apresenta o seu valor máximo durante o período glacial MIS 10, aos 349ka, com 5,79% e durante o resto do registo os seus valores são muitas vezes perto de zero (Fig. 27).

A espécie *Gyroidinoides orbicularis* apresenta valores máximos durante os MIS 11, aos 406ka, com 4,56% e MIS 10, aos 349ka, com 5,60%; no resto do registo os seus valores rondam os 2% (Fig. 27).

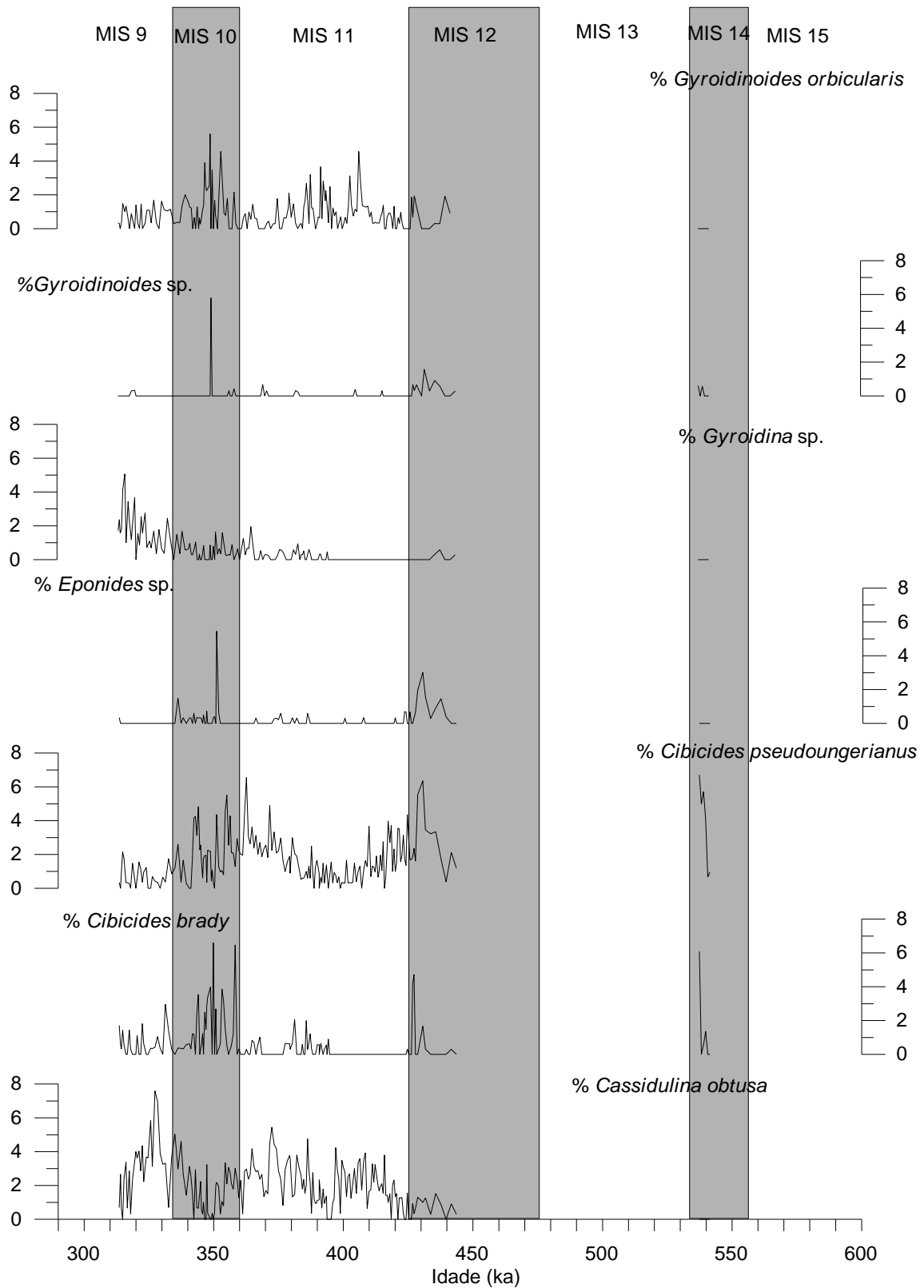


Fig. 27 – Representação gráfica da abundância das espécies acessórias *Cassidulina obtusa*, *Cibicides bradyi*, *Cibicides pseudoungerianus*, *Eponides sp.*, *Gyroidina sp.*, *Gyroidinoides sp.* e *Gyroidinoides orbicularis*.

Mackensen *et al.* (1990) registou uma ocorrência de *Nonionella bradyi* onde a sua dominância coincide com os valores mais elevados de carbono orgânico, em zonas de grande produtividade, no talude do mar de Weddell. Os dados da nossa sondagem mostram uma diminuição desta espécie durante os períodos glaciais MIS 12 e MIS 10 mas associados à diminuição do carbono orgânico registada presente nestes períodos (Fig. 28). Os valores mais elevados da *N. bradyi* são observados durante a primeira parte do interglacial MIS 11, aos 416ka com 10,6%, no entanto não parece existir uma relação aparente com uma concentração elevada de carbono orgânico como descrita por Mackensen *et al.* (1990) (Figs. 23 e 28).

Segundo Kaiho (1999) o género *Oridorsalis* é um indicador de águas profundas sub-oxigenadas. No entanto Mackensen *et al.* (1995) considera que este género vive em condições de fundo bem oxigenados, com pouco carbono orgânico, e podem ser encontrados em zonas batiais, ou até abissais, no Oceano Índico, Atlântico e na Antártica (De e Gupta, 2010).

A espécie *Oridorsalis umbonatus* está associada às condições marinhas características dos períodos interglaciais. No Atlântico Norte pode ser encontrada associada aos fitodetritos mas não está confinada a este ambiente (Gooday, 1993).

Pela análise dos nossos dados podemos observar que o aumento desta espécie acontece durante o início do MIS 11 e prolonga-se por todo este período, com o seu valor máximo aos 407ka (6,12%). Durante os períodos glaciais os valores de *O. umbonatus* são muito baixos ou mesmo nulos, como ocorre na maior parte das amostras (Fig. 28).

Paumotua terebra nunca representa mais de 4% da população, a não ser no MIS 11, onde esta espécie tem o seu valor máximo aos 418ka e aos 422ka com uma abundância de 8,36% e 7,40% respectivamente (Fig. 28).

Rosalina ps. possui os seus valores máximos durante o MIS 11, aos 416ka, com 8,83% da abundância da espécie, ao longo do resto da sondagem nunca ultrapassa os 4% da população (Fig. 28).

As espécies do género *Trifarina*, são espécies endobentónicas, que conseguem tolerar ambientes com baixa concentração em oxigénio e forte acarreo orgânico nos fundos marinhos (*e.g.* Corliss e Emerson, 1990; Kaiho, 1994; Den Dulk *et al.*, 2000).

Trifarina bradyana é uma espécie que se encontra ao longo de todo o nosso registo (excepto no MIS 14) com abundâncias sempre perto dos 4%. Apresenta os seus

valores máximos aos 412ka, no interglacial MIS 11, com 4,96%, e aos 349ka, durante o glacial MIS 10, com 4,31%.

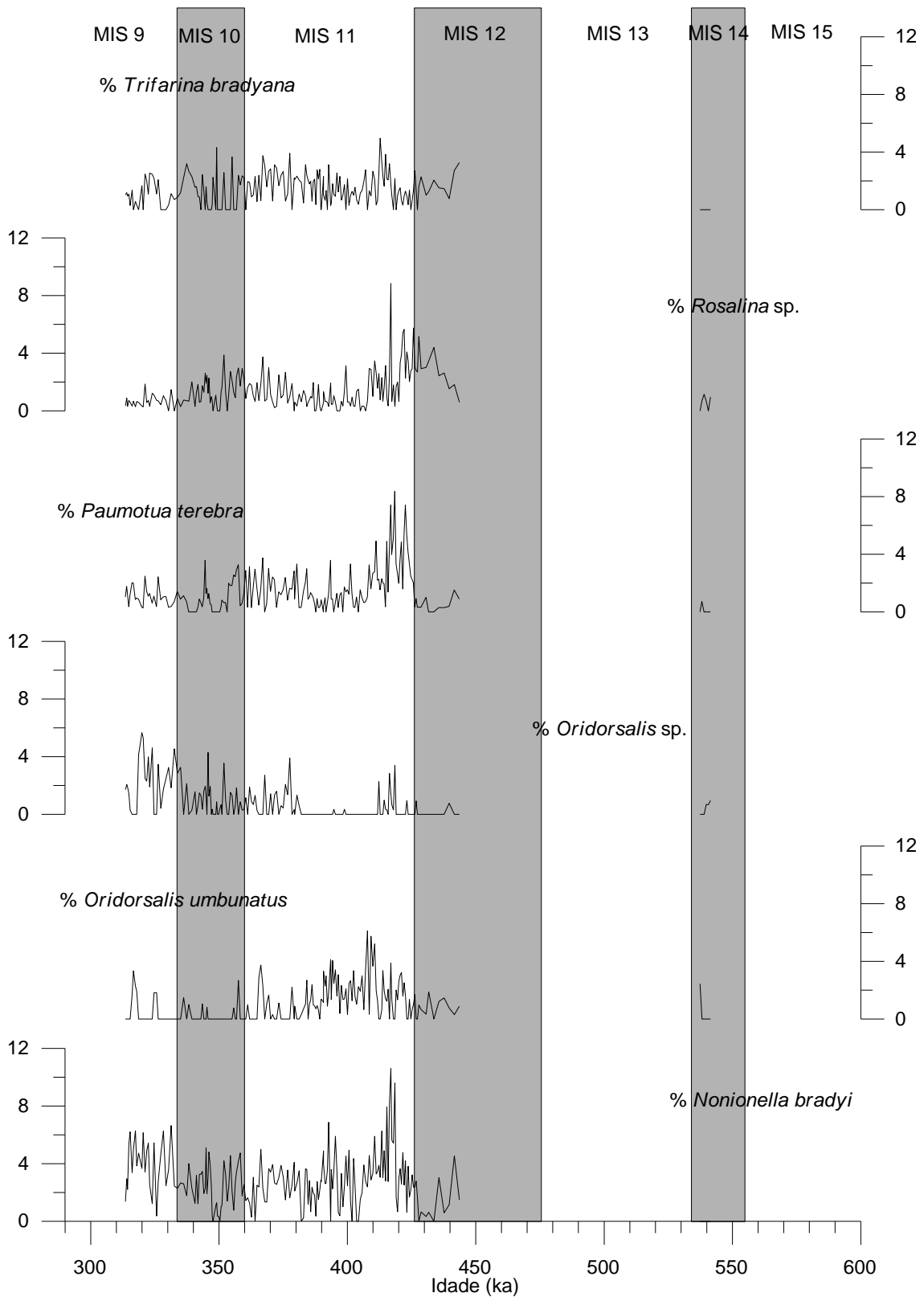


Fig. 28 – Representação gráfica das espécies acessórias *Nonionella bradyi*, *Oridorsalis umbonatus*, *Oridorsalis sp.*, *Paumotua terebra*, *Rosalina sp.* e *Trifarina bradyana*.

5.2.2. ESPÉCIES COMUNS

Brizalina difformis é uma espécie que está presente ao longo de todo o registo, apresentando o seu valor máximo no glacial MIS 14 aos 541ka (16%), estando também presente com uma abundância de 9% durante o interglacial MIS 11 aos 388ka (Fig.29).

A espécie *Bulimina aculeata* está associada de um modo geral a águas com temperaturas superiores a 0°C, substrato fino e consequentemente fracas correntes de fundo, que permitam uma acumulação importante de matéria orgânica. É uma espécie cosmopolita (Mackensen *et al.*, 1990), que pode ser encontrada com frequência na margem continental ibérica (Levy *et al.*, 1995a). Na margem Oeste do Atlântico Norte é uma espécie que domina entre os 300m e os 500m de profundidade, intervalo que coincide com a zona de oxigénio mínimo. No Atlântico Sul a presença do género *Bulimina* é comum em áreas caracterizadas por eventos de produtividade sazonal extrema, onde os valores da produção primária são superiores a $80\text{g C}_{\text{org}}\text{m}^{-2}\text{ano}^{-1}$ (Mackensen *et al.*, 1990). Na sondagem em estudo apresenta os valores máximos durante os períodos glaciais MIS 12 (6,5%) e MIS 10 (14%; Fig. 29). Aos 349ka, a meio do MIS 10, corresponde a uma das espécies dominantes. Está igualmente presente ao longo dos períodos interglaciais mas nunca ultrapassa os 5% da população (Fig. 29).

Cibicides sp. apresenta os seus valores máximos durante os períodos glaciais MIS 12 aos 431ka com 4% e no MIS 10 aos 353ka com 13% (Fig. 29).

Pseudoparrella exigua é uma espécie oportunista que apresenta altas taxas de crescimento e reprodução em regiões de *inputs* intermitentes de fitodetritos nos fundos marinhos, sendo também ela utilizada como *proxy* de produtividade sazonal superficial (*e.g.* Gooday, 1993). Esta espécie tende a apresentar valores inferiores a 5%, a não ser durante o MIS 10, aos 345ka e 353ka, com 12,33% e 12,28%, respectivamente (Fig. 29).

A espécie *Sigmoilopsis schlumbergeri* tende a estar associada a águas frias. Ao largo de Portugal aparece em profundidades superiores a 100 m (Levy *et al.*, 1995). Na nossa sondagem esta espécie possui os seus valores mais elevados durante os períodos glaciais MIS 12 e MIS 10 com abundâncias de 6,15% e 12,63% respectivamente, quando a temperatura das águas de fundo relativamente baixas (Fig. 24). A meio do interglacial MIS 11 também existe um pequeno aumento dos valores (4,27%) desta espécie, coevo com uma pequena redução da temperatura (387ka; Fig. 23 e 29).

Nonionellina cf. *labradorica* apresenta os seus valores máximos durante o MIS 12 (443ka) com uma abundância de 8,3%, o MIS 11 (382ka) com 12,47% e durante o

MIS 10 (351ka) com 8,59%. A abundância desta espécie apresenta valores sempre na ordem dos 6% (Fig. 29).

Trifarina angulosa, uma espécie que vive na superfície do sedimento (epibentônica), está associada a fortes correntes de fundo (Mackensen *et al*, 1990). Na sondagem MD03-2699 esta espécie é mais abundante durante os períodos de interglacial MIS 11 e MIS 9 (Fig. 29), onde apresenta os seus valores máximos de abundância com valores de 11,7% e 7,37%, respectivamente. Por outro lado os valores mínimos desta espécie encontram-se nos períodos glaciais, com valores de abundância que variam entre os 0% e os 2,6%.

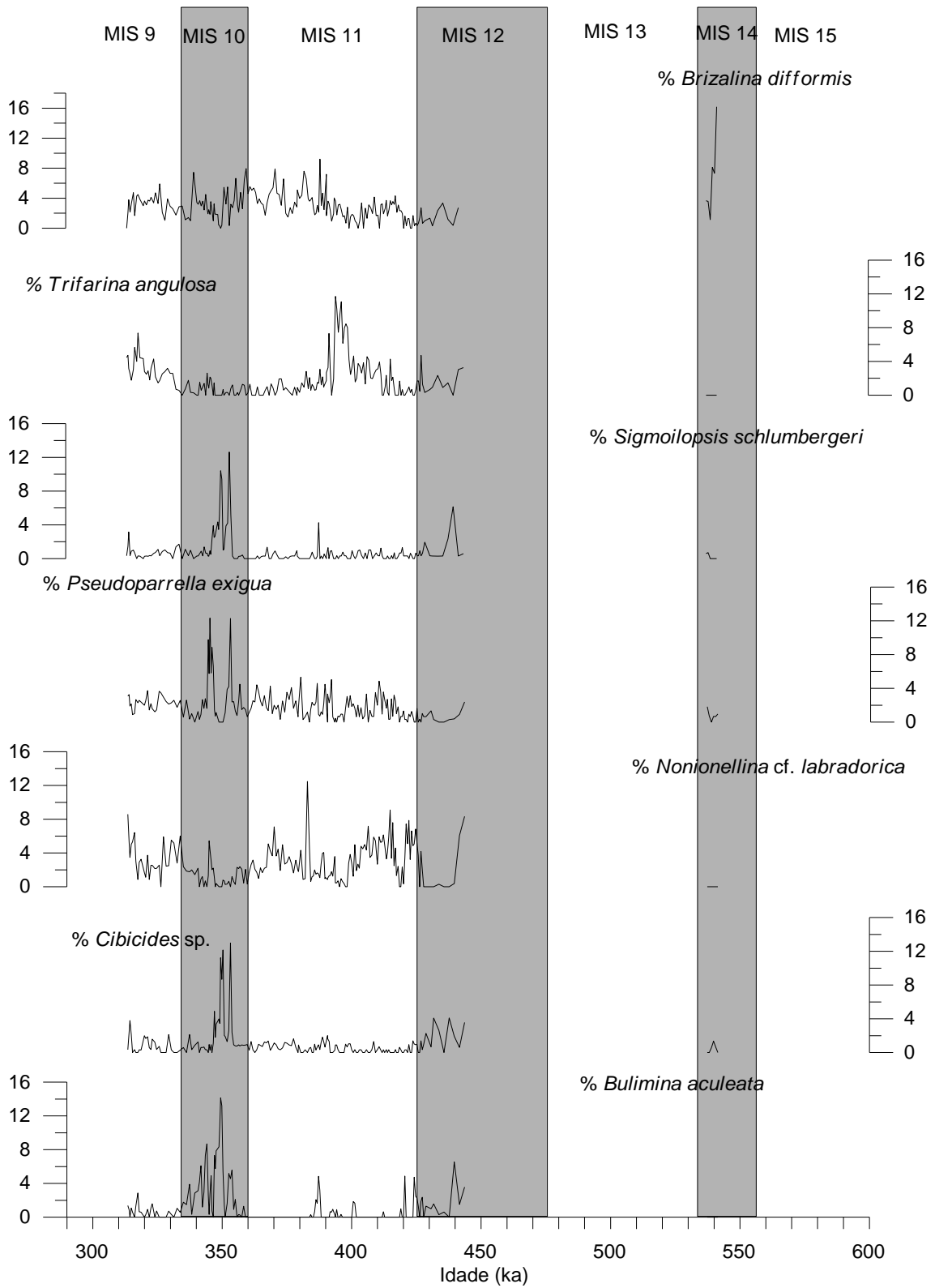


Fig. 29 – Representação gráfica das espécies comuns *Bulimina aculeata*, *Cibicides sp.*, *Nonionella cf. labradorica*, *Pseudoparrella exigua*, *Sigmoidopsis schlumbergeri* e *Trifarina angulosa*.

5.2.3. ESPÉCIES DOMINANTES

5.2.3.1. ESPÉCIES DOMINANTES NOS PERÍODOS INTERGLACIAIS

As três espécies mais abundantes ao longo da secção estudada na sondagem MD03 2699 são *Globocassidulina subglobosa*, *Epistominella exigua* e *Eiholedra levicula*. Estas espécies apresentam os seus valores máximos durante a fase mais estável do período interglacial MIS 11, nomeadamente no MIS 11,3 dos 425ka aos 390ka (Volker *et al.*, 2010) e no MIS 9,5; enquanto que os seus valores mínimos tendem a estar essencialmente associados aos períodos glaciais MIS 12 e MIS 10.

Esta presença reflecte os períodos mais estáveis do interglacial como se pode ver pelos valores baixos e estáveis de $\delta^{18}\text{O}$, assim como pelos valores altos e igualmente estáveis de $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 23). O carbonato e o carbono orgânico apresentam valores mais variáveis neste período enquanto que os valores de IRD são nulos neste período (Fig. 23).

Globocassidulina subglobosa, vendo agora em detalhe, apresenta os seus valores máximos durante os períodos interglaciais MIS 11, aos 412ka, com 30,53% e MIS 9, aos 329ka, com 21,63% como se pode ser na figura 30. Nestes períodos temos uma correspondência entre os valores mais estáveis de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ e os máximos da presença desta espécie como já foi referido. É também possível observar que os valores máximos desta espécie aparecem no início dos períodos interglaciais, diminuindo a sua presença na associação há medida que nos aproximamos do período glacial. Observa-se ainda que estes valores máximos de *G. subglobosa* ocorrem depois dos picos de IRD, possivelmente associados a grande acumulação de fitodetritos no fundo (Gooday, 1993 e Murray, 2006). No entanto a sua presença não está limitada a este micro-ambiente aparecendo também em zonas de afloramento costeiro do Atlântico (Sen Gupta e Machain-Castillo, 1993) e em zonas com fortes correntes de fundo (Mackensen *et al.*, 1995).

A proporção de *G. subglobosa* na população de foraminíferos bentónicos atinge o seu mínimo nos períodos glaciais MIS 14, aos 539ka, com 4% e MIS 10, aos 349ka, com 2,4%, valores mínimos na concentração de alcanonas e de carbono orgânico.

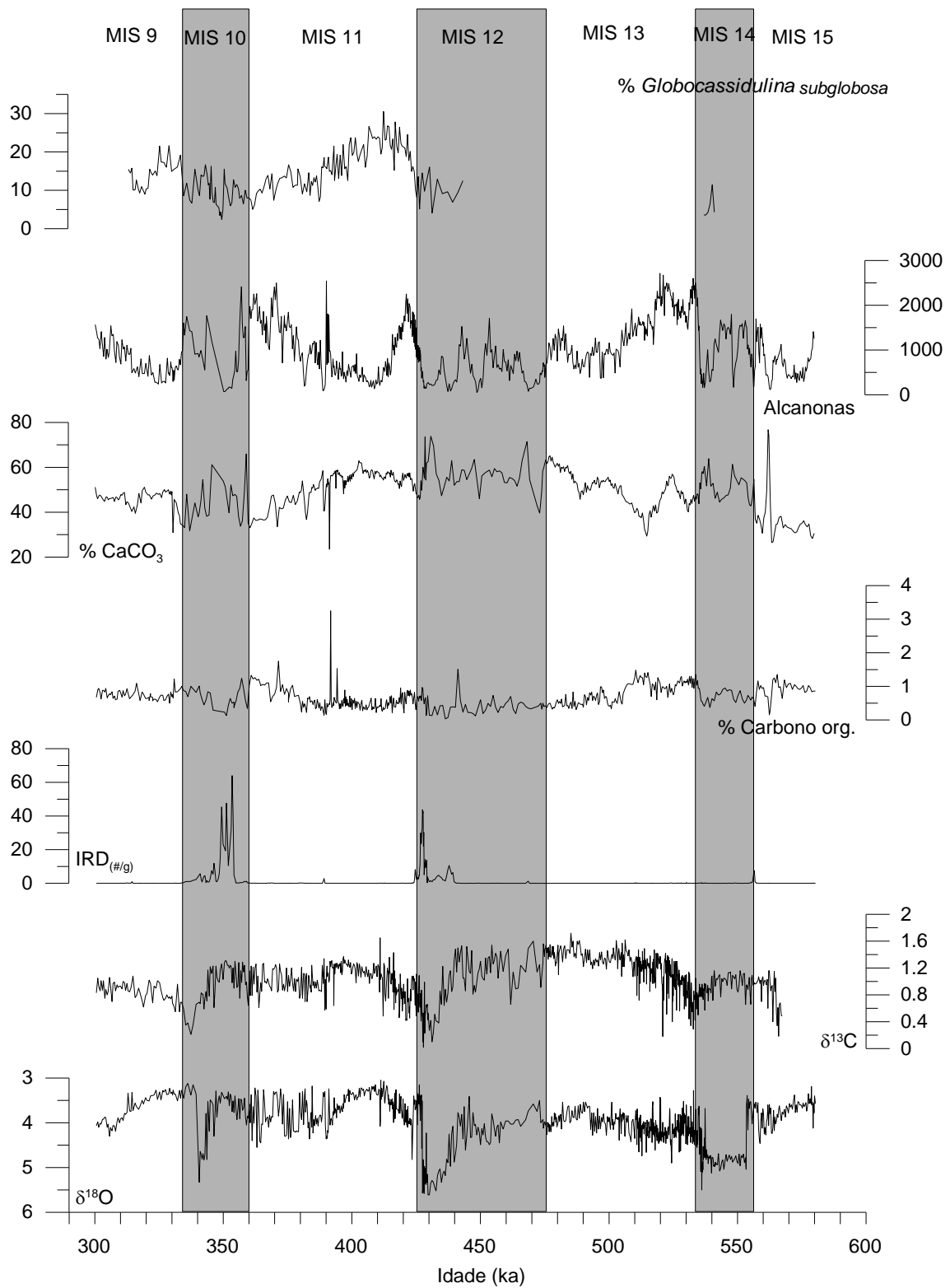


Fig. 30 – Representação gráfica da espécie *Globocassidulina subglobosa* vs. indicadores paleoambientais da sondagem MD03-2699.

Devido ao seu pequeno tamanho, *E. exigua* está documentada apenas em estudos baseados em resíduos de lavagem que incluem toda a fracção superior a 63 μm (Gooday, 1993). Além de ser uma espécie muito bem estudada é provavelmente a espécie mais comum nas águas profundas do NE Atlântico (Murray, 1991; Sun *et al.*, 2006).

Epistominella exigua apresenta os seus valores máximos durante o interglacial MIS 11, aos 394ka, com 27,80% e aos 397ka, com 20,94% (Fig. 31). Assim como na espécie anterior, os valores máximos encontram-se nos períodos mais estáveis dos interglaciais e logo após a ocorrência dos máximos de IRD. É uma espécie oportunista (*e.g.* Gooday, 1993), que ocorre muitas vezes na camada de matéria orgânica lábil – “fluffy”, resultante da acumulação dos restos de fitodetritos sobre os sedimentos do fundo, associados ao *bloom* de produtividade oceânica (Lévy *et al.*, 1998). É uma das espécies de foraminíferos bentónicos que responde rapidamente à chegada destes fitodetritos com um aumento significativo da sua taxa de reprodução, acrescentando assim largamente o seu número de indivíduos na população (*e.g.* Gooday, 1993). No Atlântico Norte esta espécie aparece em áreas onde a temperatura da água varia entre os -1°C e os 10°C (Murray, 1991). Esta amplitude de valores favorece a hipótese de que a distribuição e a abundância da *E. exigua* estejam principalmente condicionadas pelo forte acarreo de fitodetritos, pelo menos no NE Atlântico (Gooday, 1993). Os fitodetritos chegam ao fundo marinho como agregados, que embora possam sofrer uma considerável degradação microbiana durante a sua passagem pela coluna de água (Truley, *in* Gooday, 1996), permanecem suficientemente nutritivos para um grande número de espécies de foraminíferos bentónicos (Gooday, 1993, 1996; Gooday e Lamshead, 1989). *Epistominella exigua* foi identificada na zona batial e abissal da Margem Continental NW Ibérica. Apresenta um aumento de abundância relativa a partir do período de deglaciação que se seguiu ao Último Máximo Glaciar, tornando-se mais frequente durante o Holocénico e atingiu percentagem mais elevada nos sedimentos actuais e subactuais (Fatela, 1995; Martins *et al.*, 2004).

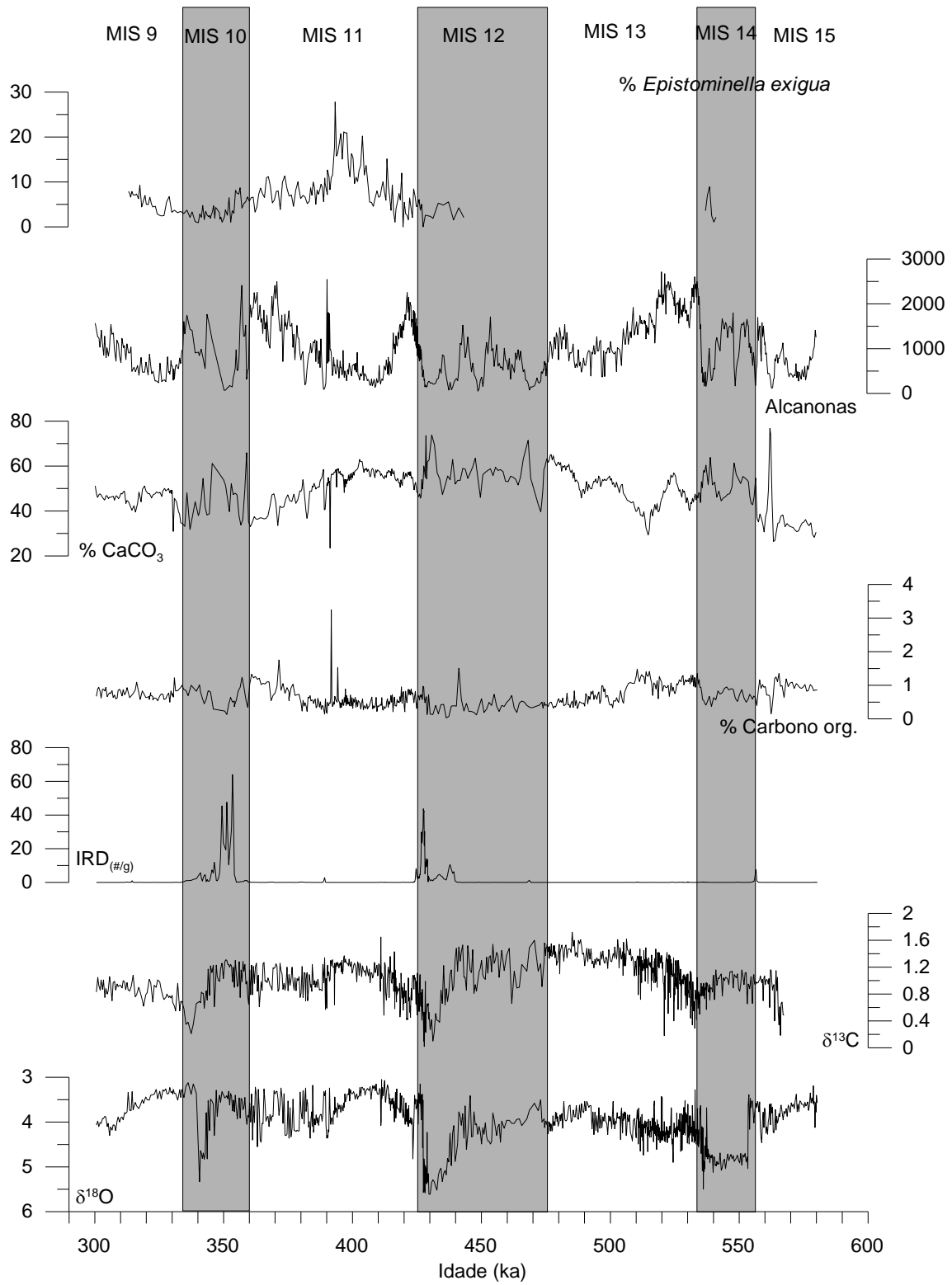


Fig. 31– Representação gráfica da espécie *Epistominella exigua* vs. indicadores paleoambientais da sondagem MD03-2699.

A presença dominante de *Eilohedra levicula* também está frequentemente associada a ambientes ricos em carbono orgânico em áreas de afloramento costeiro intenso. Pode assim ser considerada como um indicador de elevada produtividade à superfície do oceano. Como se pode observar na figura 32 os valores desta espécie aumentam na fase de transição do período glacial para o período interglacial, assim como durante a primeira parte do interglacial MIS 11. Esta espécie apresenta os seus valores máximos aos 422ka e aos 363ka (MIS 11) com 13,69% e 10,11% da população respectivamente. Parece existir uma relação entre o aumento da concentração das alcanonas, do carbono orgânico e os valores máximos desta espécie. Já em relação ao CaCO_3 a relação parece ser inversa, quando a concentração de CaCO_3 no sedimento, aumenta a proporção da espécie na associação diminui. No que diz respeito aos IRD, esta espécie comporta-se como as espécies anteriores.

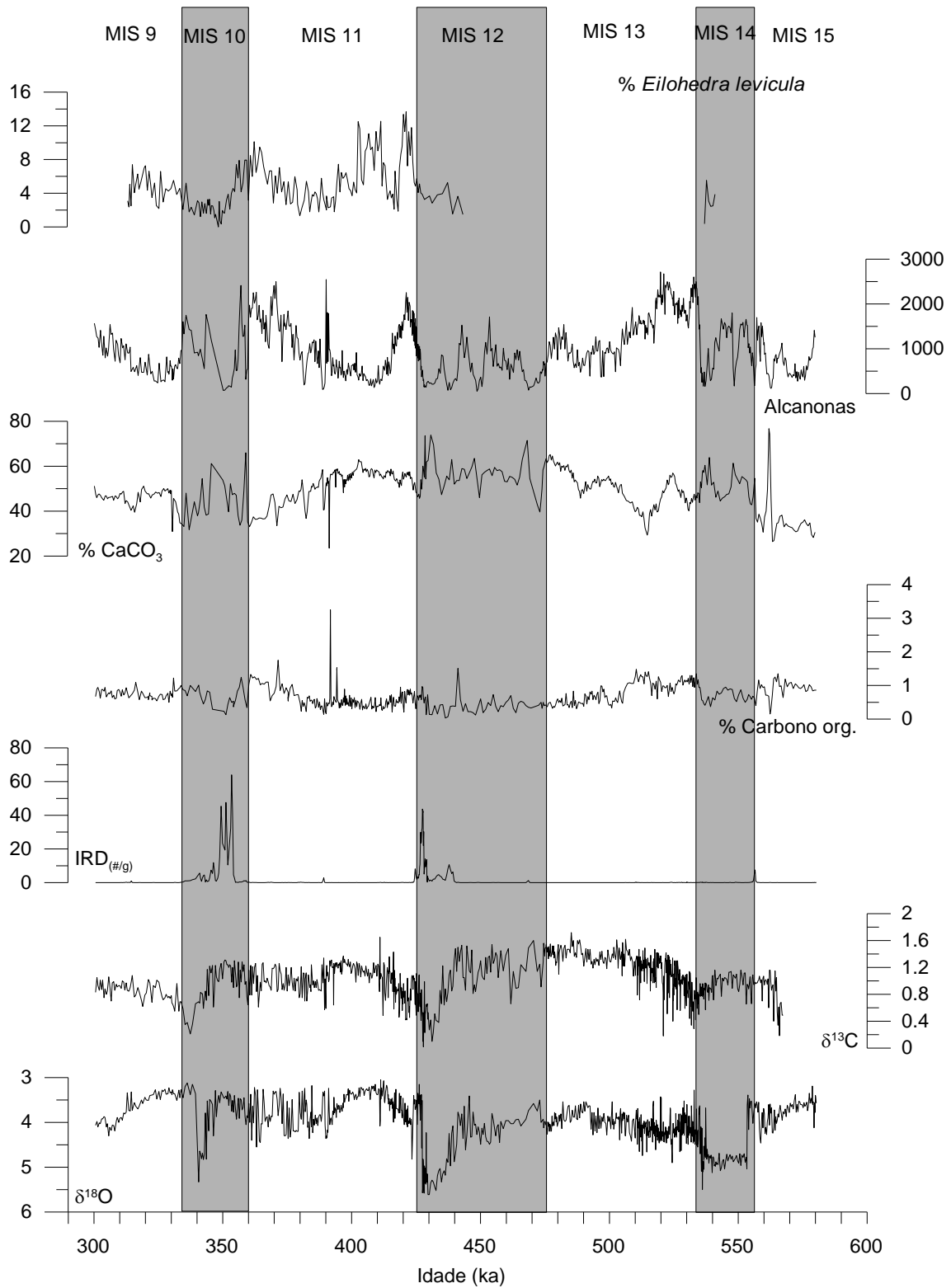


Fig. 32 – Representação gráfica da espécie *Eilohedra levicula* vs. indicadores paleoambientais da sondagem MD03-2699.

Epistominella exigua e *Eilohedra levicula* além de estarem associadas aos fitodetritos (depositados durante os *blooms* de Primavera no Atlântico Norte), são consideradas espécies marcadoras das North Atlantic Deep Water - NADW (Gooday, 1993; Gooday e Lamshead, 1989). A associação destas espécies aos fitodetritos, segundo Varon e Thistle (1988), permite-lhes evitar a competição e a predação uma vez que existe bastante alimento, ou seja fazem uma optimização da utilização desta fonte de alimento (Gooday, 1996).

No que diz respeito à Margem Continental Ibérica, fora do contexto de ocorrência dos *blooms* de primavera do Atlântico Norte, a importância da presença de *G. subglobosa*, *E. exigua* e *E. levicula* na fase mais estável dos períodos interglaciais poderá estar associada a condições de interação oceano/atmosfera que conduziam à instalação de um afloramento costeiro com uma dinâmica semelhante à actual.

5.2.3.2. ESPÉCIES DOMINANTES NOS PERÍODOS GLACIAIS

Nos períodos glaciais as espécies que dominam o registo sedimentar são *Uvigerina peregrina* (Fig. 33) e *Cassidulina laevigata* (Fig. 34).

As espécies do género *Uvigerina* são endobentónicas e estão muitas vezes associadas aos períodos glaciais (Gupta e Srinivasan, 1990). Encontram-se também adaptadas a zonas eutróficas, com grandes fornecimentos de matéria orgânica junto ao fundo marinho, e a baixas concentrações de oxigénio (Corliss and Emerson, 1990; Mackensen *et al.*, 1995).

Nesta sondagem *U. peregrina* aumenta a sua presença e domina nos períodos glaciais. Gupta e Srinivasan (1990) observaram que os intervalos com grande abundância de *Uvigerina* eram compatíveis com o aumento de $\delta^{18}\text{O}$ e a diminuição de $\delta^{13}\text{C}$. Embora nos nossos registos a sua dominância não coincida com os valores máximos de $\delta^{18}\text{O}$, esta espécie está associada ao início dos maiores agravamentos climáticos. As ocorrências mais significativas registam-se assim aos 439ka – MIS 12, com 8,07%, e aos 349ka – MIS 10, com 15,09%. Estes valores parecem estar porém relacionados com os picos de IRD. Esta espécie tem igualmente uma presença importante a meio do interglacial MIS 11, aos 392ka, com 5,62%, associada a uma fase mais fria como se pode verificar tanto pelo aumento dos valores de $\delta^{18}\text{O}$, como pela existência de uma pequena quantidade de IRD. Nesta fase também existe um aumento da concentração de alcanonas e do carbono orgânico, contra uma redução do teor em

CaCO₃. A relação entre a abundância de algumas espécies de *Uvigerina* e os períodos glaciais poderá ficar a dever-se a um aumento do alimento disponível. Durante estes períodos, o gradiente térmico entre o equador e os pólos aumenta, provocando uma intensificação na circulação atmosfera-oceano, conduzindo à formação de um sistema de afloramento costeiro mais pronunciado e portanto a uma maior produtividade superficial (Schönfeld e Altenbach, 2005).

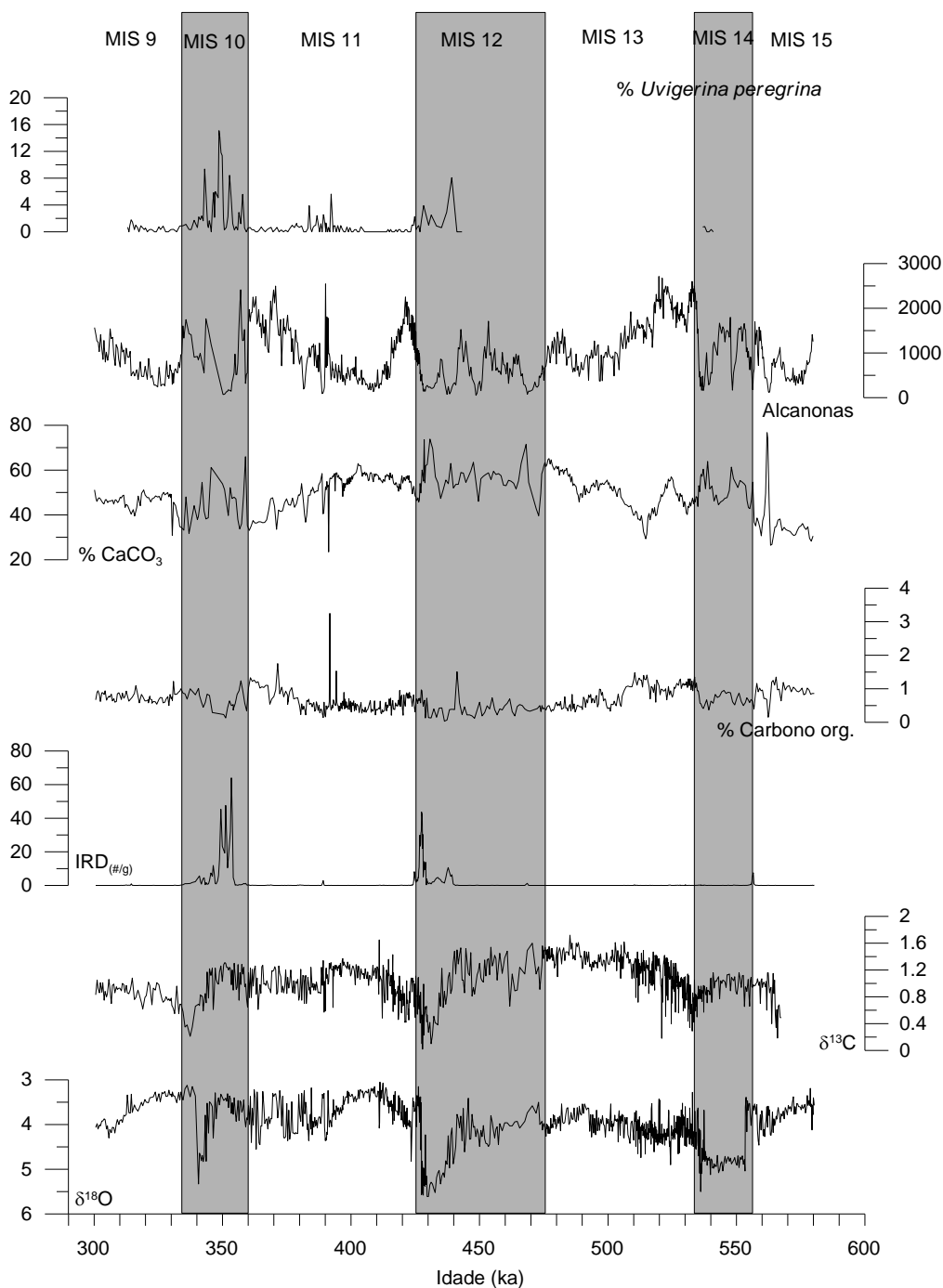


Fig. 33 – Representação gráfica da espécie *Uvigerina peregrina* vs. indicadores paleoambientais da sondagem MD03-2699.

A espécie *Cassidulina laevigata* é frequentemente relacionada com a ocorrência de afloramento costeiro (Levy *et al.*, 1995). Em termos gerais, o género *Cassidulina* está frequentemente relacionado com habitats pobres em oxigénio e ricos em matéria orgânica (Alavi, 1988). Na nossa sondagem revelou-se uma espécie frequente, que corresponde muitas vezes a mais de 5% da população e chega a ser dominante durante o período glacial MIS 12, aos 433ka, com 19,06% e MIS 14, aos 539ka, com 12,19%. Esta espécie é também observada a meio do MIS 11 com um registo significativo, aos 388ka com 11%, onde os valores de $\delta^{18}\text{O}$ tende a ser mais elevados.

Assim como na espécie anterior, *C. laevigata*, apresenta os seus valores máximos associados aos IRD e ao início das fases de maior agravamento climático, observado através do registo de $\delta^{18}\text{O}$.

É interessante observar que a dominância de *U. peregrina* e *C. laevigata* não é porém coincidente nos períodos glaciais. Quando observamos os gráficos destas duas espécies podemos ver que as suas abundâncias são inversamente proporcionais, ou seja, quando por exemplo a abundância de *C. laevigata* aumenta no MIS 12 a abundância de *U. peregrina* diminui. Isto ficará a dever-se à existência de competição interespecífica, em que estas duas espécies estão a disputar o mesmo objectivo, que neste caso será fundamentalmente o alimento.

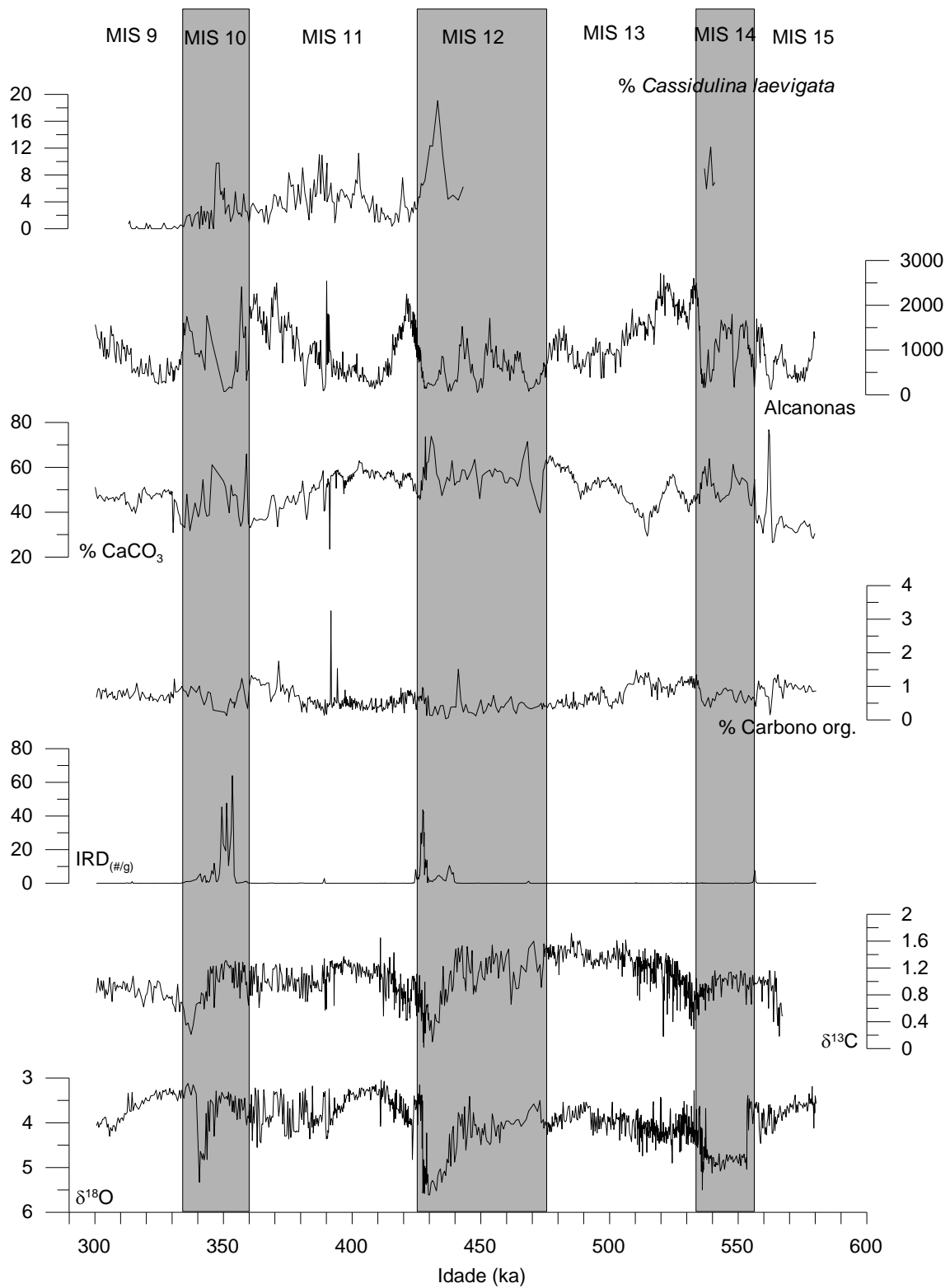


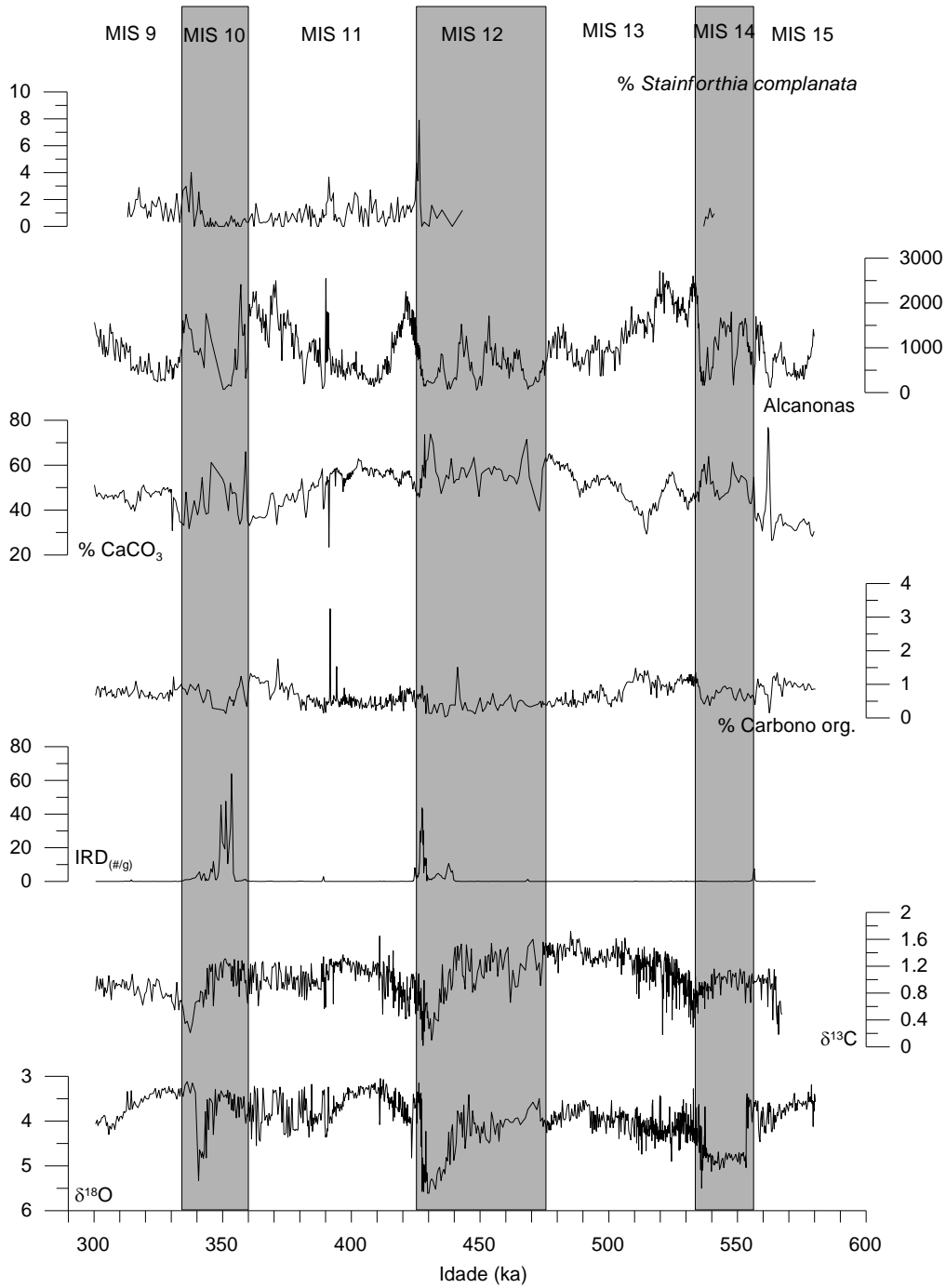
Fig. 34 – Representação gráfica da espécie *Cassidulina laevigata* vs. indicadores paleoambientais da sondagem MD03-2699.

5.2.3.3. ESPÉCIES DOMINANTES NOS PERÍODOS DE TRANSIÇÃO

A Terminação V (~ 428ka), transição entre o MIS 12 e o MIS 11, foi um dos períodos com alterações climáticas mais extremadas no último meio milhão de anos (Poli *et al.*, 2010). Durante o MIS 12 o volume de gelo global seria aproximadamente 15% superior ao que existia durante o Último Máximo Glacial (LMG) e o nível do mar encontrar-se-ia 140m abaixo do actual (Poli *et al.*, 2010). No hemisfério sul, a frente subtropical foi desviada cerca de 7° para norte da sua posição actual (Poli *et al.*, 2010), reduzindo em muito o fluxo da corrente das Agulhas e portanto, reduzindo a entrada de água quente e salgada no Oceano Atlântico (Raymo *et al.*, 1990). As águas profundas que preenchem o Atlântico e o Pacífico durante este período glacial tinham virtualmente as mesmas propriedades no que diz respeito aos nutrientes, indicando que o final do Pleistocénico foram tempos de grande redução na taxa de formação das Águas Profundas do Atlântico Norte – NADW (Raymo *et al.*, 1990). Por outro lado, o MIS 11 é caracterizado pelas temperaturas mais quentes e pelas taxas mais altas de produção da NADW nos últimos 600.000 anos (Raymo *et al.*, 1990), em particular no MIS 11,3, que durou cerca de 26ka a 30ka (Poli *et al.*, 2010). A posição de alguns depósitos de praia e de terraços de recife indicam que o nível do mar estava 20m acima do actual, o que implica que a extensão dos gelos polares durante o MIS 11 também era significativamente menor do que no presente (Poli *et al.*, 2010). Portanto a Terminação V é caracterizada por uma subida do nível do mar de cerca de 160m, 30% mais do que a subida do nível do mar durante a última deglaciação (Poli *et al.*, 2010). *Stainforthia complanata* e *Fursenkoina fusiformis* são as espécies dominantes durante estes períodos (Terminação V e IV). Pode-se observar através das figuras 35 e 36 que os valores máximos destas espécies se encontram no fim dos períodos glaciares MIS 12, com um pico aos 426ka, com 7,9% e 23,98% respectivamente e MIS 10, aos 338ka com 4% e 22% respectivamente, o que corresponde à Terminação V e IV. É também neste período que existe uma maior variação dos valores de $\delta^{18}\text{O}$, passando de valores máximos para valores mínimos muito rapidamente. Esta variação é o reflexo de uma alteração profunda das condições climáticas que permitiram uma subida da temperatura da água superficial dos 8°C aproximadamente, para cerca de 20°C em pouco mais de 3 000 anos (Fig. 22). Todas estas rápidas alterações do clima terão provocado um aumento do acarreo de matéria orgânica de origem continental que se acumulou sobre o continente durante o período glacial (Fatela, 1995). Na verdade podemos considerar que nestas fases de transição, por um lado, a subida rápida do nível do mar remobiliza a matéria orgânica acumulada nas plataformas continentais anteriormente expostas, por outro

lado, a fusão dos glaciares e o aumento da pluviosidade permite a drenagem da matéria orgânica acumulada no interior do continente durante o período glacial, aumentando assim significativamente a concentração de matéria orgânica de origem continental nos sedimentos marinhos (Poli *et al.*, 2010).

Fig. 35 – Representação gráfica da espécie *Stainforthia complanata* vs. indicadores paleoambientais da



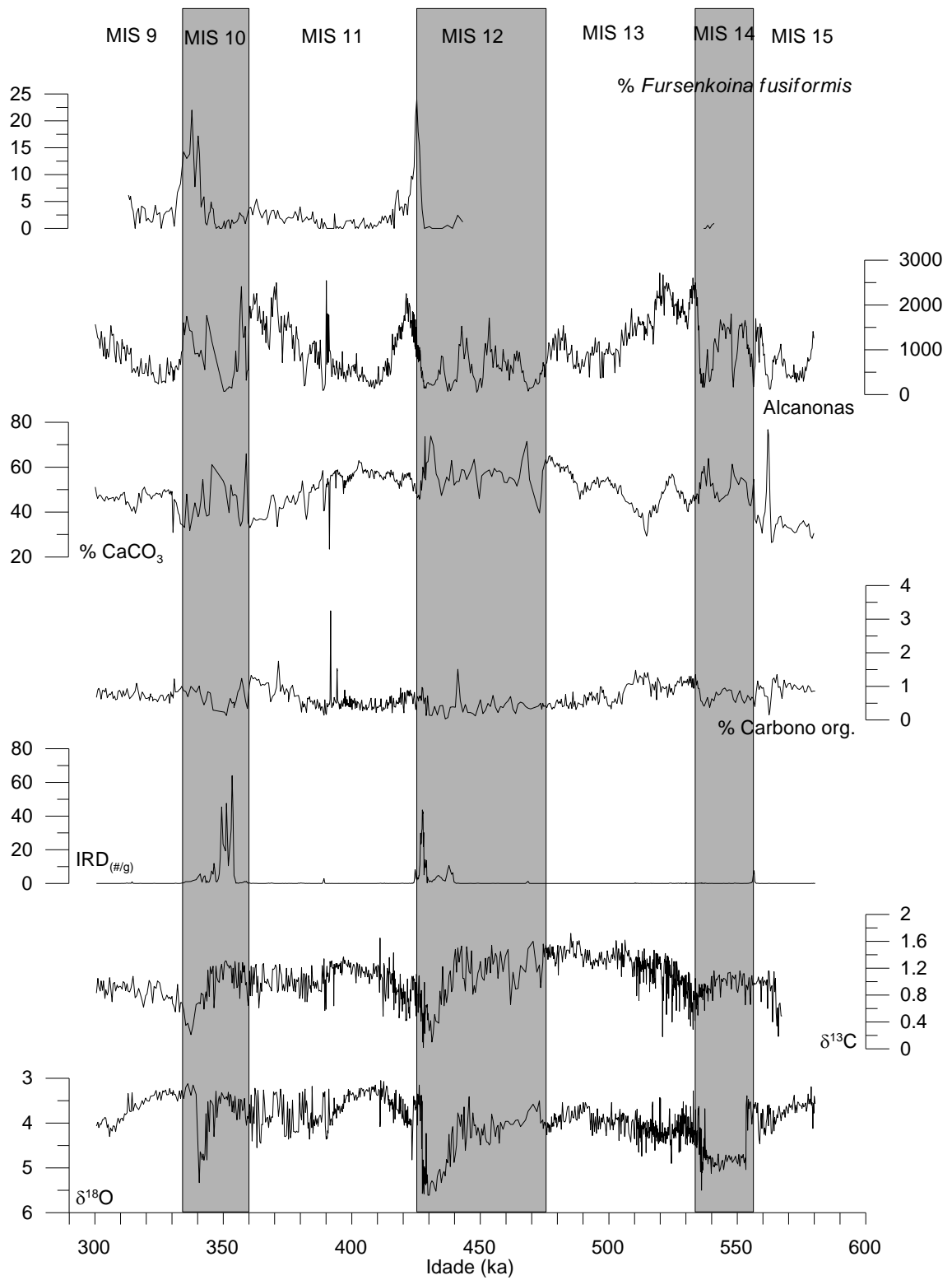


Fig. 36 – Representação gráfica da espécie *Fursenkoina fusiformis* vs. indicadores paleoambientais da sondagem MD03-2699.

Estas espécies podem ainda indicar fases de grande produtividade, a que se associa uma redução do teor em oxigénio junto ao fundo (Leutenegger e Hansen, 1979, *in* Martins, 2006). Nos registos fósseis estas duas espécies podem também ser encontradas nos níveis de pré e pós *sapropel* (Jorissen, 1997) onde assumem um comportamento oportunista (Fatela, 1995; Alve, 1995).

5.3. DIVERSIDADE

Realizados os cálculos de diversidade a partir do índice de Shannon-Wiener é possível observar que os valores mais elevados se encontram nos períodos glaciais MIS 12 e MIS 10, a que se acrescenta um máximo no interglacial MIS 9 (Fig. 37); os valores mínimos encontram-se a meio do interglacial MIS 11, no início de uma fase em que se regista o aumento de $\delta^{18}\text{O}$

A diversidade das associações de foraminíferos bentónicos surgem inversamente relacionados com o registo das alcanonas.

Os valores mais elevados de diversidade tende a estar ligados aos valores mais baixos de alcanonas, ou seja ocorrem durante os períodos de pouca produtividade superficial. Isto significa que a redução da chegada de alimento aos fundos marinhos conduz à perda de importância das espécies oportunista e ao aumento da proporção das espécies de estratégia k, de reprodução lenta mas com capacidade de otimizar o alimento disponível (Murray, 1991).

Por vezes os máximos de diversidade acompanham uma subida da concentração de carbonato. No entanto este sinal poderá estar mais associado a uma redução da componente terrígena do que ao aumento da produtividade oceânica e ao aumento da disponibilidade do alimento no fundo.

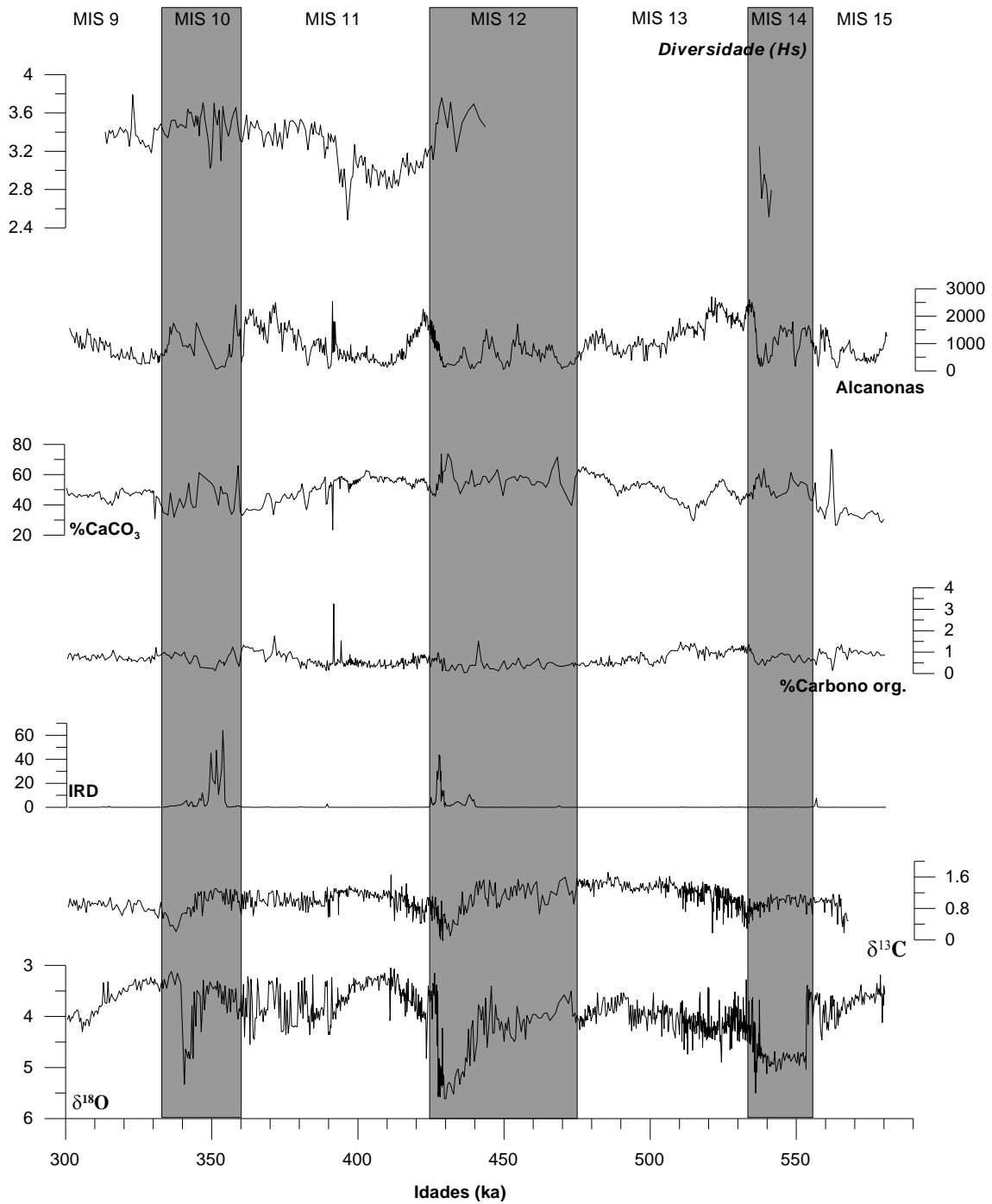


Fig. 37 – Representação gráfica da diversidade (Hs) vs. indicadores paleoambientais da sondagem MD03-2699.

5.4. ANÁLISE DE CLUSTERS

Foi realizado, por fim uma análise de *clusters*, para tentar verificar de modo objectivo e estatisticamente válido as interpretações do comportamento das diferentes espécies nos períodos glaciais e interglaciais, utilizando o programa PAST. Foram feitas várias tentativas utilizando todas as espécies que estavam presentes na amostra, mas o grande número de espécies (a maior parte contendo um único exemplar) introduzia uma grande dispersão nos resultados. Assim optou-se pela utilização das espécies dominantes e das comuns.

A figura 38 permite observar que as espécies dominantes e comuns foram divididas em 2 grupos fundamentais, consoante o grau de correlação que cada espécie partilha entre si, assim as espécies com uma maior semelhança apresentam uma distância menor entre si, e as que estão mais afastada são as que menos se assemelham. No nosso caso o grau de semelhança está relacionado com os períodos glaciais e os períodos interglaciais. O grupo A que corresponde ao período glacial onde se agrupam as espécies *P. exigua*, *C. laevigata*, *Cibicides* sp., *S. schlumbergeri*, *U. peregrina* e *B. aculeata*, e o grupo B, que se pode subdividir em dois subgrupos, B₁ que inclui as espécies pertencentes aos períodos interglaciários como *E. levicula*, *G. subglobosa*, *E. exigua*, *T. angulosa* e *N. cf. labradorica*, e B₂ com as espécies que caracterizam as Terminações como *F. fusiformis* e *S. complanata*.

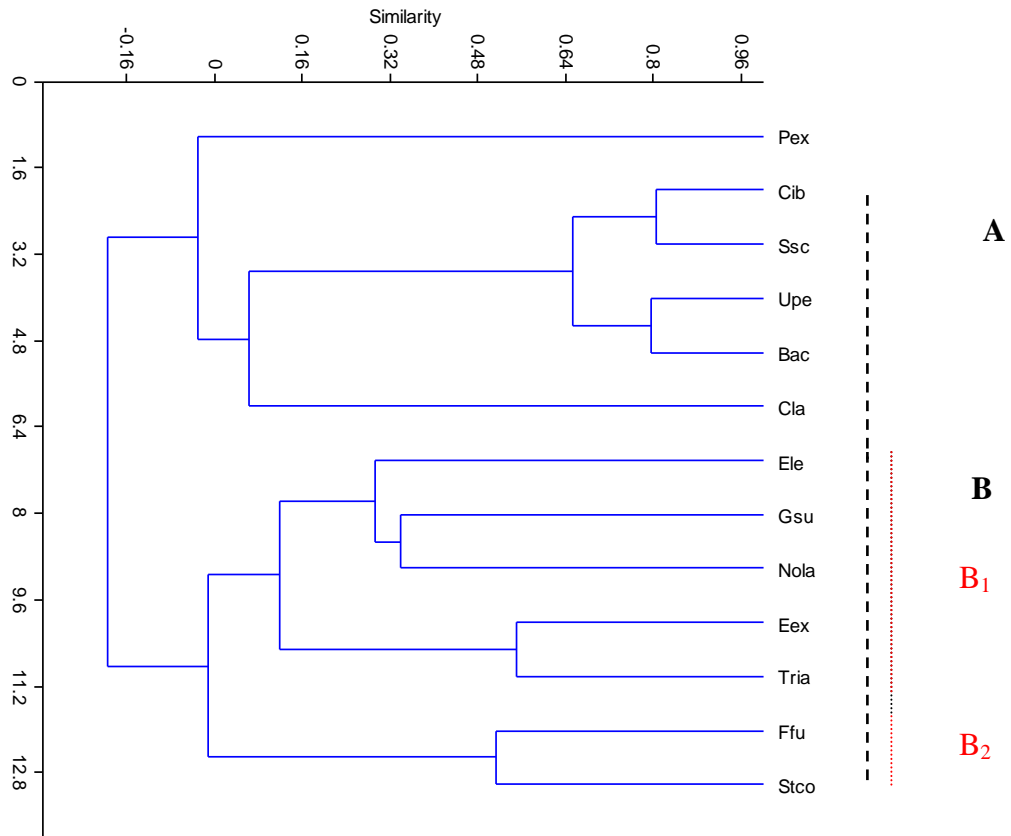


Fig. 38 – Análise de *clusters* das espécies dominantes e comuns da sondagem; $r=0,9$.

Legenda da figura: Pex – *Pseudoparrella exigua*; Cib - *Cibicides* sp.; Ssc – *Sigmoilopsis schlumbergeri*; Upe – *Uvigerina peregrina*; Bac – *Bulimina aculeata*; Cla – *Cassidulina laevigata*; Ele – *Eilohedra levicula*; Gsu – *Globocassidulina subglobosa*; Nola – *Nonionellina* cf. *labradorica*; Eex – *Epistominella exigua*; Tria – *Trifarina angulosa*; Ffu – *Fursenkoina fusiformis*; Stco – *Saitnforthia complanata*.

6. CONCLUSÕES

O Pleistocénico foi uma época caracterizada por vários ciclos glaciais e interglaciais, com a conseqüente variação do volume de gelo nas latitudes elevadas e das características de fenómenos como o afloramento costeiro. Às variações climáticas desta época estão também associadas mudanças na circulação das águas profundas do oceano, que por sua vez provocam mudanças na distribuição dos foraminíferos bentónicos (Gupta e Srinivasan, 1990).

Como foi referido ao longo deste trabalho os foraminíferos bentónicos são um importante grupo de micro-organismos (Protoctistas) que vive nos fundos marinhos. A composição e a distribuição das suas associações reflectem fundamentalmente as condições de salinidade, temperatura, produtividade do meio e tipo de acarreio alimentar.

O estudo de alta resolução da sondagem MD03 – 2699, recolhida ao largo de Peniche, permitiu observar, identificar e interpretar diferenças significativas entre as espécies dominantes quer durante os períodos glaciais e interglaciais, quer nas fases de transição entre uns e outros.

A análise dos indicadores paleoambientais permite concluir que é durante as fases de transição de um período glacial/interglacial, e vice-versa, que se registam os seus valores mais significativos. Esta observação estará naturalmente relacionada com a alteração das condições oceano/atmosfera e a intensificação dos seus processos de interacção. Podemos ainda dizer que durante o MIS 11 existe um período mais estável, quando as condições de interglacial se instalam, que condiciona estes indicadores tornando-os também mais estáveis. A meio do MIS 11, temos um curto período frio (identificado pelo aumento de $\delta^{18}\text{O}$) que provoca uma perturbação nas condições interglaciais levando a uma alteração dos indicadores; por exemplo, é neste período que se regista um dos valores mais baixos de carbono orgânico. Quando o período interglacial MIS 9 se instala temos novamente uma estabilidade dos indicadores paleoambientais. Durante os períodos glaciais temos uma redução de quase todos os indicadores paleoambientais, com excepção dos IRD e do teor em carbonatos que tem os seus valores máximos durante estes períodos. Isto pode ser motivado quer pelo aumento da produtividade quer pela redução da deposição da componente terrígena

ASSOCIAÇÕES DOS PERÍODOS GLACIAIS (MIS 14, 12 E 10)

Nos períodos glaciais as associações de foraminíferos bentônicos são caracterizadas pela grande abundância das espécies *Uvigerina peregrina* e *Cassidulina laevigata*, tendo como espécies comuns *Pseudoparrella exigua*, *Cibicides* sp., *Bulimina aculeata*, e *Sigmoilopsis schlumbergeri*.

A abundância combinada das espécies *U. peregrina* e *C. laevigata* implica um fornecimento de matéria orgânica durante os MIS 12 e 10, com fluxos parecidos aos que são registados hoje em dia em zonas de afloramento costeiro (Poli *et al.* 2010). As flutuações na presença destas duas espécies, parecem estar relacionadas com diferentes tolerâncias à redução da concentração de oxigénio, nomeadamente na água intersticial dos sedimentos, resultante da degradação da matéria orgânica e com a eventual competição interespecífica, que favorecerá o desenvolvimento da espécie *U. peregrina*. A presença significativa desta espécie parece assim implicar que a ocorrência de elevados fluxos de carbono orgânico era uma característica do ambiente profundo, nesta área, durante os períodos glaciais.

A presença dos géneros *Uvigerina* e *Bulimina* neste período indica ainda um forte fornecimento sazonal de alimento. Assim, a fauna bentónica presente no período glacial mostra a existência de fluxos de carbono orgânico semelhantes aos que existem hoje em dia nas zonas de afloramento costeiro (Poli *et al.*, 2010).

Concluindo, a presença das duas espécies dominantes *Uvigerina peregrina* e *Cassidulina laevigata*, juntamente com as espécies comuns nestes períodos indicam geralmente zonas de alta produtividade (*e.g.* Alavi, 1988; Levy *et al.*, 1995), resultantes do aumento da circulação atmosférica e oceânica nomeadamente entre as latitudes médias e altas, similares às que seriam de esperar em zonas sob afloramento costeiro (Poli *et al.*, 2010), embora as concentrações de alcanonas sejam relativamente baixas. No entanto o carbono orgânico parece seguir a tendência destas espécies dominantes, principalmente no início e no fim destes períodos glaciais, o que indica eventos mais fortes e mais frequentes de produtividade superficial. Ou seja, um sistema de afloramento costeiro com carácter mais permanente, aumentando a produtividade na margem oeste portuguesa, durante os períodos glaciais.

ASSOCIAÇÕES DOS PERÍODOS INTERGLACIAIS MIS 11 E MIS 9

Através dos dados fornecidos pelos foraminíferos bentónicos podemos concluir que nos períodos estáveis do estado interglacial MIS 11 e MIS 9, com condições semelhantes ao presente, parecem prevalecer como espécies dominantes *G. subglobosa*, *E. exígua* e *E. levicula*, e como espécies comuns *Nonionellita cf. labradorica*, *Trifarina angulosa*. Estas associações estão associadas aos períodos de temperatura mais elevada e de condições ecológicas mais estáveis. Devido ao seu carácter cosmopolita encontramos-as distribuídas pela maior parte dos oceanos durante estes períodos.

A dominância de espécies epifaunísticas indicará a presença de ambientes onde chega pouca quantidade de matéria orgânica metabolizada à parte superior do sedimento e onde pouca ou nenhuma matéria orgânica é transferida para as camadas mais profundas (Poli *et al.*, 2010).

ASSOCIAÇÕES DA TERMINAÇÃO V E IV

As Terminação V e IV marcam uma grande alteração nos ambientes dos fundos marinhos, caracterizadas pelo aparecimento das espécies dominantes *Fusenkoina fusiformis* e *Stainforthia complanata*. De facto são espécies que caracterizam as fases de transição dos períodos glaciais para os interglaciais, provavelmente relacionadas com o aumento de matéria orgânica drenada a partir do continente e da plataforma continental, onde se acumulou durante os períodos glaciais, devido à sua emersão e à redução da capacidade dos agentes de transporte. Durante a transição, a matéria orgânica até aí acumulada é então remobilizada a partir das zonas anteriormente emersas devido ao aumento da drenagem continental e à subida do nível do mar.

Neste período existirá ainda, por um lado, uma recuperação da taxa de formação das NADW (mais reduzida nos períodos glaciais), o que provoca uma maior ventilação das águas profundas, e por outro lado, as alterações da corrente do Golfo podem favorecer os *blooms* de diferentes grupos fitoplanctónicos, que vão aumentar a quantidade da matéria orgânica disponível (Poli *et al.*, 2010). A completa transição para as condições interglaciais, provoca uma rápida modificação das associações das espécies de foraminíferos bentónicos, assim como o estabelecimento de faunas com elevada diversidade, indicando alterações no ambiente que se torna mais oligotrófico (Poli *et al.*, 2010).

Parece-nos assim que o factor oceanográfico que mais influencia a fauna de foraminíferos bentónicos da região estudada está associado à produtividade e às características dos impulsos na oferta de alimento que chega ao fundo marinho.

BIBLIOGRAFIA

Abrantes, F., (1988). Diatom assemblages as upwelling indicators in surface sediments off Portugal. *Marine Geology*, 85, pp. 15-39.

Alavi, S. N., (1988). Late Holocene deep-sea benthic foraminifera from Sea of Marmara. *Marine Micropaleontology* 13, pp. 213-237.

Alve, E., (2003). A common opportunistic foraminiferal species as an indicator of rapidly changing conditions in a range of environments. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 57, pp. 501-514.

Bardieri, R., Panieri, G., (2004). How are benthic foraminiferal faunas influenced by cold seeps? Evidence from the Miocene of Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* vol. 204, pp. 257-275.

Barker, R. W., (1960). Taxonomic notes on the species figured by H.B. Brady in his report on the foraminifera dredged by H.M.S. Challenger during the years 1873-1876. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, vol. 9, pp.1-238.

Badagola, A.P.L., (2008). *Evolução morfo-tectónica da plataforma continental do Esporão da Estremadura*. Tese de mestrado, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa.

Bearman, G., (2002). Ocean Currents. In: Bearman, G. (Ed.) *Ocean Circulation (2nd edition)*. The Open University, 286 pp.

Bemis, B., Spero, H.J., Lea, D.W., Bijma, J., (2000). Temperature influence on the carbon isotopic composition of *Globigerina bulloides* and *Orbulina universa* (planktonic foraminifera). *Marine Micropaleontology*, 38, pp. 213 - 228.

Brady, H.B., (1884). Report on the Foraminifera dredged by HMS Challenger, during the years 1873 – 1876. *Reports of the Scientific Results of the Voyage of HMS Challenger*. Zoology 9, 814 pp.

Brady, H.B., (1881). *Notes on some of the reticularian Rizopoda of the challenger Expedition. Part 3.* Quart. Jour. Micr. Sci. Vol. 21, est. 3, pp. 31-71

Boltovskoy, E., de Kahn, G.G., (1981). Cinco nuevos taxones en Orden Foraminiferida. *Comunicacions de Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia" e Instituto Nacional de Investigación de las Ciencias Naturales, Hydrobiologia* 2 (5), pp. 43-51.

Chapman, F., (1916). Reporto no the foraminifera and ostracoda out of marine muds from soundings in the Ross Sea. *Reports of Scientific Investigation, Britihs Antarctic Expedition 1907-1909, Geology* vol. 2 (3), pp. 53-90.

Cherubin, L. M., Carton, X., Paillet, J., Morel, Y., Serpette, A., (2000). Instability of the Mediterranean Water undercurrents southwest of Portugal: Effects of baroclinity and of topography, *Oceanologica Acta*, 23, pp.551-574.

Coccioni, R., Frontalini, F., Marsili, A., Mana, D., (2009). Benthic foraminifera and trace element distribution: A case-study from the heavily polluted lagoon of Venice (Italy). *Marine Pollution Bulletin*, 59, pp. 257-267.

Cole, F., Ferguson, C., (1975). *An illustrated catalogue of foraminifera and ostracoda from Canso Strait and Chedabucto Bay, Nova Scotia.* Bedford Institute of Oceanography, Dartmouth, Nova Scotia, BI-R-75-5, pp. 7-43.

Collins, L.S., (1991). Regional versus physiographic effects on morphologic variability within *Bulimina aculeata* and *B. marginata*. *Marine Micropaleontology*, 17, pp.155-170

Colom, G., (1974). *Foraminiferos Ibericos Introducción al studio de las especies bentónicas recientes.* Inv. Pesq. Tomo 38, Barcelona, 245 pp.

Cooke, S., Rohling, E.J., (2003). Stable isotopes in foraminiferal carbonate. *In: Sen Gupta, B. K. (Ed.) Modern Foraminifera.* Kluwer Academic Publishers, pp. 239 – 258.

- Corliss, B.H., Sun, X., Brown, C.W., Showers, W.J., (2006). Influence of seasonal primary productivity on $\delta^{13}\text{C}$ of North Atlantic deep-sea benthic foraminifera. *Deep-Sea Research I* 53, pp. 740–746
- Corliss, B.H. e Emerson, S., (1990). Distribution of Rose Bengal stained deep-sea benthic foraminifera from the Nova Scotian continental margin and Gulf of Maine. *Deep-Sea Research* 37, (3), pp. 381–400.
- Corliss, B. H. e Chen, C., (1988). Morphotype patterns of Norwegian Sea deep-sea benthic foraminifera and ecological implications. *Geology* 16, pp. 716-719.
- Cushman, J.A., (1955). *Foraminifera their classification and economic use*. Cambridge University Press, Massachusetts , 605 pp.
- Cushman, J.A., (1937). A monograph of the foraminiferal family Verneulinidae. *Cushman Laboratory for Foraminiferal Research, Special Publication*, vol. 7, pp. 1-157.
- Cushman, J.A., (1933). New Arctic foraminifera from the tropical Pacific. *Contributions from the Cushman for Foraminiferal Research* vol.9, pp. 49-64.
- Cushman, J.A., (1927). Recent foraminifera from off the west coast of America. *Bulletin of the Scripps Institution of Oceanography*, Vol. 1(10), pp. 119-188.
- Cushman, J.A., (1923). Foraminifera of the Atlantic. Part 4: Lagenidae. *United States National Museum Bulletin*, vol. 104 (4), pp. 1-228.
- Cushman, J.A., (1922). Foraminifera of the Atlantic Ocean. Part 3: Textulariidae. *Bulletin of the United States National Museum*, vol. 104(3), pp. 1-143.
- D'Orbigny, A.D. (1826). Tableau méthodique de la classe des cephalopodes. *Ann. Sci. Nat.* 7, pp. 96-314.

- Dawson, J.W., (1860). Notice of Tertiary fossils from Labrador, Maine, and remarks on the climate of Canada in the newer Pliocene or Pleistocene period. *Canada Naturalist, Montreal*, vol. 5, pp. 188-200.
- De, S., Gupta, A.K., (2010). Deep-sea faunal provinces and their inferred environments in the Indian Ocean based on distribution of Recent benthic foraminifera. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 291 ,pp. 429–442.
- Den Dulk, M., Reichart, G.J., van Heyst, S., Zachariasse, W.J Van der Zwaan, G.J., (2000). Benthic foraminifera as proxies of organic matter flux and bottom water oxygenation? A case history from the northern Arabian Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 161, pp. 337–359.
- Denne, R.A. e Sen Gupta, B.K., (1991). Association of bathyal foraminifera with water masses in the northwestern Gulf of México. *Marine Micropaleontology*, 17, pp.173-193.
- Dias, J.M.A., (1987). *Dinâmica sedimentar e evolução recente da plataforma continental portuguesa setentrional*. Universidade de Lisboa, Lisboa 384 pp.
- Diz, P., Francés, G., (2008). Distribution of live benthic foraminifera in the Ría de Vigo (NW Spain). *Marine Micropaleontology* 66, pp. 165-191.
- Eberwein, A. e Mackensen, A., (2006). Regional primary productivity differences off Morocco (NW-Africa) recorded by modern benthic foraminifera and their stable carbon isotopic composition. *Deep-Sea Research I* 53, pp.1379–1405.
- Egger, J.G., (1893). Foraminiferen aus Meeresgrundproben, gelothet von 1874 bus 1876 von S.M. Sch. “Gazelle”. *Abhandlungen der Mathematisch – Physikalischen Classe der Königlich Bayerischen Akademie der Wissenschaften*, vol. 18(2), pp. 193–458.
- Fatela F., (1995). Contribution des Foraminifères benthiques profonds à la reconstitution des paléoenvironnements du Quaternaire recent de la Marge Ouest Ibérique (Marge Nord Portugaise et Banc de Galice). Université de Bordeaux, 245 pp.

Fatela, F., Taborda, R., (2002). Confidence limits of species proportions in microfossil assemblages. *Marine Micropaleontology*, 45, pp. 169-174.

Fariduddin, M. e Loubère, P., (1997). The surface ocean productivity response of deeper water benthic foraminifera in the Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology* 32, pp.289-310.

Finger, K.L., Lipps, J.H., Weaver, J.C.B., Miller, P.L., (1990). Biostratigraphy and depositional environments of calcareous microfossils in the lower Monterey Formation (lower to middle Miocene), Graves Creek area, Central California. *Micropaleontology*, vol. 36(1), pp. 1-55.

Fillon, R.H., (1974). Late cenozoic foraminiferal paleoecology of the Ross sea, Antarctic. *Micropaleontology*, vol.20, no.2, pp.129-151.

Fischer, G., Kalberer, M., Donner, B., Wefer, G., (1999). Stable isotopes of pteropods shells as recorders of sub-surface water conditions: Comparison to the record of *G. ruber* and to measured values. In: Fischer, G. e Wefer, G. (Ed.) *Use of Proxies in Paleoceanography*. Springer, pp. 191-206.

Fiúza, A.F.G., Hamann, M., Ambar, I., del Rio, G.D., González, N., Cabanas, J.M., (1998). Water masses and their circulation off western Iberia during May 1993. *Deep-Sea Research I*, 45, pp. 1127-1160.

Fontanier, C., Jorissen, F.J., Chaillou, G., David, C., Anschutz, P., Lafon, V., (2003). Seasonal and interannual variability of benthic foraminiferal faunas at 550m depth in the Bay of Biscay. *Deep-Sea Research I*, 50, pp. 457–494.

Frezza, V., Carboni, M.G., (2009). Distribution of recent foraminiferal assemblages near the Ombrone River mouth (Northern Tyrrhenian Sea, Italy). *Revue de micropaléontologie*, 52, pp. 43 – 66.

Gooday, A. J., Hughes, J.A., (2002). Foraminifera associated with phytodetritus deposits at a bathyal site in the northern Rockall Trough (NE Atlantic): seasonal

contrasts and a comparison of stained and dead assemblages. *Marine Micropaleontology* 46, pp. 83-110.

Gooday, A. J., (1996). Epifaunal and shallow infaunal foraminiferal communities at three abyssal NE Atlantic sites subject to differing phytodetritus input regimes. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 43, pp. 1395-1421.

Gooday, A. J., (1993). Deep-sea benthic foraminiferal species which exploit phytodetritus: Characteristic features and controls on distribution. *Marine Micropaleontology* 22, pp.187 - 205.

Gooday, A. J. e Lamshead, P. J. D., (1989). Influence of seasonally deposited phytodetritus on benthic foraminiferal population in the bathyal northeast Atlantic: the species response. *Marine Ecology Progress Series* 58, pp. 53-67.

Gupta, A.K. e Srinivasan, M.S., (1990). Response of Northern Indian Ocean Deep-Sea Benthic Foraminifera to Global Climates During Pliocene- Pleistocene. *Marine Micropaleontology*, 16. p. 77-91.

Haq, B.U, Boersma, A., (1978). Introduction to marine micropaleontology. Elsevier, New York, 376 pp.

Hayward, B.W., Grenfell, H.R., Sabaa, A.T., Neil, H.L., (2007). Factors influencing the distribution of Subantarctic deep-sea benthic foraminifera, Campbell and Bounty Plateaux, New Zealand. *Marine Micropaleontology*, 62, pp.141 – 166

Hayward, B.W., Sabaa A. T., Grenfell, H.R., (2004). Benthic foraminifera and the late Quaternary (last 150 ka) paleoceanographic and sedimentary history of the Bounty Trough, east of New Zealand. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 211, pp. 59– 93

Hayward, B.W., Neil, H., Cater, R., Grenfell, H.R., Hayward, J.J., (2002). Factors influencing the distribution patterns of recent deep-sea benthic foraminifera, east of New Zealand, Southwest Pacific Ocean. *Marine Micropaleontology* 46, pp.139- 176.

Heinrich, H., (1988). Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research* 29, pp.142 – 152.

Hemleben, C., Spindler, M., Anderson, O.R., (1989). *Modern Planktonic Foraminifera*. Springer-Verlag, 363 pp.

Heron-Allen, E., Earland, A., (1930). Some new foraminifera from the South Atlantic III. Miliammina, a new siliceous genus. *Journal of the Royal Microscopical Society of London*, vol.3 (50), pp.38-45.

Höglund, H. (1947). Foraminifera in the Gullmar Fjord and the Skagerak. *Zoologiska Bidrag från Uppsala* 26, pp. 3–328, Pls 1–32.

Huthnance, J.M., Van Aken, H.M., White, M., Barton, E.D., Le Cann, B., Cuelho, E.F., Fanjul, E.A., Miller, P., Vitorino J., (2002). Ocean margin exchange-water flux estimates, *Journal of Marine Systems*, 32, pp.107-137.

Ingle, J.C, (2000). Deep-Sea and Global ocean circulation. In Ernst, W.G. (Ed.) *Earth Systems: processes and issues*. Cambridge University Press, 542 pp.

Ingle, J.C., (1980). Cenozoic paleobathymetry and depositional history of selected sequences within the southern California continental borderland. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication*, 19, pp.163-195.

Jones, R. W., (1994). *The Challenger Foraminifera*. Oxford University Press inc., New York, 149 pp.

Jorissen, F.J., Stigter, H.C., Widmark, J.G.V., (1995). A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. *Marine Micropaleontology* 26, pp. 3-1.5.

Kaiho, K., (1999). Effect of organic flux and dissolved oxygen on the benthic foraminiferal oxygen index (BFOI). *Marine Micropaleontology* 37, pp. 67 – 76.

Kandiano, E. S. e Bauch, H.A., (2007). Phase relationship and surface water mass change in the Northeast Atlantic during Marine Isotope Stage 11 (MIS11). *Quaternary Research* 68, pp. 445-455.

Kawagata, S., Hayward, B.W., Grenfell, H.R., Sabaa, A., (2005). Mid-Pleistocene extinction of deep-sea foraminifera in the North Atlantic Gateway (ODP sites 980 and 982). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 221, pp. 267– 291.

Kennet, J., (1982). *Marine Geology*. Paramaunt communications company. New Jersey, 813 pp.

Koho, K.A., Kouwenhoven, T.J., de Stigter, H.C., van der Zwaan, G.J., (2007). Benthic foraminifera in the Nazaré Canyon, Portuguese continental margin: Sedimentary environments and disturbance. *Marine Micropaleontology* 66, pp. 27–51.

Kroopnick, P.M., (1985). The distribution of the CO₂ in the world oceans. *Deep-Sea Research*, 32, No. I, pp. 57-84.

Lalli C. e Parsons T., (1993). Phytoplankton and Primary Production. In Lalli, C. M. e Parsons, T. R. (Ed.) *Biological Oceanography: An Introduction (2nd edition)*. The Open University, 301 pp.

Langer, M. R., Lipps, J. H., Moreno, G., (1995). Predation on foraminifera by the dentaliid deep-sea scaphopod *Fissidentalium megathyris*. *Deep-sea Research*, I, 42, pp. 849-857.

Lévy, A., Mathieu, R., Poignant, A., Rosset-Moulinier, M., (1998). Data report: Distribution of Pleistocene benthic foraminifers from the Equatorial Atlantic ocean. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 159, pp. 89-97.

Lévy A., Mathieu R., Poignant A., Rosset-Moulinier M., Ubaldo M.L., Lebreiro S., (1995). Foraminiferos actuais de la marge continental Portuguesa – Inventaire et Distribution. Instituto Geológico e Mineiro Portugal, 116 pp.

Leorri, E., Cearreta, A., (2004). Holocene environmental development of Bilbao estuary, northern Spain: Sequence stratigraphy and foraminiferal interpretation. *Marine Micropaleontology*, 51, pp. 75-94

Loeblich, A. R., Tappan, H., (1988). *Foraminiferal Genera and their classification*. Van Nostrand Reinhold Company, New York, 970 pp.

Loeblich A. R., Tappan H. (1988). *Foraminiferal Genera and their classification - Plates*. Van Nostrand Reinhold Company, New York, 1054 pp.

Loubère, P., Banonis, G., (1987). Benthic foraminiferal response to the onset of northern hemisphere glaciation: paleoenvironmental changes and species trends in the northeast Atlantic. *Marine Micropaleontology*, 12, pp. 161-181.

Lutze, G. F. e Coulbourn, W. T., (1984). Recent benthic foraminifera from the continental margin off Northwest Africa: community structure and distribution. *Marine Micropaleontology* 8, pp. 361-401.

Mackensen, A., Schmiedl, G., Harloff, J., Giese, M., (1995). Deep-sea foraminifera in the south Atlantic Ocean: ecology and assemblage generation. *Micropaleontology* 41, pp. 342–358.

Mackensen, A., Grobe, H., Kuhn, G., Fütterer, D.K., (1990). Benthic foraminiferal assemblages from the eastern Weddell Sea between 68 and 73°S: Distribution, ecology and fossilization potential. *Marine Micropaleontology* 16, pp. 241-283.

Mackensen, A., Sejrup, H.P., Jansen, E., (1985). The distribution of living benthic foraminifera on the continental slope and rise off southwest Norway. *Marine micropaleontology*, 9, pp. 275-306.

Magurran, A. E., (1988). *Ecological Diversity and its Measurement*. Princeton University Press, Cambridge, UK, 175 pp.

- Margreth, S., Ruggeberg, A., Spezzaferri, S., (2009). Benthic foraminifera as bioindicator for cold-water coral reef ecosystems along the Irish margin. *Deep-Sea Research I* 56, pp. 2216-2234.
- Martins, M. e Gomes, V., (2004). Foraminíferos da margem continental NW Ibérica: Sistemática, Ecologia e Distribuição, 378 pp.
- Maze, J. P., M. Arhan, M., H. Mercier, H., (1997). Volume budget of the eastern boundary layer off the Iberian Peninsula, *Deep-Sea Research I*, 44, pp. 1543-1574.
- Mendes, I., Gonzalez, R., Dias, J.M.A., F. Lobo, F., Martins, V., (2004). Factors influencing recent benthic foraminifera distribution on the Guadiana shelf (Southwestern Iberia). *Marine Micropaleontology* 51, pp.171 – 192.
- Mulitza, S., Boltovskoy, D., Donner, B., Meggers, H., Paul, A., Wefer, G., (2003). Temperature: $\delta^{18}\text{O}$ relationships of planktonic foraminifera collected from surface waters. *PALAEO* 202, pp. 143 – 152.
- Murray, J.W., (1971). An Atlas of British Recent Foraminifera. Heinemann Educational Books Ltd. London, 240 pp.
- Murray, J.W., (1991). Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera. Longman Scientific & Technical, London, 397 pp.
- Murray, J.W., (2006). Ecology and Applications of Benthic Foraminifera. Cambridge University Press. 426 pp.
- Narayan, Y.R., Barnes, C.R., Johns, M.J., (2005). Taxonomy and biostratigraphy of Cenozoic foraminifers from Shell Canada wells, Tofino Basin, offshore Vancouver Island, British Columbia. *Micropaleontology*, 51(2), pp. 101-167.
- Nees, S., Struck, U., (1999). Benthic foraminifera response to major paleoceanographic change. In Abrantes, F. e Mix, A. (Ed.) *Reconstructing ocean history: A window into the future*. Kluwer Academic/ Plenum Publisher, New York, 445 pp.

Ortiz, J.D., Mix, A.C., Rugh, W., Watkins, J.M., Collier, R.W., (1996). Deep-dwelling planktonic foraminifera of the northeastern Pacific Ocean reveal environmental control of oxygen and carbon isotopic disequilibria. *Pergamon*, 60 (22), pp. 4509 – 4523.

Patterson, R.T., (1985). *Abditodentrix*, a new foraminifera genus in family Bolivinitidae. *Journal of Foraminifere Research* 15, no.2, p.138-140.

Parker, F. L., (1952). Foraminifera species off Portsmouth, New Hampshire. *Bulletin Museum of Comparative Zoology Harvard* 106, pp. 391–423.

Perez, F.F., Castro, C.G., Alvarez-Salgado, X.A., Rios, A.F., (2001). Coupling between the Iberian basin-scale circulation and the Portugal boundary current system: a chemical study, *Deep-Sea Research I*, 48, pp.1519-1533.

Pickard, G.L., Emery, W.J., (1990). *Descriptive physical oceanography. An Introduction*. Pergamon Press Ltd. England. 249 pp.

Poli, M.S, Meyer, P.A., Thunell, R.C., (2010). The western North Atlantic record fo MIS 13 to 10: Changes in primary productivity, organic carbon accumulation and benthic foraminiferal assemblages in sediments from the Blake Outer Ridge (ODP Site 1058). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 295, pp. 89-101.

Raymo, M.E., Ruddiman, W.F., Shackleton, N.J., Oppo, D.W., (1990). Evolution of Atlantic-Pacific ¹³C gradients over the last 2.5 m.y. *Earth and Planetary Science Letters*, 97, pp. 353-368.

Resig, J.M., (1958). Ecology of foraminiferida of the Santa Cruz Basin, California. *Micropaleontology* 4, pp.287-308.

Reuss, A. E., (1851). Uber die fossilen foraminiferen und entomostraceen der Septarienthone der Umgegend von Berlin. *Zeitschrift de Deutschen Geologischen Gessellschaft*, 3, pp. 49-91.

Ruddiman, W. F., (2000). *Earth's climate: past and future*. University of Virginia, USA. 465 pp.

Rzehak, A., (1886). [Ueber Foraminiferen], *Verhandlungen des Naturforschenden Vereins in Brünn*, Sitzunberichte 24, p.8.

Schmiedl, G., Mackensen, A., (1997a). Late Quaternary paleoproductivity and deep water circulation in the eastern South Atlantic Ocean: Evidence from benthic foraminifera. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 130, pp. 43-80.

Schmiedl, G., Mackensen, A., Müller, P. J., (1997b). Recent benthic foraminifera from the eastern South Atlantic Ocean: Dependence on food supply and water masses. *Marine Micropaleontology* 32, pp. 239-287.

Schnitker, D., (1979). The deep water of the western north Atlantic during the past 24.000 years and the re-initiation of the western boundary under current. *Marine Micropaleontology*, 4, pp. 265— 280.

Schönfeld, J., (1997). The impact of the Mediterranean Outflow Water (MOW) on benthic foraminiferal assemblages and surface sediments at the southern Portuguese continental margin. *Marine Micropaleontology* 29, pp. 211– 236.

Shannon, C.E., (1948). A mathematical theory of communication. *The bell system Technical Journal* 27, pp. 379-423.

Schönfeld, J., Altenbach, A. V., (2005). Late glacial to recent distribution pattern of deep-water *Uvigerina* species in the north-eastern Atlantic. *Marine Micropaleontology* 57, pp. 1-24.

Spero, H.J., Bijma, J., Lea, D.W., Bemis, E.B., (1997). Effect of seawater carbonate concentration on foraminiferal carbon and oxygen isotopes. *Nature* 390, pp. 497 – 500.

Sen, Gupta B. K. e Machain-Castillo, M. L., (1993). Benthic foraminifera in oxygen-poor habitats. *Marine Micropalaeontology* 20, pp.183-201.

Silvestri, A., (1896). Foraminiferi pliocenici della provincia di Siena. *Memorie Accademia Pontificia dei Nuovi Lincei*, Roma, vol. 12, pp. 1-204.

Sun, X., Corliss, B. H., Brown, C. W., Showers, W. J., (2006). The effect of primary and seasonality on the distribution of deep-sea benthic foraminifera in the North Atlantic. *Deep-sea Research I* 53, pp. 28-47.

Thalman, H.E., (1932). Die Foraminiferen – Gattung *Hantkenina* Cushman, 1924, und ihre regional stratigraphische Verbreitung, *Eclogae Geologicae Helvetiae*. 25, pp. 287-292.

Thompson, G.R., Turk, J., (1995). *Earth science and the environment*. Saunders College Publishing, 622 pp.

Todd, R., Low, D., (1967). Recent Foraminifera from the Gulf of Alaska and southeastern Alaska. *United States Geological Survey, Professional Paper*, 573-A, pp. A1-A46.

Walker, G. e Jacob, E., (1798). In: *Adams, G., Ed. Essays on the microscope, containing a practical description of the most improved microscopes; a general history of insects. A description of 378 animalicula*. Second Edition, London: Dillon and Keating.

Williamson, W.C., (1858). *On the Recent Foraminifera of Great Britian*. London, England: Ray Society, pp. 1-107.

Webb, P.N. e Strong, C.P., (2006). Foraminiferal biostratigraphy and palaeoecology in Upper Oligocene–Lower Miocene glacial marine sequences 9, 10, and 11, CRP-2/2A drill hole, Victoria Land Basin, Antarctica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 231, pp. 71– 100.

Van Dongen, B.E., Rijpstra, W.I.C., Philippart, C.J.M., de Leeuw, J.W., Damsté, J.S.S., (2000). Biomarkers in upper Holocene Eastern North Sea and Wadden Sea sediments. *Organic Geochemistry* 31, pp. 1533-1543.

Van Morkhoven, F.P.C.M., Berggren, W.A., Edwards, A.S., (1986). Cenozoic Cosmopolitan Deep-Water Benthic Foraminifera. Bulletin des centres de recherches exploration-production Elf-Aquitaine Memoir, 11. 421 pp.

Van der Zwaan, G.J. e Jörisen, F.J. (1991). Biofacial patterns in river-induced shelf anoxia. In Tyson, R.V. e Patterson, T.H. (Eds). Modern and Ancient continental shelf anoxia. *Geol. Soc. London Spec. Public.*, 58, pp.65-82.

Versteegh, G.J.M., Riegman, R., de Leeuw, J.W., Jansen, J.H.F., (2001). U^{K0}_{37} values for *Isochrysis galbana* as a function of culture temperature, light intensity and nutrient concentrations. *Organic Geochemistry* 32, pp. 785 – 794.

Vitorino, J., Oliveira, A., Jouanneau, J.M., Drago, T., (2002a). Winter dynamics on the northern Portuguese shelf. Part 1: physical processes. *Progress in Oceanography* 52, pp. 129 – 153.

Vitorino, J., Oliveira, A., Jouanneau, J.M., Drago, T., (2002b). Winter dynamics on the northern Portuguese shelf. Part 2: bottom boundary layers and sediment dispersal. *Progress in Oceanography* 52, pp. 155–170.

Voelker, A.H.L., Rodrigues, T., Billus, K., Oppo, D., McManus, J., Stein, R., Hefter, J., Grimalt, J.O., (2010). Variations in mid-latitude North Atlantic surface water properties during the mid-Brunhes (MIS9-14) and their implications for the thermohaline circulation. *Climate of the Past* 6, pp.531-552.

Voelker, A.H.L., Lebreiro, S.M., Schönfeld, J.,Cacho, I., H. Erlenkeuser,H., Abrantes, F., (2006). Mediterranean outflow strengthening during northern hemisphere coolings: A salt source for the glacial Atlantic?. *Earth and Planetary Science Letters* 245, pp. 39 – 55.

Voelker, A.H.L., Martin, P.A., Lea, D.W., Lebreiro, S., (1998). Tracing the influence of Mediterranean Outflow Water on the Mid-depth Portuguese Margin between Marine Isotope Stages 9 and 13. European Geosciences Union – EGU, California, 1998.

Volkman, R., Mensch, M., (2001). Stable isotope composition ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) of living planktic foraminifers in the outer Laptev Sea and Fram Strait. *Marine Micropaleontology* 41, pp 163 – 188.

|

Referências electrónicas

greenseaupwelling.com acedido em 4 de Novembro de 2010

co.fc.ul.pt acedido em 4 de Novembro de 2010

marinebiology.edu acedido em 4 de Novembro de 2010

eumed.net acedido em 3 de Novembro de 2010

cushmanfoundation.org acedido em 2 de Novembro de 2010

serc.carleton.edu acedido em 3 de Novembro

ircamera.as.arizona.edu acedido em 1 de Novembro de 2010

research.noaa.gov acedido em 1 de Novembro de 2010

World Register of Marine Species (WoRMS) acedido em 5 de Novembro de 2010

oceancurrents.rsmas.miami.edu acedido em 16 de Novembro de 2010

burialsatsea.com acedido em 17 de Novembro de 2010

article.wn.com acedido em 14 de Novembro de 2010

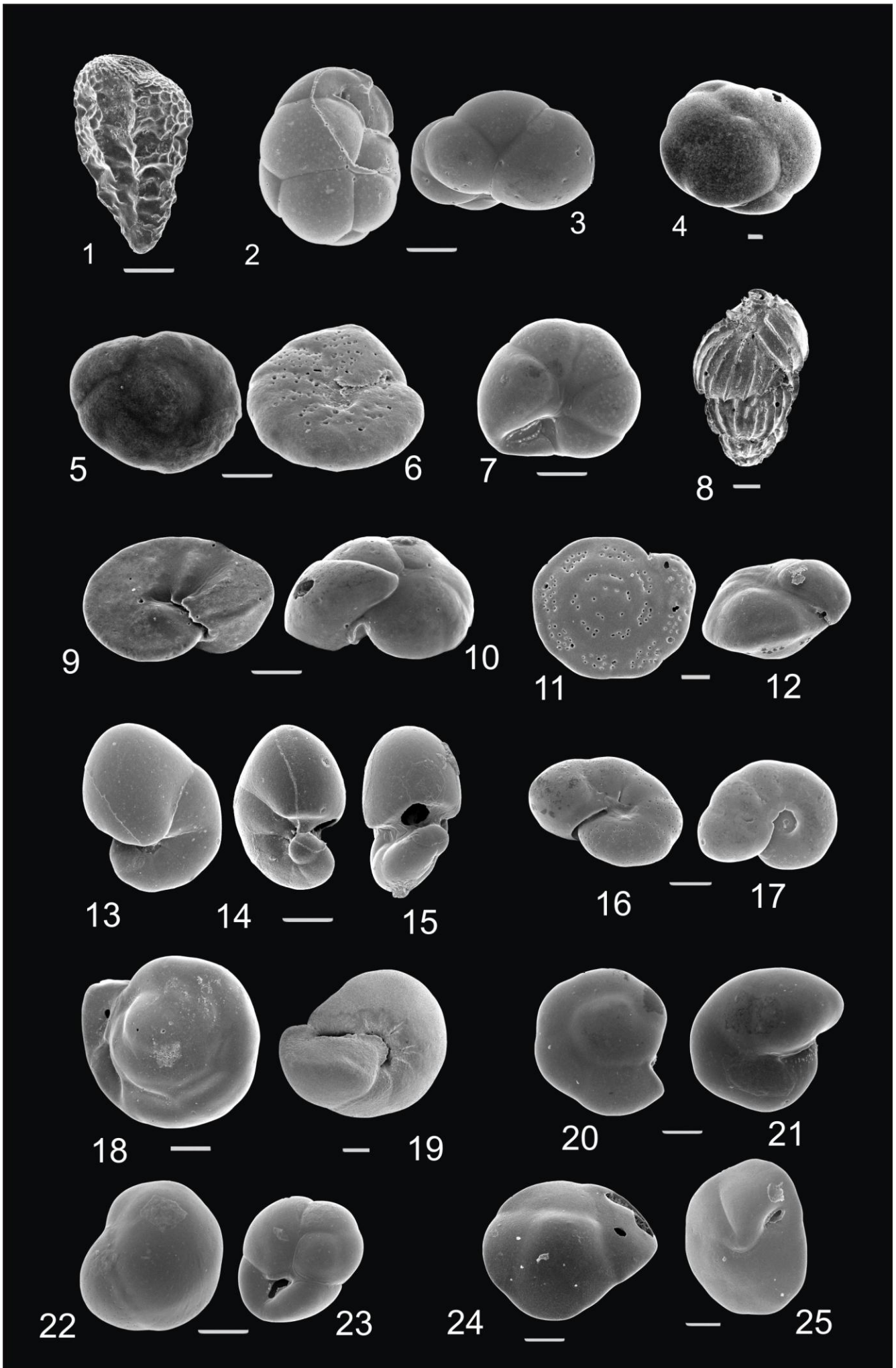
cordellbank.noaa.gov acedido em 14 de Abril de 2011

7. ESTAMPAS

Barra comprimento 100 μ m

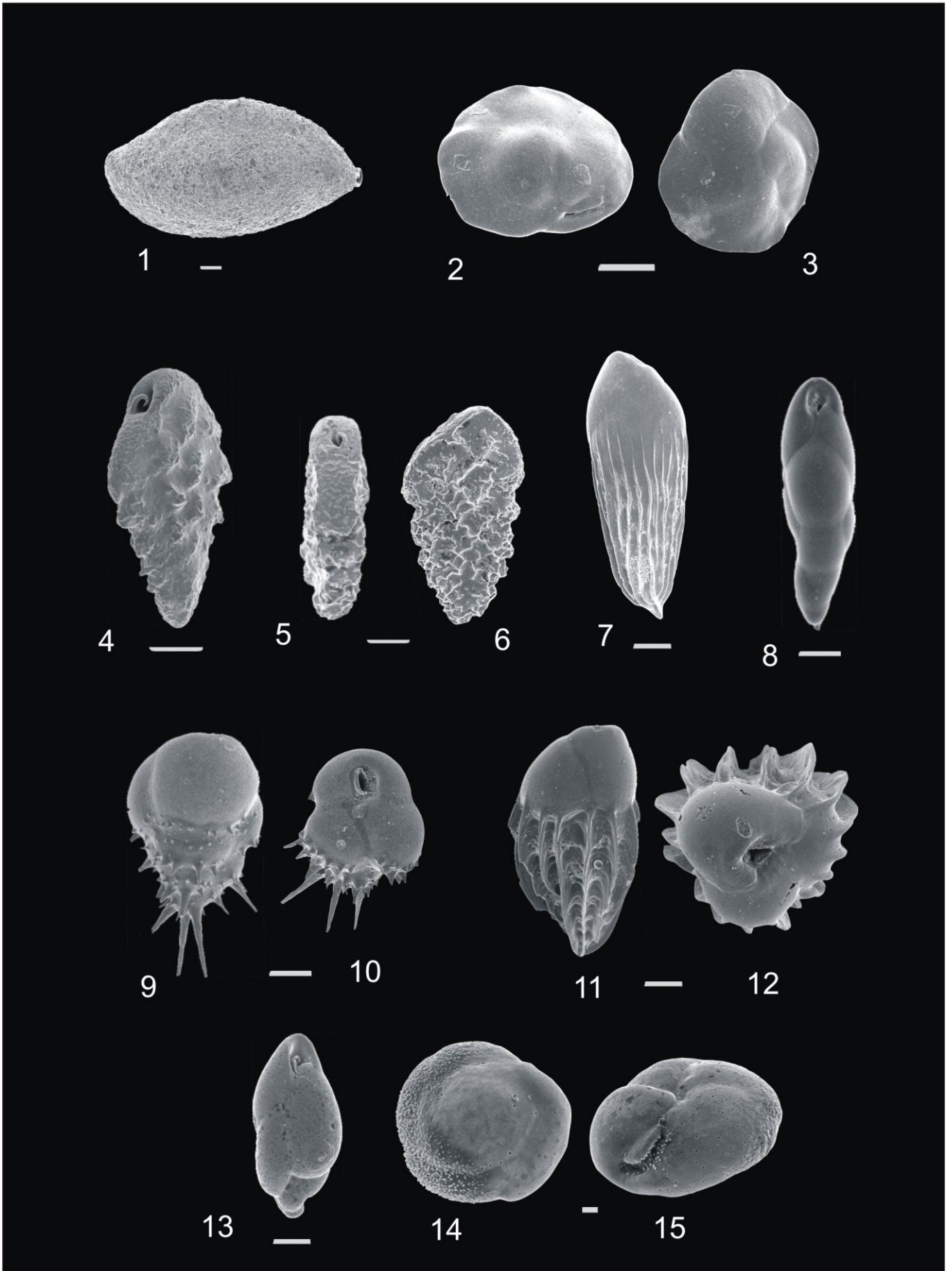
Legenda Estampa I:

- 1- *Bolivina pseudoplicata* (amostra MD03-2699/ 1863-1864)
- 2- *Cassidulina minuta* (Vista ventral) (amostra MD03-2699/1348-1349)
- 3- *Cassidulina minuta* (Vista dorsal) (amostra MD03-2699/1348-1349)
- 4- *Cassidulina obtusa* (Vista dorsal) (amostra MD03-2699/1468-1469)
- 5- *Paumotua terebra* (Vista dorsal) (amostra MD03-2699/1855-1856)
- 6- *Paumotua terebra* (Vista ventral) (amostra MD03-2699/1855-1856)
- 7- *Pseudoparrella exigua* (Vista ventral) (amostra MD03-2699/1357-1358)
- 8- *Uvigerina peregrina* (amostra MD03-2699 / 1357-1358)
- 9- *Cibicides pseudoungerianus* (Vista ventral) (amostra MD03-2699/1218-1219)
- 10- *Cibicides pseudoungerianus* (Vista dorsal) (amostra MD03-2699/1218-1219)
- 11- *Cibicides brady* (Vista dorsal) (amostra MD03-2699/1855-1856)
- 12- *Cibicides brady* (Vista ventral) (amostra MD03-2699/1855-1856)
- 13- *Nonionellina cf. labradorica* (Vista ventral) (amostra MD03-2699/1851-1852)
- 14- *Nonionellina cf. labradorica* (Vista dorsal) (amostra MD03-2699/1851-1852)
- 15- *Nonionellina cf. labradorica* (abertura) (amostra MD03-2699/1851-1852)
- 16- *Nonionella brady* (Vista ventral) (amostra MD03-2699/1218-1219)
- 17- *Nonionella brady* (Vista dorsal) (amostra MD03-2699/1218-1219)
- 18- *Gyroidinoides* sp. (Vista dorsal) (amostra MD03-2699/ 1375-1358)
- 19- *Gyroidinoides* sp. (Vista ventral) (amostra MD03-2699/ 1375-1358)
- 20- *Oridorsalis umbonatus* (Vista dorsal) (amostra MD03-2699/1218-1219)
- 21- *Oridorsalis umbonatus* (Vista ventral) (amostra MD03-2699/1218-1219)
- 22- *Globocassidulina subglobosa* (Vista dorsal) (amostra MD03-2699/1851-1852)
- 23- *Globocassidulina subglobosa* (Vista ventral) (amostra MD03-2699/1851-1852)
- 24- *Epistominella exigua* (Vista dorsal) (amostra MD03-2699/1849-1850)
- 25- *Epistominella exigua* (Vista ventral) (amostra MD03-2699/1849-1850)



Legenda Estampa II:

- 1- *Sigmoilopsis schlumbergeri* (amostra MD03-2699/ 1375-1358)
- 2- *Abditodentrix asketocomptella* (Abertura) (amostra MD03-2699/1357-1358)
- 3- *Abditodentrix asketocomptella* (amostra MD03-2699/1357-1358)
- 4- *Bolivina striatula* (amostra MD03-2699/1549-1550)
- 5- *Brizalina difformis* (amostra MD03-2699/1745-1746)
- 6- *Cassidulina laevigata* (Vista ventral) (amostra MD03-2699/1855-1856)
- 7- *Cassidulina laevigata* (Vista dorsal) (amostra MD03-2699/1855-1856)
- 8- *Stainforthia complanata* (amostra MD03-2699/1855-1856)
- 9- *Bulimina aculeata* (amostra MD03-2699/1757-1758)
- 10- *Bulimina aculeata* (Abertura) (amostra MD03-2699/1757-1758)
- 11- *Bulimina alazanensis* (amostra MD03-2699/1701-1702)
- 12- *Bulimina alazanensis* (Abertura) (amostra MD03-2699/1701-1702)
- 13- *Fursenkoina fusiformis* (amostra MD03-2699/1821-1822)
- 14- *Eilohedra levicula* (Vista dorsal) (amostra MD03-2699/1353-1354)
- 15- *Eilohedra levicula* (Vista ventral) (amostra MD03-2699/1353-1354)



8.ANEXOS

Anexo I

Dados das contagens de foraminíferos bentônicos da
sondagem MD 03-2699

(ver cd em anexo – ficheiro: abundâncias absolutas. Pdf)

Anexo II

Dados de abundâncias relativas de foraminíferos bentônicos da sondagem MD 03-2699

(ver cd em anexo – ficheiro: abundâncias relativas. Pdf)

Anexo III

Índice de Shannon (Hs) – diversidade
(ver cd em anexo – ficheiro: diversidade. Pdf)