



UNIVERSIDADE DE ÉVORA

Escola de Ciências e Tecnologias

Departamento de Geociências



UNIVERSIDADE NOVA DE LISBOA

Faculdade de Ciências e Tecnologias

Departamento de Ciências da Terra

Contribuição para o conhecimento da fauna do Devónico do Anticlinal de Valongo (Norte de Portugal)

Rúben Samuel da Silva Domingos

Orientação: Prof. Pedro Callapez;

Prof. Paulo Legoinha;

Prof. Ausenda Balbino.

Mestrado em Paleontologia

Área de especialização: Invertebrados do Sistema Devónico

Dissertação de mestrado

Évora, 2014

Esta dissertação não inclui as críticas e as sugestões feitas pelo júri



UNIVERSIDADE DE ÉVORA

Escola de Ciências e Tecnologias

Departamento de Geociências



UNIVERSIDADE NOVA DE LISBOA

Faculdade de Ciências e Tecnologias

Departamento de Ciências da Terra

Contribuição para o conhecimento da fauna do Devónico do Anticlinal de Valongo (Norte de Portugal)

Rúben Samuel da Silva Domingos

Orientação: Prof. Pedro Callapez;

Prof. Paulo Legoinha;

Prof. Ausenda Balbino.

Mestrado em Paleontologia

Área de especialização: Invertebrados do Sistema Devónico

Dissertação de mestrado

Évora, 2014

Esta dissertação não inclui as críticas e as sugestões feitas pelo júri

Esta tese é dedicada ao meu querido primo e irmão João Pedro que
maravilhou todos em sua volta com os seus fabulosos conhecimentos de
paleontologia!

Descansa em paz meu grande Amigo!

Agradecimentos

Começo por agradecer de forma especial ao meu orientador Prof. Pedro Callapez por ter aceitado o meu pedido para me orientar e também pela paciência, motivação e auxílio que me prestou ao longo do ano, assim como a sua constante disponibilidade e confiança. Agradeço de forma não menos importante ao Prof. Paulo Legoinha e á Prof. Ausenda Balbino por terem aceitado ser meus co-orientadores e também por todo o auxílio prestado, motivação e também uma constante disponibilidade.

Ao meu amigo Pedro Correia agradeço do fundo do coração a fantástica ajuda tanto profissional como moral, todo o apoio prestado e paciência para me acompanhar.

Agradeço á Prof. Deolinda Flores da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto por me ter disponibilizado o laboratório de optica para efectuar a observação dos exemplares e os fotografar á lupa binocular.

Agradeço ao Prof. Miguel Ramalho do Museu Geologico do LNEG em Lisboa e ao Dr. Fransisco Manuel Pereira do Instituto Superior Técnico de Lisboa por gentilmente me darem acesso às suas colecções do Devónico.

Agradeço ainda ao André Carneiro pela sua disposição em acompanhar-me e ajudar-me no trabalho de campo.

Agradeço também aos investigadores Dr. Willian Bill Ausich (School of Earth Sciences The Ohio State University 155 South Oval Mall Columbus, Ohio 43210-1398. E-mail: ausich.1@osu.edu), Dr. Gary Webster (Department of Geology, Washington State University, Pullman, Washington 99164. E-mail: webster@wsu.edu), Dr. Rudolf Prokop (National Museum, Department of Palaeontology, Václavské náměstí 68, 115 79 Praha 1, Czech Republic. E-mail: rudolf.prokop@nm.cz), Dr. Artur Sá (Departamento de Geologia, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, 5001-801 Vila Real, Portugal. E-mail: asa@utad.pt) e Dr. Allart P. Van Viersen (Natuurhistorisch Museum Maastricht, De Bosquetplein 6-7, NL-6211 KJ Maastricht, The Netherlands. E-mail: apvanviersen@gmail.com) por todo o apoio prestado e claro pela sua disponibilidade.

Agradeço também ao meu tio Joaquim Bessa pela ajuda no transporte na hora dos meus encontros com os orientadores. Por fim um agradecimento muito muito especial aos meus pais Maria Célia Henriques Domingos e Paulino Henriques Domingos, pois sem eles este trabalho simplesmente não seria possível.

Resumo

O presente trabalho pretende dar a conhecer à comunidade científica e ao público em geral os resultados de um estudo elaborado a partir da descoberta de uma nova jazida fossilífera num afloramento do Devónico localizado no Anticlinal de Valongo (Norte de Portugal). O local foi, por isso, amostrado e estudado do ponto de vista estratigráfico e paleontológico, incluindo-se nesta situação abordagens no âmbito da taxonomia de invertebrados marinhos, da biostratigrafia, da tafonomia e da paleoecologia, reconstituição paleoambiental e atribuição de uma possível idade.

Durante o trabalho de campo foram descobertos, sobretudo, espécimes de corais rugosos, briozoários, braquiópodes, bivalves, tentaculites, crinóides e trilobites. Foram recolhidos também espécimes pertencentes a grupos taxonómicos não tão bem representados (raros), e até mesmo questionáveis pela sistemática atual, que correspondem a cistóides, blastóides (?), asteróides e onicóforos (?). Com este trabalho pretende-se conhecer a biodiversidade presente assim como a idade, cujo exmpleares de crinóides e trilobites sugerem o Devónico Medio a Superior.

A composição taxonómica desta associação faunística é um contributo significativo para compreender aspetos da paleoecologia dos organismos que, ao tempo, dominavam as comunidades litorais do setor onde hoje se situa o Anticlinal de Valongo, assim como para a respetiva reconstituição paleoambiental, tendo em conta as condições paleoecológicas e paleoambientais. Neste contexto, a presença de *ripple marks* e de numerosas tentaculites orientadas, permite inferir que se tratava de um ambiente litoral, de pouca profundidade, com sedimentação siliciclastica fina e correntes de deriva de intensidade moderada.

Por fim, a descoberta destes fósseis permite novas perspetivas com respeito à identificação de novas espécies e/ou novas ocorrências a nível nacional, o que contribui, por sua vez, para o melhor entendimento do nosso Sistema Devónico, num país em que o registo geológico deste intervalo é escasso e ainda não se encontra estudado de maneira muito aprofundada.

Contribuiton for the knowledge of the Devonian fauna of Valongo Anticline (North Portugal)

This paper aims to present to the scientific community and to the general public the results of a study based on the discovery of a new fossil site found in exposures with Devonian rocks from the Valongo Anticline (North of Portugal). This site was sampled and studied from a stratigraphic and paleontological point of view, with emphasis on several approaches concerning the taxonomy of marine invertebrates, biostratigraphy, taphonomy, palaeoecology, palaeoenvironmental reconstruction and its age.

During the field work sessions a variety of specimens belonging to rugose corals, bryozoans, brachiopods, bivalves, tentaculites, crinoids and trilobites were have been discovered. Other specimens representative of taxonomic groups not so well represented (rare), or with dubious position in modern systematics were also collected, mostly corresponding to cystoids, blastoids (?), asterozoans and onychophorans (?). One of the aims of this work is to know the present biodiversity as well as the age, whose exmplares of crinoids and trilobites suggest the middle or upper Devonian.

The taxonomic composition of this faunal association stands out as a significant contribution to understand palaeoecological aspects of the organisms which, at that time, dominated the coastal communities of the Valongo Anticline sector. It is also relevant for the related palaeoenvironmental reconstruction. On this context, the occurrence of ripple marks and concentrations of oriented tentaculites suggests that it was an inner shelf environment, shallow, with fine siliciclastic sedimentation and drift currents of moderate intensity.

Finally, the discovery of these fossils also allows new perspectives concerning the identification of new species and/or new occurrences in Portugal, thus contributing to a better understanding of our Devonian System, in a country where the geologic record of this interval is scarce and it is not yet studied in a very thorough way.

Índice geral

Capítulo 1: Introdução	1
1.1: Ambito e relevancia do estudo.....	1
1.2: Obejctivos e questões problema.....	2
1.3: Materiais e métodos.....	3
1.3.1: Fase de trabalho de campo.....	3
1.3.2: Fase de laboratório.....	4
1.4: Estruturação do trabalho.....	4
Capítulo 2: O Sistema Devónico	6
2.1: Histórico.....	6
2.2: Subdivisões do Sistema Devónico.....	8
2.2.1: Serie Inferior.....	9
2.2.2: Serie média.....	13
2.2.3: Superior.....	16
2.2.4 : Limite Devónico /Carbonifero.....	21
2.3: Bioestratigrafia	21
2.3.1: Biozonas de conodontes.....	21
2.3.2: Biozona de amonoides.....	23
2.3.3: Biozona de ostracodos.....	23
2.3.4: Biozona de Tentaculites.....	24
2.3.5: Biozona de radiolários.....	24
2.3.6: Biozona de palinomorfos.....	25
2.3.7: Biozona de macro fósseis vegetais.....	25
2.3.8: Biozona de vertebrados.....	26
2.4: Devónico em Portugal.....	27

2.4.1: Contexto histórico.....	27
2.4.2: Geologia e Paleontologia do Devónico de Portugal.....	31
2.4.2.1: Devónico Inferior.....	31
2.4.2.2: Devónico Médio.....	34
2.4.2.3: Devónico Superior.....	35
Capítulo 3: Caracterização da área de estudo.....	38
3.1: Estratigrafia e tectónica do Anticlinal de Valongo.....	38
3.1.1: Precâmbrico e/ou Cambrio.....	40
3.1.2: Ordovicico.....	41
3.1.3: Silurico.....	43
3.1.4: Devónico.....	44
3.1.5 Carbonifero.....	45
3.2: Descrição do local intervencionado.....	47
3.2.1: Ordovicico Superior.....	48
3.2.2: Silúrico.....	49
3.2.3: Devónico.....	50
3.2.4: Descrição da jazida.....	51
Capítulo 4: Paleontologia Sistemática.....	56
4.1: Amostragem de invertebrados fósseis.....	56
4.2: Coleções em Museus Portugueses.....	57
4.3: Descrições taxonómicas.....	63
4.3.1. Descrição geral dos principais grupos taxonómicos descobertos.....	63
4.3.2. Descrição taxonómica dos taxa descobertos na jazida.....	85
Capítulo 5: Contexto bioestratigráfico e paleoambiental.....	93
5.1: Fósseis estratigráficos e de idade.....	93
5.2: Associações fósseis e significado ecológico.....	93
5.3: Reconstituição paleoambiental da associação fóssil estudada.....	94

Conclusões	100
Estampas	102
Referencias bibliográficas	129

Índice de Figuras

Figura 1.1: Enquadramento geológico do Anticlinal de Valongo.....	2
Figura 2.1: Henry De La Beche , Roderick Murchison e Adam Sedwick.....	6
Figura 2.2: O afloramento de Devon visto por Henry de la Beche e por Sedwick e Murchison.....	7
Figura 2.3: Divisões cronoestratigráficas atuais estabelecidas para o Devónico.....	9
Figura 2.4: Loshkoviano.....	10
Figura 2.5: Praguiano.....	12
Figura 2.6: Emsiano.....	14
Figura 2.7: Givetiano.....	15
Figura 2.8: Eifeliano.....	17
Figura 2.9: Frasniano.....	18
Figura 2.10: Fameniano.....	19
Figura 2.11: Limite Devónico- Carbonifero.....	20
Figura 2.12: Conodontes do Devónico de Portugal.....	22
Figura 2.13: Um ostracodo vivo.....	23
Figura 2.14: Fóssil de tentaculite.....	24
Figura 2.15: Radiolarios.....	24
Figura 2.16: Peixes do Devónico.....	26
Figura 2.17: Nery Delgado.....	27
Figura 2.18: Alguns fósseis recolhidos no norte de Portugal.....	28
Figura 2.19: Etiquetas originais em fósseis de braquiopodes.....	29

Figura 2.20: Afloramentos do Devónico em Portugal.....	32
Figura 3.1: Mapa geológico da região de Valongo.....	38
Figura 3.2: Coluna estratigráfica do Anticlinal de Valongo.....	39
Figura 3.3: Perfil Geológico do Anticlinal de Valongo.....	40
Figura 3.4: Discordancia angular entre o CXG e a Formação de Santa Justa.....	41
Figura 3.5: Quartzitos da Formação de Santa Justa.....	42
Figura 3.6: Xisto da Formação de Valongo.....	42
Figura 3.7: Grauvaques de Sobrido ou Diamictitos.....	43
Figura 3.8: Detalhe de afloramento com litologias silúricas.....	44
Figura 3.9: Estratos do Devónico.....	44
Figura 3.10: Xistos argilosos do Carbonífero.....	46
Figura 3.11: Enquadramento do local estudado.....	47
Figura 3.12: localização do afloramento estudado e marcação dos respectivos estratos.....	48
Figura 3.13: Grauvaques de sobrido e pormenor de um dropstone.....	48
Figura 3.14: Estrutura de cisalhamento frágil-ductil.....	49
Figura 3.15: Xistos brancos do Silúrico.....	49
Figura 3.16: Aspecto do afloramento com litologias do Devónico.....	50
Figura 3.17: Dobra deitada nos estratos do Devónico.....	50
Figura 3.18: Afloramento mostrando as orientações de SO e S1.....	51
Figura 3.19: Estratigrafia do local (colunas estratigráficas).....	52
Figura 3.20: Representação esquemática da jazida.....	53
Figura 3.21: Aspeto do local onde foi escavada a sanja.....	54
Figura 3.22: Foto da jazida.....	54
Figura 3.23: Amostra orientada, ainda in situ com <i>ripple marks</i>	55
Figura 4.1: Aspecto interior das galerias dos museus visitados.....	57
Figura 4.2: Restos esqueléticos de peixes do Devónico.....	58

Figura 4.3: Exemplos de espécimes de trilobites conservados no Museu Bensaúde do Instituto Superior Técnico de Lisboa.....	59
Figura 4.4: Exemplos de trilobites da coleção do Museu Geológico do LNETI	59
Figura 4.5: Braquiópodes da coleção do Museu de Bensaúde do Instituto Superior Técnico de Lisboa.....	60
Figura 4.6: Braquiópodes da coleção do Museu Geológico do LNETI em Lisboa.....	60
Figura 4.7: Corais rugosos da coleção do Museu Geológico do LNETI em Lisboa....	61
Figura 4.8: Briozoários fenestelídeos conservados na coleção do Museu Bensaúde do Instituto Superior Técnico de Lisboa.....	61
Figura 4.9: Tentaculites da coleção do Museu Bensaúde do Instituto Superior Técnico de Lisboa.....	62
Figura 4.10: <i>Tentaculites tenuis</i> descobertos por Delgado em Valongo.....	62
Figura 4.11: Crinóides da coleção do Museu Geológico do LNETI em Lisboa.....	63
Figura 4.12: Esquema da anatomia de um pólipó e uma medusa.....	64
Figura 4.13: Ciclo de vida de três classes de cindários.....	65
Figura 4.14: Comparação entre um coral rugoso solitário e um colonial.....	66
Figura 4.15: Morfologia dos corais rugosos.....	67
Figura 4.16: esquema de um coral rugoso colonial vivo.....	67
Figura 4.17: Diversidade de formas coloniais de briozoários.....	68
Figura 4.18: Anatomia de um briozoário e sua larva.....	69
Figura 4.19: Um braquiopode alimentando-se.....	70
Figura 4.20: Anatomia geral de um braquiopode.....	71
Figura 4.21: Um braquiopode articulado e um desarticulado.....	72
Figura 4.22: Diferenças na simetria de um bivalve e de um braquiopode.....	74
Figura 4.23: Anatomia e morfologia de um molusco bivalve.....	75
Figura 4.24: Três bivalves.....	75
Figura 4.25: Secção transversal de uma concha de tentaculite.....	76

Figura 4.26: Anatomia da concha de uma tentaculite.....	77
Figura 4.27: Anatomia de um crinoide sessil.....	79
Figura 4.28: Exemplos de artrópodes.....	82
Figura 4.29: Anatomia da carapaça de uma trilobite.....	83
Figura 4.30: Tipos de disposição das suturas faciais das trilobites.....	83
Figura 4.31: Principais tipos de olhos encontrados em trilobites.....	84
Figura 5.1: Diagrama de estabilidade do fundo marinho.....	95
Figura 5.2: Diagrama de Hjulstrom.....	96
Figura 5.3: Bloco diagrama reconstruindo o paleoambiente da jazida.....	97
Figura 5.4: Intrepretação de uma trilobite como predadora.....	97
Figura 5.5: Possiveis estilos de vida das Tentaculites.....	98
Figura 5.6: Diagrama em rosa representando a direção de paleocorrentes através de conchas de Tentaculites orientadas.....	99

Índice de Tabelas

Tabela 4.1: Grau de diversidade dos diferentes grupos taxonómicos do local.....	56
---	----

Capítulo 1 - Introdução

1.1. Âmbito e relevância do estudo

Uma grande parte do território continental português é constituída por terrenos paleozoicos. São conhecidos todos os sistemas (exeto o Pérmico) que constituem esta Era através de fácies de ambientes marinhos e lacustres, existindo uma grande variedade de fácies representativas de diversos paleoambientes e contextos de evolução paleogeográfica. Destes, um dos mais extensos e estudados corresponde ao Ordovícico, Sistema estratigráfico que tem vindo a ser descrito deste o tempo de Nery Delgado e de outros autores pioneiros graças a numerosos afloramentos com sucessões particularmente fossilíferas que contem uma importante paleofauna com destaque especial para as trilobites. O Silúrico, o Carbonífero de fácies lacustre (Zona Centro Ibérica), e de fácies marinha (Zona Sul Portuguesa), embora com uma extensão bem inferior tem sido também alvo de inúmeros estudos estratigráficos e paleontológicos no passar dos anos. Já para o Devónico a extensão dos afloramentos, assim como o número existente de publicações é bastante inferior em relação aos Sistemas referidos acima. A grande maioria dos estudos paleontológicos do Devónico português é referente aos afloramentos da Zona Ossa Morena (Sul de Portugal), existindo poucos referentes ao Norte (Zona Centro Ibérica) e ainda menos sobre este sistema no Anticlinal de Valongo. Esta grande dobra representa um dos locais de referência para o Paleozoico a nível mundial, registando-se uma rica paleofauna (Ordovícico e Silúrico) e paleoflora (Carbonífero).

O reduzido número de trabalhos no Devónico do Anticlinal de Valongo (figura 1.1) e a descoberta de uma nova jazida, encorajaram a realização deste trabalho. Com isto espera-se dar continuidade a levantamentos de campo realizados em São Pedro da Cova, os quais culminaram com a descoberta do referido afloramento e que permitiram revelar uma paleofauna com novas ocorrências do ponto de vista taxonómico e novos dados biostratigráficos, paleoecológicos e paleoambientais.

A paleofauna aqui descoberta corresponde a invertebrados marinhos, com uma associação de *taxa* característicos do Sistema Devónico (tais como trilobites, tentaculites, corais rugosos, entre outros) que se encontram, muitas vezes, orientados, fornecendo evidências de paleocorrentes relacionadas com as características hidrodinâmicas do antigo ambiente deposicional. Os mesmos fósseis poderão ainda contribuir para o melhor conhecimento da paleobiodiversidade devónica da região e fornecer importantes dados para uma reconstrução paleoambiental. Possivelmente, uma idade mais precisa destas formações poderá ser obtida com base paleontológica.

O local de estudo corresponde a um pequeno afloramento, localizado numa plantação de eucaliptos, constituído principalmente por rochas metassedimentares com baixo grau de alteração e parcialmente oxidados pela ação de raízes da cobertura vegetal (em especial a porção mais superficial do mesmo).

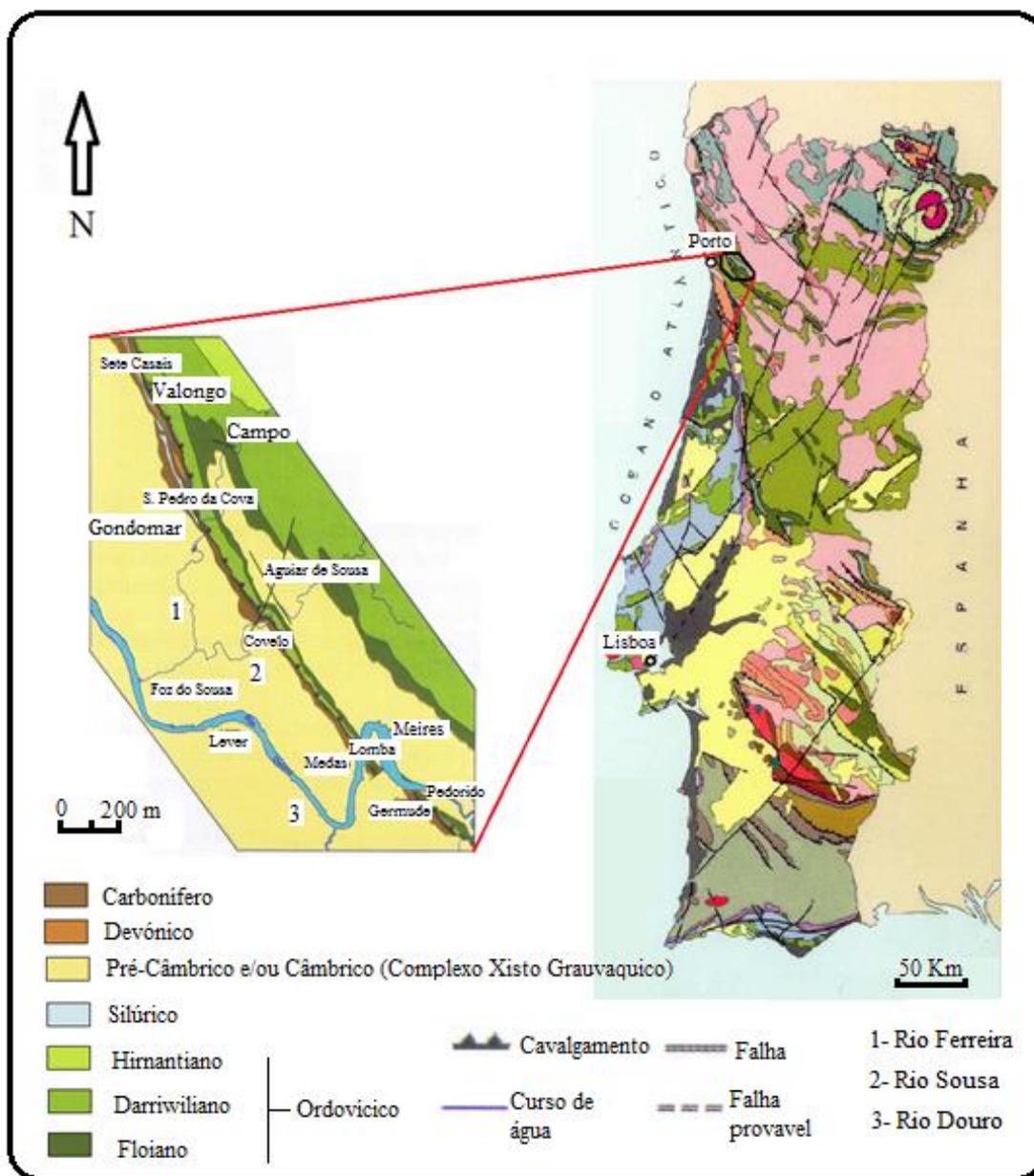


Fig.1.1: Enquadramento geológico do Anticlinal de Valongo (mapa geológico modificado de INETI (ex-instituto Geológico e Mineiro) e pormenor de parte do Anticlinal de Valongo. A legenda refere-se á imagem do pormenor. (adaptado de Fernandes, 2005).

1.2. Objetivos e questões problema

Os objetivos desta dissertação são dar a conhecer à comunidade científica e divulgar uma paleofauna proveniente de um novo afloramento com rochas do Devónico, localizado no flanco inverso do Anticlinal de Valongo. Aqui pretende-se aprofundar os atuais conhecimentos estratigráficos e paleontológicos sobre o Devónico desta região e revelar aspetos de natureza taxonómica, biostratigráfica e paleoecológica sobre as associações de invertebrados fósseis existentes na sucessão representativa deste intervalo temporal da geologia de Portugal.

As questões problema consideradas são as seguintes:

- Qual a biodiversidade da paleofauna de invertebrados marinhos do Devónico do Anticlinal de Valongo, o seu significado biostratigráfico e a idade da jazida?
- Quais as condições paleoecológicas e paleoambientais presentes no contexto do ambiente deposicional?

1.3. Materiais e métodos

O presente trabalho decorreu em várias fases, as quais passamos a descrever:

1. Fase de trabalho de campo

1.1. Reconhecimento prévio do terreno: Esta fase teve o seu início em 2011 através de levantamentos de campo realizados no âmbito da Unidade Curricular de Estágio da licenciatura em Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto (FCUP).

Neste âmbito foi feita uma recolha preliminar de espécimes fósseis e procedeu-se a levantamentos estratigráficos na jazida e amostraram-se rochas procedentes de Sistemas vizinhos que foram utilizados, na altura, para a realização de um trabalho introdutório com o fim de obter aprovação á referida Unidade Curricular.

Numa etapa mais avançada, já com a elaboração desta dissertação em mente, procedeu-se a novo reconhecimento do terreno, foram feitas colheitas adicionais de fósseis e foi também elaborado um perfil estratigráfico da jazida de modo a criar-se uma coluna litologica da mesma.

1.2. Foram feitas várias recolhas de espécimes de forma a adquirir uma amostragem de bom tamanho, para assim se avaliar a paleobiodiversidade presente no novo afloramento e tendo em conta que se trata essencialmente, de uma fauna típica do Devónico marinho de águas pouco profundas.

1.3. Foi levada a cabo uma pesquisa bibliográfica exaustiva sobre o Sistema Devónico em geral (contexto histórico e subdivisões), assim como contexto histórico, estratigrafia e paleontologia do Devónico português de forma a apresentar o estado da arte e de dar um devido enquadramento ao estudo aqui apresentado. Neste contexto também se pesquisaram trabalhos referentes à Formação representada na sucessão exposta no afloramento em estudo e nas áreas limítrofes, assim como outros sobre a taxonomia, biostratigrafia e paleobiologia de invertebrados do Paleozoico.

2. Fase de Laboratório

Uma vez recolhidos, os exemplares foram limpos com recurso a uma ferramenta vibratória. Depois de limpos, efetuou-se a observação dos espécimes à lupa

binocular num dos laboratórios de optica do Departamento de Geociências Ambiente e Ordenamento do Território (DGAOT) da FCUP. Os exemplares observados à lupa foram fotografados para melhor se poderem observar e classificar a nível taxonómico e, também, com vista à criação do registo fotográfico para as estampas e para referência futura.

Foram, também, feitos moldes em latex de alguns espécimes, em laboratório da Universidade de Trás os Montes e Alto Douro (UTAD). Os moldes em latex dos fósseis permitiram a observação de pormenores da sua morfologia externa que dificilmente seriam notados nos espécimes originais. Os moldes negativos dos espécimes são os mais indicados para a produção destas réplicas que são depois expostas a vapores de óxido de magnésio que vão realçar as características da superfície dos moldes. Depois deste tratamento os moldes foram então fotografados á lupa binocular para estudo.

Por fim, a terceira e última fase corresponde à elaboração desta dissertação.

1.4. Estruturação do Trabalho

O presente trabalho encontra-se estruturado em cinco capítulos.

O presente capítulo, pretende dar a conhecer ao leitor os objectivos e metodologias de trabalho utilizados na realização deste estudo inédito em território português.

No segundo é apresentado o Sistema Devónico num contexto geral, abordando um pouco o seu conhecimento e limites estratigráficos. Apresenta-se ainda uma síntese da estratigráfica e paleontológica do referido Sistema em Portugal.

No terceiro capítulo avança-se para a caracterização do local de estudo, descrevendo estratigraficamente as unidades paleozóicas que constituem a ossatura geológica do Anticlinal de Valongo, assim como a nova jazida, a sua paleofauna e litofacies associadas, através de estudos estratigráficos e cartográficos.

No quarto capítulo é feita a descrição taxonómica do conteúdo paleontológico recolhido no local, indicando a dimensão, diversidade e tafonomia da amostragem, recorrendo à bibliografia da especialidade e a comparações com colecções de referência conservadas em museus portugueses. O significado biostratigráfico do conjunto é, também, discutido no quadro do Devónico português.

O último capítulo desta monografia faz referência à paleobiologia das faunas marinhas devónicas, com ênfase para os grupos taxonómicos representados na coleção estudada. A partir de aí procede-se a uma reconstituição paleoecológica e paleoambiental do contexto em análise, baseada em dados das fácies, da morfologia funcional e por comparação com o modo de vida e requisitos ecológicos de organismos da biosfera atual. Os resultados obtidos baseiam-se na descoberta desta paleofauna marinha inédita

e sua contextualização estratigráfica, pretendendo ser um contributo para um conhecimento mais aprofundado do Devónico português.

Capítulo 2 - O Sistema Devónico

2.1. Histórico

A sucessão de acontecimentos que levaram á definição do Sistema Devónico gerou controvérsia entre a comunidade científica Britânica. Rudwick (1985) relata esta história de forma critica. Segue-se, em baixo, a descrição de como tudo se passou, de acordo com mesma obra.

O investigador Henry De La Beche (1796-1855) (figura 2.1) decidiu fazer a cartografia geológica do norte de Devon (um grande Condado no Sudoeste de Inglaterra, também conhecido, pelo nome informal, Devonshire). Enquanto isso, o Escocês, Roderick Murchison (1792-1871) (figura 2.1) e, o Britânico, Adam Sedwick (1785-1873) (figura 2.1), ambos geólogos, mapeavam a região do Pais de Gales, onde estabeleceram, em 1835, os sistemas Silúrico e Câmbrico. A ideia de que as formações rochosas de ambas as localizações tinha uma idade semelhante, era aceite por todos. No entanto De La Beche notou que os depósitos de carvão, já conhecidos em Devon (figura 2.2), eram parte íntegra da rocha encaixante. Esta observação criou uma problemática, visto não existirem camadas de carvão ou qualquer outro vestígio de plantas óbvios, nos estratos mais antigos do Pais de Gales, sendo que os outros depósitos de carvão na Grã-Bretanha encontravam-se em estratos muito mais recentes (datados do período Carbonífero). Murchison recusava-se a acreditar na existência de plantas e depósitos de carvão em tempos tão remotos. O próprio De La Beche ficou surpreendido quando exames revelaram que os vestígios vegetais do carvão de Devon eram quase idênticos aos componentes vegetais do carvão do Carbonífero.

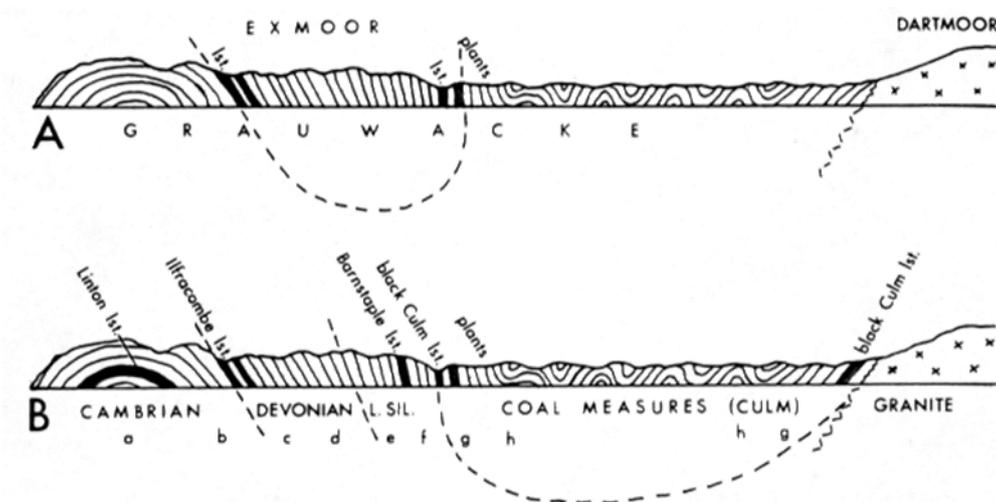


Fig.2.1: Três figuras principais por de trás da história da criação do termo Devónico. Da esquerda para a direita Henry De La Beche (1796-1855); Roderick Murchison (1792-1871) e Adam Sedwick (1785-1873). (imagens extraídas de: http://www.rogerwilliams.net/family_history/william_lee/index.htm; http://www.Ceresmuseum.co.za/?page_id=82 e <http://education.gtj.org.uk/en/blowup1/26471> respetivamente).

Em 1834, De La Beche, publicou os seus resultados e Murchison não perdeu tempo a refutar aquela ideia, mesmo nunca tendo observado os estratos de Devon por si mesmo. Este ataque, ofendeu o autor e outros investigadores que defendiam que o trabalho de campo não deveria ser posto em causa apenas por ideias a priori e por razões meramente

teóricas. De La Beche recorre então á ajuda de geólogos tais como Sedwick e George Bellas Greenough (1778-1855) por ver a sua reputação como geólogo em risco, visto a ideia de que ele seria um incompetente ter-se espalhado.

Murchison e Sedgwick, em 1836, desafiados por De La Beche, observaram então, o polémico afloramento de Devon com os seus próprios olhos, e concluíram que De La Beche havia cometido um erro. Os depósitos de carvão não estariam entre os estratos da formação mas sim no topo. Isto significava que o carvão podia estar simplesmente assentado em discordancia (isto é, com uma lacuna estratigráfica) sob uma rocha mais antiga. Este erro, durante algum tempo, levantou questões acerca da competência de De La Beche. No entanto o mesmo insistiu que não existia qualquer discordância. Os próprios criadores da teoria da lacuna estratigráfica, não observaram a existência de tal facto no terreno, apenas supondo a sua existência, Sedgwick admitiu, pelo menos para ele próprio, que não existia nenhuma discordância.



.2.2.: Interpretação estratigráfica e estrutural do afloramento de Devon por De La Beche (A) e por Sedgwick e Murchison (B) (Rudwick, 1985).

A inexistência de uma discordância, implicaria que o carvão fosse mais antigo, o que seria difícil de imaginar devido aos fósseis, ou a rocha subjacente deveria ser muito mais recente, o que seria, por sua vez, difícil de imaginar porque era extremamente diferente da rocha subjacente ao carvão em toda a Grã-Bretanha, conhecida como *Old Red Sandstone*. Para piorar a situação, exemplares de fósseis vegetais começaram a ser descobertos nos próprios estratos subjacentes, o que era um problema para Murchinson, dado que a maioria estava recetiva à ideia que a ausência de fósseis vegetais nas rochas do Câmbrio e do Silúrico era um acidente local. Murchison não queria que o seu “Sistema Silúrico” fosse um acidente local mas sim Mundial.

Murchison, decidiu então concordar em parte, com De La Beche e aceitar a inexistência da lacuna estratigráfica, atribuindo assim uma idade mais jovem às rochas subjacentes, propondo um novo período entre o Silúrico e o Carbonífero, baseado principalmente no conteúdo paleontológico que parecia ser intermédio entre estes dois períodos. Restava agora a este geólogo provar que este facto não era meramente local mas sim á escala global. Para isso, convenceu Sedgwick a juntar-se a ele como coautor neste estudo. Mas, o segundo apesar de alinhar, mostrava-se relutante em seguir e resmungava ocasionalmente a cerca da falta de provas. Apesar de não estarem sempre em sintonia, estes dois investigadores souberam unir forças pelas vantagens de trabalharem em conjunto. Para Murchison provar a sua teoria era necessário encontrar

estratos semelhantes a Devon noutras regiões do globo, colhendo assim provas estratigráficas irrefutáveis. Para conseguir esses dados, os dois geólogos realizaram trabalho de campo em dois verões na Alemanha e posteriormente na Rússia, onde finalmente descobriram formações semelhantes, em grande parte graças ao registo fóssil. Estava provado que o caso de Devon não eram um fenómeno local mas sim parte de algo ainda maior. Mais tarde espécimes semelhantes aos da fauna de Devon foram descobertos nos Estados Unidos. Nasceu assim um novo Sistema na escala cronostratigráfica: o Sistema Devónico.

2.2. Subdivisões do Sistema Devónico

Três comissões da IUGS, tem vindo a usar a definição internacional das subdivisões do Sistema Devónico, desde 1960. A deslocação destas organizações a vários pontos do globo, permitiu resolver problemas relacionados com correlações internacionais e outras questões de nível científico, nacional e até pessoal (House, 1988).

Uma fina correlação à escala mundial, permitiu obter evidências extraordinárias acerca do uso das subdivisões do Sistema em questão (House, 1988).

Não existiram quaisquer debates, que colocassem em questão se o termo Devónico seria um nome apropriado para o sistema. Alguns Norte-Americanos, em meados do século XIX reivindicaram o termo Eriano; no entanto nenhum deles pressionou nesse sentido (House *op. cit.*). Não existiu também qualquer controvérsia, ao contrário de questões relativas ao Silúrico e Carbonífero, de modo a que sempre existiram três divisões respetivamente Inferior, Medio e Superior. Já os andares apresentam uma história um pouco diferente (House *op. cit.*). Para o Devónico inferior, os termos Gedenniano, Siegeniano e Emsiano, tiveram utilização generalizada na Europa Ocidental e noutros lugares, embora em algumas áreas clássicas, como em certas zonas da Alemanha, os termos estratigráficos locais tenham subsistido até meados do século XX (House *op. cit.*). No entanto, depois de uma descrição detalhada, em sequências na República Checa, designações como Lochkoviano, Praguiano, Zlichoviano e Dalejiano para fácies carbonatadas tem sido mais utilizados no oeste da América do Norte, Ásia e também na Austrália (House *op. cit.*).

Para o Devónico Médio, os termos Eifeliano e Givetiano foram usados na Alemanha desde meados do século XIX, no entanto alguns Franceses preferiam adotar Couviniano e Givetiano (House *op. cit.*).

Para a parte superior do Sistema, já houve aceitação geral na divisão proposta. Foram denominados os termos Frasniano e Faméniano. Mas apesar disso, alguns estudiosos consideravam que a parte superior do Devónico Superior (Faméniano superior) como pertencente ao Struniano (House, 1988). Atualmente o Struniano foi reduzido a um termo regional (Gradstein *et al.* 2012).

Recentemente chegou-se à conclusão de que o estratotipo do Emsiano, no Uzbequistão se encontra por baixo do Emsiano clássico da Alemanha e que correlaciona com níveis da metade inferior do Praguiano clássico da Boémia (Carls *et al.*, 2008 *in* Gradstein *et al.* 2012). Kaiser (2009, *in* Gradstein *et al.*, 2012) forneceu novos dados sobre conodontes do estratotipo do limite Devónico-Carbonífero e demonstrou que o limite atual se encontra mais acima do que se pensava inicialmente e que, também, não pode ser correlacionado com precisão em mais nenhuma secção, pelo que o estratotipo irá ser alvo de revisão num futuro próximo (Gradstein *et al. op. cit.*).

De acordo com House e Gradstein (2006) e Gradstein *et al.* (2012), como já foi referido anteriormente, as designações utilizadas atualmente para subdividir o Sistema Devónico são: Serie Inferior (Lochkoviano, Praguiano, e Emsiano), a Serie Médio (Eifeliano e Givetiano) e Serie Superior, (Frasniano e Fameniano) (figura 2.3).

System	Series	Stage	Sub-Stage	Boundary Horizons (GSSPs)	European Regional Stages	
DEVONIAN	Upper	Famennian	Uppermost	FAD of <i>Palmatolepis subperlobata</i> , acme of <i>Palmatolepis ultima</i> and LAD of <i>Palmatolepis bogartensis</i>	Wocklumian	Strunian
			Upper		Dasbergian	
			Middle		Hembergian	
			Lower		Nehdenian	
		Frasnian	Upper		Adorfian	
			Middle			
	Middle	Givetian	Upper		FAD of <i>Ancyrodella rotundiloba</i>	
			Middle			
			Lower		FAD of <i>Polygnathus hemiansatus</i>	
		Eifelian	FAD of <i>Polygnathus costatus partitus</i>		Couvinian	
		Emsian	Upper		Dalejan	
			Lower		Zlichovian	
	Lower		Pragian	Upper	FAD of <i>Eocostapolygnathus kitabicus</i>	Siegenian
		Lower		FAD of " <i>Eognathodus sulcatus</i> s.l."	Gedinnian	
			Lochkovian	FAD of <i>Monograptus uniformis</i>		

Fig. 2.3: Divisões cronostratigráficas actuais estabelecidas para o Devónico, fornecendo as definições atuais dos andares, de acordo com atualizações taxonómicas e biostratigráficas recentes. A direita termos regionais (informais) Europeus. (Gradstein *et al.* 2012).

2.2.1. Série Inferior

De acordo com Martisson, 1997 (*in* Gradstein *et al.* 2006) o GSSP para o limite Silúrico-Devónico e para a parte basal do Andar Lochkoviano, está localizado em Klonk, a 35 quilómetros do sudoeste de Praga (República Checa). Na definição inicial, foi usada uma fauna importante, nomeadamente o graptólito *Monograptus uniformis* e a trilobite *Warburgella rugosa* (*e.g.* Gradstein *et al.* (2006) e Gradstein *et al.* (2012)).

O GSSP corresponde ao limite Silúrico-Devónico acima referido é o mesmo para este Andar. Está localizado numa área conhecida por Barrandium onde a secção

estratigráfica de Klonk, nas proximidades de Suchomasty, corresponde a uma escarpa com 34 metros de altura e inclui na base a parte terminal do Silúrico (Pridoli) e a parte basal do Devónico (Lochkoviano inferior). As litologias ali presentes compreendem calcários alóctones e xistos autóctones. O estratotipo, está centrado na camada 20 a qual é uma unidade de 7 a 10 centímetros de possança e apresenta logo acima uma grande abundancia de *M. uniformis uniformis* e *M. uniformis angustidens* (Martisson, 1977 e Jaeger, 1977 in Gradstein *et al.* 2006).

2.2.1.1. Lochkoviano (figura 2.4)

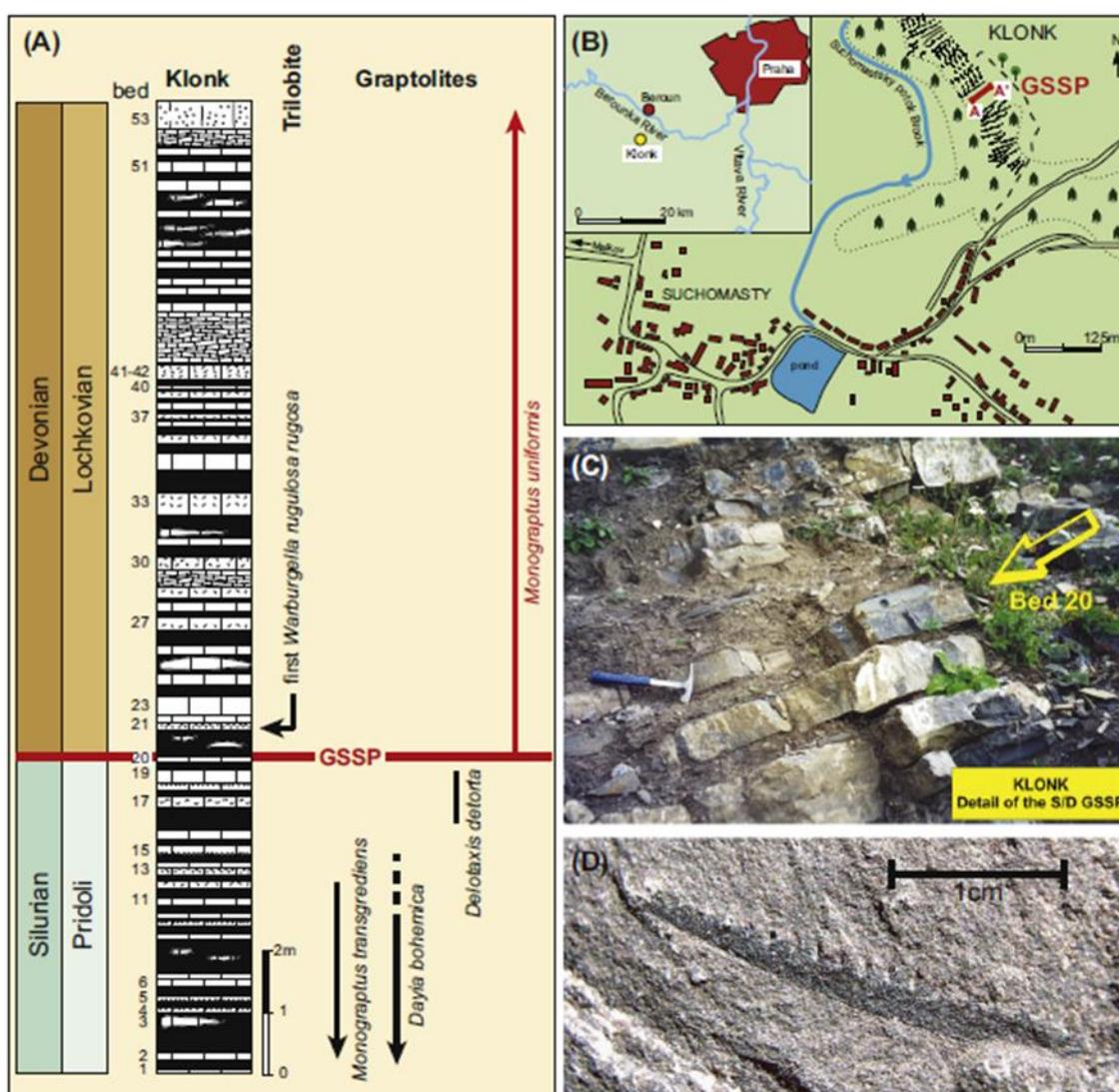


Fig. 2.4: A) Coluna litológica e biomarcadores importantes em relação ao GSSP do Devónico. B) Localização geográfica do GSSP do Lochkoviano em Klonk, nas proximidades de Suchomasty, República Checa. C) Detalhe da secção do GSSP na parte superior da camada 20 (foto de L. Slavik). D) *Taxon* usado como marcador índice: *Monograptus uniformis uniformis* (foto de L. Slavik) (Gradstein *et al.* 2012).

A presença de conodontes e graptólitos, permite reconhecer este andar em muitas partes do Mundo e obter correlações estratigráficas (Gradstein *et al.*, 2006).

Segundo Gradstein *et al.* (2012), Chlupáč e Hladil (2000) reviram a estratigrafia do estratotipo e apresentam uma síntese da sequência de trabalhos focados na paleofauna e paleoflora nele presente. Atualmente, desde o trabalho de Carls *et al.* (2007, in Gradstein *et al.* 2012), que a escala de conodontes foi revista e revela que, na base do Devónico, é possível obter uma melhor correlação com o surgimento de *Caudicriodus hesperius* e não pela tradicional zona de *woschmidti* (Gradstein *et al.* 2012). O *taxon C. hespericus* ocorre no Lockoviano Superior e surge mais recentemente do que se pensava em relação ao seu suposto descendente *C. postwoschmidti* (Gradstein *et al.* 2012).

Contudo algumas zonas, não possuem fácies com graptólitos ou conodontes. Aqui, Richardson e McGregor (1986) e Richardson *et al.* (2000) (in Gradstein *et al.* 2012) recorreram a evidências fornecidas por esporos, para correlacionar estas áreas do Andar em questão. Ainda de acordo com Gradstein *et al.* (2012), as trilobites dos géneros *Acastella* e *Warburgella* revelam-se marcadores estratigráficos importantes para fácies neríticas. Também segundo os mesmos autores, os trabalhos de Saltzman (2002), Buggisch e Mann (2004), Kleffner *et al.* (2009) e Zhao *et al.* (2011) demonstram que o limite Silúrico-Devónico se situa próximo de um pico positivo e significativo de isótopos de carbono. Esta aproximação pode ser separada do pico isotópico do Silúrico e do intervalo de extinção (evento *Transgrediens*) em Barrandian, Praga, Republica Checa (Manda e Frýda, 2010 in Gradstein *et al.* 2012).

2.2.1.2. Praguiano (figura 2.5)

O GSSP deste Andar encontra-se em Velka Chuchle, nas proximidades de Praga (Chlupáč e Oliver 1989, revisto por Chlupáč, 2000 in Gradstein *et al.*, 2006).

Em Calgary (Província de Alberta, Canada), no ano de 1987, foi estabelecido para a base deste Andar, o aparecimento do conodonte *Eognathodus sulcatus* como marcador de correlação. Mais recentemente restrições taxonómicas colocam os espécimes de *E. sulcatus*, datados do Praguiano inferior, num género distinto: *Gondwania* (Bardashev *et al.*, 2002 in Gradstein *et al.* 2012). Outros elementos faunais de grande importância, tais como as tentaculites, da subclasse Dacryoconarida, *Nowakia sororcula* e *N. (Turkestanella) arcuaria*, surgem ligeiramente acima da camada com o conodonte *E. sulcatus*, num nível, outrora considerado a base do andar Praguiano (Gradstein *et al.*, 2004). No entanto *E. sulcatus* já não é um marcador para o Praguiano, visto que os seus fósseis tipo não ocorrem antes do Praguiano Médio (Gradstein *et al. op. cit.*).

O GSSP encontra-se entre o intervalo de *Eognathodus*, entre a primeira ocorrência do morfotipo beta de *Caudicriodus steinachensis* e, ligeiramente abaixo de *N. (T.) acuaria*, sendo que ambos os *taxa* apresentam uma ampla distribuição a nível mundial (Gradstein *et al.* 2012).

Os quitinozoários revelaram-se, também, indispensáveis para o reconhecimento do intervalo estratigráfico em questão, pois permitiram correlação com conexão com biozonas de esporos (Gradstein *et al.* 2012). De acordo com os mesmos autores, Chlupáč (2000) refere uma variedade de outros *taxa* de invertebrados em redor do GSSP.

A biozonação de esporos definida, atualmente para o Praguiano não pode ser estabelecida com precisão apenas através da palinologia; no entanto uma colocação bastante precisa, foi conseguida em vários outros lugares (Richardson *et al.*, (2000) Slavík *et al.* (2007) e Carls *et al.* (2008) in Gradstein *et al.* 2012).

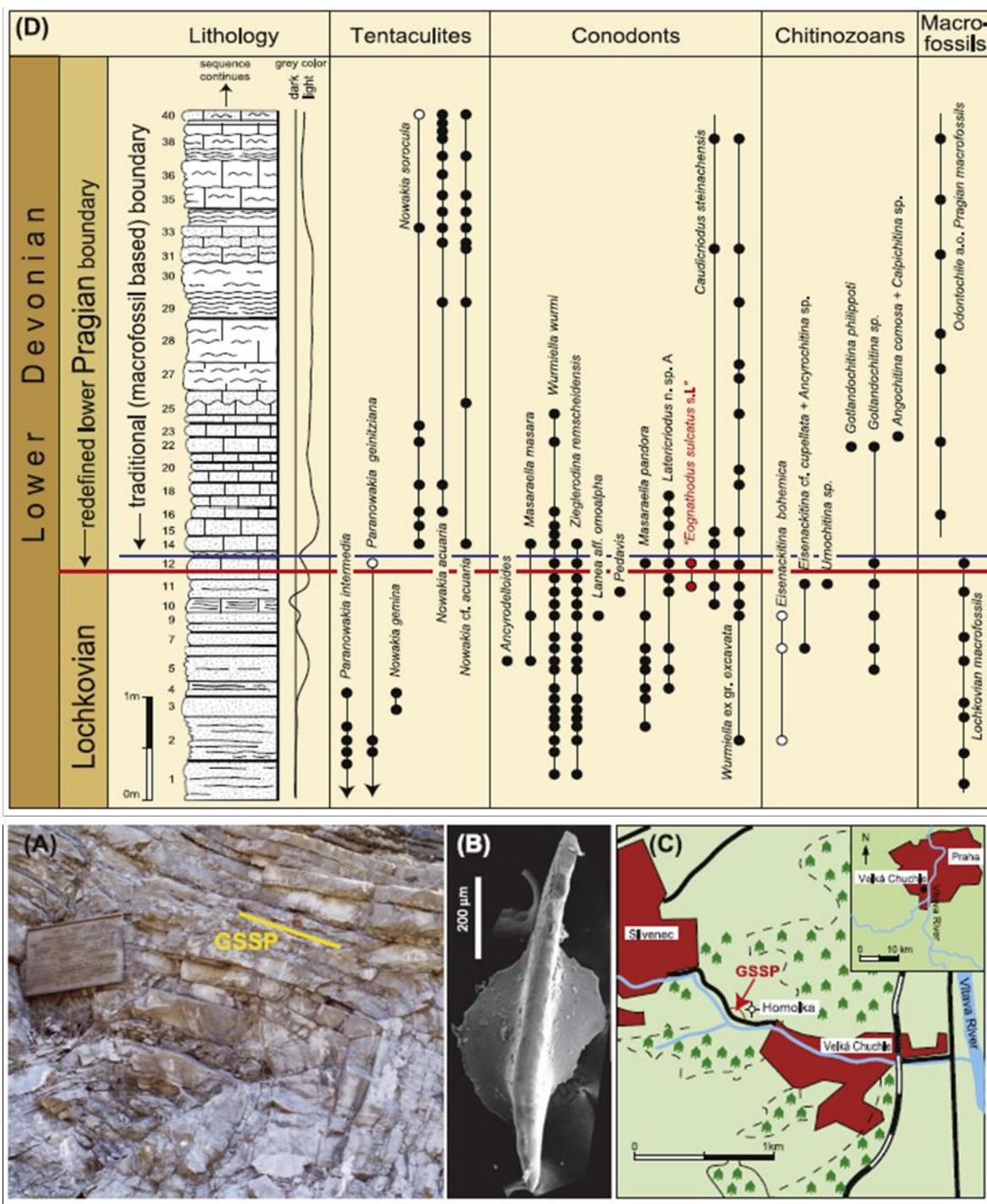


Fig. 2.5: A) Detalhe da secção do nível do GSSP (para o Praguiano) na base da camada 12. Ao lado encontra-se uma placa explicando o estratotipo (foto de L. Slavik. B) Exemplar fóssil usado como marcador índice: *Eognathodus sulcatus* recolhido na camada 12 do estratotipo (Slavik e Hladil, 2004 in Gradstein et al. 2012). C) Mapa mostrando a localização do GSSP. D) Coluna litológica com os biomarcadores importantes em relação ao GSSP (Baseado nos dados de Chlupač e Hladil, 2000 e Slavik e Hladil, 2004 com actualização taxonómica in Gradstein et al. 2012).

2.2.1.3. Emsiano (figura 2.6)

De acordo com Kutscher e Schmidt (1985, *in* House, 1988) o termo Emsiano foi baseado na designação “Quartzito de Sem” e substituiu o termo Coblenzieano.

O GSSP do Emsiano encontra-se nas Gargantas de Zinzi’ban, no Uzbequistão (Yolkin *et al.*, 1998, *in* Gradstein, 2012). Um importante marcador para a base deste Andar é o aparecimento do conodonte *Polygnathus kitabicus* (sinónimo de *Eocostapolygnathus kitabicus*, de acordo com Becker e Aboussalam (2001, *in* Gradstein *et al.*, 2012). No entanto o “limite *kitabicus*” encontra-se muito abaixo da base do Emsiano da Alemanha (Carls e Valenzuela-Ríos, 2007; Jansen, 2008; Carls *et al.*, 2008 *in* Gradstein *et al.* 2012) e é possível correlacionar com a metade inferior do Calcário de Praga, Boémia (Slavík *et al.*, 2007 *in* Gradstein *et al.* 2012). Assim, a SDS decidiu rever a base do Emsiano, em 2008, posicionando mais a cima o aparecimento de *E. kitabicus* e o actual GSSP originando um novo subandar (Pragian Superior) enquanto que a base do Emsiano é elevada num nível próximo do surgimento de *P. excavatus* juntamente com um novo estratotipo no Zinzi’ban Gorge (Becker, 2009 *in* Gradstein *et al.* 2012). Este novo nível, de conodontes, encontra-se muito próximo da tradicional base do Emsiano e foi baseado na correlação de braquiópodes-conodontes em Espanha (Gradstein *et al.* 2012).

Os termos Checos Zlichoviano e Dalejaniano são considerados nos dias de hoje como sendo termos informais (Gradstein *et al.*, 2004 e Gradstein *et al.* 2012). Um sub andar do limite Emsiano Inferior-Superior é colocado próximo do antigo limite Zlichoviano-Dalejaniano (Chlupáč e Lukes, 1999 *in* Gradstein *et al.* 2012), acima do desaparecimento do amonóide *Anetoceras* e próximo do surgimento da tentaculite *N. cancellata* no Uzbequistão (Gradstein *et al. op. cit.*).

Uma grande alteração paleoecológica em zonas pelágicas é evidenciada pelo desaparecimento gradual dos graptólitos (e.g. Gradstein *et al.* 2006 e Gradstein *et al.* 2012). De acordo com Gradstein *et al.* (2012) os graptólitos monograptídeos unisseriados desapareceram no Emsiano Inferior. Um pouco mais tarde amonóides de concha enrolada surgiram e dominaram as fácies marinhas até ao Cretácico final onde se extinguíram. Nos Xistos de Daleje observa-se um cortejo transgressivo, reconhecido a nível Mundial que origina o termo Evento de Daleje. Em tempos este nível foi atribuído ao Eifeliano (Devónico Médio) (e.g. Gradstein *et al.*, 2006 e Gradstein *et al.* 2012).

Este Andar aparenta ser de longa duração e uma possível subdivisão está a ser discutida entre peritos (Gradstein *et al.*, 2006).

2.2.2. Série Médio

2.2.2.1. Eifeliano (figura 2.7)

Em 1981 a subcomissão escolheu como estratotipo para este Andar, um nível (camada 10) em Wetteldorf Richtschnitt no Sinclinal de Prün no Distrito de Eifel, na Alemanha, uma das zonas clássicas para o Devónico Médio (Ziegler e Werner, 1982 *in* House, 1988; e Ziegler, 2000 *in* Gradstein, *et al.* 2006) e encontra-se protegido por um edifício (Happel Hut, segundo Gradstein *et al.* 2012), construído pela Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft em 1990 (Gradstein *et al.*, 2004 e Gradstein *et al.* 2012).

Um paraestratotipo para este Andar foi assinalado em Holyne Prastav Quarry, no Sudoeste de Praga (Zielger e Werner 1982 *in* House, 1988). A junção das zonações dos conodontes *Polygnathus costatus patulus* e *P. costatus partitus* é um marcador de

correlação primário, que se encontra mesmo abaixo do pico anóxico do Evento Choteč que ocorreu perto do final da zona de *partitus* (Gradstein *et al.*, 2012). DeSantis e Brett (2011) *in* Gradstein *et al.*, (2012), baseado nas sucessões na bacia de antepaís dos Apalaches (EUA), sugeriu dois pequenos bio eventos adicionais associados a alterações eustáticas entre os intervalos entre os eventos Choteč e Kačák, os quais denominou “eventos Bakoven e Holow”.

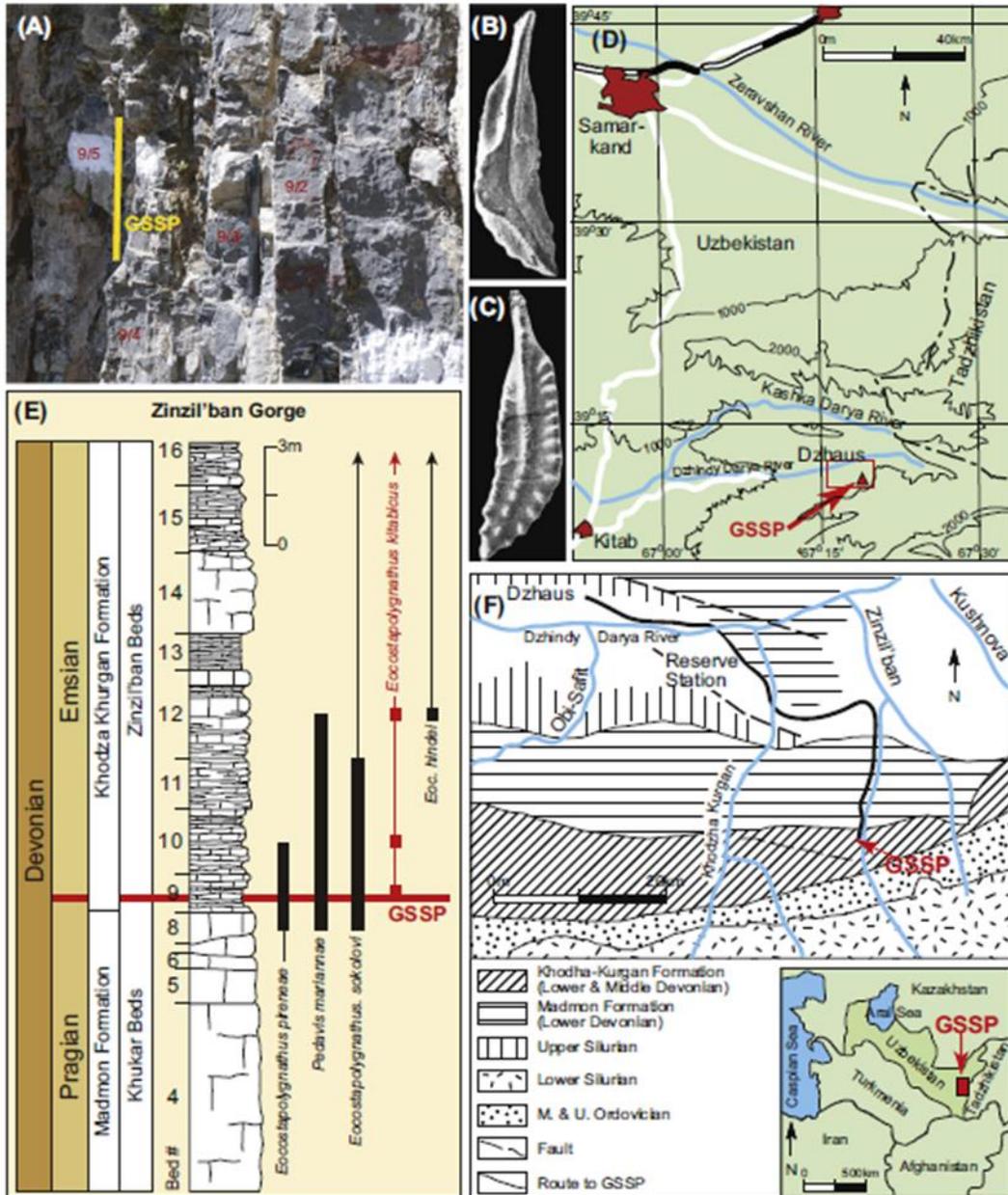


Fig. 2.6: A) Detalhe da secção onde se encontra o GSSP, na base da camada 9-5. B) e C) Vista inferior e superior do marcador bioestratigráfico: *Eocostapolygnathus kitabicus* proveniente do estratotipo (Yolkin *et al.*, 1994 *in* Gradstein *et al.* 2012). D) Posição do GSSP e Kitab na área do oriente de Uzbequistão. E) Coluna litológica com intervalos de conodontes marcadores em relação ao GSSP (Baseado em dados de Yolkin *et al.*, 2008 *in* Gradstein *et al.* 2012). F) Posição geográfica do GSSP nas Gargantas de Zinzil'ban. (Gradstein *et al.* 2012).

2.2.2.2. Givetiano (figura 2.8)

O estratotipo deste andar, está localizado em Jebel Mech Irdane (“Colina do Pequeno Rato”) na área de Tafilalt (Montanhas do Anti Atlas), 12 quilómetros do sudoeste de Rissani, Marrocos (Walliser *et al.* 1996, Walliser, 2000 *in* House e Gradstein, 2006 e Ellwood *et al.*, 2003, 2011a; Schmitz *et al.*, 2006, Walliser e Bultynck, 2011 *in* Gradstein *et al.* 2012).

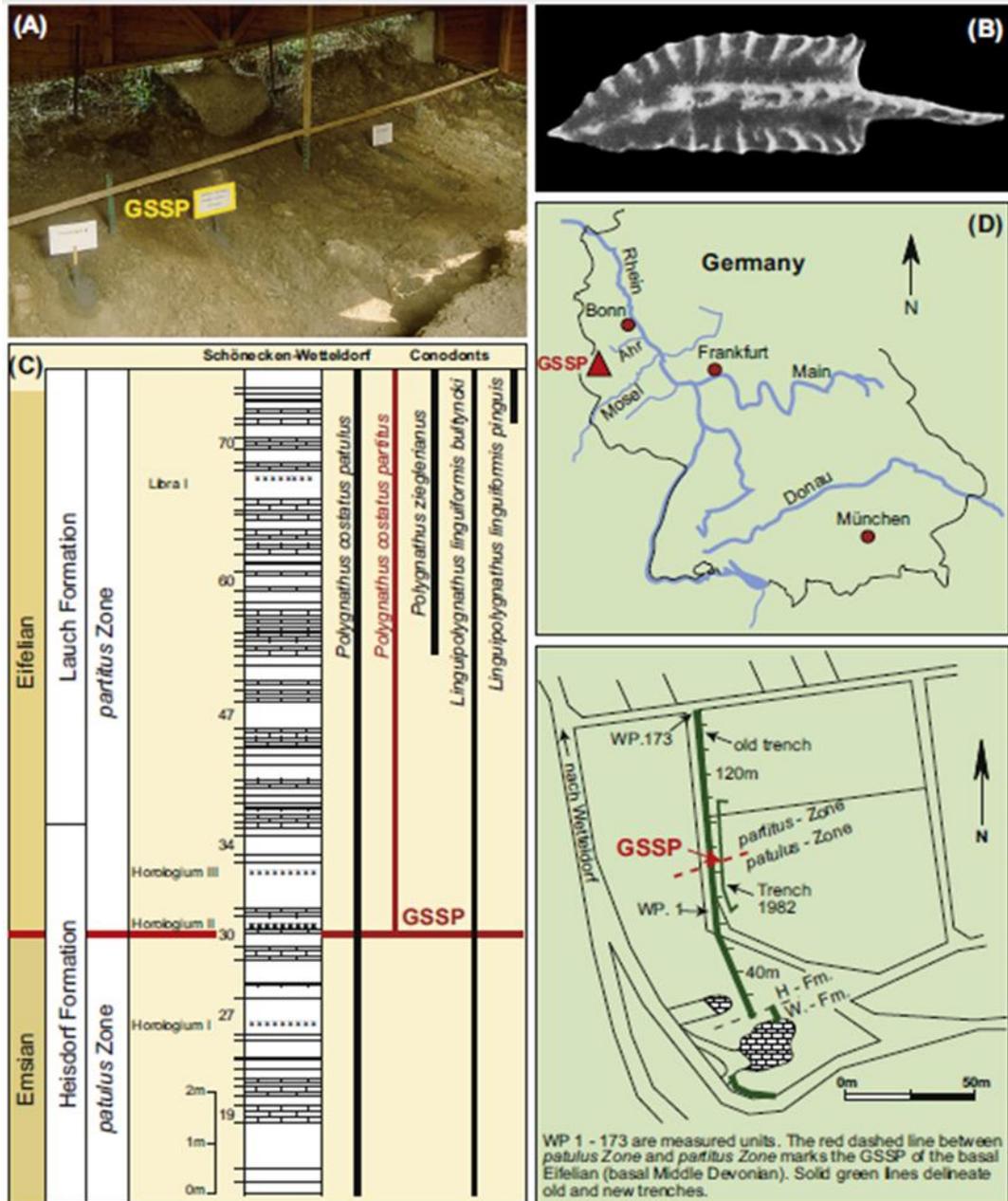


Fig. 2.7: A) Detalhe da secção contendo o GSSP, dentro do Happel Hut (foto de K. Weddige). B) Espécime fóssil do marcador para este andar: *Polygnathus costatus partitus* (foto de K. Weddige). C) Coluna litológica mostrando os conodontes usados como marcadores em relação ao GSSP. D) Localização do trecho (Gradstein *et al.* 2012).

Ainda segundo os mesmos autores, o marcador de correlação primária para esta camada é a base da biozona do conodonte *Polygnathus hemiansatus* correspondendo à antiga zona de *P. ensensis* (Gradstein *et al.* 2006 e Gradstein *et al.* 2012) A biozona do amonóide *Bensaidites koeneni* tem início ligeiramente abaixo desta camada e a biozona do esporo *Geminospora lemurata*, um pouco acima da mesma (Streel *et al.*, 2000a *in* Gradstein *et al.* 2012). Os Calcários de Givet e Assisse de Givet, em Ardennes (França) estiveram na origem do nome deste Andar, que foi definido de várias formas diferentes, como por exemplo com base em características neríticas ou através da correlação de faunas pelágicas. A camada inferior do andar em questão está próxima da base dos Calcários de Givet e muito próximo do surgimento do braquiópode *Stringocephalus*, típico do Givetiano (Bultynck e Hollevoet, 1999 *in* House e Gradstein, 2006 e Gradstein *et al.* 2012). Segundo a proposta de Bultynck e Gouwy (2002) *in* Gradstein *et al.* 2012) o Givetiano é dividido em três sub andares. Em 2006 a SDS decidiu aceitar a proposta de colocar a base do Givetiano Médio na base da zona dos conodontes *P. rhenanus-varcus* (Gradstein *et al.* 2012). De acordo com a proposta avançada por Aboussalam e Becker (2002 *in* Gradstein *et al.* 2012) o Givetiano Superior inclui a maior parte dos intervalos com faunas de amonóides da família Pharciceratidae (que geralmente são atribuídas ao Devónico Superior) e é definido pela zona inferior do conodonte *Schmidtognathus hermanni* (Becker, 2007a *in* Gradstein *et al.* 2012) e que, de acordo com os mesmos autores coincide com uma subida eustática a nível global. O Evento Global Taghanic esta localizado no topo do Givetiano Médio (*e.g.*, Aboussalam, 2003; Aboussalam e Becker, 2011; Marshall *et al.* 2011 *in* Gradstein *et al.* 2012). Na parte média do Givetiano Médio ocorrem dois pequenos bio eventos: *pumilio* inferior e superior (Lotmann, 1990 *in* Gradstein *et al.* 2012).

2.2.3. Série Superior

2.2.3.1. Frasniano (figura 2.9)

O conodonte *Ancyrodella rotundiloba* é usado como guia inicial para esta camada. A ocorrência deste táxon, tanto em fácies de ambiente pelágico como nerítico, permite vantagens importantes para estudos estratigráficos nesta secção (House e Gradstein 2006).

O estratotipo do Frasniano, corresponde à base da Zona MN1 de Montagne Noire (Yudina, 1990, *in* Gradstein *et al.* 2006). O aparecimento da goniatite *Neopharciceras* ocorre logo acima do GSSP na camada 43 (Korn, *in* House *et al.* 2000 *in* House e Gradstein 2006). Este cefalópode paleozóico, tem sido um excelente elemento de correlação em sucessões Asiáticas (House e Gradstein 2006 e Gradstein *et al.* 2012).

Segundo a SDS o Frasniano é subdividido em três subandares e, seguindo uma proposta de Becker e House (1999) *in* Gradstein *et al.* 2012) a base do Frasniano Médio é colocada na MN5 ou na zonação do conodonte *Palmatolepis punctata*, que coincide com o “Evento Middlesex” e a primeira ocorrência da goniatite *Sandbergeroceras* (Becker *et al.*, 1993 *in* Gradstein *et al.* 2012). De acordo com os mesmos autores Ziegler e Sandberg (1997) propuseram que a base do Frasniano Superior deverá coincidir com a subida eustática relacionada com a transgressão *semichatovae* a qual permitiu que conodontes palmatolepideos se dispersassem na biozonação 11 de MN, ao mesmo tempo que uma grande dispersão de goniatites foi registada.

2.2.3.2. Fameniano (figura 2.10)

A colocação deste Andar em diferentes níveis, reflete parcialmente, a presença de problemas no posicionamento relativo de diferentes grupos faunísticos. A posição

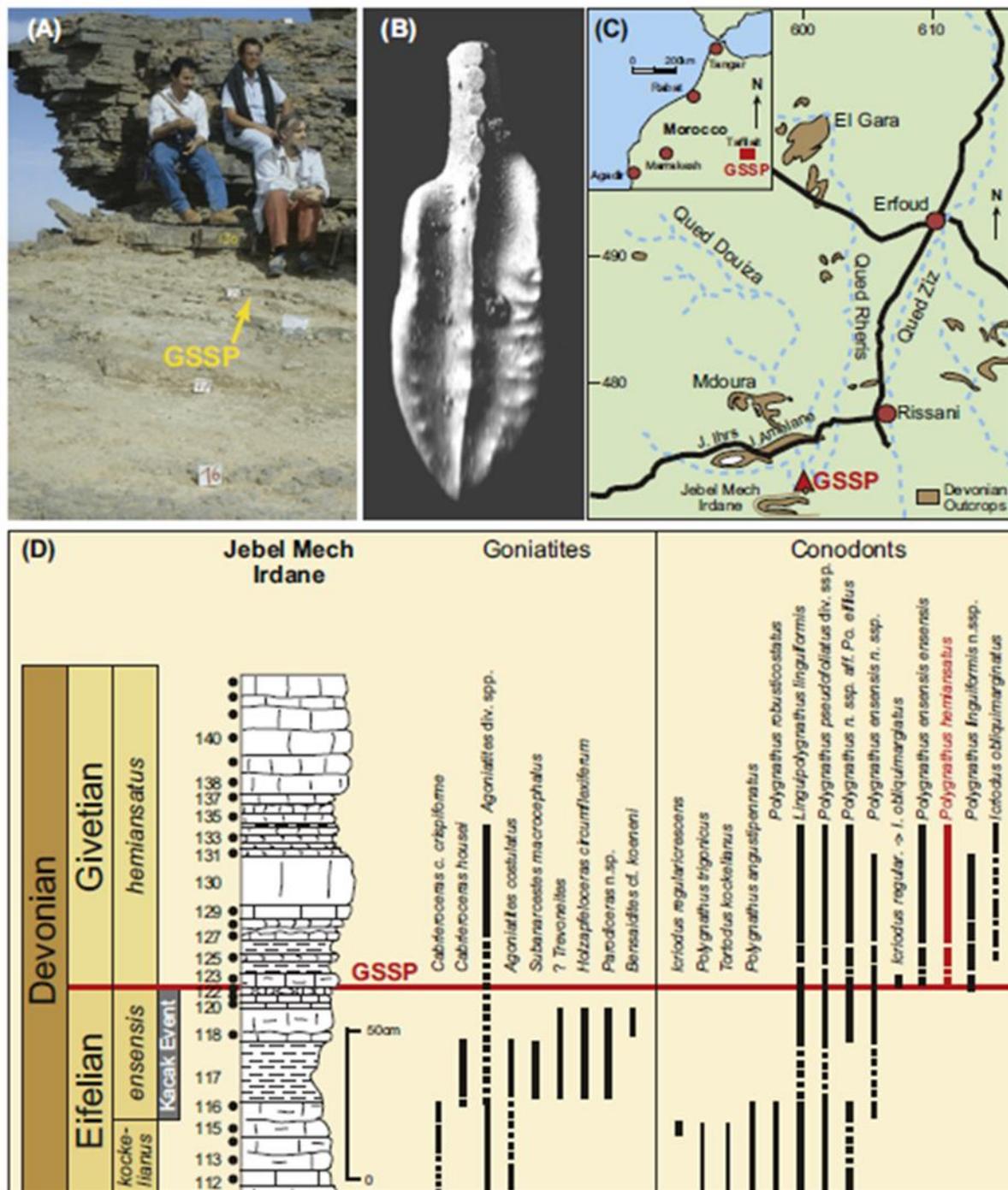


Fig. 2.8: A) Detalhe da secção do GSSP. B) Conodonte marcador: *Polygnathus hemiansatus* (Walliser, 2000 in Gradstein *et al.* 2012). C) Posição geográfica de Jebel Mech Irdane a sudeste de Rissani, Tafilalet. D) Coluna litológica com marcadores bioestratigráficos (goniatites e conodontes) (Gradstein *et al.* 2012).

A parte posterior deste andar foi proposta pela SDS e foi retificada pela IUGS em 1993 (Gradstein *et al.* 2006 e Gradstein *et al.* 2012). A camada encontra-se na junção das zonas dos conodontes *Palmatolepis linguiformis* e *P. triangularis* inferior (Klapper 2000a *in* House e Gradstein 2006 e Gradstein *et al.* 2012). O GSSP deste andar não corresponde á primeira ocorrência de *P. triangularis*, mas á extinção dos palmatolepideos do Frasniano (principalmente *P. bogartensis*), ancyrodellideos, ancyrognathideos e *P. subperlobata* em camadas onde há uma ocorrência súbita de *P. ultima* (Gradstein *et al.* 2012).

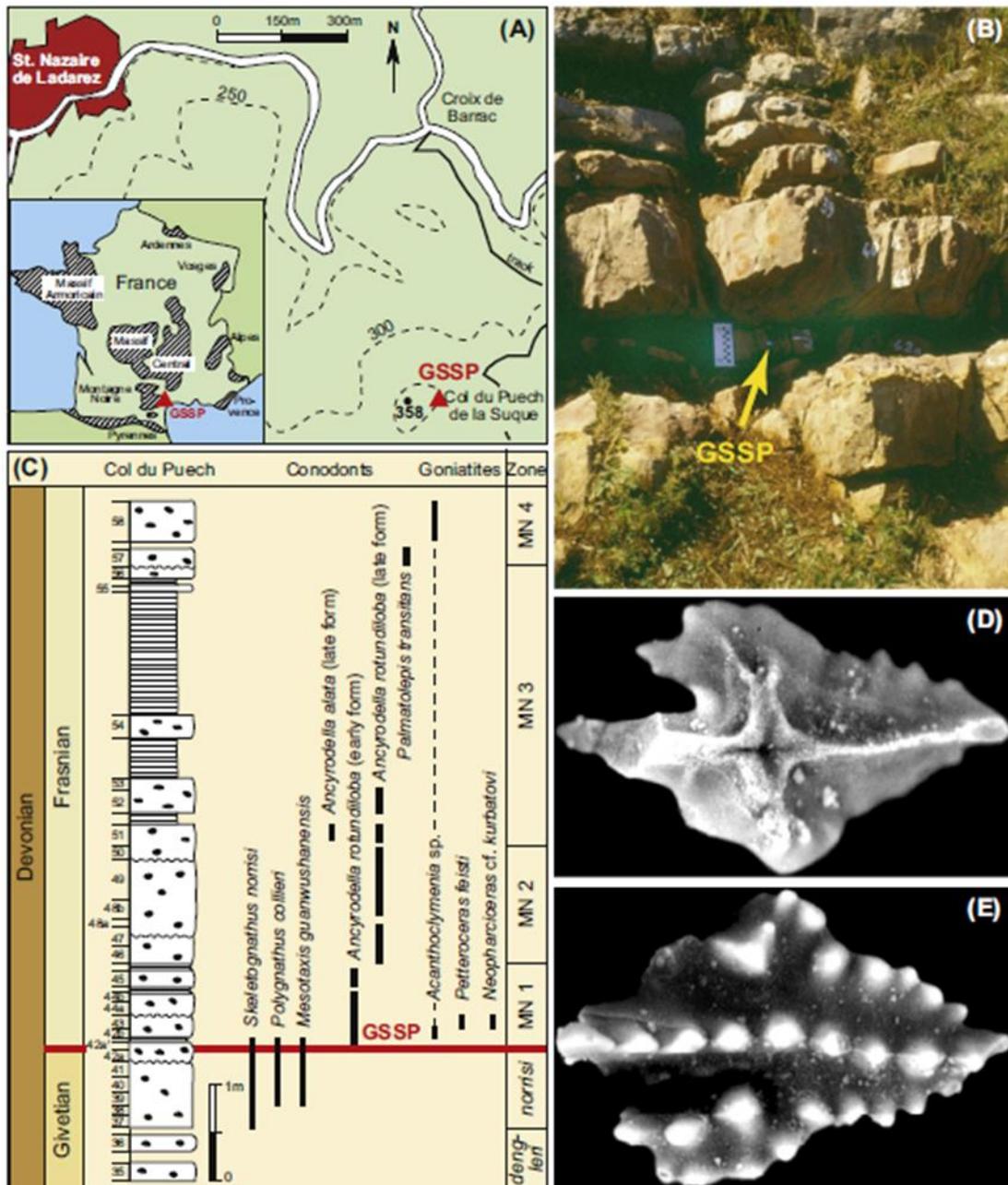


Fig. 2.9: A) Posição geográfica do GSSP no carreamento de Mont Peyroux, sudeste de St. Nazaire de Ladarez. B) Detalhe da secção (foto de R. Feist). C) Coluna litológica com goniatites e conodontes marcadores (com taxonomia actualizada). D) e E) Espécime do conodonte indicador, *Ancyrodella rotundiloba* (foto de G. Klapper) (Gradstein *et al.* 2012).

As goniatites *Manticoceras* e *Beloceras* desaparecem a partir desta camada, sendo os últimos representantes das famílias Gephuroceratidae e Beloceratidae (House e Gradstein *op. cit.*).

Outra goniatite do género *Cheiloceras* torna-se mais comum. O Faméniano Inferior tem como marcador o género *Cheiloceras* que surge mais recentemente, sugerindo uma recuperação lenta após o evento de extinção (Gradstein *et al. op. cit.*). A fase anóxica dos “Eventos de Kellwasser” inferior e superior também estão registadas no estratotipo deste andar (Gradstein *et al.* 2006 e Gradstein *et al.* 2012).

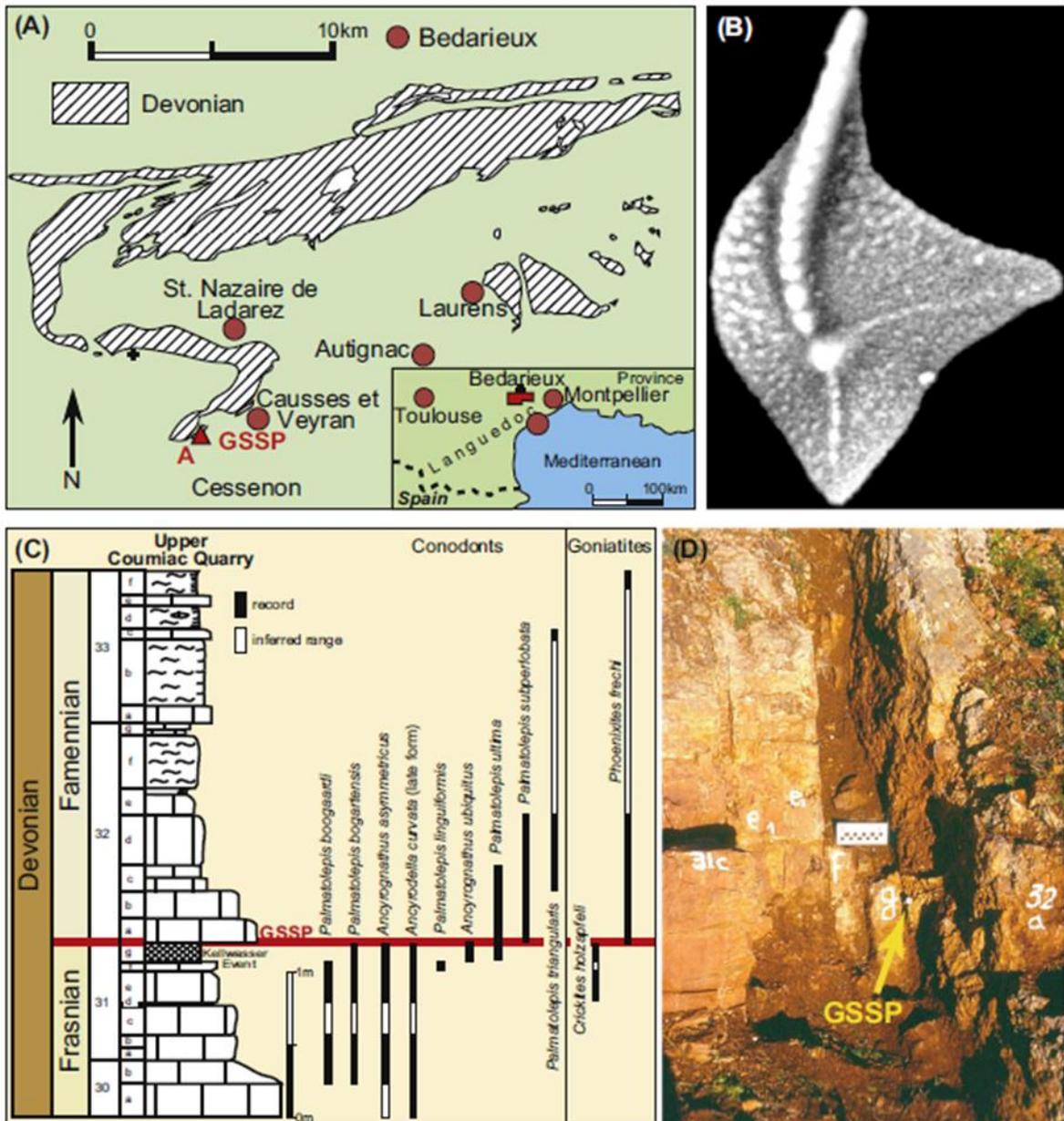


Fig. 2.10: A) Localização do GSSP a norte de Cessenon. B) Fóssil marcador: *Palmatolepis ultima* (foto de G. Klapper). C) Perfil estratigráfico sintético com goniatites e conodontes marcadores (baseado nos dados de Klapper *et al.* 1993, Schu"lke, 1995, House *et al.*, 2000b, e Girard *et al.*, 2005) in Gradstein *et al.* 2012). D) Detalhe da secção do GSSP (Gradstein *et al.* 2012).

Apoiado na proposta de Strel *et al.* (1998) in Gradstein *et al.* (2012) e depois de uma discussão prolongada, a SDS decidiu, em 2003, subdividir este Andar em quatro sub andares, sendo que a posição destas unidades é ainda objeto de discussão entre os peritos. Os dois picos do “Evento Condroz” (Becker, 1993a in Gradstein *et al.* 2012) registadas neste intervalo marcam, por sua vez, o final de uma importante fase de *highstand* eustático a nível global (“Evento Nehden”) no final do Fameniano Inferior, seguiu-se uma transgressão significativa na biozonação de *marginifera* inferior (Gradstein *et al.* 2012). De acordo com House (1985) in Gradstein *et al.* (2012) o “Evento Enkeberg” é um intervalo em pequena escala que perturbou, sobre tudo, faunas pelágicas.

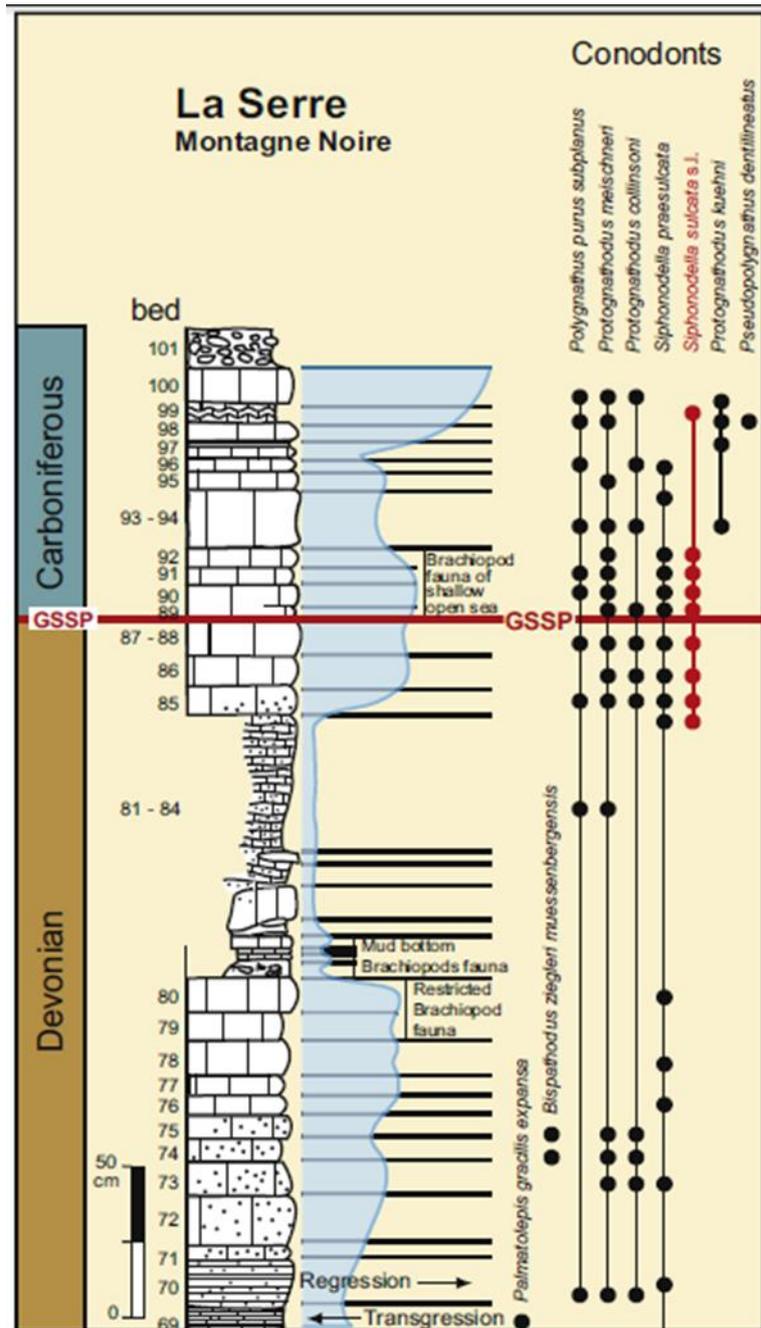


Fig. 2.11: Coluna estratigráfica sintética do limite Devónico-Carbonífero em La Serre, trecho E no estratotipo em Montagne Noire, sul de França (Gradstein *et al.* 2012).

2.2.4. Limite Devónico/Carbonífero (figura 2.11)

O GSSP para o limite Devónico-Carbonífero, fica localizado em La Serre, próximo de Clermont L` Herault, Montagne Noire, França (Patroth *et al.* 1991, Feist *et al.* 2000 in Gradstein *et al.* 2006). O marcador para a base é o conodonte *Siphonodella sulcata* (Gradstein *et al.* 2012). Este limite, encontra-se muito bem definido a nível palinológico através da presença do esporo *Retispora lepidophyta* que se extingue imediatamente antes da primeira ocorrência de *S. sulcata* na secção auxiliar de Hasselbachal, na Alemanha (Higgs *et al.* 1993 in Gradstein *et al.* 2006 e Gradstein *et al.* 2012). Abaixo deste limite, encontra-se registada a extinção de vários grupos de amonóides, de trilobites e de corais entre outros grupos de invertebrados, vítimas de alterações paleoambientais relacionadas com o “Evento Hangenberg” (Gradstein *et al.* 2012). Neste intervalo as evidências apontam para que tenha ocorrido uma glaciação de curta duração, mas bastante significativa (Gradstein *et al.* op. cit.) Esta foi acompanhada, também, por uma grande regressão marinha, designada por Regressão de Hangenberg a que se seguiu a grande extinção (Wicander *et al.* 2011 in Gradstein *et al.* 2012). Na Bolívia encontram-se evidências de vários episódios de glaciação com uma fase inicial que parece preceder o nível de extinção em massa (Gradstein *et al.* op. cit.). A presença de esporos no intervalo do evento é, em parte, anómala por possível reelaboração tafonómica (Filipiak e Racki 2010 in Gradstein *et al.* 2012). Posteriormente, a transgressão pós-glacial no Fameniano e o pico (Cramer *et al.*, 2008 in Gradstein *et al.* 2012) isotópico na zona de *Protognathodus kockeli* presenciaram a proliferação de novas associações faunísticas tais como, corais, braquiópodes, amonoides, trilobites, ostracodos e conodontes do Carbonífero (e.g. Korn *et al.*, 1994 in Gradstein *et al.* 2012).

2.3. Biostratigrafia

Para o Devónico, existem biozonas precisas em fácies pelágicas, com recurso, em especial, a amonóides, conodontes, ostracodos, dacryoconarídeos e, para o Devónico inferior, graptólitos monograptídeos (Gradstein *et al.* 2004). Para fácies neríticas, ostracodos, trilobites e braquiópodes, são os marcadores mais importantes a nível regional, apresentado no entanto, várias características endémicas (Gradstein *et al.* 2012). Os quitinozoários podem ocorrer em ambas as fácies. A biozona de acritarcas é menos detalhada (Gradstein *et al.* 2012).

De acordo com os mesmos autores em trabalhos como por exemplo Becker e Kirchgasser, (2007) existem ainda muitos problemas com a correlação entre zonas pelágicas e zonas neríticas e terrestres.

Já para as fácies terrestres, são muito úteis, esporos, restos de macroplantas e peixes, sendo que em algumas fácies em específico, são encontrados esporos e acritarcas em todos esses regimes (Gradstein *et al.* 2006).

2.3.1. Biozonas de conodontes

Estes pequenos microfósseis, semelhantes a dentes de composição cálcio-fosfatada, podem ser recuperados através da dissolução de múltiplas litologias marinhas. Segundo

Gradstein *et al.* (2006) importantíssimos estudos, documentados em Bichoff e Ziegler (1957) e Zeigler (1962) permitiram calibrar melhor a zonação deste sistema.

A terminologia para o Devónico Superior, foi revista por Ziegler (1973) e Ziegler e Sandberg (1984, 1990), de acordo com Gradstein *et al.* (2012). Já para o Devónico Inferior (segundo a mesma bibliografia) existem revisões elaboradas por Valenzuela-Ríos e Murphy (1997), Murphy e Valenzuela-Ríos (1999), Slavík (2004a,b), Slavík e Hladil (2004), Murphy (2005), Slavík *et al.* (2007), e Yolkin *et al.* (2011). Para o Gevetiano existem revisões e posteriores desenvolvimentos, Bultynck (1985, 1987), Aboussalam (2003), Aboussalam e Becker (2007), e Narkiewicz e Bultynck (2010) e para o Frasniano existem trabalhos, baseados originalmente em sucções no sul de França, de Klapper, (1989, 2000b) (Gradstein *et al.* 2012). Klapper *et al.* (1996), Klapper (2007b), e Ovnatanova e Kononova (2008) forneceram dados adicionais de grande importância (Gradstein *et al.* 2012). O último trabalho referido possibilita a correlação de fácies de águas rasas dominadas por polygnathideos (Gradstein *et al.* 2012). A biostratigrafia fina de conodontes em torno do limite Frasniano-Famneniano foi melhorada, de acordo com os mesmos autores, por Schülke (1999), Klapper *et al.* (2004), Girard *et al.* (2005), e Klapper (2007a). Segundo Gradstein *et al.* 2012 problemas relacionados com zonamentos do andar Famneniano encontram-se documentados e realçados nos trabalhos de Corradini (2008), Hartenfels *et al.* (2009), Hartenfels e Becker (2009), e Hartenfels (2011). Kaiserer *et al.* (2009 in Gradstein *et al.* 2012) propuseram alterações próximas do limite Devónico-Carbonífero. Os mesmos autores referem que Bultynck (2007) documentou discussão sobre os principais problemas relacionados com zoneamentos padrão. Múltiplos autores, providenciaram contributos consideráveis que permitiram instituir vasta e confiável gama de táxons de conodontes (Gradstein *et al.* 2012).

Bultynck (2003 in Gradstein *et al.* 2012) sintetizou potenciais zonas de conodontes alternativas, em especial para fácies neríticas.

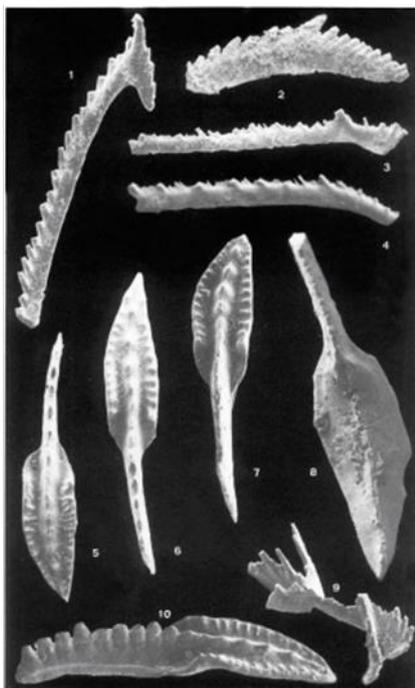


Fig.2.12: Exemplos de conodontes do Devónico de Portugal (Boogaard, 1983).

2.3.2. Biozonas de Amonóides

O final do Devónico Superior, (Emsiano) marcou o surgimento dos amonóides (Gradstein *et al.* 2012). Segundo os mesmos autores Wedekind (1917) determinou que as goniatites e clymenideos fornecem um relevante instrumento de correlação para fácies pelágicas, na sua compilação do zoneamento do Devónico Superior. Desde então, foram adicionados outros estudos: para o Devónico Inferior por Chlupáč e Turek (1983), Becker e House (1994), Ruan (1996), Klug (2001, 2002), De Baets *et al.* (2010), Becker *et al.* (2010), Becker e Aboussalam (2011), e Ebbighausen *et al.* (2011); para o Devónico Médio por House (1978), House *et al.* (1985), Becker e House (1994), Klug (2002), Becker *et al.* (2004b), e Becker (2005); para o Devónico Superior (Frasniano) por Matern (1931), House e Ziegler (1977), Becker *et al.* (1993, 2000), Becker e House (1994), House e Kirchgasser (1993, 2008) entre outros e para o Fameniense, por Lange (1929), Schindewolf (1937), Korn e Luppold (1987), Clausen *et al.* (1989), Becker (1992, 1993a,b), Korn *et al.* (1994, 2000), Korn (1999, 2004), Becker *et al.* (2002), Nikolaeva (2007), Hartenfels e Becker (2009) entre outros.

A situação atual é descrita por Becker e House (2000), que estenderam o esquema de zonação, utilizado por Wedekind, usando numeração latina no Devónico Inferior e Médio (Gradstein *et al.* 2004 e Gradstein *et al.* 2012).

2.3.3. Biozonas de Ostracodos

O uso de ostracodos pelágicos do Devónico, contribuiu de forma muito positiva para estudos biostratigráficos com grande detalhe (Gradstein *et al.* 2006). Rabien (1954) e Blumenstengel (1965) efectuaram os primeiros estudos de grande relevância neste campo (Gradstein *et al.* 2006 e Gradstein *et al.* 2012).



Fig.2.13: Um ostracodo vivo (extraído de <http://grupo-anticontaminacion.blogspot.pt/>).

Os ostracodos bentónicos, revelaram-se excelentes indicadores de ecótipos, no entanto a sua biozonação não se encontra ainda estabelecida (Gradstein *et al.* 2006 e Gradstein *et al.* 2012). Em Gross-Hffnorde *et al.* (2000) é possível ler-se sobre o papel dos ostracodos devónicos na biostratigrafia deste sistema (Gradstein *et al.* 2006).

2.3.4. Biozonas de tentaculites

A utilização de tentaculites, revela-se de grande importância para a biostratigrafia. Alberti (e.g. 1982,1993, 2000) deu grandes contribuições neste ramo (Gradstein *et al.* 2006 e Gradstein *et al.* 2012).

Para o Devónico Inferior, é necessário um avanço taxonómico para resolver problemas de correlação e para melhorar uma revisão e subdivisão dos andares Pragiano e Emsiano (Gradstein *et al.* 2012). Kim (2011 *in* Gradstein *et al.* 2012) forneceu novas informações para a região do GSSP do Emsiano. Liashenko (1967) e Sauerland (1983) resumiram intervalos estratigráficos de formas muito importantes do Devónico Médio e Frasniano (Gradstein *et al.* 2012).



Fig.2.14: Fóssil de tentaculite do Devónico descoberto em Rates e depositado no Museu Bensaúde do Instituto Superior Tecnico de Lisboa.

2.3.5. Biozonas de radiolários

Os radiolários poderão ser muito abundantes no Devónico, em águas profundas e menos em sedimentos siliciosos de plataformas oceânicas, no entanto a sua zonação ainda se



Fig.2.15: Amostra de radiolários (extraído de <http://www.jochemnet.de/>).

encontra em fase de desenvolvimento, como, segundo Gradstein *et al.* (2012), consta em trabalhos tais como os de Holdsworth e Jones, (1980); Schwartzapfel e Holdsworth, (1996); Aitchison *et al.*, (1999); Wang *et al.*, (2000) entre outros.

Estes pequenos organismos, são particularmente uteis para a correlação e recentemente vários autores descreveram associações com conodontes para, por exemplo, o limite Frasniano-Fameniano (Gradstein *et al.* 2012).

2.3.6. Biozonas de palinomorfos

Os acritarcas, correspondem a microrganismos de afinidades biológicas incertas, que desempenham um importante papel para a biostratigrafia, em especial para o Devónico Médio e Superior (Gradstein *et al.* 2006 e Gradstein *et al.* 2012). Várias zonações foram sugeridas. O trabalho realizado por Steemans (1989) é de grande importância para o Devónico Inferior.

Paris *et al.* (2000 in Gradstein *et al.* 2012) providenciou uma síntese dos avanços no zoneamento de quitinozoários para o Devónico a nível Mundial. Graças a estudos detalhados de vários autores, as zonações destes organismos, foram consideravelmente melhoradas (pelo menos no Gondwana ocidental) e tornou-se possível correlacionar com zonações de mioesporos (Gradstein *et al.* 2012).

De acordo com Gradstein *et al.* (2012) foram propostas numerosas zonações de esporos, sendo que um esquema proposto por Streel *et al.* (1987), as abreviaturas utilizadas por letras, enquanto que de Richardson e McGregor (1986) usaram um método mais convencional. De acordo com a mesma bibliografia, o trabalho de Steemans (1989) é de grande importância para o Devónico Inferior.

Avkhimovitch *et al.* (1993 in Gradstein *et al.* 2012 e Gradstein *et al.* 2006) compararam biozonas de conodontes no leste da Europa. O zoneamento de mioesporos, em relação aos vários GSSP, foi estudado em pormenor por Mark-Kurik *et al.* (1999) e Streel *et al.* (2000b). Inúmeros outros autores, realizaram diversos estudos relacionados com biostratigrafia de mioesporos.

A grande diversificação de plantas, no Devónico Superior-Carbonífero, é responsável por um zoneamento especialmente pormenorizado, que foi correlacionado com zonas de conodontes (Streel, 2009 in Gradstein *et al.* 2012).

2.3.7. Biozonas de macrofósseis vegetais

Bem antes do Devónico, surgiram as plantas vasculares e já neste sistema começaram a diversificar-se, surgindo assim as primeiras florestas em meados do limite Devónico Médio-Superior (Gradstein *et al.* 2006), sendo que as florestas mais antigas conhecidas remontam ao Givetiano Superior (Gradstein *et al.* 2012). Banks (1980) sugeriu que o Devónico fosse dividido em sete zonas. Este trabalho foi rectificado por Edward *et al.* (2000) (Gradstein *et al.* 2006).

2.3.8. Biozonas de vertebrados

O Devónico marca um dos mais importantes pontos na história da evolução - o surgimento dos tetrápodes, seres vertebrados com membros e dígitos. O escasso conteúdo paleontológico deste fascinante grupo de seres primitivos não permite um uso para correlação estratigráfica fina, sendo por isso usados para correlações mais amplas (Gradstein *et al.* 2006 e Gradstein *et al.* 2012). Os restos mais antigos conhecidos datam do Frasniano Superior do leste da Europa (Letónia), Escócia (Clark, 2002 *in* Gradstein *et al.* 2006) e também na China (Clark, 2002 *in* Gradstein *et al.* 2012). Recentemente foram descobertas pegadas de tetrápodes, datadas do Eifeliano, na Polónia (Niedzwiedzki *et al.*, 2010 *in* Gradstein *et al.* 2012). A revisão global mais recente é dada por Blicek *et al.*, 2007,2010 *in* Gradstein *et al.* 2012).

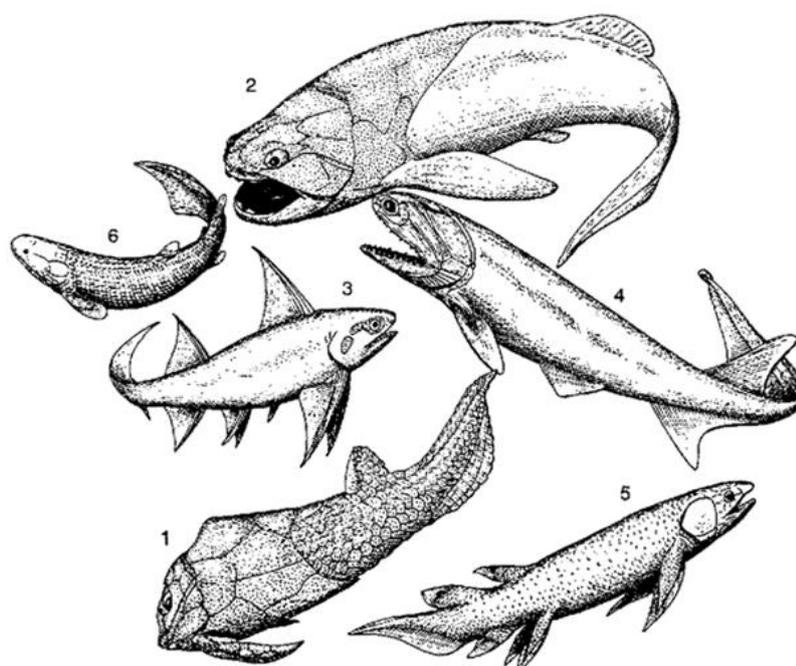


Fig.2.16: Peixes do Devónico da Escócia. 1- *Pterichthyodes*; 2- *Coccosteus*; 3- *Diplacanthus*; 4- *Cheirolepis*; 5- *Dipterus*; 6- *Osteolepis* (extraído de <http://palaeos.com/>).

Durante este Sistema todos os vertebrados apresentavam corpo muito semelhante a um peixe (da qual evoluíram) e eram todos aquáticos, sem exceção. Tetrápodes, totalmente terrestres apenas surgiram no Carbonífero Inferior (e.g. Gradstein *et al.* 2006 e Gradstein *et al.* 2012).

Os peixes são úteis, em fácies terrestres, para determinação de idades. A utilização de vários grupos destes vertebrados aquáticos, assim como dentes e outros fósseis de microvertebrados, originou várias zonações (Gradstein *et al.* 2006 e Gradstein *et al.* 2012). A maioria das zonações, incluindo zonas de peixes thelodontes, heterostracos, placodermes e acanthodianos, revelam-se importantes para a difícil correlação entre fácies marinha e não marinha (Gradstein *et al.* 2006 e Gradstein *et al.* 2012).

A utilização de microvertebrados para correlação tem vindo a aumentar (Gradstein *et al.* 2006).

2.4. Devónico em Portugal

2.4.1. Contexto Histórico

O Devónico português foi identificado pela primeira vez, por Nery Delgado (figura 2.17) e é nesta publicação que surge a primeira lista de fósseis deste sistema. Estes espécimes, recolhidos em Portalegre, foram atribuídos ao Devónico Inferior. O mesmo autor refere vagamente este sistema na sua publicação de 1876, embora lhe confira pouca importância. Delgado, na sua clássica obra, “*Système silurique du Portugal*” de 1908 faz referência ao Devónico de Portalegre e de Rates, onde apresenta algumas espécies fósseis destas localidades. Uma última publicação *postum* é descoberta e publicada em 1910 que se refere aos “Xistos de *Nereites*”, hoje em dia considerados em parte do Devónico.

Desde Nery Delgado (1908) vários outros autores têm-se dedicado ao estudo do Sistema Devónico Português.



Fig.2.17: Joaquim Filipe Nery da Encarnação Delgado (1835-1908) (extraído de <http://cvc.instituto-camoes.pt/ciencia/p37.html>).

Priem (1911) estudou a ictiofauna (figura 2.18) presente em S. Félix de Laundos, considerada nos dias de hoje como sendo devónica, assim como a fauna de invertebrados na mesma região.

Pruvost (1914) realizou trabalhos de grande importância sobre as faunas do Devónico Português. De acordo com Carrington da Costa (1931) depois de Paul Choffat ter enviado exemplares fósseis a Pruvost, este último reconheceu a importância das amostras para a determinação da idade daquelas litologias.

Carrington da Costa (1931), na sua tese de doutoramento, faz uma síntese crítica e histórica deste sistema, juntamente com outros Sistemas do Paleozóico nacional.

Montenegro de Andrade (1945) descreveu briozoários fenestelídeos e acantoclacídeos do Devónico de Laundos, próximo de Valongo.

Mais tarde Mellado e Thadeu (1947) efetuaram a revisão das trilobites do Devónico Inferior de Portugal, com recurso a coleções dos Museus das Universidades do Porto, Lisboa, entre outras instituições.



Fig. 2.18: Alguns fósseis do Devónico do Norte de Portugal. A: Mandíbula de *Pectrodus sp.* (peixe) pertencente à coleção do Museu LNETI de Lisboa; B: Espinho de *Onchus sp.* (peixe) pertencente ao mesmo museu (ambos os espécimes provem de Rates e foram estudados por Priem (1911)) C: Braquiópode (3 cm de comprimento) do Devónico da Póvoa de Varzim, das coleções do Museu de Historia Natural da Universidade do Porto. (Couto e Lourenço, 2011).

Boogaard (1963) estudou a fauna de conodontes do Devónico Superior e Carbonífero Inferior do sul de Portugal.

Uma síntese do Devónico de Portugal é publicada por Teixeira e Thadeu (1967).

A caracterização de Devónico Médio em Portugal foi feita por Perdigão (1967) em Portalegre, com base em estudos de braquiópodes pertencentes às coleções dos Serviços Geológicos. No mesmo ano surge uma publicação de Boogaard sobre a geologia de Pomarão, onde existem afloramentos Devónicos (figura 2.19).

Perdigão (1972-73) estudou também a estratigrafia e o conteúdo paleontológico de afloramentos Devónicos em Barrancos, auxiliado por Pedro Carreira e Júlio Barroso na colheita de fósseis. Segundo o mesmo autor, Teixeira (1951) analisou a paleoflora presente nas rochas daquela região. Ainda em 1972, Boogaard publicou um trabalho (correspondente à primeira parte de uma serie de trabalhos dedicados aos conodontes de Portugal e do sudoeste Espanhol), onde descreve a fauna de conodontes do Devónico Médio, nas proximidades de Montemor-o-Novo.

Teixeira e Pais (1973) estudaram alguns fósseis vegetais provenientes de Bragança e Alcañices (Zamora, Espanha) e concluíram que, apesar da descrição dos espécimes ser incerta, basta que se trate de plantas vasculares, para que as litologias onde se encontravam incluídos tenham uma idade no mínimo devónica, pois as plantas vasculares só são conhecidas a partir do Devónico. Apesar da determinação dos fósseis ser incerta, estes parecem pertencer a grupos vegetais com idade devónica superior a carbonífera inferior (Teixeira e Pais, 1973). A possível idade devónica sugerida por Teixeira e Pais (1973) foi confirmada, anos mais tarde (datada do Devónico Superior) por Pereira *et al.* (1999) mediante estudos palinológicos.

Perdigão (1973 e 1974) estudou as faunas do Devónico de Portalegre e enfatizou a importância deste afloramento. O mesmo autor (1979) estudou o Devónico de Dornes sob o ponto de vista estratigráfico e paleontológico. Ainda em 1974, Ribeiro estudou os terrenos de Trás-os-Montes oriental, onde se incluem litologias devónicas.

Fantinet *et al.* (1976) estudou algumas faunas do Fameniano de Mértola.

Já nos anos 80, a tese de doutoramento de Cooper (1980) teve como tema o estudo sobre a estratigrafia e paleontologia de litologias do Ordovícico ao Devónico a norte de Dornes.

Teixeira e Gonçalves (1980) e Teixeira (1981) redigiram livros sobre a Geologia Geral do Território Português. Em ambos é possível ler-se sobre o Devónico de Portugal.

Na sexta parte da sua obra, Boogaard e Schermerhorn (1981) documentam as faunas de conodontes do Fameniano inferior em Monte do Forno da Cal. Ainda em 1981, Freire (*in* Estudos notas e trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro) descreveu vagamente o Devónico de São Pedro da Cova.

Mais tarde Ribeiro (1983) estudou relações entre formações devónicas superiores e o Maciço de Évora em Vendas Novas (Cabrela). Ainda no mesmo ano, Boogaard publica a sétima parte da sua obra, que contempla a fauna de conodontes do Frasniano de litologias próximas da Estação de Cabrela (na linha ferroviária entre Beja e Vendas Novas).

Uma revisão do Fameniano Ibérico foi feita por Oliveira *et al.* (1986).

Pereira (1987) estudou a geologia do noroeste transmontano, incluindo afloramentos considerados devónicos.

Cunha e Oliveira (1989) examinaram palinórfos do Devónico Superior na região da Mina de S. Domingos.

Pereira e Meireles (1992) reviram os afloramentos paleozóicos da Povoia de Varzim, onde observaram (entre outros) afloramentos do Devónico da Formação de Telheiras.

Na tese de doutoramento de Couto (1993), encontra-se uma breve descrição e cartografia do Devónico na região de Valongo.



Fig.2.19: Etiquetas originais de coleções de braquiópodes do Devónico. 1 e 2: coleções de Nery Delgado. 3: coleções Saemann. 4 e 5: coleções Krantz. (Schemm-Gregory e Henriques, 2013).

Pereira *et al.* (1996), por sua vez, estudaram a palinologia de rochas do limite Carbonífero-Devónico no sudoeste de Portugal.

Um ano depois Piçarra (1997), publicou uma nota referente á presença de graptólitos no Devónico Inferior no sinclinal de Terena, Barrancos.

Mais tarde, Romão *et al.* (1998) estudaram a sequência estratigráfica na sinforma de Amêndoa-Carvoeiro, onde se incluem afloramentos devónicos. Ainda em 1998, Piçarra *et al.* forneceu novas informações acerca da idade da sucessão silúrico-devónica no sinclinal de Terena.

Novos dados sobre palinórfos do Devónico Inferior de Barrancos são fornecidos por Pereira *et al.* (1999).

Os trabalhos neste sistema continuaram pelo século seguinte. Piçarra (2000) defendeu a sua tese de doutoramento, “Estudo estratigráfico do sector de Estremoz-Barrancos, Zona

de Ossa Morena, Portugal. Litoestratigrafia e Biostratigrafia do intervalo Câmbrico Médio?- Devónico Inferior”.

Uma revisão das faunas bentónicas do Devónico Médio de Barrancos, pode ser lida na publicação de Le Menn *et al.* (2002).

Robardet e Gutiérrez-Marco (2004) incluem parte do Devónico Português (mais especificamente em Barrancos), no seu trabalho referente às rochas sedimentares do Ordovícico, Silúrico e Devónico da zona Ossa Morena.

Os estudos palinológicos no Devónico Superior região do Pulo do Lobo, continuaram com Pereira *et al.* (2006) e Oliveira *et al.* (2006).

Pereira *et al.* (2007) prosseguiram os estudos de palinómorfos Devónicos e Carboníferos em vários pontos da zona Sul Portuguesa.

Uma reavaliação das faunas bentónicas e palinómorfos em Dornes, do Devónico Inferior, é dada por Gourvennec *et al.* (2008). Ainda em 2008 Carvalho foca-se no icnofóssil *Treptichnus (Phycodes) pedum* do Devónico de Barrancos, e refere um novo espécime que poderá “(...)estender este famoso fóssil-guia da transição Proterozóico-Câmbrico ao Devónico Inferior (...)”.

Em 2009 registam-se mais dois trabalhos sobre palinologia devónica: Lopes *et al.* (2009) estudaram palinómorfos de uma sequência litológica compreendida entre o Silúrico e o Devónico Inferior; Pereira *et al.* (2009) efetuaram análises palinoestratigráficas em tarolos de sondagem de litologias devónicas do Anticlinal de São Francisco da Serra e registaram a ocorrência de novos miosporos datados do Givetiano Inferior.

No mesmo ano, Machado *et al.* proporcionam evidências para a existência de um recife devónico nos Calcários de Odivelas.

Machado (2010) estudou palinómorfos e a estratigrafia de rochas de idade devónica (Superior) e Carbonífera (Pennsylvaniano) em múltiplos locais onde afloram os Calcários de Odivelas, ao longo da zona de cisalhamento Porto-Tomar e a Sul, na Bacia de Santa Susana.

As faunas e palinómorfos do Devónico de Dornes foram novamente estudadas por Gourvennec *et al.* (2010). Mais dados biostratigráficos, baseados em palinómorfos foram acrescentados por Rocha *et al.* (2010) para o Devónico ao longo do rio Ardila (Barrancos) e avança com potenciais implicações para a interpretação estrutural.

Um estudo sobre a estratigrafia, palinologia e geoquímica orgânica do Devónico-Carbonífero na unidade de Albergaria-a-Velha pode ser lido em Machado *et al.* (2011).

Ainda em 2011 Schemm-Gregory descreveu um novo género e nova espécie de braquiópode (*Lusitanispirifer lusitanensis*) do Devónico Inferior de Dornes. Meireles (2011) descreve, na sua tese de doutoramento ocorrências devónicas (entre outras litologias) no sector a noroeste de Bragança. Gourvennec *et al.* (2011) estudaram braquiópodes e crinóides do Devónico Inferior e Superior de Portalegre, e respectiva biostratigrafia e paleogeografia.

Piçarra (2012) publica um trabalho sobre o Património Geológico e mineiro da região de Barrancos, e faz referência a afloramentos devónicos existentes nessa mesma região. Mais tarde, ainda no mesmo ano, Schemm-Gregory e Henriques descrevem a Coleção Krantz de braquiópodes devónicos alemães pertencentes às coleções da Universidade de Coimbra. Por fim, no ano de 2013 foram publicados alguns trabalhos sobre este sistema. A publicação de Oliveira (2013) descreve a geologia da região do sinclinal de Estremoz, com litologias paleozoicas.

Schemm-Gregory e Henriques descreveram, desta vez, as coleções de braquiópodes do Devónico do Museu Geológico de Lisboa e do Museu da Ciência da Universidade de

Coimbra. A autora e Piçarra descreveram, em 2013, uma nova espécie de braquiópode devónico (*Astraelenia saomamedensis*) no sinclinal de Portalegre.

Um poster, apresentado por Schemm-Gregory e Piçarra, descreve a ocorrência de um braquiópode spiriferideo endémico do Devónico Inferior do centro de Portugal. No mesmo ano surge uma obra mais atualizada (editada por Dias *et al.* 2013) sobre a geologia portuguesa, onde no primeiro volume, referente á geologia pré-mesozóica, se fala sobre o Sistema Devónico, entre outros sistemas existentes em território nacional. Mais recentemente são de referir os trabalhos de Couto *et al.* (2014) e Sá *et al.* (2014) que fazem referencia ao Devónico do Anticlinal de Valongo.

Os afloramentos Devónicos de Portugal são ainda referidos em notícias explicativas de varias Cartas Geológicas de Portugal á escala 1/50000, como por exemplo a folha 9-C Porto (Costa e Teixeira, 1957); folha 9-A Povoia de Varzim (Teixeira *et al.* 1965); folha 9-D Penafiel (Medeiros *et al.* 1980) e (Lemos de Sousa, 1984) e Folha 44-B Barrancos (Perdigão *et al.* 1982) e ainda a Folha 8 á escala 1/200.000 (Oliveira, 1992).

2.4.2. Geologia e paleontologia do Devónico de Portugal

O Devónico português surge representado por afloramentos pouco extensos, localizados sobretudo no sul de Portugal, embora existam pequenos resquícios a norte (Costa, 1931, Teixeira e Gonçalves, 1980 e Teixeira, 1981) (figura 2.20).

Os principais afloramentos Portugueses, encontram-se em São Félix de Laundos-Rates, Valongo-Telheiras, Mindões-Varzielas, Dornes, Amêndoa, Portalegre, Ficalho, Barrancos, Mértola, Vendas Novas (Cabrela) (Teixeira e Gonçalves, 1980) e ainda afloramentos no Marão e noroeste de Bragança (Dias, *et al.* 2013).

As três serieis deste sistema, encontram-se presentes em Portugal (e.g. Teixeira e Gonçalves, 1980, Teixeira, 1981, Perdigão 1967 e Dias *et al.* 2013).

2.4.2.1. Devónico Inferior

Segundo Teixeira (1981), o Devónico Inferior, “Gediniano”, “Coblenciano” ou “Siegeniano” e Emsiano (atualmente Lochkoviano, Pragiano, e Emsiano), depositou-se normalmente, em concordância estratigráfica com o Silúrico. Verifica-se uma sedimentação contínua do Silúrico ao Pragiano em alguns afloramentos, mas noutros parece existir uma lacuna referente ao Lochkoviano (Teixeira, 1981). Ainda segundo o mesmo autor, as alternâncias entre sedimentos finos e grosseiros evidenciam variações nas condições de deposição sedimentar. A passagem do Silúrico a Devónico faz-se de forma gradual, embora em alguns locais pareça existir uma lacuna para o Lochkoviano (Teixeira e Gonçalves, 1980).

Abaixo, e mais próximo do Porto, surgem afloramentos devónicos organizados numa faixa, outrora continua, entre o rio Cávado e o rio Douro, mais propriamente, sob forma de retalhos, em São Félix de Laundos, Maganha, Telheiras, Valongo, Mindões e Varzielas (Teixeira e Gonçalves, 1980). O Devónico de São Félix de Laundos (Pragiano a Emsiano) é muito fossilífero, encontrando-se, trilobites: *Homalonotus (Digonus)* cf. *ornatus*, *Asteropyge (Asteropyge) laciniatus*, *A. (Asteropyge) aff. pectinatus* e *Phacops (Phacops)* cf. *occitanicus*; Lamelibrânquios: *Aviculopecten follmanni*; numerosos braquiópodes (como por exemplo *Spirifer paradoxus*), pterópodes, briozoários, ostracodes, entre outros, de idade devónica inferior (Pragiano) (Teixeira e Gonçalves,

- 1-Guadramil
- 2-Serra do Marão
- 3-Rates- S. F. de Laundos
- 4-Maganha
- 5-Valongo
- 6-Midões
- 7-Dornes
- 8- Amêndoa
- 9-C. Vide
- 10-Escusa
- 11-S. Mamede
- 12-Portalegre
- 13-S. Julião
- 14-A. Moura
- 15- Vendas Novas (Cabrela)
- 16-Palma
- 17-S. Susana
- 18-Estremoz
- 19-Terena
- 20-Capelins
- 21-Mourão
- 22-Granja
- 23-Amareleja
- 24-Barrancos
- 25-V. V. Ficalho
- 26-Grândola
- 27-S. F. Serra
- 28-Odivelas
- 29-Alfundão
- 30-F. Alentejo
- 31-Aljustrel
- 32-Mertola
- 33-Pomarão
- 34-Cercal
- 35- Bordeira (nas proximidades da Fm. Tercena)



Fig:2.20: Localização de afloramentos do Devónico em Portugal (adaptado de Teixeira, 1981) e mapa com unidades Paleogeograficas da Península Ibérica (adaptado de www.dct.uminho.pt/pnpg/enq_geol.html).

1980). Ainda na mesma região Priem (1911) identificou varias espécies de peixes devónicos: *Onchus tenuistriatus*, entre outros.

Já na região entre Valongo e Vizela, com o Lochkoviano e Pragiano representados, surgem exemplares de *Homolonotus viannai* var. *valonguensis*, *Homolonotus viannai*, *Spirifer mercuri* (sinónimo de *S. sulcatus*), *Orthothes hipponix*, *Phacops intermedius*, *P. bronni*, *P. latifrons* (*P. occitanicus*), *Bellerophon bilobatus*, *B. megalonphalus*, *Avicula pseudo-laevis*, entre outros (Teixeira e Gonçalves, 1980). Os afloramentos do Devónico do norte português, são constituídos sobretudo por formações xisto-areníticas e quartzíticas. Em Valongo ocorre uma transição gradual entre o Silúrico e o Devónico de granulometria mais grosseira (Dias *et al.* 2013). De acordo com os mesmos autores, as diferentes unidades devónicas (ou de suposta idade devónica) em cada um dos flancos do Anticlinal de Valongo, apresentam acentuadas diferenças de fácies. Ao longo do flanco inverso ocorre a Formação de Telheiras (Devónico) numa faixa estreita e descontínua, deformada pela Zona de Cisalhamento do Sulco Carbonífero Dúrico-Beirão (Dias *et al.* 2013). Não se conhece a Formação de Telheiras no flanco normal, existindo porem os Grauvaques de Sobrado (Delgado, 1908), também conhecido por Formação de Sobrado, cuja parte inferior é atribuída ao Silúrico (Pereira *et al.* 1992 e Oliveira *et al.* 2000 in Dias *et al.* 2013). De acordo com os mesmos autores, as duas formações aqui abordadas (Formação de Telheiras a sul e Formação de Sobrado a norte) apresentam diferenças notáveis a nível paleontológico e litológico que se pensa estar relacionado com uma profunda influência tectónica na estruturação do orógeno, com destaque para a Zona de Cisalhamento do Sulco Carbonífero Durico-Beirão que é propício ao surgimento de uma panóplia de ambientes sedimentares e faz surgir fácies distintas bastante próximas umas das outras, neste caso as formações de Telheiras e de Sobrado (Pereira, 1992).

Já em Dornes (centro de Portugal) existe um afloramento, nas margens do rio Zêzere, parcialmente submerso pela albufeira de Castelo de Bode, que é constituído por litologias xisto-argilo-areníticas, xistos-grauvacóides e calcários dolomíticos (Teixeira e Gonçalves, 1980). Aqui Perdiggão (1979) descreveu varias espécies de braquiópodes (*Platyorthis circularis*, *Schizophoria provulvaria*, *Hipparionyx hipponyx*, *Stropheodonta* (*Stropheodonta*) *gigas*, *Chonetes sarcinulatus*, *Uncinulus fronecostatus*, *U. mudicus*, entre outros) e lamelibrânquios (*Leiopteria* (*Leiopteria*) *pseudolaervis*, *Nuculana* cf. *securiformes* entre outros). Surgem também ostracodos entre outros, sendo esta uma fauna semelhante á de S. F. de Laundos e Portalegre (Teixeira e Gonçalves, 1980). Gourvennec *et al.* (2008) descreve uma serie de formas betónicas: várias espécies de braquiópodes, (*Mclearnites* (*Mclearnites*) *lecaroensis* por exemplo), corais tabulados (*Ligulodictyum ligulatum*) e crinóides e ainda mioesporos associados. Gourvennec *et al.* (2010) estudaram também palinomorfos, tais como acritarcas, entre outros e faunas devónicas tais como braquiópodes, gastrópodes, briozoários, bivalves e possíveis tentaculites.

Próximo de Dornes encontra-se o afloramento de Amêndoa, constituído por arenitos quartzíticos do topo do Silúrico. Estas litologias contem vários fósseis e poderão pertencer ao Devónico Inferior (Teixeira e Gonçalves, 1980).

Entre Castelo de Vide e Esperança (Portalegre), encontram-se litologias aflorantes, pertencentes ao núcleo de um sinclinal e correspondem ao afloramento devónico mais extenso de Portugal (prolonga-se para Espanha) (Teixeira e Gonçalves, 1980). Seguindo a mesma bibliografia, esta zona é constituída por xistos argilosos, arenitos quartzíticos e calcários dolomíticos, apresentando um elevado conteúdo paleontológico, especialmente em S. Julião. Dos fósseis que surgem destacam-se as trilobites tais como *Cyphaspsis ceratophthalmus*, *Proteus oehleri*, *Asteropyge* (*Asteropyge*) *laciniatus*, *A.*

(*Asteropyge punctatus*, *A. (Metacantus) stellifer*, *Phacops (Phacops) cf. major*, *P. (Phacops) cf. occitanicus*, entre outras (Teixeira e Gonçalves, 1980). Os autores referem ainda que, nestas litologias, estão representados todos os andares referentes ao Lochkoviano e Pragiano. Em Barrancos, este sistema encontra-se extremamente deformado, fazendo parte de núcleos de, apertados, isoclinais com orientação noroeste-sueste (Teixeira e Gonçalves, 1980). Estas formações, compostas por xistos, estão associadas a calcários e contem faunas trilobíticas, tais como diversas espécies do género *Asteropyge*, indicador do Pragiano (Perdigão 1972 e Teixeira e Gonçalves, 1980). O estudo de Perdigão (1972) foi focado principalmente em braquiópodes, pois as trilobites já se encontram estudadas por Mellado e Thadeu (1947).

Na fronteira entre Barrancos e Glória (Estremoz) existe um afloramento, constituído principalmente por xistos, grauvaques, e conglomerados, englobado num Sinclinal, encoberto por rochas silúricas (Teixeira e Gonçalves, 1980). A nível paleontológico apresenta, para além de artigos de crinóides, coraliários, entre outros, uma flora de Psilofitíneas e Protolicopodíneas que permite atribuir estas litologias ao Devónico Inferior (Teixeira e Gonçalves, 1980). Diversos estudos palinológicos foram elaborados na região de Barrancos (e.g. Pereira *et al.* 1999 e Lopes *et al.* 2009).

Já as litologias presentes entre Ferreira do Alentejo e Ficalho, são semelhantes às de Barrancos-Estremoz e apresentam um conteúdo fossilífero igualmente semelhante (Teixeira e Gonçalves, 1980). É delimitado a norte pela falha e cavalgamento de Ficalho, que o separa do maciço de Évora e a sul contacta com as formações do Pulo do Lobo (Formação de Ribeira de Limas) onde não são conhecidos fósseis (Teixeira e Gonçalves, 1980).

2.4.2.2. Devónico Médio

O Devónico Médio em Portugal, foi reconhecido pela primeira vez por Perdigão (1967) em Portalegre, mais propriamente nos arredores do monte Troviscal, em S. Juilão. Aqui foram estudadas duas jazidas fossilíferas, ambas de lito-fácies xisto argilosa, micáceo de cor amarela (Perdigão, 1967). Quanto ao conteúdo paleontológico destacam-se *Arthyris concentrica*, *Uncinulus orbygnyanus*, *Conchidium hercynicum*, *Paraspirifer cultrijugatus*, entre outros (Perdigão 1967 e Teixeira e Gonçalves, 1980).

O Sinclinal da Estação de Cabrela, situado a 5 km SE de Vendas Novas no bordo SW da Zona Ossa Morena é constituída, segundo Ribeiro (1983), Oliveira *et al.* (1991) e Carvalhosa *et al.* (1994) (*in* Pereira e Oliveira, 2003), da base para o topo, por um conglomerado poligenético, seguido de uma unidade de calciturbiditos da Formação de Pedreira de Engenheira, considerada do Eifeliano superior segundo o estudo dos conodontes efectuado por Boogaard (1972). Esta assenta em discordância com a Formação de Cabrela (Tournaisiano superior a Viseano superior, correspondente ao Carbonífero inferior) constituída por um calcário basal, xistos argilosos e grauvaques lenticulas de calcários e intercalações de rochas vulcânicas ácidas (Pereira e Oliveira, 2003). Boogaard (1983) atribuiu a idade devónica superior às lenticulas calcárias (ostólitos) com base nos conodontes descobertos.

Análises palinoestratigráficas realizadas por Pereira *et al.* (2009) sugerem o Givetiano para idade do Grupo Filito-Quartzítico (PQ) (um dos dois grupos pertencentes á Faixa Piritosa Ibérica) no Anticlinal de São Francisco da Serra o que sugere que neste local se encontre as rochas mais antigas deste grupo.

Por último, refere-se o afloramento de Odivelas, correspondente a uma pequena ocorrência no monte das Cortes constituída por calcários e vulcanitos básicos

interestratificados (Teixeira e Gonçalves, 1980). A mesma bibliografia refere que são muito fossilíferos onde se regista a ocorrência de *Arthyris concentrica*, *A. Undata*, *Proetus* sp., briozoários, crinóides, coraliários entre outros (Teixeira e Gonçalves, 1980). Gil *et al.* (2009) sugere a existência de um recife nos calcários de Odivelas através da descoberta de corais tabulados, rugosos entre outros. Descobriram também braquiópodes e conodontes em abundância, sendo que com o conteúdo fossilífero disponível dataram estas formações no intervalo entre o Eifeliano e o Givetiano (Gil *et al.* 2009).

2.4.2.3. Devónico Superior

Os afloramentos mais a norte do Devónico localizam-se na região de Trás-os-Montes (Dias *et. al* 2013). Este Sistema surge na região do Marão representado pela Formação de Santos) que é, superiormente, cortada pelo Carreamento de Canadelo, considerado a base dos terrenos parautóctones (Pereira, 1987). Esta Formação é constituída por cerca de 30 metros de pelitos bandados cinzento-negros, com ritmos milimétricos, seguido por níveis centimétricos de pelitos verdes e metassedimentos com laminação paralela e cruzada com uma possança de 30 metros, 8 metros de grauvaques apresentando estratificação cruzada, cerca de 20 metros de alternâncias milimétricas de pelitos e psamitos, 7 metros de finas laminações de pelitos negros e por fim uma sequencia de metassiltitos e pelitos com intercalações de metagrauvaques e metaquartzovaques apresentando 40 metros de possança (Dias *et. al.* 2013). Segundo estes autores a Formação de Santos ainda não revelou qualquer vestígio fóssil pelo que a sua datação permanece incerta. No entanto Quiroga (1980 in Dias *et. al.* 2013) atribui uma idade devónica superior com base em conodontes.

No noroeste de Bragança, surge uma sequência monótona de xistos e grauvaques com restos vegetais e intercalações de conglomerados poligénicos no topo, que assenta por vezes em discordância sobre litologias do Silúrico (Ribeiro, 1974). Nestas formações Teixeira e Pais (1973) encontraram restos de plantas mal preservadas, no entanto foi o suficiente para atribuir uma possível idade devónica superior. Segundo os mesmos autores reconheceram-se aqui restos de Cf. *Calamites* sp. e Cf. *Sublepidodendron* sp. Esta formação recebe o nome de Formação de Gimonde (Oliveira *et al.* 1992 e Meireles, 2000 in Dias *et al.* 2013).

Entre Aljustrel e o rio Guadiana, existem faixas do Devónico Superior alternantes com o Carbonífero, em que na primeira localidade se encontra representado pelos “Xistos de Nereites” (nomeados e estudados inicialmente por Nery Delgado (1886, 1908 e 1910). Tratam-se de series de xistos e grauvaques de cores vivas, contendo icnofósseis abundantes nos xistos siliciosos ou quartzíticos (Teixeira e Gonçalves, 1980). A este-sudeste de Aljustrel subsiste uma faixa devónica (Serie de Alcaria Ruiva) que se prolonga até Mértola e é constituída por três alinhamentos quartzíticos principais (Teixeira e Gonçalves, 1980).

Em Mértola e no Pomarão, é possível observar-se o complexo Vulcano-silicioso da Faixa Piritosa Ibérica com intercalações finas de calcários, de onde se conhece uma fauna típica do Fameniano (Teixeira e Gonçalves, 1980). Fauna esta que compreende espécies identificadas por Delgado (1886 e 1910) e Pruvost (1914) que inclui o cefalópode *Platyclymenia philipsi*, bivalves (*Posidonia venusta*, *Edmondia* cf. *philipsi*, *Cimitaria* sp.) e a trilobite *Phacops granulatus*. Boogaard (1967) acrescenta ainda uma fauna de diversos conodontes e, segundo Teixeira e Gonçalves (1980), foraminíferos.

Na Faixa Piritosa ocorre, ainda, o Grupo Filito-Quartzítico (PQ) (e.g Carvalho e Pereira, 1995). Este grupo é composto por xistos negros com intercalações de quartzitos, e a topo, fazendo a transição para o Complexo Vulcano-silisioso, ocorre um nível lenticular composto por calcários microcristalinos de Monte Forno da Cal (Oliveira, *et. al.* 2003). Nos xistos negros foram registados palinomorfos do Fameninano superior, embora também ocorram espécies (consideradas remobilizadas) do Givetiano e Frasniano (Oliveira, *et. al.* 2003). Os calcários apresentam conodontes que permitiram a Boogard e Schermerhorn (1975) atribuir o Fameniano médio a estas rochas.

Mais a norte, em Vendas Novas, surgem as formações devónicas da Defesa Grande e de Cabrela (Teixeira e Gonçalves, 1980). Pruvost (1914) estudou as faunas da formação da Defesa Grande e concluiu que se tratavam de litologias de idade devónica superior ou talvez carbonífera inferior. Os fósseis surgem mal preservados em rochas descalcificadas, podendo identificar-se no entanto trilobites da família Proetidae, o braquiópode *Spirifer* sp. lamelibrânquios, gasterópodes e coraliários (Teixeira e Gonçalves, 1980). Os conodontes estudados por Boogaard (1972), nesta região levaram este investigador a propor uma idade devónica media (Elfeliano) para estas formações. As rochas da Formação de Cabrela (pertencentes ao carbonífero como referido no tópico do Devónico Medio) possuem lenticulas calcárias associadas datadas do Frasniano por Boogaard (1983). Segundo Pereira e Oliveira (2003) correspondem a ostólitos que se originaram através de escorregamentos, que terão sido causados pela actividade distensiva associada á instalação de vulcanismo ácido e se terão originado a partir de uma plataforma carbonatada localizada a ocidente do Sinclinal da Estação de Cabrela.

Nas regiões de Águas de Moura e Herdade da Palma existe uma serie de afloramentos de xistos e grauvaques com intercalações de metavulcanitos ácidos e básicos, onde infelizmente não se conhecem vestígios fósseis o que dificulta a atribuição de uma idade precisa, mas que se pensa ser devónica (Teixeira e Gonçalves, 1980).

Nas proximidades de Grândola (mais precisamente em Tagarraais) existe um afloramento calcário isolado datado inicialmente do Arcaico, por Delgado e Choffat (1899 *in* Teixeira e Gonçalves, 1980) na Carta Geológica de Portugal. No entanto um espécime de *Clymenia laevigata*, permitiu data-lo como sendo do Devónico Superior (Fameniano) (Teixeira e Gonçalves, 1980).

O Anticlinal do Pulo do Lobo, localizado na Zona Sul Portuguesa, possui também rochas pertencentes ao Devónico Superior de acordo com estudo de palinomorfos efectuados por Pereira *et. al.* 2006. No núcleo deste dobramento encontra-se a Formação de Pulo do Lobo, constituída por filitos, quartzitos e rochas vulcânicas basicas (Pereira *et. al.* 2006). Segundo os mesmos autores, a idade desta formação é incerta, possivelmente devido ao alto grau de metamorfismo que afeta esta unidade, no entanto não será mais antigo que Frasniano inferior. No flanco a norte encontra-se o Grupo Ferreira-Ficalho que inclui (da base para o topo) a Formação Ribeira de Limas, a Formação de Santa Iria e a Formação de Horta da Torre (Pereira *et. al.* 2006). A primeira é constituída por filitos, grauvaques e quartzograuvaques e a sua idade corresponde ao Frasniano inferior (Pereira *et. al.* 2006). A segunda é composta, de acordo com as mesmas bibliografias, por grauvaques, siltitos e xistos compondo uma sequência tipo flysch, cuja idade corresponde ao Fameniano superior. Por fim a ultima é constituída por xistos negros, arenitos impuros, siltitos e bancadas quartzíticas com altos níveis de bioturbação e esta datada do Fameniano superior (Pereira *et. al.* 2006). No bordo sul da estrutura encontra-se o Grupo Chança onde se agrupam as seguintes formações: a Formação Atalaia, a Formação Gafo e a Formação Repressa (Pereira *et. al.* 2006). Segundo as mesmas publicações a Formação Atalaia é constituída por filitos e

quartzitos e partilha com a Formação Pulo do Lobo, o mesmo tipo de deformação tectónica pelo qual a sua idade é incerta. A Formação Gafo é composta por grauvaques, siltitos e xistos, formando uma sucessão flysch com intercalações e sucessões de rochas vulcânicas máficas e é datada do Frasniano inferior. Por fim a Formação Repressa é formada por siltitos siliciosos, xistos, grauvaques e intercalações menores de sedimentos vulcânicos finos e é datada do Fameniano Superior (Pereira *et. al.* 2006).

No Sector Sudoeste (Anticlinais de Alezur e Bordeira), Zona Sul Portuguesa, ocorre a Formação de Tercenas, correspondente a um substrato detrítico, apresenta na parte inferior da sucessão um conteúdo paleontológico constituído por cefalópodes climenídeos e na superior braquiópodes (Dias *et. al.* 2013). Segundo a mesma bibliografia, estes correspondem ao Devónico Superior. Na parte superior desta formação encontra-se o limite Devónico-Carbonífero (Dias *et. al.* 2013).

Capítulo 3 - Caracterização da área em estudo

3.1. Estratigrafia e tectónica do Anticlinal de Valongo

O Anticlinal de Valongo é uma megadobra formada na primeira fase da orogenia Hercínica (ou Varisca), localizado a este do Porto (Fernandes, 2005). Trata-se de um anticlinal assimétrico com direcção NW-SE e um eixo mergulhando 5 a 15° para SW e plano axial inclinando 60° para NE (Couto, 1993). De acordo com a mesma autora, a actuação das forças tectónicas Hercínicas, causou também o tombamento, deste dobramento, para NW (figuras 3.1, 3.2 e 3.3.).

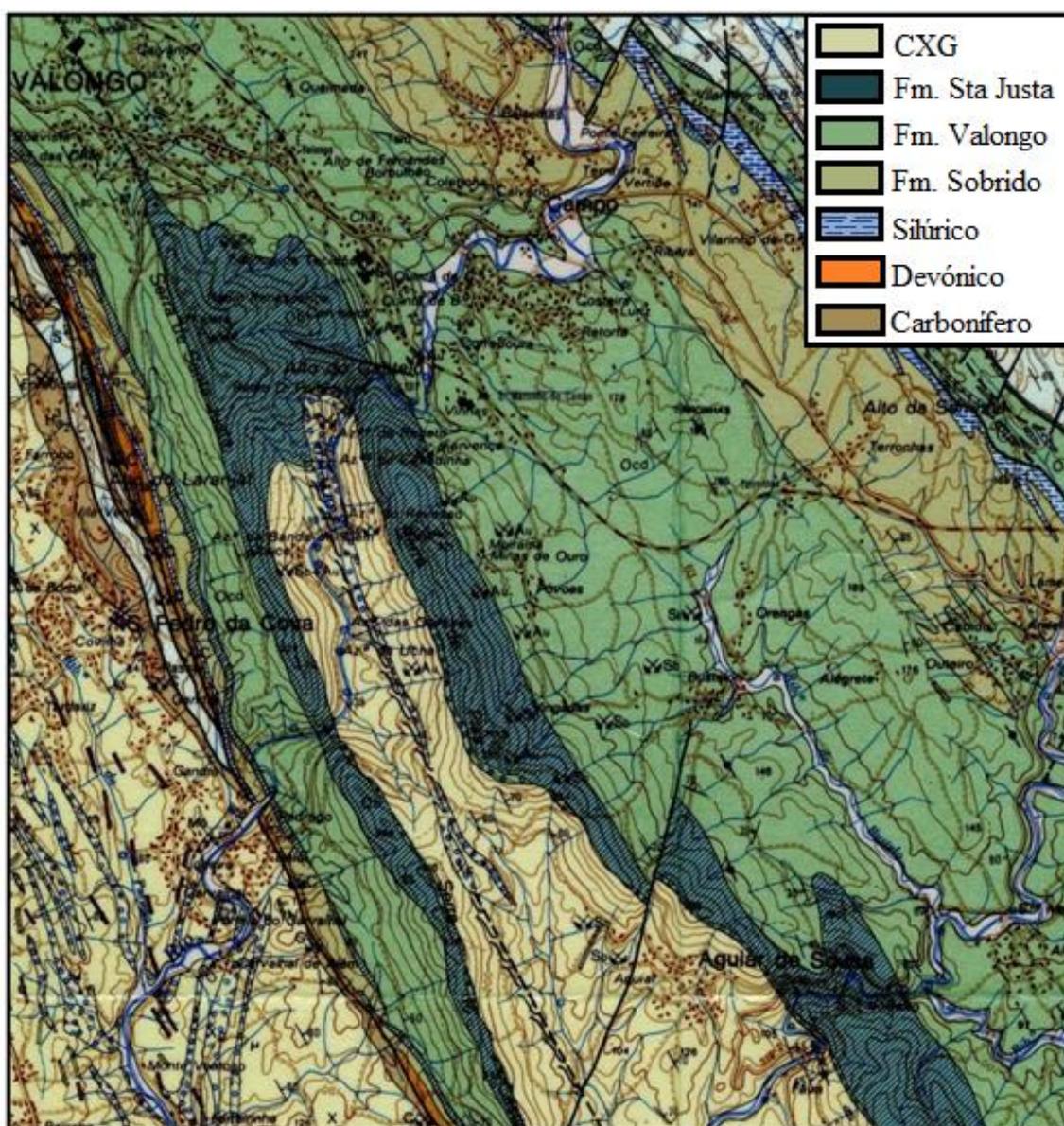


Fig.3.1: Mapa geológico da região de Valongo (extracto da Carta Geológica de Portugal, folha 9-D Penafiel, à escala 1:50.000).

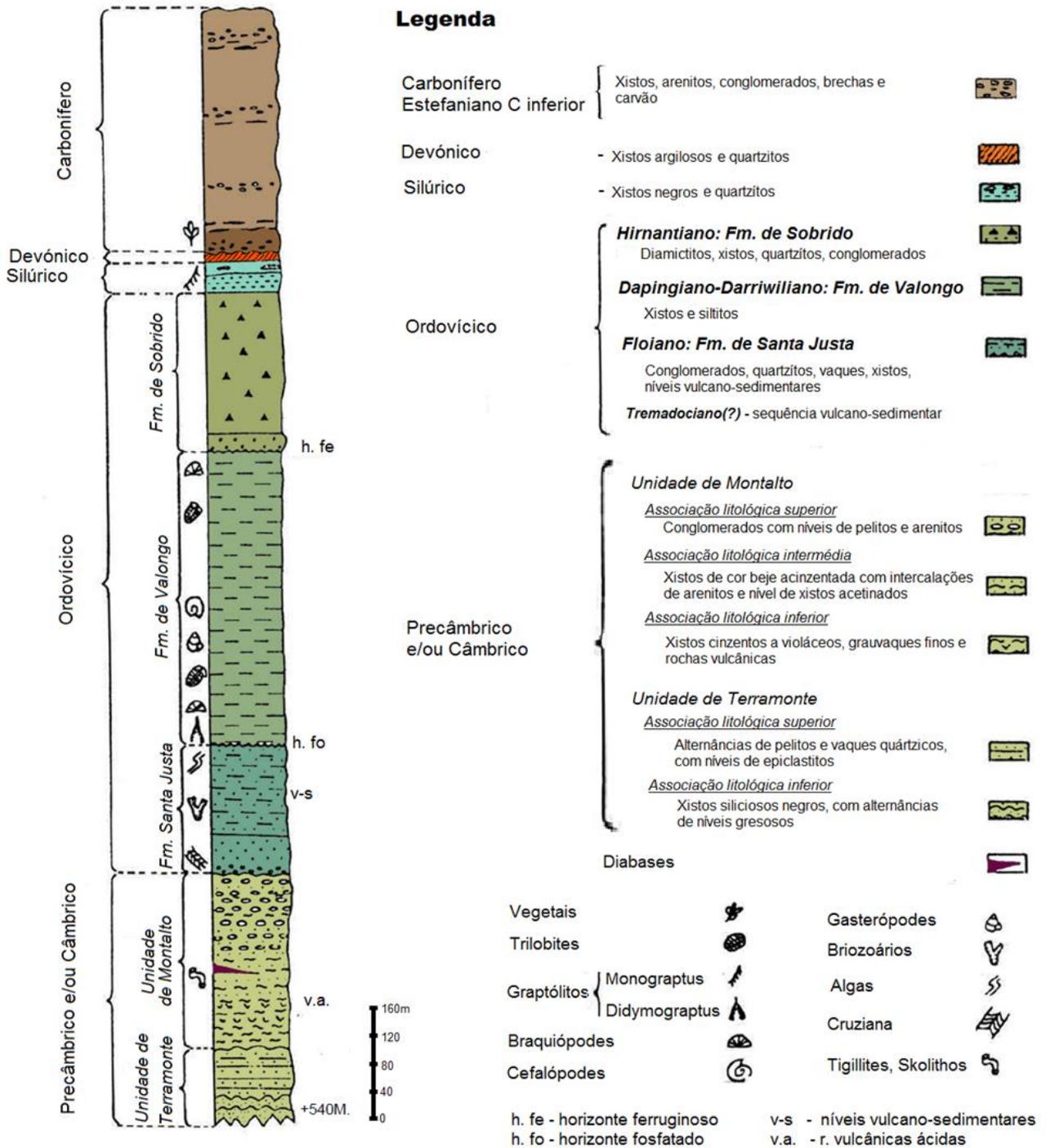


Fig.3.2: Coluna estratigráfica do Anticlinal de Valongo (adaptado de Couto *et al.* 2014).

O flanco normal (a este) apresenta uma inclinação de 35° para NE, estendendo-se por 20 km desde Valongo até leste de Castelo de Paiva, sendo aí interrompido pela instalação de diversos granitos de origem hercínica (Couto, 1993).

Já as litologias do flanco inverso (a oeste) surgem praticamente verticalizadas (75° para NE (eg. Couto e Dias, 1998)) e se estendem por 50 km, até às proximidades de Castro

Daire, onde são também interceptadas por rochas graníticas hercínicas (eg. Couto, 1993, Ferraz, 2004).

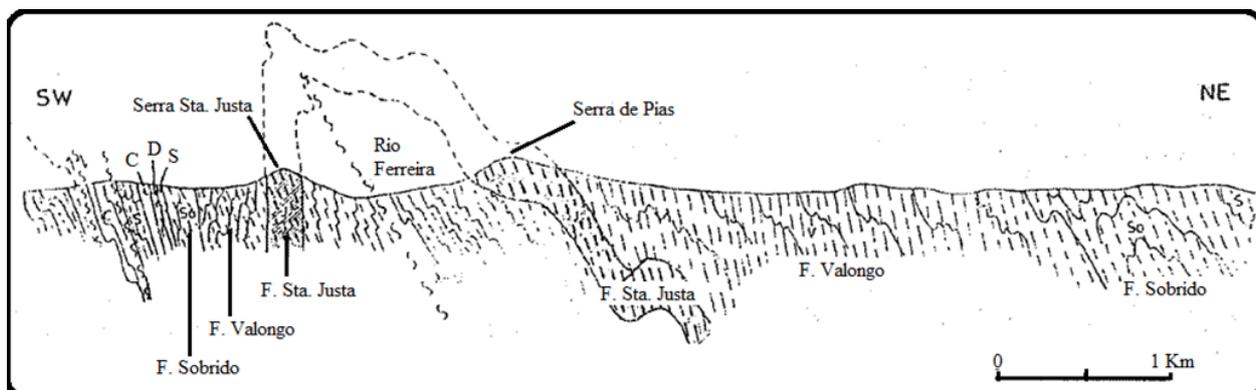


Fig.3.3: Perfil geológico do Anticlinal de Valongo. De notar o tombamento da estrutura para SW. C: Carbonífero. D: Devónico. S: Silúrico. As restantes formações referidas são Ordovícicas (Formação de Santa Justa, Formação de Valongo e Formação de Sobrido) e anteordovícicas (Complexo Xisto-Grauvaquico). Adaptado de Couto, 1993.

Aqui afloram litologias cujas idades vão desde o Precâmbrico e/ou Câmbrico (Grupo do Douro pertencente ao Complexo Xisto-Grauváquico (CXG),) até ao Devónico (eg. Couto, 1993, Couto e Dias, 1998, Ferraz, 2004). A oeste do flanco inverso encontram-se depósitos continentais do Carbonífero, posteriormente deformados pelo tombamento do anticlinal (Couto, 1993).

3.1.1. Precâmbrico e/ou Câmbrico:

As litologias do CXG constituem o núcleo do Anticlinal de Valongo e afloram também a oeste do mesmo (Couto, 1993; Ferraz, 2004) (figura 3.4.).

De acordo com Lemos de Sousa (1983 *in* Couto, 1993) as litologias que compõem o CXG no vale do Rio Ferreira (Núcleo do anticlinal) pertencem ao Grupo do Douro e atribui-lhes uma idade câmbrica. Segundo Couto (1993), Pereira (1988) e Oliveira *et. al.* (1992) também consideraram estas rochas como Câmbrico. Apesar destas tentativas a idade destas formações permanece incerta devido ao escasso conteúdo paleontológico (Couto, 1993).

De acordo com Couto (1993) é possível distinguir duas unidades litoestratigráficas: Unidade Terramonte e Unidade Montalto.

A primeira aflora no núcleo do Anticlinal de Valongo e é composta na base por xistos negros carbonosos com alternâncias arenosas, contactando gradualmente com as formações rochosas acima (Couto, 1993).



Fig. 3.4: Discordância angular entre o CXG (a baixo da linha vermelha a cheio) e a Formação de Santa Justa (Ordovícico Inferior) acima. A trasejado encontram-se marcadas as estratificações (S0) de ambas as formações. (Foto de Diana Silva).

A associação litológica superior apresenta uma alternância de níveis gresosos mais claros e níveis mais escuros de natureza pelítica com origem turbidítica, onde ocorrem varias estruturas sedimentares (Couto e Dias, 1998 e Ferraz 2004).

A Unidade de Montalto aflora a oeste do anticlinal (Ferraz 2004) e é composta de três associações litológicas (Couto, 1993):

- A inferior constituída por xistos cinzentos a violáceos, grauvaques finos e rochas vulcânicas (Ferraz, 2004);
- A intermédia, constituída por xistos de cor bege acinzentada, com intercalações de arenitos e alguns níveis de xistos acetinados (Couto & Dias, 1998);
- A superior constituída por conglomerados poligénicos, com predomínio de clastos de quartzo e alguns níveis de pelitos e arenitos (Ferraz, 2004).

3.1.2. Ordovícico:

No Anticlinal de Valongo, este Sistema é constituído por três formações, do mais antigo para o mais recente: Formação de Santa Justa, Formação de Valongo e Formação de Sobrido (Romano e Diggens, 1974).

- Formação de Santa Justa (Floiano) (figura 3.5):

Correspondendo à base do Ordovícico, esta Formação assenta em discordância angular sob o CXG e tem como base conglomerado com elementos essencialmente quartzosos de granulometria e possança variável (Couto, 1993).

Sob estes conglomerados depositaram-se os “Quartzitos Armoricanos” (Couto, 1993), também conhecidos por “Quartzitos com *Cruziana*” (Lemos de Sousa, 1984), que originaram, por erosão diferencial, duas imponentes cristas ao longo de ambos os flancos da dobra e apresentam uma variedade de icnofósseis (Couto, 1993). Segue-se uma sequência bandada constituída por alternâncias de sedimentos gresosos claros e sedimentos pelíticos escuros com a mesma idade da restante Formação onde foram reconhecidos níveis Vulcano-sedimentares (Couto, 1993).



Fig. 3.5: Quartzitos da Formação de Santa Justa (Foto de Daniel Teixeira).

- Formação de Valongo (Darriwiliano) (figura 3.6).



Fig. 3.6: Xistos da Formação de Valongo (Foto de Daniel Teixeira).

Verifica-se um contacto gradual entre a Formação anterior e esta Formação e começa por siltitos cor-de-rosa, seguido por siltitos cor de cinza (Couto, 1993) e por fim xistos por vezes ardosíferos (Couto e Dias, 1998). Estas litologias são muito fossilíferas, podendo-se encontrar cnidários, briozoários, braquiópodes, bivalves, gasterópodes, cefalópodes, cistóides, crinóides, ostracodos, trilobites, e graptólitos (Couto, 1997).

- Formação de Sobrido (Hirnantiano) (figura 3.7).



Fig. 3.7: Grauvaques de Sobrido ou Diamictitos (foto de Daniel Teixeira).

Esta Formação divide-se em dois Membros: o inferior e o superior (Couto, 1993). O Membro inferior é composto por uma bancada quartzítica espessa e descontínua (que se encontra bem representada no flanco inverso) e vai diminuindo de espessura para norte (Couto, 1993).

O Membro superior possui grauvaques com vários níveis de materiais detríticos angulosos ou subrolados de dimensões variadas e também concreções carbonatadas ricos em matéria orgânica (Couto, 1993). Esta Formação apresenta sedimentos glacio-marinhos conhecidos por *dropstones* (Couto, 1993). Lemos de Sousa (1984) denominou-os Grauvaques de Sobrido.

3.1.3. Silúrico:

Tal como o Ordovícico, também este Sistema ocorre em ambos os flancos do Anticlinal de Valongo (Couto, 1993). O contacto com a Formação de Sobrido ocorre de forma quase imperceptível (observações de campo) (figura 3.8).



Fig. 3.8: Detalhe de afloramento com litologias silúricas.

É constituído por xistos negros, grafitosos e xistos brancos (Lemos de Sousa, 1984). Delgado (1908) descreve aqui uma das mais ricas faunas de graptólitos existentes em Portugal.

3.1.4. Devónico

De acordo com Dias *et al.* (2013) observa-se uma transição gradual do Silúrico para o Devónico, que é geralmente mais fossilífero. Trata-se de uma extensão dos afloramentos devónicos de Laundos e Guindões, estando representado Lochkoviano e Pragiano (Lemos de Sousa, 1984). Segundo o mesmo autor, o melhor corte observável desta Formação é o de Ervedosa-Santa Justa.

Estão representadas duas unidades: Formação de Telheiras e Formação de Ervedosa (Pereira, 1992 *in* Dias *et al.* 2013) (figura 3.9).



Fig. 3.9: Estratos do Devónico com litologias pelíticas, expostos em afloramento próximo da jazida estudada nesta dissertação.

A Formação de Telheiras aflora no flanco inverso e encontra-se retalhada pela Zona de Cisalhamento do Sulco Carbonífero Dúrico-Beirão e é constituída por dois Membros: inferior e superior (Dias *et. al.* 2013).

O Membro inferior contém quartzitos em bancadas métricas, com estratificação gradada ou paralela e intercalações de filitos e grés negros-esbranquiçados onde se sobrepõem bancadas decimétricas a métricas de quartzitos maciços claros, metagrés argilosos micáceos, níveis de metarenitos e filitos escuros micáceos e no topo bancadas métricas de quartzitos e metagrés argilosos micáceos. Restos de peixes, fragmentos de crinóides, trilobites e braquiópodes permitiram atribuir o Lochkoviano como idade para esta Formação (Teixeira, 1965 *in* Dias *et. al.* 2013). Um acidente tectónico representado por uma caixa de falha de 10 metros de possança e preenchida com brecha limonítica, interrompe esta sequência sedimentar (Pereira, 1992 *in* Dias *et. al.* 2013).

O Membro superior inicia-se, por cima da brecha limonítica, que preenche a caixa de falha acima descrita, por espessas bancadas de grés avermelhados, seguidos por níveis bastante finos de xistos argilosos avermelhados, amarelos ou então cinzento-azulados (Dias *et. al.* 2013). Este Membro é interceptado por um acidente tectónico constituído por uma brecha ferruginosa. Segundo Pereira (1992, *in* Dias *et al.* 2013) o conteúdo paleontológico aqui descrito foi data do Devónico Inferior (Teixeira, *et al.* 1965 *in* Dias *et al.* 2013). Fósseis de briozoários, braquiópodes, crinóides e trilobites, entre outros, encontrados nesta unidade indicam Lochkoviano, Pragiano e Emsiano e ambientes de plataforma em mar aberto, pouco profundo no Lochkoviano e ligeiramente mais profundo no Pragiano-Emsiano (Pereira e Ribeiro, 1992 *in* Vasconcelos *et al.* 2007).

A Formação de Telheiras não é conhecida a nordeste do Anticlinal de Valongo, surgindo em seu lugar a Formação de Sobrado (Dias *et al.* 2013), também conhecida por Grauvaques de Sobrado (Delgado, 1908). A parte inferior desta Formação, que tem sido atribuída ao Silúrico (Pereira *et al.* 1992, Oliveira *et. al.* 2000 *in* Dias *et al.* 2013) é constituída da base para o topo por uma sequência de 300 metros de níveis greso-quartzíticos, alternâncias de psamitos e pelitos, grauvaques e alternâncias de psamitos e pelitos por vezes negros. A explicação para a diferença entre a Formação de Telheiras e de Sobrado encontra-se no subcapítulo 2.4.2.1. (Devónico Inferior), página 33.

As litologias do Devónico representam os últimos sedimentos de fácies marinhas depositados no Anticlinal de Valongo (Medeiros *et al.*, 1980 e Couto, 1993).

3.1.5. Carbonífero:

O Carbonífero é de fácies continental e depositou-se em bacias límnicas ao longo do flanco oeste do anticlinal (Couto, 1993). São de referir a Bacia Carbonífera do Douro e o afloramento de Ervedosa (Ferraz, 2004).

A Bacia Carbonífera do Douro corresponde a uma bacia intra-montanhosa que assenta sob o CXG que é delimitado (a tecto) por um cavalgamento de litologias paleozóicas inferiores (Couto e Dias, 1998). Esta estende-se por cerca de 90 km, com direcção NW-

SE, desde São Pedro Fins (nas proximidades do Porto) até Mioma (nordeste de Viseu) (Couto e Dias, 1998) (figura 3.10).

O Estefaniano C é a idade atribuída a estes depósitos (Wagner e Lemos de Sousa (1983 *in* Fernandes, 2005).



Fig. 3.10: Afloramento de estratos de xistos argilosos do Carbonífero em São Pedro da Cova.

O Carbonífero contacta, a ocidente, com litologias do CXG, enquanto, a leste, contacta com xistos devónicos (Carrington da Costa e Teixeira, 1957). E é constituído, de ocidente para oriente, por brechas (base) formadas por elementos litológicos das proximidades, provenientes essencialmente do CXG (Lemos de Sousa, 1984). O mesmo autor refere que inicialmente vários estudiosos acharam que se tratava de uma brecha de falha, no entanto é reconhecido actualmente que se trata de uma brecha de origem sedimentar. Acima ocorrem xistos argilosos, normalmente negros (Lemos de Sousa 1984) e muito fossilíferos (Carrington da Costa e Teixeira, 1957). Associados aos xistos argilosos ocorrem conglomerados mal calibrados, arenitos e também arcoses (Lemos de Sousa, 1984).

Mais especificamente em São Pedro da Cova vários autores, entre eles Pinto de Jesus (2001) atribuíram o Gzheliano Inferior (Estefaniano C Inferior) a estas formações bem como aos restantes sectores que compõem a Bacia Carbonífera do Douro.

Os xistos argilosos da Bacia Carbonífera do Douro são muito fossilíferos e aqui regista-se uma paleoflora riquíssima (Lemos de Sousa, 1984) assim como numerosas espécies de artrópodes (Moreira, 2001). Recentemente Loureiro *et. al.* (2010) descobriu o primeiro inseto da ordem Caloneurodea (*Lusitaneura covensis*) em território Português. A esta descoberta acrescenta-se ainda as descobertas, na mesma região do primeiro aracnídeo paleozóico de Portugal, *Aphantomartus pustulatus* (Correia *et. al.* 2013) assim como

uma grande asa de inseto (ordem Palaeodictyoptera) correspondente a uma nova espécie conhecida como *Stenodictya (?) lusitanica* (Correia *et. al.* 2014).

Para além da Bacia Carbonífera do Douro existe também o afloramento de Ervedosa. Trata-se de um conjunto de pequenas formações (Carrington da Costa e Teixeira, 1957) que contactam com litologias silúricas e devónicas, a sudoeste (Ervedosa) contacta com o Ordovícico e mais para NW e SE contacta com o Silúrico (Lemos de Sousa, 1984). O mesmo autor refere que a descoberta de fósseis da planta *Sigillaria* de tipo canelada permite assumir como idade provável destas formações como sendo o Vestefaliano D.

3.2. Descrição do local intervencionado

A descrição do local será baseada no estudo preliminar de Domingos (2011). O local estudado situa-se em São Pedro da Cova (Coordenadas: 41° 09'13'',24 N; 008° 29'48'',77 O), mais especificamente numa plantação de eucaliptos (figura 3.11).

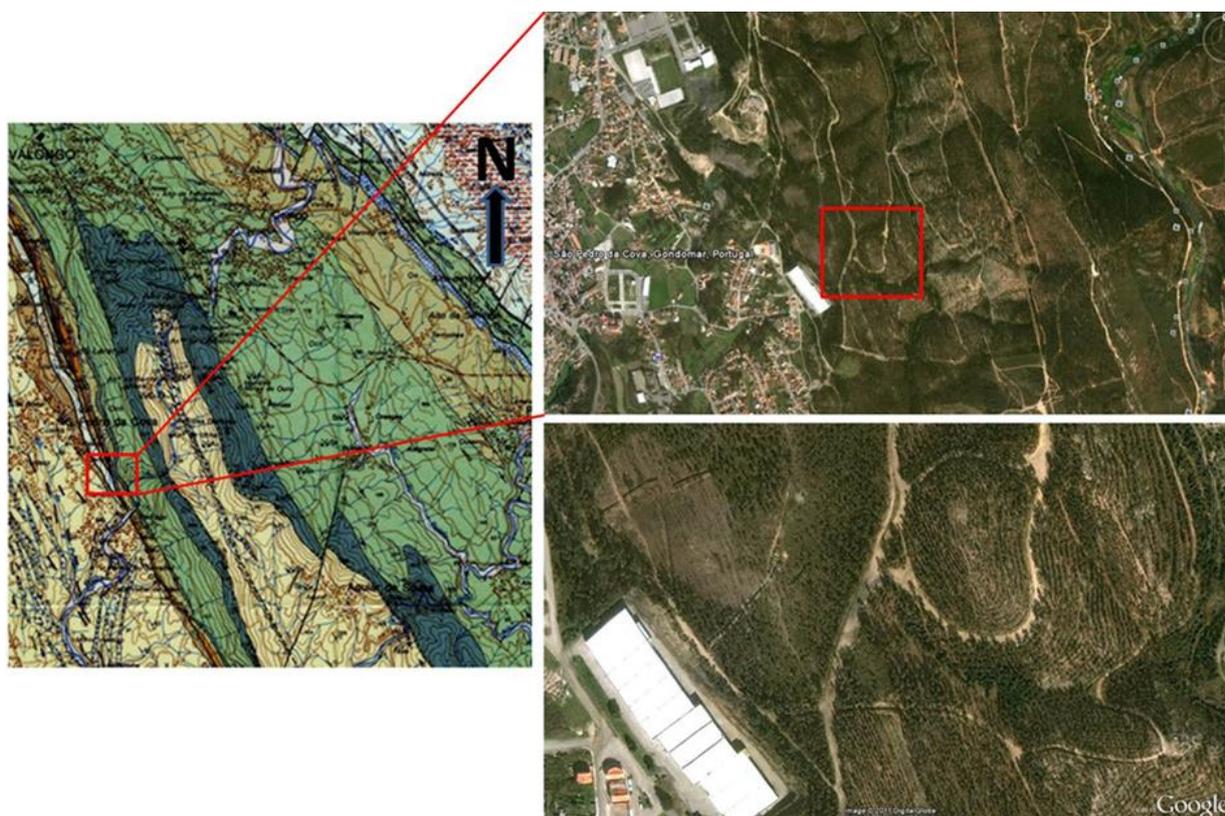


Fig. 3.11: Enquadramento do local estudado no flanco inverso do Anticlinal de Valongo (à esquerda extrato da Carta Geológica de Portugal, folha 9-D Penafiel, à escala 1:50.000, sendo que a legenda pode ser lida na figura 3.1. do subcapítulo 3.1 deste mesmo capítulo; à direita localização do local estudado, em S. Pedro da Cova através de imagens do Google Earth. Na figura 3.12 é fornecida uma escala para o local (adaptado de Domingos, 2011).

Para além do Devónico, o local estudado inclui ainda unidades estratigráficas do Ordovícico, Silúrico e Carbonífero nas quais são dominantes as litologias metamórficas pouco alteradas (Domingos, 2011) (figura 3.12).

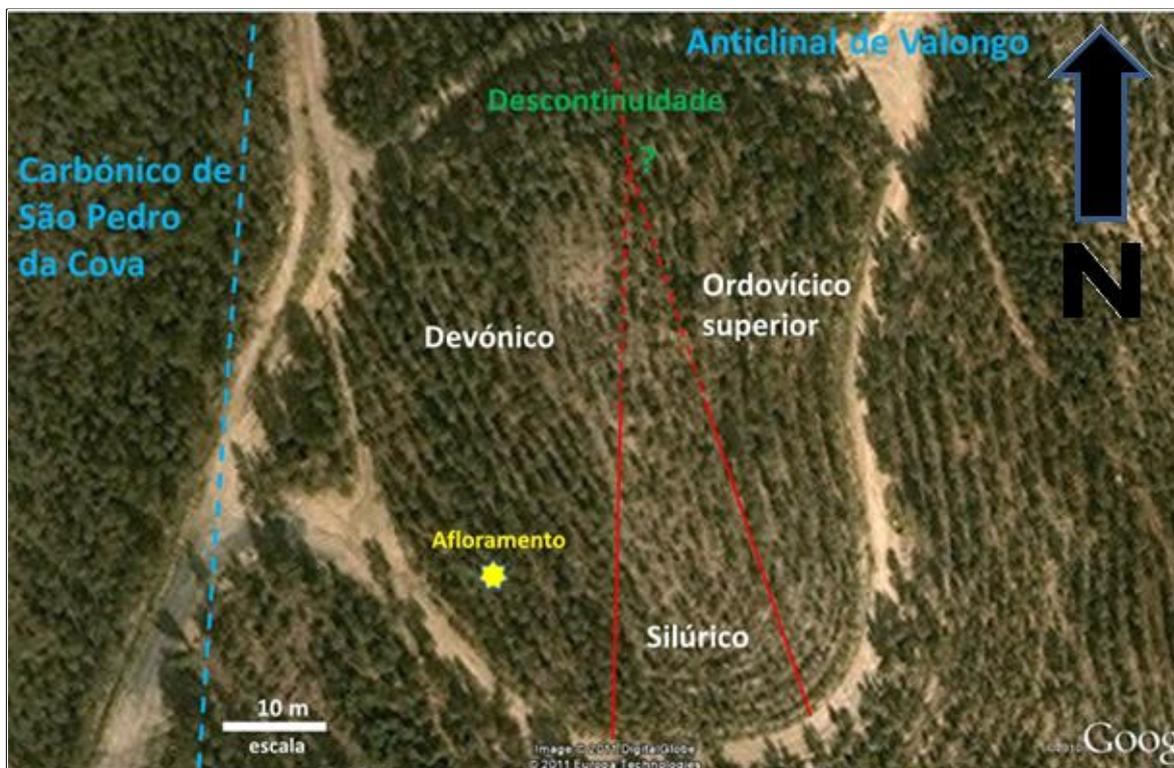


Fig. 3.12: Localização do afloramento estudado e marcação dos respectivos Sistemas que ali ocorrem. É de notar a existência de uma descontinuidade entre o Ordovícico e o Devónico, não ocorrendo Silúrico não região oposta do local observado (Domingos, 2011).

Segue-se uma descrição cartografia do Devónico local e das litologias vizinhas:

3.2.1. Ordovícico Superior (figura 3.13).



Fig. 3.13: A esquerda, os Grauvaques de Sobrido. A direita um fragmento glacio-marinho (assinalado pela seta) da mesma Formação (Domingos, 2011).

O afloramento observado corresponde á Formação de Sobrido e apresenta Diamictitos com fragmentos glacio-marinhos (dropstones) com 10 a 15 metros de possança. Apresenta diáclases com varias orientações. No local, Domingos (2011) observou uma evidência de cisalhamento frágil-dúctil ali ocorrido (figura 3.14).



Fig. 3.14: Estrutura de cisalhamento frágil-dúctil (Domingos 2011).

3.2.2. Silúrico

Este afloramento é constituído por xistos brancos intercalados com bandas de quartzitos de espessura variável (centimétrica). Os estratos encontram-se tombados depois um basculamento anterior das camadas, resultando numa aparente posição horizontal. Nestas rochas surge uma rica fauna de graptólitos típicos do Silúrico.



Fig 3.15: A esquerda, xistos brancos do Silúrico. A direita estratos em aparente posição sub horizontal no mesmo afloramento (Domingos, 2011).

3.2.3. Devónico

O afloramento devónico é constituído por xistos/siltitos azuis, cinza claros, intercalados com níveis oxidados (figura 3.16).



Fig. 3.16: Aspeto de afloramento com litologias (siltitos de varias cores intercalados com níveis oxidados) do Devónico (Domingos 2011).

Foram observadas, também, pequenas dobras com plano axial sub-vertical e um pouco mais a frente, uma dobra deitada com plano axial sub-horizontal (figura 3.17). Observaram-se também *slikensides*.



Fig. 3.17: Dobra deitada (e plano axial sub-horizontal) nos estratos do Devónico (Domingos 2011).

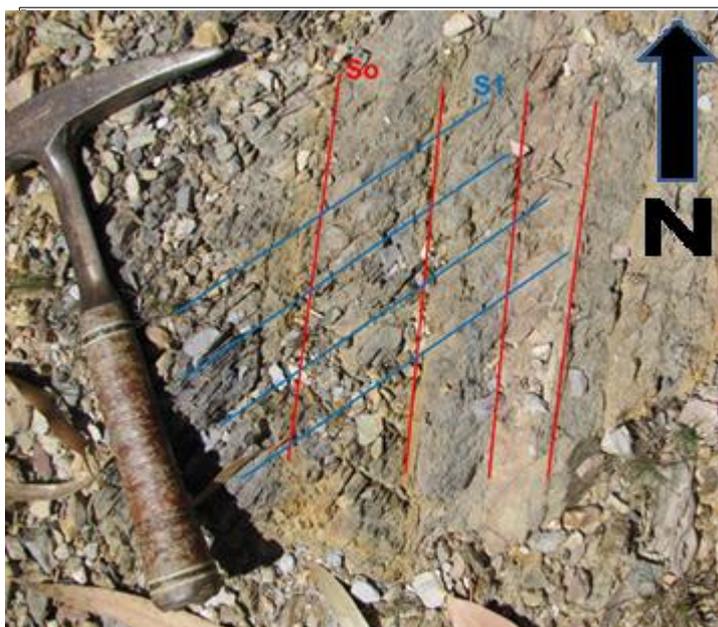


Fig. 3.18: Afloramento mostrando as orientações da estratificação (S0: N186°; vertical) e xistosidade (S1: N0156°; sub-vertical). Da esquerda para a direita: xistos/siltitos amarelados e oxidados, intercalados com xistos/siltitos de cor azul e xistos/siltitos de cor lilás/roxo (Domingos 2011).

As atitudes retiradas nos afloramentos estudados foram:

Ordovícico

- 1) (S0) – N162°; 66°E (estratificação)

Silúrico

- 1) (S0) – N172°; 26°E
- 2) (S0) – N171°; 30°E
- 3) (S0) – N168°; 12°E (sub-horizontal)

Devónico

- 1) (S0/S1) – N170°; 56°E (1ª atitude)
- 2) (S0) – 145°; 46° E (estratificação)
- 3) (S1) – 156° 46°E (xistosidade)

3.2.4. Descrição da jazida

O local onde se efetuou o estudo paleontológico e paleoecológico corresponde a uma sanja elaborada junto da escavação inicial de 2011. O objetivo desta sanja foi elaborar colunas estratigráficas (figura 3.19). A recolha de conteúdo paleontológico adicional foi também feita na área abrangida pela sanja (figura 3.20).

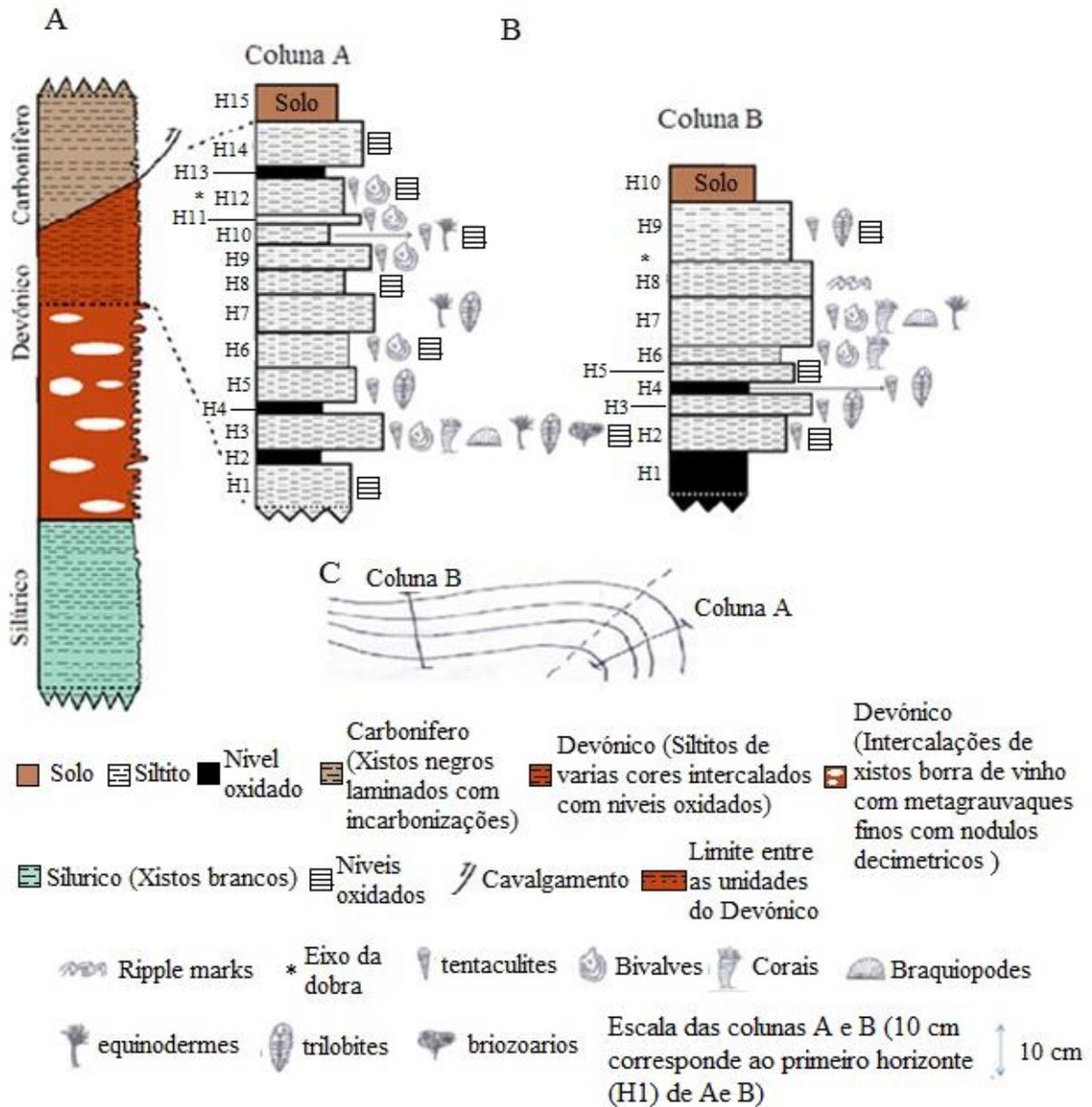


Fig. 3.19: Estratigrafia do local. A: Coluna estratigráfica mostrando o Devónico e as litologias a teto e a muro. Possanças: Silúrico: mais de 20m; Devónico (unidade a muro): cerca de 10 a 12 m; Devónico (onde se encontra a jazida): cerca de 8 m e Carbonífero: não medido. B: Colunas estratigráficas (Colunas A e B) da jazida. Descrição dos horizontes (H) do log A: H1: Siltitos cor cinza (nível base); H2: Nível oxidado; H3: Siltitos cinza azulado; H4: Nível oxidado; H5: Siltito de cor cinza azulado; H6: Siltitos de cor cinza; H7: Siltitos de cor cinza azulado; H8: Siltitos de cor rosa azulado; H9: Siltitos muito compactos de cor rosa azulada; H10: Siltitos estirados de cor cinza azulada; H11: Siltitos compactos de cor azulada levemente estriados; H12: Siltitos de cor cinza azulada; H13: Nível oxidado; H14: Siltitos de cor cinza azulada; H15: Solo. Descrição dos horizontes (H) do log B: H1: Nível oxidado (nível base); H2: Siltitos cor cinza azulada; H3: Siltitos muito compactos de cor azulada; H4: Nível oxidado; H5: Siltitos cor cinza; H6: Níveis oxidados; H7: Siltitos compactos de cor cinza; H8: Siltitos compactos de cor cinza com *ripple marks*; H9: Siltitos de cor cinza amarelados; H10: Solo. C: Representação da dobra com a localização das colunas A e B.

O local da sanja foi devidamente delimitado com recurso um cabo e dimensionado, seguindo-se a retirada de materiais de cobertura, de modo a se obter uma superfície limpa e com os estratos expostos na sua totalidade. A partir daí foi levantado o primeiro perfil estratigráfico. O segundo foi elaborado após a descoberta uma dobra à escala do afloramento e depois de se terem medido várias atitudes na jazida, tanto na sanja como na limpeza e escavação superficial prévias do afloramento envolvente (figuras 3.20 e 3.21).

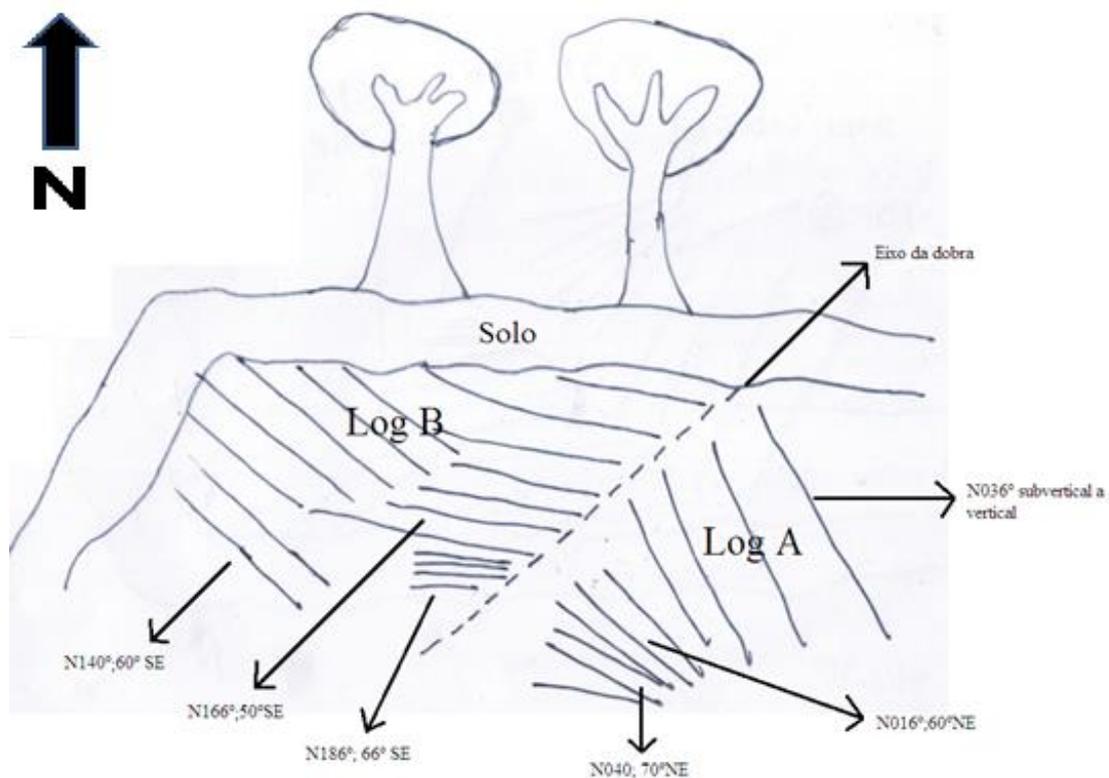


Fig. 3.20: Representação esquemática do afloramento, mostrando a posição da estratificação, assim como varias atitudes retiradas. Estes dados sugerem a presença de uma dobra cuja localização aproximada do eixo se encontra marcado a picotado. A estratificação apresenta alguma variação na inclinação, como se nota nos estratos com atitudes N140°; 60 SE e N166;50 SE que poderá ser causada pela interacção das raízes dos eucaliptos e outra vegetação com o subsolo.

A jazida é composta litologicamente por siltitos de cor, essencialmente, cinza e azulada (ver legenda da figura 3.19) intercalados com vários níveis oxidados e na sua maioria fossilíferos, apresentando uma associação faunística de invertebrados marinhos devónicos (figura 3.21).



Fig. 3.21: Aspecto do local onde foi escavada a sanja.



Fig3.22: Foto da jazida. Abaixo a sanja escavada e posteriormente conectada à escavação previamente elaborada em 2011 durante os trabalhos de levantamento de campo (barra de escala tem um intervalo de 10 cm).

Para além da amostragem exaustiva de várias centenas de espécimes, as concentrações biostratonómicas de tentaculites encontradas no local ocorrem reorientadas por paleocorrentes e, por conseguinte, segundo a direção dos *ripple marks* (figura 3.23). Neste sentido, foi elaborado um estudo sobre a orientação das conchas destes organismos, através da recolha de amostras orientadas e também de amostras de *ripple marks* também orientadas.



Fig. 3.23: Amostra orientada, ainda *in situ* de *ripple marks*. Estas estruturas sedimentares não são muito nítidas neste afloramento, ao contrário de outras ocorrências em diferentes Sistemas do Anticlinal de Valongo.

Capítulo 4-Paleontologia Sistemática

4.1. Amostragem de invertebrados fósseis

No local estudado foram recolhidas centenas de amostras. Na amostragem as tentaculites são muito abundantes, no entanto, também surgem, com alguma frequência, trilobites, artículos de crinoides isolados, braquiópodes e bivalves. Mais raramente surgem corais rugosos, e cálices e espécimes quase completos de crinoides. Na amostragem existe também um braço de uma estrela-do-mar (Asteroidea). De registar também são as ocorrências isoladas de blastoides (?), cistoides (representados por uma placa isolada) e de um onicóforo (?) muito semelhante aos *taxa* do Câmbrico. Está também incluído uma amostra que apresenta dois anelídeos (?) fossilizados, descobertos, num afloramento vizinho, também datado do Devónico, com fácies de águas mais profundas, durante os levantamentos de campo iniciais (tabela 4.1).

Grupo fóssil	Muito comum	Comum	Incomum	Raro
Tentaculites	X			
Trilobites		X		
Bivalves		X		
Braquiópodes		X		
Crinoides (cálice + pedúnculo)				X
Crinoides (artículos)		X		
Corais rugosos			X	
Asteroides				X
Blastoides (?)				X
Cistoides				X
Onicóforos (?)				X

Tabela 4.1: Grau de diversidade dos diferentes grupos taxonómicos descobertos no local estudado.

O conteúdo paleontológico desta jazida encontra-se mais ou menos deformado pela tectónica e processos diagenéticos, no entanto pode ser observado uma fauna variada de seres, na sua maioria pertencentes a grupos taxonómicos exclusivamente paleozoicos.

4.2. Coleções em museus portugueses

Não existem muitos acervos de fósseis devónicos em Portugal. No entanto são de referir as existentes no Museu Geológico do LNEG em Lisboa (figura 4.1 A e B), Museu Bensaúde do Instituto Superior Técnico de Lisboa (figura 4.1 C e D) e ainda no Museu de Historia Natural da Universidade do Porto. Destas três instituições, duas foram visitadas a fim de conhecer o seu espólio devónico e para comparar as faunas fósseis do resto do país com as do local intervencionado.



Fig: 4.1: Aspeto das galerias paleontológicas dos Museus mencionados. A: Vista geral do interior da sala de paleontologia do Museu Geológico do LNEG em Lisboa. B: Pormenor de vitrina contendo exemplares do Devónico. C: Vista geral do interior do Museu Bensaúde do Instituto Técnico Superior de Lisboa. D: Pormenor de uma vitrina contendo fósseis do Devónico.

Os espécimes conservados nas coleções foram, na sua maioria, recolhidos por Nery Delgado (1835-1908) e Decio Thadeu (1919-1995), mas também há exemplares classificados por F. Priem e mais recentemente por M. Schemm-Gregory. Existe, nessas coleções, uma grande diversidade de formas fósseis (na sua maioria representadas também no afloramento estudado), desde tentaculites a trilobites, passando por crinoides, braquiópodes, briozoários, entre outros. Os fósseis das coleções apresentam grandes diferenças em relação aos exemplares recolhidos no presente estudo, sobretudo

no que diz respeito às suas dimensões, que de modo geral eram bastante superiores. As espécies parecem também diferir mas isso pode dever-se a idades diferentes. A grande maioria dos fósseis observados nos museus são de idade devónica inferior, existindo alguns também de idade superior. São de referir os representantes de vertebrados mais antigos de Portugal, depositados no Museu Geológico do LNETI, que correspondem a restos de peixes primitivos, sobretudo acanthodianos, para além de uma escama de crossopterígeo (figura 4.2) Na jazida estudada não foram encontrados restos de peixes até ao momento.

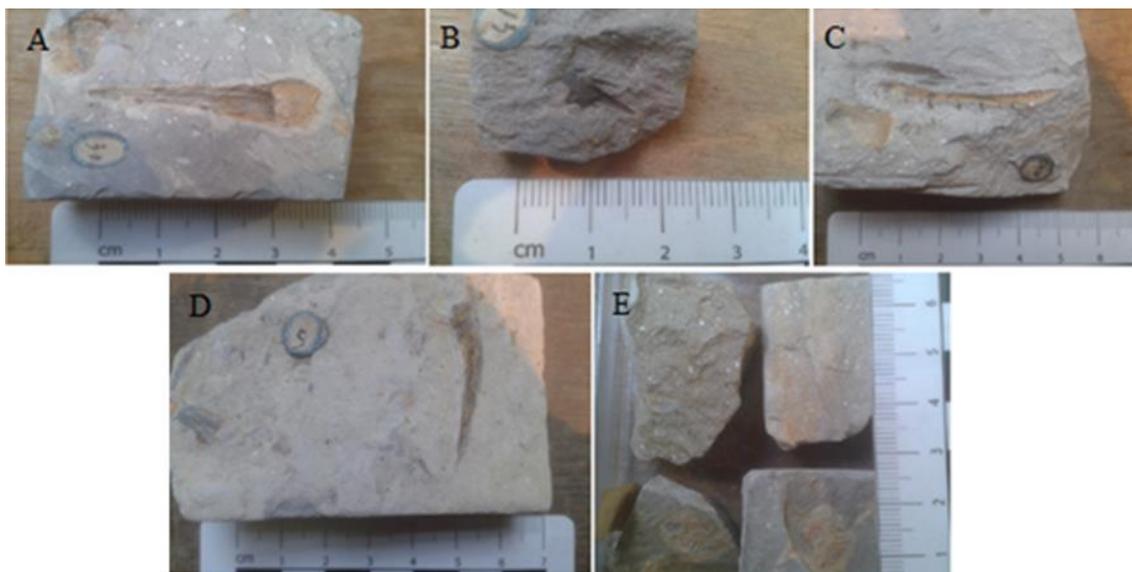


Fig. 4.2: Amostras com restos esqueléticos de peixes do Devónico expostos no Museu Geológico do LNETI em Lisboa. A: Escama de crossopterígeo. B: *Campylodus* ? *delgadoi*. C: *Plectrodus mirabilis*. D: *Byssacanthus* aff. *armatus*. E: Vários exemplares atribuídos ao género *Ctenodus*.

Quanto às trilobites, estas surgem representadas pelos géneros *Phacops*, *Proetus*, *Asteropyge*, *Homalonotus* e *Dalmanites*, em ambas as instituições visitadas (figuras 4.3 e 4.4). Estas formas são tipicamente devónicas e surgem com alguma frequência no Devónico português; no entanto estes géneros aparentam estar ausentes no local de estudo. Na jazida são frequentes formas semelhantes ao género *Phacops*, no entanto apresentam olhos mais reduzidos. Um pigídio parcial isolado, encontrado no local, apresenta algumas semelhanças com exemplares de *Asteropyge* dos museus, mas a sua identificação genérica é muito difícil, pelo que se atribui o exemplar à subfamília *Asteropyginae*.

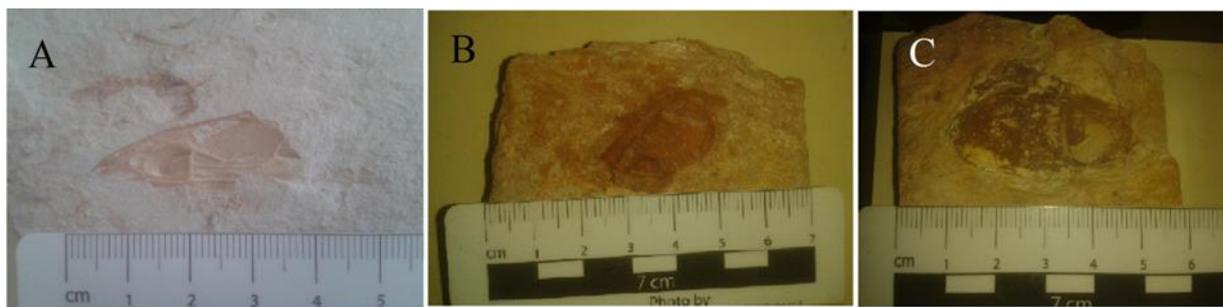


Fig. 4.3: Exemplos de espécimes de trilobites conservados no Museu Bensaúde do Instituto Superior Técnico de Lisboa. A: Céfalos parcial de *Asteropyge munieri*. B: *Proetus oehlerti*. C: Céfalos parcial de *Phacops sp.*



Fig. 4.4: Exemplos de trilobites da coleção do Museu Geológico do LNETI em Lisboa. A: *Phacops occitanicus*. B: Réplica de *Phacops potieri*. C: Pigídio de *Asteropyge boopie*. D: *Proetus oehlerti*. E: Céfalos parcial de *Dalmanites rugosa* ?.

Os braquiópodes (figuras 4.5 e 4.6) são muito numerosos nas coleções e apresentam uma grande diversidade de espécies. Ao contrário dos exemplares da jazida, estes são de tamanho variado, chegando mesmo a ter grandes dimensões e apresentando até uma morfologia da concha bastante mais variada.

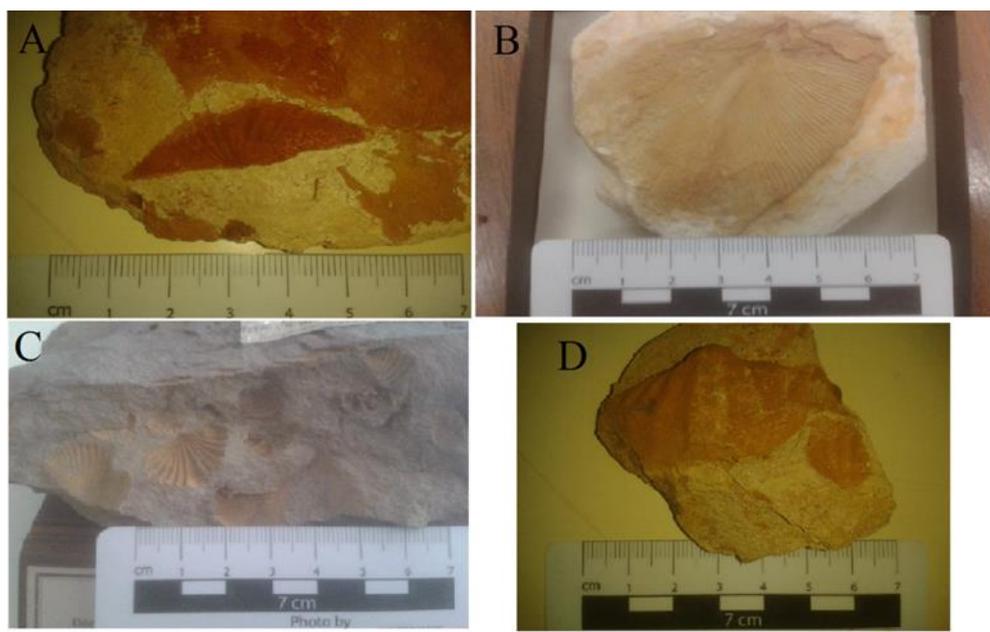


Fig. 4.5: Exemplos de braquiópodes da coleção do Museu de Bensaúde do Instituto Superior Técnico de Lisboa. A: *Spirifer paradoxus*. B: *Strophomena aff. steini*. C: *Spirifer hystericus*. D: *Spirifer subsulcatus*.

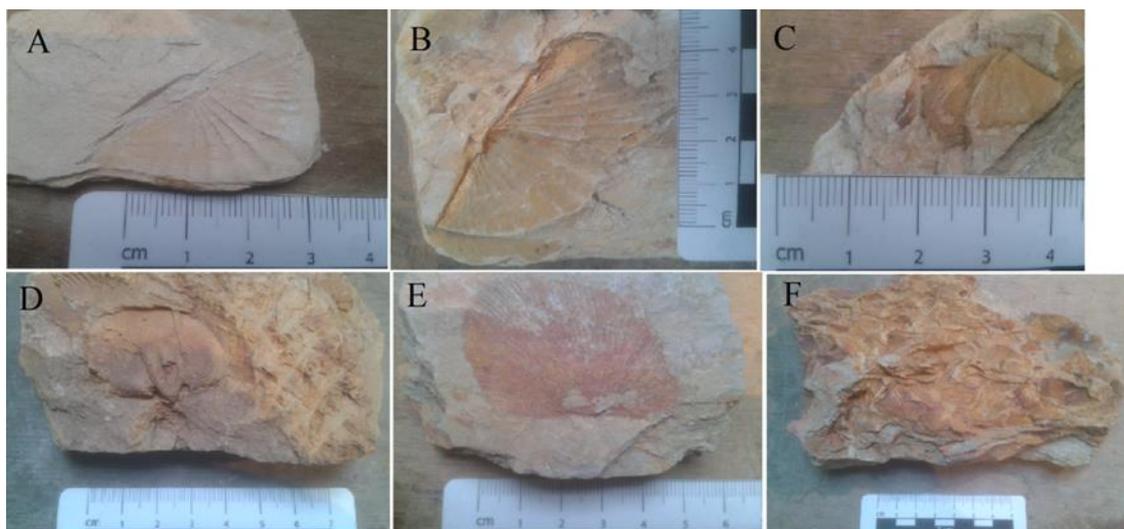


Fig. 4.6: Exemplos de braquiópodes da coleção do Museu Geológico do LNETI em Lisboa. A: *Delthyris sp.* B: *Spirifer sp.* C: *Acraspirifer sp.* D: *Schizophoria provulvaria*. E: *Mippauyoryx hipponyx*. F: *Lusitanispirifer lusitanensis*.

Outros fósseis, tais como corais, briozoários e tentaculites estão representados em menor número, embora estes também sejam abundantes. Os corais (figura 4.7) são na sua maioria exemplares de corais rugosos dos géneros *Cyathophyllum* e *Dohmophyllum*, semelhantes aos espécimes recolhidos no local de estudo, sendo que talvez estes espécimes pertençam a pelo menos um destes dois géneros.



Fig. 4.7: Exemplos de corais rugosos da coleção do Museu Geológico do LNETI em Lisboa (A-D) e do Museu Bensaúde do Instituto Superior Técnico de Lisboa (E). A: *Cyathophyllum* sp. B: *Dohmophyllum* sp. D: Dois exemplares de *Petraia radiata* e foto de estampa de um dos exemplares. E: *Cyathophyllum* sp.

Já para os briozoários (figura 4.8) existem vários espécimes de *Fenestella* de vários afloramentos devónicos portugueses. Também na jazida estudada ocorrem exemplares que são atribuídos à família Fenestellidae.



Fig. 4.8: Exemplos de briozoários fenestelídeos conservados na coleção do Museu de Bensaúde do Instituto Superior Técnico de Lisboa. A: *Fenestella bouchardi*. B: *Fenestella* sp. C: *Fenestella* sp.

Quanto às *Tentaculites* (figuras 4.9 e 4.10) verificou-se que existem espécimes de maior tamanho em relação aos descobertos na jazida e são todos (os que se encontram classificados) atribuídos ao género *Tentaculites*. Segundo um pequeno painel informativo encontrado no Museu Geológico do LNETI em Lisboa, Nery Delgado identificou seis espécies de tentaculites no Silúrico e Devónico de Portugal (Delgado, 1908). No mesmo museu encontram-se ainda espécimes recolhidos por Nery Delgado, no Norte do país que se assemelham aparentemente (em tamanho e disposição das pequenas conchas) aos exemplares encontrados na jazida. O autor classificou os espécimes como *Tentaculites tenuis* (figura 4.10).



Fig. 4.9: Tentaculites da coleção do Museu Bensaúde do Instituto Superior Técnico de Lisboa. A maioria dos espécimes não se encontra etiquetado. 1: *Tentaculites elongatus*, um dos poucos exemplares com etiqueta de identificação.



Fig. 4.10: Exemplares de pequenos e numerosos *Tentaculites tenuis* descobertos por Delgado em Valongo. Estes são as amostras morfológicamente mais afins aos exemplares recolhidos na jazida em questão.

Nas mesmas coleções existem também fósseis de crinóides, em especial nas coleções do Museu Geológico, onde se podem observar artículos isolados e pedúnculos. Entre estes encontram-se vários taxa identificados (figura 4.11).



Fig. 4.11: Crinóides da coleção do Museu Geológico do LNETI em Lisboa. A: Molde negativo de um artículo do pedúnculo de *Mecocrinites* sp. (Barrancos). B: Outro molde negativo de artículo de *Mecocrinites* sp. (Barrancos). C: Exemplar completo (molde e contramolde) de *Diamerocrinus* sp. (Dornes). D: Pedúnculos de crinóides parciais (São Juilão, Portalegre). E: Pedúnculo parcial de crinóide (São Juilão). F: Pedúnculos de crinóides de Portalegre.

4.3. Descrições taxonómicas

No afloramento estudado foram identificados vários grupos taxonómicos de invertebrados marinhos, representativos da variedade de associações faunísticas típicas do Sistema Devónico. De modo a conhecer-se melhor o conteúdo fossilífero apresentado nesta tese segue-se uma descrição a nível biológico e paleontológico (a nível nacional) dos principais grupos presentes. A ordem dos grupos segue a organização presente em Clarkson (1998).

4.3.1. Descrição geral dos principais grupos taxonómicos descobertos:

Cnidária (figura 4.12)

Surgido há cerca de 600 milhões de anos (durante o Proterozóico), este filo inclui corais (Anthozoa), alforrecas (Scyphozoa), cubozoários (Cubozoa) e hidróides (Hydrozoa) (Cousteau, 2007). Os cnidários apresentam uma simetria radial com a forma de um saco

simples, com tentáculos urticantes rodeando um orifício que serve de boca e ânus (sistema digestivo incompleto) e podem surgir com duas formas corporais distintas de acordo com Cousteau (2007) (figura 4.13):

- A de pólipo que correspondem a formas sesséis apresentando uma boca e tentáculos virados para cima (anémonas por exemplo);
- A de medusa que corresponde a formas livres com boca e tentáculos invertidos em relação aos pólipos e apresentam a fase de pólipo na fase juvenil (alforrecas por exemplo).

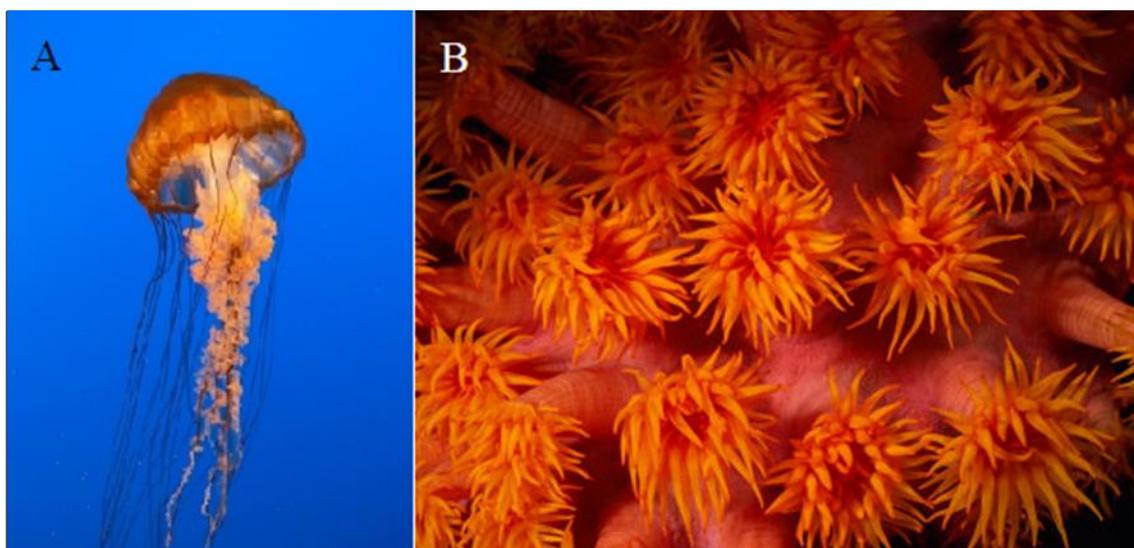


Fig. 4.12: Morfologia básica dos Cnidários: A: Uma alforreca (medusa) (extraído de <http://www.sportdiver.com/article/news/diving-doc-jellyfish-stings>) B: Polipos de coral (<http://gal1.piclab.us/key/coral%20polyp>)

A grande maioria do registo fóssil dos cnidários são corais, pois possuem um esqueleto calcário que facilmente fossiliza. Este grupo é paleontologicamente muito importante, pelo desenvolvimento do seu esqueleto e pelo facto de, geralmente, ocorrerem em águas quentes onde podem formar extensos recifes calcários (Moreira, 1994). Apesar dos corais não serem bons fósseis de idade, eles são usados em locais onde não há fósseis de idade disponíveis para se efectuar a datação das rochas onde se encontram, em especial no Carbonífero (Clarkson, 1998). Já medusas e outros membros do mesmo Filo sem partes duras são extremamente raros, ocorrendo apenas em jazidas com condições de preservação especiais (*Lagerstätte*) sob a forma de moldes ou impressões nas rochas (Carvalho, 2004).

Em Portugal são conhecidos corais desde o Devónico, no entanto é no Mesocenoico que se encontram mais trabalhos.

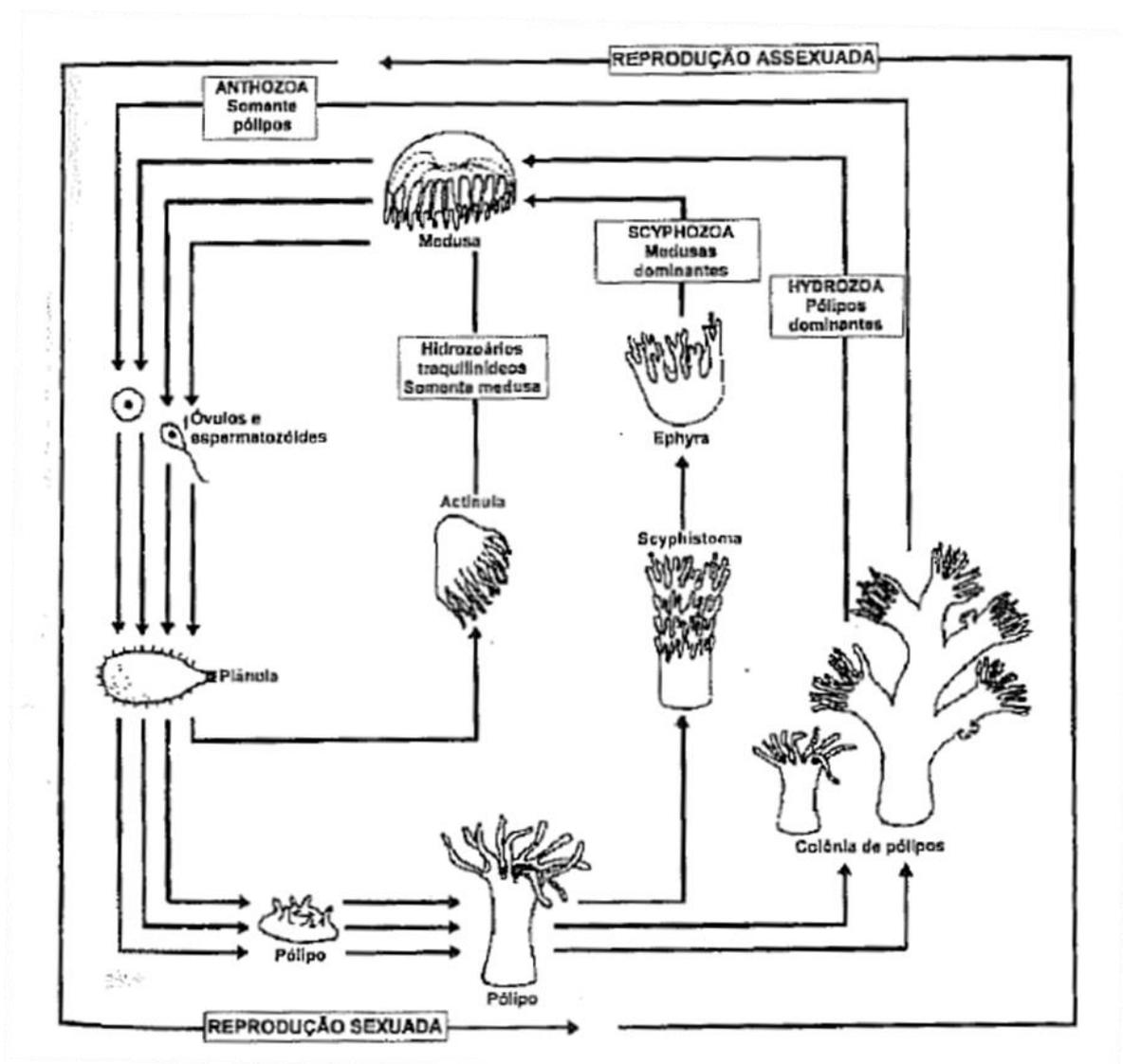


Fig.4.13: Ciclo de vida de três classes de cnidários (Oliver e Coates, 1987 in Carvalho, 2004).

Os únicos cnidários encontrados até ao momento na jazida tratada nesta dissertação são corais rugosos, logo será dada uma especial atenção a esta ordem de Antozoários exclusivos da Era Paleozóica.

A Ordem Rugosa (também conhecida por Tetracoralíários) (figura 4.14) apresenta uma certa simetria bilateral primitiva pela disposição de tabiques em números de quatro ou em múltiplos de quatro (Rogério e Cardoso, 1994). Esta simetria é evidente em alguns corais rugosos, enquanto noutros é disfarçada pela proliferação dos septos, como é o caso do género *Hexagonaria* (Clarkson, 1998).

Estes corais são na sua maioria solitários; no entanto existem numerosas formas coloniais (figura 4.16) (Moreira, 1994). Os pólipos das espécies coloniais apresentam um contacto directo pela face externa da muralha, não se encontrando reunidos por meio de uma cenênquima (Moreira, 1994). Formações endotecais, são frequentes sendo compostas por tabulas e com maior frequência em depósitos calcários vesiculares que podem facilmente fossilizar (Moreira, 1994).

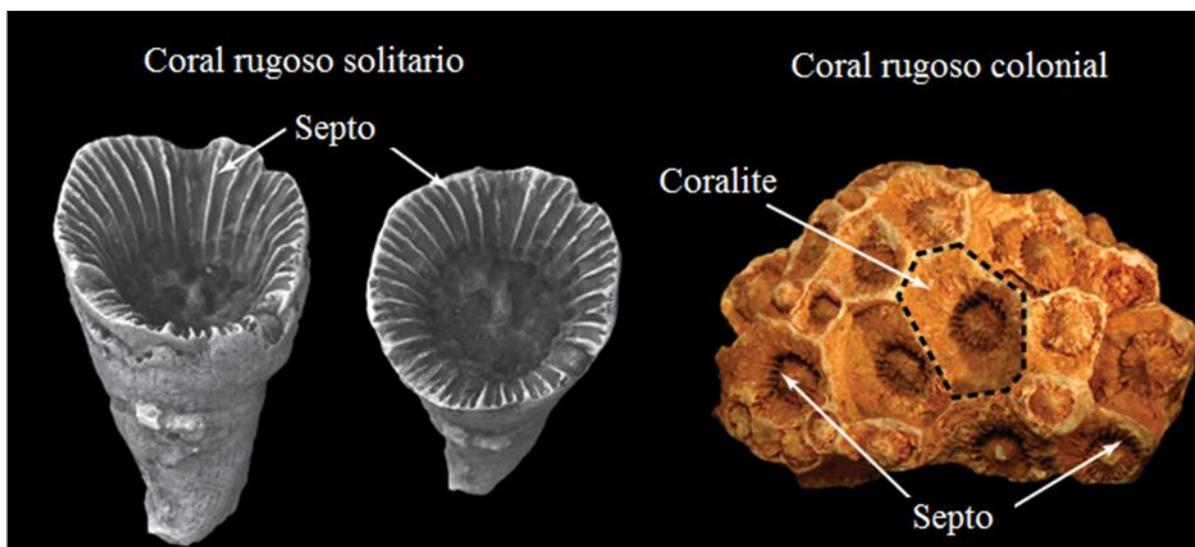


Fig.4.14: Comparação entre um coral rugoso solitário e um colonial (adaptado de <http://commonfossilsofoklahoma.snomnh.ou.edu/corals>).

Os indivíduos solitários apresentam uma característica particular, a qual consiste na existência de uma fina camada calcária designada por epiteca, que se estende desde a ponta da superfície distal, ou cálice, onde as partes esqueléticas que preenchem o interior do coralite se encontram expostas (Clarkson, 1998). Estas características internas providenciam uma base para a classificação dos corais rugosos e são de dois tipos: elementos verticais (septos e estruturas axiais) e horizontais (tabulas) (Clarkson *op. cit*). Os septos correspondem a finas placas verticais dispostas num típico padrão biradial que se expande continuamente ao longo do desenvolvimento ontogénico (Clarkson *op. cit*). A maneira como estes se inserem pode ser estudada através do estudo das fases iniciais de crescimento do coral (Clarkson *op. cit*). Segundo o mesmo autor, isto feito, geralmente, através do corte de secções sucessivas e transversais ao eixo, desde a ponta do cálice, abrangendo um registo completo do processo ontogénico do coral.

O crescimento dos corais rugosos processava-se da seguinte maneira (figura 4.15): Primeiro surgia um tabique designado por cardinal, seguindo-se outro oposto, conhecido por ventral, e depois dois laterais (Rogério e Cardoso, 1994). A mesma bibliografia refere que aparecem, desta forma quadrantes simétricos dois a dois, sendo os cardinais desiguais em relação aos ventrais. Após a diferenciação dos tabiques

principais, formavam-se secundários, sempre com disposição simétrica bilateral (Moreira, *op. cit.*). Nos quadrantes separados pelo tabique cardinal, os secundários apresentam-se junto dos laterais de ambos os lados (Moreira, *op. cit.*). Os tabiques aproximam-se cada vez mais do cardinal, próximo do local onde surgem os últimos tabiques (Moreira, *op. cit.*). Os secundários formam-se a partir dos dois quadrantes separados pelo tabique ventral, aproximando-se dos laterais á medida que aumenta o seu número (Moreira, *op. cit.*). Segundo os mesmos autores, uma vez atingida a idade adulta e apresentando todos os tabiques, os corais rugosos apresentam um aspecto regular característico, onde apenas o cardinal apresenta maiores ou menores diferenças em relação aos restantes (normalmente pode reconhecer-se o ventral e os dois laterais principais).

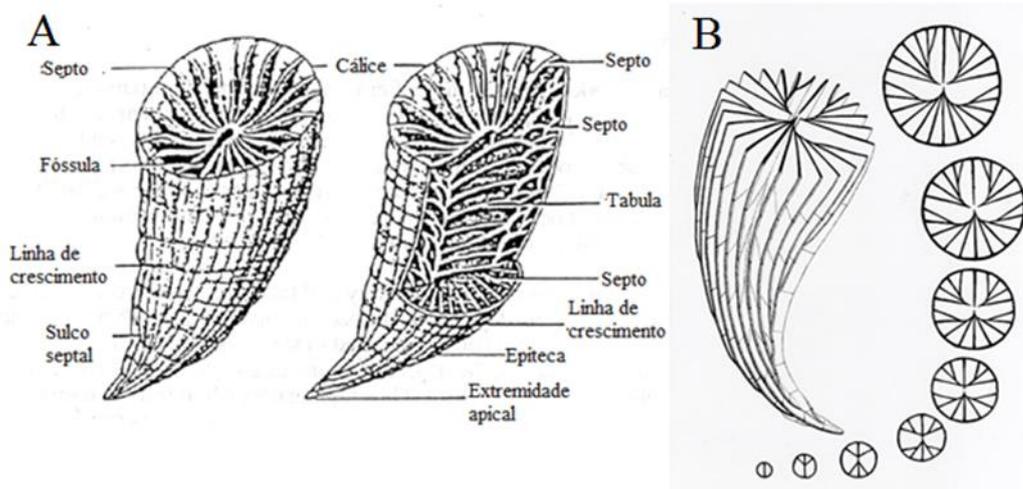


Fig.4.15: Morfologia dos corais rugosos: A: estrutura externa e interna de um típico coral rugoso (solitário) (adaptado de <http://fossilady.wordpress.com/>). B: inserção dos septos e respectivo corte demonstrando o desenvolvimento dos mesmos. Note-se a simetria bilateral patente na disposição dos septos. (extraído de <http://www.antoniopezal.net/>).



Fig.4.16: Esquema de um coral rugoso colonial (modificado de <http://www.earthsciences.hku.hk/>).

Os corais rugosos surgiram no Ordovícico Médio e extinguiram-se no Pérmico Superior (Oliver e Coates, 1987). Em Portugal ocorrem corais rugosos com alguma frequência em formações devónicas, como por exemplo Laundos (Costa, 1931) e Odivelas (Machado, *et. al.* 2009).

Bryozoa (figura 4.17):

Este Filo foi descrito por Ehrenberg (1831) (Galopim de Carvalho, 2000) e é composto por pequenos animais coloniais que, embora não tenham qualquer relação com os corais, se assemelham superficialmente a estes (Moreira, 1994). Outrora este grupo era agrupado com os braquiópodes e com algumas formas de vermes, no grupo Vermídeos (Moreira, 1994). Os briozoários são conhecidos desde o Ordovícico Inferior e sobrevivem ainda nos dias de hoje (Taylor *et. al.* 2013). São conhecidas cerca de 3500 espécies viventes e cerca de 15000 espécies fósseis (Clarkson, 1998).

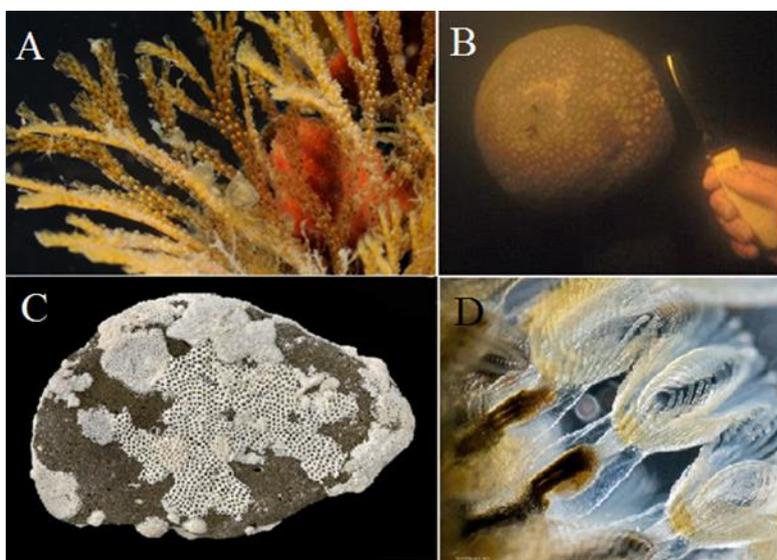


Fig.4.17: Diversidade de formas das colônias de briozoários. A: forma ramificada (extraído de <http://lookfordiagnosis.com/>). B: forma gelatinosa de água doce (extraído de <http://www.bio.umass.edu/>). C: forma incrustante (extraído de <http://pleistocenekokemushi.myspecies.info/>). D: pormenor de zoóides de uma colônia de água doce (modificado de <http://www.microworldsphotography.com/>).

As colônias de briozoários (figura 4.18) são compostas por vários ou até mesmo milhões de indivíduos denominados zoóides (Cousteau, 2007). Cada zoóide encontra-se no interior de uma cavidade corporal, em forma de caixa, constituída por carbonato de cálcio ou por um material gelatinoso ou ainda por um material córneo, e encontra-se ligado a outros zoóides através de um pequeno orifício (Cousteau, 2007). As zoécias (nome atribuído às cavidades de habitação dos zoóides) apresentam diversas formas, podendo ser por exemplo, cilíndricas, prismáticas, em forma de pequeno chifre, oval,

entre outros (Moreira, 1994). Os zoóides apresentam uma forma cilíndrica, com um anel de tentáculos, lembrando pequenos pólipos de cnidários (Clarkson, 1998). Para se alimentarem, estes pequenos animais fazem sair uma estrutura circular ou em forma de ferradura, conhecida como lofóforo (Cousteau, 2007). Este aparato de alimentação consiste em pequenos tentáculos cobertos de minúsculos cílios, os quais tem como função a captação e filtração de partículas alimentares em suspensão na massa de água circundante (Cousteau, 2007). Os briozoários, ao contrário dos cnidários, são seres celomados, apresentando um sistema digestivo completo (apresentando boca e ânus) pelo que a sua organização anatómica é mais complexa (Clarkson, 1998).

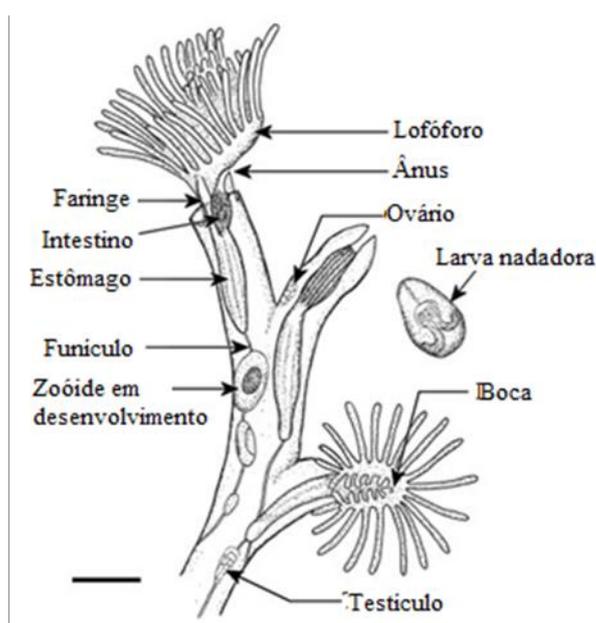


Fig.4.18: Anatomia de um briozoário e sua larva (barra de escala 0,4 mm) (adaptado de <http://www.wright.edu/>).

Quanto á colonia em si, esta pode apresentar formas corporais muito variadas, incluindo formas incrustantes, ramificadas, lobos carnudos e até mesmo formas semelhantes a corais (Cousteau, 2007). Estão presentes em quase todos os habitats marinhos (podendo raramente ocorrer em habitats de água doce), desde zonas profundas a águas recifais (Cousteau, 2007). Ainda segundo o mesmo autor, são geralmente organismos sesséis, embora existam umas algumas formas vágéis, adaptadas à infaunal em substratos arenosos, ou locomovendo-se com recurso a estruturas existentes em zoóides especializados (Cousteau, 2007). Em grande parte dos *taxa* os ovos são armazenados em zoóides distintos que funcionam como camaras de incubação até às larvas eclodirem (Cousteau, 2007). As colonias iniciam-se através de uma larva nadadora que passa por uma fase pelágica e, eventualmente, se fixa num substrato duro e se torna num zoóide que, mais tarde, origina outros indivíduos através de excrecências na parte lateral do seu corpo (gemulação) (Cousteau, 2007).

Na jazida aqui tratada apenas foram encontrados briozoários fenestelídeos.

Em Portugal são conhecidos desde o Ordovícico (Galopim de Carvalho, 2000). Nas formações devónicas portuguesas podem ser encontrados briozoários, em especial fenestelídeos, descobertos, inicialmente, pelo Prof. M. Montenegro de Andrade, da Universidade do Porto, em 1945. Segundo o mesmo autor os trabalhos sobre briozoários fósseis em Portugal tem maior incidência no Neogénico, sobretudo no Miocénico e Pliocénico. Para o primeiro destacam-se os estudos na cidade de Lisboa e arredores e já para o segundo, na região de Caldas da Rainha, Salir do Porto, São Pedro de Muel e Pombal (Galopim de Carvalho, 2000).

Brachiopoda (figura 4.19)

O filo Brachiopoda foi descrito pela primeira vez por Duméril (1806) e é composto por animais solitários, marinhos, ancorados ao substrato através de um pedúnculo carnudo (Moore, 1965). O corpo do animal é protegido por uma concha bivalve de composição orgânica e mineral variável (figura 4.19) (Moore, 1965). O nome pela qual é conhecido este Filo teve a sua origem através da interpretação inicial de estruturas calcárias no interior da concha (Moreira, 1994). Estas estruturas (conhecidas como aparelho braquial) seriam usadas para locomoção [funcionando como o pé de um molusco (Moore, 1965)]; no entanto sabe-se hoje que são estruturas usadas na alimentação, servindo de suporte aos lofóforos (Moreira, 1994). Os braquiópodes surgiram no Câmbrico e persistem ainda actualmente. Estes animais tiveram o seu auge na era paleozóica e declinaram no Pérmico, no entanto continuaram a ser relativamente abundantes durante a era mesozóica e continuam a existir nos dias de hoje, embora pouco abundantes (Clarkson, 1998). São conhecidos cerca de 4.500 géneros no registo fóssil e apenas a volta de 100 actuais (Clarkson *op. cit.*).



Fig.4.19: Aspecto de *Coptothyris grayi*, um braquiópode actual alimentando-se no seu ambiente natural. (extraído de <http://www.photographserved.com/>).

Os braquiópodes são um grupo bastante homogéneo na sua morfologia (figura 4.20), são exclusivamente marinhos e apresentam uma concha de composição calcária, punctuada, pseudopunctuada ou não pontuada, podendo também apresentar uma composição fosfatada ou quitinosa (Moreira, 1994). As valvas são bilateralmente

simétricas, inequivalves entre si, e apresentam uma grande variação na sua ornamentação externa, formato e dimensões (Moore, 1965). A concha exhibe um bordo anterior ou frontal, dois laterais e um posterior ou cardinal, o qual pode estreitar-se em ângulo (Moreira, 1994). A valva dorsal (ou braquial) é normalmente mais pequena que a valva ventral (ou peduncular) (Moore, 1965). Na parte posterior da concha existe um orifício, conhecido por forâmen, onde surge um pedúnculo carnudo que serve para o animal se fixar ao substrato (Moreira, 1994). As partes brandas do corpo estão acomodadas na zona posterior do interior da concha, apresentando uma parede corporal prolongada e dobrada, formando um par de mantos que ligam as superfícies interiores das valvas e fecham a cavidade mantélica ou braquial (Moore, 1965).

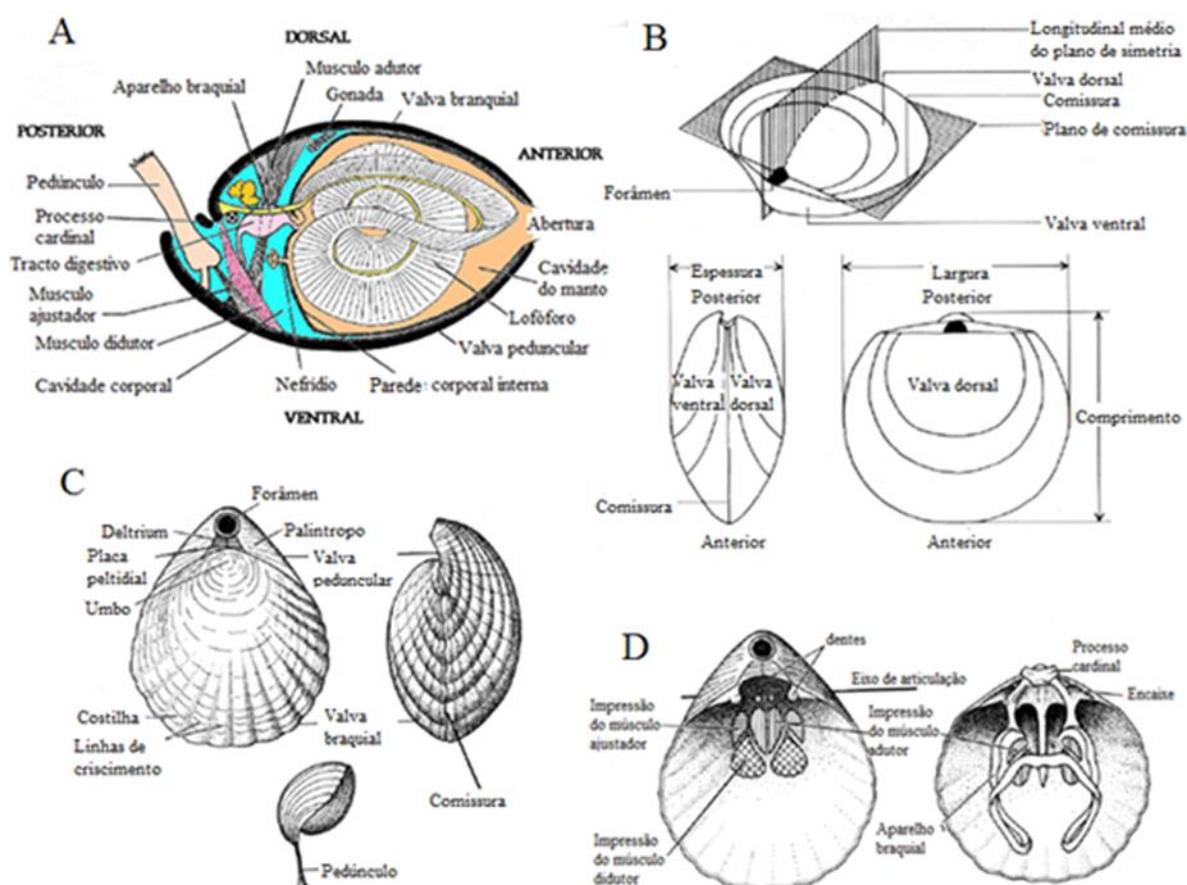


Fig.4.20: Anatomia geral de um braquiópode. A: anatomia interna (adaptado de Clarkson (1986)). B: simetria de um braquiópode (adaptado de Boardman *et al* (1987)). C: morfologia externa da concha (adaptado de Clarkson (1986)). D: interna da concha (braquiópode articulado) (adaptado de Clarkson (1986)).

Ainda segundo a mesma bibliografia, a cavidade corporal (celoma) acomoda os sistemas digestivo, excretor e reprodutor e musculatura, alguma dela, responsável pelo movimento das duas valvas (músculos a adutores, retractores e deductores).

Os braquiópodes possuem um sistema circulatório e nervoso primitivos (Moore, 1965). São animais suspensívoros que, para se alimentarem, utilizam um par de apêndices bucais ciliados (lofóforos) que é suportado por um esqueleto calcário interno, conhecido por aparelho braquial (Moreira, 1994). Segundo os mesmos autores, estas estruturas de alimentação correspondem a três tipos diferentes: os rinconelídeos possuem o tipo mais simplificado, surgindo da parte cardinal da valva dorsal dois pequenos apêndices cilíndricos, designados crura, unidos com duas placas calcárias de pequena dimensão que suportam a base dos apêndices. Nos espiriferídeos os crura ligam-se a duas lâminas calcárias compridas, enrolados numa espiral cónica [espiralia (Clarkson,1998)], actuando como uma blindagem para os apêndices bucais. Nos terebratulídeos as peças formam uma estrutura em ramo duplo, comprida e curva, que se desenvolve a partir do processo cardinal e se entrelaça com as intermédias localizadas do outro lado da concha.

Existem dois tipos de braquiópodes consoante o modo como as valvas se encontram unidas: os inarticulados e articulados (Classe Inarticulata e Classe Articulata) (figura 4.21). Nos primeiros a articulação dá-se apenas através de músculos inseridos em ambas as valvas e que as mantem unidas e controlam os seus movimentos (Moreira, 1994). As impressões, destes músculos, na superfície interna das valvas dispõem-se em grupos em grupos separados uns dos outros (Moreira, 1994). O género *Lingula* é um exemplo de um braquiópode inarticulado actual. Os braquiópodes articulados possuem uma articulação das valvas por meio de dentes e apresentam impressões musculares agrupadas (Moreira, 1994).

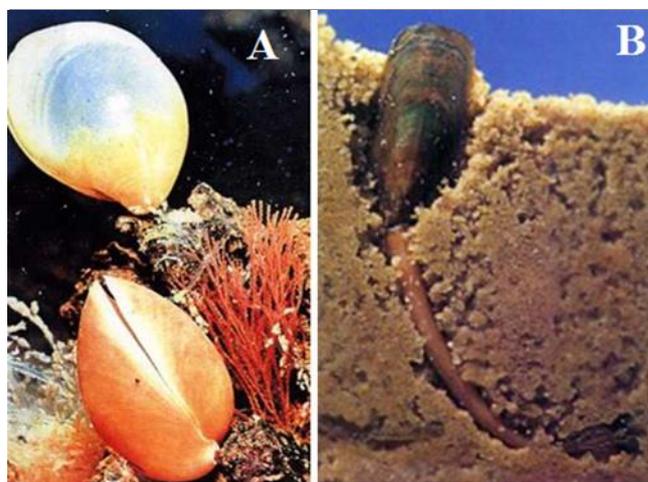


Fig.4.21: A: Um terebratulídeo um exemplo de braquiópode articulado (extraído de <http://skywalker.cochise.edu/>). B: *Lingula anatina* um exemplo de um braquiópode inarticulado (extraído de <http://mangrove.nus.edu.sg/>). Note-se que os dois braquiópodes apresentam estilos de vida diferentes sendo dois exemplos da variação dos estilos de vida destes animais.

Os braquiópodes apresentam dimensões muito semelhantes entre si, possuindo geralmente um diâmetro de um a três centímetros (formas gigantes podem atingir os oito centímetros) (Moreira, 1994).

Os braquiópodes são muito frequentes no registo fóssil. Em Portugal surgem desde o Ordovícico. Neste Sistema podem ser encontrados em Valongo (e. g. Couto, 1993; Couto, 2008; Couto e Lourenço, 2011), na “Pedreira do Valério” Arouca (e.g. Sá e Valério, 2005). No centro do país podem ocorrer em Dornes (e.g. Young, 1987), Buçaco (e.g. Lopes, *et. al* 2011) entre outros. No Anticlinal de Valongo existe um nível fosfatado com conchas de braquiópodes, datada do Ordovícico (Couto *et. al.* 1993). Níveis semelhantes ocorrem em Vila Velha de Rodão (Neto de Carvalho, 2005). No Devónico existem vários trabalhos sobre braquiópodes, destacando-se, a título de exemplo, Schemm-Gregory (2011) onde descreve ocorrências em Dornes. Também são conhecidos braquiópodes no Devónico de Valongo e Laúndos (Costa, 1931). Mas os braquiópodes fósseis não se resumem só ao Paleozóico, podendo também ocorrer em rochas jurássicas de várias localidades tais como São Pedro de Moel (e.g. Paredes, *et. al.* 2013). Estes animais ocorrem também nas rochas pliocénicas da ilha de Santa Maria, Açores (Kroh *et. al.* 2008).

Mollusca

O Filo Mollusca é um dos grupos descritos por Linné (1758) na clássica obra *Systema Naturae*. Trata-se de um dos grupos de invertebrados mais bem-sucedidos tanto actualmente como no passado (Clarkson, 1998). Uma vasta gama de formas ocupam praticamente todos os ecossistemas marinhos desde zonas neríticas até as grandes profundidades (Cousteau, 2007). As principais classes de este grupo são Polyplacophora (quítones), Gasteropoda (caracóis, lesmas e afins), Scaphopoda (escafópodes, conhecidos também por dentes-de-elefante), Bivalvia (bivalves, tais como ameijoas e afins) e Cephalopoda (cefalópodes, inclui polvos, lulas, choccos, náutilos e os extintos amonóides e belemnites) (Clarkson, 1998). Existem também as classes Caudofoveata, Solenogastra, Monoplacophora (Cousteau, 2007) e Rostroconchia, esta última já extinta (Clarkson, 1998). Os moluscos são um grupo sobretudo marinho, embora algumas famílias de bivalves e de gasterópodes se tenham adaptado a ambientes dulciaquíferos, desde o Devónico Superior. (Clarkson, 1998). Os únicos membros deste Filo a colonizar o meio terrestre foram os gasterópodes pulmonados.

Os moluscos são conhecidos em quase todos os Sistemas em Portugal. No Ordovícico Os bivalves correspondem ao único grupo de moluscos encontrados na jazida aqui estudada pelo que este será o único a ser abordado com pormenor.

Os moluscos da Classe Bivalvia (Linné, 1758) possuem conchas que, muitas vezes, apresentam simetria bilateral segundo um plano perpendicular ao dos braquiópodes (figura 4.22). O seu corpo e as suas conchas são comprimidos lateralmente, e tendem a apresentar-se alongados na direcção anteroposterior (Moore, 1965). Como o próprio nome indica, todos os bivalves apresentam o seu corpo mole protegido por uma concha formada por duas valvas calcárias. Os bivalves são conhecidos desde o Câmbrico, começaram-se a diversificar no Ordovícico e com a extinção do final do Pérmico ocuparam os actuais nichos ecológicos, substituindo grande parte dos braquiópodes, outrora dominantes na Era Paleozóica (Clarkson, 1998). As valvas encontram-se

articuladas na extremidade apical através de um ligamento elástico e, muitas vezes, também por dentes que, a partir de uma valva, que encaixam em fossetas (ou soquetes) da outra (este aparato de encaixe recebe o nome de charneira) (Moreira, 1994). As duas valvas são controladas através de musculatura. Os músculos adutores, em numero dois, ou um no caso das ostras, servem para controlar o fecho das valvas, enquanto que o ligamento desempenha a função oposta (Moore, 1965). A concha mantém-se aberta quando os músculos adutores são relaxados, permitindo que a elasticidade do ligamento impeça a concha de fechar (Moreira, 1994).

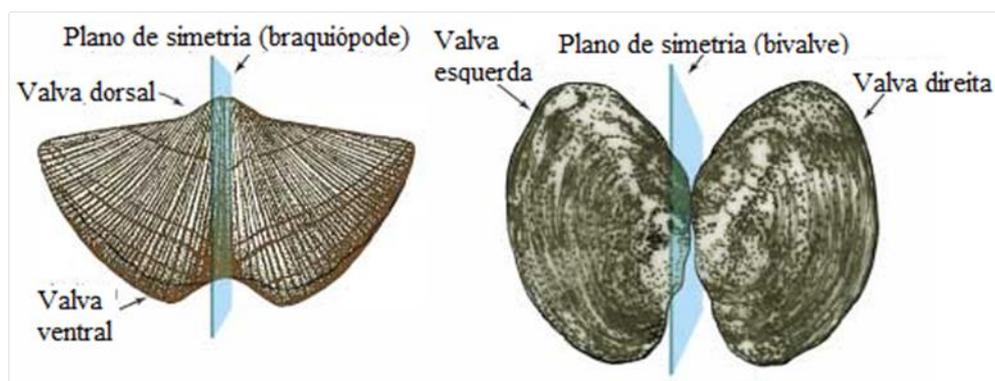


Fig.4.22: Diferenças na simetria de braquiópode e bivalve. Outra diferença é a ausência de uma estrutura de suporte para o aparato de alimentação nos bivalves. (adaptado de <http://www.kgs.ku.edu/>).

As conchas dos bivalves podem ser de dois tipos: equivalves ou inequivalves (Moreira, 1994). Nos equivalves as valvas estão dispostas entre si de uma forma espelhada, sendo esta a mais comum na generalidade das famílias de bivalves (Clarkson, 1998). Já os inequivalves diferem na sua simetria e tamanho (Moreira, 1994). Um exemplo destes últimos são os extintos rudistas. O animal, que se encontra dentro da concha (figura 4.23), possui um corpo simétrico, sem região cefálica diferenciada e lateralmente comprimido (Moreira, 1994). Segundo a mesma bibliografia, o conjunto dos órgãos internos é envolvido por uma camada cutânea designada por manto. Este é constituído por dois lóbulos, um para cada valva (Moore, 1965) e tem como função segregar o calcário que compõe a concha (Moreira, 1994). No interior desta é possível observar-se a linha de inserção do manto que recebe o nome de linha paleal (Moreira, 1994). O corpo do animal ocupa, geralmente, a parte dorsal juntamente com o lóbulo dorsal do manto (Moore, 1965). Já na parte ventral ocorre um espaço vazio relativamente amplo, conhecido como cavidade do manto (Moore, 1965). Não existem apêndices cefálicos (olhos, tentáculos, entre outros), presentes noutros moluscos, possuindo no entanto órgãos com funções semelhantes localizados na preferia do manto (Moore, 1965). A boca e o ânus encontram-se geralmente em lados opostos do corpo e o intestino apresenta uma torção em graus variáveis (Moore, 1965). A boca encontra-se entre dois pares ciliados, em forma de aba, conhecidos por palpos labiais que são usados na captura de alimento (Moore, 1965). Na maioria dos bivalves esta presente um pé que tem como principal função ajudar o animal a enterrar-se nos sedimentos (Moore, 1965). A grande maioria das formas ostenta um par de branquias (ctenídios) que se encontram

suspensos na cavidade do manto e encontram-se dispostos simetricamente em relação ao plano mediano do animal (Moore, 1965). Em muitas espécies de bivalves o manto apresenta as bordas fundidas na extremidade posterior da concha o que origina dois sifões, um que serve para “engolir” água e outro para expeli-la e são usados para respiração e alimentação. Muitas vezes pode-se encontrar, na concha, um espaço semelhante a uma bolsa (visível na valva como uma invaginação na linha palial) que corresponde ao local onde os sifões se encontram quando estão retraídos, que recebe o nome de seio paleal.

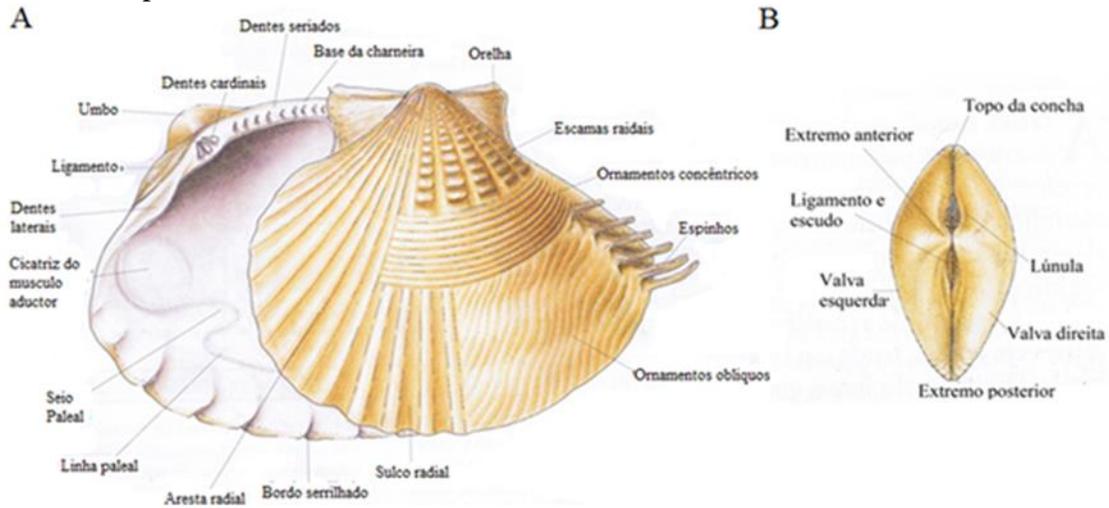


Fig.4.23: Morfologia da concha de um molusco bivalve. A: esquema hipotético da concha de um bivalve mostrando a anatomia externa e interna das valvas e a variedade de características que podem estar presentes em várias espécies B: vista do plano do bivalve (adaptado de Dance, (1992).

A reprodução dá-se sem cópula, sendo as larvas nadadoras (Moore, 1965). Os bivalves apresentam vários estilos de vida (figura 4.24), podendo ser sesséis (através de filamentos de bisso ou cimentados ao substrato), viver enterrados (ou parcialmente enterrados), viver em cavidades pré-existentes, ou feitas e até nadadores (a certo ponto) (Stanley, 1970). A grande maioria dos membros desta classe alimenta-se de partículas em suspensão na água, embora algumas espécies sejam detritívoras (Stanley, 1970)



.Fig.4.24: Três bivalves. A.: *Acanthocardia tuberculata* (extraído de <http://www.aolamagna.it/>). B: *Mactra grandis* exibindo os sifões (extraído de wildshores.blogspot.pt). C: *Argopecten irradians* entreaberta mostrando parte do animal. De notar as estruturas semelhantes a olhos no manto (pontos azulados junto das valvas) (extraído de <http://www.summagallicana.it/>).

Em Portugal os bivalves ocorrem em quase todas as rochas fossilíferas devido á facilidade com que as suas valvas se preservam e também á sua abundancia. No Ordovícico são conhecidos em vários locais, tais como no Anticlinal de Valongo (e. g. Couto, 1993; Couto, 2008; Couto e Lourenço, 2011) e em Trás-os-Montes (Sá *et. al.*, 2005). Costa (1931) refere a existência de bivalves em rochas do Devónico português. Os trabalhos tornam-se mais comuns em rochas pós-paleozóicas e há inúmeros registos da enorme abundancia e diversidade de bivalves em diversas localidades das unidades das bacias Meso-Cenozóica. São muito frequentes no Jurássico, em locais da Bacia Lusitânica, por exemplo em Alcobaça, Cabo Mondego, Figueira da Foz (e.g. Schneider, 2009) e São Pedro de Muel (e.g. Paredes *et. al.*, 2013) entre outros. A grande quantidade de bivalves continua pelo Cenozóico, ocorrendo por exemplo no Eocénico da Figueira da Foz, Miocénico da Costa da Caparica e em em rochas neogénicas do Algarve.

Tentaculitoidea:

Estes animais apresentam afinidades incertas e ainda existe muita discussão em relação á sua posição taxonómica, sendo colocadas em diversos grupos, por vários autores, ao longo dos tempos, tais como pterópodes, anelídeos, equinodermes, braquiópodes, foraminíferos e cefalópodes (Comniskey e Ghilardi, 2013). Segundo HajaŁasz (1974) as tentaculites foram agrupadas numa Classe artificial, designada por Coniconchcia (Filo Mollusca), por Ljaschenko (1955). De acordo com Comniskey e Ghilardi (2013), Boucek (1964) e Farsan (1994) colocaram as tentaculites numa classe própria (Tentaculitoidea) dentro do Filo dos moluscos. Estas possuem conchas com o formato de um cone longo e esguio e a sua superfície encontra-se, geralmente, coberta por anéis transversais desenvolvidos (HajaŁasz, 1974). Por vezes podem ser observados estrias e sulcos transversais (HajaŁasz, 1974). Noutros casos a concha apresenta uma superfície lisa sem qualquer tipo de ornamentação (Comniskey e Ghilardi, 2013). Na zona mais fina da concha, associada aos estados iniciais de crescimento (parte embrionica da concha), a cavidade interna é, normalmente, dividida em septos, formando camaras (figuras 4.25 e 4.26) (HajaŁasz, 1974).

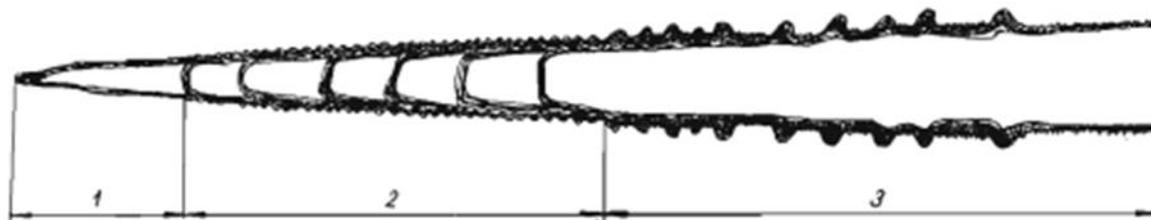


Fig.4.25: Secção transversal de uma concha de tentaculite. 1: Parte embrionica; 2: Parte da fase juvenil da concha; 3: Parte distal da concha (fase adulta) (HajaŁasz, 1974).

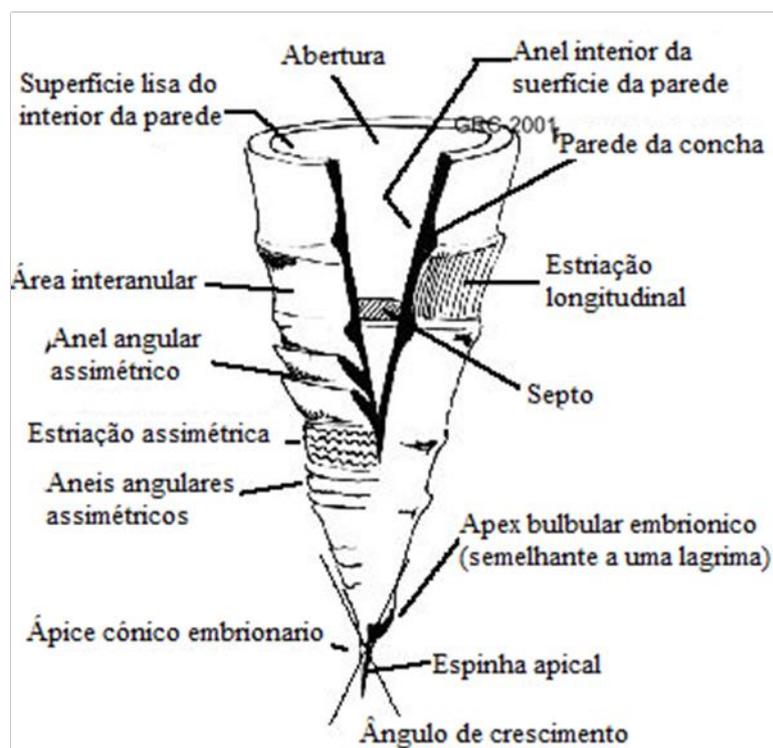


Fig.4.26: Anatomia da concha de uma tentaculite (adaptado de <http://www.geocities.ws/>)

Ainda segundo o mesmo autor, a parte embrionica apresenta uma forma obtusa, terminando em tubo. A concha, composta essencialmente por carbonatos, apresenta dimensões variáveis entre milimétricas ou centimétricas (Comniskey e Ghilardi, 2013). A concha é geralmente recta, embora sejam conhecidos casos onde esta é encurvada ou até mesmo enrolada (Schindler, 2012 *in* Comniskey e Ghilardi, 2013). Segundo os mesmos autores a classificação deste grupo é baseado apenas em caracteres (ornamentação) existentes na parte exterior da concha. As tentaculites surgiram no Ordovícico, atingindo o apogeu no Silúrico e Devónico, para desaparecerem ainda neste ultimo Sistema (limite Frasniano- Fameniano) (Schindler 1990, 2012; Bond 2006 *in* Comniskey e Ghilardi, 2013).

Em Portugal ocorrem tentaculites em todas as rochas fossilíferas do Devónico, no entanto em nenhum local elas foram estudadas de forma aprofundada.

Echinodermata

Os equinodermes [descrito por Klein em 1734 (Pereira, 2010)] são um Filo muito diversificado e com uma ampla distribuição estratigráfica (Carvalho, 2004) e são um grupo exclusivamente marinho de origem câmbrica (Twenhofel e Shrock, 1935). Actualmente estão representados por cinco classes: Asteroidea (estrelas-do-mar), Holothuroidea (pepinos-do-mar), Ophiuroidea (ofiuroides), Echinoidea (ouriços-do-mar) e Crinoidea (Crinóides) (Cousteau, 2007). A estas cinco surge ainda uma sexta:

Concentricycloidea (margaridas-do-mar), no entanto alguns autores consideram este grupo como membros da Asteroidea (Cousteau, 2007). A estas juntam-se as Classes Cystoidea (cistóides), Edrioasteroidea e Blastoidea (blastóides) cuja existência se resume ao Paleozóico (Twenhofel e Shrock, 1935).

O corpo apresenta uma simetria pentarradial, especialmente visível nas estrelas-do-mar, ofiurídeos e ouriços-do-mar e apresentam um endoesqueleto composto por placas de calcário (Cousteau, 2007) que pode ser reduzido ou mesmo ausente em alguns grupos (Carvalho, 2004). Algumas formas ostentam uma simetria bilateral secundaria (Carvalho, 2004). Possuem um sistema digestivo completo assim como um sistema vascular aquífero, de onde se estendem canais para o exterior sob forma de pés ambulacrários (Carvalho, 2004) que são usados para respiração, alimentação e ainda locomoção (Cousteau, 2007). Estes animais podem ser sesséis ou vágeis no estado adulto e são seres solitários. Os equinodermes adultos possuem, na sua maioria, uma face oral (ou ventral) e outra aboral (ou dorsal) onde a linha que liga os seus centros demarca o eixo principal do corpo, de onde surgem os cinco raios (Pereira, 2010). Ainda de acordo com o mesmo autor a boca está localizado no meio da face oral enquanto o ânus se encontra na dorsal.

Os equinodermes são abundantes no registo fóssil graças ao seu esqueleto calcário, podendo em alguns casos contribuir para a sedimentação carbonatada (Clarkson, 1998). Em Portugal são conhecidos desde o Ordovícico, por exemplo no Anticlinal de Valongo (cistóides, carpóides, crinóides e ofiurídeos) (Couto e Lourenço, 2011). Vários autores descrevem a presença de crinóides nas formações devónicas portuguesas e mais raramente, restos de asteróides. Fósseis de equinóides (ouriços-do-mar) surgem com alguma frequência em rochas Ceno-Mesozóicas. Recentemente foi descoberto uma praia do Jurássico preservada na Pedreira da Ladeira (Porto de Mós) onde se encontram fósseis de vários equinodermes conservados *in situ*. Publicações sobre o estudo desta descoberta recente estão para breve. As unidades da Bacia Lusitânica são ricas em equinodermes fósseis, surgindo equioides, crinóides e asteróides. São igualmente abundantes nas rochas Cenozóicas do centro e sul de Portugal.

Na jazida foram encontrados diversos crinóides.

A Classe Crinóidea foi descrita por Miller, (1821) e em certos aspectos representa um dos grupos mais primitivos de equinodermes (Carvalho, 2004). A sua origem remonta, pelo menos, ao Ordovícico, atingem o seu auge de diversidade no Carbonífero e declinaram no final do Pérmico (Carvalho, 2004). Nos dias de hoje estão representados por 25 géneros sesséis e 90 de vida livre (Clarkson, 1998). Estes animais são essencialmente compostos por três partes: o pedúnculo, o cálice e os braços (figura 4.27) (Moreira, 1994).

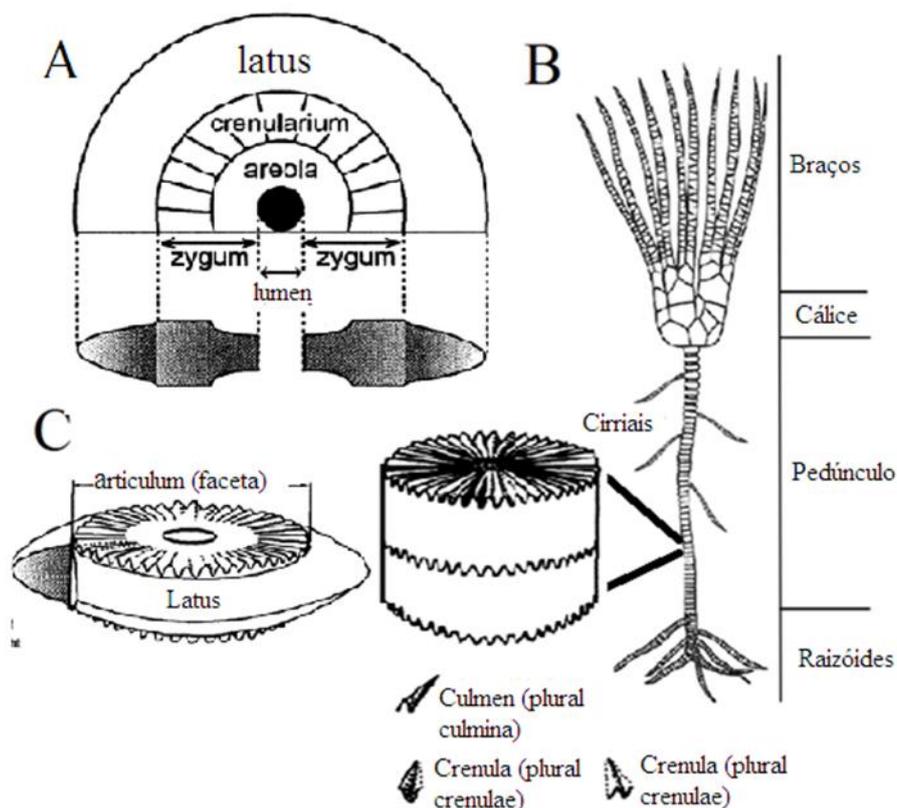


Fig.4.27: Anatomia de um crinóide sésil. A: Anatomia de um artigo. B: Anatomia de um artigo. (adaptado de <http://www.northtexasfossils.com/2007-01-27.htm>.) C: Anatomia de artigos (adaptado de Fearnhead, 2008).

O cálice consiste numa estrutura essencialmente calcária que alberga o animal no interior (Twenhofel e Shrock, 1935). Esta pode apresentar formatos variados, como por exemplo, globóide, piriforme, ou em forma de vaso (Carvalho, 2004). O centro da face dorsal (ou inferior) desta estrutura é ocupado numa placa central, que corresponde ao local onde se une o pedúnculo (Moreira, 1994). Os restantes constituintes do cálice correspondem a dois tipos: os monocíclicos e os dicíclicos; os primeiros se articulam cinco placas (placas basais) á placa dorsal (Moreira, 1994). Estas compõem o primeiro ciclo; seguindo-se outras cinco placas, denominadas placas radiais que constituem um outro ciclo e se articulam alternadamente com as primeiras e com series longitudinais de placas dos braços, ou placas braquiais (Moreira, 1994). Segundo a mesma bibliografia entre esta serie pode ocorrer series de placas interbraquiais. No tipo dicíclico articula-se com a placa centrodorsal e um primeiro ciclo de placas infrabasais e alternam com placas parabasais. Por fim no espaço entre as últimas existem mais cinco placas (placas radiais) (Moreira, 1994). A boca do animal encontra-se na parte superior do cálice, protegida por tegumento e que recebe o nome de face oral (Twenhofel e Shrock, 1935). Em muitas espécies o ânus toma a forma de um tubo (proboscis ou tubo anal) que se encontra do lado anterior e esta situado sob placas calcárias (Twenhofel e Shrock, 1935). O esqueleto dos braços é composto por peças calcárias seriadas e apêndices finos denominados pínulas (Moreira, 1994). Estes apêndices são longe de ser simples, podendo bifurcar-se e ramificar-se, muitas vezes de maneira exuberante, lembrando

formas vegetais (Moreira, 1994). O pedúnculo (ausente nas formas livres) é comprido e flexível e é composto por artículos que podem ser circulares, pentagonais ou, mais raramente, quadrangular ou elíptica (Moreira, 1994). Os artículos encontram-se unidos através de faces planas ou através de caneluras radiais (Moreira, 1994). O pedúnculo fixa-se ao substrato através de uma ponta que penetra no sedimento, ou então através de rizóides que fixam o crinóide a rochas e afins (Moreira, 1994). O aparato de fixação consiste em vários apêndices em forma de espinho (cirriais) (Twenhofel e Shrock, 1935). Nas formas livres os cirriais auxiliam na deslocação e permitem fixações temporárias (Twenhofel e Shrock, 1935). Na Era Paleozóica os pedúnculos podiam atingir algumas dezenas de metros (Carvalho, 2004), em formas pequenas pode atingir apenas os 25 milímetros, no entanto o comprimento mais frequente situa-se entre os 30 a 90 centímetros (Twenhofel e Shrock, 1935). A maior parte dos crinóides fósseis era sésil enquanto grande parte das formas viventes é de vida livre (Twenhofel e Shrock, 1935).

Os crinóides (tanto actuais como fósseis) são animais gregários, vivendo em “campos” compostos por numerosos indivíduos. Estes animais são suspensívoros (Carvalho, 2004), capturando alimento com os seus braços e levando-o á boca.

Os crinóides são frequentes no registo fóssil, no entanto espécimes completos são muito raros (Clarkson, 1998). Os artículos isolados são mais frequentes. Em território português são conhecidos desde o Ordovícico onde ocorrem inúmeros artículos isolados e raros espécimes completos (Couto, 1993). No Devónico também, em vários trabalhos (e.g. Gouvernec *et. al.* 2011) são de referir vários artículos e pedúnculos. O registo estende-se pelas rochas Meso-Cenozóicas. Na jazida surgem também Asteróides.

A Classe Asteroidea, descrita por Blainville, (1830) engloba as estrelas-do-mar. Tal como o nome comum sugere possuem um corpo em forma de estrela, possuindo, usualmente, cinco braços que se estendem de um disco central (Clarkson, 1998). A boca fica situada no centro da face oral (inferior), assim como o sistema ambulacrário que se estende para os braços (Twenhofel e Shrock, 1935). O ânus encontra-se na fase dorsal próximo do centro e é de pequeno tamanho (Twenhofel e Shrock, 1935). Os braços são ocos e permitem a extensão de vários órgãos internos, incluindo um vaso do sistema de canais hidráulicos por de baixo do sulco ambulacrário (Twenhofel e Shrock, 1935). Segundo os mesmos autores, ocorrem ainda pequenas extensões dos vasos radiais que passam entre os sulcos das placas para o exterior, originando pés tubulares (*podia*) equipados com discos adesivos. Estas estruturas de locomoção estão ligados a ampolas através de poros (Clarkson 1998). Se um braço for arrancado, este poderá regenerar-se originando um novo indivíduo (Twenhofel e Shrock, 1935). O corpo destes equinodermes apresenta um tegumento coriáceo, constituído por ossículos calcários (de formas variadas consoante os *taxa*) que podem ou não ser unidos por espinhas calcárias ou outras estruturas ornamentais, sendo recobertos por tecido muscular (Twenhofel e Shrock, 1935). Em espécies recentes, a parte terminal das placas ambulacrárias encontram-se opostas ao longo da linha mediana do sistema ambulacrário como traves

de um tecto, no entanto em espécies paleozóicas encontram-se dispostas em linhas alternadas e ligeiramente inclinadas entre si (Twenhoftel e Shrock, 1935). Na face dorsal encontra-se a placa madreporica, localizada adjacientemente ao ânus (Twenhoftel e Shrock, 1935). Os asteróides são conhecidos desde o Câmbrico e persistem ainda nos dias de hoje.

Em Portugal estes equinodermes são pouco conhecidos, sendo que no Paleozóico apenas se conhece o *taxon Palaeaster* no Devónico de São Félix de Laundos (Costa, 1931). Mais fósseis (essencialmente ossículos) surgem no Meso-Cenozóico, onde exemplares jurássicos de Sintra e do Algarve foram durante um século os únicos representantes do grupo conhecidos em Portugal. No Miocénico, os ossículos surgem em abundância, por exemplo, no Baixo-Tejo, Costa da Caparica e também na Formação de Lagos-Portimão.

Arthropoda (figura 4.28):

Descrito por von Siebold (1848), é o filo mais diversificado do planeta (Cousteau, 2007) apresentando maior distribuição ecológica, diversidade de formas, número de espécies e de indivíduos que qualquer outro grupo (Carvalho, 2004). A sua principal característica é possuírem um corpo segmentado, assim como apêndices divididos em segmentos transversais (Moreira, 1994) cujo número e função podem variar (Cousteau, 2007). Estes podem servir para locomoção ou até modificarem-se para formarem pinças (alimentação) ou órgãos sensoriais (antenas) (Cousteau, 2007). Possuem um exosqueleto flexível e elástico (ou duro e resistente), composto por quitina, mais ou menos incrustado por carbonato de cálcio ou fosfato de cálcio (Carvalho, 2004), características estas que não favorecem condições de fossilização (trata-se de uma afirmação geral e não se aplica a todos os grupos) e que não são bons fósseis de idade (com a excepção das trilobites e dos euripterídeos, estando estes últimos confinados a certas fácies e localidades) (Moreira, 1994). A grande maioria da cavidade corporal é oca (hemocélio) onde se acomodam os órgãos internos, assim como um fluido (hemolinfa) equivalente ao sangue nos vertebrados, que é bombeado por um coração tubular dorsal, num sistema circulatório aberto (Cousteau, 2007). Durante o desenvolvimento ontogénico, os artrópodes, passam por várias fases de exúvio (mudança de exosqueleto), controladas por hormonas, pois este não acompanha o crescimento do animal (Cousteau, 2007). O filo é composto por vários Subfilos e várias Classes (segundo Clarkson, 1998): Uniramia [Classes: Onychopoda (vermes-aveludados), Myriapoda (Centopeias, milípedes e afins) e Hexapoda (insectos e afins)], Crustacea (Crustáceos) e Chelicerata [Classes: Merostomata (euripterídeos e caranguejos-ferradura), Arachnida (aranhas, escorpiões e afins) e Trilobita (trilobites)]. Os artrópodes são conhecidos desde o Câmbrico e a maioria dos grupos tem ainda representantes atuais (excepto as trilobites e euripterídeos que se extinguiram no final do Pérmico) (Clarkson, 1998).



Fig.4.28: Exemplos de artrópodes extintos e actuais (extraído de Wikipedia).

Em Portugal fósseis de representantes deste Filo surgem principalmente em rochas paleozóicas com destaque para o Ordovícico. Em especial para o Anticlinal de Valongo, Buçaco e Vila Velha de Rodão onde são encontrados numerosos fósseis e icnofósseis. No Carbonífero (de fácies continental) são conhecidos vários artrópodes, desde eurípterideos a insectos (e.g. Correia, *et. al.* 2013, 2014 e Loureiro, *et. al.* 2010), passando por aracnídeos (Correia, *et. al.* 2013). Em rochas Meso-cenozóicas portuguesas existem vários trabalhos sobre diversos artrópodes fósseis, especialmente crustáceos (e.g. Neto de Carvalho e Rodrigues, 2007).

Os únicos artrópodes conhecidos, na jazida, até ao momento são trilobites.

A Classe Trilobita foi descrita por Walch (1771) e é exclusiva do Paleozóico (Couto e Lourenço, 2011). As trilobites eram animais marinhos muito diversificados e de grande sucesso evolutivo, sendo conhecido mais de 1500 géneros distribuído por todos os sistemas da era paleozóica (Clarkson, 1998). Surgidas no Câmbrico Inferior, estes artrópodes atingiram o seu apogeu no Ordovícico, entraram em declínio no final do Devónico para se extinguirem no final do Pérmico (Couto e Lourenço, 2011). Tal como outros membros do seu Filo, possuíam vários apêndices articulados, no entanto estes muito raramente surgem no registo fóssil (Moreira, 1994). Quanto á carapaça (figura 4.29), esta é frequentemente encontrada fossilizada devido em parte ao processo de exúvio que pode dar origem a fósseis de partes isoladas das carapaças (Couto e Lourenço, 2011). Esta dividida em três partes: céfalo, tórax e pigídio, daí o nome trilobite (Couto e Lourenço, 2011). O céfalo tem a configuração de meia-lua com um rebordo liso (limbo) que, em muitos casos, se prolonga para trás constituindo um par de

pontas genais alongadas (Moreira, 1994). É formado por uma única placa constituída por segmentos fundidos (Clarkson,1998). Os órgãos internos estão, geralmente reunidos na cabeça (céfalo) e existem também certas linhas onde a carapaça é mais frágil (suturas cefálicas) que parecem servir para facilitar o exúvio (Clarkson,1998).

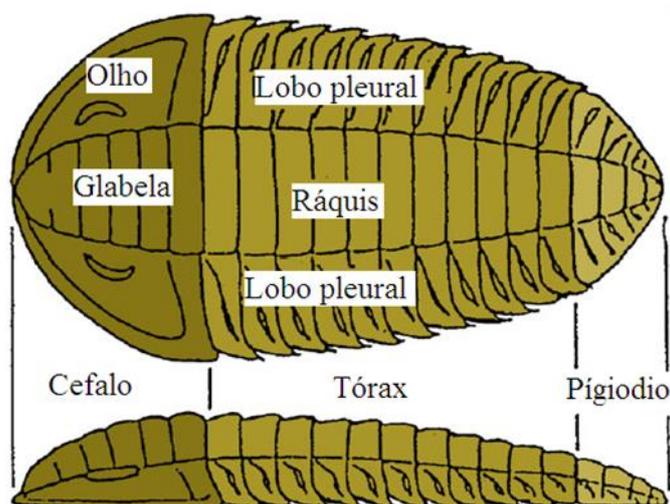


Fig.4.29: Anatomia da carapaça de uma trilobite (qadaptado de Couto, 2008).

No centro encontra-se uma região central proeminente, a glabela, separada das partes laterais (genas) que podem ser livres, quando localizadas externamente á sutura facial, ou fixas quando posicionadas internamente, em contacto com a glabela, formando o cranídeo (Carvalho, 2004). As facetas encontram-se dívidas por uma sutura (facial) oblíqua sendo que o tamanho e a forma destas são importantes elementos de classificação (Moreira, 1994), podendo reconhecer-se quatro tipos principais de sutura facial: marginal, propariana, gonatopariana e opsitopariana (figura 4.30) (Carvalho, 2004).

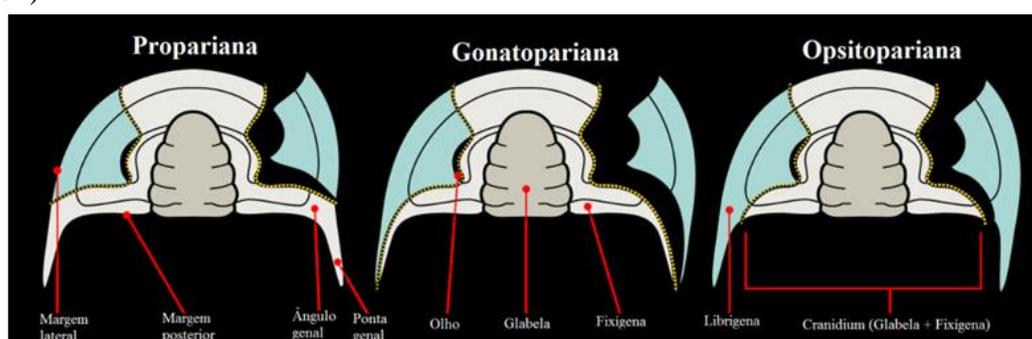


Fig.4.30: Principais tipos de disposição das suturas faciais das trilobites (adaptado de Wikipedia).

No céfalo podem-se encontrar os olhos [algumas trilobites são desprovidas de olhos, sendo por isso cegas (Couto e Lourenço, 2011)] cujo tamanho e disposição são muito diversos (Moreira, 1994). Os olhos são compostos (lembrando os olhos dos insectos), bem desenvolvidos e encontram-se colocados dorsalmente nos lóbulos laterais que podiam ser de dois tipos: holocroais ou esquizocroais (este ultimo tipo era mais

frequente) (figura 4.31) (Carvalho, 2004). Estes aparatos de visualização correspondem a uma das mais antigas formas de visão que se conhece (Carvalho, 2004).

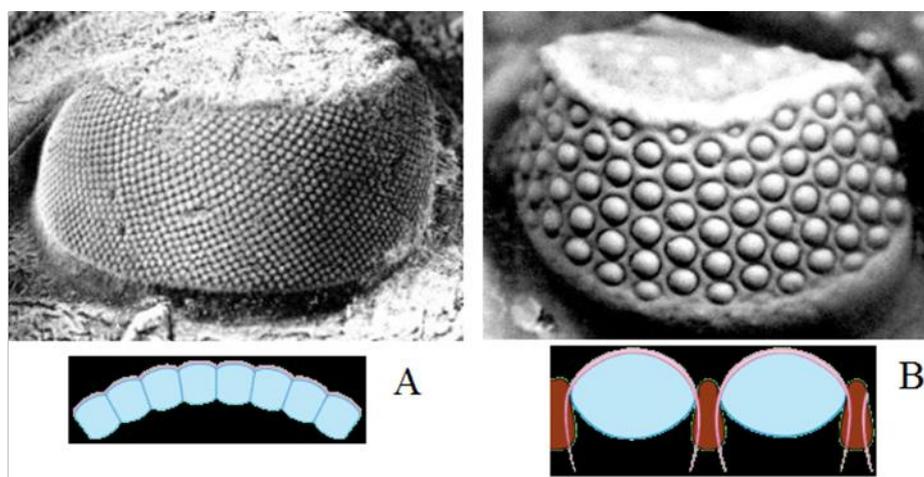


Fig.4.31: Principais tipos de olhos encontrados em trilobites e disposição das lentes. A: holocroais. B: Esquisocroais (adaptado de <http://www.trilobites.info/eyes.htm>).

Na cabeça do animal encontravam-se ainda vários apêndices, como antenas e aparatos de alimentação que só em condições muito específicas se preservam (Carvalho, 2004). Na face ventral ocorre ainda uma placa, destinada a proteger as peças bucais, conhecida como hipostoma (Carvalho, 2004). O tórax encontra-se dividido em múltiplos segmentos, rígida sobre estes e débil entre as articulações que permitem o enrolamento do animal (Couto e Lourenço, 2011). O enrolamento seria a resposta a mudanças ambientais bruscas ou ao ataque de predadores (Couto e Lourenço, 2011). O número de segmentos torácicos varia muito de espécie para espécie (Moreira, 1994). Finalmente o pigídio pode apresentar uma forma de leque ou ser semicircular (como o Céfaló) e é formado pela fusão de segmentos (Moreira, 1994). Este pode ser de quatro tipos quanto ao tamanho em relação ao Céfaló: micropígica (pigídio muito pequeno), subisopígica (pigídio pequeno), isopígica (de igual tamanho) ou macropígica (pigídio grande) (Gon III, 2009).

O tamanho destes animais variava, usualmente, entre os três e os dez centímetros, porem algumas iam de tamanhos inferiores a 6 mm a quase um metro de comprimento (Couto e Lourenço, 2011).

As trilobites são frequentes nas rochas paleozóicas de fácies marinha. Em Portugal surgem em rochas desde o Câmbrio ao Carbonífero (Couto, 2008). No Câmbrio são conhecidos alguns géneros em Vila Boim (Alto Alentejo) (Couto, 2008). Para o Ordovício, ocorrem principalmente em Valongo, Gondomar, Arouca, Buçaco, Mação e Vila Velha de Rodão (Couto, 2008). Em Canelas (Arouca) ocorrem exemplares gigantes, sendo consideradas as maiores do mundo (Couto e Lourenço, 2011). Tal como nos artrópodes actuais a temperatura e a quantidade de oxigénio podem influenciar o tamanho corporal, no caso de Canelas, as trilobites viviam em águas polares (pois no

Ordovícico o território português encontrava-se perto do polo sul) que eram águas frias e ricas em oxigénio. Estas condições potenciaram o gigantismo entre estes animais.

No Silúrico podem ser encontradas principalmente em Valongo, Gondomar e Amêndoa (Couto, 2008). No Alentejo surgem no Carbonífero de fácies marinha (Couto, 2008).

4.4.2. Descrição taxonómica dos *taxa* descobertos na jazida

Faz-se aqui uma descrição dos grupos taxonómicos baseado em 103 amostras contendo restos fósseis. A grande maioria do conteúdo paleontológico aqui tratado permanece em nomenclatura aberta.

4.4.2.1 Corais rugosos

Filo: Cnidaria Hatschek, 1888

Classe: Anthozoa Ehrenberg, 1834

Subclasse: Rugosa Milne-Edwards e Haime, 1850

(Família e género desconhecidos)

(Estampa 1, figuras A-F)

Descrição: Corais solitários. Coralite em forma de cone, alongado e incompleto na maior parte dos espécimes, não surgindo a ponta apical (excepto no espécime E). O cálice não é visível. Sulcos septais bem marcados. Espécimes de tamanho reduzido.

4.4.2.2. Briozoários

Filo: Briozoa, Ehrenberg, 1831

Ordem: Cryptostomata, Shrubsole e Vine, 1882

Família: Fenestelidae, Lonsdale, 1839

Género: incerto

(Estampa 2, figuras A-E e Estampa 3, figuras A-H).

Descrição da família Fenestelidae: Formas coloniais que apresentam expansões reticulares, celulíferas apenas numa face e constituídas por raios rígidos unidos uns aos outros por barras regulares, não poríferas conhecidas por tabiques. Os raios podem surgir também, sinuosos, anastomosados, ou até mesmo livres. As zoécias exibem contorno oblongo, quadrado, ou hexagonal. O hemisepto superior surge quase sempre, sendo o inferior menos frequente. A abertura primitiva, de formato semielíptico, é truncada na parte posterior. As aberturas superficiais são arredondadas, com perístoma que, quando achado perfeito é fechado por um opérculo com abertura central (Montenegro de Andrade, 1945).

Descrição espécime A-H: parte esquelética da colônia com forma de leque e rendilhada.

Descrição D/E: Parte de ramificação de um briozoário indeterminado exibindo as cavidades de habitação dos zooides que surgem no fóssil como pequenas ramificações paralelas umas as outras. figura E corresponde a um molde em latex do original (D).

4.4.2.3. Braquiopodes

Filo: Brachiopoda, Duméril (1806)

(Classe, Ordem, Género e Espécie desconhecidos)

(Estampa 4, figuras A-I)

Descrição: Valvas de braquiópodes apresentando leves costilhas transversais á concha. Bem visíveis nos espécimes A/B, D/E, G e H. Espécimes de pequenas dimensões e indeterminados.

4.4.2.4. Moluscos bivalves

Filo: Mollusca, Linné, (1758)

Classe: Bivalvia Linné, (1758)

(Ordem, Género, Família e Espécie desconhecidos)

(Estampa 5, figuras A-P)

Descrição: Conchas de pequenas dimensões, apresentando superfície simples sem ornamentos e sem espinhos. Apresentam linhas de crescimento (figuras A, G, H, M e N). Os espécimes M N e O apresentam conchas alongadas e com linhas de crescimento bem marcadas. Todos os bivalves são indeterminados.

4.4.2.5. Tentaculitoidea

Género *Nowakia* sp. (Estampa 6, figuras A-E e J-K e estampa 7, figuras A-F) e *Nowakia* nov. sp. ? (Estampa 6, figuras F-G e estampa 7, figura H)

Filo: Mollusca, Linné, (1758) ?

Classe: Tentaculitoidea, Lyashenko, 1957

Ordem: Dacryoconarida, Fisher, 1962

Família: Nowakiidae, Lyashenko, 1955

Género: *Nowakia*, Gürich, 1896

Espécie: *Nowakia* nov. sp.?

(Estampa 6, figuras A-K e estampa 7, figuras A-H)

Descrição: Espécimes de pequeno tamanho, conchas com anéis bem definidos, em forma de cone. Parte embrionica da concha não preservada em nenhum dos exemplares, no entanto seria em forma de lagrima, tal como outros representantes do género e da família Nowakiidae.

Alguns espécimes (estampa 6, figuras F e G e estampa 7, figura H) apresentam uma expansão da abertura da concha (um angulo de crescimento tardio superior em relação ao angulo na fase embrionica) o que sugere que podem representar uma nova espécie do género *Nowakia*, no entanto este formato pode dever-se também á deformação causada pelo metamorfismo da rocha onde se encontram.

Os restantes espécimes são indeterminados. Em algumas figuras, por exemplo B e C pode-se observar, junto aos espécimes de *Nowakia*, exemplares de tentaculites juvenis indeterminadas.

4.4.2.6 Crinóides

No Filo Echinodermata as tentativas de classificação foram efetuadas com o auxilio de Webster, 2014, por comunicação pessoal:

Para este grupo foi feita uma tentativa de identificação de alguns artículos do pedúnculo, assim como de alguns exemplares completos.

Género *Facetocrinus*?

Filo: Echinodermata, Klein, 1734

Classe: Crinoidea, Miler, 1821

Grupo: Pentameri, Moore e Jeffords, 1968

Família: Facetocrinidae, Stukalina 1968

Género: *Facetocrinus* ?, stukalina, 1968

(Estampa 8, figura A)

Descrição do espécime da figura A: Articulo circular. Latus incerto. Crenularium amplo. Culmen de tamanho medio, ramificando, uma vez, perto do lumen em algumas culminas, em toda a largura do crenularium. Culmina agrupado em cinco unidades sugerindo artículos pentaméricos ou derivados de formas pentaméricas. Não há areola. Lumen de grandes dimensões e circular.

Género *Medinecrinus*?

Filo: Echinodermata, Klein, 1734

Classe: Crinoidea, Miler, 1821

Ordem: Angulata, Stukalina, 1967

Família: Mediocrinidae, Stukalina, 1982

Genero: *Medinecrinus* ? Stukalina 1965

(Estampa 8 figuras B e I)

Descrição do espécime da figura B: Articulo circular e latus incerto. Crenularium amplo. Culmen de tamanho medio, ampliado aboralmente, Não apresenta areola. Lumen circular (?). As amostras da jazida apresentam uma crenuae mais grossa que em *Medinecrinus*.

Descrição do espécime da figura I: Articulo circular. Faceta esmagada e parcialmente bem preservada. Lumen de grandes dimensões e com formato desconhecido, provavelmente circular. Crenularium expandido. Culmina na sua maioria não ramificado, correspondendo á largura total do crenularium.

Familia Allagecrinidae ?

Filo: Echinodermata, Klein, 1734

Classe: Crinoidea, Miler, 1821

Ordem: Disparida, Moore e Laudon, 1943

Família: Allagecrinidae ?, Carpenter e Etheridge, 1881

(Estampa 8, figura B)

Descrição do espécime da figura B: Possível superfície oral do cálice. A grande placa na parte superior pode corresponder a:

- A- Radial com múltiplas facetas de braços (14-15);
- B- Radial para a direita com múltiplas facetas (5 ou 6);
- C- Centro de fundo radial (5 ou 6 facetas de braços) partilha faceta anal com uma pequena adjacente;
- D- Radial;
- E- Radial, mal preservada onde poderão ter existido múltiplas facetas de braços (numero desconhecido, 6-7 estimados).

O exemplar em causa poderá corresponder a um artículo. Se assim for encontra-se deformado. Originalmente seria circular. Apresenta um lumen muito grande (de forma desconhecida) e estreito e um crenularium com culmina não ramificadas. O latus é desconhecido.

Género *Hexacrinites* ?

Filo: Echinodermata, Klein, 1734

Classe: Crinoidea, Miler, 1821

Ordem: Monobathrida, Moore e Laudon, 1943

Família: Hexacrinitidae, Wachsmuth e Springer, 1885

Género: *Hexacrinites*?, Austin e Austin, 1843

(Estampa 8, figuras D e K)

Descrição do espécime da figura D: Artículo circular. Latus incerto. Culmen de tamanho medio, ampliado aboralmente, não ramifica aboralmente. Crenela é maior do que a culmina. Não existe areola. Lumen circular? Apresenta semelhanças com *Hexacrinites modzalevskalae* Yeltyschewa 1969. (ver Stukalina 1986, Pl. 23, figs. 1a, 1b). Apresenta também semelhanças com o táxon *Lissocrinus insectus*, Yesltyshewa e Dubatolova, 1964 (ver Dubatolova 1964, pl. 14, figs. 2.).

Género e espécie *Hexacrinites* ? *mammillatus*, Yeltyschewa e Dubatolova, 1960 (estampa 8 figura K)

Descrição do espécime da figura K: Artículo, faceta articular parcialmente preservada. Crenularium parece ser estreito. Culmen pequeno e grosseiro. Areola parece ser extensa e irregular. No entanto algumas culminas estão mal preservadas e parecem continuar na direção do lumen, na proximidade, quase duplicando o seu comprimento. Lumen pequeno e circular.

Cálice de crinoide pertencente á família Hexacrinidae ou Pisocrinidae (estampa 9 figura E) (classificação segundo Webster, 2014 por comunicação pessoal).

Género *Laudonomphalus*?

Filo: Echinodermata, Klein, 1734

Classe: Crinoidea, Miler, 1821

Ordem: *Incerta sedis*

Família: Flucticharaciadae, Moore e Jeffords, 1968

Género: *Laudonomphalus* ?, Moore e Jeffords, 1968

(Estampa 8, figuras F e H)

Descrição do espécime da figura F: Articulo circular. Latus recto. Crenularium apresenta metade da largura da faceta. Areola apresenta metade da largura da faceta pressionada abaixo do crenularium. Lumen moderadamente grande, pode ter sido alongado devido aos processos metamórficos e/diagenéticos. O seu formato original é por isso desconhecido.

Descrição do espécime da figura H: Articulo circular. Latus recto. Crenularium muito extenso. Culmen de tamanho medio com algumas ramificações aboralmente e de novo a meio comprimento. Areola grossa, parece ser granulada, no entanto, pode ser resultado do metamorfismo. Lumen pequeno cuja forma não pode ser determinada. O crenularium é semelhante ao táxon *Laudonomphalus teberosus* Moore & Jeffords, 1968, mas o lumen não é o mesmo, mas pode ser, de novo, resultado do metamorfismo.

Na mesma tentativa de classificação inclui-se um espécime completo pertencente á subclasse Cameratea ? (Estampa 9, figura D), outro pertencente á família Catillocrinidae ? (Estampa 9, figura H-K) e por fim um cálice pertencente á família crinoide Comatulidae ? (Estampa 9, figura L) (Webster, 2014 por comunicação pessoal).

Para além de crinoides foram registados outros equinodermes, ainda que sejam mais questionáveis. Surgem um possível blastoide (Blasteoidea), uma placa isolada de cistoide (Cistoidea) e ainda um braço isolado de uma estrela-do-mar (Asteroidea). Estes exemplares permanecem em nomenclatura aberta. No entanto a descoberta de espécimes melhor preservados, no futuro, poderá ajudar a uma melhor identificação destes grupos no paleoambiente estudado.

Arthropoda (Estampa 10, figuras A-H e estampa 12, figuras A-H)

4.4.2.7. Trilobites

Subordem Phacopina

Filo: Arthropoda, von Siebold, 1848

Subfilo: Trilobita, Walch, 1771

Ordem: Phacopida, Salter, 1864

Subordem: Phacopina, Struve, 1959

(Família, Género e Espécie desconhecidos)

Descrição dos espécimes da estampa 10, figuras A-L e estampa 11, figuras A-F: Céfalos, na sua maioria parciais. figuras A-H e J apresentam olhos reduzidos, do tipo esquisocroais com poucas lentes e localizados bastante anteriormente no céfalo. Em alguns espécimes (figuras E, C, G e J, estampa 10 por exemplo) observa-se a glabela que se estende frontalmente, característica típica da Subordem Phacopina. O espécime na figura J permite uma boa observação dos olhos localizados muito anteriormente no céfalo, de facto estão quase junto á borda cefálica. Note-se também o seu reduzido tamanho. O espécime C da estampa 11 é outro bom exemplo disso mesmo. O exemplar da figuras A /B da estampa 10 apresenta olhos de maior dimensão (esquisocroais) e alongados com três lentes por cada fila dorsoventral. O espécime I, da estampa 10 apresenta olhos de grandes dimensões (também do tipo esquisocroal) e com lentes mais numerosas e compactas do que o espécime A/B. A identificação genérica destas trilobites é complicada devido á deformação causada pelo metamorfismo e pela pobre preservação dos seus restos.

Descrição dos espécimes G-I da estampa 11: Pigídios completos de trilobites da subordem Phacopina. Tipo subisopígico e sem espinhos.

Asteropyginae

Filo: Arthropoda, von Siebold, 1848

Subfilo: Trilobita, Walch, 1771

Ordem: Phacopida, Salter, 1864

Subordem: Phacopina, Struve, 1959

Família: Acastidea, Delo, 1935

Subfamília: Asteropyginae, Delo, 1935

(Estampa 11, figuras D/E)

Descrição do espécime D/E da estampa 11: Pigídio parcial e mal preservado, possivelmente micropigídeo, apresentando alguns espinhos.

4.4.2.8. Onychophora?

Filo: Onychophora, Grube, 1853
(**Classe Ordem Género e Espécie** desconhecidos)
(Estampa 12, figuras M/N)

Descrição: Fóssil mal preservado. Preservação de 3 placas associadas com possíveis partes moles do animal, nomeadamente algumas patas (?) (as quais se encontra associada uma placa para cada apêndice locomotor), cauda (?) e cabeça (?). Apresenta semelhanças com onicóforos encontrados em rochas do Sistema Câmbrio.

4.4.2.9. Anelídeos?

Filo: Annelida, Lamarck 1802
(**Classe, Ordem, Género, Espécie** desconhecidos)
(Estampa 13, figuras A-F)

Descrição: Descobertos num afloramento vizinho (também do Devónico mas de fácies mais profunda). Dois exemplares associados na mesma amostra, aparentemente, apresentando corpo segmentado e alongado semelhante ao que se observa em membros do Filo Annelida.

Capítulo 5- Contexto biostratigráfico e paleoambiental

5.1. Fósseis estratigráficos e de idade

Trilobites e crinoides correspondem ao conteúdo paleontológico que poderá fornecer algumas pistas quanto á possível idade do afloramento estudado e da sua associação de invertebrados fósseis. Devido ao estado de preservação e à distorção dos restos esqueléticos ou dos seus moldes sob ação da compactação diagenética e tectónica, não foi possível proceder a determinações específicas na grande maioria dos casos. No entanto alguns dados bioestratigráficos e paleoecológicos podem ser inferidos pela observação dos fósseis, mesmo que deixados nomenclatura aberta. Com efeito, em certos casos, é possível praticar biostratigrafia e precisar idades relativas, se bem que com menos detalhe, mesmo a partir de géneros ou famílias. O mesmo se passa com a aplicação de dados generalistas, relativos à paleoecologia e aos requisitos ecológicos de certos grupos taxonómicos, com base em critérios do uniformitarismo, da analogia e da morfologia funcional. Por fim, não nos podemos olvidar de que os modelos paleoecológicos em que se procura a reconstituição do paleoambiente deposicional e das suas comunidades de organismos, interagem com informações relativas às fácies, incluindo litologias, mineralogia e estruturas sedimentares.

Para os crinoides uma tentativa de classificação foi feita. Os espécimes estudados apresentam semelhanças com taxa que ocorrem sobretudo, no intervalo compreendido entre a parte superior do Devónico Medio e a parte inferior do Devónico Superior (Webster, 2014 por contacto pessoal). Estes dados sugerem uma idade devónica média a superior para este afloramento.

As trilobites poderão fornecer, também algumas pistas para a tentativa de determinação de uma idade aproximada da jazida. A maior parte das trilobites encontradas pertencem à subordem Phacopina (grupo de trilobites muito abundante e diversificado durante o Devónico Medio e Superior). Os exemplares apresentam morfologia típica deste grupo, tais como uma glabela de tamanho considerável e que se expande para a frente e olhos esquiscroais. Nos espécimes observados a cutícula dorsal (que contem detalhes da carapaça tais como ornamentações) não se encontra preservada, o que dificulta muito a sua identificação, já que muitas trilobites deste grupo estão dependentes desta característica para a sua classificação. Muitos destes espécimes apresentam olhos de dimensões reduzidas (com poucas lentes) e que se dispõem bastante anteriormente no céfalo, o que sugere uma idade devónica superior para estes espécimes e consequentemente para o afloramento (Viersen, 2014 por contacto pessoal).

Trabalhos futuros baseados em micropaleontologia poderão datar mais precisamente a jazida em estudo e a sua associação faunística.

5.2. Associações fósseis e significado ecológico

O paleoambiente abordado neste trabalho é sobretudo dominado por seres bentónicos. Tratam-se de animais que vivem permanentemente sob o fundo marinho, podendo ser

epibentónicos (se viverem à superfície dos sedimentos diretamente ou por cima da interface fluído-sedimento) ou endobentónicos (se viverem enterrados no seio do substrato) (Ziegler, 1983). Uma terceira categoria, se bem que menos representativa, corresponde aos organismos semi-infaunais. No entanto alguns habitantes da superfície podem enterrar-se como meio de defesa, como é o caso dos ofiurídeos ou as estrelas-do-mar. As espécies epibentónicas apresentam frequentemente um exosqueleto, importante para os animais, especialmente em águas pouco profundas e iluminadas (Ziegler, 1983). Nesta categoria caem os bivalves, artrópodes (tais como as trilobites) entre outros, cujas partes esqueléticas mineralizadas fossilizam com relativa facilidade. Já a maioria dos representantes endobentónicos apresentam um corpo mole, como por exemplo certos vermes e crustáceos e ainda algumas espécies de bivalves (apresentam concha) (Ziegler, 1983). Alguns organismos são sésseis (crinóides, braquiópodes e certos bivalves, por exemplo) limitando-se a capturar o alimento em suspensão trazido pelas correntes e dispensando uma procura ativa do mesmo (Ziegler, 1983). A ausência de uma necessidade de locomover permitiu reduzir os membros e reutilizar tentáculos e/ou sífões somente para se alimentar, existindo também adaptações ecológicas a diversas modalidades de fixação. Muitos outros organismos bentónicos são vágéis, possuindo diferentes graus de mobilidade e pertencentes a categorias tróficas diversas, incluindo vasívoros, suspensívoros, herbívoros e carnívoros (Ziegler, 1983).

Todas estas modalidades ecológicas quanto à alimentação, mobilidade e posição no substrato, acrescendo o facto de que as diferentes espécies de organismos marinhos possuem diversos graus e especificidades de tolerância aos fatores bióticos e abióticos do meio, justifica-se a elevada complexidade e diversidade das biocenoses marinhas. Também, desta forma, as reconstituições paleoecológicas e paleoambientais se tornam particularmente difíceis, sendo que são necessariamente fragmentárias, constituindo modelos aproximativos a uma realidade perdida no tempo.

5.3. Reconstituição paleoambiental da associação fóssil estudada

Tratando-se de uma comunidade marinha litoral, factores externos, tais como a salinidade, temperatura, luz, turbidez, profundidade e teores de oxigénio, desempenham papéis muito importantes no ecossistema onde se incluem. Destes a luz solar é completamente absorvida a partir dos 200 m de profundidade (Cousteau, 2007). Em zonas litorais a luminosidade é mais ou menos intensa, dependendo dos comprimentos de onda e a sua capacidade de penetração, sendo que também está dependente da turbidez da água, causada pela presença de partículas orgânicas ou inorgânicas em suspensão, ou seja pelo grau de turbidez da água. A turbidez é uma propriedade física dos fluidos onde a sua transparência é reduzida devido a presença de partículas em suspensão que interferem com a penetração da luz pelo fluido sendo que pode ser maior ou menor consoante o dinamismo do ambiente (Sousa, 2001).

A salinidade é um outro factor que pode influenciar a existência de vida. Esta é a medida da concentração de sais minerais dissolvidos na água do mar e é formalmente definida como o peso (em gramas) de sólidos dissolvidos em 1K de água marinha (Dodd e Stanton, 1990). A maioria dos oceanos apresenta níveis relativamente uniformes de sais dissolvidos aos quais grande parte dos organismos marinhos estão adaptados, sendo que este factor apenas se torna decisivo em ambientes hipersalinos (Brenchley, *et. al.* 1998). Os animais, geralmente apresentam concentrações constantes de iões dissolvidos nos fluidos das células (Brenchley, *et. al.* 1998). De acordo com os mesmos autores a água entra pelas membranas celulares, semipermeáveis através de um processo

conhecido como osmose, se a concentração de sais for maior no exterior e sai se a concentração for maior no interior da célula (Brenchley, *et. al. op. cit.*). A grande maioria dos seres marinhos é isotónico (isosmótico) e vivem em ambientes com pouca variação da salinidade (são por isso organismos estenoalinos ou seja toleram apenas pequenas variações na salinidade), no entanto outros organismos isotónicos conseguem tolerar maiores variações e são denominados eurialinos. Ainda outros, em especial os crustáceos, conseguem manter a sua solução de sais interna constante, independentemente das flutuações dos níveis salinos no exterior através de vários métodos de osmorregulação (Brenchley, *et. al. op. cit.*). O teor, considerado normal, para a salinidade nos oceanos é de 30 a 40 partes por mil (Brenchley, *et. al. op. cit.*).

Quanto ao contexto estudado pressupomos que a velocidade da corrente estimada para o paleoambiente local oscilaria entre 20 a 60 cm⁻¹, devido à presença de *ripple marks* e também devido à prevalência de sedimentos finos (figura 5.1).

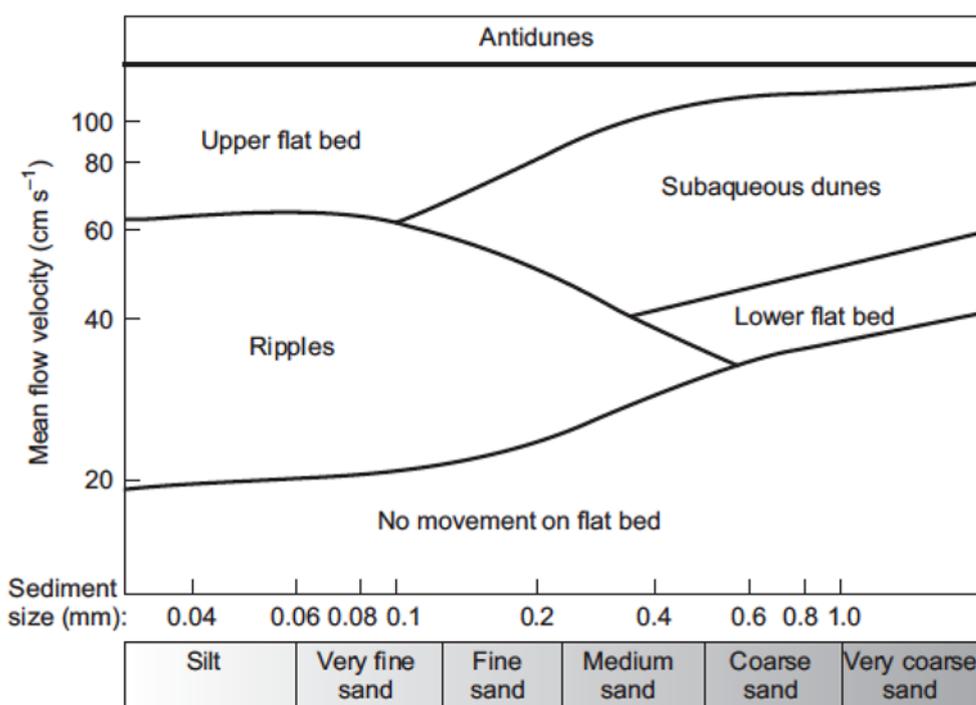


Fig.5.1: Diagrama de estabilidade do fundo marinho que relaciona a velocidade da corrente com o tipo de estrutura sedimentar existente e com as dimensões de granulometria dos sedimentos envolvidos (Nichols, 2009).

Estes valores terão sido suficientes para provocar a reorientação das tecas das tentaculites estudadas. Pressupondo que a velocidade da corrente seria reduzida e que, em consequência a agitação do meio tenderia a ser moderada, a turbidez deveria apresentar valores baixos, pois a corrente não deveria ter capacidade suficiente para levantar volumes consideráveis de partículas sedimentares do fundo e de as transportar em suspensão (figura 5.2). Estes valores de turbidez podem ser suportados pela presença de equinodermes e de corais na associação fóssil estudada, considerando critérios de uniformitarismo taxonómico por comparação com espécies atuais (apesar dos espécimes encontrados corresponderem a grupos taxonómicos já extintos desde o Paleozoico Superior). Sendo um ambiente litoral e com presença de *ripple marks*, a profundidade seria relativamente baixa e pelos valores de turbidez baixos, o ambiente seria bastante iluminado. A presença de crinóides comatulídeos sustenta a hipótese de um ambiente de

baixa profundidade pois durante a Era Paleozoica espécies sesséis destes equinodermes eram características destes ambientes (Dodd e Stanton, 1990).

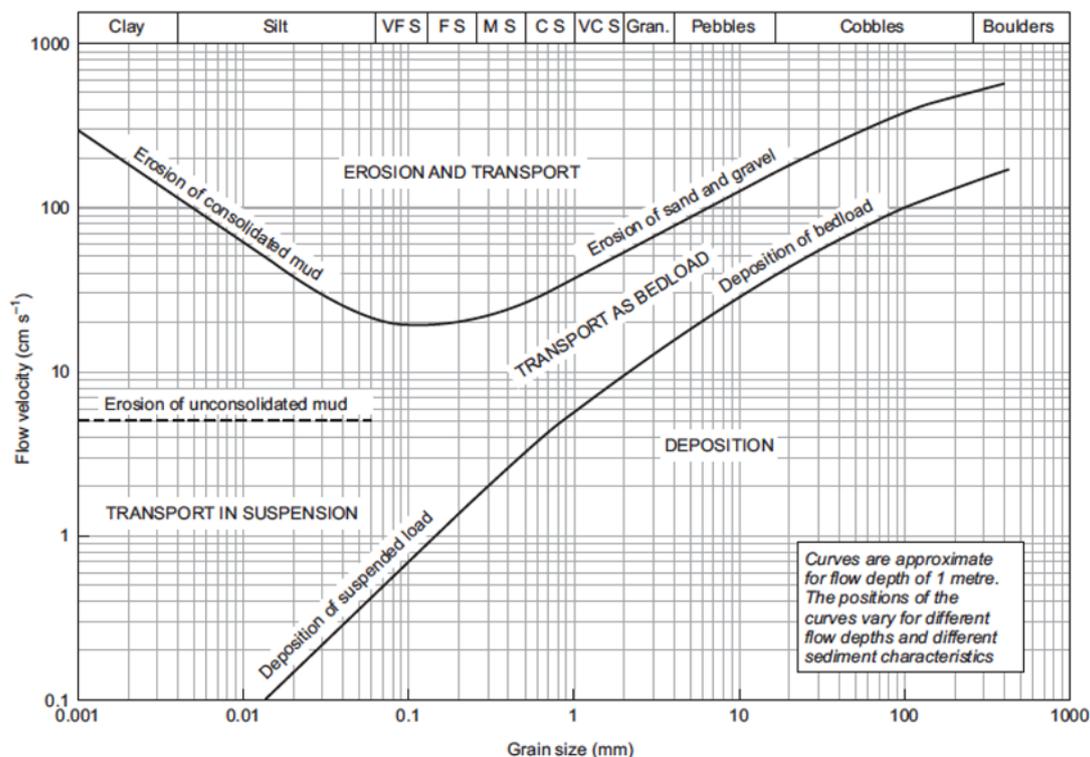


Fig.5.2: Diagrama de Hjulstrom, mostrando a relação entre a velocidade da corrente e o transporte de sedimentos (Nichols, 2009).

Por outro lado a presença de equinodermes sugere um ambiente mixoeuhalino (nível de salinidade normal de acordo com a série talássica (Por, 1972)), pois são animais estenoalinos que toleram apenas pequenas variações na salinidade devido aos seus sistemas ambulacrários (Nascimento, *et al.* 2008). No entanto, segundo a mesma bibliografia, algumas espécies podem sobreviver em níveis de salinidade mais baixos. Os corais atuais encaixam na mesma categoria dos equinodermes no que toca a tolerância na variação na salinidade sendo que os representantes fósseis parecem também obedecer a esta regra (Ziegler, 1983). A presença de corais na jazida pode ser mais um argumento para assumir o normal nível de salinidade no paleoambiente estudado, apesar de corresponder a uma Ordem extinta.

Em conclusão, o cruzamento dos dados de natureza sedimentar e respeitantes aos requisitos ecológicos inferidos para os grupos taxonómicos representativos da associação fóssil estudada permitem supor que a sucessão estratigráfica amostrada regista um paleoambiente pouco profundo, com batimetria posicionada na zona fótica, entre a parte inferior do andar litoral e o andar infralitoral. O meio era pouco agitado, se bem que sujeito a correntes litorais e de maré e a ondulação suficientes para a formação de superfícies com marcas de ondulação, tendencialmente de crista assimétrica e, por consequente, indicativas de correntes unidireccionais. Os substratos eram móveis, de natureza siliciclástica e granulometria fina, silto-arenosa. Os níveis de oxigenação à superfície e por baixo da interface fluido-sedimento possibilitavam a fixação e proliferação de diversos grupos taxonómicos representativos da infauna e, sobretudo da epifauna, com espécies vágeis e sésseis fixas por pedúnculos. A salinidade do meio era normal, dentro dos valores admissíveis para meios mixoeuhalinos. A generalidade das

formas presentes eram suspensívoras, embora seja admissível que outros tipos tróficos estivessem presentes.

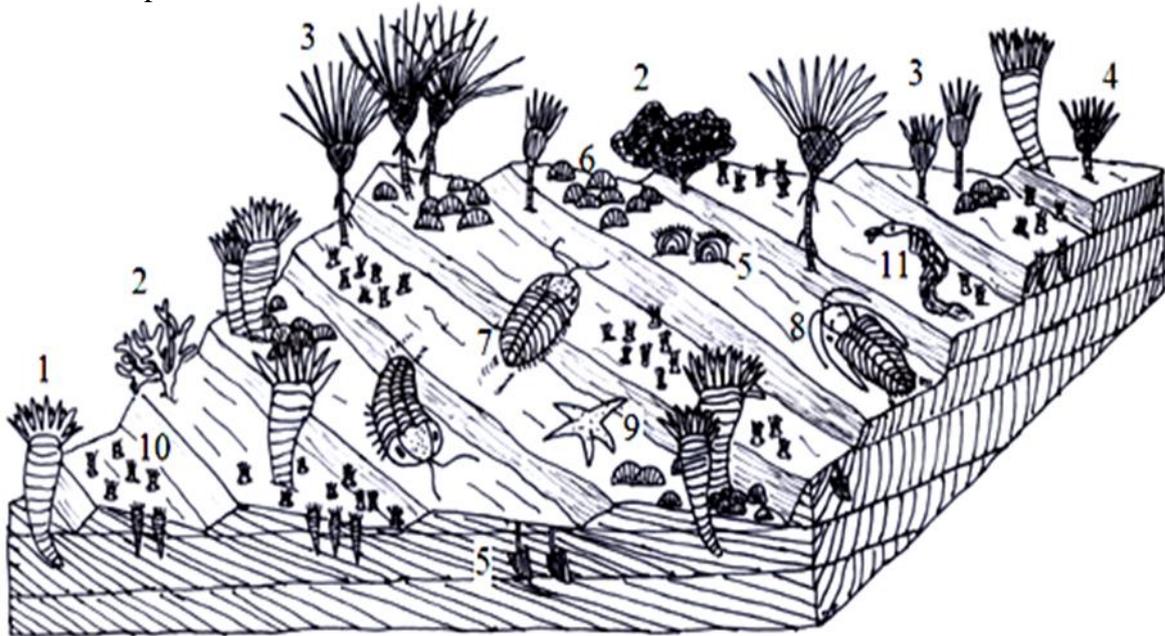


Fig.5.3: Bloco diagrama representando uma possível reconstrução paleoambiental da jazida estudada. 1- Corais rugosos. 2- Briozoários (dois tipos diferentes representando a variedade existente). 3- Crinoides. Estes equinodermes apresentam uma grande variedade de *taxa*. 4- Cistoide. 5- Bivalves com possível estilo de vida epibentónico e endobentónico (os espécimes enterrados). 6- Braquiópodes. 7- Trilobites da ordem Phacopina. 8- Trilobite da subfamília Asteropyginae. 9- Asteroide. 10- Tentaculites com estilo de vida sedentário (segundo Cornell e Brett, 2003). 11- Onicóforo. A figura não se encontra a escala. O seu propósito é apenas representar os animais descobertos, em vida no seu habitat.

Como demonstrado pelo registo fóssil, este paleoambiente litoral era colonizado por uma fauna de invertebrados, essencialmente bentónicos onde trilobites se deslocavam por entre campos de crinoides e encontravam outros animais tais como estrelas-do-mar (que predariam bivalves e talvez braquiópodes) e onicóforos (?). Juntamente com crinoides existiam outros organismos sesséis mais raros: cistoides e blastoides (?).

Segundo Gon III (2008) as trilobites, descobertas até ao momento, na jazida (Phacopina) seriam outros predadores da área (interpretação especulativa) (figura 5.4). A glabella de grandes dimensões (e expandida anteriormente) sugere uma cavidade digestiva de tamanho considerável o que permitiria digerir os restos das suas presas (Gon III, 2008).

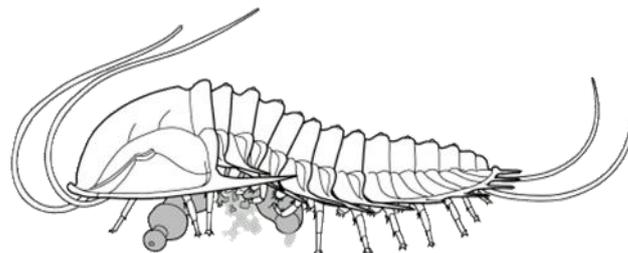


Fig.5.4: Interpretação de uma trilobite como predadora (Gon III, 2000).

Já os diferentes *taxa* de crinoides seriam animais sésseis e suspensívoros tal como as espécies atuais. Uma corrente seria necessária para permitir que estes animais se alimentassem. Cistoides e blastoides seguiriam um estilo de vida aproximado. Caem ainda na categoria dos organismos sésseis e suspensívoros, os corais rugosos que corresponderiam a seres semi-infaunais, vindo sob um substrato móvel de sedimentos finos.

As tentaculites são os habitantes mais enigmáticos do local estudado. A sua paleoecologia é ainda muito incerta. Vários estilos de vida tem sido propostos para estes seres. Seriam planctónicas, epiplanctónicas, nectónicas, bentónicas, nectobentónicas, epibentónicas ou ainda endobentónicas. Vários espécimes encontrados em Manelius Underground sugerem um estilo de vida endobentónico sedentário (figura 5.4) (Cornell *et al.* 2003).

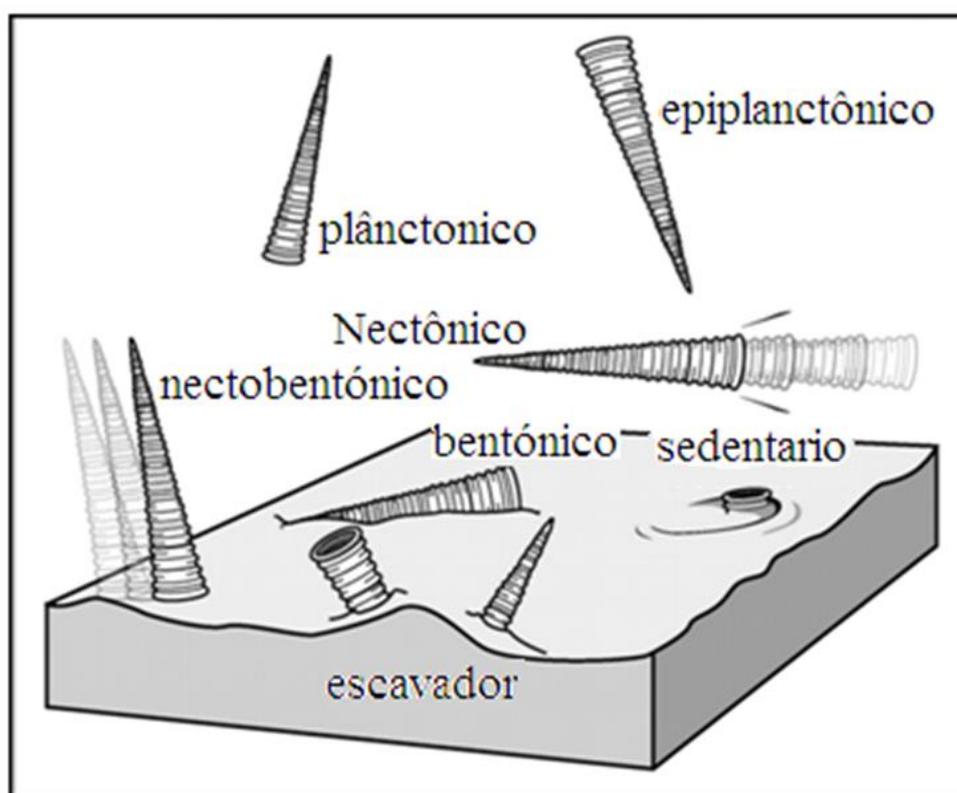


Fig. 5.5: Possíveis estilos de vida das Tentaculites, sendo que segundo evidências fósseis, o modo sedentário seria o mais provável (adaptado de Cornell *et al.*,2003).

No contexto paleoambiental estudado surgem orientadas segundo uma direção preferencial causada pela paleocorrente (figura 5.6). As conchas destes animais tenderiam a orientar-se pela ponta (parte embrionica) pois oferece menos resistência á corrente, porem algumas podiam ser arrastadas pela corrente através do rolamento. Tendo em conta estas características, foram usadas as conchas destes animais para se determinar a direção da paleocorrente naquele paleoambiente.

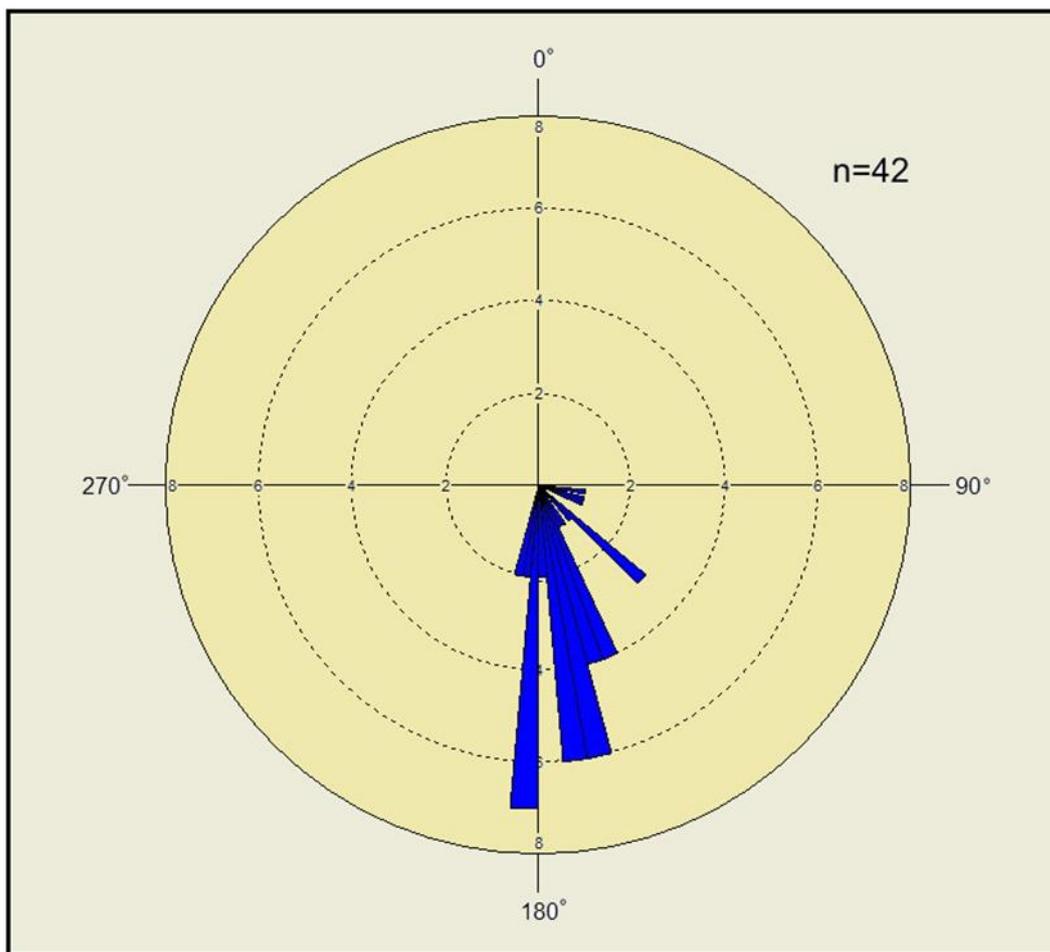


Fig.5.6: Diagrama em rosa obtido a partir da projeção gráfica, no *software* ORIANA 4, de classes de frequência de valores azimutais corrigidos, respeitantes a 42 conchas de *Tentaculites* do Devónico de S. Pedro da Cova recolhidas em níveis laminados com ripple-marks. O resultado da projeção mostra evidências de reorientação biostratonómica sob ação de uma corrente de deriva litoral unidirecional.

Conclusões

Desde que foi descrito, de maneira controversa, em plena Época Vitoriana, o Devónico tem suscitado muito interesse por parte dos investigadores, por ser uma etapa crítica para o desenvolvimento da vida na Terra. Neste contexto, a megaestrutura tectónica correspondente ao Anticlinal de Valongo e, já por si, um lugar de referência para geólogos e paleontólogos de todo o mundo, devido á sua geodiversidade e conteúdo paleontológico.

O Devónico em Portugal é um Sistema que ainda esconde muitos segredos. Contudo, o estudo levado a cabo nesta dissertação ajudou a ampliar mais um pouco os nossos conhecimentos sobre o intervalo correspondente às últimas rochas de fácies marinha presentes na sucessão estratigráfica do Anticlinal de Valongo. Nesta região o Devónico encontra-se ainda mal estudado, em parte devido à escassez de afloramentos e à complexidade estrutural do maciço, fazendo com que este trabalho se torne importante para o seu conhecimento.

A associação paleofaunística aqui registada demonstra por si só a importância deste novo local e o que ainda está por descobrir. No seu todo, foram amostrados e estudados cerca de 1500 espécimes provenientes de uma nova jazida, recentemente encontrada. A associação fóssil estudada é composta por corais rugosos, briozoários braquiópodes, bivalves, Tentaculites, crinoides, cistoides, asteroides, blastoides (?), onicóforos, trilobites, Entre estes *taxa* sobressaem concentrações biostratonómicas de pequenas tentaculites orientadas.

Em termos bioestratigráficos conclui-se que apesar da preservação deficiente da generalidade dos fósseis não permitir que estes sejam classificáveis até ao nível do Género e Espécie, pode-se assumir, através de uma tentativa de classificação de crinoides e de trilobites, que a sucessão amostrada e a respetiva associação faunística serão, muito provavelmente, do Devónico Superior.

Do ponto de vista paleoambiental e considerando os dados relativos às fácies presentes, suas estruturas sedimentares e associação-fóssil, é possível inferir que o local estudado seria, durante o Devónico, uma linha de costa onde se inseria um ambiente litoral pouco profundo, sujeito a ondulação e correntes de fraca intensidade, com um substrato de sedimentos finos e *ripple marks* criados pela própria corrente. Neste ambiente a vida prosperava e vários grupos de organismos bentónicos lutavam pela sobrevivência, desde seres epifaunais vágeis, suspensívoros, até formas sésseis e a alguns possíveis predadores.

Neste contexto, a orientação preferencial das conchas de tentaculites permitiu a determinação da direção da paleocorrente prevalecente no meio. Concluiu-se que esta

seria uma corrente unidirecional, o que é suportado pela presença de *ripple marks* assimétricos no seio dos estratos laminados.

Estampas

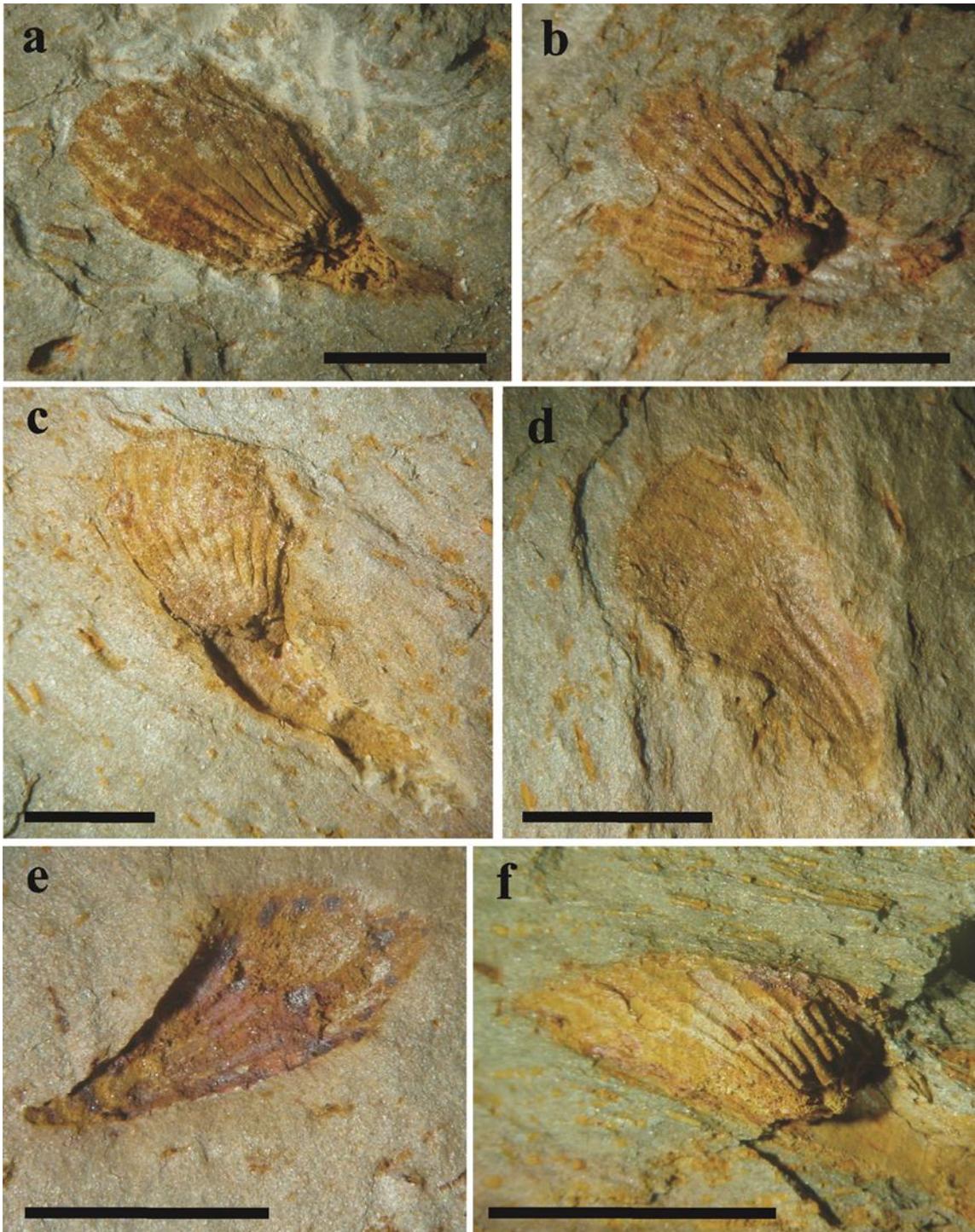
Estampa 1

Cnidária

A-F: Corais rugosos

Barra de escala: 5 mm

Estampa 1



Estampa 2

Bryozoa

A-C e F: Briozoários Fenestelideos.

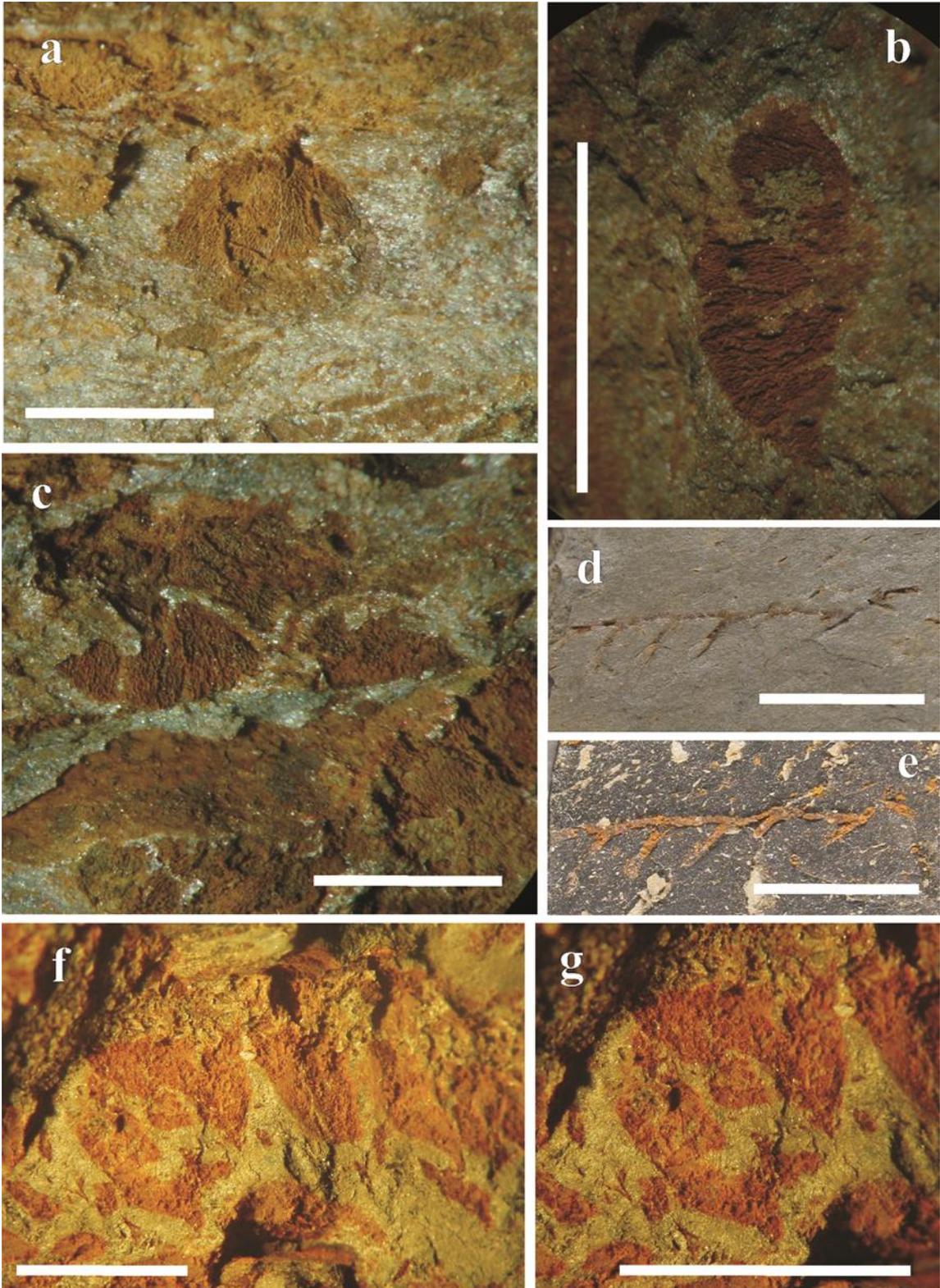
G: Ampliação do espécime F.

D: Briozoário indeterminado.

E: Molde em latex do exemplar D.

Barra de escala: 5 mm

Estampa 2



Estampas 3

Bryozoa

A-H: Briozoários Fenestelideos.

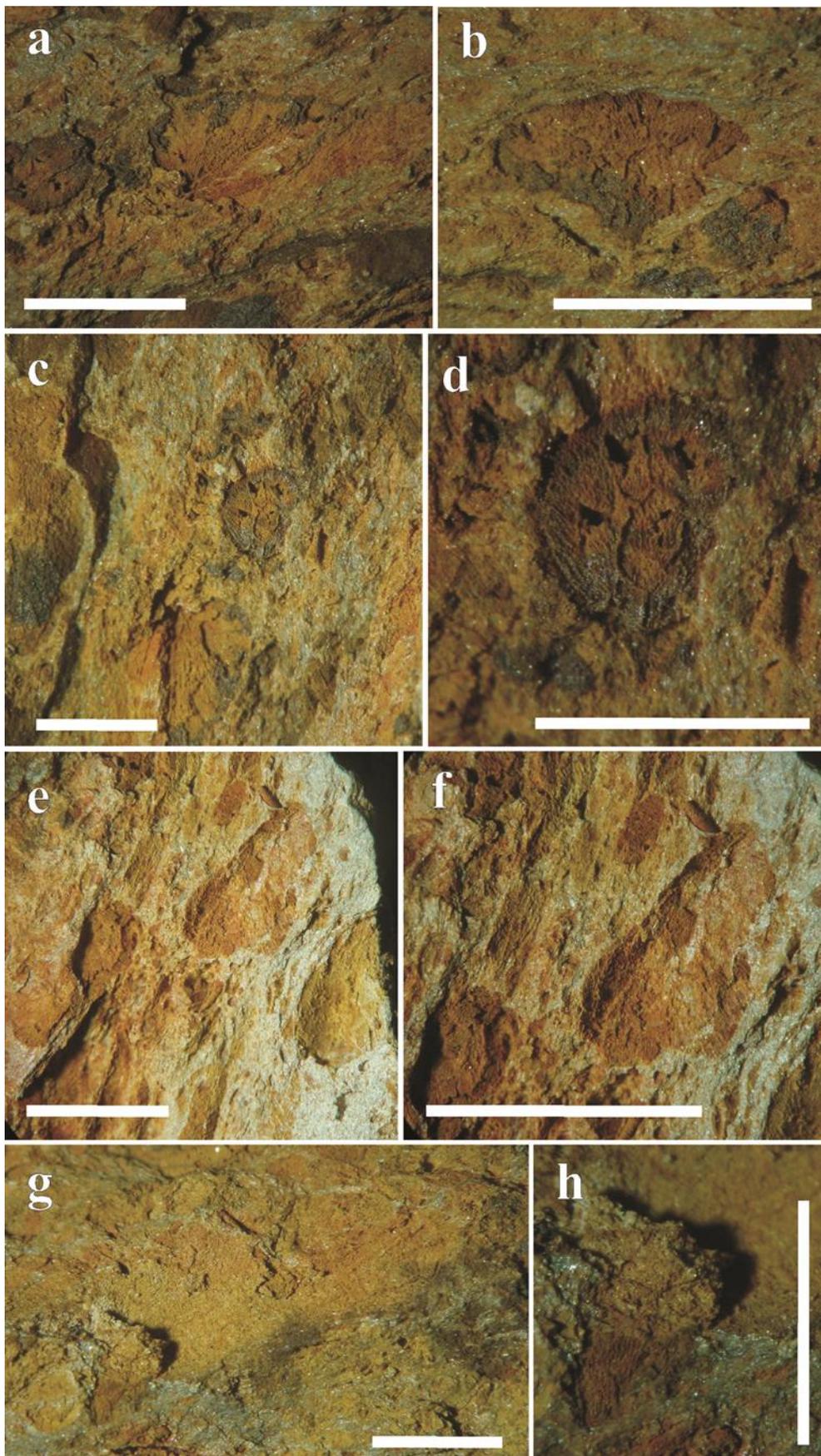
D: Ampliação do espécime C

F: Ampliação do espécime E

G: Ampliação do espécime H

Barra de escala: 5 mm.

Estampa 3



Estampas 4

Brachiopoda

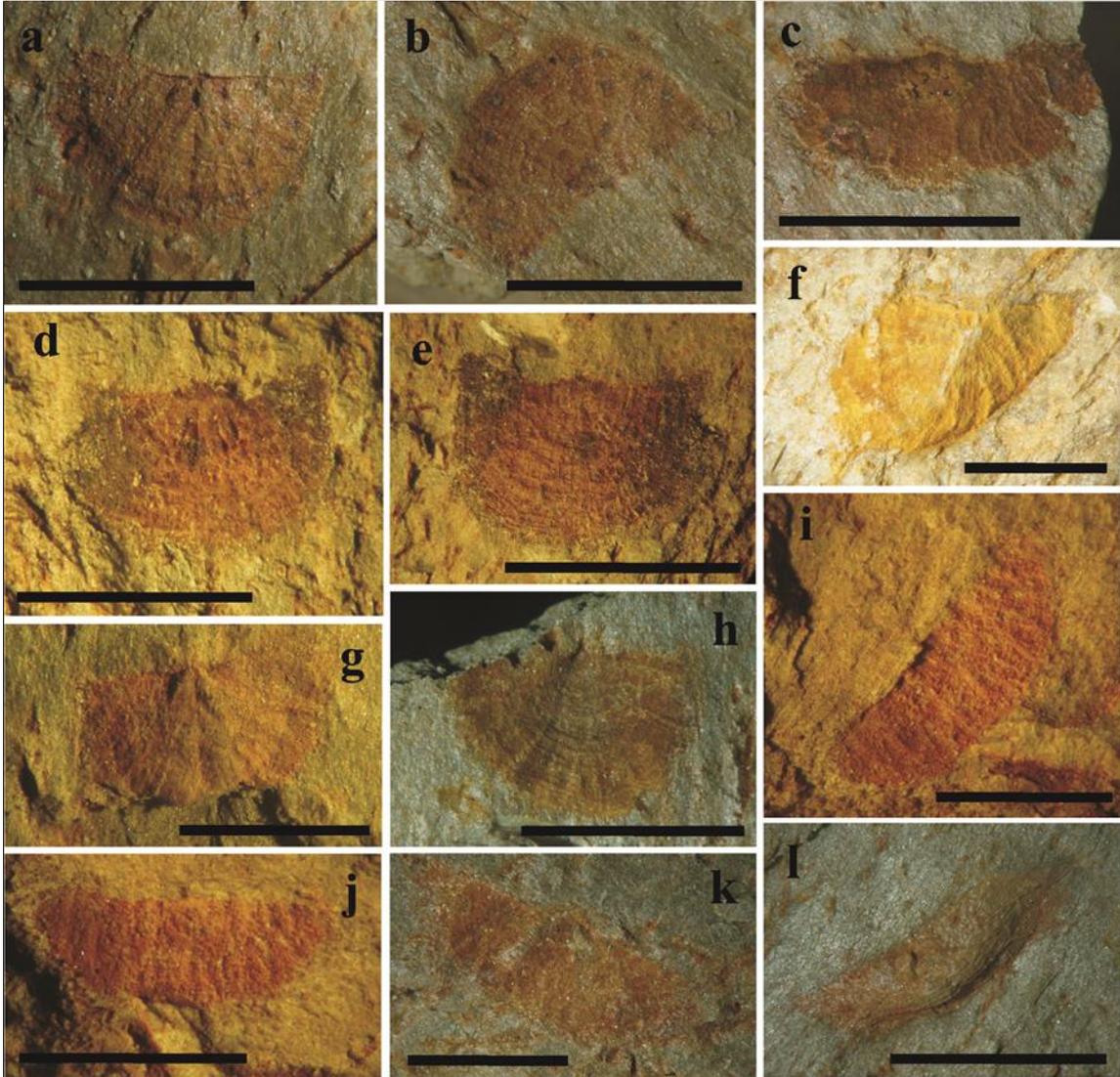
A-I: Braquiópodes indeterminados.

B-Contraparte de A

E-Contraparte de D

Barra de escala: 5 mm.

Estampa 4



Estampa 5

Mollusca

Bivalvia

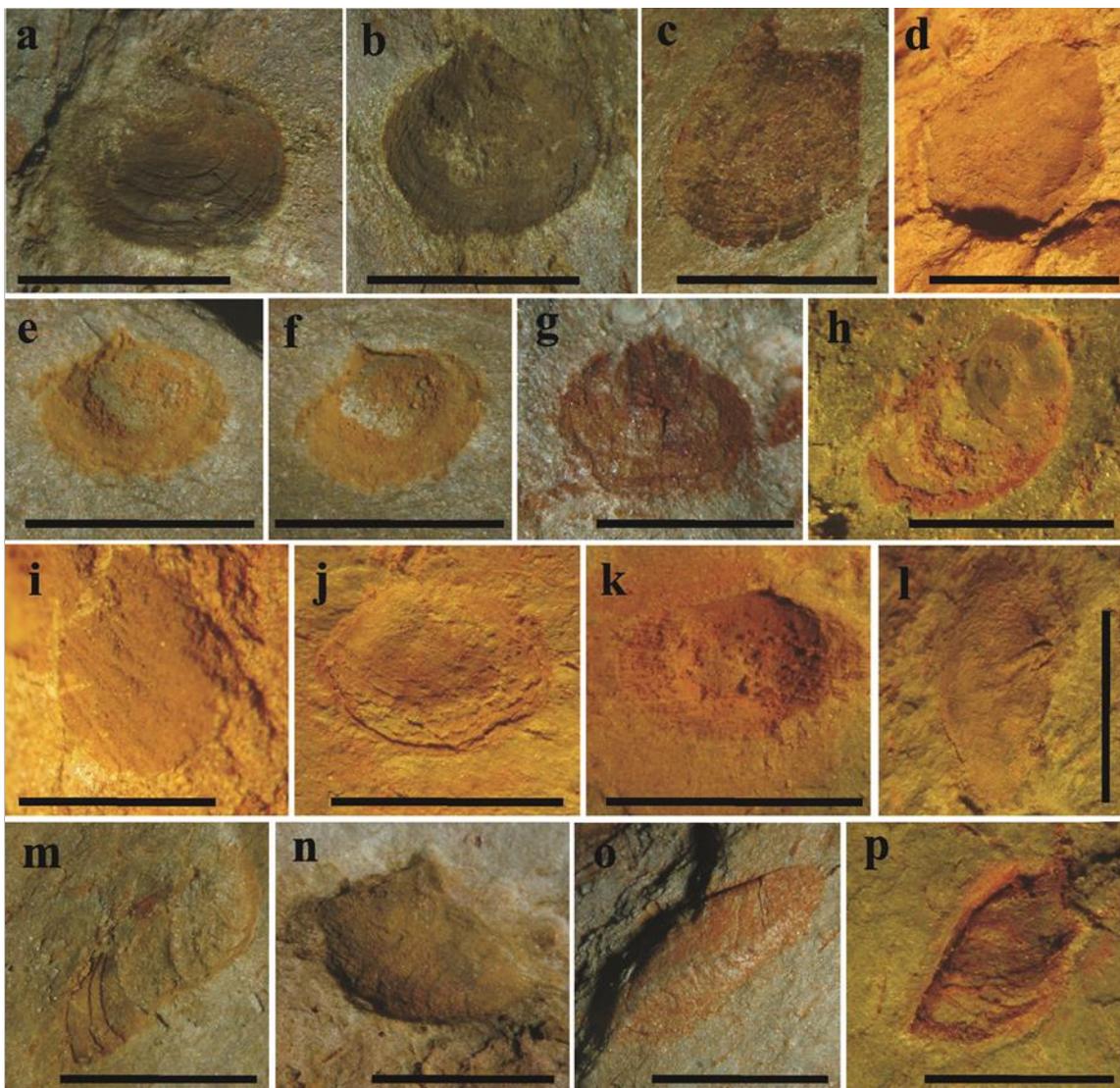
A-P: Bivalves indeterminados.

B-Contraparte de A

F-Contraparte de E

Barra de escala: 5 mm.

Estampa 5



Estampa 6

Mollusca (?)

Tentaculitoidea

A-E: *Nowakia* sp.

F-G: *Nowakia* nov. sp. ?

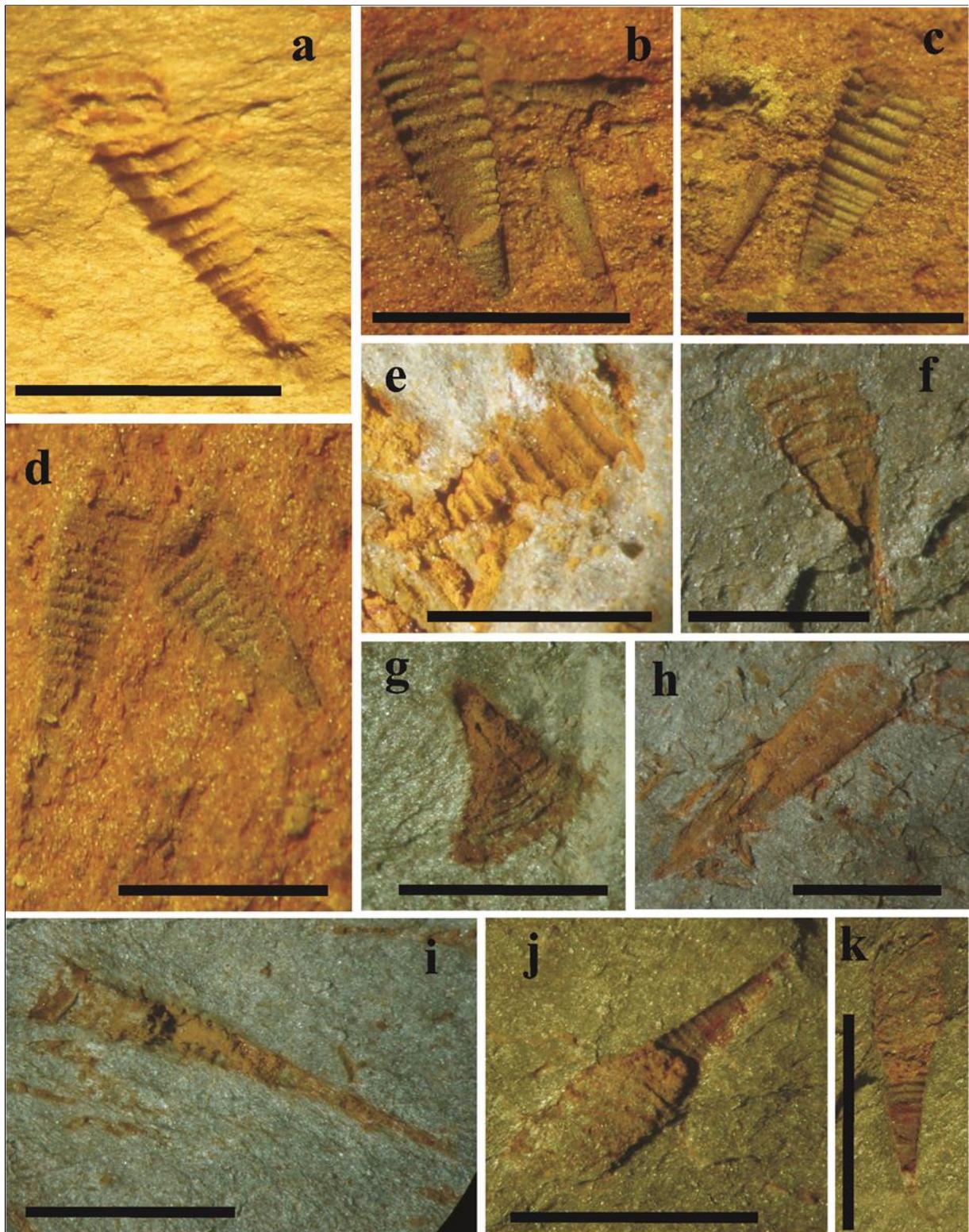
H e I: Tentaculites indeterminadas.

J e K: *Nowakia* sp.

A e B: Exemplares de Tentaculites juvenis associados aos espécimes de *Nowakia* sp. (maiores)

Barra de escala: 5 mm.

Estampa 6



Estampa 7

Molusca (?)

Tentaculitoidea

A-F: *Nowakia* sp.

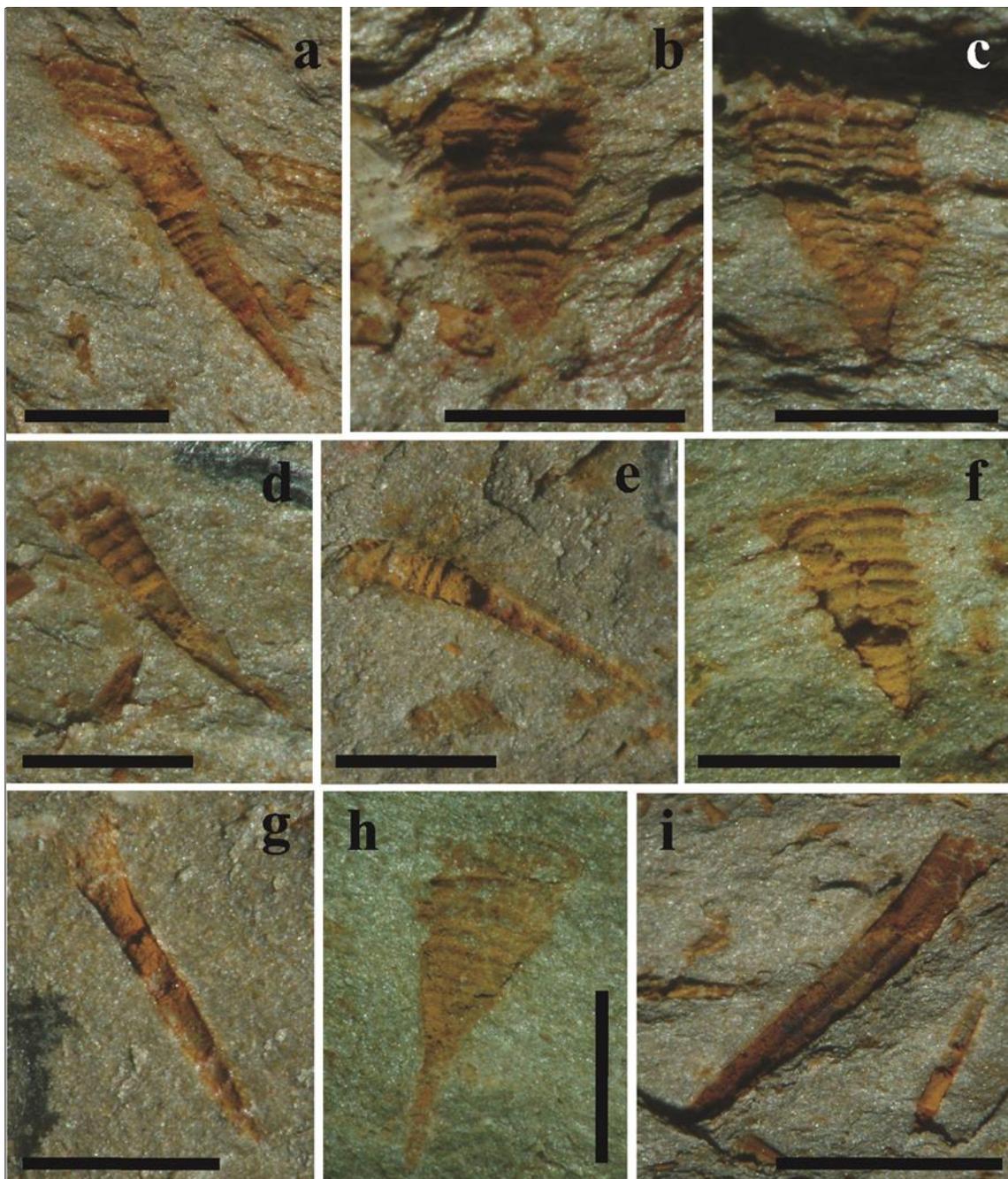
G: Tentaculite indeterminada.

H: *Nowakia* nov. sp. ?

I: Tentaculites indeterminadas, sendo um dos espécimes um juvenil (o de menores dimensões).

Barra de escala: 5 mm.

Estampa 7



Estampa 8

Equinodermata

Crinoidea

Artículos do pedúnculo

A: ? *Facetocrinus* sp.

B: ? *Medinecrinus* sp.

C: Superfície oral do cálice de allagecrinídio (microcrinoide) ou artículo de espécie indeterminada esmagado e deformado.

D: ? *Hexcrinites* sp. ou ? *Lissocrinus* sp.

E: Articulo indeterminado.

F: ? *Laudonomphalus* sp.

G: ? *Facetocrinus* sp.

H: *Laudonomphalus?* *tuberosus*.

I: ? *Medinecrinus* sp.

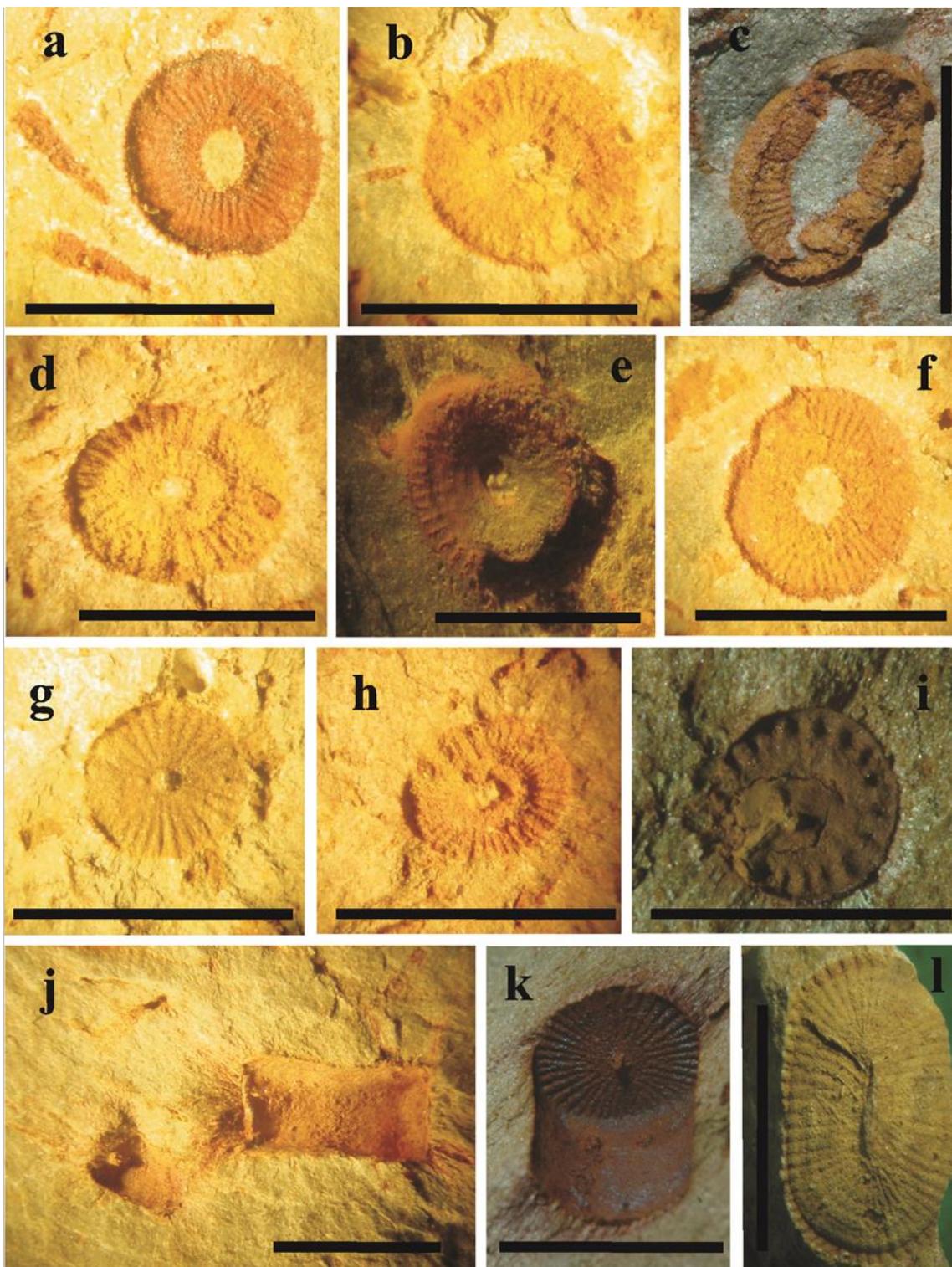
J: Articulo indeterminado?

K: *Hexcrinites?* *mammillatus*

L: Articulo indeterminado

Barra de escala: 5mm.

Estampa 8



Estampa 9

Equinodermata

Crinoidea

Espécimes completos e cálices

A-C: Cálice com pedúnculo associado (C) de crinoide indeterminado.

D: Crinoidea Cameratea.

E: Cálice de crinoide da família Hexocrinidae ou Pisocrinidae.

F: crinoide completo, indeterminado.

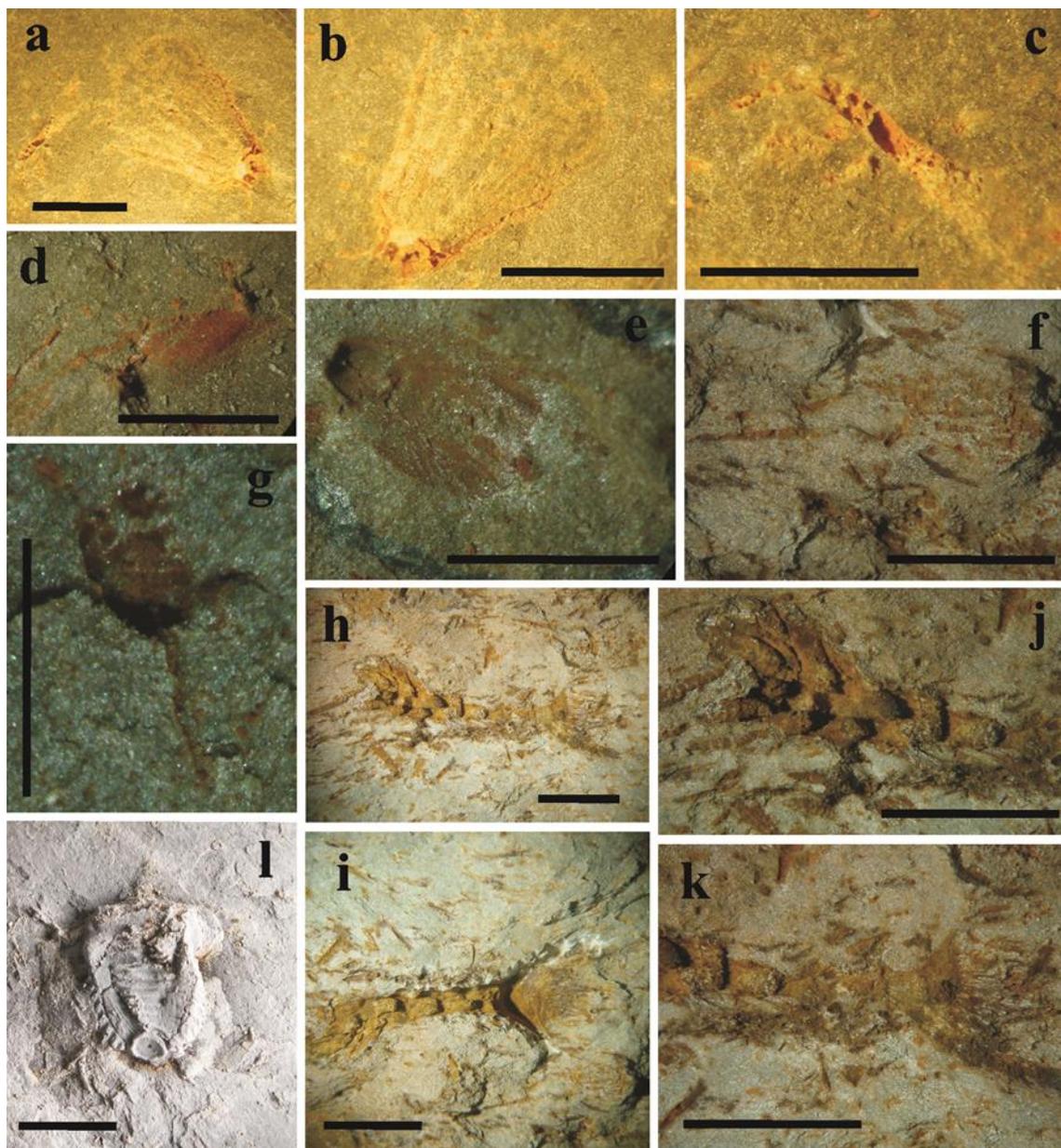
G: Crinoide completo, indeterminado.

H-K: Crinoide completo da família Catillocrinidae ?

L: Cálice de crinoide da família Comatulidae ?

Barra de escala: 5 mm.

Estampa 9



Estampa 10

Arthropoda

Trilobita

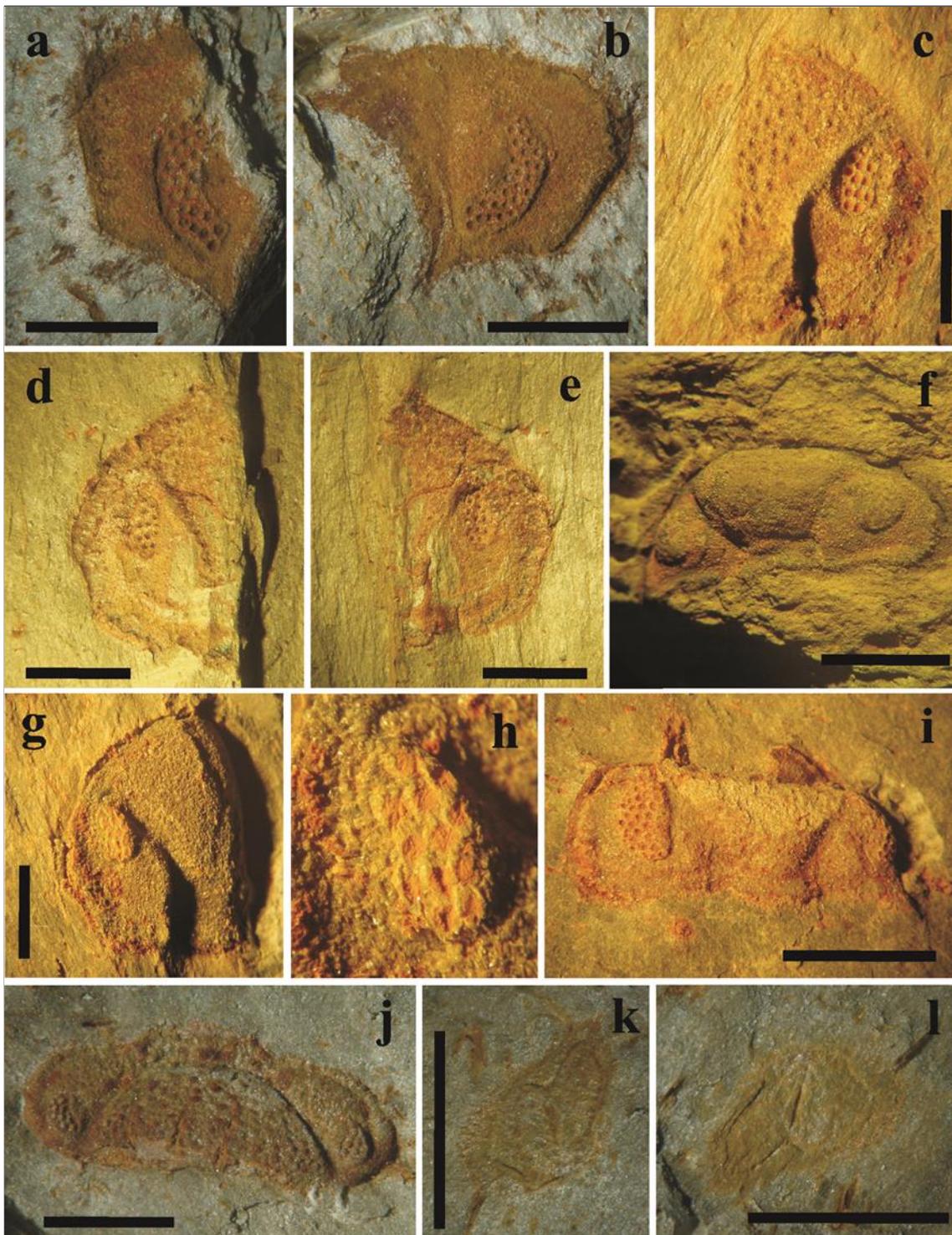
A-L: Céfalos de Phacopina indeterminados.

B: Contraparte do espécime A.

H: Pormenor do olho do espécime G.

Barra de escala: 5mm.

Estampa 10



Estampa 11

Arthropoda

Trilobita

A: Espécime completo de táxon indeterminado de Phacopina.

B: Phacopina indeterminado bastante deformado.

C e F: Céfalos parciais de taxa indeterminados de Phacopina.

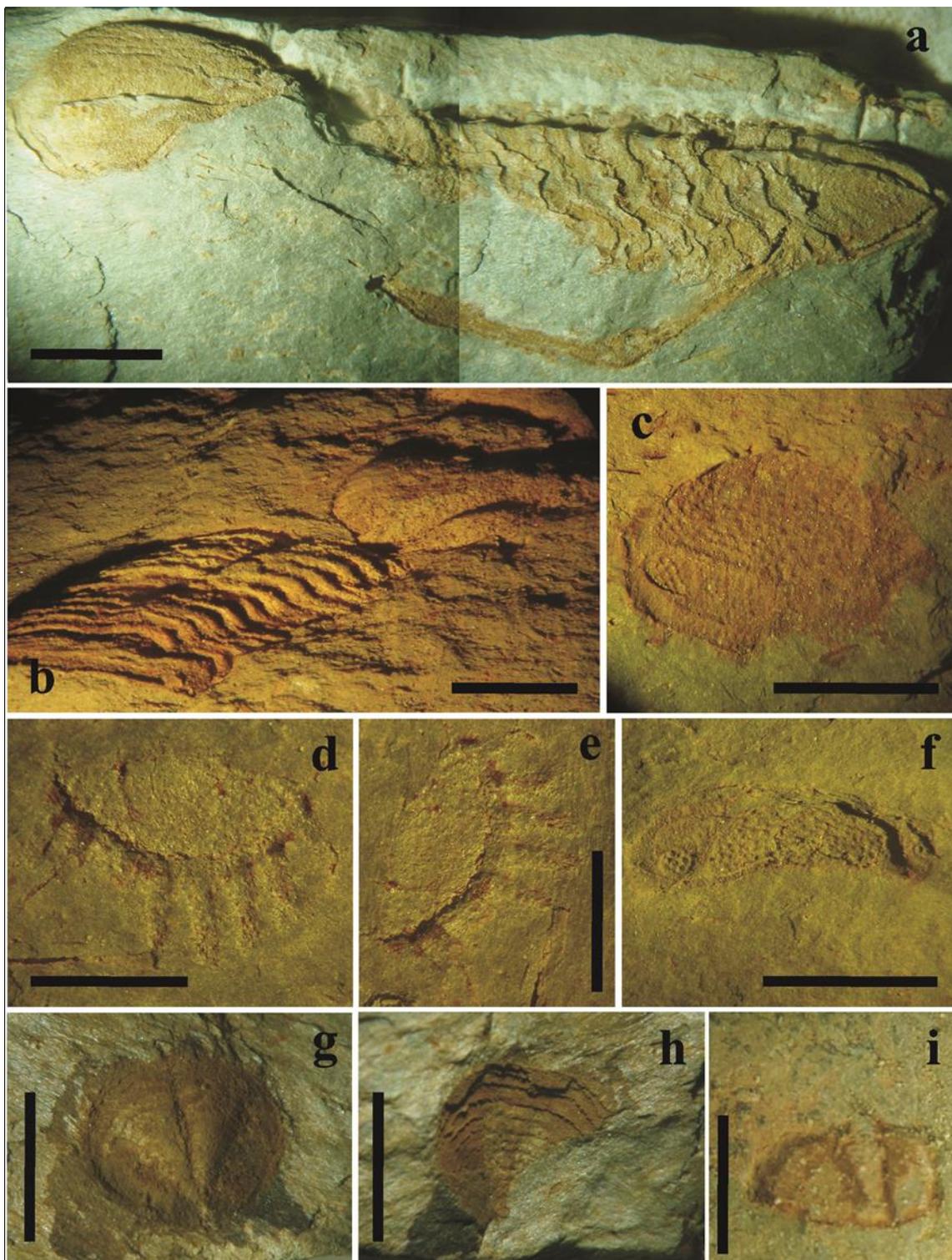
D-E: Pigídio parcial de táxon indeterminado de Asteropyginae.

G-I: Pigídios de taxa indeterminados de Phacopina.

H: Contraparte do espécime G.

Barra de escala: 5 mm.

Estampa 11



Estampa 12

Outros

A-C e F-G: Fósseis indeterminados.

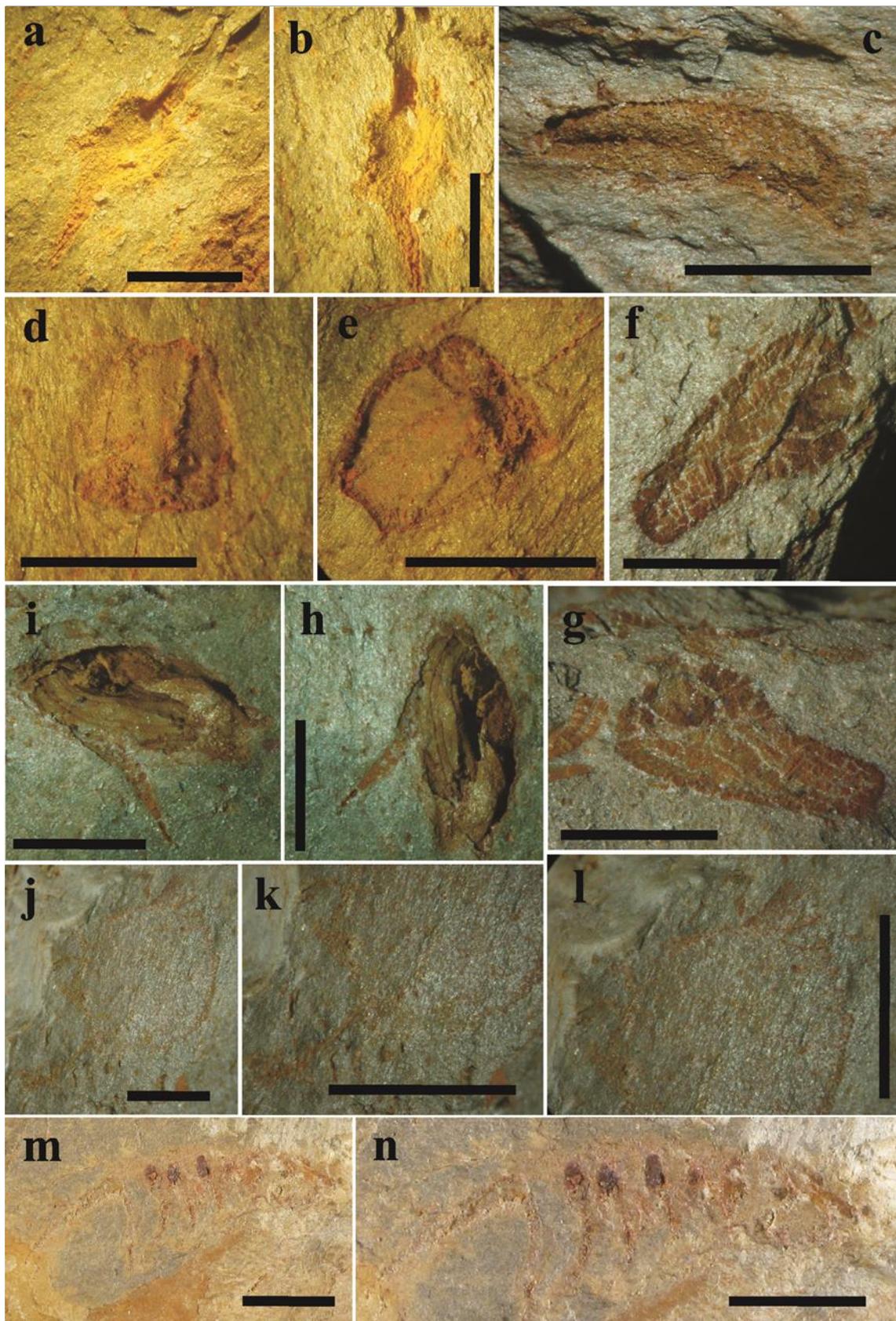
D-E: Placa de cistoide

J-I: Blastóide?

M-N: Onychophora?

Barra de escala: 5 mm.

Estampa 12



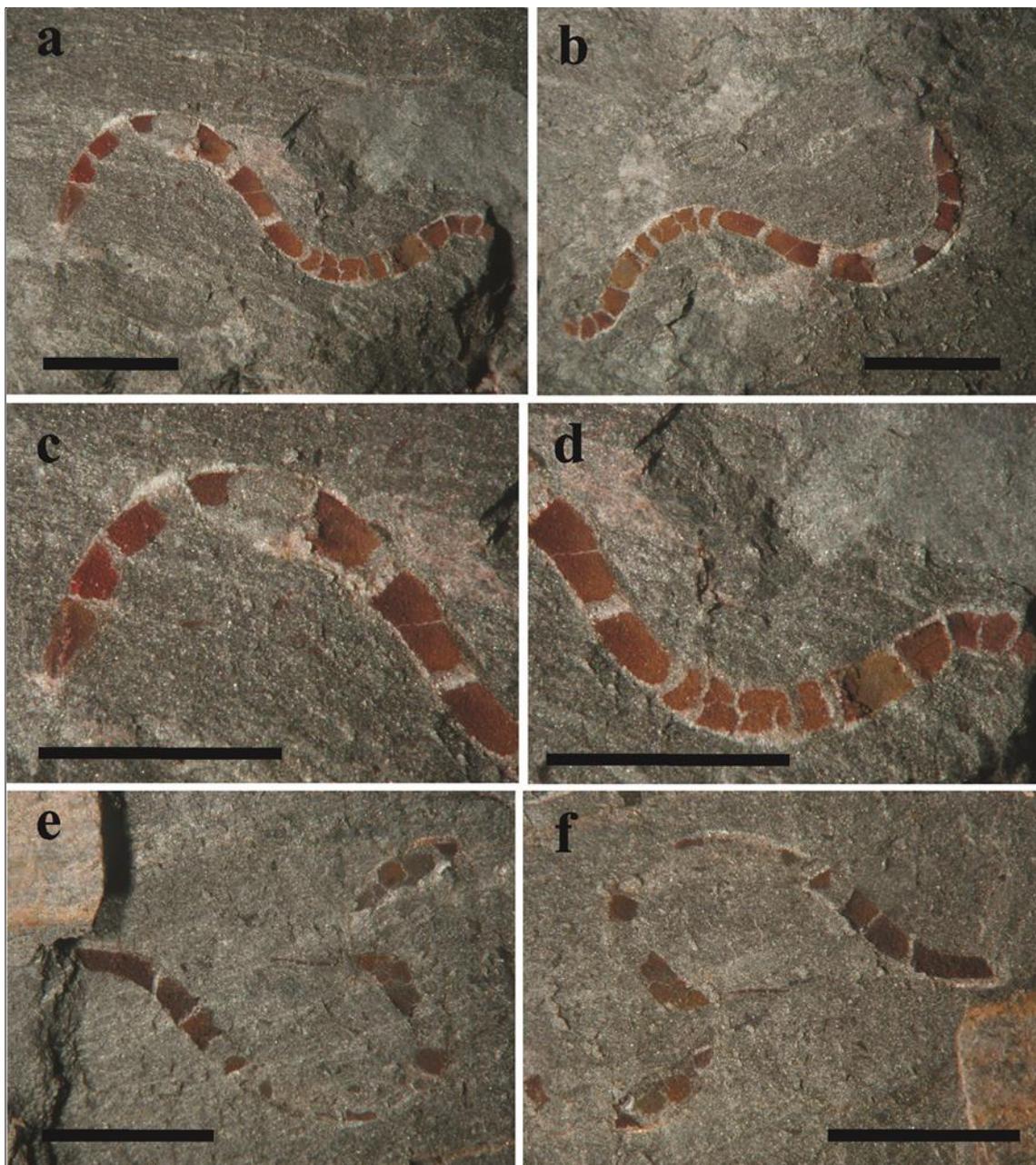
Estampa 13

Outros

A-F: Anélida?

Barra de escala: 5 mm.

Estampa 13



Referências bibliográficas

- ANDRADE, M.M. 1945. Fenestelídeos e Acantocladáceos do Devónico de Laundos. *An. Fac. Ciên. do Porto*, 30: 110-115.
- BOOGAARD, M V. D. 1963. Conodonts of Upper Devonian and Lower Carboniferous age from southern Portugal. *Geologie Mijnbouw*, 42: 248-259.
- BOOGAARD, M. V. D. 1967. Geology of the Pomarão region (southern Portugal). Doctor's Thesis Univ. Amsterdam: 1 - 113.
- BOOGAARD, M.V.D. 1972. Conodont faunas from Portugal and southwestern Spain. Part 1. A Middle Devonian fauna from near Montemor-o-Novo. *Scripta Geol.*, 13: 1-11.
- BOOGAARD, M.V. D. & SCHERMERHORN, L.J.G. 1975. Conodont faunas from Portugal and Southwest Spain. *Scripta Geologica*, 28.
- BOOGAARD M. V. D. & SCHERMERHORN, L. J. G. 1981. Conodonts faunas from Portugal and southwestern Spain. Part 6 a lower famennian conodont fauna at Monte Forno da Cal (South Portugal). Rijksmuseum van Geologie en Mineralogie, Leiden *Scripta Geologica* 63, 1-16.
- BOOGAARD, M.V.D. 1983. Conodont faunas from Portugal and southwestern Spain. Part 7. A Frasnian conodont fauna near the Estação de Cabrela (Portugal). *Scripta Geol.*, 69: 1-17.
- CARRÍNGTON DA COSTA, J. 1931. O Paleozóico Português (síntese e crítica). Dissertação para Doutoramento na Secção de Ciências Histórico-Naturais da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, Porto, 78 p.
- CARRÍNGTON DA COSTA, J. & TEIXEIRA, C. 1957. Notícia explicativa da folha nº9-C (Porto) da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50.000. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 38 p.
- CARVALHO, C.N. 2008. Mais recente e mais profundo: *Treptichnus (Phycodes) pedum* (Seilacher) no Devónico Inferior de Barrancos, Zona de Ossa Morena (Portugal). *Comunicações Geológicas*, 95: 167-171.
- CARVALHO, P. & FERREIRA, A. 1995. Geologia de Neves-Corvo: Estado Actual do Conhecimento. In: II Simpósio de Sulfuretos Polimetálicos da Faixa Piritosa Ibérica, Évora.
- CORREIA, P.; MURPHY, J.B.; Sá, A.A.; DOMINGOS, R. & FLORES. D. 2013. First Palaeozoic arachnid from Portugal and implications for Carboniferous palaeobiogeography. *Geological Journal*, 175:101-107.
- CORREIA, P.; NEL, A.; SÁ, A..A., DOMINGOS, R., CARNEIRO, A. & FLORES, F. 2014. A new Palaeodictyoptera from the late Carboniferous of Portugal. *Annales de la Société Entomologique de France*, 49: 398-401.
- CORNELL, S.; BRETT, C. & SUMRRAL, C. 2003. Paleocology and Taphonomy of an Edrioasteroid dominated hardground association from Tentaculitid limestones in the Early Devonian of New York: A Paleozoic Rocky Peritidal Community. *Palaios*, 18 (3): 212-224.
- COUTO, H. 1993. As mineralizações de Sb-Au da região Dúrico-Beirã. Tese de Doutoramento, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, 663 p.
- COUTO, H. & LOURENÇO, A. 2005. The Valongo Palaeozoic Park: Geodiversity and the importance of valuing and conserving the Geological, Palaeontological and Geomining Heritage. In: D. Pereira & P. Pereira (Eds.) - Geology as background for a top-class geological and cultural heritage in the Douro region (Northern

- Portugal) Field Trip Guide Book, IV International Symposium ProGEO on the Conservation of the Geological Heritage, Braga, pp. 23-55.
- COUTO H. & DIAS A.G. 1998. Parque Paleozóico de Valongo: Património Geológico. Câmara Municipal de Valongo, Valongo, 40 p.
- COUTO, H. KNIGHT, J. & PINTO DE JESUS, A. P. 2014. Paleozoico da área Metropolitana do Porto: Estratigrafia, paleontologia e mineralizações associadas. IX Congresso Nacional de Geologia/ segundo Congresso de Geologia dos Países de Língua Portuguesa, Porto, 18 a 24 de Julho de 2014. *Memórias No. 20* (saídas de campo), 57-71.
- COUTO, H. & LOURENÇO, A. 2006. Geologia no Parque Paleozóico de Valongo: Investigar, Preservar, Divulgar e Ensinar. Atas do VII Congresso Nacional de Geologia, Évora, 4 pp.
- COUTO, H. & LOURENÇO, A. 2011. História Geológica do Anticlinal de Valongo, Evolução da Vida e da Terra. Edições do centenário da Universidade do Porto, Porto, 71 p.
- COOPER A.H. 1980. The stratigraphy and palaeontology of the Ordovician to Devonian rocks of the area north of Dornes (near Figueiró dos Vinhos), Central Portugal. Unpublished Ph.D. thesis, University of Sheffield, 429 p.
- COOPER A.H., ROMANO M., DORNING K.J. & EVANS K.M. (2000). The Silurian to Devonian sequence in the Dornes area, Central Portugal. *Field trip of the VIII International Meeting of IGCP 421, Evora*: 19-26.
- CUNHA T. & OLIVEIRA J.T. 1989. Upper Devonian Palynomorphs from the Represa and Phyllite-Quartzite Formation, Mina de São Domingos region, Southwest Portugal. Tectonostratigraphic implications. *Bull. Société Belge Géol.*, 98 (3/4): 295-309.
- COUSTEAU, F. 2006. Grande Enciclopedia dos Oceanos. Editora Civilização.
- CLARKSON, E.N.K. 1986. Invertebrate paleontology and evolution. second edition. Blackweel Science Publ., 434 p.
- CLARKSON, E.N.K. 1998. Invertebrate paleontology and evolution. Fourth edition. Blackweel Science Publ., 434 p.
- COMNISKEY J. & GHILARDI R. 2013. Levantamento histórico da Classe Tentaculitoidea no Devoniano brasileiro: principais características e padrões de preservação. *Terra Plural*, vol. especial 7: 115-126.
- DANCE, S. P. 1992. Conchas. Segredos da Natureza. Bertrand. 256 p.
- DELGADO, J. F. N. 1886. Terrenos Paleozoicos de Portugal. Sobre a Existencia do Terreno Siluriano no Baixo Alemtejo (Memoria Apresentada à Academia Real das Sciencias de Lisboa), Lisboa, Typographia da Academia Real das Sciencias.
- DELGADO, J.F.N. 1905. Contribuições para o estudo dos terrenos Paleozóicos. *Comunicações da Comissão Geológica de Portugal*, 6: 56-122.
- DELGADO, J.F.N. 1908. Système Silurique du Portugal. Étude de stratigraphie paléontologique. *Memórias da Comissão Geológica de Portugal*, s.n., 247 p.
- DELGADO, J.F.N. 1910. Terrains Paléozoiques du Portugal. Étude sur les fossiles des schistes à Nereites de San Domingos et des schistes à Nereites et à graptolites de Barrancos. *Memórias da Comissão Geológica de Portugal*. s.n., 68 p.
- DIAS, R. ÁRAUJO, A. TERRINHA, P. & KULBERG, J.C. (eds.) 2013. Geologia de Portugal. Vol. I - Geologia Pré-mesozóica de Portugal. Escolar Editora, 807 pp.
- DODD J.R. & STANTON R.J., 1990. Paleocology. Concepts and applications. Wiley-Interscience Publication. 2nd. Edition. Wiley & Sons, New York, 502 pp.
- DOMINGOS, R., 2011 A fauna fóssil do Devónico de São Pedro da Cova (flanco SW do Anticlinal de Valongo): implicações bioestratigráficas. Relatório de estagio da

- Unidade Curricular Estágio da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto.
Não publicado.
- FANTINET, D., DREESEN, R., DUSAR, M. & TERMIER, G. 1976. Faunes de certains horizons dans la formation quartzophylladique aux environs de Mértola (Portugal méridional). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 60, 121-138.
- FERNANDES, I. 2005. Percursos Geológicos no Sulco Carbonífero Dúrico-Beirão (Valongo-Gondomar-Castelo de Paiva). Coleção Ciências e Natureza. Edições Afrontamento, 144 pp.
- FERRAZ S., 2004. O Parque Paleozóico de Valongo como recurso educativo. Tese de Mestrado não publicada. Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, 158p.
- FREIRE, J. 1981. Bacia Carbonífera do Norte de Portugal. Os jazigos de São Pedro da Cova e do Pejão. *Estudos Notas e Trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro*, 24 (1-4): 380 p.
- GALOPIM DE CARVALHO, A.M. 1971. Briozoários do Terciário português. Cheilostomata do Neogénico da Orla Ocidental. Fundação do Instituto de Alta Cultura. Centro de Estudos de Geologia da Faculdade de Ciências de Lisboa, Lisboa, 176 p.
- GOURVENNEC R., LE MENN J., PIÇARRA J., OLIVEIRA J.T. & ROBARDET M., 2011. Braquiópodes e crinóides do Devónico Inferior e Médio do sinclinal de Portalegre: biostratigrafia e paleogeografia. III Congresso Ibérico de Paleontologia, Braga, juill. 2010, 3pp., 1 fig.
- GOURVENNEC R., PIÇARRA M.J., PLUSQUEULLEC Y., PEREIRA Z., OLIVEIRA T. & ROBARDET M. 2010. Lower Devonian faunas and palynomorphs from the Dornes Syncline (Central Iberian Zone, Portugal): stratigraphical and paleogeographical implications. *Carnets de Géologie/Notebooks on Geology*, Article 2010/09 (CG2010_A09): 1-10.
- GOURVENNEC, R.; PLUSQUELLEC, Y.; PEREIRA Z.; PIÇARRA, J.M.; MENN, J.L.; OLIVEIRA, J.T.; ROMÃO, J. & ROBARDET, M. 2008. A reassessment of the Lochkovian (Lower Devonian) benthic faunas and palynomorphs from Dornes region (Southern Central Iberian Zone, Portugal). *Comunicações Geológicas*, 95: 5-25.
- GRADSTEIN, F.M.; OGG, J.G.; SCHMITZ, M.D. & OGG, G. 2012. The Geologic Time Scale 2012: Elsevier Publ., Boston, USA, 1176 p.
- GRADSTEIN, F.M.; OGG, J.G. & SMITH, A.G. (Eds.) 2006. *A Geological Time Scale 2006*. Cambridge University Press, Cambridge, 599 pp.
- GREGORY, M.S. & HENRIQUES, M.H. 2013. The Devonian Brachiopod Collections of Portugal - a palaeontological heritage. *Geoheritage*, 5 (2): 107-122.
- GREGORY, M.S. & HENRIQUES, M.H. 2012. A coleção Krantz de braquiópodes devónicos do Museu da Ciência da Universidade de Coimbra, Portugal. Imprensa da Univ. Coimbra, Coimbra.
- GREGORY, M.S. 2011. *Lusitanispirifer lusitanensis* n. gen. et sp. - A new delthyridoid spirifer and its palaeogeographical implications for the Dornes Syncline (Lower Devonian, Portugal). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 50 (2): 85-94.
- GREGORY, M.S. & PIÇARRA, J. 2011. A new endemic spiriferid genus from the Lower Devonian of Central Portugal. *Newsletter of the Palaeontological Association*, London, 78.

- HAJAŁASZ, B. 1974. Tentaculites of the Upper Silurian and Lower Devonian of Poland. *Acta Paleontologica polonica*, 19 (4): 455-500.
- HOUSE, M.R. 1988. International definition of Devonian System boundaries. *Proceedings of the Ussher Society*, 7: 41-46.
- KROH, A.; BITNER, M.A. & ÁVILA, S.P. 2008. *Novocrania turbinata* (Brachiopoda) from the Early Pliocene of the Azores (Portugal). *Acta Geologica Polonica*, 58 (4): 473-478.
- LE MENN, J., GOURVENNEC, R., PLUSQUELEC, Y., PIÇARRA, J.M.; PEREIRA, Z., ROBARDET, M. & OLIVEIRA, J.T. 2002. Lower Devonian benthic faunas from the Barrancos area (Ossa Morena Zone, Portugal) and their paleobiogeographic affinities. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 89: 19-38.
- LE MOS DE SOUSA M.J. 1984. Aditamento relativo ao Carbonífero. In: Medeiros, A.C., Pereira, E. & Moreira, A. - Notícia Explicativa da folha nº9-D (Penafiel) da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50.000. *Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa*, 46 p.
- LOUREIRO, J.P.; CORREIA, P.; ANDRÉ, A. & PINTO DE JESUS, A. 2010. *Lusitaneura covensis* n. gen., n. sp., first Caloneurodea from the Carboniferous of Portugal (Insecta: Pterygota: Panorthoptera). *Ann. Société entomologique de France*, n.s., 46 (1-2): 242-246.
- LOPES, G.; PEREIRA, Z.; FERNANDES, P.; PIÇARRA, J.M. & OLIVEIRA, J.T. 2009. Silurian to Lower Devonian palynomorphs from Barrancos region, Ossa Morena Zone, Portugal: Preliminary results. Absts. Book CIMP Faro'09 - II Joint meeting of spores-pollen and acritarch Subcommissions, 6 p.
- MACHADO, G. 2010. Palinologia e estratigrafia do Pz superior da ZOM, Nw e Sw de Portugal. Tese de Doutoramento não publicada. Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro, Aveiro, 365 p.
- MACHADO, G.; HLADIL, J.; KOPTIKOVÁ, L.; FONSECA, P.E.; ROCHA, F.T. & GALLE, A. 2009. The Odivelas Limestone: evidence for a Middle Devonian reef system in western Ossa-Morena Zone (Portugal). *Geologica Carpathica*, 60 (2): 121-137.
- MACHADO, G.; FRANCU, E.; VAVRDOVÁ, M.; FLORES, D.; FONSECA, P.E.; ROCHA, F.; GAMA PEREIRA, L.C.; GOMES, A.; FONSECA, M & CHAMINÉ, H.I. 2011. Stratigraphy, palynology and organic geochemistry of the Devonian- Mississippian metasedimentary Albergaria-a-Velha Unit (Porto-Tomar shear zone, W. Portugal). *Geol. Quart.*, 55 (2): 139-164.
- MOORE, R.C. (Ed.) 1969. Treatise on invertebrate paleontology. Part N, Mollusca 6, Bivalvia, 3 vols., Geological Society of America and the University of Kansas, Boulder, Colorado, USA.
- MOORE, R.C. (Ed.) 1965. Treatise on invertebrate paleontology. Part H, Brachiopoda, 2 vols., Geological Society of America and the University of Kansas, Boulder, Colorado, USA.
- MELLADO, M.T. & THADEU, D. 1947. Trilobites do Devónico inferior português. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 28: 265-296.
- MOREIRA, J.R.S. 2001. O Trabalho de Campo em Geologia com alunos do 11º ano uma perspectiva inovadora. Da construção de materiais à aprendizagem dos alunos. Um estudo na área de Valongo. Volume I. Tese de Mestrado não publicada. Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências, Universidade do Porto, Porto, 211 p.

- MOREIRA, R. (Ed.) 1994. *Historia Natural*. Vol. 12 - Paleontologia. Edições Zairol, Lisboa, 207 p.
- NASCIMENTO, N; NASCIMENTO, I. & MELO, S. 2008. Testes de precisão ecotoxicológicos em *Chinometra lucunter* (Equinodermata, Chinoidea). Caracterização da sensibilidade embriolarval a variações de factores ambientais. *Diálogos & Ciencia, Revista da rede de ensino FCT*, 6: 105-121.
- NETO DE CARVALHO, C., RODRIGUES N.P.C., 2007. Compound *Asterosoma ludwigae* Schlirf, 2000 from the Jurassic of the Lusitanian Basin (Portugal): conditional strategies in the behaviour of Crustacea. *Journal of Iberian Geology*, 33: 295–310.
- NICHOLS, Gary 2009. *Sedimentology and stratigraphy*. Wiley-Blackwell, 419 p.
- OLIVER, W.A. Jr. & COATES, A.G. 1987. Phylum Cnidaria. In: R.S. Boardman, AH. Cheetham & A.J. Rowell (Eds) - *Fossil Invertebrates*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 140-193.
- OLIVEIRA, J.T. (Coord.) 1992. Carta Geológica de Portugal, na escala 1/200.000. Notícia Explicativa da Folha nº8. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 52 p.
- OLIVEIRA, J.; HORN, M.; KULLMANN, J. & PAPROTH, E. 2006. Recent advances on the Upper Devonian palynostratigraphy of the Pulo do Lobo Domain, South Portuguese Zone, Portugal. In: J. BEK; R. BROCKE; J. DASKOVA & O. FATKA (eds). - *Palaeozoic Palynology in Space and Time*. Inst. Geology, Academy of Sciences, Prague. Czech Republic, pp. 42-43.
- OLIVEIRA, J. T., PEREIRA, Z. & PACHECO, N. 2003. Palinoestratigrafia da sequência litológica imbricada da mina de Neves-Corvo, incluindo a datação dos sulfuretos maciços (Faixa Piritosa, Zona Sul Portuguesa). *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, nº esp. V, CD-ROM, pp. A96-A98.
- OLIVEIRA, J. 2013. Geologia da Região da Antiforma de Estremoz. Livro de Resumos do VII encontro de professores de geociências do Alentejo e Algarve. 5- 6 de Abril de 2013, Convento das Maltezas, Estremoz.
- PAREDES, R.; COMAS-RENJINFO, M.J.; DUARTE, L.V. & GOY, A. 2013. Braquiópodes do Sinemuriano superior da região de S. Pedro de Moel e de Peniche (Bacia Lusitânica, Portugal). *Comunicações Geológicas*, 100: 29-35.
- PERDIGÃO, J.C. 1967. Descoberta de Mesodevónico em Portugal (Portalegre). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 52: 27-48.
- PERDIGÃO J.C. 1972-73. A fauna das grés e quartzitos silúricosdevónicos de Portalegre e a sua posição estratigráfica. *Comunicações dos Serviços Geológico de Portugal*, 56: 5-32.
- PERDIGÃO, J.C. 1972-73. O Devónico de Barrancos (Paleontologia e Estratigrafia). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 56: 33-54.
- PERDIGÃO, J.C. 1974. O Devónico de Portalegre. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 57: 203-225.
- PERDIGÃO, J.C. 1977. O Devónico de S. Félix de Laundos. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 61: 13-32.
- PERDIGÃO, J.C.; OLIVEIRA, J.T. & RIBEIRO, A. 1982. Notícia explicativa da folha nº44-B (Barrancos) da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50.000. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 25 p.
- PEREIRA, E. 1987. Estudo geológico estrutural da região de Celorico de Basto e sua interpretação geodinâmica. Tese de doutoramento não publicada. Fac. Ciências Univ. de Lisboa, Lisboa, 274 p.

- PEREIRA, E. & MEIRELES, C. 1992. Guia de excursão Geológica a Póvoa do Varzim. XIV Reunion de Geologia Y Minería del NO Peninsular, Laboratorio Xeologico de Laxe, 11p.
- PEREIRA, Z., CLAYTON, G. & OLIVEIRA, J.T. 1996. Palynostratigraphy of the Devonian-Carboniferous Boundary in Southwest Portugal. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 117, 1: 189-199.
- PEREIRA, Z., FERNANDES, P. & OLIVEIRA, J. T. 2006. Upper Devonian palynostratigraphy and organic matter maturation of the Pulo do Lobo Domain, South Portuguese Zone, Portugal. *Comunicações Geológicas*, 93 pp., 23-38.
- PEREIRA, Z., MATOS, J., FERNANDES, P., JORGE, R. & OLIVEIRA, J.T. 2009. New lower Givetian age miospores of the Phyllite-Quartzite Group (São Fransisco da Serra Anticline, Iberian Pyrite Belt-Portugal). Absts. Book CIMP Faro'09 - II Joint meeting of spores-pollen and acritarch Subcommissions, 4 p.
- PEREIRA, Z., MATOS, J., FERNANDES, P. & OLIVEIRA, J.T. 2007. Devonian and Carboniferous palynostratigraphy of the South Portuguese Zone, Portugal - An overview. *Comunicações Geológicas*, 94: 53-79.
- PEREIRA, Z., MEIRELES, C. & PEREIRA, E. 1999. Upper Devonian Palynomorphs of NE Sector of Trás-os-Montes (Central Iberian Zone). Livro de resumos da XV Reun. Geol. Oeste Peninsular, ~Badajoz, España, pp. 201-206.
- PEREIRA, Z. & OLIVEIRA, J., T. 2003. Estudo palinostratigráfico do sinclinal da Estação de Cabrela : implicações tectonostratigráficas. In: VI Congresso Nacional de Geologia, Monte de Caparica, 4 a 6 de Junho de 2003: [Comunicações]. Monte de Caparica: Universidade Nova de Lisboa. Faculdade de Ciências e Tecnologia, 2003, CD-ROM, p. A118-A119.
- PEREIRA, Z., PIÇARRA, J.M. & OLIVEIRA, J.T. 1998. Palinomorfos do Devónico Inferior da região de Barrancos (Zona de Ossa Morena). Actas do V Congresso Nacional de Geologia, *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 84 (1): A18-21.
- PEREIRA, Z., PIÇARRA, J.M. & OLIVEIRA, J.T. 1999. Lower Devonian palynomorphs from the Barrancos region, Ossa Morena zone, Portugal. *Bolletino della Società Paleontologica Italiana*, 38 (2-3): 239-245.
- PIÇARRA, J.M., 2012. O Património Geológico-Mineiro da região de Barrancos (Sul de Portugal). Memórias e Notícias: Geociências no Espaço Lusófono. Publicação da Imprensa da Universidade de Coimbra. I Congresso Internacional “GeoCiências na CPLP” Universidade de Coimbra 12 a 19 de Maio de 2012.
- PIÇARRA, J.M. 1997. Nota sobre a descoberta de graptólitos do Devónico Inferior na Formação de Terena, em Barrancos (Zona de Ossa Morena). In: A. Araújo & F. Pereira (eds.) - Estudos sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico). Livro de homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves, Univ. Évora: 27-36.
- PIÇARRA, J.M. 2000. Estudo estratigráfico do sector de Estremoz-Barrancos, Zona de Ossa Morena, Portugal. Litoestratigrafia e bioestratigrafia do intervalo Câmbrico Médio?- Devónico Inferior. Tese de doutoramento não publicada, Universidade de Évora, 268 pp.
- PIÇARRA, J.M.; LE MENN, J.; PEREIRA, Z.; GOURVENNEC, R.; OLIVEIRA, J.T. & ROBARDET, M. 1999. Novos dados sobre o Devónico Inferior de Barrancos (Zona de Ossa Morena, Portugal). *Temas Geológico-Mineros*, ITGE, 26: 628-631.
- POR, F.D. 1972. Hydrobiological notes on the high-salinity waters of the Sinai Peninsula. *Marine Biology*, 14 (2): 111-119.

- PRIEM, F. 1911. Sur des poissons et autres fossiles du Silurien supérieur du Portugal. *Comunicacoes da Comissão do Serviço Geológico de Portugal* 8, 1–11.
- PRUVOST, P. 1914. Observations sur les terrains Dévoniens et Carbonifères du Portugal et sur leur faune. *Comunicações Serviços Geológicos de Portugal*, 10: 1-21.
- TWENHOFEL, W.H. & SHROCK, R.R. 1935. Invertebrate paleontology. McGraw-hill Book Company, New York and London, 511 p.
- RIBEIRO, A. 1974. Contribution à l'étude Tectonique de Trás-os-Montes Oriental. *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, n.s., 24: 1-168.
- RIBEIRO, A. 1983. Relações entre formações do Devónico Superior e o Maciço de Évora na região de Cabrela (Vendas Novas). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 69 (2): 267-269.
- ROBARDET, M. & GUTTIÉRREZ-MARCO J.C. 2004. The Ordovician, Silurian and Devonian sedimentary rocks of the Ossa-Morena Zone (SW Iberian Peninsula, Spain). *Journal of Iberian Geology*, 30: 73-92.
- ROCHA, R., PEREIRA, Z & ARAÚJO, A. 2010. Novos dados bioestratigráficos (miosporos) na Formação de Terena- Implicações para a interpretação estrutural (Rio Ardila, Barrancos). VIII Congresso Nacional de Geologia. *Revista Electrónica de Ciências da Terra*, 17 (16):1-4.
- ROMÃO, J., OLIVEIRA, J. T., SILVA, J. B. & RIBEIRO, A. (1998) - Nota sobre a sequência estratigráfica silúrico-devónica no sinforma de Amêndoa-Carvoeiro, bordo SW da Zona Centro Ibérica, Portugal. V Congr. Nacional de Geol., Lisboa.
- ROMANO, M. & DIGGENS, J.N. 1973/74. The Stratigraphy and Structure of Ordovician and associated rocks around Valongo, North Portugal. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 57: 23-50.
- RUDWICK, M.J.S. 1985. The Great Devonian Controversy: The Shaping of Scientific Knowledge among Gentlemanly Specialists. University of Chicago Press, Chicago, 494 p.
- SÁ, A.A., MEIRELES, C., CARLOS, C. & GUTIÉRREZ-MARCO, J. C. 2005. Unidades litoestratigráficas do Ordovícico da região de Trás-os-Montes (Zona Centro Ibérica), *Comunicações Geológicas*, (92), pp. 31-74.
- SÁ, A.A., MEIRELES, C., CORREIA, P., PIÇARRA, J., CASTRO, P., ROCHA, D. FERREIRA, P. & FLORES, D. 2014. A sequência paleozoica da região de Valongo-Arouca (N Portugal). IX Congresso Nacional de Geologia/ segundo Congresso de Geologia dos Países de Língua Portuguesa, Porto, 18 a 24 de Julho de 2014. *Memórias No. 20* (saídas de campo), 75-95.
- SÁ, A.A. & VALÉRIO, M. 2005. Uma jazida paleontológica excepcional no Ordovícico do SW da Europa: a “Pedreira do Valério” em Canelas (Arouca, Portugal). In: C.N. Carvalho (ed.) - Cruziana'05, Actas do Encontro Internacional sobre o Património Paleontológico, Geoconservação e Geoturismo, Idanha-a-Nova, pp. 23-25.
- SOUSA, E.R. 2001. Saneamento ambiental I. Noções sobre a qualidade da água. Instituto Superior Técnico de Lisboa. Departamento de Engenharia Civil e Arquitetura, Lisboa, 27 p.
- STANLEY, S.M. 1970. Relation of shell form to life habits of the Bivalvia (Mollusca). *Geological Society of America Memoir*, 125: 1-296.
- TAYLOR, P.D.; BERNING, B.; WILSON, M.A. 2013. Reinterpretation of the Cambrian 'bryozoan' *Pywackia* as an octocoral. *Journal of Paleontology* 87 (6): 984–990.

- TEIXEIRA, C. 1981. O Eodevónico da região entre a fronteira de Barrancos e a vila de Serpa. *Memórias da Academia das Ciências de Lisboa, Classe de Ciências*, 24: 105-125.
- TEIXEIRA, C. & GONÇALVES, F. 1980. Introdução à geologia de Portugal. Inst. Nac. de Investigação Científica, Lisboa, 478 p.
- TEIXEIRA, C. & PAIS, J. 1973. Sobre a presença de Devónico na região de Bragança (Guadramil e Mofreita) e de Alcañices (Zamora). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 18: 199-202.
- TEIXEIRA, C., MEDEIROS, A.C. & ASSUNÇÃO, C.T., 1965. Notícia Explicativa da Carta geológica 1: 50 000, nº 9-A, Póvoa de Varzim. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 50.
- TEIXEIRA, C. & THADEU, D. 1967. Le Dévonien du Portugal. Proceedings of the International Symposium on the Devonian System, Calgary, pp. 189-199.
- ZIEGLER, B. 1983. Introduction to paleobiology : general paleontology. Ellis Horwood Ltd., Chichester, UK, 225 p.

Páginas WEB consultadas

Goon III S. M. 2008 - Trilobite feeding habits (Consultado em 24 de setembro de 2014).